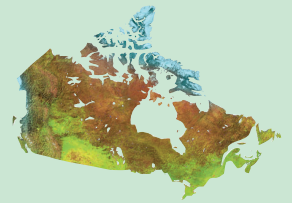


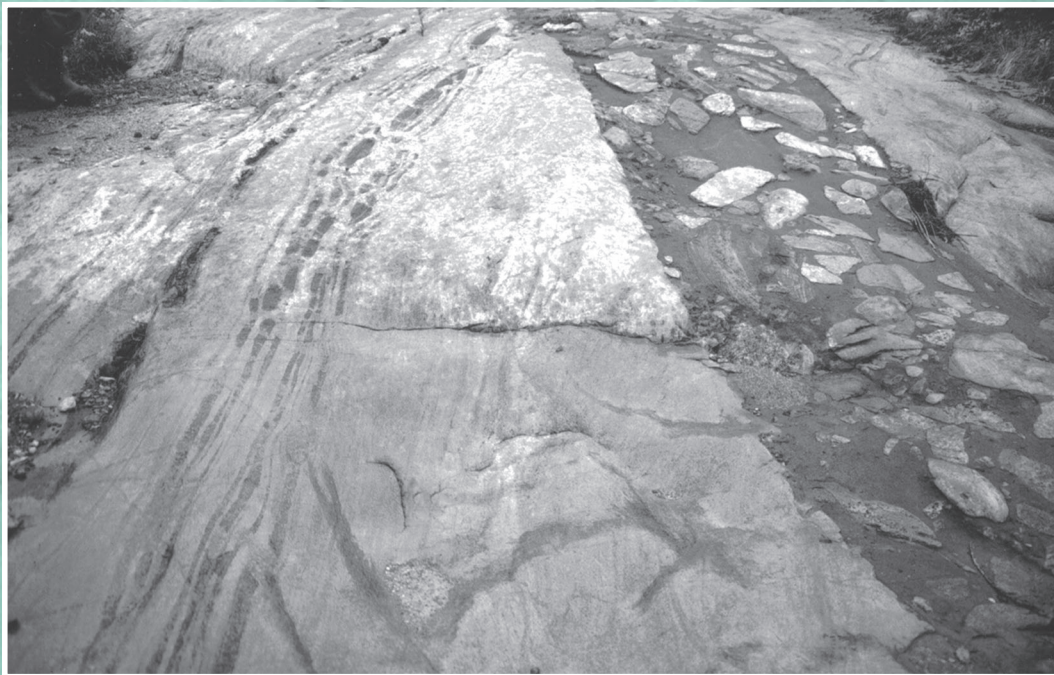


Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada



Commission géologique du Canada Bulletin 586



Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé

L. Corriveau

2013

Canada 



Commission géologique du Canada
Bulletin 586

**Architecture de la ceinture métasédimentaire
centrale au Québec, Province de Grenville :
un exemple de l'analyse de terrains de
métamorphisme élevé**

L. Corriveau

2013

©Sa Majesté la Reine du chef du Canada 2013

ISSN 0068-7626

N° de catalogue M42-586F-PDF

ISBN 978-0-662-70451-5

doi: 10.4095/226449

Les bibliothèques de dépôt d'un bout à l'autre du pays ont accès à la présente publication par l'intermédiaire du site Web du Programme des services de dépôt (<http://dsp-psd.tpsgc.gc.ca>).

On peut télécharger cette publication gratuitement à partir de GEOSCAN (<http://geoscan.sst.mcan.gc.ca/>).

Notation bibliographique conseillée

Corriveau, L., 2013. Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé; Commission géologique du Canada, Bulletin 586, 251 p. doi: 10.4095/226449

Illustration de la page couverture

Dyke de Rivard recoupant un gneiss tonalitique typique du complexe gneissique de Bondy. Voir la figure 10 pour une description détaillée. Photographie de L. Corriveau, 2003-032.

Lecture critique

T. Clark

L. Nadeau

Auteur

L. Corriveau (Louise.Corriveau@RNCAN-NRCAN.gc.ca)

Commission géologique du Canada

490, rue de la Couronne

Québec (Québec)

G1K 9A9

**Pour demander la permission de reproduire cette publication, en tout ou en partie, à des fins d'utilisation commerciale, de revente ou de rediffusion, s'adresser à l'agent d'information sur le droit d'auteur, pièce 622C, 615, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E9.
Courriel : Droitd'auteurESS@RNCAN.gc.ca**

TABLE DES MATIÈRES

Résumé/Abstract	1
SOMMAIRE/SUMMARY	2
INTRODUCTION	13
Contexte orogénique	15
Travaux antérieurs et récents	15
Composantes du projet et participants	20
REMERCIEMENTS	22
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	23
La ceinture métasédimentaire centrale au Québec	23
Domaines supracrustaux et suites intrusives	24
Signatures géophysiques	38
Magnétisme, champ électromagnétique et spectrométrie des rayons gamma	38
Télédétection	39
Caractérisation du milieu physique en fonction de la géologie	39
Aquifères rocheux	40
DOMAINES SUPRACRUSTAUX ET COMPLEXES GNEISSIQUES	41
Le complexe gneissique de Bondy, hôte d'un système hydrothermal métamorphisé	41
Gneiss granitique à tonalitique et gneiss quartzofeldspathique	47
Tourmalinite	47
Amphibolite et metabasite	50
Gneiss quartzofeldspathique laminé	52
Métagabbro et méta-anorthosite lités	52
Gneiss alumineux et hyperalumineux	52
Gneiss quartzofeldspathique magnésien	60
Roches carbonatées et calco-silicatées	61
Grenatite et coticule	62
Brèches et filons	65
Minéralisations cuprifères	65
Métatonalite et métadiorite quartzifère	66
Monzonite	66
Problématique de l'identification des protolites et contextes géologiques possibles	66
Contextes d'hydrothermalisme dans des milieux volcaniques et plutoniques felsiques	66
Localisation du système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy	67
Minéraux et associations de minéraux métamorphiques indicateurs d'un hydrothermalisme antérieur au métamorphisme	68
Le zircon, un indicateur de processus et de protolite	69
Zones d'altération identifiées	70
Indices de volcanisme	71
Le complexe gneissique de Bondy, un édifice volcano-plutonique d'arc cuprifère de 1,4 Ga	71

Groupe de Sourd	72
Groupe de Lièvre.....	73
SUITES INTRUSIVES	73
Suite intrusive de Lacoste	73
Suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin	74
Suite intrusive de Chevreuil : intrusions en feuillets et intrusions litées.....	76
Répartition des plutons.....	78
Relations avec les encaissants gneissiques.....	78
Approche descriptive utilisée	79
Intrusions gabbroïques à litage vertical.....	79
Enclaves	83
Intrusions et brèches.....	84
Paragenèses minérales et textures	84
Dykes.....	86
Intrusions en feuillets	89
Monzonite, syénite et granite	95
Diorite et monzodiorite	101
Indice minéralisé	102
Enclaves	102
Xénolites	105
Dykes intraplutoniques.....	105
Essaim régional de dykes	107
Caractères généraux	107
Géochimie	107
État des connaissances sur les intrusions à litage vertical, les intrusions en feuillets et les fabriques plutoniques.....	112
Litage vertical dans les intrusions litées.....	112
Intrusions en feuillets	113
Intrusions litées mafiques-felsiques de type MASLI	113
Intrusions en feuillets	114
Fabriques d'origine magmatique et submagmatique	114
Fabriques observées dans les intrusions litées et leur interprétation.....	117
Stade de rotation de particules	118
Stade d'imbrication de cristaux.....	118
Seuil de percolation rigide	118
Seuil de piégeage de cristaux	119
Styles et contextes de mise en place des intrusions en feuillets et des dykes	119
Nature et structuration des éponges	119
Caractéristiques et interprétations des fabriques observées dans les intrusions en feuillets et les dykes	120
Foliation magmatique.....	120
Enclaves et dykes	121
Rubanement magmatique.....	122
Répartition des fragments	122
Plis et filons	122

Recristallisation.....	123
Caractère primaire de la concordance entre les feuillets et la zone de déformation.....	125
Suites intrusives contemporaines	125
Suite intrusive de Lanthier	125
Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta.....	126
Plutons alcalins potassiques de la région de Mont-Laurier.....	129
Unités lithodémiques.....	129
Description générale.....	135
Dykes.....	140
Structuration des plutons et des encaissants et cisaillements.....	140
Caractéristiques minéralogiques des séries shoshonitiques et des séries potassiques alcalines	141
Principales caractéristiques géochimiques des séries shoshonitiques et des séries potassiques alcalines	141
Dyke de Rivard.....	142
Morphologie du dyke	142
Injections de minette	145
Morphologie et répartition des xénolites.....	145
Minéralogie et composition générale des intrusions de minette	145
Conditions physiques de mise en place des intrusions potassiques	146
Suite granitique de Guénette	148
Suite ultramafique de Rollet	148
Essaim de dykes de Grenville	148
Typologie de la lithosphère d'après les xénolites du dyke de Rivard	148
Typologie des xénolites	149
Suites de xénolites mafiques et ultramafiques.....	153
Suites de xénolites métamorphiques	158
Conditions de pression et de température enregistrées par les xénolites	158
Signatures isotopiques du strontium, du néodyme et du plomb, âges modèles Nd et âges U-Pb des xénolites.....	159
Nature de la lithosphère	160
Composition du manteau.....	161
QUATERNAIRE ET RÉCENT.....	162
Sédiments quaternaires.....	162
Néotectonisme et sismicité.....	163
EMPREINTES MÉTAMORPHIQUES ET STRUCTURALES RÉGIONALES.....	163
Métamorphisme.....	163
Paragenèses du métamorphisme maximal et de la rétro-morphose dans le complexe gneissique de Bondy	165
Remobilisation dans le complexe gneissique de Bondy	165
Conditions de pression et de température	168
Structure	170
Les dykes de la suite intrusive de Chevreuil : un indicateur tectonique régional	170
Phases de déformation.....	176
Phases de déformation D ₁ à D ₃	176

Phase de déformation D ₄	177
Phases de déformation D ₅ et D ₆	177
Phase de déformation D ₇ : mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil	178
Phase de déformation D ₈ et rejeu de la déformation	189
GÉOCHRONOLOGIE RÉGIONALE	189
Âge du métamorphisme régional	189
Âge des protolites du complexe gneissique de Bondy	192
Suite intrusive de Chevreuil et lien temporel avec la suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin	193
Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta	193
Thermochronométrie Ar/Ar	194
ARCHITECTURE QUADRIDIMENSIONNELLE DE LA CEINTURE	
MÉTASÉDIMENTAIRE CENTRALE : MODÈLE, SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS	195
Architecture actuelle	195
Paléoenvironnements	197
Contexte	197
Magmatisme et hydrothermalisme dans un milieu d'arc insulaire et de bassin d'arrière-arc à la marge de la Laurentie à 1,4 Ga	199
Bassins sédimentaires	200
Sommaire des constituants de la ceinture métasédimentaire centrale	201
Développement orogénique et magmatisme	201
Outils et approches utilisés	202
Orogenèse elzévirienne et son apogée à 1,2 Ga	203
Événements orogéniques survenus il y a entre 1,17 et 1,15 Ga	204
Mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil	204
Partitionnement de la déformation lors de la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil	206
Déformation tardive par rapport à la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil	206
Magmatisme alcalin potassique (1,09-1,07 Ga)	207
Orogenèse ottawienne (1,08-1,02 Ga)	208
Nature de la lithosphère à 1,07 Ga	208
Héritage structural pré-grenvillien et post-grenvillien : implications en métallogénie et en tectonique	210
RÉFÉRENCES	211
 Annexes	
A. Duplicata des résultats d'analyses interlaboratoires d'échantillons provenant du pluton de Kensington	232
B. Description pétrographique représentative des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil	233
C. Description pétrographique représentative des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil	234
D. Description pétrographique des dykes de la suite intrusive de Chevreuil	240
E. Résultats d'analyses chimiques des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil	241
F. Résultats d'analyses chimiques des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil	242
G. Résultats d'analyses chimiques des dykes de la suite intrusive de Chevreuil	246

H. Résultats d'analyses chimiques de la suite granitique de Guénette et d'autres dykes granitiques	249
I. Résultats d'analyses chimiques des dykes de diabase	251

Tableaux

1. Légende lithodémique et étiquettes	30
2. Résultats d'analyses chimiques de paragneiss et de roches intrusives avec des teneurs anormales en nickel, cuivre, cobalt, chrome, or, molybdène ou vanadium.....	34
3. Résultats d'analyses chimiques représentatives des lithofaciès du système hydrothermal	45
4. Composition géochimique des lithofaciès alumineux hydrothermaux et des gneiss pélitiques	58
5. Analyses représentatives de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta	128
6. Analyses chimiques des dykes de Rivard et de Girard et du stock de Rolleau.....	149
7. Types de xénolites dans le dyke de Rivard.....	154
8. Phases de déformation reconnues dans le secteur à l'étude entre Nominigüe et Mont-Laurier	171
9. Datations effectuées dans le cadre du projet.....	190

Figures

1. Subdivisions de la Province de Grenville et terranes et domaines de la ceinture métasédimentaire centrale	13
2. Couverture géologique de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et localisation géographique de la région à l'étude	14
3. Carte géologique de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec.....	17
4. Images satellitaires de la région de Mont-Laurier	18
5. Géologie des régions de Nominigüe, de Duhamel et de Saint-Jovite.....	25
6. Morphologie des unités du domaine de marbre et des complexes gneissiques	28
7. Morphologie des unités de paragneiss du domaine de quartzite.....	33
8. Localisation des complexes gneissiques	35
9. Morphologie des suites intrusives.....	36
10. Dyke de Rivard	37
11. Signatures aéromagnétiques et radar des régions cartographiques 31 J/3 et 31 G/14	38
12. Géologie du complexe gneissique de Bondy	42
13. Morphologie du gneiss felsique du complexe gneissique de Bondy	48
14. Tourmalinite et filons de plagioclase, quartz et kornéropine	49
15. Morphologie des niveaux de metabasite et d'amphibolite rubanées	51
16. Morphologie du gneiss quartzofeldspathique laminé	53
17. Gneiss alumineux, leucosomes et grenatite	54
18. Photomicrographies de gneiss alumineux et d'associations de minéraux	56
19. Morphologie du gneiss blanc alumino-magnésien	60
20. Brèches et filons à quartz-magnétite transposés et indices de cuivre-or.....	63
21. Zonation du système hydrothermal et indices de cuivre dans le complexe gneissique de Bondy	64
22. Paragneiss du Groupe de Sourd	75
23. Localisation des plutons de la suite intrusive de Chevreuil	76
24. Typologie des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil et de leur relation avec l'encaissant	77
25. Morphologie des lits des intrusions mafiques de la suite intrusive de Chevreuil	81
26. Morphologie des intrusions et des niveaux ultramafiques dans l'intrusion litée de Montjoie.....	83

27. Foliation et rubanement magmatiques et textures subophitiques des unités de gabbro.....	85
28. Photomicrographies de gabbro-norite et de diorite	87
29. Photomicrographies de gabbro-norite à textures magmatiques typiques.....	88
30. Photomicrographies de gabbro peu à fortement recristallisé.....	89
31. Fabriques d'écoulement magmatique dans les dykes de la suite intrusive de Chevreuil.....	91
32. Dykes et brèches de gabbro avec enclaves cognétiques anguleuses	92
33. Photomicrographies et photomicrographies des dykes de microdiorite.....	93
34. Photomicrographies de dykes de microdiorite à divers stades de recristallisation	94
35. Fabriques des dykes de pegmatite mylonitisée dans les intrusions litées	96
36. Morphologie des unités de monzonite et de diorite de la suite intrusive de Chevreuil	97
37. Photomicrographies de lames minces de monzonite.....	99
38. Photomicrographies de monzonite.....	100
39. Fabriques magmatiques des intrusions en feuillets.....	103
40. Exemples d'injection lit-par-lit, de fracturation et d'assimilation progressive d'encaissants.....	104
41. Déformation à l'état solide des intrusions en feuillets.....	106
42. Dykes composites de la suite intrusive de Chevreuil avec textures de mélange de magmas dans les complexes gneissiques	108
43. Morphologie et fabrique des dykes avec textures de mélange de magmas dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville	110
44. Morphologie et fabrique des dykes associés à la suite intrusive de Lanthier	116
45. Agencement des corps intrusifs de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta au Québec.....	127
46. Géologie du pluton de Kensington.....	130
47. Morphologie des unités et des dykes du pluton de Kensington.....	132
48. Morphologie des dykes de microdiorite et de lamprophyre de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta	134
49. Architecture magmatique des plutons potassiques et morphologie des unités de skarn.....	136
50. Signatures aéromagnétiques et radar du pluton potassique de Montagne Noire	139
51. Signature géochimique représentative du pluton de Kensington.....	141
52. Morphologie du dyke de Rivard et répartition des xénolites	143
53. Xénolites du segment B du dyke de Rivard	144
54. Morphologie du granite de Guénette et des dykes associés.....	148
55. Morphologie et typologie des divers types de xénolites	150
56. Textures de divers types de xénolites.....	152
57. Conditions P-T des gneiss et caractéristiques des dykes de la suite intrusive de Chevreuil au sud de Mont-Laurier.....	164
58. Paragenèses du métamorphisme maximal conservées dans les unités de gneiss et de metabasite du complexe gneissique de Bondy	166
59. Paragenèses rétro-morphosées dans du gneiss alumineux et de l'amphibolite	167
60. Géométrie structurale de la partie nord du complexe gneissique de Bondy et des gneiss environnants	169
61. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans le domaine de marbre.....	172
62. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Cayamant.....	173
63. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville	174
64. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Labelle	175
65. Structures des gneiss du complexe gneissique de Bondy	179

66. Structures macroscopiques dans la ceinture métasédimentaire centrale entre Mont-Laurier et Nominigüe.....	180
67. Structures des zones de déformation de Nominigüe-Chénéville et de Labelle.....	181
68. Plis en dômes et bassins, plis en fourreau et plis disharmoniques dans les zones de déformation de Nominigüe-Chénéville et de Labelle	182
69. Déformation des dykes et des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville	184
70. Projections stéréographiques équivalentes.....	186
71. Images satellitaires et interprétations structurales des zones de déformation de Nominigüe-Chénéville et de Labelle	187
72. Données géochronologiques	191
73. Diagrammes concordia pour le pluton de Maskinongé, le pluton de Montagne Noire et le granite de Guénette	194
74. Modèle et sites de mise en place des magmas de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta et architecture de la croûte traversée.....	196
75. Événements tectono-magmatiques dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec.....	198

Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé

Résumé

Le présent bulletin décrit l'architecture et l'évolution tectono-magmatique grenvillienne et pré-grenvillienne de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Province de Grenville). Il présente une analyse détaillée de contextes géologiques et métallogéniques mésoprotérozoïques et des processus d'hydrothermalisme, de mise en place de magma, de métamorphisme et de déformation ayant joué dans leur formation et leur évolution.

La région à l'étude comporte deux domaines métasédimentaires, l'un dominé par le marbre et l'autre par le quartzite, qui sont sus-jacents à des complexes gneissiques du faciès des granulites, dont le complexe gneissique de Bondy, lequel représente un édifice volcano-plutonique d'arc insulaire de 1,4 Ga bâti sur une mince croûte laurentienne et renferme un système hydrothermal cuprifère métamorphisé. Ces composantes de la ceinture métasédimentaire centrale ont été métamorphisées à 1,2 Ga. Les intrusions mafiques litées verticalement et les feuilletts mafiques à felsiques de la suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga) recoupent les gneiss. Ces intrusions, localement minéralisées en nickel-cuivre, se sont mises en place dans des zones de déformation qui sont interprétées comme des failles ayant servi de conduits magmatiques lors d'un rejeu de la déformation postérieur au métamorphisme maximal. La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga) comprend des plutons à phases ultramafiques à felsiques emboîtées et des lamprophyres qui témoignent d'une ascension de magmas par propagation de fractures le long de dykes et de leur piégeage par du marbre pour former des plutons. Dans le dyke de Rivard, la délamination répétée des éponges lors de la montée du magma a résulté en l'incorporation de xénolites qui attestent la nature et la composition de la lithosphère à 1,07 Ga. L'intégration des données tirées des xénolites et de la géologie de surface et des données sismiques procure des éléments de cartographie quadridimensionnelle qui permettent de proposer un modèle de l'évolution de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec.

Abstract

This bulletin describes the architecture and Grenvillian and pre-Grenvillian tectono-magmatic evolution of the Central Metasedimentary Belt in Quebec (Grenville Province). It provides detailed information on a variety of Mesoproterozoic geological and metallogenic contexts and evolutionary processes including hydrothermal alteration, magma emplacement, metamorphism, and deformation.

The study area comprises two main metasedimentary domains dominated respectively by marble and quartzite. These overlie a series of granulite-facies gneiss complexes, including the 1.4 Ga volcano-plutonic Bondy gneiss complex, an island-arc component built on a thin Laurentian margin. The complex hosts a metamorphosed cupriferous hydrothermal system. The components of the Central Metasedimentary Belt were metamorphosed at 1.2 Ga. The vertically layered mafic intrusions and the mafic to felsic sheets of the Chevreuil intrusive suite (1.17-1.16 Ga) intrude the gneiss units. These intrusions contain local nickel-copper mineralization and were emplaced within deformation zones that are interpreted to be faults that acted as magma conduits during reactivation of deformation following peak metamorphism. The Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite (1.09-1.07 Ga) consists of ultramafic to felsic nested plutons and lamprophyres that record magma ascent by fracture propagation along dykes and entrapment by marble to form plutons. In the Rivard dyke, repeated delamination of wall rock during magma ascent resulted in the incorporation of xenoliths that reveal the nature and composition of the lithosphere at 1.07 Ga. The integration of xenolith, surface geology, and seismic data provides 4D mapping elements that are used to propose an evolutionary model of the Central Metasedimentary Belt in Quebec.

SOMMAIRE

Introduction

Avec ses grandes étendues de marbre, de quartzite et de gneiss, la demie sud du secteur central de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Province de Grenville) présentait au Mésoprotérozoïque une hétérogénéité rhéologique latérale qui a permis un enregistrement fin de son évolution tectonique grenvillienne et pré-grenvillienne. La diversité des contextes géologiques et métallogéniques de cette ceinture et sa proximité aux grands centres urbains en font un exemple type, facile d'accès, de ceintures supracrustales minéralisées de métamorphisme élevé. Le présent bulletin en décrit les lithodèmes, en particulier ceux de la région de Mont-Laurier (SNRC 31 J), leur structuration, leur degré de métamorphisme et leur âge. Les diverses sections, abondamment illustrées et appuyées de références clés, permettent de mieux visualiser et comprendre les contextes géologiques et les processus impliqués dans la formation des terrains de métamorphisme élevé. On y retrouve par exemple des critères mégascopiques qui aident à reconnaître la présence de systèmes hydrothermaux métamorphisés au faciès des granulites et à distinguer les corps intrusifs mis en place dans un milieu orogénique des roches gneissiques formées lors d'un épisode de métamorphisme régional. Le document se termine avec une interprétation de l'évolution de la ceinture et de son architecture quadridimensionnelle.

Le bulletin intègre les données géoscientifiques acquises dans les régions de Mont-Laurier (SNRC 31 J), d'Ottawa (31 G) et du lac Kempt (31-O) entre 1990 et 2000 dans le cadre de levés géologiques et géophysiques aéroportés entrepris par la Commission géologique du Canada (projet 920002QN). À ces levés se greffent une téléanalyse lithostructurale Landsat-TM, SEASAT et RADARSAT entreprise avec Géomatique Canada et le programme ADRO de l'Agence spatiale canadienne, une étude de l'architecture de la croûte menée dans le cadre du programme Lithoprobe, des recherches pétrogénétiques, géochronologiques U-Pb (zircon, monazite, titanite), géothermobarométriques et thermochronologiques Ar-Ar (biotite, hornblende et feldspath potassique), une étude des isotopes de néodyme, de strontium, de plomb et d'oxygène, une étude gravimétrique au sol et une étude hydrogéochimique des eaux souterraines. Plus de 40 scientifiques de gouvernements et d'universités du Canada, de l'Allemagne, de l'Australie, de la Belgique, des États-Unis, de la France et de la Norvège ont contribué à ces recherches. Les données acquises sur le terrain, les cartes géologiques réalisées et une description des indices de nickel-cuivre et de cuivre-or-oxydes de fer découverts ont été versées dans la base de données SIGÉOM et ses fiches de gîtes du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. Le présent bulletin accompagne les cartes SI-31J02-C3G-00H, SI-31J03-C3G-00H, SI-31J06-C3G-00H et SI-31G14-C3G-03H publiées par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec.

SUMMARY

Introduction

In the Mesoproterozoic, the north-central part of the Quebec Central Metasedimentary Belt in Quebec (Grenville Province) comprised vast areas of marble, quartzite, and gneiss whose heterogeneous lateral rheology led to a fine record of Grenvillian and pre-Grenvillian tectonic events. The belt's varied geological and metallogenic settings and its proximity to large urban centres make it an easily accessible case example of mineralized, high-grade metamorphic supracrustal belts. This bulletin describes its lithodemic units, in particular those of the Mount-Laurier map area (NTS 31 J), their structure, their parageneses, and their ages. The descriptions, supported by abundant illustrations and key references, provide a better understanding of the geological contexts and the processes involved in the formation of highly metamorphosed terrains. Megascopic criteria are provided for recognizing the presence of hydrothermal systems at granulite facies and for distinguishing intrusive bodies emplaced in an orogenic setting from true gneiss formed during regional metamorphism. The bulletin also provides an interpretation of the evolution and 4D architecture of the belt.

The bulletin integrates geoscientific data gathered between 1990 and 2000 in the Mont-Laurier (NTS 31 J), Ottawa (31 G), and Kempt Lake (31-O) map areas during geological and airborne geophysical surveys carried out by the Geological Survey of Canada (project 920002QN). These surveys were complemented by the following: a lithostructural analysis of Landsat-TM, SEASAT, and RADARSAT remotely sensed data in partnership with Geomatics Canada and the Canadian Space Agency's ADRO program; a study of crustal architecture undertaken within the framework of the Lithoprobe Program; a series of petrogenetic, U-Pb geochronological (zircon, monazite, titanite), geothermobarometric, and Ar-Ar thermochronological (biotite, hornblende and K-feldspar) analyses; an Nd, Sr, Pb, and O isotope study; a gravimetric ground survey; and a hydrogeochemical study of groundwater. More than 40 government and university scientists from Canada, Australia, Belgium, France, Germany, Norway, and the United States contributed to this research. Field data and the geological maps produced have been added to the SIGÉOM database of Quebec's Ministry of Natural Resources and Fauna, and a description of the Ni-Cu and Cu-Au-iron oxide showings discovered has been included in the Ministry's deposits listing. This bulletin accompanies maps SI-31J02-C3G-00H, SI-31J03-C3G-00H, SI-31J06-C3G-00H, and SI-31G14-C3G-03H published by Quebec's Ministry of Natural Resources and Fauna.

Géologie régionale

Au Québec, la ceinture métasédimentaire centrale comprend des assemblages de roches supracrustales et des corps intrusifs mésoproterozoïques métamorphisés au faciès des amphibolites supérieur et au faciès des granulites il y a entre 1,2 et 1,18 Ga. Ces roches chevauchent les gneiss qui forment la marge pré-grenvillienne du continent laurentien (la ceinture allochtone polycyclique/ceinture gneissique centrale). La ceinture métasédimentaire centrale est subdivisée en un domaine d'axe nord-nord-est riche en marbre, à l'ouest, que borde un domaine riche en quartzite, à l'est. Des complexes de gneiss granitique à tonalitique forment une série de dômes qui sont situés structuralement sous les assemblages de marbre et de quartzite. L'un d'eux, le complexe gneissique de Bondy, remonte à entre 1,3 et 1,4 Ga et encaisse un système hydrothermal à cuivre, or et oxydes de fer qui a été métamorphisé au faciès des granulites.

Dans le domaine de quartzite, le quartzite et le gneiss siliceux prédominent et sont intercalés au sein de niveaux de métapélite, de gneiss quartzofeldspathique à biotite ou graphite, de paragneiss pyriteux localement avec tourmaline, de marbre, de roche calco-silicatée et d'amphibolite. Cet assemblage constitue le Groupe de Sourd et renferme localement des indices de graphite. La marge est du domaine est marquée par la présence de gneiss alaskitique, d'amphibolite et de gneiss tonalitique qui appartiennent, notamment, à la suite intrusive de Lacoste (1,45-1,37 Ga). La direction structurale est nord-nord-est, sauf dans la partie centrale est où des unités de marbre dolomitique et de marbre à serpentine sont reprises par des plis d'amplitude kilométrique à plan axial est-ouest ou nord-sud. Ces horizons dolomitiques se prolongent plus au nord à l'interface des domaines de marbre et de quartzite et constituent le Groupe de Lièvre. L'âge des unités métasédimentaires est estimé à entre 1,28 et 1,25 Ga, d'après quelques datations U-Pb de cristaux de zircon inférés comme détritiques; toutefois, l'âge de la suite intrusive de Lacoste reporte l'âge de certaines roches métasédimentaires à plus de 1,37 Ga.

Les gneiss, métamorphisés et migmatisés au faciès des amphibolites supérieur et jusqu'au faciès des granulites il y a entre 1,2 et 1,18 Ga, sont recoupés par cinq suites intrusives, dont trois ont une étendue régionale (suite intrusive de Chevreuil, suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta et suite granitique de Guénette). Leur style de mise en place et leur fabrique témoignent d'une tectonique régionale au cours du magmatisme, alors que le degré de déformation des corps intrusifs permet de délimiter les régions où il y a eu jeu de la déformation après le métamorphisme maximal et d'en circonscrire la chronologie, la cinématique et les conditions physiques.

Plusieurs lithodèmes ont été identifiés dans la région à l'étude. Il s'agit, par âge décroissant, du complexe gneissique de Bondy (1,4-1,35 Ga; U-Pb/zircon/SHRIMP) et de la suite intrusive de Lacoste (1,45-1,37 Ga; U-Pb/zircon/ICP-MS), du Groupe de Sourd et du Groupe de Lièvre (1,28-1,25 Ga), de la suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga; U-Pb/zircon/TIMS), de la suite alcaline

Regional geology

In Quebec, the Central Metasedimentary Belt includes Mesoproterozoic supracrustal and intrusive upper amphibolite- to granulite-facies rocks metamorphosed between 1.2 and 1.18 Ga. These rocks structurally overlap the gneiss units that form the pre-Grenvillian margin of Laurentia (the allochthonous polycyclic belt/Central Gneiss Belt). The Central Metasedimentary Belt is subdivided into two domains, i.e. a north-northeast-oriented, marble-rich domain to the west, bordered by a quartzite-rich domain to the east. Granitic to tonalitic gneiss complexes form a series of domes structurally below the marble and quartzite assemblages. One of them, the Bondy gneiss complex, dated at between 1.3 and 1.4 Ga, hosts a Cu-Au-iron oxide-rich hydrothermal system that has been metamorphosed to granulite facies.

In the quartzite domain, siliceous gneiss and quartzite prevail and occur with metapelite, biotite- or graphite-bearing quartzofeldspathic gneiss, pyrite-bearing paragneiss locally with tourmaline, marble, calc-silicate rock, and amphibolite. This assemblage forms the Sourd Group and contains local graphite showings. The eastern edge of the domain comprises alaskitic and tonalitic gneiss and amphibolite interpreted to be part of the Lacoste intrusive suite (1.45-1.37 Ga). The structural grain trends north-northeast except in the central part where units of dolomitic and serpentine marble form folds with kilometre-scale amplitudes and east- or north-trending axial planes. These dolomitic horizons extend northward and reach the interface between the marble and quartzite domains, forming the Lièvre Group. On the basis of U-Pb dating of zircon inferred to be detrital, the metasedimentary units are estimated to date from between 1.28 and 1.25 Ga; however, the age of the Lacoste intrusive suite indicates that some metasedimentary rocks are older than 1.37 Ga.

The gneiss units, metamorphosed and migmatized to upper amphibolite to granulite facies at between 1.2 and 1.18 Ga, are cut by five intrusive suites, three of which are of regional extent (Chevreuil intrusive suite, Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite, and Guénette granitic suite). Their fabric and style of emplacement indicate regional tectonic activity during the magmatic event, whereas the degree of deformation of their intrusive bodies makes it possible to delimit areas that were reactivated following peak metamorphism and to determine the chronology, physical conditions, and kinematics of emplacement.

Several lithodemic units were identified in the study area. From oldest to youngest, they are the Bondy gneiss complex (1.4-1.35 Ga; U-Pb/zircon/SHRIMP) and the Lacoste intrusive suite (1.45-1.37 Ga; U-Pb/zircon/ICP-MS), the Sourd Group and the Lièvre Group (1.28-1.25 Ga), the Chevreuil intrusive suite (1.17-1.16 Ga; U-Pb/zircon/

potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga; U-Pb/zircon/TIMS), de la suite ultramafique de Rolleau, de la suite granitique de Guénette (1,06 Ga; U-Pb/zircon/TIMS) et de l'essaim de dykes de microgabbro de Grenville. Des dépôts quaternaires, associés aux diverses périodes glaciaires et à la Mer de Champlain, forment un couvert important. Deux types d'aquifères en substrat rocheux ont été reconnus; ils fournissent une eau potable et de bonne qualité quelle que soit l'unité géologique hôte.

Quatre grandes zones de déformation d'axe nord-sud sont reconnues dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec. La zone de déformation de Cayamant, à l'ouest, sépare la ceinture métasédimentaire centrale de la ceinture gneissique centrale alors que la zone de déformation de Labelle, à l'est, la sépare du terrane de Morin. Les zones de déformation internes de Heney et de Nominigüe-Chénéville marquent respectivement les limites ouest et est du corridor d'affleurement des complexes gneissiques. Ces structures enregistrent une déformation au faciès des amphibolites; elles correspondent à des réflecteurs sismiques listriques inclinés vers l'est ainsi qu'à des linéaments majeurs sur les images RADARSAT. La téléanalyse intégrée aux levés de terrain a mis en évidence un réseau de zones de cisaillement conjuguées à orientation nord-est et nord-ouest associé à des zones de déformation à orientation nord-sud.

Complexe gneissique de Bondy

Les levés effectués dans le complexe gneissique de Bondy (30 km sur 15 km) ont mis en évidence un système hydrothermal de cuivre-or-oxydes de fer d'envergure parmi des roches volcano-plutoniques de 1,4 Ga; en outre, le complexe affiche une signature d'arc bâti sur une mince croûte continentale laurentienne. Le système et ses roches hôtes ont été métamorphisés au faciès des granulites. Cette découverte révèle qu'il existe des zones de minéralisation possiblement économique dans les complexes gneissiques non différenciés de la Province de Grenville qui sont encore souvent considérés comme stériles.

Le segment nord du complexe gneissique de Bondy comporte des gneiss felsiques, intermédiaires et mafiques ainsi que de l'amphibolite grenatifère qui présentent une composition compatible avec une origine volcanique (laves, tufs ou volcanoclastites basaltiques, andésitiques et rhyolitiques). Ces gneiss sont associés à de la grenatite, à de la tourmalinite grenue (méta-exhalite (?)), à des gneiss siliceux, magnésiens, alumineux et hyperalumineux (roches hydrothermales), à du marbre, à des niveaux riches en quartz (précipités chimiques ou filons (?)) et à des indices cuprifères et aurifères dont les teneurs obtenues sur des échantillons représentatifs de 10 kg atteignent respectivement 8981 ppm de cuivre et 906 ppb d'or. Ces unités renferment de la magnétite en abondance ainsi que des sulfures en filonnets disséminés ou en niveaux centimétriques anastomosés et concordants avec la gneissosité. Ces niveaux pourraient être des stockwerks déformés. Les gneiss alumineux sont communément pauvres en calcium

TIMS), the Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite (1.09-1.07 Ga; U-Pb/zircon/TIMS), the Rolleau ultramafic suite, the Guénette granitic suite (1.06 Ga; U-Pb/zircon/TIMS), and the Grenville microgabbroic dyke swarm. Quaternary deposits associated with the various ice ages and the Champlain Sea form a significant cover. Two types of fractured-rock aquifers were recognized; they provide a source of good quality potable water whatever the host rock.

Four large north-trending deformation zones occur in the Central Metasedimentary Belt in Quebec. The Cayamant deformation zone to the west separates the Central Metasedimentary Belt from the Central Gneiss Belt and the Labelle deformation zone to the east separates it from the Morin terrane. The internal Heney and Nominigüe-Chénéville deformation zones mark the eastern and western outcrop limits, respectively, of the gneiss complexes. These structures record amphibolite-facies deformation and correspond to listric seismic reflectors inclined to the east and to major structural lineaments visible on RADARSAT imagery. Teleanalysis and ground surveys highlight a network of conjugate northeast- and northwest-trending shear zones associated with the north-trending deformation zones.

Bondy gneiss complex

Field studies in the 30 km by 15 km Bondy gneiss complex have highlighted a large Cu-Au-iron oxide hydrothermal system among the 1.4 Ga volcano-plutonic rocks; the complex also has a distinctive arc signature likely corresponding to that of an arc built on thin continental Laurentian substrate. The hydrothermal system and its host rocks have been metamorphosed to granulite facies. This discovery has shown that potentially economic mineralized zones can be found in the undifferentiated gneiss complexes of the Grenville Province, which are still often regarded as sterile.

The northern segment of the Bondy gneiss complex comprises a series of felsic, intermediate, and mafic gneiss units as well as garnet-rich amphibolite whose compositions are compatible with a volcanic origin (basaltic, andesitic, and rhyolitic volcanoclastic rocks, lava, or tuff). These gneiss units are associated with garnetite, granoblastic tourmalinite ((?) meta-exhalite), siliceous, magnesian, aluminous, and peraluminous gneiss (hydrothermal rocks), marble, quartz-rich layers (chemical precipitates or (?) veins), and mineral showings with metal values reaching 8981 ppm Cu and 906 ppb Au on representative 10 kg samples. These units contain abundant magnetite as well as sulphides in disseminated stringers or centimetre-wide anastomosing layers concordant with the gneissosity. These layers could be deformed stockworks. The aluminous gneiss units are commonly poor

et relativement riches en magnésium, en fer, en sodium, en potassium, en zirconium, en yttrium et en terres rares lourdes. Leurs éléments majeurs et leurs associations de minéraux présentent les caractéristiques d'une altération hydrothermale prémétamorphique particulièrement prononcée (altération à forte sulfuration, chloritisation, argilisation, etc.), telles que celles qui sont associées à un système de type sulfures massifs aurifères volcanogènes. Par contre, l'enrichissement en zirconium et en terres rares lourdes associé aux minéralisations cupro-aurifères n'est pas associé à l'hydrothermalisme précoce; il reflète la contribution d'un fluide orthomagmatique tardif qui pourrait être associé à la mise en place d'intrusions synvolcaniques dont témoigne la présence de métatonalites de 1,4 Ga dans le complexe. Cet épisode d'hydrothermalisme a plusieurs caractéristiques en commun avec les systèmes protérozoïques de cuivre-or-oxydes de fer en Australie (p. ex. enrichissement en magnétite, en terres rares lourdes et en éléments à forte liaison atomique tels que zirconium, hafnium et yttrium) et des gîtes porphyriques de cuivre.

Ce système hydrothermal et ses diverses auréoles d'altération ont été reconnus sur le terrain avec un degré de confiance raisonnable grâce à l'identification et à la cartographie de roches dont les paragenèses, les proportions modales et la couleur des minéraux sont inhabituelles et distinctes de celles des roches magmatiques et sédimentaires métamorphosées normales. L'association cordiérite-bronzite fut particulièrement importante; il s'agit de l'équivalent granulitique de l'association cordiérite-anthophyllite (c.-à-d. chloritoschiste magnésien) qui peut se former notamment par altération magnésienne au cœur de conduits d'altération et de niveaux volcaniques poreux associés à des gîtes de sulfures massifs volcanogènes. Ainsi, dans les terrains fortement métamorphisés, l'enrichissement relatif en certains éléments majeurs, éléments traces ou terres rares dû à un apport d'éléments ou au lessivage prémétamorphiques par des fluides hydrothermaux se reconnaît par des proportions anormalement fortes d'un ou de plusieurs des minéraux suivants, énumérés par ordre alphabétique : biotite (potassium), bronzite (magnésium), chalcopryrite (cuivre), clinopyroxène (calcium), cordiérite (aluminium-magnésium ou aluminium-fer), grenat (aluminium-magnésium ou aluminium-fer), kornérupine (bore), magnétite (fer), plagioclase (calcium ou sodium), phlogopite (potassium-magnésium), sillimanite (aluminium) et/ou tourmaline (bore). L'abondance de tels minéraux ferromagnésiens et aluminieux donne lieu à des roches qui ressemblent à des restites issues de la fusion partielle d'une métapélite normale et de l'expulsion subséquente des liquides d'anatexie. La présence de leucosomes, leur caractère amiboïde et la cohérence de leurs assemblages et des gneiss aluminieux encaissants attestent une dérivation in situ et la faible mobilité des liquides lors de l'anatexie. Cette observation et les assemblages lithologiques ont permis d'éviter de prendre ces unités pour des restites. Le traçage des minéraux entrepris lors des études pétrographiques a mis en évidence une concentration modale anormalement élevée de zircon. Les cristaux de zircon présentent par endroits des accroissements secondaires multiples et des

in Ca and relatively rich in Mg, Fe, Na, K, Zr, Y, and heavy rare earth elements (HREEs). Their major elements and mineral assemblages are characteristic of a particularly pronounced, premetamorphic hydrothermal alteration (high sulphidization, argillic alteration, chloritization, etc.), such as that associated with auriferous volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. However, the enrichment in Zr and HREEs associated with Cu-Au mineralization is not associated with early hydrothermal alteration; it reflects a contribution by a late orthomagmatic fluid that could have been associated with emplacement of synvolcanic intrusions, as revealed by the presence of 1.4 Ga metatonalite units in the complex. This episode of hydrothermal activity has several characteristics in common with Proterozoic Cu-Au-iron oxide systems in Australia (e.g. enrichment in magnetite, HREEs and high field strength elements such as Zr, Hf, and Y) and with porphyry copper deposits.

This hydrothermal system and its various alteration halos were recognized in the field with a reasonable degree of confidence through the identification and mapping of rocks with parageneses, modal proportions, and mineral colours that are unusual and different from those of normal metamorphosed igneous and sedimentary rocks. The cordierite-bronzite assemblage was of particular importance; it is the granulitic equivalent of the cordierite-anthophyllite assemblage (i.e. magnesian chlorite schist) that can be formed by magnesian hydrothermal alteration in hydrothermal conduits and porous volcanic units associated with VMS deposits. Thus, in highly metamorphosed terrains, premetamorphic leaching and precipitation associated with hydrothermal fluids give host rocks an unusual composition with relative enrichment in certain major, trace, and rare-earth elements. Such rocks can be identified in the field by their abnormally high proportions of one or several of the following minerals (in alphabetical order): biotite (K), bronzite (Mg), chalcopryrite (Cu), clinopyroxene (Ca), cordierite (Al-Mg or Al-Fe), garnet (Al-Mg or Al-Fe), kornérupine (B), magnetite (Fe), plagioclase (Ca or Na), phlogopite (K-Mg), sillimanite (Al), and/or tourmaline (B). The abundance of such ferromagnesian and aluminous minerals results in rocks that resemble restites produced by partial melting of a normal metapelite followed by expulsion of the anatectic liquid. The presence of amoeboid leucosomes and the coherence of the mineral paragenesis of the leucosomes with the host aluminous gneiss units in the complex attest to an in situ origin and to the low mobility of the liquids during anatexis. With this information and the rock assemblages, it was possible to avoid confusing such units with restites. Mineral tracing during petrographic studies highlighted an abnormally high modal concentration of zircon.

cœurs prismatiques typiques de roches magmatiques; ailleurs, ils sont arrondis avec une répartition en chapelets anastomisés inhabituelle. La présence de tels chapelets a été signalée dans des roches hydrothermales et permet de soupçonner un enrichissement en zirconium et en terres rares lourdes d'origine hydrothermale superposé à un protolite magmatique. Les études géochimiques ont confirmé la nature hydrothermale de ces roches et les enrichissements relatifs inférés en éléments majeurs.

Suite intrusive de Chevreuil

La suite intrusive de Chevreuil comprend plus de cinquante intrusions en feuillets homogènes ou composites de monzonite porphyroïde, de diorite hétérogène et de gabbronorite, quatre intrusions litées de gabbronorite et un essaim de dykes. Cet essaim comprend des dykes de microdiorite et de lamprophyre qui sont communément associés à une composante granitique ou pegmatitique. Ces roches magmatiques, bien qu'en partie recristallisées, recoupent ou englobent de manière franche les gneiss encaissants et leurs leucosomes anatectiques. Elles sont donc postérieures au métamorphisme régional qui a entraîné l'anatexis des gneiss. Les données de terrain et les âges U-Pb obtenus pour cette suite à partir d'échantillons de trois plutons, d'un dyke composite de diorite-pegmatite et d'un dyke de pegmatite synkinématique qui recoupe des dykes mafiques déformés de la suite intrusive de Chevreuil, indiquent que la mise en place de cette suite et l'acquisition d'une fabrique prononcée ont eu lieu dans une courte période de temps entre 1,17 et 1,16 Ga et ce, dans toute la ceinture.

Les quatre intrusions subcirculaires de gabbronorite présentent systématiquement un litage gabbroïque à anorthositique et une foliation magmatique subverticaux ainsi que des plans d'érosion magmatique et des chenaux d'érosion verticaux. La foliation magmatique est définie par des bâtonnets de plagioclase; elle est prononcée, verticale et parallèle ou localement oblique au litage. Les lits sont recoupés par des filons-couches et des filons ultramafiques pénéconcordants, et sont localement bréchifiés et recoupés par du gabbro. La verticalité systématique des fabriques magmatiques internes, quelle que soit la position structurale distincte des intrusions litées le long des flancs et de la charnière d'une antiforme régionale précoce, nous permet de conclure que la verticalité des lits est primaire. Une intrusion litée à la verticale a été reconnue parmi les intrusions montréalaises mésozoïques qui recoupent les basses terres du Saint-Laurent et dont le litage vertical ne peut résulter de la transposition tectonique d'une intrusion litée classique. Selon le modèle proposé, les structures magmatiques internes des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil sont interprétées comme résultant de l'écoulement et de la cristallisation de magmas mafiques le long des épontes d'un conduit cylindrique subvertical, perturbés à l'occasion par de nouvelles injections de magmas mafiques.

Zircon crystals show local multiple overgrowths and prismatic cores typical of igneous rocks; others are rounded and have an atypical distribution in braided chains. The presence of such chains has been reported in hydrothermal rocks and suggests that the igneous protolith was hydrothermally altered and enriched in Zr and HREEs. Geochemical studies have confirmed the hydrothermal origin of these rocks and the inferred relative enrichment in major elements.

Chevreuil intrusive suite

The Chevreuil intrusive suite includes more than fifty homogeneous or composite sheet intrusions of porphyroid monzonite, heterogeneous diorite and gabbronorite, four layered gabbronorite intrusions as well as a swarm of dykes. This swarm includes microdiorite and lamprophyre dykes that are commonly associated with a granitic or pegmatitic component. These igneous rocks are partially recrystallized and either clearly cut or include their gneissic host and their anatectic leucosomes. Thus, they postdate regional metamorphism and anatexis. Field data and U-Pb ages obtained for this suite from samples of three plutons, a composite diorite-pegmatite dyke, and a synkinematic pegmatite dyke that cuts deformed mafic dykes of the Chevreuil intrusive suite, indicate that emplacement of the suite and acquisition of a marked fabric occurred over a short period of time between 1.17 and 1.16 Ga throughout the belt.

The four subcircular gabbronorite intrusions systematically present subvertical gabbroic to anorthositic layering and magmatic foliation as well as vertical magmatic erosion planes and channels. The magmatic foliation, defined by plagioclase laths, is pronounced, vertical, and parallel or locally oblique to layering. The layers are cut by peneconcordant ultramafic sills and veins, and are locally brecciated and cut by gabbro. All layered intrusions have vertical internal igneous fabrics, regardless of their structural position along the flanks and hinge of an early regional antiform, suggesting that the vertical nature of the layering is primary. An intrusion vertically layered has been recognized in the Mesozoic Monteregean stocks that intruded the St. Lawrence Lowlands and for which tectonic transposition of a conventional layered intrusion can be discounted entirely. According to the proposed model, the internal magmatic structures of the layered intrusions of the Chevreuil intrusive suite are interpreted as the product of the flow and crystallization of mafic magma along the walls of a subvertical cylindrical conduit, with occasional disturbances caused by new injections of mafic magma.

Les roches ultramafiques des intrusions litées sont minéralisées par endroits en nickel et en cuivre. Comme les magmas se sont infiltrés en suivant le litage vertical, ils pourraient provenir de la base de l'intrusion. En adaptant le modèle classique de dépôt gravitationnel des sulfures magmatiques, la présence de ces roches ultramafiques pourrait présager un potentiel en sulfures magmatiques en profondeur. Un levé gravimétrique d'une des intrusions litées a révélé que l'intrusion se prolonge moins de 3 km en profondeur et que certaines parties de l'intrusion n'ont que quelques centaines de mètres de profondeur. À la lumière de ces observations, le litage vertical d'autres intrusions anorthositiques et gabbroïques grenvilliennes pourrait également avoir une origine primaire. Dans de tels cas, il serait inopportun d'adopter des stratégies d'exploration de sulfures magmatiques de nickel-cuivre fondées sur les modèles des intrusions litées classiques.

Les intrusions en feuillets sont subverticales et alignées le long des bordures tectoniques de la ceinture métasédimentaire centrale et de ses grandes zones de déformation d'orientation nord-sud (zones de déformation de Cayamant, de Heney, de Nominigüe-Chénéville et de Labelle). Une forte fabrique planaire subverticale, parallèle à l'orientation générale des feuillets, est définie par l'orientation préférentielle de cristaux de feldspath idiomorphes à hypidiomorphes et d'enclaves de microdiorite et par un rubanement magmatique marqué par des variations de la composition, de la concentration modale ou de la granulométrie. De telles fabriques ont une origine magmatique même si elles donnent par endroits un aspect gneissique à ces roches. Elles résultent d'un écoulement magmatique et d'une déformation à l'état magmatique, submagmatique ou solide. Dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville, la structuration et la fabrique des feuillets attestent une mise en place par des injections répétées de magmas mafiques et felsiques dans un régime de contraction est-ouest. Les dykes de microdiorite, de monzonite et de pegmatite qui sont associés à la suite intrusive de Chevreuil témoignent eux aussi d'une mise en place syntectonique. D'après les relations de recoupement des dykes et un âge U-Pb, cet épisode de mise en place était presque terminé à 1157 ± 2 Ma. Ces intrusions, dont l'aspect subvertical a été acquis dès leur mise en place, diffèrent significativement des intrusions mafiques-felsiques en feuillets de type MASLI (mafic-silicic layered intrusions) dont la structuration verticale résulte d'un effondrement de la chambre magmatique avec une transposition de feuillets qui étaient horizontaux lors de leur mise en place.

La situation des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil le long des grandes zones de déformation de la ceinture et leur nature tabulaire et concordante primaire (c.-à-d. intrusive) témoignent de l'existence des bordures tectoniques de la ceinture avant 1,17 Ga et de la configuration des diverses composantes à cette période. Ces intrusions sont contemporaines de la suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) de Morin (1,165-1,135 Ga) qui est située plus à l'est. Cette contemporanéité et la nature syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil indiquent que la suite AMCG de Morin a été mise en place en partie lors d'une impulsion orogénique

The ultramafic rocks in the layered intrusions have local Ni-Cu sulphide mineralization. Since magma followed the vertical layering, it likely came from the base of the intrusion. By adapting the conventional model of gravitational deposition of magmatic sulphides, the presence of these ultramafic rocks could indicate a potential for magmatic sulphides at depth. A gravimetric survey through one of the layered intrusions indicates that it extends to a depth of less than 3 km with some parts only a few hundred metres deep. From these observations, vertical layering in other anorthositic and gabbroic intrusions in the Grenville Province may also be primary. In such cases, it would be inappropriate to apply magmatic Ni-Cu sulphide exploration strategies that are based on conventional models of mafic layered intrusions.

The sheet intrusions of the Chevreuil intrusive suite are subvertical and aligned along the tectonic margins of the Central Metasedimentary Belt and its major north-south-oriented deformation zones (Cayamant, Heney, Nominigüe-Chénéville, and Labelle). The sheet intrusions have a strong, planar, subvertical fabric parallel to their general trends and defined by the preferred orientation of idiomorphic to hypidiomorphic feldspar crystals and microdiorite enclaves, and by magmatic layering defined by compositional, modal, or grain-size variations. Such fabrics have an igneous origin even though locally they give the rocks a gneissic appearance. They result from magma flow and magmatic, submagmatic, or solid state deformation. In the Nominigüe-Chénéville deformation zone, the structure and fabric of the sheets indicate emplacement by repeated injections of mafic and felsic magma during regional east-west contraction. The microdiorite, monzonite, and pegmatite dykes associated with the Chevreuil intrusive suite were also emplaced syntectonically. Crosscutting relationships and a U-Pb age indicate that this episode of emplacement was waning by 1157 ± 2 Ma. These intrusions, whose subvertical aspect was acquired at the time of emplacement, differ significantly from mafic-silicic layered intrusions (MASLI), whose vertical structure results from the collapse of the magma chamber and the transposition of layers that were horizontal at the time of emplacement.

The positioning of the Chevreuil sheet intrusions along the belt's deformation zones, and their primary tabular and concordant nature (i.e. intrusive), attest to the existence of tectonic margins along the belt before 1.17 Ga and to the configuration of the various components at that time. These intrusions are coeval with the 1.165 to 1.135 Ga Morin anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suite farther east. This timing and the syntectonic nature of the Chevreuil intrusive suite show that the Morin AMCG suite was partly emplaced during a contractional orogenic pulse that occurred more

dans un régime de contraction qui a eu lieu plus de 40 millions d'années après le paroxysme du métamorphisme, ce qui infirme l'interprétation classique d'un magmatisme anorogénique.

Les cortèges d'intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil et les zones de déformation hôtes correspondent à des réflecteurs sismiques listriques inclinés vers l'est qui ont été reconnus lors de travaux entrepris dans le cadre du programme Lithoprobe. Ils sont interprétés comme des conduits magmatiques dont la source se trouve dans des réservoirs magmatiques felsiques et mafiques situés sous les plutons de la suite AMCG de Morin, au niveau du Moho. L'épisode de déformation aurait déclenché l'ascension des magmas. Ces grandes failles crustales sont en partie encaissées par des roches métasédimentaires. En servant de conduit, ces failles facilitent les processus de felsification des magmas mafiques lors des injections successives ou simultanées de magmas mafiques et felsiques, de même que l'assimilation des roches métasédimentaires. En plus d'expliquer les mécanismes de formation des cortèges d'intrusions de gabbro-norite et de monzonite en feuillets le long des zones tectoniques, ces processus constituent des éléments essentiels pour la formation de sulfures de nickel-cuivre magmatiques. Les concentrations de sulfures magmatiques atteignent 4,22 % de cuivre et 0,75 % de nickel dans le pluton de Grand Remous, le long de la bordure ouest de la ceinture; les bordures tectoniques et leur toit représentent donc un métalotecte de premier ordre pour le nickel-cuivre dans les orogènes fortement exhumés.

Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta

La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga) forme un cortège de plus de 20 plutons principalement le long de la moitié ouest de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et en Ontario. Des intrusions mineures de lamprophyre, de microdiorite, de pyroxénite à olivine et de carbonatite, dont le dyke de Rivard, se rencontrent également par endroits. Dix des plutons affleurent dans la région de Mont-Laurier. Ils sont subcirculaires, composites et en majorité syénitiques. Deux lignées magmatiques y coexistent, soit une série shoshonitique précoce, marginalement saturée en silice (à hypersthène \pm quartz normatifs), qui est largement dominée par la syénite quartzifère ou amphibolique, et une série alcaline potassique à ultrapotassique, sous-saturée en silice (à néphéline \pm leucite normatives), qui est composée de syénite, de monzonite, de diorite et de pyroxénite riches en biotite (env. 20 %). L'abondance atypique de biotite dans les phases mafiques permet de reconnaître la composition alcaline potassique des plutons dès les levés de terrain. Des faciès marginaux de skarn, allant d'un endoskarn magmatique avec foliation magmatique à un exoskarn à gneissosité fantôme, caractérisent les plutons qui sont encaissés dans du marbre.

Toutes les unités de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta sont riches en aluminium, calcium et potassium et pauvres en magnésium et silice. Elles sont fortement enrichies en éléments lithophiles à grand rayon ionique (2-7 % en poids de

than 40 Ma after peak metamorphism and therefore is not the product of anorogenic magmatism, unlike what some conventional models suggest.

The sheet intrusions of the Chevreuil intrusive suite and the host deformation zones correspond to east-dipping listric seismic reflectors that were recognized during work carried out under the Lithoprobe Program. They are interpreted as magma conduits whose source is in felsic and mafic magma reservoirs located at the Moho under the Morin AMCG suite plutons. Magma ascent would have been triggered by deformation. These crustal-scale faults are partly enclosed in metasedimentary rocks. Channelling of magma along these faults facilitated the felsification of mafic magma during successive or simultaneous felsic and mafic magma injection, as well as the assimilation of metasedimentary rocks. These processes explain how the trains of gabbro-norite and monzonite sheet intrusions formed along tectonic zones and why they are also essential for the generation of magmatic Ni-Cu sulphides. Concentrations of magmatic sulphides reach 4.22% Cu and 0.75% Ni in the Grand Remous pluton along the western margin of the belt; thus, tectonic margins and their roofs represent a first order target for magmatic Ni-Cu sulphide exploration in highly exhumed orogens.

Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite

The 1.09 to 1.07 Ga Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite comprises more than 20 plutons distributed mainly along the western half of the Central Metasedimentary Belt in Quebec and Ontario. Minor intrusions of lamprophyre, microdiorite, olivine-bearing pyroxenite, and carbonatite also occur locally, including the Rivard dyke. Ten of the plutons occur in the Mont-Laurier area. They are subcircular, composite and, for the most part, syenitic. Two magmatic series coexist, i.e. an early shoshonitic series marginally saturated in silica (with normative hypersthene \pm quartz) that is largely dominated by quartz or amphibole syenite, and a potassic to ultrapotassic alkaline series that is undersaturated in silica (with normative nepheline \pm leucite) and consists of biotite-rich (about 20%) syenite, monzonite, diorite, and pyroxenite. The atypical abundance of biotite in the mafic phases makes it possible to identify the potassic alkaline composition of the plutons in the field. Marginal skarn facies ranging from a magmatic endoskarn with igneous foliation to an exoskarn with phantom gneissosity, characterize the plutons that are enclosed by marble.

All the units of the Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite are rich in Al, Ca, and K, and low in Mg and Si. They show a strong enrichment in large ion lithophile elements (LiLEs) (2-7 wt. %

K₂O; 9300 ppm de baryum; 1,1 % en poids de strontium) et en terres rares légères (20-190 ppm de lanthane) relativement aux éléments à fort effet de champ, et elles ont des rapports Ba/Nb de 722 et La/Yb de 45. L'anomalie négative de niobium et de tantale sur les diagrammes multi-éléments normalisés suggère qu'une composante de subduction a contribué à la genèse de ces roches. Les données sur la composition isotopique du néodyme, du plomb et du strontium ainsi que les âges modèles Nd indiquent que la signature d'arc des plutons ne reflète pas l'environnement tectonique de mise en place, mais plutôt un enrichissement antérieur du manteau dans un milieu d'arc actif vers 1,3 Ga.

Les plutons potassiques sont tous encaissés dans des assemblages riches en marbre à l'exception du pluton de Loranger, qui est encaissé dans du gneiss. Ils comportent systématiquement une auréole structurale et métasomatique dans laquelle le marbre est absent alors qu'il peut atteindre une proportion de 80 % dans les roches environnantes. La présence antérieure de marbre au niveau des contacts des plutons est déduite de la présence systématique de skarn à la marge des plutons. Les dykes associés à cette suite recoupent soit les plutons eux-mêmes, soit des complexes gneissiques, mais non pas le marbre. Un contraste important entre le comportement rhéologique ductile du marbre et le comportement compétent des gneiss permet de mieux comprendre l'association spatiale des plutons et des grands niveaux de marbre de la ceinture, d'une part, et des dykes et des complexes de gneiss, d'autre part. En effet, l'ascension de magma dans la croûte se fait principalement par propagation de fractures et donne lieu à la mise en place de dykes; ce processus se fait plus facilement dans une roche compétente comme le gneiss. Par contre, la grande ductilité du marbre empêche la propagation de fractures; ainsi, les épais niveaux de marbre de la ceinture ont pu piéger les magmas et faciliter leur accumulation. D'après des données Ar-Ar, les plutons ainsi formés et leurs encaissants se sont refroidis à moins d'environ 480 °C vers 1,04 Ga.

Le dyke de Rivard (1,07 Ga) renferme des xénolites de dunite à spinelle, de wehrilite à spinelle, de clinopyroxénite à grenat, biotite, phlogopite ou spinelle, de webstérite, d'orthopyroxénite, de biotitite, de granulite mafique, d'amphibolite, de gabbro, de roche calco-silicatée, de granitoïde, de gneiss et de quartzite. Le lamprophyre hôte de type minette contient des quantités mineures d'oxydes, de sulfures, de mégacristaux de clinopyroxène et de feldspath potassique, et de xénocristaux de grenat, de quartz et de zircon. Ce dyke est situé à 15 km au sud-est de la ligne 53 de la coupe sismique Lithoprobe. Les xénolites qu'il contient révèlent la nature de la marge laurentienne au Mésoprotérozoïque. L'intégration de ces connaissances à celles dérivées de la géologie de surface et des données sismiques permet de modéliser en quatre dimensions l'architecture de la croûte grenvillienne dans l'ouest du Québec. Les xénolites ultramafiques et les granulites mafiques analysés ont enregistré des pressions de moins de 20 à 25 kbar et des températures de moins de 1050 °C. Leurs âges modèles Nd et Pb de 1,9 Ga témoignent de la nature et de l'âge de leurs sources alors que leurs âges Sm-Nd et Pb-Pb de 1,08 Ga correspondent à l'âge de leur extraction par le magma, de leur cristallisation ou de leur

K₂O; 9300 ppm Ba; 1.1 wt. % Sr) and in light rare earth elements (LREEs) (20-190 ppm La) relative to high field strength elements (HFSEs), and have a Ba/Nb ratio of 722 and a La/Yb ratio of 45. The negative Nb and Ta anomaly on normalized multi-element diagrams suggests that subduction contributed to the formation of these rocks. The Nd, Pb, and Sr isotope data as well as Nd model ages indicate that the arc signature of the plutons does not reflect the tectonic environment of emplacement, but rather earlier mantle enrichment in an active arc setting at about 1.3 Ga.

All potassic plutons occur in marble-rich rock assemblages except for the Loranger pluton, which occurs in gneiss. The plutons comprise a structural and metasomatic aureole devoid of marble, unlike their host rocks in which the proportion of marble can reach 80%. The systematic presence of skarn along pluton margins indicates that marble once occurred along pluton contacts. The dykes associated with this suite cut either the plutons themselves or the gneiss complexes; none cut marble. A strong rheological contrast between ductile marble and competent gneiss is advocated to explain the spatial association between plutons and marble in the belt, and between dykes and gneiss complexes. Magma ascent through the crust occurs by fracture propagation and gives rise to dyke emplacement, a mechanism that is favoured by a competent medium such as gneiss. In contrast, the great ductility of marble inhibits fracture propagation, and the belt's thick marble units may have trapped the magma, making it easier for it to accumulate and form plutons. Argon-argon data indicate that the plutons and their hosts cooled to less than about 480°C at about 1.04 Ga.

The 1.07 Ga Rivard dyke contains xenoliths of spinel-bearing dunite and wehrilite, clinopyroxenite with garnet, biotite, phlogopite or spinel, websterite, orthopyroxenite, biotitite, mafic granulite, amphibolite, gabbro, calc-silicate rock, granitoid, gneiss, and quartzite. The host lamprophyre is a minette and contains minor quantities of oxides, sulphides, clinopyroxene and K-feldspar megacrysts, and garnet, quartz, and zircon xenocrysts. The dyke is located 15 km southeast of Lithoprobe seismic line 53. The xenoliths it contains provide information about the nature of the Laurentian margin during the Mesoproterozoic. The integration of this knowledge and that derived from surface geology and seismic data allows for the 4D modelling of the Grenvillian crustal architecture in western Quebec. The ultramafic xenoliths and the mafic granulite analyzed record pressures of less than 20 to 25 kbar and temperatures of less than 1050°C. Their Nd and Pb model ages of 1.9 Ga attest to the nature and age of their sources whereas their Sm-Nd and Pb-Pb ages of 1.08 Ga can be interpreted in terms of the timing of their extraction by magma from their source, their crystallization,

rééquilibrage dans la lithosphère profonde. Les xénolites de gabbro et d'anorthosite ont des textures et des associations de minéraux similaires à celles des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil. Les xénolites ultramafiques, par contre, enregistrent la présence de suites distinctes que l'on infère résulter de plusieurs épisodes de sous-placage à l'interface de la croûte et du manteau. Bien que les profils sismiques Lithoprobe suggèrent que les roches archéennes de la Province du lac Supérieur se prolongent actuellement sous la région de Mont-Laurier, l'âge modèle de 1,9 Ga des xénolites indique qu'à 1,07 Ga, la croûte inférieure et le manteau supérieur dans ce secteur de la ceinture métasédimentaire centrale étaient constitués de roches paléoproterozoïques remaniées et de roches mésoproterozoïques.

Déformation et métamorphisme régionaux

Les divers lithodèmes de la région de Mont-Laurier témoignent de plusieurs phases de déformation. Les indicateurs de ces phases sont, d'une part, la gneissosité et les leucosomes d'origine anatectique de 1,2 à 1,18 Ga et, d'autre part, les dykes et intrusions de la suite intrusive de Chevreuil de 1,17 à 1,16 Ga. Dans les complexes gneissiques, les dykes de la suite intrusive de Chevreuil ne sont pas déformés. Il appert qu'une fois métamorphisés au faciès des gra-nulites, ces complexes sont devenus mécaniquement très rigides. Ils conservent intacts des associations de minéraux de haute pression et de haute température ainsi que les structures du métamorphisme maximal. La paragenèse minérale aluminium-fer-magnésium (AFM) de haute pression cordiérite-orthopyroxène-sillimanite est orientée parallèlement à la gneissosité S_1 qui a transposé le litage compositionnel S_0 , alors que les associations de haute température, soit l'orthopyroxène dans les metabasites et la paragenèse AFM grenat-cordiérite-orthopyroxène dans les gneiss alumineux, se rencontrent dans des leucosomes massifs qui recoupent la gneissosité S_1 . Des inclusions de spinelle et de quartz sont disséminées dans la partie externe de certains grenats, suggérant que le spinelle et le quartz étaient stables (conditions de hautes températures) au cours du métamorphisme maximal. Les conditions du métamorphisme maximal estimées par géothermobarométrie sont de 950 °C et de 10 kbar (à 33 km de profondeur). Des âges U-Pb de 1,20 à 1,19 Ga ont été obtenus sur des cristaux de zircon provenant de gneiss et des âges de 1,18 Ga, sur des gneiss à leucosomes anatectiques. De plus, des cristaux de monazite interprétés comme métamorphiques ont donné des âges entre 1,18 et 1,17 Ga. La formation de la gneissosité et la cristallisation des leucosomes remonteraient donc à entre 1,2 et 1,19 Ga et à 1,18 Ga, respectivement. Les fabriques D_1 enregistrent donc l'épaississement maximal de la croûte. Ces fabriques ont été déformées en plis isoclinaux (phases F_2 et F_3), puis recoupées par les leucosomes qui enregistrent la température maximale atteinte. L'isograde de l'orthopyroxène coupe les plis F_3 obliquement, indiquant que les associations métamorphiques du faciès des granulites ont été enregistrées ou rééquilibrées à l'échelle régionale après D_3 . Les structures D_3

or their re-equilibration in the deep lithosphere. The gabbro and anorthosite xenoliths have textures and assemblages similar to those of the layered intrusions in the Chevreuil intrusive suite. The ultramafic xenoliths, on the other hand, record the presence of different suites that are interpreted to represent several episodes of mafic magma underplating at the crust-mantle interface. Although the Lithoprobe seismic profiles suggest that Archean rocks of the Superior Province currently extend under the Mont-Laurier area, the 1.9 Ga model age of the xenoliths suggests that at 1.07 Ga, the lower crust and the upper mantle in this part of the Central Metasedimentary Belt consisted of Mesoproterozoic and reworked Paleoproterozoic rocks.

Regional deformation and metamorphism

The various units in the Mont-Laurier area record several phases of deformation. The markers are the 1.2 to 1.18 Ga gneiss fabrics and anatectic leucosomes, and the dykes and intrusions of the 1.17 to 1.16 Ga Chevreuil intrusive suite. In the gneiss complexes, the dykes of the Chevreuil intrusive suite are not deformed. Once metamorphosed to granulite facies, these complexes are interpreted to have become mechanically very rigid. They preserved intact high-pressure and high-temperature mineral assemblages as well as peak metamorphic fabrics. The high-pressure aluminium-iron-magnesium (AFM) cordierite-orthopyroxene-sillimanite assemblage follows the S_1 gneissic structure, which transposed S_0 compositional layering, whereas high-temperature assemblages such as orthopyroxene in metabasite and AFM garnet-cordierite-orthopyroxene in aluminous gneiss occur in massive leucosomes that cut the S_1 gneissic structure. Spinel and quartz inclusions are disseminated in the outer part of certain garnet crystals, suggesting that spinel and quartz were stable (high-temperature conditions) during peak metamorphism. Peak conditions estimated by geothermobarometry were 950°C and 10 kbar (at 33 km depth). Uranium-lead ages of 1.20 to 1.19 Ga were obtained on zircon crystals from gneiss, and ages of 1.18 Ga were obtained from gneiss containing anatectic leucosomes. Moreover, monazite crystals interpreted as metamorphic gave ages between 1.18 and 1.17 Ga. The formation of the gneissic structure and the crystallization of the leucosomes are thus estimated to have occurred at 1.2 to 1.19 Ga and at 1.18 Ga, respectively. The D_1 fabrics thus record maximum crustal thickening. These fabrics were folded isoclinally (F_2 and F_3), then cut by the leucosomes that record the maximum temperature reached. The orthopyroxene isograd obliquely cuts the F_3 folds, indicating that the granulite-facies metamorphic assemblages were either recorded or re-equilibrated on a regional

sont recoupées par des zones de cisaillement en D_4 puis déformées par des plis droits ouverts (F_5) de plan axial nord-sud et d'amplitude métrique à kilométrique. Des plis (F_6) à surface axiale à faible pendage se sont développés subséquentement dans le Groupe de Sourd. Les plis F_2 à F_5 peuvent avoir été formés lors d'une contraction associée à l'épaississement de la croûte durant l'orogénèse elzévirienne, ou lors d'une distension est-ouest subhorizontale provoquée par un effondrement orogénique ou un amincissement convectif de la lithosphère. Toutes ces fabriques sont recoupées par les dykes de la suite intrusive de Chevreuil et sont donc antérieures aux plis F_7 qui reprennent ces dykes à l'extérieur des complexes gneissiques.

Dans la zone de déformation de Cayamant, les dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil dans les encaissants de marbre ont été déformés en plis à vergence ouest et recristallisés au faciès des amphibolites. Leur fabrique enregistre un remaniement des gneiss en chevauchement suivi d'une distension le long de la marge ouest de la ceinture avec un rééquilibrage rétro-métamorphique des gneiss sur quelques kilomètres de largeur à une température de 650 °C et à une pression de 6 kbar. Ces conditions s'apparentent à celles qui existaient le long de la zone de chevauchement de la ceinture en Ontario à entre 1,08 et 1,06 Ga, et non à celles qui ont prévalu lors du métamorphisme régional. Ainsi, la très grande ductilité du marbre et son omniprésence ont rendu le domaine de marbre facile à remanier. On y retrouve donc les structures et les associations paragenétiques des derniers épisodes orogéniques auxquels le domaine et ses zones de déformation ont été soumis et peu d'indices des épisodes antérieurs. Les unités supracrustales de quartzite et de paragneiss mixtes ont un comportement rhéologique intermédiaire entre celui des complexes de gneiss et celui du domaine de marbre. Par conséquent, le domaine de quartzite cumule les vestiges des différents épisodes orogéniques, dont un épisode de contraction vers 1,16 Ga, tout en conservant de nombreuses indications d'épisodes antérieurs. Ce partitionnement de la déformation finie en fonction de la rhéologie des roches tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale résulte en un enregistrement fin des divers événements tectoniques qui ont eu cours dans l'ensemble de la ceinture.

Le métamorphisme régional au faciès des granulites et le chevauchement vers l'ouest des roches de la ceinture métasédimentaire centrale sur la ceinture allochtone polycyclique indiquent que l'épaississement de la croûte au sein de la ceinture métasédimentaire centrale et des gneiss du terrane de Morin et du craton laurentien a eu lieu avant 1,2 Ga. Les contrastes lithologiques entre le domaine de marbre et le domaine de quartzite sont abrupts; par contre, ces deux domaines sont structuralement adjacents aux complexes gneissiques. Les complexes gneissiques ont donc pu servir de substrat à un ou plusieurs bassins sédimentaires de marbre et de quartzite, une interprétation qui cadre avec le modèle d'une marge laurentienne de type andin avec un bassin d'arrière-arc continental à cette période.

Un métamorphisme régional associé à une réimbrication tectonique de divers segments de la croûte a été documenté dans le sud-ouest de la Province de Grenville, notamment dans le terrane

scale after D_3 . The D_3 structures are sheared in D_4 then folded by upright open folds (F_5) with north-south axial planes and metre- to kilometre-scale amplitudes. Folds (F_6) with gently dipping axial planes developed later in the Sourd Group. The F_2 to F_5 folds may have formed during contraction associated with crustal thickening during the Elzevirian orogeny, or during subhorizontal east-west extension associated with orogenic collapse or convectional thinning of the lithosphere. All these fabrics are cut by dykes of the Chevreuil intrusive suite and thus predate F_7 folding that affected these dykes outside the gneiss complexes.

In the Cayamant deformation zone, the marble-hosted mafic dykes of the Chevreuil intrusive suite have been deformed into west-verging folds and recrystallized to amphibolite facies. Their fabric records reworking of the gneiss units during thrusting and subsequent extension along the western margin of the belt, with retrograde re-equilibration of the gneiss units at 650°C and 6 kbar over an area several kilometres wide. These conditions are similar to those that occurred along the belt's thrust zone in Ontario between 1.08 and 1.06 Ga, but not to those that prevailed during regional metamorphism. Thus, the marble domain was easily reworked because of the marble's high ductility and ubiquity. It contains structures and paragenetic assemblages from the last orogenic episodes to have affected the domain and its deformation zones, and little evidence of earlier episodes. The supracrustal quartzite and mixed paragneiss units have a mechanical behaviour that is between those of the gneiss complexes and the marble domain. Consequently, the quartzite domain contains evidence of the various orogenic episodes, including contraction at about 1.16 Ga, as well as abundant evidence of earlier orogenic episodes. This strain partitioning as a function of the rheological behaviour of rocks at both outcrop and regional scales has led to a detailed record of the various tectonic events that took place throughout the belt.

Granulite-facies regional metamorphism and westward thrusting of the Central Metasedimentary Belt over the Central Gneiss Belt indicate that crustal thickening in the Central Metasedimentary Belt and in the gneiss units of the adjacent Morin terrane took place before 1.2 Ga. There is a marked contrast in lithology between the marble and quartzite domains, although both domains are structurally above the gneiss complexes; the latter may therefore have served as basement for one or more marble and quartzite sedimentary basins. This interpretation is consistent with the model of an Andean-type Laurentian margin with a continental back arc at the time.

Regional metamorphism associated with tectonic reimbrication of various crustal segments has been documented in the southwestern Grenville Province,

de Cabonga et dans la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario à 1060 Ma. Les roches de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec n'ont pas subi ce métamorphisme lors de cette réimbrication. Par contre, la mise en place à 1,06 Ga du granite de Guénette sous forme de feuillet, au contact des domaines de marbre et de quartzite, est compatible avec un contrôle structural et pourrait attester un rejeu de failles. L'existence présumée de chevauchements vers le nord-ouest et la documentation de cisaillements postérieurs à la mise en place du dyke de Rivard suggèrent que les niveaux lithosphériques supérieurs échantillonnés par le dyke se retrouvent directement sous la surface actuelle, alors que les niveaux profonds sont situés plus à l'est ou au sud-est.

including the Cabonga terrane and the Central Metasedimentary Belt in Ontario at 1.06 Ga. Rocks in the Central Metasedimentary Belt in Quebec were not metamorphosed during that phase of reimbrication. On the other hand, emplacement of the Guénette granite sheet at 1.06 Ga along the contact between the marble and quartzite domains is compatible with structural control and could reflect local fault reactivation. The presumed existence of northwest thrusts and the documented shears that postdate emplacement of the Rivard dyke suggest that the upper lithosphere sampled by the dyke occurs directly beneath the existing surface and that deep levels are found farther to the east or southeast.



INTRODUCTION

La ceinture métasédimentaire centrale dans l'ouest de la Province de Grenville s'étend du nord de la ville de Mont-Laurier, au Québec, jusqu'au lac Huron, en Ontario, et à l'État de New York, aux États-Unis (Wynne-Edwards, 1972; fig. 1a,b). Elle est l'hôte d'un des plus grands gisements de zinc au monde, celui de Balmat-Edwards dans les Adirondacks (fig. 1b; de Lorraine et Dill, 1982). Le précédent créé par cette découverte au début du XX^e siècle a favorisé la cartographie, l'étude et l'exploration de cette ceinture supracrustale riche en marbre (p. ex. Osborne, 1935, 1956; Wynne-Edwards et al., 1966; Gauthier, 1982; Nantel, 1994a, 2001a). Malgré cet atout et la proximité de ce terrain géologique à Montréal, à Gatineau et à Ottawa, il s'y trouve encore des régions où la couverture géologique la plus récente est celle de Logan et al. (1912). Depuis le début des présents travaux de la Commission géologique du Canada (CGC) dans cette ceinture, la pertinence de mieux en comprendre la nature, l'évolution et l'architecture s'est accrue avec l'identification d'assemblages volcano-plutoniques qui sont localement hôtes de gîtes et de minéralisations de cuivre associé à des oxydes de fer, parmi les complexes de gneiss antérieurement non différenciés de la Province de Grenville (p. ex. Gower et al., 1995; Corriveau et Bonnet, 2001, 2005; Gauthier et al., 2004a; Clark et al., 2005; Bonnet et al., 2005).

Le présent bulletin résume les connaissances acquises dans le cadre d'un vaste programme géoscientifique multidisciplinaire mené au cours des années 1990 par Ressources naturelles Canada (RNC) et ses partenaires dans la région de Mont-Laurier (fig. 1). Ce projet inclut des travaux de cartographie géologique qui ont donné lieu à quatre cartes à l'échelle de 1/50 000, appuyés par des coupes régionales et des levés à l'échelle de 1/20 000 et de 1/200, trois levés géophysiques aéroportés, un programme de géochronologie U-Pb, une analyse de données de télédétection et un levé gravimétrique au sol (voir la section « Composantes du projet et participants »).

Ce projet s'est intégré à deux programmes géoscientifiques nationaux, soit Lithoprobe (coupe Abitibi-Grenville) et le programme de développement d'applications et possibilités de recherche (ADRO) de l'Agence spatiale canadienne, et a été mené en parallèle avec deux projets de la CGC, l'un sur la zone tectonique du Saint-Maurice entrepris à l'est du terrane de Morin par L. Nadeau (Nadeau et al., 1994, 1998; Corrigan et Hanmer, 1997; Corrigan et van Breemen, 1997; Nadeau et Brouillette, 1997; Hanmer et al., 2000), et l'autre sur la Province de Grenville à l'est de Val d'Or mené par T. Birkett (Birkett et al., 1991; LaFlèche et al., 2005). Il complète les levés sur les segments sud et nord de la ceinture métasédimentaire centrale ainsi que l'évaluation du potentiel minéral de la ceinture entrepris par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) du Québec (fig. 1b, 2; Hébert, 1988; Dupuy et al., 1989; Davidson, 1995; Nantel et Pintson, 2001, 2002a; Nantel et al., 2002).

Aux recherches régionales entreprises par RNC se sont greffés une gamme d'études universitaires et de projets divers. En tout, plus de 40 scientifiques en provenance du Canada, de l'Allemagne, de l'Australie, de la Belgique, des États-Unis, de la France et de la Norvège ont contribué aux études thématiques, et neuf thèses, mémoires et essais ainsi que des articles scientifiques, des cartes, des rapports,

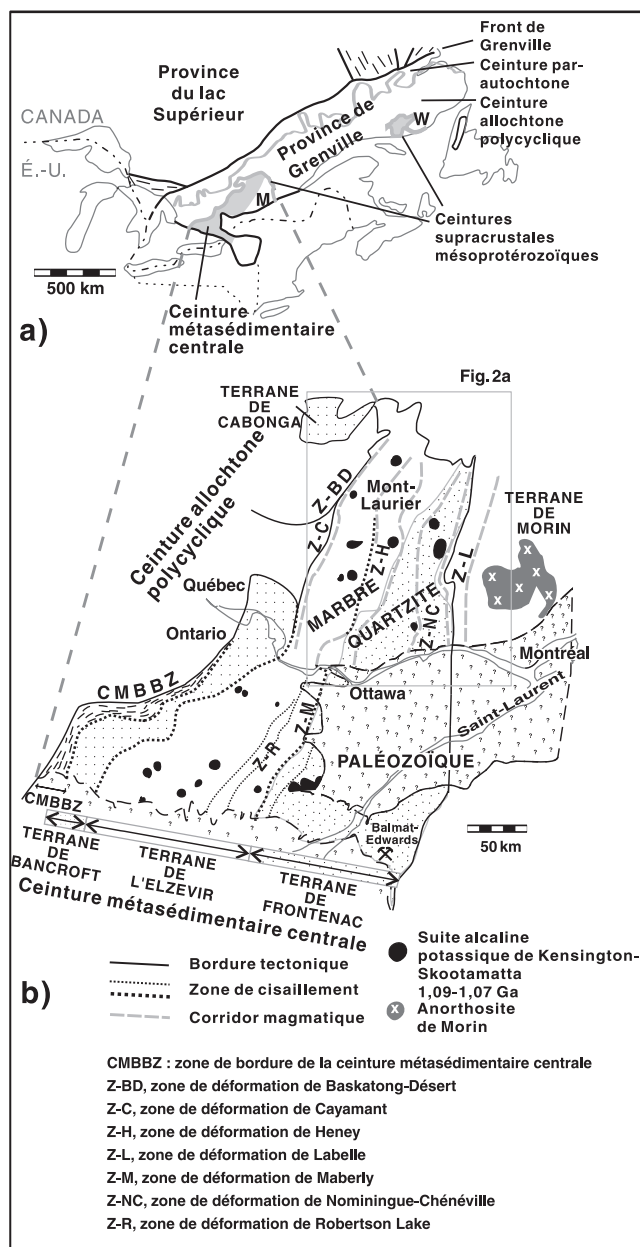


Figure 1. a) Subdivisions de la Province de Grenville, modifiées de Rivers et al. (1989). Ceintures supracrustales (ceinture allochtone monocyclique de Rivers et al., 1989) : ceinture métasédimentaire centrale (Wynne-Edwards, 1972), Groupe de Wakeham (W; 1,5 Ga; Verpaalst et al., 1997; van Breeman et Corriveau, 2005) et terrane de Morin (M; Rivers et al., 1989). b) Subdivision schématisée des terranes et domaines de la ceinture métasédimentaire centrale dans le sud-ouest de la Province de Grenville (modifié de Corriveau (1990), d'Easton (1992) et de Davidson (1995)).

des guides d'excursion, un livre grand public et un site Web ont été réalisés (voir la section « Composantes du projet et participants »). Des centaines de descriptions et de résultats d'analyses minéralogiques, géochimiques, isotopiques et hydrogéochimiques ainsi que des dizaines d'âges U-Pb, Sm-Nd et Ar-Ar sont présentés dans Boggs (1996), Couture (1996), Andrews (1997), Morin (1998), Corriveau et van Breemen (2000), Corriveau et Morin (2000), Blein et al. (2003, 2004), Peck et al. (2004), Wodicka et al. (2004), Morin et al. (2005) et le présent bulletin; d'autres sont en cours de traitement et de publication. L'information géoscientifique

disponible est pertinente pour les recherches géologiques, l'exploitation des ressources naturelles, l'aménagement du territoire, les études d'impact environnemental et le développement de l'écotourisme par le biais de la géologie et de l'hydrogéologie.

Plusieurs indices minéralisés ont été découverts lors des levés; l'information a été rendue publique et les indices ont été jalonnés par des compagnies minières (voir la banque de données GESTIM; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2008). Ces indices de

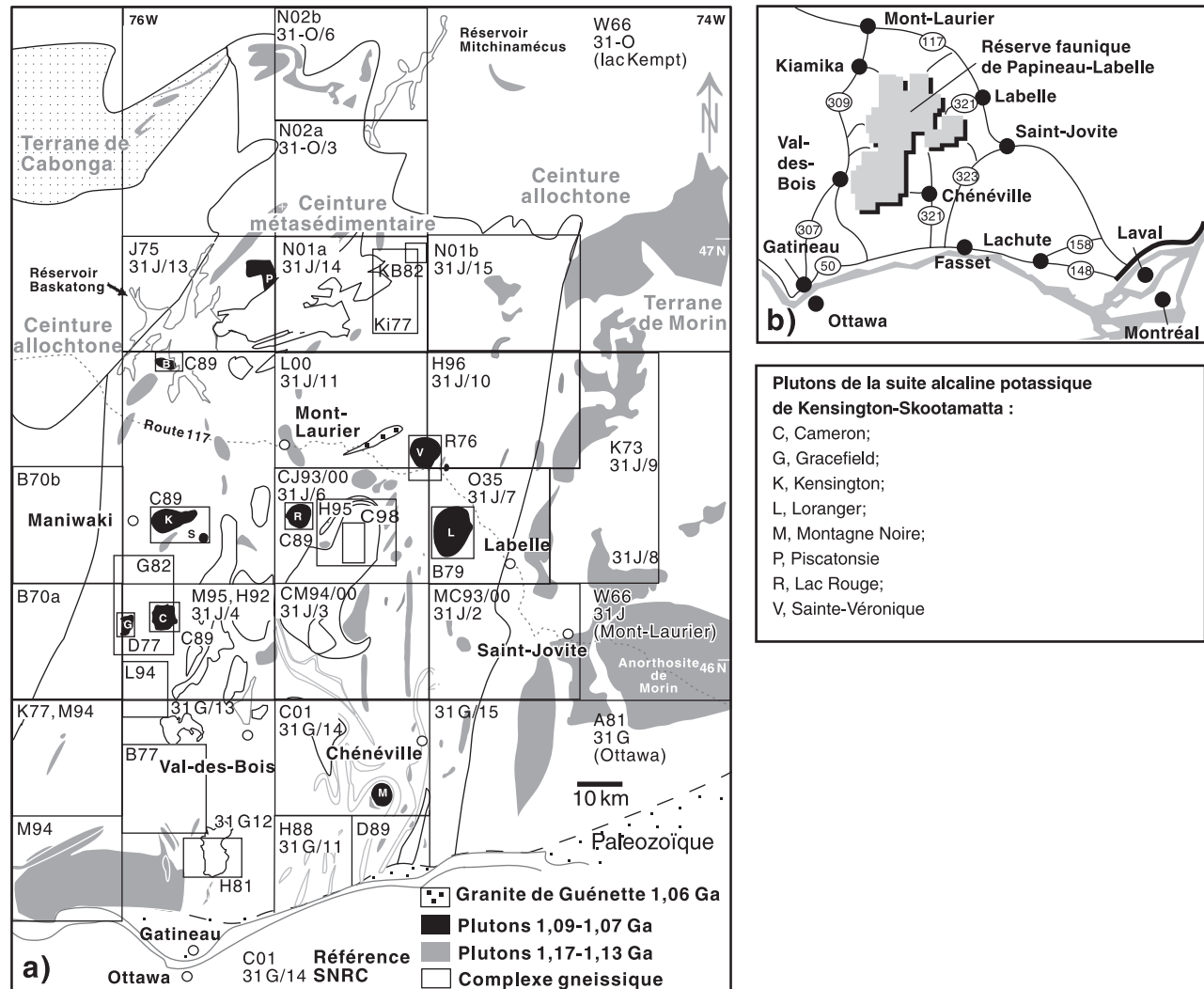


Figure 2. a) Couverture géologique de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (cartes SNRC 31 G, 31 J et 31-O), par ordre alphabétique : A81, Avramtchev et Piché (1981); B70a, Bourne (1970a); B70b, Bourne (1970b); B77, Béland (1977); B79, Britton (1979); C89, Corriveau (1989); C98, ce bulletin; CJ93/00, Corriveau et Jourdain (1993, 2000); CM94/00, Corriveau et Madore (1994, 2000); C01, L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer (carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000); D77, Durocher (1977); D89, Dupuy et al. (1989); G82, Gauthier (1982); H81, Hogarth (1981); H88, Hébert (1988); H92, Hetu et Corriveau (1992); H95, Hetu et Corriveau (1995); H96, Hébert et al. (1996); J75, Jacoby (1975); K73, Katz (1973); K77, Kretz (1977), Kretz et al. (1989); KB82, Kish et Bourque (1982); Ki77, Kish (1977); L94, Langlais (1994); L00, Lacoste (2000); M94, Madore et al. (1994); M95, Ministère des Ressources naturelles, Québec (1995); MC93/00, Martignole et Corriveau (1993, 2000); N01a, Nantel (2001a); N01b, Nantel (2001c); N02a, Nantel (2002); N02b, Nantel et al. (2002); O35, Osborne (1935); R76, Rive (1976); W66, Wynne-Edwards et al. (1966). Voir Nantel (2003) pour une mise à jour de la géologie des feuillets 31 J/10,11,14,15 et 31-O/2,3,6,7. **b)** Localisation géographique de la principale région à l'étude et de la Réserve faunique de Papineau-Labelle.

cuivre-or dans des zones d'altération en oxydes de fer dans un complexe gneissique et de nickel-cuivre dans une intrusion mafique verticale, sont associés à des contextes et à des processus géologiques et métallogéniques encore peu connus. Leur caractérisation sert de point de départ pour une réflexion sur l'analyse des terrains de métamorphisme élevé (p. ex. Davidson, 1984; van Breemen et Davidson, 1988a; Passchier et al., 1990; Hanmer et Passchier, 1991) et permet de préciser les connaissances requises pour la diversification de l'exploration minérale (Gower, 1996; Clark, 2003; Corriveau et Clark, 2005; Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau, 2007; Corriveau et al., 2007). Les études entreprises procurent des exemples et des éléments clés qui permettent d'utiliser le métamorphisme, la déformation polyphasée et le style de mise en place des magmas pour mieux comprendre l'évolution des terrains de métamorphisme élevé et d'y adapter les stratégies d'exploration qui sont actuellement disponibles (Saint-Germain et Corriveau, 2003; Bonnet et Corriveau, 2007a, b). Ces outils visent en particulier la reconnaissance des systèmes hydrothermaux associés à des contextes volcanogènes et métamorphisés et des roches intrusives d'apparence gneissique qui sont communément confondues avec des roches métamorphiques. La cartographie régionale des suites intrusives de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec a permis de documenter le partitionnement de divers épisodes de déformation à l'échelle de la ceinture, et donc de reconnaître les divers éléments tectono-magmatiques et de modéliser leur évolution. Elle a aussi mis en relief l'importance du comportement rhéologique des roches à l'échelle tant régionale que locale pour l'élaboration des modèles tectoniques et l'interprétation des relations temporelles entre divers éléments géologiques. Les résultats des recherches, intégrés aux données des programmes nationaux Lithoprobe (structuration de la croûte) et ADRO (structuration à la surface) et à une étude de xénolites, permettent de modéliser l'architecture tridimensionnelle de l'orogène au Mésoprotérozoïque et aujourd'hui (p. ex. Grant et al., 1988; Eaton et al., 1995; Rivard et al., 1999; Carr et al., 2000; Corriveau et Morin, 2000; Harris et al., 2001). Ces recherches contribuent aussi à la reconstitution de marges continentales d'origine polyphasée comme la marge laurentienne (voir Vauchez et al., 1997) et renseignent sur l'incidence de l'architecture de l'orogène sur (1) la mise en place des ressources métalliques et des magmas et le rejeu des corridors de déformation, (2) la circulation de l'eau souterraine et la répartition des aquifères rocheux (voir Allen et Michel, 1999) et (3) la néotectonique et la sismicité (voir Goodacre et al., 1993).

Contexte orogénique

L'orogène de Grenville, de l'envergure de l'Himalaya et des Andes, se manifeste principalement le long de la marge est de l'Amérique du Nord, en particulier dans sa région type, la province géologique de Grenville au Canada et dans le nord-est des États-Unis (fig. 1a). Il représente un terrane composite et résulte de manifestations orogéniques du

Labradorien (1,71-1,60 Ga), du Pinwarrien (1,51-1,45 Ga) et du Grenvillien au sens large (1,35-0,95 Ga; Davidson, 1995; Gower, 1996) qui ont donné lieu à la construction de la marge laurentienne au Paléoprotérozoïque et au Mésoprotérozoïque et à l'assemblage du supercontinent mésoprotérozoïque de la Rodinia (Wynne-Edwards, 1972; Moores, 1991; Davidson, 1995; Rogers, 1996; Rivers, 1997; Wareham et al., 1998; Dalziel et al., 2000; Rivers et al., 2002; Corriveau et al., 2007). Plusieurs subdivisions de la Province de Grenville et de ses composantes sont présentement utilisées, dont celles de Wynne-Edwards (1972) et de Rivers et al. (1989). Cette province, illustrée à la figure 1a, comprend, du nord-ouest au sud-est, (1) la ceinture parautochtone, où sont reprises les roches du craton proto-laurentien, en particulier l'Archéen tardif de l'Abitibi, (2) la ceinture allochtone polycyclique qui regroupe des terranes mésoprotérozoïques ayant chevauché la marge pré-grenvillienne de la Laurentie et subi plus d'un cycle orogénique, et enfin (3) la ceinture allochtone monocyclique qui aurait subi un seul cycle orogénique (fig. 1a, b). Cette dernière comprend la ceinture métasédimentaire centrale dans la partie ouest de la Province de Grenville et le Groupe de Wakeham dans la partie centrale est (Wynne-Edwards, 1972). Les travaux de Verpaalst et al. (1997), de Corriveau et al. (2003), de Wodicka et al. (2004) et de van Breemen et Corriveau (2005) montrent que ces terranes ont eux aussi une origine polycyclique et qu'ils sont constitués d'assemblages supracrustaux d'âges variés avec des composantes grenvilliennes et d'autres plus vieilles qui remontent à 1,4 et à 1,5 Ga respectivement.

Plusieurs orogénèses ou événements orogéniques sont présentement reconnus à l'intérieur de la Province de Grenville : Elzévirien (1,25-1,19 Ga), Shawinigien (1,19-1,14 Ga), Ottawanien (1,08-1,02 Ga) et Rigolet (1,00-0,85; modifié de Rivers, 1997; Rivers et Corrigan, 2000; McLelland et al., 2001; d'après Rivers et al., 2002; voir Tollo et al., 2004). Ces orogénèses constituent ce que Moore et Thompson (1980) et Davidson (1995) ont défini comme le cycle orogénique de Grenville (1,35-0,95 Ga). Les trois premières orogénèses ont touché à divers degrés les roches supracrustales mésoprotérozoïques de l'ouest du Grenville.

Travaux antérieurs et récents

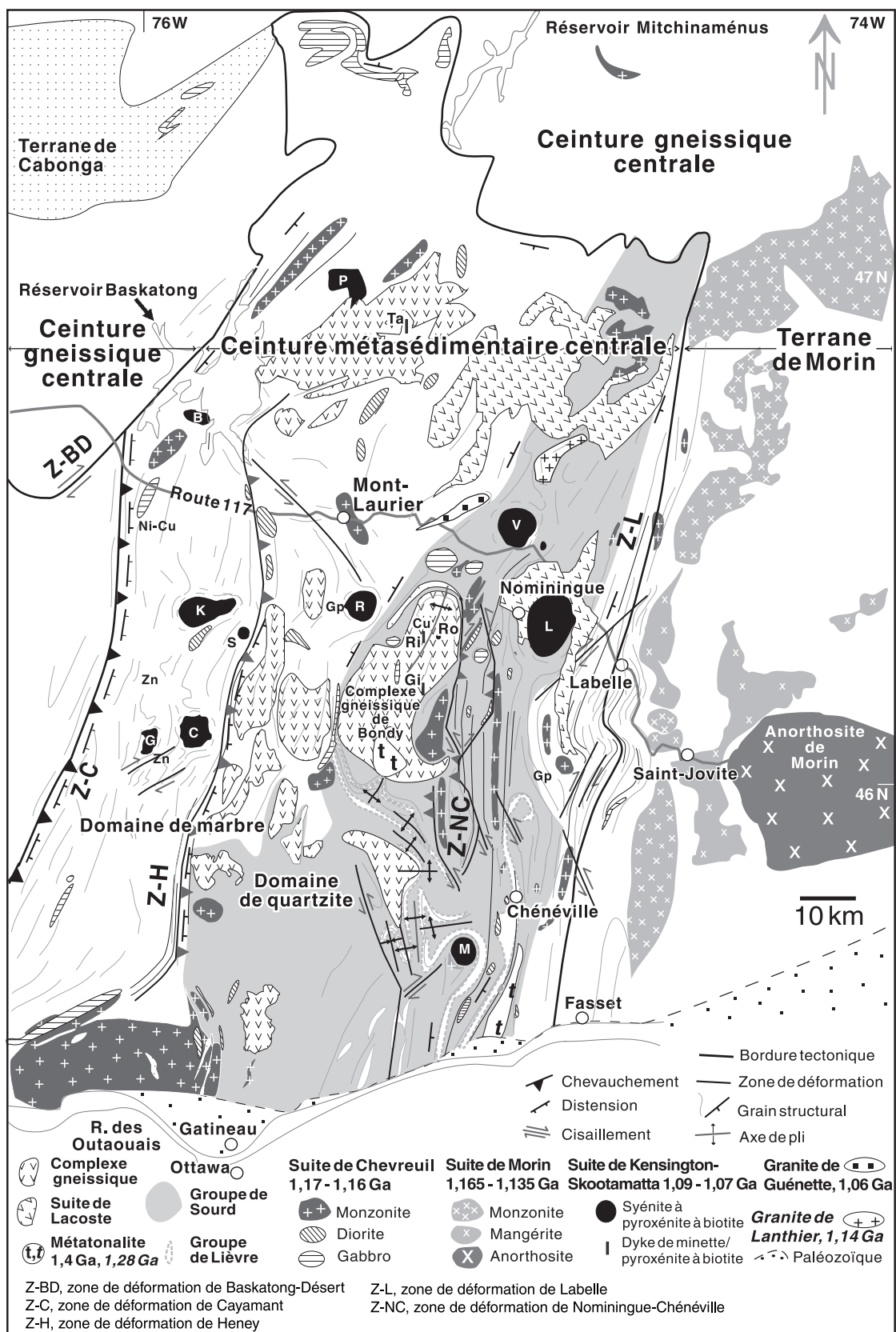
La région à l'étude fait partie de deux grandes régions du Québec, l'Outaouais et les Laurentides (Gaffield, 1994; Laurin, 1995). Les levés géologiques y débutèrent dès la fin du XIX^e siècle avec les travaux de W.E. Logan de la CGC (Logan et al., 1912). À cette époque, l'Outaouais était l'un des districts miniers les plus importants au Canada (Gaffield, 1994; Tremblay et al., 1997). On y exploitait surtout le mica, l'apatite, le feldspath, le graphite et le fer. L'industrie minière d'alors s'est effondrée vers la fin des années 1880. Par contre, le granite de Guénette rose à grain fin, appelé « Rose de Guénette » et « Rose laurentien », est exploité depuis 1910 à Guénette (fig. 2a).

Plusieurs levés géoscientifiques furent effectués entre 1930 et 1960 par le ministère des Mines du Québec (p. ex. Osborne, 1935, 1936b; Aubert de la Rue, 1948, 1953, 1956a, b; Pollock, 1956, 1957, 1960, 1961). En 1966, la CGC publia une synthèse clé sur la géologie des régions de Mont-Laurier et du lac Kempt (fig. 2a; Wynne-Edwards et al., 1966), alors que Dimroth (1966) documentait la nature polyphasée de la déformation grenvillienne et identifiait le linéament de Nominique-Chénéville (fig. 1b, Z-NC). À la fin des années 1960, la région de Mont-Laurier fit (et fait actuellement) l'objet d'une prospection intense pour l'uranium au sein de plusieurs générations de filons et de dykes de pegmatite (Lentz, 1996; Cuney et Kish, 2004; Lentz et Creaser, 2005). Les pegmatites uranifères découvertes permettent aujourd'hui d'expliquer la contamination naturelle au radon commune dans la région. De plus, on a exploité du quartz au réservoir Baskatong (fig. 2a) et de la dolomie dans la région d'Arundel (carte 31 G/15). Plus récemment, on a réalisé des travaux de mise en valeur sur un gîte de kaolin près de Saint-Jovite. Suivirent plusieurs levés (fig. 2a) dont ceux des régions du lac Cayamant (Bourne, 1970a), de Pythonga (Bourne, 1970b), de Rolland (Katz, 1973), de Baskatong (Jacoby, 1975), de Sainte-Véronique (Rive, 1976), de Fort-Coulonge (Kretz, 1977; Kretz et al., 1989; Madore et al., 1994), du lac Patibre (Kish, 1977), de Quinnville (Hogarth, 1981), de Saint-Jovite (G. Engelbrecht et L. Corriveau, carte géologique inédite, 1981), de Bouchette-Maniwaki (Gauthier, 1982; Ministère des Ressources naturelles, Québec, 1995), du lac Norman (Kish et Bourque, 1982), de Thurso-Papineauville (Dupuy et al., 1989), du lac des Plages (Lévesque et al., 1989a, b), de l'Outaouais (Sharma et al., 1993, 1995a, b, 1999), de L'Ascension (Hébert et al., 1996; Hébert et Nantel, 1999), de Ferme-Neuve (Lacoste, 2000, 2001), de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001a, b), du lac

de la Maison de Pierre (Nantel, 2001c; Nantel et Pintson, 2001), du lac Dieppe (Nantel, 2002; Nantel et Pintson, 2002) et du lac Duplessis (Nantel et al., 2002).

Les assemblages de roches supracrustales riches en marbre de la vallée de la Gatineau (fig. 3, 4a) et de la région de Mont-Laurier en général ont fait l'objet de nombreux travaux d'exploration à la recherche de gisements de type sedex (« sedimentary exhalative ») au cours des dernières décennies, notamment par la Noranda Inc., la BHP Minerals, la Rio Algom Limited et SOQUEM Inc. Plusieurs études et synthèses sont consacrées aux indices polymétalliques découverts, dont le gîte de zinc-plomb-argent-or volcanogène de New Calumet (Bishop et Jourdain, 1987; Williams, 1991; Sangster et al., 1992) et les indices de sulfures de zinc de type sedex et ceux d'oxydes de zinc (Zn, fig. 3; p. ex. indices Lafontaine, Leitch et Bouchette; Gauthier, 1982; Gauthier et al., 1985, 2004b; Gauthier et Brown, 1986; Sangster et al., 1992; Hébert et Nantel, 1999; Gauthier et Chartrand, 2005). Les travaux sur les minéralisations de zinc et de cuivre-cobalt-or et leurs métallotectes (Gauthier et al., 1987; Nantel, 1994a, b) et sur les indices d'uranium (Lapointe, 1995; Cuney et Kish, 2004), de graphite (Simandl, 1989b) et de wollastonite (Simandl, 1989a), les levés des sédiments de ruisseaux entrepris à des fins d'analyses géochimiques (Choinière, 1990), les études lithogéochimiques (p. ex. Bellehumeur et Jébrak, 1992), un répertoire de gîtes minéraux (Avramtchev et Piché, 1981) et, enfin, des synthèses récentes (Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau, 2007; Corriveau et al., 2007) illustrent le potentiel minéral de la région. La Stratmin Graphite Inc. exploite un gîte de graphite (fig. 3), celui de Saint-Aimé-du-Lac-des-Îles, depuis 1989 (Daniellou, 1994). Une liste exhaustive des publications et des cartes du MRNF ainsi que des travaux

Figure 3. Carte géologique de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, montrant la répartition des plutons et des complexes gneissiques dans les domaines de marbre et de quartzite et quelques indices minéralisés (modifié de Wynne-Edwards et al. (1966) et de Corriveau et al. (1998)). Le domaine de marbre, à l'ouest, est en contact de chevauchement ou de cisaillement dextre avec la ceinture gneissique centrale et renferme des indices de zinc (Zn) et de graphite comme celui de la mine de la Stratmin Graphite Inc. (Gp). Le domaine de quartzite, à l'est, s'étend de Mont-Laurier à Saint-Jovite le long de l'autoroute 117 et entre Gatineau et Fasset le long de la rivière des Outaouais (fig. 2b). Le quartzite et le gneiss siliceux y prédominent et forment le Groupe de Sourd. Des feuillets de tonalite de 1,28 Ga y ont été identifiés. Le Groupe de Lièvre correspond aux unités de marbre dolomitique ou à olivine issues du domaine de marbre qui reposent structuralement sur le Groupe de Sourd et sont plissées avec le groupe. Les complexes gneissiques correspondent aux dômes situés structuralement sous les assemblages de marbre et de quartzite. Le complexe gneissique de Bondy, constitué de gneiss granitique à tonalitique et de métatonalite de 1,4 Ga, est l'hôte d'un système hydrothermal cuprifère (Cu). Le grain structural est tiré de Wynne-Edwards et al. (1966), Jacoby (1975), Rive (1976), Gauthier (1982), Martignole et Corriveau (1993, 2000), Corriveau et Jourdain (1993, 2000), Corriveau et Madore (1994, 2000), Hébert et al. (1996), Rivard et al. (1999), Nantel (2001a) et L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer (carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000). La suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ma) inclut des plutons de monzonite porphyroïde, les phases précoces du complexe plutonique de Wakefield, au nord-ouest de Gatineau, et des plutons de gabbro, gabbro-norite et diorite localement minéralisés en sulfures magmatiques de nickel-cuivre (Ni-Cu). Cette suite est contemporaine des stages précoces de la suite AMCG de Morin dans le terrane de Morin à l'est de la ceinture et antérieure à la suite intrusive de Lanthier (1,145 Ga). La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09 - 1,07 Ga) comprend les plutons et dykes alcalins potassiques de Baskatong (B), de Cameron (C), de Gracefield (G), de Girard (Gi), de Kensington (K), de Loranger (L), de Montagne Noire (M), de Piscatosine (P), de Lac Rouge (R), de Satellite (S), de Rivard (Ri), de Rollet (Ro), de Tapani (Ta) et de Sainte-Véronique (V). La suite granitique de Guénette (1,06 Ga) comprend le granite de Guénette à l'est de Mont-Laurier ainsi qu'un essaim de dykes.



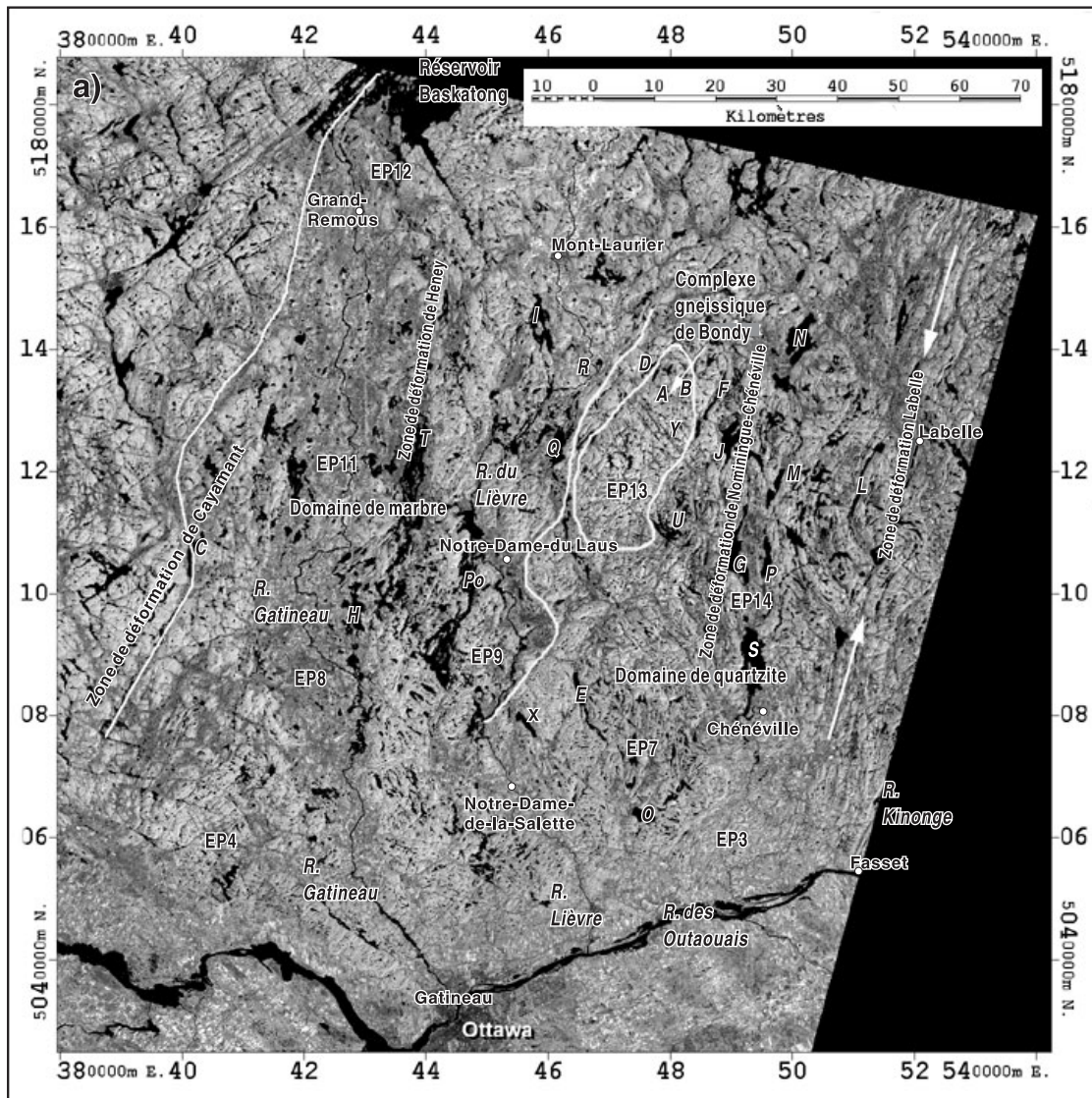


Figure 4. Images satellitaires de la région de Mont-Laurier. **a)** Images satellitaires en proche infrarouge de la région de Mont-Laurier. La bande 4 des images Landsat-TM illustre avec un excellent contraste les divers lithodèmes de la région. Les assemblages supracrustaux riches en marbre, à l'ouest, correspondent à la bande nord-sud de patine gris-noir. Les assemblages supracrustaux riches en quartzite affleurent à l'est et ont une patine gris pâle et de fins sillons représentant la structuration et l'érosion différentielle des diverses unités. Les complexes gneissiques forment des cortèges (gris pâle) massifs et disséqués de linéaments rectilignes et irréguliers qui s'échelonnent à l'intérieur des domaines de marbre et de quartzite. Aucun linéament prononcé n'apparaît à la bordure des domaines de marbre et de quartzite (trait blanc); par contre, les grandes zones de déformation (Cayamant, Heney, Nominique-Chénéville et Labelle) sont caractérisées par des linéaments proéminents et une topographie fortement rainurée. Elles représentent des réseaux préférentiels d'érosion et de drainage où se concentrent les grands plans d'eau d'axe nord-sud, dont les lacs Rivard (A), Bondy (B), Cayamant (C), Pimodan (D), Écho (E), des Sept-Frères (F), Gagnon (G), Heney (H), des Îles (I), Montjoie (J), Labelle (L), Minerve (M), Nominique (N), Goéland (O), Preston (P), du Poisson blanc (Po), du Cerf (Q), Rouge (R), Simon (S), Trente et Un Milles (T), du Sourd (U), La Vérendrye (V), Chevreuil (W), à l'Argile (X) et Harvey (Y). Des failles est-ouest tardives soulignées par la présence de linéaments rectilignes et de dykes de diabase traversent la région. Les flèches représentent le prolongement de la zone de déformation de Labelle. Ensembles physiographiques EP3, EP4, EP7, EP8, EP9, EP11, EP12, EP13, EP14 suivant Tremblay et al. (1996)

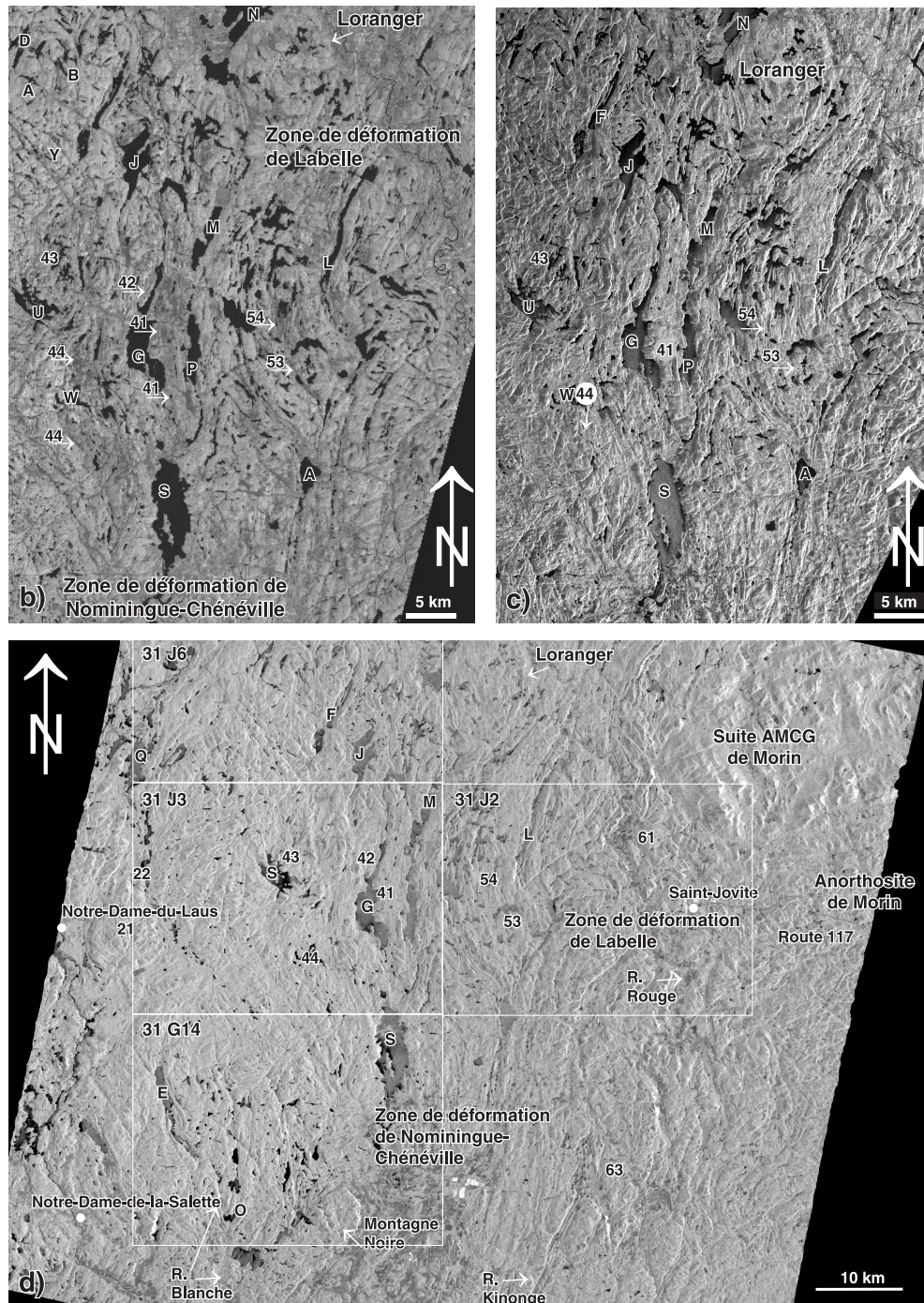


Figure 4. b) Image Landsat-TM et c) image SAR de la région du lac Gagnon. Les intrusions en feuillets de monzonite et de diorite de la suite intrusive de Chevreuil ressortent particulièrement bien sur les images Landsat-TM grâce à leur patine gris foncé et leur topographie uniforme : 41, Preston; 42, Gagnon; 43, Armstrong; 44, Lac Chevreuil; 53, Sucrerie; 54, Roches. La structuration des zones de déformation et des auréoles structurales des plutons alcalins potassiques (Loranger) ressortent mieux sur les images SAR. Par contre, les failles tardives est-ouest sont bien visibles sur l'image Landsat-TM. Les lettres sont définies en a). d) Image ERS couvrant en grande partie la région cartographiée. La structuration est diagnostique; par contre, les plutons de monzonite comme ceux associés au massif d'anorthosite de Morin (Maskinongé [61], Grey Valley [63]) ne ressortent pas de façon distincte. Un linéament suit la limite ouest de la figure et comprend certains feuillets intrusifs de la suite intrusive de Chevreuil (p. ex. complexe gneissique de Laus [21], pluton de Serpent [22]). Ce linéament, d'origine incertaine, longe la limite entre le domaine de marbre et le domaine de quartzite puis se prolonge vers le sud à l'intérieur du domaine de quartzite. Les lettres et les chiffres sont définis en a) et b).

statutaires visant la région à l'étude est disponible dans la banque de données SIGÉOM (Examine; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2008).

Depuis 1989, plusieurs travaux de télédétection ont été entrepris, dont un levé au radar aéroporté dans la région de l'Outaouais (DIGIM inc., 1989; Harris et al., 1992; Lévesque et Sharma, 1994; Rivard et al., 1999; Sharma et al., 1999). Des études pétrologiques ont permis de documenter une suite de plutons alcalins potassiques de 1,08 Ga (Corriveau, 1989; Corriveau et Gorton, 1993), d'abord regroupés comme suite de syénite par Wynne-Edwards et al. (1966), puis sous le nom de « southwestern Quebec nepheline syenite belt » par Currie (1976). Ces plutons avaient été étudiés par Aubert de la Rue (1953), Rive (1976), Durocher (1977), Tabet Abdul-Malak (1978), Britton (1979) et Gauthier (1982), et datés au Rb-Sr et au K-Ar à entre 833 et 1226 Ma avec une précision de l'ordre de 50 Ma (Wanless et al., 1967; Doig et Barton, 1968; Tabet Abdul-Malak, 1978; Bell et Blenkinsop, 1980). Depuis, ces données ont été précisées et certaines d'entre elles ont été infirmées par des datations U-Pb (Corriveau et al., 1990). Les conditions métamorphiques et la structuration enregistrées à la marge ouest de la ceinture métasédimentaire centrale (zone de déformation de Cayamant) et dans les terrains avoisinants ont aussi été documentées (p. ex. Martignole et Schrijver, 1973; Hanmer et Ciesielski, 1984; Indares et Martignole, 1989, 1990a, b; Martignole et Pouget, 1995; Boggs, 1996; Boggs et Corriveau, 2004). Enfin, la géologie du Quaternaire a fait l'objet de travaux, notamment par Lamothe (1977) et Parent et Occhietti (1988). Des guides d'excursions géologiques (p. ex. Gauthier et al., 1988, 2004b; Corriveau et al., 1989, 1995; Sharma et al., 1993; Tremblay et al., 1996, 1997; Corriveau et Rivard, 1997; de Kimpe et Miles, 1997; Hogarth, 1997; Kretz, 1997) sont disponibles pour la région.

L'orogène de Grenville tire son nom du village de Grenville, qui est situé en bordure de la rivière des Outaouais, au Québec (voir Engel, 1956). Depuis les travaux de Logan et al. (1912), nous améliorons sans cesse notre compréhension de la tectonique grenvillienne, comme en témoignent les divers volumes spéciaux qui y ont été consacrés (Thomson, 1956; Bartholomew, 1984; Moore, 1986; Tollo et al., 2004; Corriveau et Clark, 2005). Dans le cas de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, des articles clés ont été publiés qui traitent, notamment, de la géologie régionale et des anorthosites (p. ex. Osborne, 1956; Osborne et Morin, 1962; Wynne-Edwards, 1969, 1972; Martignole et Schrijver, 1970a; Indares et Martignole, 1990a, b; Martignole, 1996). Ces travaux sont appuyés par des données géochronologiques U-Pb (p. ex. Friedman et Martignole, 1995; Martignole et Friedman, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000) et des données géophysiques recueillies dans le cadre du programme Lithoprobe (p. ex. Martignole et Calvert, 1996; Carr et al., 2000; Corriveau et Morin, 2000; Martignole et al., 2000). Ils ont permis d'élaborer divers modèles et scénarios tectoniques (selon la terminologie de Greenwood, 1989). Enfin, une série d'articles permettent de mieux situer

la ceinture métasédimentaire centrale au sein de l'orogène de Grenville en Amérique du Nord (Blein et al., 2004; Boggs et Corriveau, 2004; Peck et al., 2004; Tollo et al., 2004; Wodicka et al., 2004; Corriveau et al., 2007). Toutefois, près de 50 ans après la parution du volume *The Grenville Problem* (Osborne, 1956), une aura de mystère et des doutes quant à son potentiel économique entourent toujours la Province de Grenville malgré la présence de gîtes métallifères de classe mondiale. Osborne (1956, p. 13) écrivait

While I was writing this, a thought kept recurring: "Grenville is neither a series nor a lithological unit. It is a state of mind". Of course, rocks do not have a state of mind but they can engender one in those who work with them. I feel that progress has been made and that the knowledge of the geology of the Grenville sub-province is a matter of pride. The excessively critical and defeatist approach to Grenville problems is not justified.

Trente ans plus tard, Moore (1986, p. 2) reprenait ce thème :

These problems are not unique to the Grenville Province, but somehow this terrane has achieved a mystique uncharacteristic of other orogenic belts. Although this aura of mystery has served to attract many excellent scientists to Grenville research, it has also, unfortunately, convinced many others that Grenville problems are in some way especially intractable and thus offer no prospect of solution.

Cet état d'esprit persiste et ce, peut-être, par manque d'outils d'analyse spécialement adaptés pour les terrains fortement métamorphisés et leurs suites plutoniques. Dans le présent bulletin, l'auteure affine certaines stratégies d'analyse de terrain et les applique à des cas problématiques dans l'ouest de la Province de Grenville. Les études de terrain et les recherches connexes qui en découlent permettent de réaliser des percées géoscientifiques qui étaient inaccessibles à nos prédécesseurs et qui aujourd'hui sont indispensables à qui veut diversifier l'exploration minérale vers les terrains géologiques dans les régions pionnières du Canada et fournir des possibilités en matière de développement pour les collectivités qui s'y trouvent.

Composantes du projet et participants

Les levés géologiques effectués par la CGC entre 1990 et 1996 dans le cadre du projet 920002QN comprennent des coupes régionales dans les régions cartographiques 31 G (Ottawa), 31 J (Mont-Laurier) et 31-O (lac Kempt) du SNRC, ainsi que la cartographie systématique à l'échelle de 1/50 000 (fig. 2a) dans les régions cartographiques 31 J/2 (Saint-Jovite), 31 J/3 (Duhamel), 31 J/6 (Nomingue) et 31 G/14 (Chénéville).

La région cartographique de Saint-Jovite (carte 31 J/2; Martignole et Corriveau, 1993, 2000) chevauche la ceinture métasédimentaire centrale, à l'ouest, le terrane de Morin, à l'est, et la zone de déformation de Labelle entre les deux. La moitié ouest de la région a été cartographiée par L. Corriveau en 1990 et la moitié est, par J. Martignole (Université de Montréal). La région avait été cartographiée auparavant par Osborne (1936b), Pollock (1956), Wynne-Edwards et al. (1966), Lamothe (1977), G. Engelbrecht et L. Corriveau (carte géologique inédite, 1981) et Lévesque et al. (1989a, b). La région de Nominigüe (carte 31 J/6; Corriveau et Jourdain, 1993, 2000) renferme trois entités lithotectoniques de la ceinture et englobe un vaste secteur de la Réserve faunique de Papineau-Labelle (fig. 2b). Elle a été cartographiée entre 1991 et 1996 par la CGC en s'appuyant sur les levés d'Aubert de la Rue (1948), de Pollock (1961) et de Wynne-Edwards et al. (1966). La cartographie de la région de Duhamel, menée principalement en 1992 (carte 31 J/3; Corriveau et Madore, 1994, 2000), renforce les données acquises dans la région cartographique de Nominigüe. Les levés antérieurs étaient ceux de Pollock (1957, 1960). La région de Chénéville (carte 31 G/14; Logan et al., 1912; Faessler, 1948; L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer, carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000) se trouve entre les régions couvertes par les cartes géologiques 31 J/3 et 31 G/11 (Hébert, 1988). Elle a fait l'objet d'un projet pilote visant à affiner l'apport de données satellitaires et géophysiques à la cartographie géologique de terrains fortement métamorphisés. Cette analyse faisait suite à une étude comparative de la signature géophysique aéroportée (Hetu et Corriveau, 1992) et de la géologie à l'échelle de 1/250 000 de la région de Bouchette; une carte (31 J/4) a depuis été compilée à l'échelle de 1/50 000 (Ministère des Ressources naturelles, Québec, 1995). La carte synthèse de l'orogène de Grenville (Davidson, 1998) incorpore les données recueillies le long des diverses coupes. Pour tenir compte des mandats respectifs des organismes géologiques fédéraux et provinciaux, nos données de terrain ont été versées dans les géofiches du MRNF en suivant la codification de Sharma (1996). La version finale de ces géofiches et de nos cartes géologiques inclut des affleurements dont la compilation est fondée sur des cartes existantes. Ces cartes et les géofiches qui s'y rattachent sont disponibles sous forme de cartes de compilation numériques dans la banque de données géoscientifiques SIGÉOM (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2008).

Tous ces levés ont été affinés par des travaux à l'échelle de 1/20 000 entrepris à entre 75° 12' et 75° 20' de latitude O et 46° 17' et 46° 23' de longitude N (31 J/6) et des levés à l'échelle de 1/200 sur un dyke de lamprophyre (le dyke de Rivard) et ses xénolites en 1994 et 1996. De plus, huit plutons alcalins ont été cartographiés à l'échelle de 1/20 000 (projets 760061 et 920002QN de la CGC; fig. 2a). Des levés électromagnétiques, magnétiques et spectrométriques aéroportés, réalisés par la division des Ressources minérales de la CGC (maintenant CGC Centre du Canada), couvrent les régions cartographiques 31 J/3, J/4 et J/6 et

G/14 (Hetu et Corriveau, 1992, 1995), alors que le traitement d'images satellitaires Landsat-TM, SEASAT et RADARSAT couvre toute la région à l'étude (Rivard et al., 1999). Un levé gravimétrique au sol a recoupé l'une des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil directement au nord du complexe gneissique de Bondy (fig. 3). Enfin ont été menés à l'échelle régionale des travaux d'échantillonnage hydrogéochimique visant à caractériser la composition et la salubrité des eaux souterraines provenant des aquifères rocheux (Couture, 1996).

Au cours de nos travaux, plus de 7000 affleurements et 1500 xénolites ont été examinés et décrits sur le terrain. En tout, plus de 1000 lames minces et lames minces polies d'échantillons de roches et de xénolites de la région ont été examinées. Les lames minces et les données de terrain peuvent être consultées à la CGC Québec. Les données acquises par O. van Breemen, Y. Amelin, K. Boggs et J. Hanes dans le cadre du programme régional de géochronologie U-Pb et de thermochronologie Ar-Ar associé à notre projet et les données antérieures provenant de Corriveau et al. (1990) sont présentées dans Boggs (1996), Corriveau et van Breemen (2000) et Wodicka et al. (2004); certaines de ces données sont examinées dans le présent bulletin et d'autres seront publiées ultérieurement. Les diverses unités de la ceinture métasédimentaire centrale ont été analysées par fluorescence X (éléments majeurs et traces) et par activation neutronique (terres rares et une gamme d'éléments traces). Ces analyses ont été faites au laboratoire de géochimie de l'INRS-ETE, à l'exception des analyses visant les plutons alcalins potassiques qui ont été réalisées à l'Université de Toronto (Corriveau, 1989). Les analyses répétées dans différents laboratoires fournissent des résultats comparables (annexe A). Pour ce qui est du complexe gneissique de Bondy, des analyses ont été faites par spectroscopie d'émission avec plasma induit par haute fréquence (ICP-AES) et par spectrométrie de masse avec plasma induit par haute fréquence (ICP-MS) au laboratoire de géochimie de l'INRS-ETE; ces données supplémentaires sont répertoriées dans Corriveau et al. (1997) et dans L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit (1998). Des études de thermobarométrie ont été menées sur certains gneiss et xénolites (M.L. Tellier, L. Corriveau et D. Morin, rapport inédit, 1995; Boggs, 1996; Morin, 1998; Bonnet, 2000; Boggs et Corriveau, 2004).

L'étude mégascopique, pétrologique, géochimique, géochronologique (microsonde SHRIMP), géophysique et structurale du complexe gneissique de Bondy et de son système hydrothermal de cuivre-or-oxydes de fer visait, entre autres, à affiner des méthodes pour reconnaître les protolites volcaniques et hydrothermaux des gneiss grenvilliens (Corriveau et al., 1996b, 1997; Harris et al., 2001; Blein et al., 2003, 2004; Boggs et Corriveau, 2004; Wodicka et al., 2004; M.L. Tellier, L. Corriveau et D. Morin, rapport inédit, 1995; L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998). Ces travaux ont été menés dans le cadre de levés régionaux entrepris par la CGC (Corriveau et Jourdain, 1992, 1993;

Corriveau et al., 1994) et de recherches entreprises par la CGC et l'INRS en partenariat avec les sociétés Ressources KWG Inc. et Exploration stratégique Inc. sur leurs propriétés (Corriveau et al., 1996b, 1997).

La suite intrusive de Chevreuil représente un indicateur d'événements tectoniques clés pour la région à l'étude. Elle a fait l'objet de nombreux travaux au fil des ans (Harris et al., 1998, 2001; Rivard et al., 1999; Corriveau et van Breemen, 2000; Peck et al., 2004; B. Dionne, rapport géochimique inédit, 1995; B. Bingen et D. Demaiffe, données isotopiques inédites, 2001; N. Paradis, rapport inédit d'étude gravimétrique, 2001).

La suite intrusive alcaline potassique de Kensington-Skootamatta ainsi que le dyke de Rivard et ses xénolites ont fait l'objet d'études par de nombreux chercheurs (Corriveau, 1989; Corriveau et Gorton, 1993; Y. Amelin, rapport inédit, 1993; Amelin et al., 1994; Corriveau et Amelin, 1994; Hanes et al., 1994; Corriveau et Leblanc, 1995; M.L. Tellier, L. Corriveau et D. Morin, rapport inédit, 1995; Corriveau et al., 1996a, b; Morin et Corriveau, 1996; Andrews, 1997; Morin, 1998; Saint-Germain, 1998; Bonnet, 2000; Corriveau et Morin, 2000; Martel, 2000).

Une série d'articles de recherche en cours (Corriveau, 1991; Martignole et Corriveau, 1991; Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994) et de dossiers publics de la CGC (p. ex. Corriveau et al., 1996a, b), et de rapports du Programme Lithoprobe (p. ex. Corriveau et Sharma, 1990) attestent la progression de nos levés et de nos interprétations de l'architecture grenvillienne. Les volumes spéciaux de Tollo et al. (2004) et de Corriveau et Clark (2005) marquent la fin du projet. Cinq guides d'excursions géologiques (Corriveau et al., 1989, 1995; Corriveau et Rivard, 1997; Tremblay et al., 1997) et un ouvrage de vulgarisation (Tremblay et al., 1997) ont été réalisés.

REMERCIEMENTS

L'envergure qu'a pris ce projet résulte du dynamisme et de l'interaction étroite entre chacun des chercheurs universitaires et gouvernementaux de notre groupe de recherche, dont Y. Amelin (Musée royal de l'Ontario), O. Andrews (Université McGill), B. Bingen (Commission géologique de Norvège), O. Blein (INRS, Université Joseph Fourier, Grenoble), K. Boggs (Université du Québec à Chicoutimi), A.-L. Bonnet (Université de Bretagne occidentale, INRS), feu J. Bourne (Université du Québec à Montréal), G. Couture (INRS), D. Demaiffe (Université Libre de Bruxelles), B. Dionne (stagiaire à la CGC), W. Fu (INRS), M.P. Gorton (Université de Toronto), J.A. Hanes (Université Queen's), L. Harris (Université de Western Australia), R. Hetu (CGC), M.R. LaFlèche (INRS), D. Leblanc (Université Paul-Sabatier), C. Martel (Université Laval), D. Morin (INRS), H.J. Mueller (Université de Potsdam), N. Paradis (INRS), W.H. Peck (Université du Wisconsin), B. Rivard (Géomatique Canada, Université de l'Alberta), G. Scherrer

(INRS), P. Saint-Germain (Université du Québec à Montréal, INRS), M. Tellier (INRS), O. van Breemen (CGC) et N. Wodicka (CGC), et à ceux qui y ont collaboré, soit T. Birkett (CGC), J.-L. Bouchez (Université Paul-Sabatier), A. Calvert (Université de Montréal), A. Cruden (Université de Toronto), T. Feininger (CGC), H. Fengler (Université de Karlsruhe), K. Ford (CGC), D. Forsyth (CGC), L. Heaman (Musée royal de l'Ontario), R. Herd (CGC), S. Ji (Université de Montréal), M. Lamontagne (CGC), J. Martignole (Université de Montréal), R.F. Martin (Université McGill), S.L. McBride (Université Queen's), E. Sawyer (Université du Québec à Chicoutimi), K.N.M. Sharma (MRNF), V. Singhroy (Géomatique Canada), N. Tassé (INRS), M. Tétrault (MIR Télédétection inc.) et J.W. Valley (Université du Wisconsin).

Le projet doit beaucoup à l'ingéniosité, au savoir-faire et à l'enthousiasme de K. Boggs, A. Cotta, G. Couture, J. Delhs, G. Gosselin, V. Jourdain, S. Lapointe, M. Mainville, N. Mohan, D. Morin, F. Robert, M. Simard et M. Tellier (auxiliaires aux travaux de terrain), P. Bonnafoos de France, M. Brown et R. Déry de Mont-Laurier (bénévoles, CGC). Ils ont fait de nos camps de terrain un milieu de recherche dynamique et des relais gastronomiques beaux, bons, pas chers. M. Brown, R. Déry et G. Pinard ont hébergé à diverses occasions une partie de l'équipe chez eux. Nous tenons aussi à souligner l'aide de B. Brodaric et P. Brouillette pour la saisie des données sur Fieldlog et le soutien logistique de C. Beauré et de son équipe de la Réserve faunique de Papineau-Labelle lors des travaux sur le terrain. Nous soulignons aussi le soutien technique apporté par R. Boivin, M. Boutin, L. Dubé, Y. Houde et N. Lepage (CGQ), pour la cartographie numérique et le dessin; L. Deraîche, J. Fournier, C. Garneau et N. Leblond (MRNF), pour la compilation des données existantes et la complétion des cartes géologiques sur SIGÉOM; R. Gosselin, M. Greendale, A. Hébert et J.-P. Ricbourg (CGQ), pour les analyses chimiques; J.-C. Bérubé (CGQ), pour la préparation des lames minces; O. Blein, D. Morin et P. Saint-Germain, pour la traduction de certains textes; C. Cermignani (Université de Toronto) et J. Stirling (CGC), pour l'aide technique en matière de la microsonde électronique; D. Boudreau, C. Couture, C. Laberge et B. Lafortune (CGQ), pour l'administration du projet; L. Pettersen et N. Wampach, pour leur aide en matière du programme des bénévoles de la CGC; A. Achab, P. Côté, D. Kirkwood, D. Lebel et Y. Michaud, pour la gestion; l'équipe des Services de soutien technique sur le terrain et enfin G. Pinard, pour la flotte automobile de la CGC. Enfin, un bulletin comme celui-ci ne peut voir le jour sans un travail de révision scientifique et un appui technique importants de la part de l'équipe des Services de publications de la CGC.

Un merci sincère à L. Nadeau, qui a souvent fait le pont entre chercheurs et gestionnaires de la CGC, à A. Tremblay, qui a amorcé des liens entre les études appalachiennes et grenvilliennes, à feu J. Bourne, pour la cartographie du pluton de Montagne Noire, et à O. Blein et à D. Morin, pour leurs contributions respectives à la rédaction des sections

intitulées « Le complexe gneissique de Bondy, hôte d'un système hydrothermal métamorphisé » et « Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta »; à R.-A. Daigneault qui aura fait réaliser à plus d'un géologue que le « mort terrain » est loin d'être mort, qu'en fait, il supporte la vie; à P. Tremblay, une partenaire de tous les jours de qui venait les mots pour dire notre science; à nos collègues du Centre géoscientifique de Québec, de la Commission géologique du Canada, de l'INRS-ETE et du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, qui ont toujours été là pour nous aider à mettre nos idées à l'essai; aux Amis du Grenville qui, année après année, sont venus se réjouir des couleurs automnales sous un soleil radieux; et enfin, à nos conjoints et enfants qui ont appuyé nos migrations estivales et automnales. Nous sommes aussi reconnaissants envers les géologues de l'industrie, en particulier ceux de la SOQUEM INC., de la BHP Minerals, de la Anglo American plc, de la Monopros Limited et de la Noranda Inc., pour avoir partagé leur expertise avec nous. Les sociétés Indresco Canada Inc. et Ressources KWG Inc. et la famille Forget ont permis la publication de données sur leurs propriétés. La Rio Algom Limited et SOQUEM INC. nous ont fourni des résultats inédits de levés géologiques. D. Paré et A. Savoie de la Consorminex Inc. ont mené l'étude des minéraux lourds dans les tills. La Monopros Limited a analysé gracieusement un échantillon du lamprophyre de Rivard pour vérifier la présence de diamants ou de minéraux indicateurs. L'auteure tient aussi à remercier M. Gauthier pour l'avoir initiée à la géologie de la région de Mont-Laurier en 1980, R. Kretz pour avoir pris le temps de lui faire visiter la région d'Otter Lake en 1996, et F.F. Osborne, H.R. Wynne-Edwards, M. Rive, M. Gauthier et R. Kretz pour avoir assuré par leurs publications une assise solide à ce projet.

Les sociétés et organismes suivants ont souscrit au financement de ce projet : la Commission géologique du Canada (Ressources naturelles Canada), en particulier la CGC Québec, pour les levés régionaux et les recherches connexes, la division de la Géologie du continent (maintenant CGC Centre du Canada), pour les travaux de géochronologie, et la division des Ressources minérales (maintenant CGC Centre du Canada), pour les levés géophysiques; les Ressources KWG Inc., pour une étude pétrogénétique du dyke de Rivard et de ses xénolites dans le cadre du programme des partenaires industriels de la CGC; la société Exploration stratégique Inc., dans le cadre d'une recherche effectuée en partenariat avec l'INRS-Géoresources (maintenant INRS-ETE) sur le système hydrothermal cuprifère du complexe gneissique de Bondy; le Centre canadien de télédétection par le biais du contrat 23413-3-8037/01-SQ; et le Programme Lithoprobe qui a fourni des fonds à L. Harris. Les images Landsat-TM utilisées dans ce bulletin sont une gracieuseté du Centre canadien de télédétection. Chaque année, la Réserve faunique de Papineau-Labelle a hébergé gratuitement les équipes de terrain. Le Programme de développement d'applications et possibilités de recherche (ADRO) de l'Agence spatiale canadienne a financé l'acquisition d'images satellitaires RADARSAT, et Géomatique Canada

a acquis les images Landsat-TM et SEASAT. Enfin, l'INRS et le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) ont défrayé une partie des bourses octroyées à certains étudiants ainsi que certains frais de transport pour des excursions géologiques et des cours sur le terrain.

La rédaction de ce bulletin aura profité de l'expertise, des conseils et des révisions détaillées de T. Clark du MRNF et de L. Nadeau de la CGC, ainsi que du suivi, du réexamen, des maintes revues d'articles et des exemples apportés par A. Davidson tout au long du projet et lors des travaux antérieurs de l'auteure dans la région. Tony Davidson est un mentor et une source d'inspiration exemplaires, un critique minutieux et un expert de la géologie du Grenville d'aujourd'hui. Enfin, je tiens à remercier personnellement mes étudiants Anne-Laure Bonnet, Christian Martel, David Morin, Emmanuelle Giguère, Guillaume Couture, Katherine Boggs, Olivier Blein, Oluf Andrews, Philippe St-Germain et Weimin Fu et les autres étudiants de l'INRS, en particulier F. Gervais, S. Maisonneuve et G. Scherrer, pour la lecture critique de certaines sections de ce bulletin.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La ceinture métasédimentaire centrale au Québec

Le segment ontarien de la ceinture métasédimentaire centrale est subdivisée en trois terranes principaux, soit les terranes de Bancroft, d'Elzevir et de Frontenac-New York Lowlands (fig. 1b; Easton, 1992; Davidson, 1995); les deux premiers sont regroupés sous le nom de « ceinture composite d'arc » (Carr et al., 2000). Les terranes incluent eux-mêmes une panoplie de domaines ou de terranes, dont ceux de Mazinaw et de Sharbot Lake, qui sont regroupés à des fins de simplification à la figure 1b dans le terrane d'Elzevir (Easton, 1992; Davidson, 1995; Corfu et Easton, 1997; Carr et al., 2000). Ces terranes ou domaines sont caractérisés par un assemblage lithologique et une évolution structurale ou métamorphique distincts et sont séparés par des zones de déformation intense (van der Pluijm et al., 1994; Davidson, 1995; Busch et al., 1996; Carr et al., 2000; Easton, 2000; Schwerdtner et al., 2004). Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts à celui des granulites et les secteurs de métamorphisme faible prédominent (Easton, 2000). La ceinture métasédimentaire centrale est bordée à l'ouest par une zone tectonique en chevauchement appelée « Monocyclic Belt Boundary Zone » ou MBBZ (zone de la limite de la ceinture monocyclique; Rivers et al., 1989), ou « Central Metasedimentary Belt Boundary Zone » ou CMBBZ (zone de la limite de la ceinture métasédimentaire centrale; Hanmer, 1988). Cette zone de faille à faible pendage vers le sud-est a enregistré des mouvements chevauchants vers le nord-ouest (Hanmer et McEachern, 1992; Sharma et al., 1993, 1999; Martignole et Calvert, 1996).

Au Québec, la ceinture métasédimentaire centrale est comprise à l'intérieur des régions d'Ottawa, de Mont-Laurier et du lac Kempt (cartes 31 G, 31 J et 31-O du SNRC; fig. 2a). Deux grands domaines lithotectoniques dominent; leurs axes et leur grain structural sont nord-nord-est et ils se composent essentiellement de roches supracrustales. Il s'agit du domaine riche en marbre à l'ouest, qui s'étend le long de la rivière Gatineau, et du domaine riche en quartzite à l'est, qui s'étend de Mont-Laurier à Labelle (fig. 3, 4a, b). Des complexes de gneiss quartzofeldspathique, dont plusieurs sont d'origine incertaine, affleurent au sein de ces deux domaines et constituent la troisième composante de la ceinture (Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969; Corriveau et van Breemen, 2000; ce bulletin).

La ceinture métasédimentaire centrale est bordée à l'ouest et au nord par la ceinture gneissique centrale (fig. 3), selon la subdivision de Wynne-Edwards (1972). Cette dernière est constituée de gneiss paléoprotérozoïques et archéens remobilisés et comporte une croûte parautochtone au nord et des domaines orthogneissiques considérés comme allochtones au sud (fig. 1a; Indares et Martignole, 1990a; Friedman et Martignole, 1995; Guo et Dickin, 1996; Martignole et Friedman, 1998; Carr et al., 2000; Ketchum et Davidson, 2000). Elle constituait la marge laurentienne pré-grenvillienne. On y a découvert une série de roches de haute pression (Indares et Dunning, 1997; Rivers et al., 2002), de même qu'un massif plurikilométrique de péridotite et de pyroxénite diamantifère, et des lambeaux ultramafiques qui pourraient représenter des copeaux mantelliques (Sharma et al., 1995a; Brack, 1996; Giguère et al., 1998). Au Québec, la limite lithologique entre ces deux ceintures est abrupte et marquée par un linéament proéminent qui longe le Petit lac Cayamant jusqu'au réservoir Baskatong. Ce linéament est la zone de déformation de Cayamant (Z-C, fig. 3, 4a; Sharma et al., 1993, 1995a, 1999; Lévesque et Sharma, 1994; Madore et al., 1994) et correspond à une rampe crustale majeure d'après le profil sismique du Lithoprobe (Martignole et Calvert, 1996; Martignole et al., 2000). Les minces placages de marbre et d'autres roches supracrustales associées identifiés dans la ceinture gneissique centrale ont été interprétés par Sharma et al. (1993, 1995a, 1999) comme des klippen de la ceinture métasédimentaire centrale. La relation tectonique entre cette dernière et les grandes étendues de gneiss quartzofeldspathique, au nord, est présentement incertaine (Sharma et al., 1999). Plusieurs intrusions et lentilles tectoniques de gabbro affleurent dans la ceinture gneissique centrale au Québec. Certaines d'entre elles (Indares et Dunning, 1997) sont contemporaines de l'essai de dykes de Sudbury (1235 Ma; Bethune, 1997) dans la ceinture gneissique centrale en Ontario, et du cortège de gabbro de la suite gabbroïque de Raglan (1246-1227 Ma) dans la ceinture métasédimentaire centrale, en Ontario (Abdurahman, 1989; Wilson, 1993; Pehrsson et al., 1996). D'autres intrusions sont d'âge incertain (Kretz, 1977; Label-Drolet et Avramtchev, 1979; Indares et Dunning, 1997) et leur corrélation éventuelle avec des suites intrusives de la ceinture métasédimentaire centrale n'a pas été établie.

À l'est, la ceinture métasédimentaire centrale est séparée des grands complexes plutoniques du terrane de Morin par la zone de déformation de Labelle (Z-L, fig. 3, 4a, b, c, d; Rivers et al., 1989; Corriveau et Sharma, 1990; Indares et Martignole, 1990b; Martignole et Corriveau, 1991, 2000). Cette zone longe le ruisseau Kinonge, de Fasset à Labelle, et se prolonge au nord. La ceinture métasédimentaire centrale comporte deux autres zones de déformation d'axe nord-sud (fig. 3). La zone de déformation de Heney (Z-H, fig. 3, 4a; Langlais, 1994) sépare en deux le domaine riche en marbre et marque la limite d'affleurement ouest des complexes gneissiques. Elle longe les lacs Heney et des Trente et Un Milles et s'étend plus au nord (Lacoste, 2000, 2001); elle est interprétée comme le prolongement de la zone de déformation de Robertson Lake qui marque la limite ouest du terrane de Sharbot Lake en Ontario (fig. 1b; Davidson, 1995; Carr et al., 2000; Rivers et al., 2002). La zone de déformation de Nominigüe-Chénéville, décrite pour la première fois par Dimroth (1966), marque la limite est du domaine de quartzite (Z-NC, fig. 3, 4a, b, c, 5a, b, c; zone du lac Montjoie dans Corriveau et Jourdain, 1992). Elle atteint 10 km de puissance et longe la zone de déformation de Labelle sur au moins 40 km depuis Nominigüe, en passant par les lacs Montjoie, Gagnon, Preston et Simon, à axe nord-sud, et se prolonge vers le sud, depuis Chénéville jusqu'à la rivière des Outaouais (Dimroth, 1966; Dupuy et al., 1989; Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994).

Domaines supracrustaux et suites intrusives

Le domaine de marbre, à l'ouest, s'étend au nord d'Ottawa et de Gatineau le long de la rivière Gatineau (fig. 3, 4a). Il correspond à une bande gris foncé sur l'image Landsat-TM (fig. 4a). Il comprend principalement du marbre calcitique et dolomitique intercalé avec de la roche calco-silicatée, du quartzite et du gneiss pélitique à quartzofeldspathique (fig. 6, en particulier 6a, c, e; Wynne-Edwards et al., 1966; Jacoby, 1975; Hogarth, 1981; Gauthier, 1982; Gauthier et al., 1985; Gauthier et Brown, 1986; Williams, 1991; Langlais, 1994; Madore et al., 1994). On y trouve des dépôts de zinc associés à des niveaux d'amphibolite d'origine volcanique et de tourmalinite, des dépôts de graphite dont la mine de la Stratmin Graphite Inc., ainsi que des sites de minéraux industriels (apatite, graphite, kaolin et phlogopite) et des indices d'uranium, de thorium et de molybdène (fig. 3; Avramtchev et Piché, 1981; Gauthier, 1982; Gauthier et al., 1985; Williams, 1991; Sangster et al., 1992; Daniellou, 1994; Nantel, 1994a, b; Lapointe, 1995; Lentz, 1996; Lentz et Creaser, 2005). Des brèches tectoniques de marbre affleurent dans la zone limitrophe occidentale du domaine (Hanmer et Ciesielski, 1984). Elles comprennent du marbre à texture granoblastique et à grain moyen ou grossier ainsi que des fragments anguleux d'amphibolite, de roche calco-silicatée, de pegmatite et de mylonite (fig. 6a). Dans la région de Kiamika (31 J/6, fig. 2a, 5a), on a défini le Groupe de Lièvre dans lequel

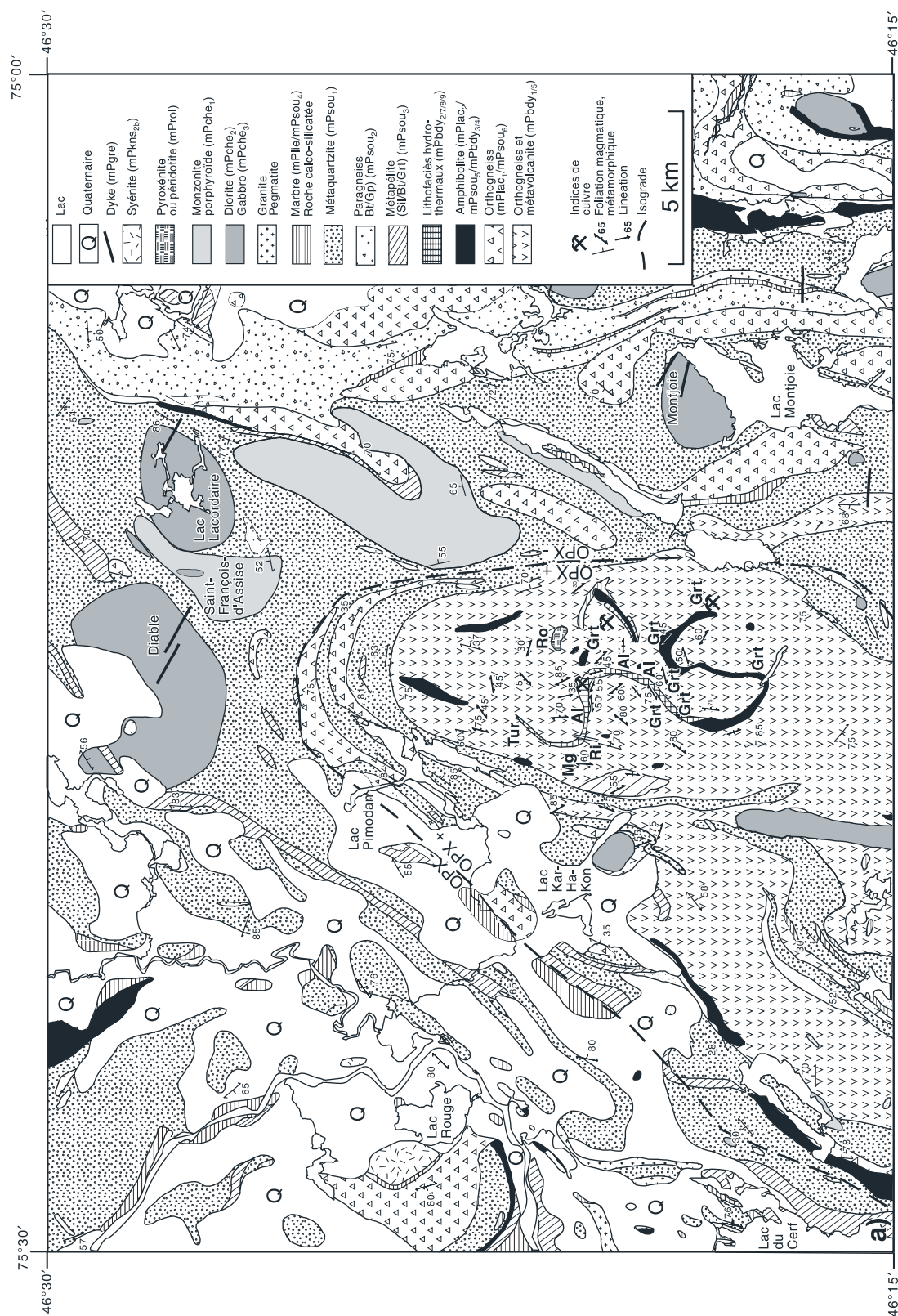
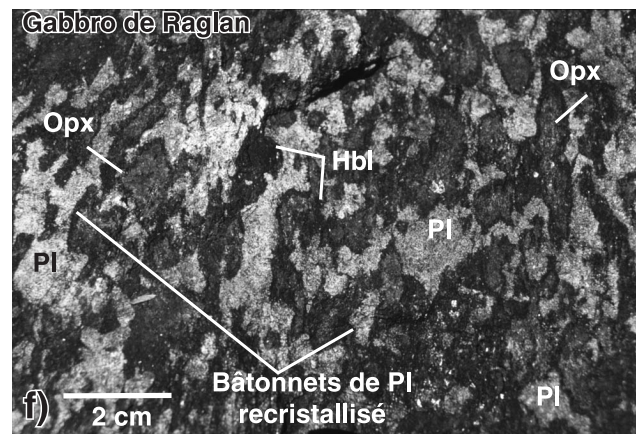
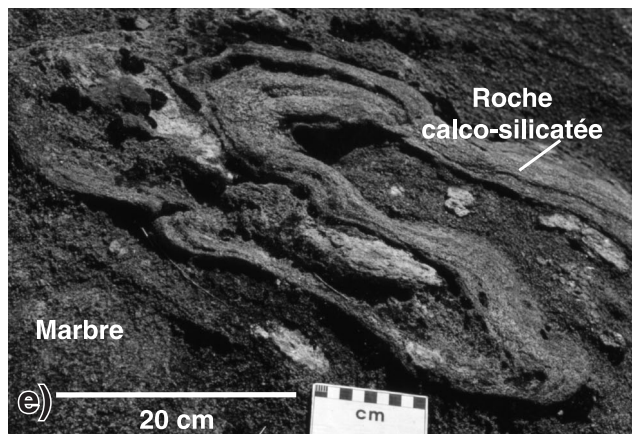
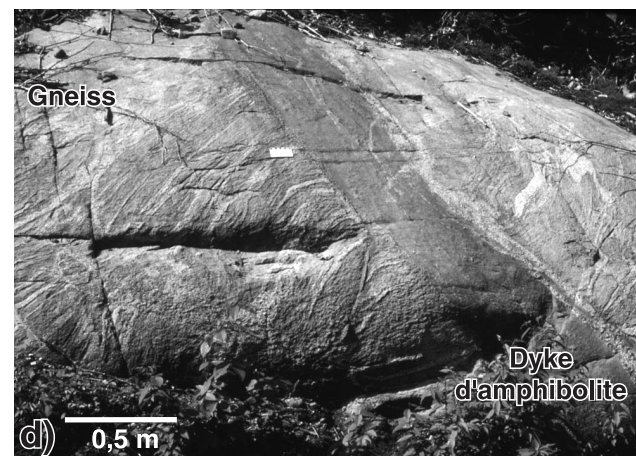
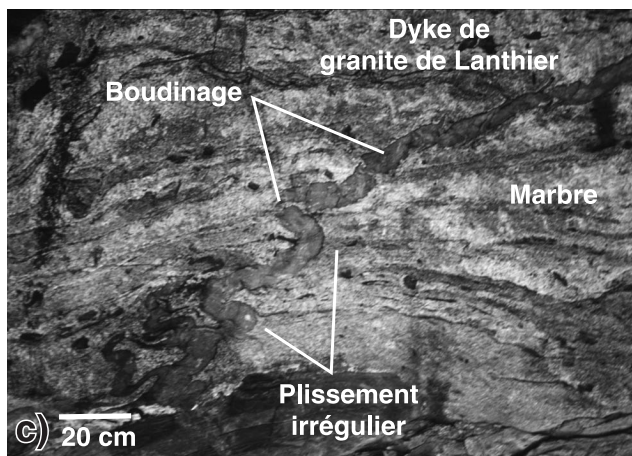
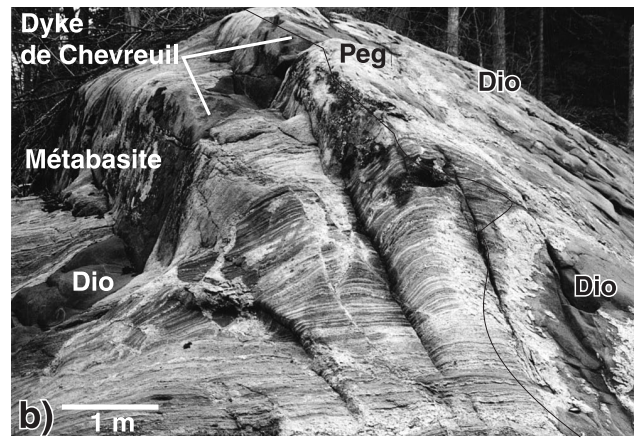
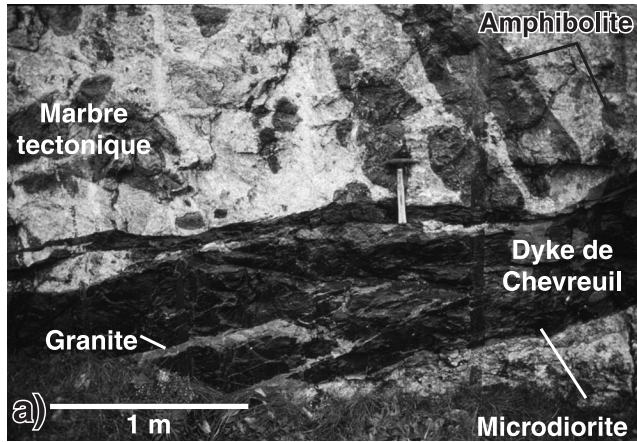


Figure 5. a) Géologie de la région de Nominique (SNRC 31 J/6; Corriveau et Jourdain, 2000). Cette région comprend, d'ouest en est, le lithodème carbonaté du Groupe de Lièvre (unité mPlie) appartenant au domaine de marbre (du coin nord-ouest jusqu'au lac Rouge), le complexe gneissique de Bondy (unité mPbdy; à l'est du lac Kar-Ha-Kon) et les paragneiss du Groupe de Sourd (unité mPsou) du domaine de quartzite. La partie nord du complexe gneissique de Bondy comprend un système hydrothermal de cuivre-or-oxides de fer métamorphisé, que souligne la présence de tourmalinite (Tur), de gneiss blanc magnésien (Mg), de gneiss alumineux (Al), de grenatite (Grt) et d'indices de cuivre (abréviations des minéraux d'après Kretz, 1983). La zone de déformation de Nominique-Chénéville (tiers est de la carte) comporte du paragneiss localement porphyroclastique (unité mPsou2), des feuillets de monzonite (unité mPche1) et de diorite (unité mPche2) et des stocks gabbroïques à litage vertical (unité mPche3) qui appartiennent à la suite intrusive de Chevreuil (unité mPche), dont les intrusions mafiques liées du Diable, de Lacordaire et de Montjoie et l'intrusion monzonitique de Saint-François-d'Assise. Trois intrusions alcalines potassiques affleurent dans cette région, soit le pluton de Lac Rouge (syénite, unité mPks2b), le dyke de Rivard (Ri; minette) de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (unité mPks) et le stock de Rolleau (Ro; werhlite, unité mProl). L'isograde de l'orthopyroxène souligne les régions où l'on retrouve de l'orthopyroxène (OPX+) et celles où il n'y en a pas (OPX-).



prédomine le marbre (tableau 1). Le domaine de marbre est décrit par Gauthier et al. (1985), Corriveau et al. (1989) et Kretz (1997).

Le domaine de quartzite, à l'est, s'étend de Mont-Laurier à Labelle le long de l'autoroute 117 et de Gatineau à Fasset le long de la rivière des Outaouais (p. ex. SNRC 31 J/2, J/3, J/6, J/7 et G/14, fig. 2a et références citées; fig. 3, 4a, 5a, b, 7a, b). Du quartzite et du gneiss siliceux y prédominent et forment le Groupe de Sourd (tableau 1). La localité type est l'arrêt 1-1 dans le guide d'excursion de Corriveau et Rivard (1997). Des niveaux de puissance décimétrique à kilométrique de métapélite, de gneiss quartzofeldspathique à biotite ou graphite, de marbre, de roche calco-silicatée et d'amphibolite ainsi que des feuilletés de tonalite de 1280 Ma sont intercalés à l'échelle de l'affleurement et de la carte (fig. 7; Wynne-Edwards et al., 1966; Rive, 1976; Dupuy et al., 1989; Ciesielski et Sharma, 1995; Friedman et Martignole, 1995; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Madore, 2000; Martignole et Corriveau, 2000). Le rubanement, la composition variée et la répétition cyclique de certaines unités d'amphibolite grenatifère (de 10 cm à 10 m d'épaisseur) au sein de cet assemblage supracrustal seraient compatibles avec une origine métavolcanique (ou volcanoclastique).

Toutefois, les niveaux homogènes peuvent aussi bien être des dykes transposés, des filons-couches ou des coulées. Des indices de graphite sont présents localement (p. ex. au sud du lac Pimodan, fig. 5a; tableau 2; Leduc et Bureau, 1993). Les paragneiss et les filons qui les recoupent sont anomalement riches en pyrrhotite, en pyrite et en tourmaline dans le secteur est du domaine de quartzite. L'assemblage de gneiss pélitique et de gneiss quartzofeldspathique forme un contexte qui, hormis l'intense déformation et le haut degré de métamorphisme, pourrait rappeler celui des dépôts de sulfures massifs de la province sud-ibérique (Leistel et al., 1992). On peut visiter le domaine à l'aide des guides d'excursion de Tremblay et al. (1996, 1997), Corriveau et al. (1995) et Corriveau et Rivard (1997).

Dans les unités carbonatées et le paragneiss à l'est de la ceinture métasédimentaire centrale, Nantel (1994b) a identifié du coticule (roche constituée essentiellement de quartz et de grenat manganésifère), de la tourmalinite et des indices minéralisés de cuivre, de cobalt et localement d'or (chalcoppyrite, pyrite cobaltifère et pyrrhotite). Ces roches particulières, communément d'origine exhalative ou hydrothermale, représentent un métallotecte des métaux de base (Lottermoser et Ashley, 1996; Spry et al., 2000;

Figure 6. Morphologie des unités du domaine de marbre et des complexes gneissiques. Les coordonnées UTM sont données pour la zone 18 selon le système de référence NAD 83. **a)** Marbre tectonique de la région de Grand Remous (CQA-5022; UTM : 450178mE, 5156424mN) avec boudins d'amphibolite recoupés par un dyke composite de microdiorite et de granite de la suite intrusive de Chevreuil. Le dyke présente des textures de mélange de magmas; la microdiorite est en coussins ou est séparée du granite blanc par un contact lobé. La foliation magmatique, définie par l'allongement des coussins, est oblique à la bordure du dyke. Photographie de L. Corriveau, 2003-018. **b)** Métabasite à clinopyroxène-hornblende-orthopyroxène du complexe gneissique de Bondy (CQA-5065; UTM : 482261mE, 5132536mN) intercalée avec du gneiss à hornblende que recoupent des filons irréguliers et massifs à grenat et hornblende ou à orthopyroxène. Deux dykes mafiques rectilignes de la suite intrusive de Chevreuil recoupent nettement la métabasite. Le premier dyke est une microdiorite (Dio) avec une bordure figée centimétrique. Il est recoupé par un dyke composite comportant une bordure de pegmatite (Peg) et une zone interne de microdiorite (Dio). Photographie de L. Corriveau, 2003-019. **c)** Marbre recoupé par un dyke de granite blanc attribué à la suite intrusive de Lanthier (CQA-5040; UTM : 426378mE, 5167424mN). Le dyke présente une structuration irrégulière, ptygmatisée, sans recristallisation apparente. Photographie de L. Corriveau, 2003-020. **d)** Gneiss quartzofeldspathique recoupé par un dyke d'amphibolite (CQA-1947; UTM : 473182mE, 5111397mN). Le gneiss présente une texture rubanée et migmatitique avec des leucosomes massifs en filons qui sont parallèles à la gneissosité. Des filons granitiques de puissance décimétrique recoupent la gneissosité; par endroits, ils sont déformés en plis dont le plan axial est parallèle au rubanement. D'autres filons sont rectilignes comme ceux observés au contact du gneiss et du dyke. Le dyke d'amphibolite est rectiligne et a une puissance d'environ 50 cm; il présente une foliation nette, parallèle aux épontes. L'orientation de la foliation n'est pas la même que celle du gneiss; la foliation est donc postérieure à la déformation régionale et contemporaine de la mise en place du dyke. Des filons felsiques de puissance centimétrique, parallèles ou obliques à la foliation, recoupent le dyke. La foliation du gneiss est déviée au contact du dyke et témoigne de la présence d'une faille avec une composante de décrochement dextre. Photographie de L. Corriveau, 2003-021. **e)** Niveau de roche calco-silicatée dans un marbre (CQA-1963; UTM : 491556mE, 5108174mN). Le marbre est folié et présente une patine brune et un grain moyen. Le niveau de roche calco-silicatée est de puissance décimétrique et présente une patine brun sombre et un rubanement marqué par l'alternance de couches silicatées et de couches calciques plus facilement érodées, ces couches ayant une puissance centimétrique. Le niveau de roche calco-silicatée est déformé en plis isoclinaux dont le plan axial est parallèle à la foliation du marbre. Photographie de L. Corriveau, 2003-022. **f)** Gabbro de la suite gabbroïque de Raglan (CQA-5080; UTM : 374177mE, 5075349mN) présentant une texture magmatique relique avec des bâtonnets recristallisés de plagioclase dont le contour automorphe d'origine peut être reconstitué à partir de la répartition des plages plagioclasiques. Par endroits, les cristaux d'orthopyroxène ont conservé une forme subautomorphe, mais ils sont généralement xénomorphes et rétomorphosés. Les minéraux métamorphiques qui reprennent cette texture magmatique primaire sont la hornblende formée autour de l'orthopyroxène et le plagioclase secondaire issu de la recristallisation des bâtonnets de plagioclase primaire. Une foliation fruste est marquée par l'anisotropie de forme des minéraux primaires tels que l'orthopyroxène et des mosaïques de plagioclase, ce qui porte à croire qu'à l'origine, le corps intrusif avait acquis une foliation magmatique. Photographie de L. Corriveau, 2003-023.

Tableau 1. Légende lithodémique et étiquettes

QUATERNAIRE	
Q	Dépôts quaternaires glaciaires, fluvioglaciaires, marins, glaciolacustres, alluviaux et organiques.
NÉOPROTÉROZOÏQUE	
Essaim de dykes de Grenville	
nPg_{re}	Dyke de diabase : noir à vert; grain fin à moyen; de puissance métrique. I3B
MÉSOPROTÉROZOÏQUE	
Suite granitique de Guénette (1,06 Ga)	
mPg_{ue}	Granite : rose ou blanc; grain fin à moyen; massif ou avec une foliation minérale; leucocrate; à biotite, feldspath potassique, fluorine, muscovite, oxydes de fer-titane, plagioclase et quartz. IIB[GM]
Suite ultramafique de Rolleau	
mProl₁	Péridotite à phlogopite : vert foncé; grain moyen à grossier; homogène; tachetée et pœcilitique; massive; à amphibole, olivine, orthopyroxène, plagioclase, phlogopite et localement feldspath potassique. I4I[MA][PC]PH
mProl₂	Pyroxénite à olivine et phlogopite : vert foncé; grain moyen à grossier; homogène; tachetée; massive; à clinopyroxène, feldspath potassique, olivine, orthopyroxène et phlogopite. I4B, OL
Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09 - 1,07 Ga)	
<i>Faciès alcalins potassiques et ultrapotassiques (à environ 20 % de biotite ou de phlogopite). Les indices alphabétiques dénotent pour ces faciès un ordre chronologique (a vers e, du plus vieux au plus jeune)</i>	
mPkns_{2e}	Clinopyroxénite à biotite : vert forêt; grain moyen à grossier; massive; à apatite, biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, oxydes de fer-titane et plagioclase. Renferme des faciès à olivine ou à chalcopyrite. I4C,BO,CX
mPkns_{2d}	Diorite à biotite-shonkinite : grise; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, oxydes de fer-titane et plagioclase. Renferme des faciès de monzodiorite. I2J,BO,CX
mPkns_{2c}	Monzonite à biotite : grise; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, oxydes de fer-titane et plagioclase. I2F,BO,CX
mPkns_{2b}	Syénite à biotite : grise, localement rose; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à biotite, clinopyroxène, feldspath alcalin et oxydes de fer-titane. I2B - I2D,BO,CX
mPkns_{2a}	Syénite à néphéline-biotite : grise; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à amphibole, biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, néphéline, oxydes de fer-titane et titanite. I2D,BO
<i>Faciès shoshonitiques (à amphibole)</i>	
mPkns_{1a}	Diorite : beige à grise; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à amphibole, biotite, clinopyroxène, oxydes de fer-titane et plagioclase. Renferme des faciès de monzodiorite. I2J,HB
mPkns_{1b}	Monzonite et localement monzodiorite : beiges ou roses; grain moyen à grossier; massives ou avec foliation magmatique; à amphibole, biotite, clinopyroxène, oxydes de fer-titane, feldspath alcalin et plagioclase. I2F,HB
mPkns_{1c}	Syénite : rose ou beige avec certains faciès beige-gris et gris; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à amphibole, biotite, clinopyroxène, oxydes de fer-titane, feldspath alcalin, quartz et titanite. I2B,HB
mPkns_{1d}	Syénite quartzifère : rose ou beige; grain moyen à grossier; massive ou avec foliation magmatique; à amphibole, biotite, clinopyroxène, oxydes de fer-titane, feldspath alcalin, plagioclase et quartz. I2A,HB
mPkns_{1e}	Endoskarn, exoskarn, syénite et monzonite hybrides calco-silicatées : blancs à verts; grain moyen à grossier, hétérogènes; massifs ou avec foliation magmatique; à apatite, carbonate, clinopyroxène, feldspath potassique, plagioclase et titanite. I2D - I2F,(M15)[HK],CX

Tableau 1. (suite)

Suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin (1,165 - 1,135 Ga)	
mPmor₁	Anorthosite, leucogabbro ou leuconorite (à l'intérieur ou à l'extérieur du complexe de Morin) : noir, gris ou violet; grain moyen à grossier; massif à protoclastique; à clinopyroxène, plagioclase, orthopyroxène et localement grenat. I3G - I3H
mPmor_{2a}	Monzonite et monzonite quartzifère à mégacristaux de feldspath potassique : beiges; grain moyen à très grossier; foliation magmatique ou tectonique; localement porphyroclastiques ou œillées; à biotite, feldspath potassique, hornblende, oxydes de fer-titane, plagioclase, titanite, zircon et localement orthopyroxène. I2F - I2E
mPmor_{2b}	Charnockite et mangérite : beiges; couleur verte en cassure fraîche; grain moyen à grossier; foliation magmatique ou tectonique, localement gneissiques; à biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, grenat, orthopyroxène, oxydes de fer-titane et/ou plagioclase. Renferment des faciès de granite, de monzonite ou de monzonite quartzifère porphyroïde. I1B - I1C - I2C - I2F
Suite de intrusive de Chevreuil (1,17 - 1,16 Ga)	
mPche₁	Monzonite et monzonite quartzifère à mégacristaux de feldspath potassique : beiges; grain moyen à très grossier; foliation magmatique ou tectonique; localement porphyroclastiques ou œillées; à biotite, feldspath potassique, hornblende, oxydes de fer-titane, plagioclase, titanite, zircon et localement orthopyroxène. Renferment des faciès syénitique, granitique ou monzodioritique et peut localement être recristallisée. I2F - I2E - I1B - I2D - I2H[PO][GG] FP,HB,BO
mPche₂	Diorite, monzodiorite, gabbro et gabbro-norite : bruns à gris; grain moyen à grossier; massifs ou avec foliation magmatique ou tectonique; hétérogènes; à biotite, clinopyroxène, hornblende (diorite), oxydes de fer-titane et/ou orthopyroxène (gabbro et gabbro-norite). Renferment des faciès de monzonite et peut localement être recristallisé. I2JHB - I3ACX - I3Q,[HK]
mPche₃	Gabbro, gabbro-norite et anorthosite : gris; grain moyen à grossier; leucocrates à mélanocrates; massifs, avec foliation magmatique et/ou lités; pendage subvertical d'origine magmatique; à clinopyroxène, orthopyroxène, oxydes de fer-titane et plagioclase. Renferment des faciès de magnétite litée et des intrusions de pyroxénite. I3A- I3G[SA], [LX], [MK], [MX], I3Q[SA], I4B[IU]
Groupe de Lièvre (1,28 - 1,25 Ga; âge inféré à partir de la datation de suites similaires (Nantel, 2008))	
mPlie	Marbre et roche calco-silicatée : blancs à verts; à calcite, diopside, dolomite, graphite, phlogopite, plagioclase, scapolite, serpentine, sulfures et/ou titanite. M13 - M14
Groupe de Sourd (1,28 - 1,25 Ga; âge inféré à partir de la datation de suites similaires (Nantel, 2008))	
mPsou₁	Quartzite et gneiss quartzitique : gris, localement blanchâtres; grain moyen; massifs à foliés; rubanés; à biotite, feldspaths, quartz et localement graphite, grenat et/ou tourmaline. Renferment des niveaux de métapélite et d'autres paragneiss. M12[Ru] - M4[Ru]QZ
mPsou₂	Paragneiss mixte, semipélitique ou quartzofeldspathique : beige, gris ou brun rouille; grain moyen; folié, rubané et migmatisé; à biotite, feldspaths, oxydes de fer, quartz et localement graphite, grenat ou tourmaline. Renferme des niveaux de quartzite et de gneiss quartzique. M5 - M4[Ru]BO,GR
mPsou₃	Métapélite : grise ou brun rouille; grain moyen; foliée, rubanée et migmatisée; à biotite, feldspaths, graphite, grenat, quartz, sillimanite, sulfures de fer et localement tourmaline. Renferme des niveaux de quartzite et de paragneiss mixte. M4[Ru]SM,GR
mPsou₄	Marbre et roche calco-silicatée : blancs à verts; grain moyen; granoblastiques à foliés et rubanés; à calcite, diopside, graphite, phlogopite, plagioclase, scapolite, serpentine, sulfures et/ou titanite. Renferment des niveaux de quartzite et d'autres paragneiss. M13 - M14
mPsou₅	Amphibolite : verte; grain moyen; granoblastique; massive, foliée ou gneissique; migmatisée; à biotite, clinopyroxène, grenat, hornblende, orthopyroxène et/ou oxydes de fer-titane. Renferme localement des niveaux de gneiss à hornblende. M16
mPsou₆	Gneiss granitique à tonalitique, quartzofeldspathique ou charnockitique : beige à rosé; grain fin à moyen; folié, rubané et migmatisé; à biotite, grenat, feldspaths, hornblende, orthopyroxène, oxydes de fer-titane et/ou quartz. Renferme des niveaux d'amphibolite. M2 - M3,BO,HB - M5 - M6 - M7

Tableau 1. (suite)

Suite intrusive de Lacoste (1,45 - 1,37 Ga)	
mPlac₂	Amphibolite et métagabbro : verts; grain moyen; mésocrates; massifs, granoblastiques et d'apparence poivre et sel ou à texture subophitique relique pseudomorphosée en plages granoblastiques, foliés ou gneissiques; migmatisés; à apatite, biotite, clinopyroxène, grenat, hornblende et/ou orthopyroxène, magnétite, plagioclase et titanite. M16(I3A[SO][ME]
mPlac₁	Gneiss granitique ou tonalitique, localement charnockitique : beige, rosé ou gris; grain fin à moyen; leucocrate; homogène à rubané; migmatisé; à biotite, grenat, hornblende et/ou orthopyroxène, magnétite, plagioclase et quartz. Renferme des niveaux d'amphibolite et de roche calco-silicatée. M3 - M6 - M7
Complexe gneissique de Bondy (1,4 - 1,35 Ga)	
mPbdy₁₁	Monzonite, monzonite quartzifère et syénite; beiges à blanc; grain fin à moyen, granoblastiques ou à cristaux de feldspath potassique; hétérogènes; leucocrates; massives à foliées; à biotite, hornblende et/ou clinopyroxène, magnétite et orthopyroxène. I2F - I2E - I2DGM
MPbdy₁₀	Métatonalite et métadiorite quartzifère : blanches; grain moyen, granoblastiques; leucocrates; homogènes; massives, foliées ou gneissiques; migmatisés; à biotite, clinopyroxène, hornblende, orthopyroxène et/ou oxydes de fer-titane. 1,4 Ga. I1D(M3) - I2I(M3),[LX]OX
mPbdy₉	Roche carbonatée et roche calco-silicatée : vertes à blanches; grain moyen à grossier; massives, foliées ou rubanées; à carbonate, clinopyroxène, phlogopite et/ou titanite, plagioclase et quartz; certaines d'origine hydrothermale. M13 ou M15 (CB+++)- M14 - M15
mPbdy₈	Gneiss quartzofeldspathique magnésien : blanc; grain moyen; folié, rubané et migmatisé; à cordiérite, kornéropine, orthopyroxène, oxydes de fer-titane, phlogopite, plagioclase et quartz; origine hydrothermale. Renferme des niveaux de tourmalinite, de gneiss alumineux ou à sulfures de fer. M15 (Mg++, Al++, Na++, Ca--, K--, B++)[Ru]OX, CD, KP, TL
mPbdy₇	Gneiss alumineux et hyperalumineux : beige, gris ou brun rouille; grain fin à moyen; folié, rubané et migmatisé; à biotite, chalcoppyrite, cordiérite, feldspath potassique, oxydes et sulfures de fer, plagioclase, orthopyroxène et/ou sillimanite et traces d'apatite et de zircon; origine hydrothermale; localement très riche en magnétite. Renferme des niveaux de grenatite à biotite. M15 (Fe++, Mg++, Al++, Y++, Yb++, Lu++, ± Cu++, ± Au++)[Ru]
mPbdy₆	Métagabbro et méta-anorthosite lités : blancs, gris et verts; grain moyen à grossier; leucocrates à mélanocrates; granoblastiques; massifs à foliés; litage magmatique transposé; à clinopyroxène, grenat, hornblende et/ou orthopyroxène et plagioclase. I3A - I3G - I3H,(M16)[ME][SA]
mPbdy₅	Gneiss quartzofeldspathique laminé : rose, localement rouillé; leucocrate; lamination asymétrique et cyclique, localement avec granoclasement; peu migmatisé; à biotite, feldspath potassique, orthopyroxène, quartz, sulfures de fer et traces d'apatite et de zircon; protolite inféré tuf ou lave rhyolitique rubanée. M2 - M5(V1▼xFK, V1▼, V1)[GN][LA][LX]
mPbdy₄	Amphibolite et metabasite rubanées : vertes; grain fin à moyen; foliées, rubanées et migmatisées; localement tachetées; leucocrates à mélanocrates; à biotite, clinopyroxène, grenat, hornblende, oxydes de fer-titane, plagioclase, sulfures et/ou orthopyroxène; localement très riches en magnétite. Renferment des faciès de grenatite et de gneiss à hornblende. M16 - M3(± MG++, ± Cu++)[Ru]
mPbdy₃	Amphibolite : verte; grain moyen; mésocrate; granoblastique; massive, foliée ou gneissique; migmatisée; à biotite, clinopyroxène, grenat, hornblende et/ou orthopyroxène et plagioclase. Renferme des niveaux de gneiss à hornblende. M16
mPbdy₂	Tourmalinite : noire ou brune; grain moyen, granoblastique; lamination différentielle; à quartz, tourmaline et traces de sulfures disséminées. Renferme des niveaux de gneiss alumineux et des filons de quartz à cristaux de kornéropine; origine hydrothermale, potentiellement une méta-exhalite. M30[LA][GR]TL, QZ, KP
mPbdy₁	Gneiss granitique à tonalitique et gneiss quartzofeldspathique : beiges à rosés; grain fin à moyen; granoblastiques; foliés, rubanés et migmatisés; leucocrates; à biotite, grenat, hornblende, orthopyroxène et/ou oxydes de fer-titane. Renferment des niveaux décimétriques d'amphibolite. M3 - M6 - M7[Ru]
▼ = unité de tuf	
Notes :	
1. Dans les descriptions lithologiques, les minéraux sont mentionnés par ordre alphabétique et comprennent les minéraux principaux et les minéraux accessoires les plus communs.	
2. Les étiquettes placées à la fin des descriptions lithologiques correspondent aux codes employés au ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (Sharma, 1996).	

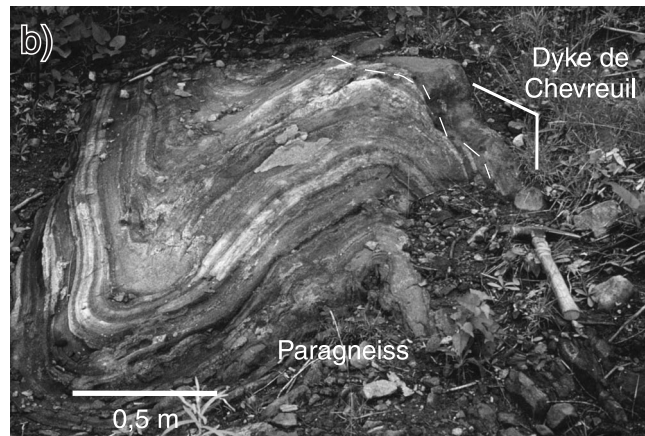
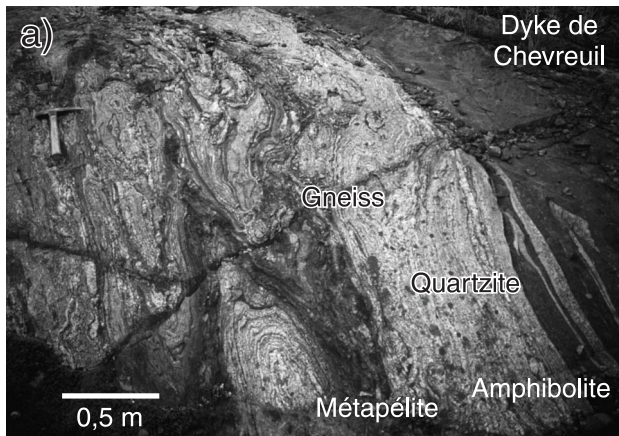


Figure 7. Morphologie des unités de paragneiss du domaine de quartzite. **a)** Quartzite gris intercalé avec du paragneiss quartzofeldspathique de couleur rouille et des niveaux décimétriques d'amphibolite à grain fin transposés (?), qui ont été recoupés par des filons granitiques, puis plissés et recoupés par un dyke non déformé de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-4555; UTM : 492678mE, 5124974mN). Cet assemblage est typique du domaine de quartzite. Photographie de L. Corriveau, 2003-024. **b)** Paragneiss mixtes plissés et recoupés par un dyke de microdiorite de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-90-726; UTM : 507748mE, 5097354mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-025.

Bonnet et Corriveau, 2007b). Selon Nantel (1994a, b) et Hébert et Nantel (1999), le contexte métallogénique des unités observées serait favorable aux minéralisations de zinc.

Des unités plurimétriques de marbre dolomitique et de marbre à serpentine affleurent par endroits sur des dizaines de kilomètres dans la région de Chénéville (31 G/14; p. ex. 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; fig. 4a; L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer, carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000). À l'ouest de Chénéville, ces niveaux de marbre magnésien forment des plis d'amplitude kilométrique et de plan axial subvertical, à orientation nord-sud et est-ouest (fig. 3). On peut les tracer en projection structuralement au-dessus des unités de quartzite et ils se prolongent plus au nord, à l'ouest du complexe gneissique de Bondy, où ils marquent l'interface entre le domaine de marbre et le domaine de quartzite et sont attribués au Groupe de Lièvre (fig. 3). Si ces unités appartenaient au domaine de marbre, ce dernier se situerait structuralement au-dessus du domaine de quartzite.

À l'interface avec le terrane de Morin affleurent du gneiss quartzofeldspathique à hornblende ou à biotite, du gneiss alaskitique et des filons-couches de métagabbro appartenant à la suite intrusive de Lacoste (tableau 1; Osborne, 1935, 1936a; Hébert et al., 1996; Hébert et Nantel, 1999; Martignole et Corriveau, 2000; ce bulletin). Ce n'est que dans cette région que nous avons pu interpréter, avec un degré de confiance raisonnable, des unités d'amphibolite migmatisées comme des filons-couches de métagabbro, grâce à la présence de textures blastophitiques (pseudomorphose de textures subophitiques au cours du métamorphisme).

Les complexes de gneiss affleurent à l'intérieur des domaines de marbre et de quartzite, à partir de la rivière Gatineau et du lac des Trente et Un Milles jusqu'à la zone de

déformation de Labelle (fig. 3, 4a, d, 5a, b, 8). Au total, une dizaine de complexes de gneiss sont regroupés dans l'unité 14 des « complexes de roches vertes » de Wynne-Edwards et al. (1966; p. ex. complexes gneissiques de Bondy, au Foin, de la Flèche, de Matabi et de Laus; fig. 6b, c, 8). Seulement deux indices de sulfures y étaient connus avant nos travaux (Avramtchev et Piché, 1981; fiches de gîte 31 J/3-1 et 31 J/14-7, banque de données Examine, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 2008). Ces complexes sont dominés par des assemblages de gneiss quartzofeldspathique, d'origine incertaine, et d'orthogneiss granitique à tonalitique métamorphisés au faciès des granulites. Certains complexes englobent des corps intrusifs de monzonite, de mangérite, de diorite et de gabbro d'étendue plurikilométrique et d'âges incertains, ou en sont constitués principalement. C'est le cas du complexe gneissique de Kennedy, qui est constitué de gneiss monzonitique à granitique et d'une intrusion de gabbro (L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer, carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000), et du complexe gneissique de Laus (fig. 8). Ce dernier diffère significativement des autres complexes gneissiques de par son relief élevé, sa composition et la présence d'une anomalie aéromagnétique positive prononcée de forme circulaire. Il comprend de la monzonite, de la mangérite et de la diorite dans un encaissant de quartzite et d'orthogneiss (fig. 5b). Ces intrusions pourraient être associées à la suite intrusive de Chevreuil telle qu'interprétée par Corriveau et Madore (2000; fig. 5b). Toutefois, elles n'en partagent pas toutes les caractéristiques et leur contemporanéité n'a pas été confirmée. Selon une autre possibilité, elles pourraient appartenir à une suite plus vieille telle que la suite intrusive de Lacoste (1,45 - 1,37 Ga) ou la suite de Bethune (1,28 Ga), présentes dans le secteur nord de la ceinture métasédimentaire centrale (Nantel, 2008), ou encore la suite gabbroïque de Raglan (1,24-1,23 Ga; fig. 6f), reconnue à la bordure

Tableau 2. Résultats d'analyses chimiques de paragneiss et de roches intrusives avec des teneurs anormales en nickel, cuivre, cobalt, chrome, or, molybdène ou vanadium

Suite	Paragneiss						Suite intrusive de Chevreuil						Kensington-Skootamata		
	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/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3
Site	164	1091b	4118	1476b	4544	3560a	3560d	3560e	3560e	3560e	3560e	3560e	3560e	3560e	3560e
Type	paragneiss	hornblendite	roches calco-silicatées	roches calco-silicatées	roches calco-silicatées	paragneiss	paragneiss	filon	pyroxénite	pyroxénite	pyroxénite	pyroxénite	pyroxénite	pyroxénite	pyroxénite
% en poids															
SiO ₂ *	67,52	45,34	50,69	47,64	49,94	54,70	39,88	52,20	49,38	48,51	14,34	51,81	51,36	50,56	42,93
TiO ₂ *	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	1,09
Al ₂ O ₃ *	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	6,77
Fe ₂ O ₃ *	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	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	0,15
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	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	15,35
Na ₂ O*	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	0,96
K ₂ O*	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	1,03
P ₂ O ₅ *	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	0,55
PAF	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	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	96,39	99,35	98,12	99,45	97,25
ppm															
Nb* (2)***	15	0	14	0	0	4	0	19	6	13	67	0	0	0	0
Zr* (2)***	204	166	149	257	257	108	55	341	75	63	62	103	25	97	88
Y* (5)***	26	26	27	22	22	42	13	25	27	27	24	21	11	18	32
Sr* (2)***	69	668	72	598	72	23	333	219	449	189	69	484	534	472	655
Rb* (2)***	62	32	74	32	5	5	9	45	3	0	0	32	9	28	38
Ni* (5)***			53	157	97	97	89	65	427	323	276	276	121	5154	1009
Cu* (3)***			70	29	127	155	62	62	994	252	274	30**	53	6185	521
Zn*	10**	110**	35	82	39	39	58	62	80	76	581	30**	60	90**	98
Pb* (5)***			5	9	19	25	15	15	0	0	0	0	0	33	24
V*			165	329	207	300	346	271	386	386	8596	112	112	552	199
Au** (0,005)***	0,023	0	0	0	0	0,058	0	0,009							
Ba* (100)***	176	1216	445	416	983	<50	0	286	101	161	0	436	302	586	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	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	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	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	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	3,5
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	36,9
Ce** (2)***	51	90	93	56	44	86	13	223	24	19	3	41	12	59	93
Nd** (5)***	25	51	68	28	28	38	10	92	25	14	0	21	7	30	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	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	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	1,4
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	2,0
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	0,27

* fluorescence X, ** activation neutronique, () *** limite de détection en ppm; 0 = sous la limite de détection; PAF = perte au feu

Mo sous la limite de détection sauf 164 (7) et 1476b (10)

Note : Les chiffres en caractères gras représentent des teneurs élevées.

Réservoir Baskatong

Sainte-Anne du-Lac

Suite intrusive de Lacoste

Mont-Laurier

Domaine de marbre

Nominigüe

Labelle

Domaine de quartzite

Gatiéneau

Chénerville

Kennedy

Bondy

Matabi

Laus

Foin

cu

t

Z-C

Z-H

Z-L

Z-NC

10km

Legend:

- Bordure tectonique
- Zone de déformation
- Chevauchement
- Distension
- B, pluton de Baskatong
- P, pluton de Piscatosine
- Z-C, zone de déformation de Cayamant
- Z-H, zone de déformation de Heney
- Z-L, zone de déformation de Labelle
- Z-NC, zone de déformation de Nominigüe-Chénerville
- Paléozoïque
- Granites de Guénette 1,14 Ga et de Lanthier
- Cisaillement
- Grain structural
- Axe de pli
- Suite de Kensington-Skootamatta 1,09-1,07 Ga
- Suite de Chevreuil 1,17-1,16 Ga
- Groupe de Lièvre
- Groupe de Sourde
- Métatonalite 1,4 Ga, 1,28 Ga
- Suite de Lacoste
- Complexe gneissique

Trois suites intrusives (fig. 9; tableau 1) recoupent les gneiss dans le centre nord de la ceinture. La suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga) inclut des plutons de monzonite porphyroïde (fig. 9a; unité 18 de Wynne-Edwards et al., 1966), des plutons de gabbro, de gabbro-norite et de diorite (fig. 9b, c; unité 15 de Wynne-Edwards et al., 1966), les phases précoces du complexe plutonique de Wakefield (fig. 8), au nord-ouest de Gatineau, précédemment comprise dans l'unité 19 de Wynne-Edwards et al. (1966) par Avramtchev et Piché (1981), ainsi qu'un essaim de dykes mafiques et de dykes composites à textures de mélange de magmas qui a été reconnu dans le cadre de nos travaux (fig. 9f). Cette suite est contemporaine des phases précoces de la suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin dans le terrane de Morin (fig. 3) et précède de quelques millions d'années la suite intrusive de Lanthier identifiée dans la région 31 J/10 (fig. 2a; Hébert et al., 1996; Hébert et Nantel, 1999). La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga; Corriveau, 1989; Corriveau et al., 1990; Easton, 1992; Amelin et al., 1994; ce bulletin) comprend dix plutons principalement syénitiques (fig. 9d) et des dykes de lamprophyre dont le dyke de Rivard (fig. 10), qui ne sont ni métamorphisés ni déformés de manière pénétrative et ce, même à leurs marges. La suite granitique de Guénette comporte principalement le granite de Guénette, ses dykes mafiques intraplutoniques aux marges festonnées, des dykes ultrapotassiques à magnétite et un essaim régional de dykes granitiques. Le granite de Guénette (fig. 9e) a été daté à 1060 Ma (van Breemen et Corriveau, 1995) alors qu'un dyke d'aplite associé de la suite granitique de Guénette a été daté à 1054 Ma (Friedman et Martignole, 1995).

Figure 8. Localisation des complexes gneissiques. La structuration des complexes gneissiques est polyphasée (Harris et al., 2001) et, à l'échelle régionale, donne lieu à la formation de dômes qui affleurent dans les domaines de marbre et de quartzite.

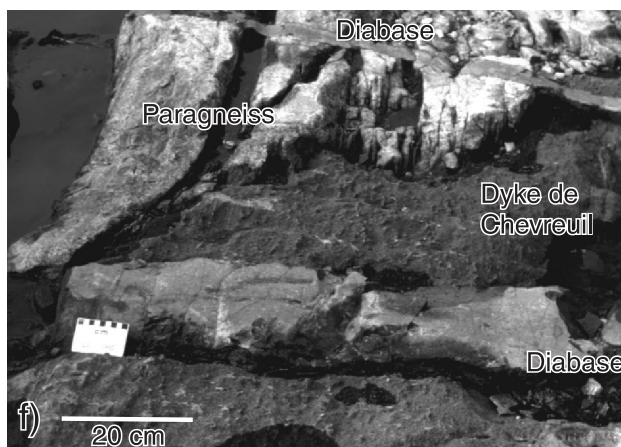
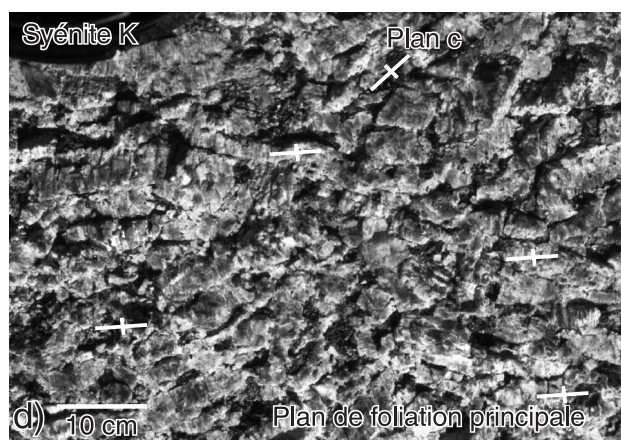
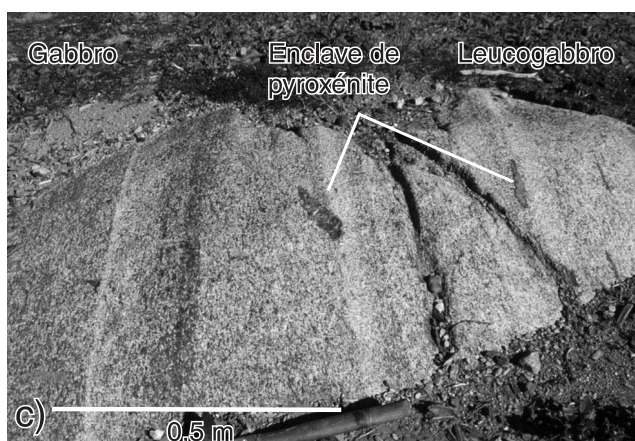
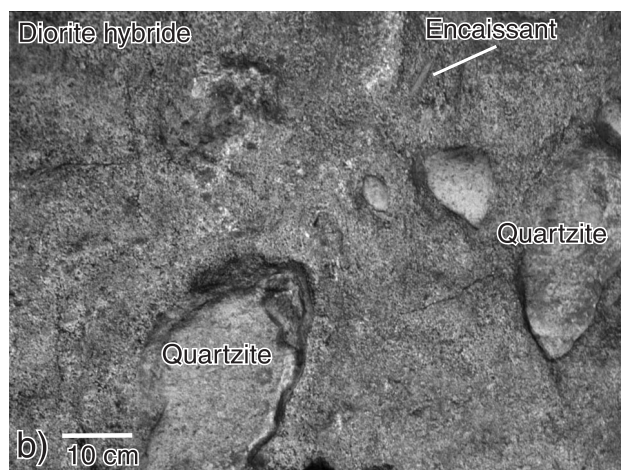
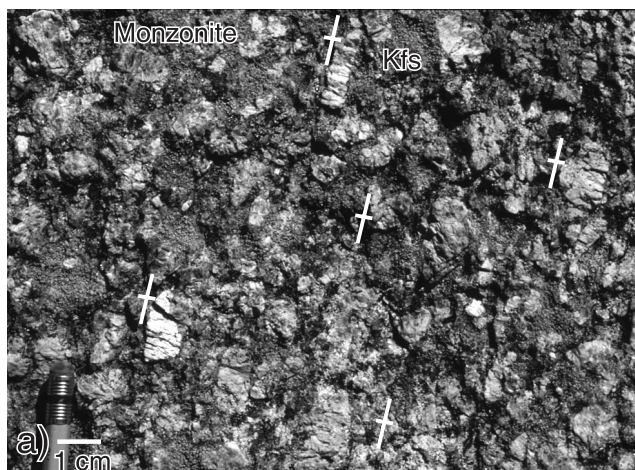


Figure 9. Morphologie des suites intrusives. **a)** Monzonite porphyroïde typique de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-1086; UTM : 483908mE, 5099582mN). Cette monzonite de patine rosée est constituée principalement de feldspath. Les cristaux de feldspath potassique, de taille centimétrique, sont automorphes et rectangulaires et ont un rapport de forme d'environ 2; ils représentent environ 30 à 40 % de la concentration modale de la roche. Ils baignent dans une matrice plus fine de biotite, plagioclase, hornblende, titanite et zircon. L'axe long des cristaux de feldspath potassique définit une foliation magmatique verticale que souligne une croix asymétrique; cette foliation est interprétée comme représentant la direction d'écoulement du magma. Photographie de L. Corriveau, 2003-026. **b)** Diorite hybride, hétérogène, de patine grise et à grain moyen (CQA-3569 sud; UTM : 484224mE, 5099661mN). Elle présente une foliation magmatique que soulignent des variations de la composition modale et de la granulométrie vraisemblablement issues de la ségrégation magmatique de minéraux et de l'assimilation des roches encaissantes. Des xénolites de quartzite de forme généralement arrondie présentent un contact net avec l'encaissant dioritique. Photographie de L. Corriveau, 2003-027. **c)** Intrusion de gabbro (CQA-5020; UTM : 488850mE, 5127576mN) leucocrate à mésocrate présentant un rubanement et un litage rectilignes et irréguliers; l'épaisseur des couches varie du centimètre au mètre. La foliation magmatique est subparallèle aux couches. Des enclaves de pyroxénite de taille décimétrique sont parallèles à la foliation et au litage primaire. L'une d'elles est oblique au litage primaire, peut-être parce que son orientation initiale était différente de celles des autres enclaves ou encore que son rapport de forme était plus faible que celui des autres enclaves et qu'elle a pu être facilement réorientée lors de l'écoulement du magma (voir Nicolas, 1991). Photographie de L. Corriveau, 2003-028. **d)** Syénite du pluton de Lac Rouge de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (DMC-561, CQA-1839; UTM : 464818mE, 5137635mN). Cette syénite de patine grise à rosée comporte principalement du feldspath potassique (concentration modale de 60 %) en cristaux automorphes de longueur pluricentimétrique dont le rapport de forme peut atteindre 5. Ces cristaux baignent dans une matrice plus fine. La foliation magmatique est définie par l'alignement des cristaux de feldspath potassique et est reprise localement par des bandes de cisaillement dans lesquelles les cristaux de feldspath potassique sont orientés parallèlement au plan c. Photographie de L. Corriveau, 2003-029. **e)** Granite de Guénette (CQA-1141; UTM : 482700mE, 5155800mN). Ce granite rose, homogène et leucocrate est exploité comme pierre de taille (« Rose de Guénette » et « Rose laurentien »), par exemple à la carrière de Rock of Ages. Photographie de L. Corriveau, 2003-030. **f)** Dyke mafique de puissance métrique de la suite intrusive de Chevreuil et dykes de diabase de puissance décimétrique qui recoupent des paragneiss mixtes dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (CQA-3473; UTM : 497774mE, 5114767mN). Le dyke de la suite intrusive de Chevreuil a été métamorphosé en amphibolite gris foncé à porphyroblastes de grenat. En affleurement, ce dyke est déformé en plis isoclinaux dont le plan axial est parallèle à la gneissosité de l'encaissant. Des dykes de diabase massifs et rectilignes recoupent les paragneiss et le dyke mafique. Photographie de L. Corriveau, 2003-031.



Figure 10. Dyke de Rivard qui recoupe un gneiss tonalitique typique des complexes gneissiques (CQA-1655; UTM : 478448mE, 5131770mN). Le dyke de Rivard renferme des milliers de xénolites exotiques dans une matrice lamprophyrique de type minette. Il a été mis en place à 1072 Ma dans la partie nord du complexe gneissique de Bondy, plus de 100 Ma après l'épisode de métamorphisme régional. Le gneiss hôte est un exemple de l'apparence monotone d'une grande partie du complexe gneissique de Bondy. Il est leucocrate, de couleur beige et à grain fin à moyen; il a une structure foliée et localement rubanée. Les niveaux boudinés de métabasite, de puissance décimétrique, sont interprétés comme des dykes transposés. Par endroits, des filons tardifs de pegmatite recoupent ce gneiss. Photographie de L. Corriveau, 2003-032.

Signatures géophysiques

Magnétisme, champ électromagnétique et spectrométrie des rayons gamma

La CGC a réalisé deux levés géophysiques multiparamétriques aéroportés entre 1991 et 1995. Ces levés ont permis d'obtenir des rapports d'équivalent d'uranium/équivalent de thorium ($\epsilon U/\epsilon Th$), d'équivalent d'uranium/équivalent de potassium ($\epsilon U/\epsilon K$) et d'équivalent de thorium/équivalent de potassium ($\epsilon Th/\epsilon K$), le champ magnétique total, le gradient magnétique vertical calculé, le champ électromagnétique total de très basse fréquence (VLF) et la quadrature VLF pour le centre sud de la région cartographique 31 J/6 et pour les régions cartographiques 31 J/3, J/4 et G/14 (fig. 2a; Hetu et Corriveau, 1992, 1995). Les lignes de vol, d'orientation est-ouest, étaient espacées de 1000 m, sauf dans la région cartographique 31 J/6 où l'espacement était de 500 m. Le levé a été réalisé à une hauteur de 125 m et à une vitesse moyenne de 190 km/h.

Les levés aéromagnétiques et radiométriques entrepris dans les régions de Bouchette (31 J/4, fig. 2a; Hetu et Corriveau, 1992), Nominieue (31 J/6, fig. 2a; Hetu et Corriveau, 1995), Duhamel et Chénerville (31 J/3 et G/14, fig. 11; R. Hetu, données inédites, 1994) ont survolé les paragneiss des groupes de Sourd et de Lièvre, les complexes gneissiques et intrusifs de Bondy, de Laus et de Kennedy, les plutons de syénite alcaline potassique de Cameron et de Montagne Noire, quelques plutons de la suite intrusive de Chevreuil et la zone de déformation de Heney. Le marbre et la roche calco-silicatée comportent principalement de la calcite ou du diopside; ces unités sont pauvres en K_2O (env. 1 % en poids), en thorium (env. 1 ppm) et en uranium (env. 0,1 ppm) et forment des dépressions topographiques qui sont communément couvertes de dépôts quaternaires et de lacs. Leur signature géophysique, illustrée par le creux magnétique à la figure 11, est un mélange des signatures de l'eau, de sédiments quartzofeldspathiques (souvent riches en potassium) et de roches carbonatées. Les unités de quartzite et les autres paragneiss n'ont aucune signature géophysique caractéristique et présentent des valeurs uniformes d'une unité à une autre. Les complexes gneissiques métamorphisés au faciès des granulites sont caractérisés par un champ magnétique élevé et irrégulier (fig. 11); l'hétérogénéité de leurs signatures géophysiques porte à croire qu'ils sont de nature composite. Par exemple, les unités à magnétite dans le complexe gneissique de Bondy se détachent clairement sur la carte du champ total VLF (Hetu et Corriveau, 1995), sous forme d'une série d'anomalies positives très élevées qui ne semblent pas être associées à des zones marécageuses ou à des lacs (voir la section « Complexe gneissique de Bondy, hôte d'un système hydrothermal métamorphisé »). Cette bande se reconnaît clairement sur la carte du gradient magnétique vertical (Hetu et Corriveau, 1995), où elle prend la forme d'anomalies positives très élevées. En combinant les levés de terrain et ces données, il a été possible de suivre la trace

d'une zone d'altération hydrothermale riche en magnétite sur près de 10 km. Le grain structural se reconnaît seulement en examinant le champ magnétique total et le gradient vertical calculé (p. ex. fig. 11). De part et d'autre de la zone de déformation de Heney (fig. 3), les signatures géophysiques restent similaires; par contre, le changement abrupt dans les teneurs d'uranium et de thorium et la présence d'un creux magnétique d'orientation nord-est de part et d'autre de la rivière du

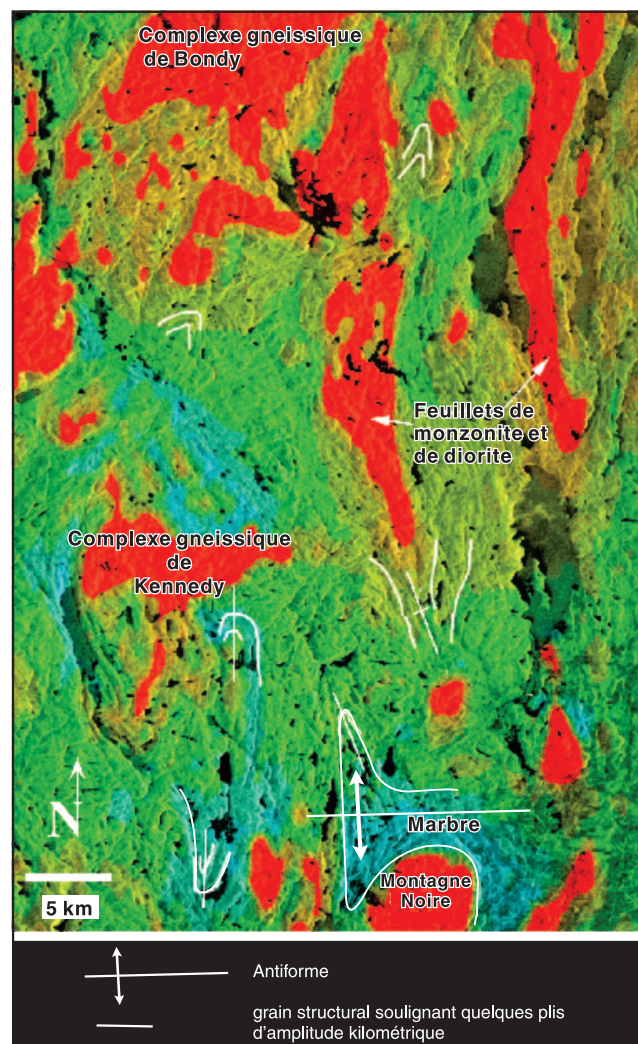


Figure 11. Signatures aéromagnétique et radar des régions cartographiques 31 J/3 et 31 G/14. Le secteur nord-ouest de la région 31 G/14 (L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer, carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000) comporte le complexe gneissique de Kennedy (crête magnétique en rouge) ceinturé par du marbre (creux magnétique en bleu). Les feuillets de monzonite (crête magnétique en rouge) de la suite intrusive de Chevreuil suivent le grain structural de la zone de déformation de Nominieue-Chénerville. Le pluton subcirculaire de monzonite et de diorite de Montagne Noire (crête magnétique en rouge) de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta est encaissé dans du paragneiss et du gneiss quartzofeldspathique (magnétisme moyen en vert); du marbre (creux magnétique en bleu) affleure en abondance à l'extérieur de l'auréole structurale du pluton.

Lièvre (fig. 4a) ont une origine incertaine (Hetu et Corriveau, 1992). Ce contraste géophysique n'est pas représenté par les données de télédétection et ne correspond à aucune variation lithologique ou bordure tectonique connue. Lors du levé de la région cartographique 31 J/4, les masses de monzonite et de mangérite de même que le gabbro formant le complexe gneissique de Laus ont produit une anomalie géophysique bien circonscrite avec un champ magnétique total et un gradient vertical calculé élevés, des teneurs en potassium élevées dans les corps intrusifs felsiques et faibles dans les intrusions mafiques, de même que des valeurs ϵ_{Th}/ϵ_K et ϵ_U/ϵ_K faibles (Hetu et Corriveau, 1992). Ces caractéristiques sont partagées par les autres intrusions de monzonite, de diorite et de gabbro dans les régions cartographiques 31 J/3, J/6 et G/14 (fig. 2a, 5, 11) et c'est en partie pour cette raison que les unités du complexe gneissique de Laus ont été interprétées comme appartenant possiblement à la suite intrusive de Chevreuil.

On a survolé les intrusions de syénite et de monzonite de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta, de puissance kilométrique, et les petits stocks et dykes associés qui figurent sur les cartes 31 J/4, J/6 et G/14, par exemple le dyke de Rivard, le pluton de Cameron et le pluton de Montagne Noire (fig. 3, 11). Ce sont des plutons composites subcirculaires et leur composition tranche avec celle des autres intrusions de la région et des gneiss. Aucune anomalie n'a été reconnue au niveau des dykes et des stocks alcalins potassiques de puissance métrique à hectométrique (p. ex. le dyke de Rivard dans le complexe gneissique de Bondy; Hetu et Corriveau, 1995). Par contre, les plutons présentent une signature distincte : le champ magnétique total et le gradient magnétique vertical sont élevés, la teneur en potassium est élevée, les teneurs en thorium et en uranium sont très faibles et les rapports ϵ_{Th}/ϵ_K et ϵ_U/ϵ_K reflètent la composition en uranium, thorium et potassium des divers faciès cartographiés (Hetu et Corriveau, 1992).

Télédétection

En raison de la géologie complexe des terrains fortement métamorphisés et de la présence d'une couverture forestière et d'une couverture sédimentaire quaternaire importante, les changements de lithologie sont difficiles à tracer sur le terrain. Dans la région de Mont-Laurier, les unités géologiques constituées de marbre, de quartzite, de gneiss et de roches plutoniques présentent une configuration due à l'érosion et une réflectivité distinctes à une échelle tant locale que régionale (fig. 4). De par ces caractéristiques, cette région se prête particulièrement bien à l'analyse des images de satellite-radar et des images en proche infrarouge, avec la reconnaissance implicite que les images seules ne suffisent pas et qu'elles doivent être traitées et filtrées par ordinateur puis interprétées de concert avec la géologie de surface. Les travaux effectués dans le cadre de la présente étude ont été axés sur les linéaments courbes représentant des structures ductiles qui offrent une vue d'ensemble de la structuration

régionale et des grandes zones de déformation associées à l'orogénèse grenvillienne. Cette étude effectuée par Rivard et al. (1999) complète l'analyse des images satellitaires de structures cassantes faite par la DIGIM inc. (1989). Elle permet de distinguer les structures répétitives des structures plus ponctuelles, ce qui donne un cadre pour l'interprétation régionale des structures répertoriées sur le terrain. De plus, ces images sont suffisamment détaillées pour permettre de reconnaître des repères géologiques, de définir le grain structural et de caractériser la géométrie et la cinématique des zones de cisaillement ductile (voir la section « Empreintes métamorphiques et structurales régionales »). L'affinement des données permet de délimiter précisément les corps intrusifs et offre donc un outil puissant pour examiner le magmatisme en fonction de la structuration grenvillienne (Rivard et al., 1999).

Grâce à une connaissance de la géologie de part et d'autre de la région de Chénéville (31 G/14), où les levés sont peu nombreux (Logan et al., 1912; Faessler, 1948), il a été possible d'améliorer le traitement des images satellitaires, les techniques d'analyse de ces images et leur intégration aux données géophysiques et de préparer efficacement les levés de terrain. Au cours de ces levés, nous avons mis à l'épreuve nos prévisions quant à la structure et à la nature des roches intrusives (Rivard et al., 1999). Cette initiative a permis de réduire le nombre de traverses nécessaires pour cartographier la région tout en mettant en évidence des secteurs cibles pour des études plus ponctuelles, notamment les plutons de la suite intrusive de Chevreuil et la structuration de grands plis à orientation est-ouest (fig. 11).

Caractérisation du milieu physique en fonction de la géologie

Au Québec, la ceinture métasédimentaire centrale se trouve dans la région naturelle C2 « dépression de Mont-Laurier » (Tremblay et al., 1996). Dans cette région riche en marbre et soulignée par des zones de déformation d'axe nord-sud, le relief, l'hydrographie et les accumulations de matériaux meubles ont une bonne corrélation avec la géologie du sous-sol. En tout, 22 entités physiographiques y ont été répertoriées. On distingue la vallée de la Gatineau à l'ouest, qui correspond au domaine de marbre, et les Laurentides méridionales à l'est, qui suivent le domaine de quartzite et les complexes gneissiques.

La vallée de la Gatineau (régions EP4, 8, 11, 12 dans Tremblay et al., 1996; fig. 4a) est caractérisée par un faible relief qui correspond à un substratum rocheux riche en marbre. La signature radar de cette région est très uniforme et distincte de celle des gneiss. On retrouve dans cette vallée de l'argile et du sable provenant de la Mer de Champlain. Ces sols sont propices à l'agriculture. Les zones couvertes par les argiles marines sont favorables aux glissements de terrain, comme en témoigne le glissement de terrain survenu à Notre-Dame-de-la-Salette en 1908 (33 morts, 35 000 m² de terrain atteints). La région est également caractérisée

par un système de karsts et par la présence de grottes, telles que la caverne Laffèche (Tremblay et al., 1996). Dans les Laurentides méridionales, l'alternance de marbre (érosion facile) et de gneiss donne un relief beaucoup plus accidenté. Par exemple, la région EP9 (fig. 4a) de Notre-Dame-du-Laus est profondément découpée à l'ouest par une série de fractures à orientation nord-sud et par une vallée à faible relief où sillonnent la rivière du Lièvre et le lac du Poisson blanc. Cet ensemble correspond à la grande zone de déformation de Heney, qui traverse le lac du même nom (Langlais, 1994). Ce sont généralement ces vallées qui sont les plus peuplées et dans lesquelles l'activité agricole est la plus commune (Gaffield, 1994). À l'est de la région de Notre-Dame-du-Laus, une chaîne de hautes collines, dont les sommets dépassent 500 m d'altitude, correspond aux niveaux de gneiss et aux intrusions de monzonite à hypersthène, de diorite et de gabbro du complexe gneissique de Laus qui ont mieux résisté à l'érosion (fig. 4d). Ces collines se prolongent à l'est et sont segmentées par des linéaments rectilignes d'axe nord-sud (régions EP7 et EP13, fig. 4a). Ces régions constituent un exemple type des régions presque inhabitées. Les hautes collines dans la région EP13 (fig. 4a) sont bordées au sud-ouest par une vallée profonde, étroite et rectiligne. L'étude de la géologie et de l'image satellite (fig. 4a) montrent que le relief de la région EP13 est associé à un complexe gneissique découpé par des fractures orthogonales (complexe gneissique de Bondy, fig. 3, 4). On y observe des peuplements de pins blancs le long des versants rocheux ainsi que des érablières à bouleaux jaunes qui sont bien adaptés au relief accidenté. Ces forêts font l'objet d'une exploitation forestière intensive qui se traduit par un circuit de routes de gravier très bien développé, particulièrement dans la Réserve faunique de Papineau-Labelle (cartes 31 J/3 et J/6; fig. 2a, b). Dans la région du lac Gagnon (région EP14; fig. 4a, b, c, d), les collines sont moins élevées et ont des versants doux et des sommets arrondis. Elles sont séparées par des vallées larges et allongées, comblées de dépôts sableux et graveleux. Cette région constitue la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville et ce sont les intrusions de monzonite à biotite qui contrôlent le relief de cette unité écologique (fig. 4b, c). Ce relief est typique des nombreuses zones de déformation de la région qui ont été érodées préférentiellement à la suite du passage des glaciers et qui sont maintenant occupées par des séries de lacs étroits orientés nord-sud. Au sud de Chénéville, sur la route 321 (fig. 2b, 4a), un harmonieux paysage rural est composé de villages, de pâturages et d'érablières dans un bassin (région EP3) qui est constitué principalement de marbre et entouré de basses collines. Les glaciers ont fait une dernière retouche à ce bassin, y laissant d'abondants dépôts deltaïques, littoraux et marins.

Aquifères rocheux

Une importante fraction de la population rurale québécoise tire son eau potable de puits creusés à même le socle rocheux ou dans les dépôts meubles qui le recouvrent. Les sources de contamination anthropique ont fait l'objet de la

majorité des études portant sur la salubrité de l'eau. Toutefois, les roches sont, elles aussi, susceptibles de donner une signature géochimique aux eaux souterraines qui y circulent (p. ex. Fritz et Frape, 1987; Banks et al., 1995); le substratum rocheux peut donc régir le type et le degré de contamination par les cations et la qualité de l'eau souterraine. Nous avons voulu savoir si la qualité de l'eau variait en fonction du type de roche. Dans l'affirmative, les cartes géologiques auraient pu devenir un indicateur de la salubrité des eaux souterraines. La région au sud-est de Mont-Laurier est particulièrement intéressante pour vérifier cette hypothèse en raison des importants contrastes lithologiques et des nombreux puits forés directement dans le roc. De plus, de nombreuses failles d'axe nord-sud y ont été cartographiées. Le projet permettait donc de caractériser un aquifère non seulement fracturé mais aussi faillé et de déterminer si les failles précambriennes servaient de barrière à l'écoulement de l'eau souterraine. Une telle étude est d'autant plus pertinente que de telles barrières ont été identifiées dans la région d'Ottawa dans les roches carbonatées de la Plate-forme du Saint-Laurent (Allen et Michel, 1999). Au total, 157 échantillons d'eau souterraine ont été prélevés dans les régions cartographiques 31 G/11, G/15, J/2, J/3, J/5 et J/7 en collaboration avec l'INRS-Géoresources (maintenant INRS-ETE), selon une méthodologie établie par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. Les analyses géochimiques et isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, ^3H) ont été réalisées dans les laboratoires de la CGC, de l'INRS-Géoresources et de l'Université de Waterloo (Couture, 1996).

Ces recherches ont permis de conclure que dans la région à l'étude, les eaux souterraines provenant de puits creusés dans le roc ont des bas niveaux de contamination naturelle et que leur composition ne peut être corrélée avec le type lithologique du substratum rocheux hôte (Couture, 1996). Les mêmes signatures se retrouvent de part et d'autre des grandes failles régionales. L'absence de signatures hydro-géochimiques distinctes et de contaminants est attribuable à l'écoulement des eaux dans un système de fractures interconnectées qui recoupent les failles précambriennes, à l'adsorption des métaux traces et à un équilibre eau-roche non diagnostique de l'unité hôte. Les analyses d'eaux souterraines prélevées dans les aquifères rocheux des régions de Thurso (31 G/11), d'Arundel (31 G/15), de Saint-Jovite (31 J/2), de Chénéville (31 J/3), de Maniwaki (31 J/5) et de L'Annonciation (31 J/7) révèlent un contenu en matières dissoutes qui varie entre 44 ppm et 659 ppm, avec une moyenne de 194 ppm. Les anions sont représentés aux deux tiers par HCO_3^- , avec des quantités moindres de SO_4^{2-} et de Cl^- . Le Ca^{2+} , accompagné de Mg^{2+} , K^+ et Na^+ , représente plus de 98 % des cations. L'alcalinité, les concentrations de HCO_3^- et le pH sont plus élevés dans les marbres. La valeur de ces paramètres décroît en moyenne des gneiss aux intrusions de granitoïdes et, enfin, aux intrusions alcalines potassiques. Dans tous les cas, on note une nette covariation (1) de F^- , K^+ , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} et Sr^{2+} et (2) de Ba^{2+} et Cu^{2+} . Les eaux plus alcalines sont systématiquement enrichies en ions du premier groupe et appauvries en ions du deuxième groupe.

L'aluminium quant à lui ne semble être un élément discriminant que dans les eaux des suites intrusives potassiques. Les regroupements effectués, tant par unité que par région, montrent que la composition de l'eau découle essentiellement de la dissolution de carbonates et d'aluminosilicates et que l'altération des roches à prédominance d'aluminosilicates n'est pas suffisante pour produire une signature hydrogéochimique particulière. C'est donc dire qu'une charge anormalement élevée en métaux en traces ou en éléments toxiques ne peut être associée à une unité particulière. L'insuffisance du temps de contact roche-eau, l'étendue et la ramification du réseau de fractures contrôlant le drainage et l'adsorption ou la désorption ainsi que la précipitation ou la coprécipitation des éléments traces susceptibles d'agir comme facteurs discriminants, concourent à oblitérer toute signature géochimique particulière. De tous les facteurs mentionnés, le temps de contact est probablement le plus déterminant. Les datations effectuées ont presque toutes révélé la présence de tritium (^3H , un isotope acquis par l'eau à la suite des essais nucléaires des dernières décennies), ce qui indique un âge relativement jeune pour l'eau. De plus, les concentrations de ^{18}O reflètent celles des précipitations locales et ne sont pas appauvries par l'échange avec l'oxygène minéral. Il existe toutefois une exception notable dans la région à l'étude. Il s'agit du cas du pluton de Kensington, intrusion de roches alcalines potassiques et ultrapotassiques dans la région cartographique 31 J/5 (fig. 2a, 3). Cette intrusion est caractérisée par un réseau de failles annulaires qui la ceinturent, sans la traverser. C'est uniquement dans cette entité que nous avons pu observer des attributs hydrogéochimiques spécifiques à l'unité géologique hôte et donnant lieu à des variations cohérentes, en particulier pour le pH, le calcium, le potassium et le chlore d'une unité du pluton à une autre. Aucune tendance en ce sens n'a été reconnue ailleurs, même dans le pluton de Loranger (31 J/7, fig. 4c) qui présente des unités lithologiques comparables à celles du pluton de Kensington. Contrairement à ce dernier, le pluton de Loranger comporte un réseau de fractures bien développé et comparable à celui des gneiss environnants, une topographie peu contrastée, un important plan d'eau (le lac Nominingue) en amont et un réseau hydrographique marécageux. Ces attributs, l'incorporation du pluton entier dans le réseau régional de fracturation et probablement d'autres facteurs tels le prolongement latéral des fractures font que la signature hydrogéochimique susceptible d'être associée à une unité donnée est fortement diluée et non reconnaissable dans ce pluton, comme un peu partout dans la région étudiée. Ces résultats sont présentés et expliqués en détail dans Couture (1996).

DOMAINES SUPRACRUSTAUX ET COMPLEXES GNEISSIQUES

Le complexe gneissique de Bondy, hôte d'un système hydrothermal métamorphisé

Le complexe gneissique de Bondy (unité mPbdy) est un dôme structural allongé de 15 km sur 30 km, d'orientation nord-est, qui est constitué principalement de gneiss granitique à tonalitique et de gneiss quartzofeldspathique métamorphisés au faciès des granulites (fig. 12a). Il partage en ce sens l'apparence monotone (p. ex. fig. 6d, 10) typique des complexes de gneiss grenvilliens dépeinte lors des levés à l'échelle de reconnaissance (p. ex. les complexes de roches vertes de Wynne-Edwards et al., 1966). Traditionnellement, les stratégies d'exploration de gîtes métallifères ont largement considéré comme stériles ces gneiss non différenciés et n'en ont donc pas tenu compte. Par exemple, aucun levé géophysique ou géochimique n'avait été effectué au niveau du complexe gneissique de Bondy lors des campagnes d'exploration et des levés menés par le gouvernement du Québec dans la région de Mont-Laurier avant 1995 (p. ex. Ageos Sciences Inc., 1989; Choinière, 1990; Corriveau et al., 1996b, tableau 10). Cette attitude est attribuable non seulement à la monotonie apparente des gneiss, mais aussi à la difficulté d'identifier leurs protolites et leurs contextes géodynamiques de formation, aux changements importants à l'apparence des gîtes recherchés qu'engendre un fort degré de déformation et de métamorphisme, et aux théories voulant que les processus de déshydratation des roches lors du métamorphisme régional entraînent un lessivage important des cations et des métaux d'intérêt économique (voir Weaver et Tarney, 1983; voir Marshall et al., 2000, et Vokes, 2000).

Les percées des deux dernières décennies dans la compréhension des gîtes métallifères métamorphisés aux faciès des amphibolites supérieur et des granulites et de leurs terrains hôtes gneissiques indiquent que, dans l'ensemble, les systèmes géochimiques de ces gîtes demeurent robustes malgré les multiples épisodes de métamorphisme et de déformation et ce, même si le métamorphisme est de forte intensité (Schade et al., 1989; Scheepers et Cornell, 1990; Geringer et al., 1994; Zaleski et Peterson, 1995; Marshall et al., 2000; Vokes, 2000; Blein et al., 2003). La découverte du gîte protérozoïque de cuivre-uranium-or-terres rares de Kwyjibo, dans le complexe plutonique de Canatiche antérieurement cartographié comme gneissique, au nord de Sept-Îles (p. ex. Perry et Raymond, 1996; Clark, 2003), de même que la découverte d'un système hydrothermal de cuivre-or-oxydes de fer métamorphisé au faciès des

granulites, dans le complexe gneissique de Bondy, confirment l'importance de réexaminer en détail les complexes gneissiques grenvilliens.

La découverte du système hydrothermal dans le complexe gneissique de Bondy découle d'abord de l'identification de quelques affleurements clés lors du levé géologique régional entrepris dans la région cartographique 31 J/6 (fig. 5a; Corriveau et Jourdain, 1992, 1993; Corriveau et al., 1994). Par la suite, un examen plus approfondi a été mené après l'aménagement d'un nouveau réseau de routes et le dégagement de plusieurs affleurements par l'industrie forestière. Ce réexamen s'est fait à l'échelle de 1/20 000, principalement entre 75°12' et 75° 20' de longitude O et 46° 17' et 46° 23' de latitude N, et a permis de caractériser en détail le système hydrothermal (fig. 12b; Corriveau et al., 1997). Ce dernier n'avait fait l'objet d'aucun programme d'exploration minière; ce sont les équipes de la CGC qui ont trouvé tous les indices de cuivre (fig. 12b) et ce, sans aucun levé géophysique alors que le niveau d'affleurement était d'environ 5 %. La description détaillée qui suit des faciès hydrothermaux et de leurs gneiss hôtes a pour objet notamment de servir d'assise scientifique moderne pour les programmes d'exploration futurs dans ce complexe et dans les terrains gneissiques similaires du Bouclier canadien. La composition géochimique des unités est présentée succinctement. Les données détaillées sur l'environnement paléotectonique du complexe et son évolution magmatique et hydrothermale et les interprétations qui en découlent sont disponibles dans Blein et al. (2003, 2004) et Fu et al. (2003). D'autres publications sont en cours.

Dix unités lithologiques ont pu être cartographiées à l'échelle de 1/50 000 dans le complexe gneissique de Bondy (tableau 1). La subdivision proposée ici comprend les unités felsiques à mafiques constitutives dont une métarhyolite et une méta-exhalite (unités mPbdy₁ à mPbdy₆), les unités qui représentent des altérations hydrothermales pré-métamorphiques qui sont superposées à certaines unités constitutives (unités mPbdy₇ à mPbdy₉) et les unités intrusives mPbdy₁₀ et mPbdy₁₁ dont un pluton de métatonalite (30 km²) dans la partie sud du complexe (fig. 12a; carte 31 J/3). Toutes ces unités sont métamorphisées au faciès des granulites et pourraient avoir été formées dans l'espace de quelques dizaines de millions d'années (1,4-1,35 Ga; Wodicka et al., 2004). Les unités de tourmalinite, de coticule, de grenatite et de gneiss alumineux particulièrement magnésien sont reconnues comme étant des méta-exhalites et des produits d'une altération hydrothermale (p. ex. Scheepers et Cornell, 1990; Willner, 1992; Bernier et MacLean, 1993; Bonnet et Corriveau, 2007b). Elles représentent des repères clés pour la cartographie du système hydrothermal et un guide de premier ordre pour la recherche des gîtes d'origine hydrothermale tels ceux de sulfures massifs volcanogènes (p. ex. Nantel, 1994a, b; Spry et al., 2000; Large et al., 2001b; Bonnet et Corriveau, 2007a).

L'architecture du système hydrothermal est schématisée à la figure 12b. Il comprend une zone de 20 km de longueur et d'environ 100 à 500 m de puissance, en forme de deux

« S » reliés l'un à l'autre et plissés suivant des plans axiaux verticaux, d'amplitude kilométrique et d'orientation variée (nord-est à nord-sud et nord-ouest; fig. 12b). Le plongement général (de 45° sud) de ces grands plis est déduit de l'orientation des axes de mésoplis au niveau des charnières septentrionales. À l'échelle de l'affleurement, la présence commune de plis d'interférence, qui nécessitent plusieurs phases de plissement isoclinal, indique qu'il y a eu une très forte déformation polyphasée (plus de huit phases ont été documentées dans la région [Harris et al., 2001]) des gneiss encaissants et des unités hydrothermales. Ces fabriques, de même que la présence de fortes anomalies magnétiques et électromagnétiques (similaires à celles qui caractérisent le système hydrothermal) à l'extérieur des contacts proposés, soulignent une structure interne beaucoup plus complexe que celle qui est présentement illustrée (Hetu et Corriveau, 1995; Harris et al., 2001). Dans de telles conditions, les relations stratigraphiques et intrusives précoces ainsi que la concordance ou discordance pré-métamorphique des unités hydrothermales risquent d'avoir été systématiquement transposées parallèlement à la gneissosité.

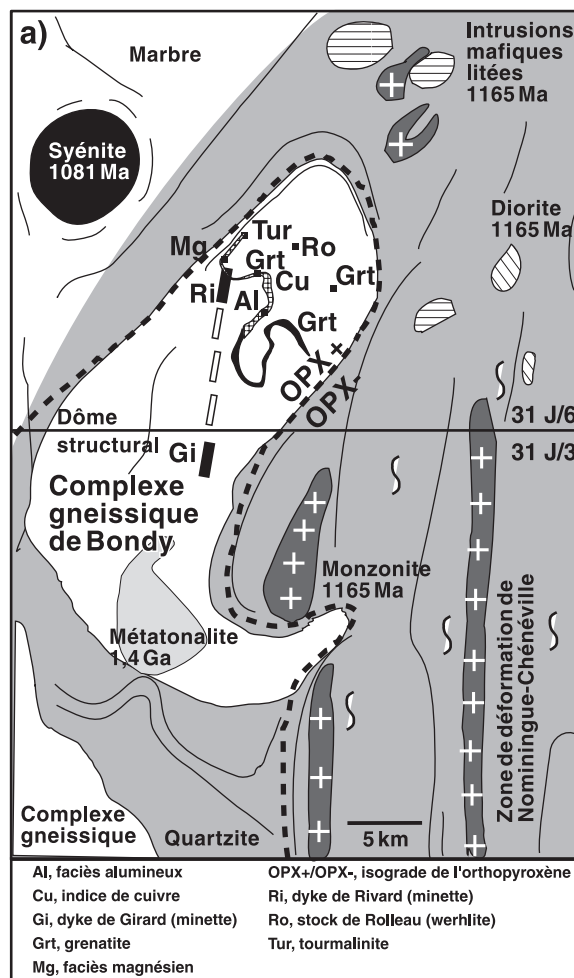


Figure 12. Géologie du complexe gneissique de Bondy (modifié de Blein et al., 2004). **a)** Synthèse géologique.

Le système hydrothermal est encaissé dans du gneiss felsique et mafique communément rubané (unités mPbdy₁, mPbdy₃, mPbdy₄; 4281, 5065 [ces numéros et d'autres dans le bulletin correspondent aux affleurements et aux échantillons qui y ont été prélevés], voir la figure 12b et le système SIGÉOM; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2008). Il comprend, à son extrémité nord, une unité de tourmalinite d'une puissance d'environ 200 m (unité mPbdy₂; 4956, 4957 et 4961). Du gneiss blanc siliceux sodique et magnésien à cordiérite-bronzite-kornéropine-tourmaline-phlogopite affleure plus au sud dans la charnière et le flanc est de l'antiforme de la partie nord du système hydrothermal (unité mPbdy₈; 1654, 4434). Un lithofaciès alumineux (unité mPbdy₇; 4474, 4475) de minéralogie et de composition modale très homogènes prédomine vers l'est, dans le flanc nord-ouest et la charnière du synforme. Il comprend du gneiss à sillimanite-grenat-cordiérite ou biotite, localement minéralisé en pyrrhotite et chalcopryrite et présentant en une localité des textures de lapilli; du gneiss riche en grenat et en magnétite et de la grenatite à magnétite; un gneiss blanc à hypersthène-cordiérite-kornéropine; et du gneiss rouillé à biotite-sillimanite avec des teneurs anormales en or qui atteignent 644 ppb. Ces gneiss sont localement cisailés (p. ex. fabriques C-S-C' soulignées par des rubans de quartz et de sulfures). Plus à l'est, un gneiss quartzofeldspathique laminé, rose, leucocrate et non migmatisé affleure sur quelques dizaines de mètres (unité mPbdy₅; 4548). Il passe graduellement à du gneiss quartzofeldspathique migmatitique similaire à l'encaissant typique.

Au cœur du synforme oriental affleure un lithofaciès alumineux et ferrifère (1659) qui contient du gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène-magnétite-chalcopryrite, leucocrate à mésocrate; de la grenatite à magnétite avec des amas de chalcopryrite et de pyrite (6540 ppm de cuivre; tableau 3); des niveaux de metabasite rubanée à chalcopryrite (5073 ppm de cuivre; tableau 3), à magnétite (jusqu'à 20 %) ou à spinelle; des niveaux siliceux et ferrifères avec des rubans de quartz associés à de la magnétite, à du spinelle, à de l'orthopyroxène et à du zircon; un niveau de magnétite massive de 2 cm de puissance associée à du gneiss siliceux; du gneiss alumineux à cordiérite-grenat-hypersthène, riches en cristaux de zircon de taille inframillimétrique, et localement avec kornéropine; du gneiss trondhjémitique à spinelle-oligoclase antiperthitique et du gneiss granitique à magnétite; et du gneiss quartzofeldspathique laminé.

Plus au sud, le long du flanc sud-est du synforme, ces gneiss passent de nouveau à un lithofaciès alumineux (unité mPbdy₇), puis à un faciès hyperalumineux constitué essentiellement de sillimanite et de quartz avec localement de la pyrrhotite, des traces de biotite, de chalcopryrite et de pyrite et des teneurs anormales en or de 906 ppb (4378). De la grenatite riche en biotite et du gneiss à biotite-grenat-hypersthène affleurent également plus au sud (2401). La zone se termine avec un niveau d'amphibolite grenatifère très hétérogène, de puissance hectométrique et d'étendue latérale kilométrique, qui contient localement des niveaux

centimétriques à décimétriques de grenatite (unité mPbdy₄). Ce niveau d'amphibolite est lui-même plissé en forme de S; le plan axial et l'amplitude du pli sont similaires à ceux du grand pli en S du système hydrothermal. À l'extrémité sud-est du niveau d'amphibolite affleure de la grenatite calco-silicatée avec des teneurs en cuivre qui atteignent 8981 ppm dans un échantillon représentatif de plus de 5 kg (6054).

À l'est du système hydrothermal, on retrouve dans le gneiss quartzofeldspathique migmatisé (Corriveau et al., 1995, fig. 2 et arrêts F1 à F6) du gneiss rubané à orthopyroxène ou hornblende-grenat-andésine antiperthitique-spinelle, de composition intermédiaire (5063); un gneiss rubané de composition mafique à intermédiaire (5065); une grenatite à clinopyroxène-magnétite-plagioclase-quartz avec des traces de chalcopryrite (4944, tableau 3); des niveaux de taille métrique de marbre et de roche calco-silicatée à clinopyroxène-grenat-magnétite-ilménite-scapolite-titanite, qui contiennent localement des traces de pyrite et de chalcopryrite (4946a, c; tableau 3); des gneiss granodioritiques à trondhjémiques (4945a1, 4945a2; tableau 3) intercalés avec des niveaux plagioclasiques localement quartzifères, d'origine incertaine (albititique et d'origine hydrothermale ou anorthositique et d'origine cumulative), et des niveaux d'amphibolite (4946b) localement grenatifère. Dans ces derniers, les cristaux de grenat sont entourés de couronnes de plagioclase typiques des réactions associées à la réduction de pression lors de la rétrogenèse (4945). Ces niveaux sont recoupés par des zones de cisaillement ductile; l'une d'elles, orientée 255°/25°, présente un mouvement apparent de distension.

Une variété de filons et de dykes de pegmatite et de dykes mafiques recoupent les gneiss. Les dykes composites de microdiorite qui ont été injectés dans de la pegmatite, tels que ceux à l'affleurement 5065, sont typiques du magmatisme associé à la suite intrusive de Chevreuil (fig. 6b). Ils sont ni déformés ni métamorphisés et l'un d'entre eux a été daté à 1161 Ma (Corriveau et van Breemen, 2000). Le recoupement d'un dyke mafique plus ancien non métamorphisé, non déformé et à bordure figée implique que ce type de dyke pourrait aussi faire partie de la suite intrusive de Chevreuil. Un autre dyke mafique folié similaire à ce dernier, à grain fin, de 1 m d'épaisseur et orienté 010°, est présent à l'affleurement 1659. Des dykes de minette, dont ceux de Rivard (1,07 Ga; Amelin et al., 1994; Corriveau et van Breemen, 2000) et de Girard, et le stock de Rollet (fig. 3, 5a, 12b; Morin, 1998) recoupent également le complexe. Des xénolites de sulfures de fer massifs ont été entraînés dans le dyke de Rivard, qui se situe structuralement au-dessus du prolongement présumé du système hydrothermal le long de l'antiforme ouest (1655, fig. 12b) et pourrait présager la présence, en profondeur, d'un horizon de sulfures massifs. À l'extrémité sud de la zone (Corriveau et Jourdain, 2000) affleure une petite masse de gabbro et d'anorthosite lités et métamorphisés au faciès des granulites qui aurait pu être à l'origine un filon-couche mafique (unité mPbdy₆; tableau 1; fig. 12b).

Tableau 3. Résultats d'analyses chimiques représentatives des lithofaciès du système hydrothermal

Échantillon	1654d	1654e	1654h2	1659e	1659f1	1659f2	1659f3	4366h	4944a	6054h	2401	4956c	4956d	4957b	4957d	4957g	4957i	1659d	1659y	1659alpha	4946b	4946a	4946c
Type	Faciès magnésien			Grenatite									Tourmalinite							Métabasite			Roche calco-silicatée
				% en poids																			
SiO ₂ *	65,52	68,17	71,09	45,71	47,96	39,73	43,09	44,27	48,38	45,12	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
TiO ₂ *	0,55	0,20	0,66	0,99	0,55	0,37	0,77	1,31	2,47	0,82	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
Al ₂ O ₃ *	14,73	17,18	13,11	14,26	11,56	13,74	10,86	20,43	15,56	14,91	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
Fe ₂ O ₃ *	3,61	1,33	2,50	28,82	34,06	34,74	39,56	17,34	17,47	18,85	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
MnO*	0,07	0,02	0,02	0,17	0,11	0,15	0,11	0,23	0,35	0,86	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
MgO*	9,82	0,95	5,07	7,31	7,99	10,78	6,57	5,94	4,61	5,27	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
CaO*	0,70	3,41	1,23	0,76	0,28	0,36	0,29	0,99	7,71	6,03	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
Na ₂ O*	3,05	5,70	4,55	0,31	0,02	0,00	0,17	0,76	0,13	1,74	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
K ₂ O*	0,33	0,79	1,53	2,75	0,06	0,06	0,07	7,97	0,51	2,29	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
P ₂ O ₅ *	0,04	0,02	0,17	0,05	0,04	0,06	0,03	0,16	0,31	0,18	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
PAF			1,59	-0,56	-1,42	-1,06	-1,43	2,84	0,45	1,47	-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
Total	98,42	97,77	100,08	101,13	102,63	99,99	101,52	99,78	97,95	97,12	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
ppm																							
Nb* (2)***	21	<2		11	<2	<2	<2	<2	12	<2	3	10	11	9	8	6	<2	5	<2	16	12	<2	<2
Zr* (2)***	395	262	280	221	169	200	115	66	176	249	77	296	263	240	199	234	109	205	86	169	79	54	53
Y* (5)***	8	8	61	86	69	77	65	20	54	43	24	69	52	44	37	23	40	53	43	53	67	20	18
Sr* (2)***	48	510	76	42	5	<2	8	21	70	126	11	91	62	43	93	102	14	23	140	50	500	490	520
Rb* (2)***	13	7	36	88	3	4	3	200	36	61	117	4	5	3	5	7	8	28	7	14	28	<2	<2
Ni* (5)***	<5	<5	412	82	66	75	65	35	36	59	65	6	8	6	7	6	7	58	59	11	44	21	76
Cu* (3)***	<3	<3	104	328	680	6540	1964	318	20	8981	75	8	3	11	4	9	7	5073	114	900	42	10	28
Zn*	37	16	22	97	155	150	167	345	137	195	186	32	29	17	20	20	47	106	93	179	265	118	146
Pb* (5)***	6	<5	18	14	13	12	12	23	23	14	5	11	<5	11	<5	5	<5	9	11	20	19	<5	5
Ga* (3)***	10	13		28	44	35	64	19	19		30	15	8	7	11	12	13	28	17	34	35	11	18
V*	43	19	26	504	461	332	769	368	737	139	1459	0	0	6	10	10	11	158	510	66	783	111	241
Au** (0,005)***	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,029	0,277	0,078	0,019	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,154	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Ba** (100)***	<100	566	255	674	<100	<100	<100	552	150	686	597	<100	<100	<100	<100	<100	110	57	<100	235	320	<100	220
U** (0,5)***	1,0	<0,05	17,4	0,8	1,0	2,4	1,2	0,5	0,6	<0,05	<0,05	3,5	2,2	4,5	7,4	4,9	1,7	1,2	0,7	0,7	0,6	3,0	0,6
Th** (0,2)***	0,4	0,5	10,8	8,5	3,6	6,3	3,7	0,6	1,9	1,8	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
Sc** (0,1)***	7,7	2,0	6,7	30,4	7,1	12,1	7,6	40,6	47,3	18,1	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
Hf** (0,2)***	11,2	8,0	6,9	6,9	4,9	6,3	3,5	1,7	4,5	5,8	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
Ta** (0,3-1)***	0,7	<1	0,9	<1	<1	<1	<1	<1	0,5	0,4	<1	0,5	0,4	0,7	<1	<1	<1	1,4	<1	0,5	0,6	0,6	0,4
La** (0,5)***	1,3	17,6	12,9	31,6	9,1	17,9	13,1	5,3	12,8	15,0	10,2	6,9	3,5	180(?)	5,7	2,6	15,5	20,6	4,1	6,7	20,3	14,3	17,0
Ce** (2)***	2	28	25	72	21	42	28	12	31	35	25	15	7	230(?)	12	4	32	45	12	17	58	30	41
Nd** (5)***	0	7	14	34	10	20	14	7	23	19	15	8	<5	55(?)	<5	<5	14	23	8	16	47	21	22
Sm** (0,05)***	0,2	0,8	4,5	7,7	3,9	6,3	4,1	2,4	6,2	5,7	4,3	2,1	0,9	4,6	1,5	0,7	2,8	7,5	3,5	6,4	11,4	4,0	4,5
Eu** (0,1)***	0	0,9	0,5	0,8	0,4	0,5	0,3	0,7	2,1	1,4	0,9	0,4	0,2	0,9	0,3	0,2	0,4	1,0	1,2	2,5	2,6	0,8	1,2
Tb** (0,1)***	0	0,1	1,6	2,4	2,2	2,2	1,8	0,5	1,2	1,0	0,9	0,9	0,5	0,6	0,4	0,2	0,6	1,6	0,8	1,5	1,9	0,6	0,7
Yb** (0,2)***	1,5	0,8	10,1	11,1	4,8	8,9	5,1	2,5	4,5	5,1	4,1	5,2	4,2	2,7	2,5	1,6	3,6	5,4	3,2	4,4	6,0	1,7	2,1
Lu** (0,05)***	0,37	0,20	1,54	1,72	0,73	1,38	0,73	0,40	0,71	0,81	0,68	0,91	0,70	0,49	0,43	0,30	0,68	0,84	0,48	0,62	0,89	0,27	0,31

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu (négative = oxydation du fer); (?) = non répétée; As, Cs, Mo, W sous la limite de détection sauf 1654D

Note : Les chiffres en caractères gras représentent des teneurs élevées.

Tableau 3. (suite)

Échantillon	5063d	1659f2	1659s2	1659m2	4475d3	4475h5	4475j	1659w1	4475h2	4475h3	4475h4	1659W	4945a1	4945a2	4954a	4960	5063	4927a
Type	Gneiss à orthopyroxène								Gneiss									
	% en poids																	
SiO ₂ *	56,80	55,67	68,98	54,04	71,81	62,17	72,87	49,40	53,63	66,05	60,43	69,30	70,53	62,77	57,40	57,58	56,92	57,24
TiO ₂ *	0,83	0,86	1,11	0,84	0,30	0,69	0,41	0,84	0,23	0,25	0,37	0,64	0,40	0,85	0,80	0,59	0,80	0,63
Al ₂ O ₃ *	12,71	15,26	10,70	14,73	12,42	15,68	9,15	12,46	6,45	9,64	8,44	15,51	13,50	17,41	17,00	15,72	13,91	19,37
Fe ₂ O ₃ *	18,91	14,13	9,53	19,46	6,49	10,82	11,21	23,37	35,18	18,32	23,41	3,51	2,25	4,75	7,18	4,89	15,00	5,30
MnO*	0,10	0,12	0,07	0,12	0,03	0,10	0,07	0,22	0,06	0,03	0,11	0,06	0,04	0,08	0,15	0,08	0,09	0,06
MgO*	5,83	8,16	3,38	5,94	6,00	6,49	5,14	7,82	3,13	3,59	7,54	0,53	0,53	1,46	1,96	1,49	4,54	1,57
CaO*	2,15	2,62	1,43	0,95	0,39	0,48	0,24	2,82	0,31	0,46	0,32	1,49	2,07	3,75	4,89	3,23	2,54	3,59
Na ₂ O*	4,04	3,35	2,52	1,22	3,71	2,83	0,17	2,33	1,21	3,37	1,23	6,10	2,64	4,19	4,69	3,81	4,51	6,41
K ₂ O*	1,18	1,96	2,28	4,13	0,51	1,88	1,64	1,34	0,12	0,69	0,05	1,41	3,91	2,53	2,28	3,16	1,24	2,25
P ₂ O ₅ *	0,25	0,14	0,13	0,14	0,15	0,14	0,13	0,13	0,13	0,16	0,13	0,09	0,09	0,14	0,24	0,17	0,73	0,28
PAF	0,69	0,73	1,25	0,20	1,14	0,82	1,35	1,32	1,37	0,74	0,91	0,74	1,42	1,44	1,16	0,55	-0,01	0,94
Total	102,96	102,48	100,55	101,77	101,97	101,43	101,19	100,84	100,54	102,64	102,18	99,38	97,38	99,37	97,75	91,27	100,27	97,64
	ppm																	
Nb* (2)***												11	5	8	8	5	14	0
Zr* (2)***	411	292	819	290	341	425	389	332	105	236	274	377	308	338	342	342	310	333
Y* (5)***	101	37	30	78	55	110	82	43	60	42	122	27	12	19	36	36	121	14
Sr* (2)***	32	150	112	92	12	17	18	95	<2	13	8	75	135	161	290	260	51	755
Rb* (2)***	<2	61	48	88	11	50	51	20	<2	21	<2	10	63	41	27	70	8	46
Ni* (5)***	24	283	32	114	<5	19	14	28	31	19	33	8	10	14	15	22	15	7
Cu* (3)***	665	795	2173	214	661	233	580	1140	1236	385	924	27	43	33	103	18	352	54
Zn*	49	68	77	67	49	65	47	168	87	62	91	25	29	47	56	39	46	57
Pb* (5)***												10	9	9	<5	5	14	<5
Ga* (3)***												14	12	16	17	19	18	19
V*	245	67	28	141	20	30	11	51	44	30	34	0	18	60	120	65	262	45
Au** (0,005)***	0,021	0,073	0,017	<0,005	0,051	0,014	0,054	0,028	0,081	0,048	0,127	<0,005	0,005	<0,005	0,008	0,005	0,018	<0,005
Ba** (100)***	230	369	799	888	<100	430	324	349	<100	<100	<100	140	830	510	515	710	220	930
U** (0,5)***	3,4	0,9	1,5	0,7	1,7	1,3	1,2	1,0	0,5	2,1	0,9	1,6	1,5	1,0	0,5	1,1	5,0	0,9
Th** (0,2)***	12,0	6,8	6,1	4,9	4,6	3,9	3,2	4,6	4,9	5,1	2,3	0,4	7,3	0,8	0,6	3,0	13,3	0,7
Sc** (0,1)***	11,9	11,3	11,0	18,7	5,0	12,1	4,7	16,1	4,0	3,2	9,9	5,6	3,7	10,9	12,5	9,5	10,8	3,2
Hf** (0,2)***	7,9	7,4	20,0	7,0	8,7	12,3	10,2	8,2	2,5	5,6	8,4	9,6	8,9	9,2	8,8	9,3	8,2	8,5
Ta** (0,3-1)***	<1	0,4	0,5	0,5	<1	0,6	0,3	<1	<1	0,3	<1	0,4	<1	<1	0,4	0,4	<1	<1
La** (0,5)***	59,8	38,2	19,2	23,8	22,6	30,3	16,3	27,3	17,9	32,3	14,6	5,7	35,3	19,3	18,8	21,2	74,9	16,7
Ce** (2)***	133	75	37	48	46	57	29	49	35	63	27	10	72	37	42	48	180	35
Nd** (5)***	59	35	14	19	19	24	12	20	14	25	7	<5	38	20	26	27	93	18
Sm** (0,05)***	12,5	7,9	3,5	5,0	3,9	5,0	4,0	4,5	3,7	5,2	2,1	1,3	5,7	3,3	5,6	5,4	17,3	3,3
Eu** (0,1)***	2,1	1,3	0,9	1,0	0,7	1,2	0,7	1,8	0,5	0,7	0,5	0,6	1,8	1,9	1,3	1,1	2,5	1,1
Tb** (0,1)***	2,3	1,0	0,6	1,5	0,9	1,8	1,5	0,8	1,0	0,8	1,2	0,4	0,5	0,5	0,9	0,9	2,8	0,4
Yb** (0,2)***	9,1	3,7	3,5	8,6	6,7	12,5	9,3	5,5	5,9	4,0	16,6	3,0	1,0	1,6	3,8	3,8	11,2	1,5
Lu** (0,05)***	1,47	0,59	0,59	1,33	1,02	1,94	1,44	0,88	0,88	0,65	2,58	0,51	0,15	0,28	0,61	0,60	1,80	0,23
* fluorescence X; ** activation neutronique; ()*** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu (négative = oxydation du fer); (?) = non répétée; As, Cs, Mo, W sous la limite de détection sauf 1654D																		
Note : Les chiffres en caractères gras représentent des teneurs élevées.																		

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu (négative = oxydation du fer); (?) = non répétée; As, Cs, Mo, W sous la limite de détection sauf 1654D
 Note : Les chiffres en caractères gras représentent des teneurs élevées.

Gneiss granitique à tonalitique et gneiss quartzofeldspathique

Le gneiss granitique à tonalitique et le gneiss quartzofeldspathique (unité mPbdy₁; fig. 13) présentent une patine beige à rosée et une couleur grisâtre à verdâtre en cassure fraîche. Ces gneiss, dont la composition varie de façon non systématique d'un affleurement à un autre, contiennent les minéraux mafiques biotite, grenat, hornblende et/ou orthopyroxène. Ils sont leucocrates, rubanés (fig. 13a, d) ou foliés (fig. 6d, 10, 13b) et toujours migmatitiques; ils ont une granulométrie fine à moyenne et une texture granoblastique. Leur gneissosité est soulignée par des lits discontinus de minéraux mafiques, des ségrégations de minéraux métamorphiques de phase subsolidus et des leucosomes anatectiques en filons (fig. 13d, e). Les lits sont irréguliers, onduleux ou rectilignes et localement prononcés; ils sont marqués par des changements de la composition modale ou de l'association de minéraux (fig. 13d). Les filons sont localement boudinés. Des niveaux de metabasite (dykes transposés (?)), de puissance généralement inférieure à quelques mètres, affleurent localement (fig. 10, 13a).

À proximité du système hydrothermal, de la magnétite et des sulfures sont communs et disséminés; ils sont associés spatialement à de l'orthopyroxène et/ou à de la biotite. Là où les sulfures sont présents, la teneur en zircon est plus élevée. Cette corrélation entre les sulfures et le zircon a été reconnue dans tous les faciès étudiés. La proportion de chalcopyrite est faible (p. ex. la proportion pyrrhotite/pyrite/chalcopyrite est de 70/20/10 à l'affleurement 3321, UTM, zone 18 : 471440mE, 5108674mN).

Tourmalinite

Selon la définition de Spry et al. (2000), le terme « tourmalinite » s'applique aux roches métamorphiques concordantes avec plus de 15 à 20 % de tourmaline par volume, mais exclut les filons de tourmaline et les brèches discordantes à tourmaline. La formation des tourmalinites et des filons de tourmaline peut être associée à un métasomatisme régional, à des processus de cristallisation dans des systèmes granitiques, à des processus diagénétiques, à l'accumulation de tourmaline détritique et au remplacement ou à la précipitation chimique dans une évaporite ou un système sédimentaire ou volcanogène exhalatif (p. ex. Ethier et Campbell, 1977; Slack et al., 1984, 1998; Plimer, 1986; Clarke et al., 1989; Jiang et al., 1995, 1997; Mao, 1995; Slack, 1997). L'association commune de la tourmalinite et des gisements de types sedex, sulfures massifs volcanogènes et aurifère (Fleischer et Routhier, 1973; Ethier et Campbell, 1977; Slack et al., 1984; Uitterdijk Appel, 1984, 1985; Plimer, 1986; Willner, 1992; Dommange et al., 1993; Slack et Stevens, 1994; Deb et al., 1997), et le caractère réfractaire (Henry et Guidotti, 1985) et le grand champ de stabilité (Schreyer et Werding, 1997) de la tourmaline font de la tourmalinite un métallotecte de premier ordre et une

source importante de données pétrogénétiques et métallogéniques dans les terrains fortement métamorphisés (Clarke et al., 1989; Nantel, 1994a, b; Griffin et al., 1996; Slack, 1997; Spry et al., 2000). Dans le complexe gneissique de Bondy, la tourmaline se présente systématiquement sous forme de niveaux de tourmalinite et n'est pas disséminée comme elle l'est dans les paragneiss du Groupe de Sourd par exemple. Aucune filon de tourmaline n'a été observé. Cette répartition est typique des niveaux de méta-exhalites (Spry et al., 2000).

La tourmalinite (unité mPbdy₂) et le gneiss à quartz-tourmaline affleurent principalement au nord du lac Rivard (4956, 4957, 4961, fig. 12b, 14a, b), dans un niveau de 200 m de longueur qui est associé à de l'amphibolite, à du gneiss à quartz-kornéropine-phlogopite-sillimanite-orthopyroxène et à du gneiss à quartz-phlogopite-pyrrhotite. La tourmalinite a une patine et une couleur en cassure fraîche noires ou brunes lustrées, une texture granoblastique typique et une granulométrie moyenne; par endroits, elle contient des lamines massives plus riches en tourmaline qui, localement, recoupent la gneissosité de la tourmalinite hôte plissée, ce qui porte à croire qu'il y a eu remobilisation à une échelle centimétrique. Ces niveaux de tourmalinite comprennent de 30 à 90 % de tourmaline, de 70 à 10 % de quartz et des quantités accessoires d'apatite, de biotite et de cordiérite avec, par endroits, de la chalcopyrite, de la pyrite (jusqu'à 2 à 3 %) et de la pyrrhotite disséminées, et des traces de rutile et de monazite. La tourmaline est équi-granulaire et se présente en cristaux fins noirs à brun noir ou miel en affleurement, et vert olive à jaunes en lames minces. Il s'agit d'une tourmaline relativement magnésienne, composée de 70 à 80 % de dravite en proportions moléculaires, d'après les mesures de l'indice de réfraction (T. Feininger, comm. écrite, 1995).

Les affleurements 4956 et 4957 comportent aussi des filons de quartz contenant des cristaux de kornéropine (fig. 14c). La kornéropine est relativement magnésienne (Mg 15-Fe 85; T. Feininger, comm. écrite, 1995); elle se présente en cristaux gris-vert mats pouvant atteindre 10 cm de longueur et environ 1 cm de diamètre. Les cristaux ne sont pas altérés mais renferment des inclusions de quartz, de tourmaline et de phlogopite. Toutefois, certains cristaux ou parties de cristaux pouvant atteindre près de 1 cm de longueur, sont localement très peu fracturés et dépourvus d'inclusions. Ces caractéristiques en feraient une pierre gemme éventuelle, sauf que la couleur gris verdâtre des cristaux les rend peu attrayants et présentement inexploitable (J.-M. Pronovost, comm. pers., 2002). Les filons, de puissance décimétrique et de longueur décimétrique à métrique, sont massifs et constituent environ 10 % de l'affleurement. Ils recoupent la foliation et présentent localement une linéation minérale définie par l'orientation préférentielle du quartz ou de la kornéropine. Ils sont associés uniquement à l'unité de tourmalinite. La kornéropine constitue environ 20 % de ces filons, ce qui fait de ces affleurements une des plus grandes localités de kornéropine en Amérique du Nord (R. Herd, comm. pers., 1997; voir les localités types du New

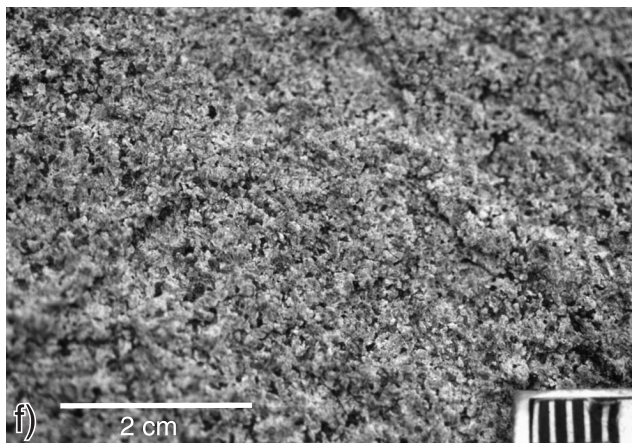
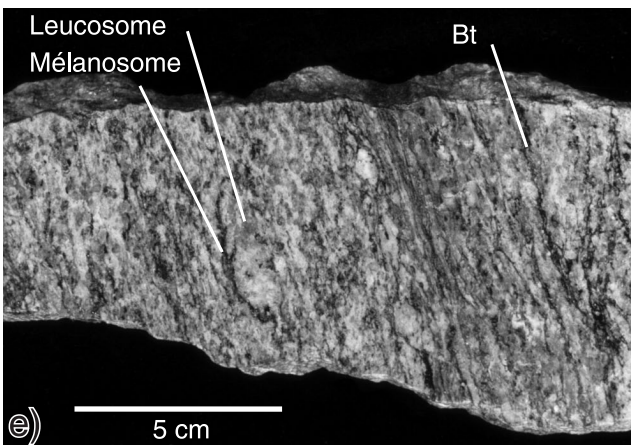
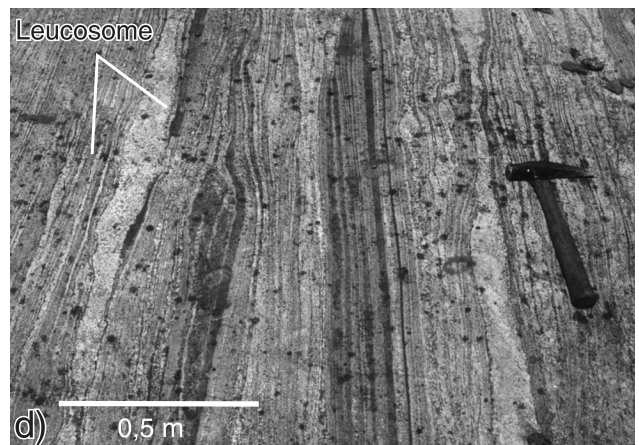
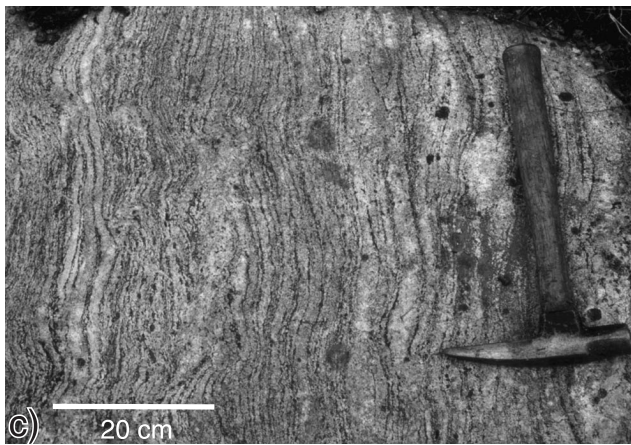
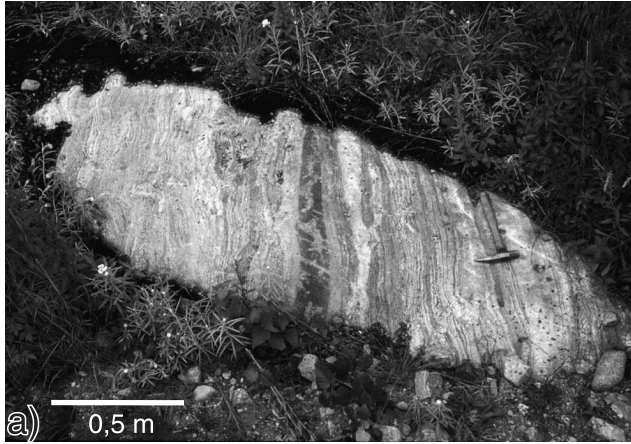


Figure 13. Morphologie du gneiss felsique du complexe gneissique de Bondy. **a)** Gneiss granitique (CQA-1529; UTM : 470682mE, 5125950mN) hétérogène et migmatitique. La foliation est marquée par des niveaux mafiques et felsiques de puissance millimétrique à centimétrique et par des leucosomes en filons felsiques de puissance centimétrique. Le gneiss contient un niveau de metabasite relativement homogène de patine noire, à grain fin et massif. Ce niveau a une puissance décimétrique et est parallèle au rubanement; il est interprété comme un dyke transposé dans la foliation. Photographie de L. Corriveau, 2003-033. **b)** Gneiss granitique (CQA-4253; UTM : 471510mE, 5076144mN) homogène, de patine rose, contenant quelques niveaux mafiques déformés en plis d'interférence. Photographie de L. Corriveau, 2003-034. **c)** Gneiss granitique de patine grise contenant des porphyroblastes de grenat de taille centimétrique (CQA-1529; UTM : 470682mE, 5125950mN). La foliation est marquée par des ségrégations de minéraux métamorphiques (niveaux felsiques avec des bordures de biotite) et des leucosomes en filons. La foliation englobe des leucosomes amiboïdes de puissance décimétrique qui témoignent d'une migmatisation in situ (p. ex. Sawyer, 1999). Photographie de L. Corriveau, 2003-035. **d)** Gneiss granitique avec foliation et rubanement rectiligne marqués (CQA-1475; UTM : 477618mE, 5134380mN). Il présente une alternance de niveaux mafiques et felsiques de puissance millimétrique à centimétrique. Les filons felsiques (leucosomes), d'épaisseur centimétrique à décimétrique, recoupent le gneiss parallèlement à la foliation. Ils sont boudinés par endroits. Leur granulométrie est plus grossière que celle du gneiss encaissant et leurs bordures de biotite représentent le mélanosome. Photographie de L. Corriveau, 2003-036. **e)** Section sciée d'un gneiss contenant des cristaux xénomorphes à subautomorphes millimétriques de grenat rouge. Ce gneiss renferme des leucosomes en amas centimétriques que longe un mélanosome à biotite. Photographie de L. Corriveau, 2003-037. **f)** Métatonalite homogène du complexe gneissique de Bondy (CQA-3565; UTM : 472396mE, 5106424mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-038.

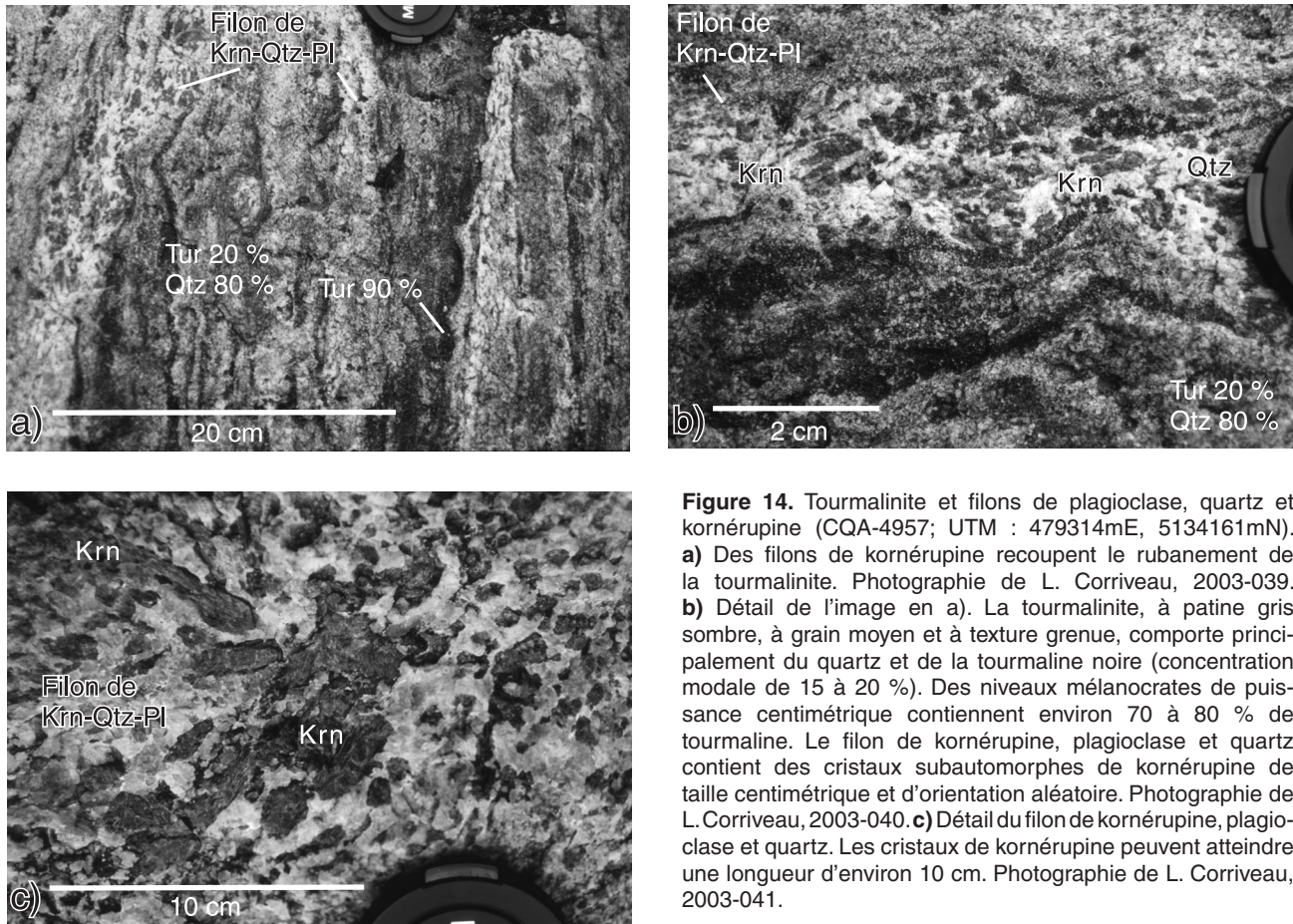


Figure 14. Tourmalinite et filons de plagioclase, quartz et kornéropine (CQA-4957; UTM : 479314mE, 5134161mN). **a)** Des filons de kornéropine recoupent le rubanement de la tourmalinite. Photographie de L. Corriveau, 2003-039. **b)** Détail de l'image en a). La tourmalinite, à patine gris sombre, à grain moyen et à texture grenue, comporte principalement du quartz et de la tourmaline noire (concentration modale de 15 à 20 %). Des niveaux mélanocrates de puissance centimétrique contiennent environ 70 à 80 % de tourmaline. Le filon de kornéropine, plagioclase et quartz contient des cristaux subautomorphes de kornéropine de taille centimétrique et d'orientation aléatoire. Photographie de L. Corriveau, 2003-040. **c)** Détail du filon de kornéropine, plagioclase et quartz. Les cristaux de kornéropine peuvent atteindre une longueur d'environ 10 cm. Photographie de L. Corriveau, 2003-041.

Jersey [Young, 1995] et de Lac Sainte-Marie [Ackermann et al., 1994]). Trois autres affleurements de kornéropine (1654, 4434, 4474; fig. 12b) se trouvent plus au sud dans le complexe.

Amphibolite et metabasite

La nature des niveaux d'amphibolite et de metabasite diffère de façon significative du nord au sud dans le complexe (le terme « metabasite » est utilisé pour les unités d'amphibolite dans lesquelles l'amphibole est relativement peu abondante par rapport aux autres minéraux ferromagnésiens). Au sud, les unités d'amphibolite et de metabasite homogènes (unité mPbdy₃) prédominent. Ces roches ont une patine verte et une couleur grise à vert sombre en cassure fraîche; elles sont constituées de cristaux moyens de biotite, de clinopyroxène, de grenat, de hornblende ou d'orthopyroxène. Elles sont communément mésocrates, avec une texture granoblastique, et varient de massives à foliées et gneissiques. Elles sont recoupées par des leucosomes à hornblende ou à orthopyroxène. La plupart d'entre elles ne sont pas minéralisées, sauf pour l'échantillon 4943. Elles peuvent correspondre à des intrusions gabbroïques, à des filons-couches ou à des dykes; toutefois, l'absence de rubanement et de texture volcanique met en doute l'existence de coulées, alors que l'absence de texture blastophtique met en doute la présence d'intrusions gabbroïques à granulométrie moyenne à grossière. L'origine de ces couches d'amphibolite reste donc incertaine, mais elles pourraient représenter des filons-couches et des dykes mafiques à grain fin. Au nord, les couches d'amphibolite homogène affleurent localement mais ne sont pas abondantes.

Dans la partie nord du complexe, l'amphibolite et la metabasite sont communément rubanées (p. ex. 4281, 5065; fig. 15) et grenatifères (4281, 1-5 % de grenat). Le rubanement est prononcé et défini par l'alternance de couches de taille centimétrique à décimétrique, d'amphibolite leucocrate, mésocrate ou mélanocrate (p. ex. 1659, 4281, 5065; fig. 15a, b, c), de metabasite riche en chalcopryrite, magnétite ou spinelle, de gneiss à hornblende-pyroxène et de grenatite (10-15 % de grenat; p. ex. 4286, 4287; fig. 12b). Ce type d'amphibolite affleure principalement à l'extrémité méridionale du système hydrothermal, le long d'un niveau d'étendue plurikilométrique qui est concordant avec le grain structural des gneiss adjacents (fig. 12b). L'extrémité sud-est de ce niveau comporte des roches hydrothermales et des indices de cuivre dans de la grenatite calco-silicatée. Quelques niveaux d'amphibolite fortement rubanée affleurent à l'extérieur de la bande principale et renferment localement de la roche calco-silicatée (p. ex. 4281 et 5065, fig. 12b). L'amphibolite et la metabasite rubanées (unité mPbdy₄; Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 2-5) ont une patine vert forêt et une couleur vert foncé en cassure fraîche, une granulométrie fine à moyenne et une texture interne homogène ou localement tachetée. Elles sont constituées de biotite, de clinopyroxène, de grenat, de hornblende,

de magnétite, de plagioclase, de sulfures, d'orthopyroxène et de traces d'apatite et de zircon. Elles peuvent être subdivisées en fonction de leur granulométrie et de leur association de minéraux : metabasite à grain fin à orthopyroxène-plagioclase-clinopyroxène-biotite; metabasite à grain moyen à plagioclase-orthopyroxène-hornblende-biotite; et amphibolite à hornblende-orthopyroxène-plagioclase-biotite. La moitié des échantillons contiennent entre 1 % et 5 % et parfois jusqu'à 20 % de magnétite.

La metabasite à grain fin a une texture granoblastique polygonale et présente localement une foliation définie par l'orthopyroxène. Elle contient de l'orthopyroxène (40 %), du plagioclase (20-25 %), du clinopyroxène (20 %), de la biotite (10 %), localement de la hornblende (jusqu'à 20 %) et du grenat (5%) et accessoirement des sulfures (1-2 %; le rapport pyrite + pyrrhotite/chalcopryrite est de 70/30 à 50/50) et de la magnétite (1 %). L'échantillon 1659n3b contient plus de 5 % d'oxydes de fer (magnétite et hématite avec ilménite d'exsolution). Les sulfures et la magnétite ont été remobilisés localement le long de plans de cisaillement.

La metabasite à grain moyen a aussi une texture granoblastique polygonale (3320c1). Elle contient du plagioclase (25-30 %), de l'orthopyroxène (25 %), de la hornblende (jusqu'à 20 %), de la biotite (15-20 %) et localement du quartz (5-10 %). La moitié des échantillons contiennent des sulfures (1-5 %) et de la magnétite (1-5 %). Du clinopyroxène (15-20 %), du grenat (5-10 %) et/ou du feldspath potassique (5 %) sont présents localement. La foliation est soulignée par la hornblende. Dans les échantillons 3320c1, 3320c2 et 3321a, la pyrrhotite prédomine par rapport à la chalcopryrite dans une proportion de 90/10.

L'amphibolite présente une texture granoblastique polygonale avec une foliation définie par la hornblende ou la biotite. Elle est composée de hornblende (30 %), d'orthopyroxène (25-30 %), de plagioclase (20 %), de biotite (15 %) et de quartz (5 %). La moitié des échantillons contiennent de la magnétite (5 %). Du clinopyroxène (25 %), du grenat (10 %), des sulfures (1-2 %; le rapport pyrite + pyrrhotite/chalcopryrite est de 70/30) et du feldspath potassique (5 %) sont présents localement.

Une variation des teneurs en sulfures et en oxydes caractérise les faciès basiques. L'abondance modale des sulfures et de la magnétite est moindre dans les niveaux de metabasite à grain fin que dans les niveaux d'amphibolite. Dans ce contexte, l'abondance modale plus élevée de la magnétite dans l'amphibolite ne peut résulter simplement de réactions métamorphiques puisque la magnétite se forme aux dépens de la hornblende à l'interface entre l'amphibolite et la granulite. Parmi les mécanismes qui peuvent produire une concentration modale élevée de la magnétite, deux seraient possibles dans le contexte du complexe gneissique de Bondy, soit une accumulation de magnétite dans des filons-couches lités, soit un apport de fluides hydrothermaux précipitant des oxydes de fer et antérieur au métamorphisme régional au faciès des granulites.

Le rubanement dans les niveaux d'amphibolite et de metabasite de la partie nord du complexe gneissique de Bondy diffère de façon significative de celui rencontré dans un filon-couche lité plus au sud qui comporte des lits de métaleucogabbro et de méta-anorthosite. En effet, dans la partie nord du complexe, les lits de leucogabbro et d'anorthosite que l'on s'attendrait à trouver dans un filon-couche lité sont à toutes fins pratiques absents (sauf dans un affleurement). Par contre, les couches plus quartzofeldspathiques ou plus grenatifères sont typiques des coulées de laves, des tufs mafiques et d'autres unités volcanogènes, alors que les couches riches en magnétite ou en grenat sont

typiques des unités mafiques touchées par des fluides hydrothermaux. La concentration modale élevée de la magnétite dans certaines couches d'amphibolite, notée précédemment, est donc attribuée à une activité hydrothermale. Cette interprétation est compatible avec l'abondance modale accrue des sulfures.

Un examen approfondi des données géochimiques et isotopiques recueillies sur les unités d'amphibolite et de metabasite du complexe révèle que ces roches ne sont pas des cumulats, qu'elles ont une composition basaltique à andésitique, qu'elles sont subalcalines et sous-saturées en

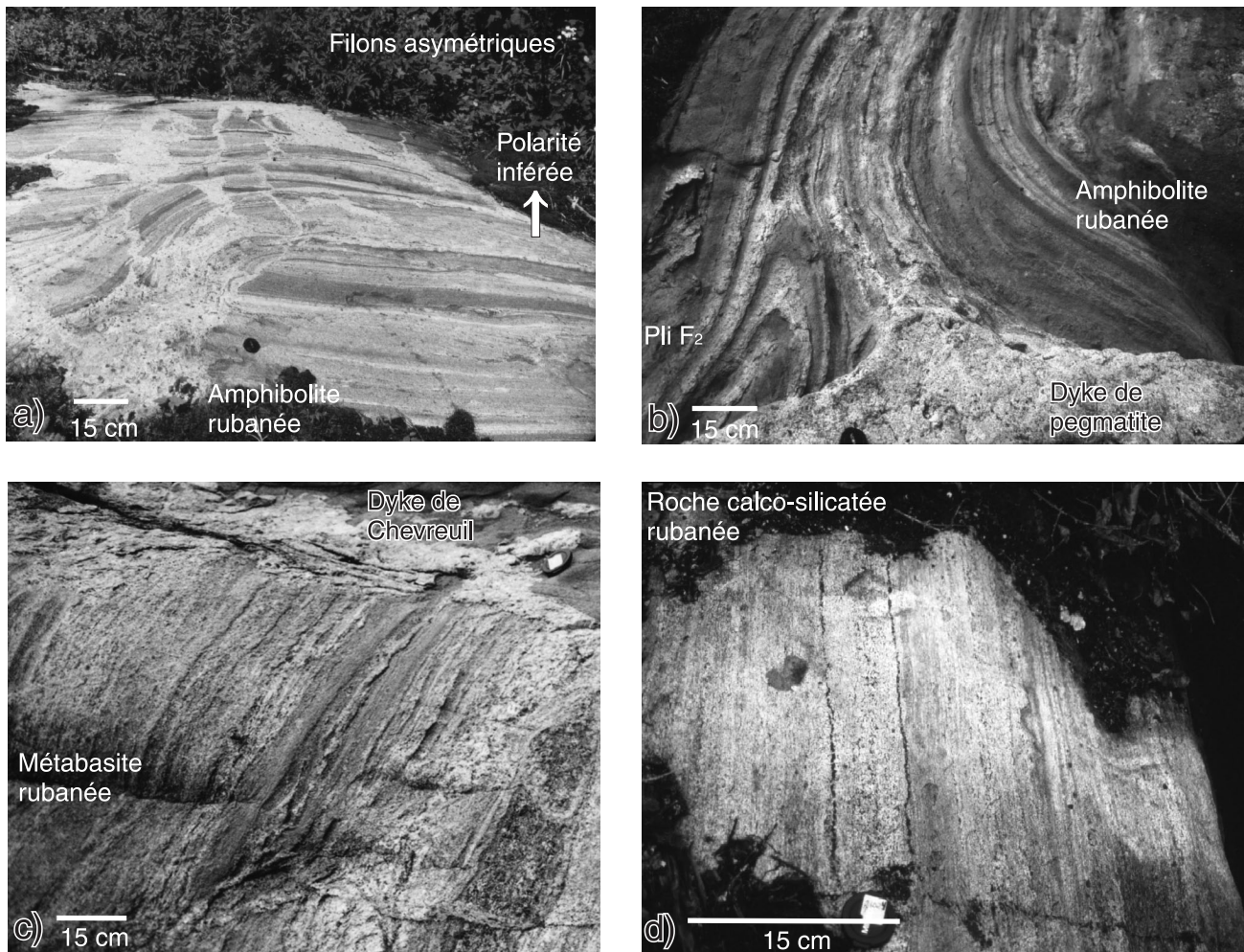


Figure 15. Morphologie des niveaux de metabasite et d'amphibolite rubanées. **a)** Cette amphibolite rubanée marque la limite ouest du complexe gneissique de Bondy. Elle est constituée de couches centimétriques à décimétriques d'amphibolite grenatifère mésocrate et mélanocrate ainsi que de gneiss à grenat-hornblende-plagioclase-quartz. Ces gneiss pourraient être des empilements volcanogènes (CQA-4281; UTM : 477654mE, 5133949mN). Les filons anatectiques ont une répartition asymétrique à partir d'un décollement. Photographie de L. Corriveau, 2003-042. **b)** Metabasite rubanée dont le rubanement pourrait témoigner d'une origine volcanique (CQA-1959; UTM : 491297mE, 5104950mN). Ces niveaux présentent des plis d'interférence et se trouvent à proximité d'un indice de cuivre. Photographie de L. Corriveau, 2003-043. **c)** Metabasite rubanée qui pourrait représenter un niveau de roches volcaniques; détail de la figure 6b (CQA-5065; UTM : 482261mE, 5132536mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-044. **d)** Niveaux calco-silicatés riches en magnétite et plagioclase situés à proximité d'affleurements avec des niveaux de magnétite massive (CQA-6024; UTM : 477649mE, 5126741mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-045.

quartz et qu'elles présentent des affinités calco-alcalines à tholéitiques typiques d'un environnement d'arc insulaire établi sur un substratum continental (Blein et al., 2003).

Gneiss quartzofeldspathique laminé

Le gneiss quartzofeldspathique laminé (unité mPbdy₃) se distingue des autres gneiss quartzofeldspathiques du complexe gneissique de Bondy par sa patine rose, localement rouillée, son caractère leucocrate et la présence diagnostique de lamines asymétriques et cycliques d'épaisseur centimétrique à décimétrique avec, localement, un granoclasement fantôme (fig. 16a, b). Ce gneiss sensiblement peu migmatisé affleure à quatre localités (1659, 4427, 4548, 5002, fig. 12b; Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 2-4). Les minéraux les plus communs sont l'apatite, la biotite, le feldspath potassique, le quartz, l'orthopyroxène, les sulfures de fer et le zircon.

Les lamines sont définies par la présence (1) de niveaux d'épaisseur centimétrique, à grain fin et localement à granulométrie décroissante, constitués essentiellement de feldspath potassique; (2) de niveaux d'épaisseur centimétrique, à structure granoblastique et de composition granitique, constitués de cristaux fins de quartz et de feldspath potassique en proportions égales; et (3) localement de niveaux d'épaisseur centimétrique à millimétrique, constitués de biotite avec du feldspath potassique, du quartz et de l'orthopyroxène. Dans ces derniers, les proportions de biotite et d'orthopyroxène augmentent systématiquement dans la même direction; une telle variation de la composition modale serait compatible avec un protolite granoclassé. Le contact entre les niveaux à feldspath potassique et ceux à biotite est toujours abrupt. Les niveaux à biotite sont localement minéralisés (voir la section « Minéralisations cuprifères ») et donc riches en zircon. Les cristaux de zircon ont des cœurs prismatiques distincts avec des rapports de forme entre 3 et 6, ce qui est typique du zircon magmatique (Poldervaart, 1956), et des accroissements secondaires d'origine métamorphique (voir van Breemen et al., 1986). Des cristaux de zircon sphériques et clairs représentent une deuxième population d'origine incertaine. Ils ont eux aussi des accroissements secondaires d'origine métamorphique (1183 Ma; Wodicka et al., 2004).

Ces gneiss sont atypiques de par la continuité (sur des mètres de distance), la répétition à l'échelle du décimètre et l'asymétrie de leurs lits (fig. 16b, c, d). Puisque, par endroits, ils se composent uniquement de feldspath potassique, la zonalité de la composition fait nettement contraste avec le rubanement d'origine métamorphique (leucosome ou ségrégation de minéraux métamorphiques; voir la figure 13c). Par opposition aux mélanosomes riches en biotite qui se développent de façon symétrique le long de leucosomes lors de la fusion partielle d'un gneiss (p. ex. Kriegsman, 2001), les niveaux riches en biotite sont asymétriques et se situent systématiquement entre les niveaux feldspathiques et granitiques, ce qui porte à croire qu'ils ont une origine stratigraphique. Les niveaux à feldspath potassique diffèrent des leucosomes par leur faible teneur en quartz (c.-à-d. qu'ils

sont trop pauvres en quartz pour être le produit de la fusion de ces gneiss). De plus, le niveau granitique fin est appauvri en plagioclase, et sa composition indique donc qu'il n'est pas le produit d'une fusion partielle. En fait, étant donné leur composition, ces gneiss n'auraient pas fondu facilement, ce qui a peut-être été un élément clé dans la fine conservation de cette unité. Les caractéristiques des lits diffèrent de celles des niveaux observés dans des gneiss droits, qui sont très rectilignes, ont normalement une granulométrie fine et contiennent des porphyroclastes (Hanmer et Passchier, 1991). La nature cyclique et asymétrique des niveaux de cette unité et l'absence de porphyroclastes sont attribuées à un litage primaire et ne représentent pas un artefact d'une déformation intense ou de ségrégations résultant d'une fusion partielle.

La morphologie macroscopique des affleurements se rapproche de celles des unités de tuf et de rhyolite à rubanement de coulée (comparer fig. 16a, b à la rhyolite à rubanement de coulée de la Formation d'Anderson Lake, Province du lac Supérieur, fig. 5c de Rogers, 2001). De plus, on n'a pas observé dans les gneiss laminés des niveaux trop riches en quartz pour avoir une origine magmatique, ces niveaux étant typiques des unités de gneiss quartzofeldspathiques d'origine sédimentaire. L'absence de tels niveaux, la présence d'une population importante de cristaux de zircon à texture magmatique et d'un rubanement cyclique, localement avec granoclasement, et la composition des niveaux dans les gneiss laminés sont compatibles avec un protolite représentant un assemblage de tuf felsique ou de rhyolite à rubanement de coulée.

Métagabbro et méta-anorthosite lités

Les métagabbros et les méta-anorthosites lités (unité mPbdy₆) sont blancs, gris et verts; ils sont à grain moyen à grossier et ont une texture granoblastique. Ils sont massifs à foliés et constitués de clinopyroxène, de grenat, de hornblende ou d'orthopyroxène. Les lits sont d'épaisseur décimétrique à métrique. La grosseur des cristaux, la composition localement anorthositique et la texture macroscopique blastophitique de ces roches diffèrent considérablement de celles des autres unités d'amphibolite et de métabasite (unités mPbdy₃ et mPbdy₄) du complexe gneissique de Bondy. Cette intrusion se rencontre au sud-est du système hydrothermal du complexe et est interprétée comme un filon-couche mafique lité et métamorphisé (fig. 12b; Corriveau et Jourdain, 2000).

Gneiss alumineux et hyperalumineux

Les gneiss alumineux et hyperalumineux (unité mPbdy₇), bien que communément interprétés comme représentant des métapélites et donc dérivés d'un protolite sédimentaire, pourraient aussi être le produit du métamorphisme de zones de lessivage associées à un système hydrothermal. Une telle origine a été démontrée ailleurs, par exemple au gisement de sulfures massifs de Prieska en Afrique du Sud

(Schade et al., 1989), et est proposée pour les diverses unités de gneiss alumineux du complexe gneissique de Bondy d'après leurs caractéristiques de terrain (voir la section « Minéraux et associations de minéraux métamorphiques indicateurs d'un hydrothermalisme antérieur au métamorphisme ») et leurs compositions géochimiques (Blein et al., 2004; Bonnet et Corriveau, 2007a). Les gneiss alumineux et hyperalumineux (fig. 17, 18; Corriveau et al., 1995, arrêt 1-6), à grain moyen à fin, ont une couleur beige, grise ou brun rouille et une structure gneissique à rubanée (fig. 17a, b). Ils sont relativement homogènes

(fig. 17h) ou très hétérogènes et présentent une concentration modale très élevée de minéraux ferromagnésiens. Ils sont constitués d'apatite, de biotite, de chalcopryrite, de cordiérite, de feldspath potassique, de magnétite, de plagioclase, d'orthopyroxène, de pyrite, de pyrrhotite, de sillimanite et/ou de zircon. Les leucosomes abondent et sont en filons ou de forme amiboïde. Ce faciès renferme des niveaux de grenatite à biotite (2401, fig. 17e, f), de coticule (fig. 17g), de gneiss à cordiérite-grenat-hypersthène riche en zircon et localement avec kornéropine (1659g, 1659h, fig. 17h), de gneiss à orthopyroxène, de gneiss trondhjémitique

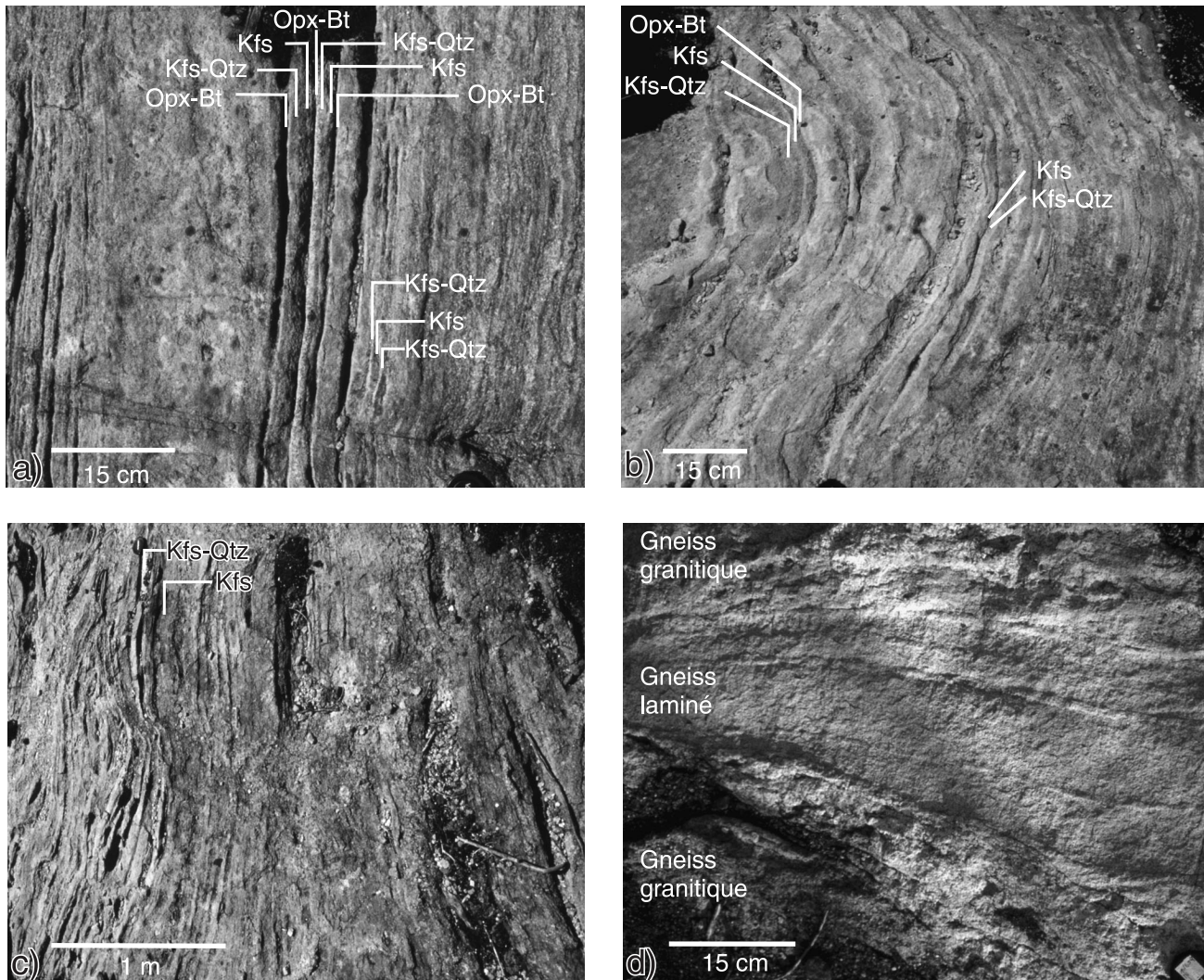
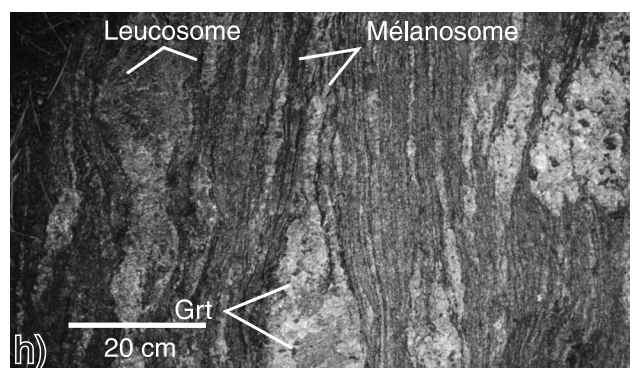
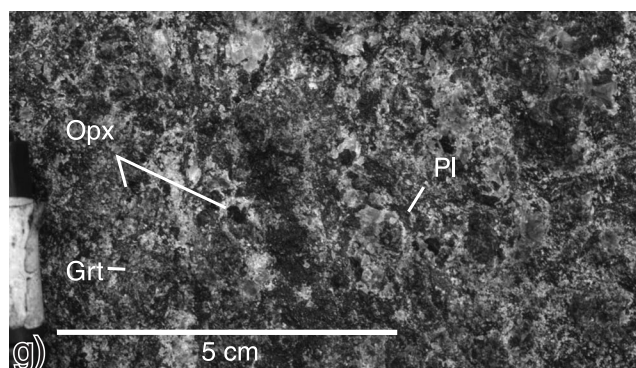
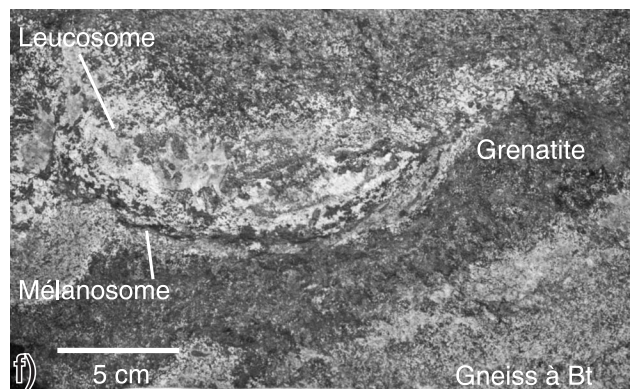
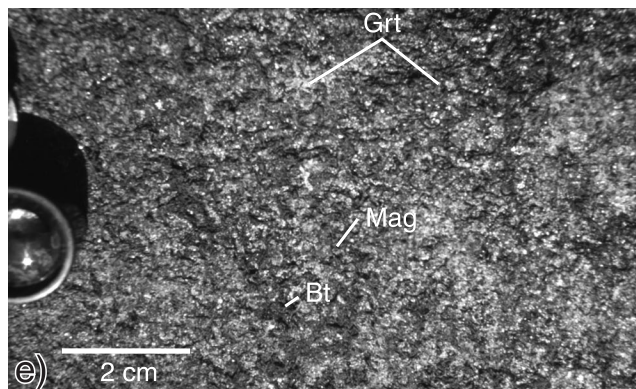
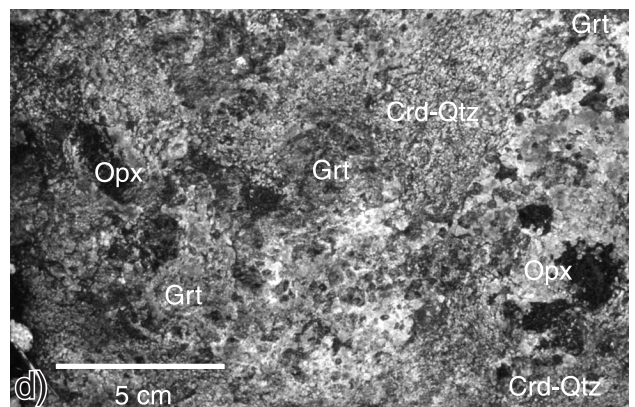
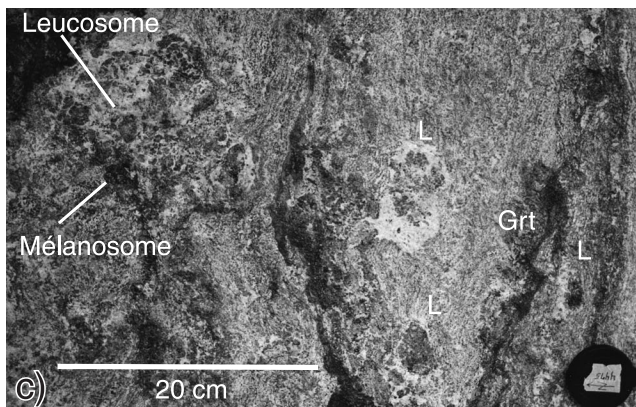
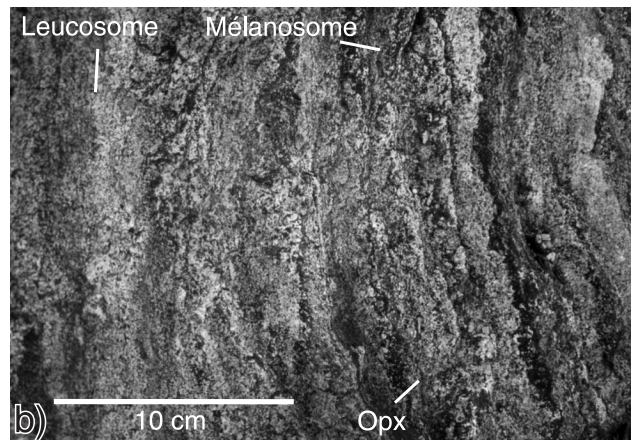
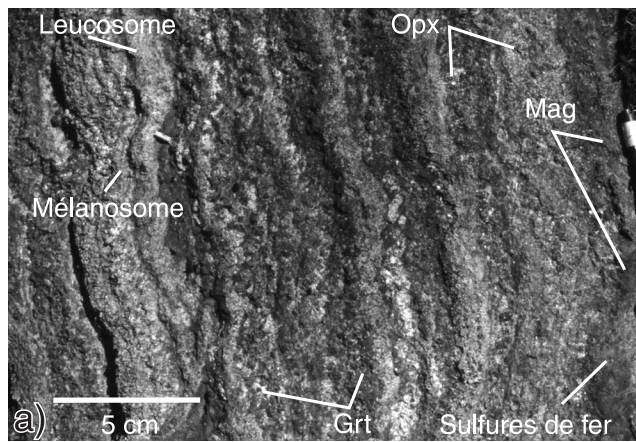


Figure 16. Morphologie du gneiss quartzofeldspathique laminé. **a)** Gneiss quartzofeldspathique laminé leucocrate, peu migmatisé, de patine beige-rose, à grain moyen à fin et à rubanement cyclique défini par des lits centimétriques (CQA-4548; UTM : 479893mE, 5131973mN). Il affleure sur quelques dizaines de mètres et passe progressivement à des gneiss quartzofeldspathiques migmatisés plus typiques. On lui attribue une origine volcanique (voir la section « Gneiss quartzofeldspathique laminé »). Photographie de L. Corriveau, 2003-046. **b)** Pli ouvert dans le gneiss quartzofeldspathique décrit en a) (CQA-4548; UTM : 479893mE, 5131973mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-047. **c)** Les lamines sont continues sur plusieurs mètres (CQA-4548; UTM : 479893mE, 5131973mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-048. **d)** Gneiss laminé de patine beige, intercalé avec du gneiss granitique. La foliation tectono-métamorphique est marquée par des minéraux mafiques (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-049.



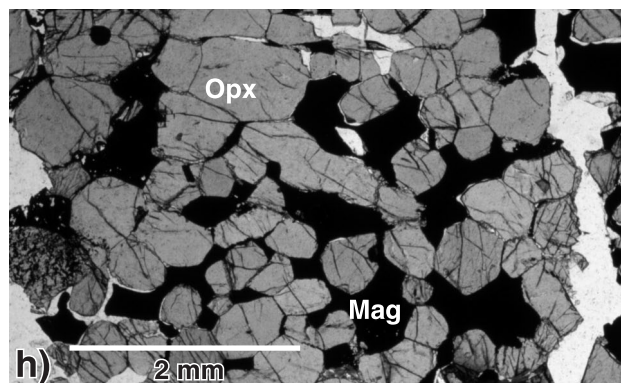
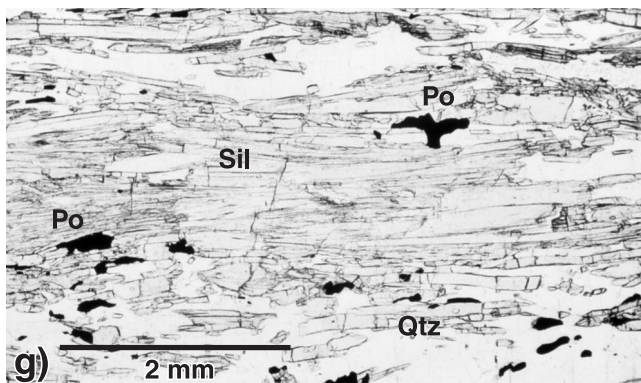
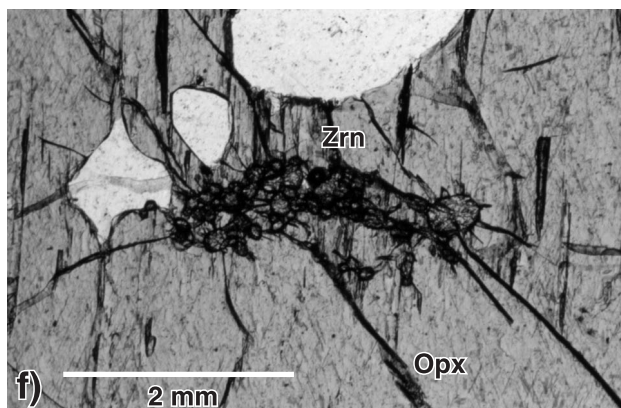
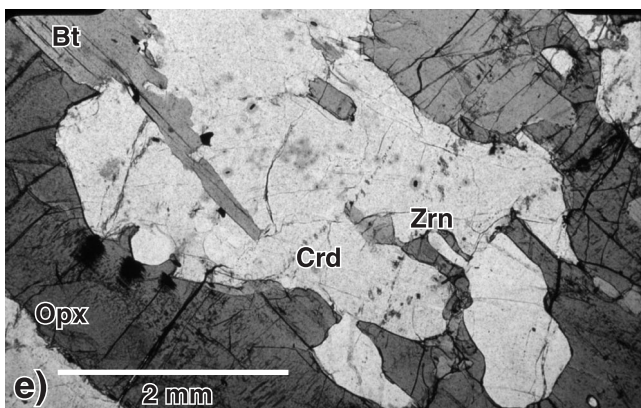
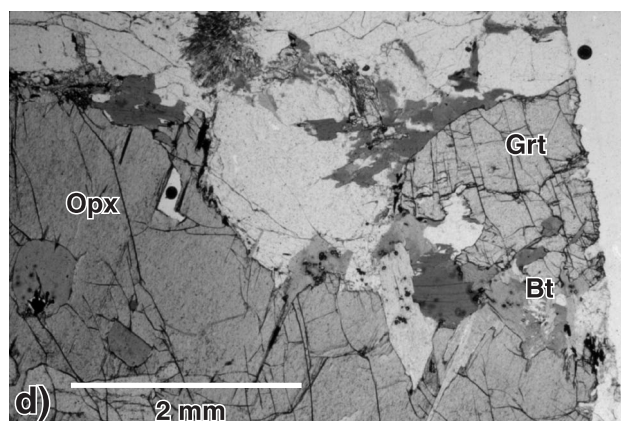
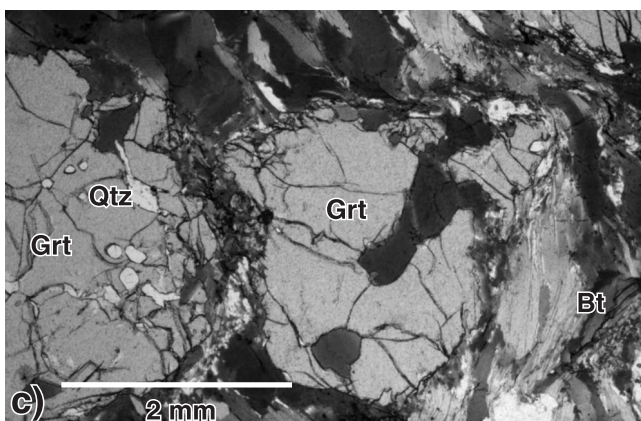
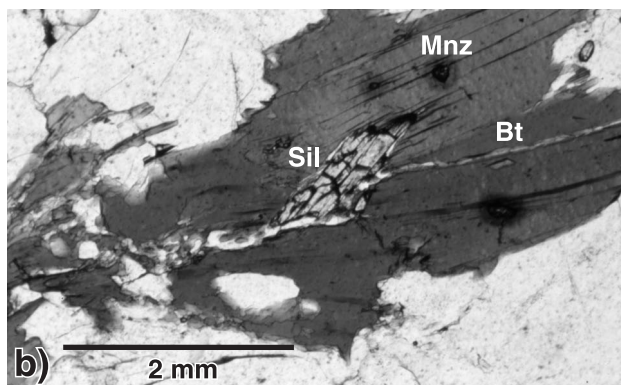
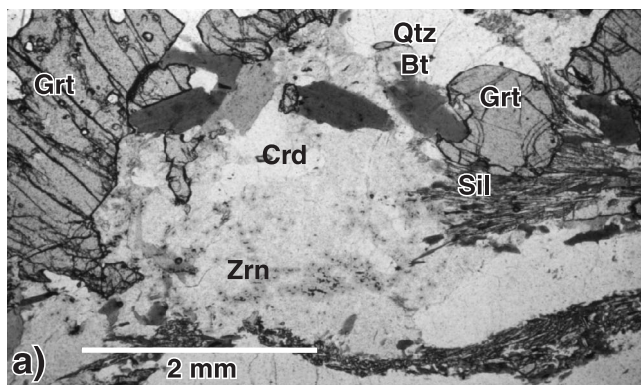
à spinelle-oligoclase antiperthitique et de gneiss granitique à magnétite. Du gneiss alumineux, localement très siliceux, est associé aux niveaux de tourmalinite. L'aspect du lithofaciès alumineux varie selon l'association de minéraux métamorphiques stables du diagramme AFM. Dans un des niveaux, une texture fragmentaire est conservée sur une largeur de 1 m; la plupart des fragments (<10 cm x 2 cm) sont felsiques (un est mafique), à grain très fin et allongés, et leur marges mécheuses sont typiques des lapillis felsiques et mafiques (Bonnet et Corriveau, 2007b, Planche XIIIb). La roche hôte se trouve à proximité du gneiss quartzofeldspathique laminé et est interprétée comme un lapillistone fortement lessivé. La magnétite y abonde, ce qui appuie l'interprétation qu'une grande partie des unités riches en magnétite ont été touchées par des fluides hydrothermaux qui ont précipité des oxydes de fer.

Les gneiss alumineux riches en biotite comprennent des gneiss à biotite-grenat (4379, 2401; fig. 17h, 18c), à biotite-pyrite (4433), à biotite-grenat-sillimanite (4475, 4475a1, 4475a2; fig. 17c) et à biotite-grenat-orthopyroxène (1659; fig. 17a). Ils contiennent des proportions égales de feldspath potassique et de plagioclase. Ils présentent de petites zones minéralisées avec des proportions égales de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées. La teneur en or est anormale (tableau 4) et atteint 644 ppb (Corriveau et al., 1996b). Ces gneiss se composent de 4 à 12,5 % en poids de MgO, de 5 à 10 % en poids de Fe_2O_3 et de 12 à 14 % en poids de Al_2O_3 ; ils sont donc plus magnésiens et plus alumineux que les gneiss pélitiques d'origine sédimentaire (tableau 4; Gromet et al., 1984). De plus, ils sont enrichis en terres rares lourdes, en zirconium, en hafnium et en yttrium (p. ex. 304-637 ppm de zirconium) et appauvris en CaO et en K_2O par rapport aux métapélites (Bonnet et Corriveau, 2007b).

Les gneiss alumineux riches en grenat sont composés de 20 à 30 % d'hypersthène (fortement pléochroïque, bleue à rose saumon; 1-20 mm de diamètre), d'un maximum de 10 % de grenat (1-10 mm de diamètre), de moins de 10 % de biotite (remplacée localement par l'orthopyroxène), de 30 à 60 % de quartz (4475b, 4475c), de 30 à 60 % de feldspaths et de moins de 25 % de cordiérite (p. ex. 4475b; fig. 17c). La sillimanite et la chalcopryrite sont présentes en traces (p. ex. 4475b). D'autres gneiss comportent du grenat et de l'hypersthène (1659g) ou de la cordiérite et du grenat (1659h). Ces roches sont alumineuses (entre 8 et 14 % en poids de Al_2O_3) et magnésiennes (7-13 % en poids de MgO et 8-13 % en poids de Fe_2O_3) et contiennent des teneurs très faibles en calcium (0,1-0,6 % en poids de CaO), des teneurs faibles en sodium (0,1-2,5 % en poids de Na_2O) et des teneurs élevées en silice et en potassium (jusqu'à 70 % et 4% en poids de SiO_2 et de K_2O respectivement; tableau 4).

Du gneiss alumineux est aussi associé aux niveaux de tourmalinite (4957, 4961; fig. 12b, 18g). Il se compose de quartz, de phlogopite, de cordiérite, de kornéropine, d'orthopyroxène, de sillimanite, de pyrite (jusqu'à 2-3 %) et de traces de chalcopryrite et de pyrrhotite. Il est recoupé par des filons de quartz contenant de l'orthopyroxène et de la kornéropine ou de la cordiérite. La kornéropine se présente en gros cristaux pœciloclastiques pouvant atteindre 1 cm de longueur; le mica est pâle et typique de la phlogopite. Le gneiss contient une panoplie d'associations de minéraux du diagramme AFM : cordiérite-phlogopite-sillimanite (4956f); kornéropine-phlogopite (4957); biotite-grenat-sillimanite (4961a); biotite-cordiérite-grenat-orthopyroxène-sillimanite (4961b; cette association laisse penser que la pression d'équilibre était au moins 8 kbar, voir la section « Empreintes métamorphiques et structurales régionales »); cordiérite (partiellement rétrotransformée

Figure 17. Gneiss alumineux, leucosomes et grenatite. **a)** Gneiss quartzofeldspathique gris, mélanocrate, folié et migmatitique, à biotite-feldspath potassique-magnétite-orthopyroxène-plagioclase-quartz (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-050. **b)** Gneiss quartzofeldspathique intermédiaire, folié et migmatitique, à biotite-feldspath potassique-magnétite-orthopyroxène-plagioclase-quartz (CQA-5063; UTM : 481168mE, 5131871mN). Les leucosomes en filons granitiques centimétriques ont été injectés parallèlement à la foliation et sont entourés d'un mélanosome millimétrique à biotite. Photographie de L. Corriveau, 2003-051. **c)** Gneiss à biotite-sillimanite que recoupent des leucosomes (L) amiboïdes massifs à cordiérite, grenat et orthopyroxène (CQA-4475; 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-052. **d)** Gneiss alumineux, de patine grise, à cordiérite-grenat-feldspath potassique-orthopyroxène-plagioclase-quartz avec intercroissance de cordiérite et de quartz (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-053. **e)** Grenatite à biotite-magnétite comportant environ 30 % de grenat en cristaux subautomorphes millimétriques dans une matrice riche en biotite. La concentration modale de la magnétite présente dans ces faciès est de 1 à 2 % (CQA-2401; UTM : 479373mE, 5128942mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-054. **f)** Gneiss alumineux rubané avec un niveau de grenatite et un leucosome massif entouré d'un mélanosome à biotite (CQA-2401; UTM : 479373mE, 5128942mN). Dans le niveau de grenatite, le grenat se présente en cristaux rouges subautomorphes ou xénomorphes de taille centimétrique. Photographie de L. Corriveau, 2003-055. **g)** Coticule hétérogène de patine gris sombre, composé de grenat, d'orthopyroxène, de plagioclase et de quartz (CQA-4475; UTM : 479662mE, 5131906mN). L'orthopyroxène se présente en cristaux millimétriques (5-9 mm) subautomorphes à xénomorphes. Ces cristaux sont entourés de quartz et de plagioclase. Le grenat (concentration modale de 15 %), de couleur rouge à rosée, se présente en cristaux xénomorphes centimétriques (1-3 cm) qui, par endroits, sont associés intimement au quartz. Les cristaux d'orthopyroxène et de grenat baignent dans une matrice à grain fin de biotite, quartz et plagioclase. Photographie de L. Corriveau, 2003-056. **h)** Gneiss alumineux à biotite-grenat-feldspath potassique-plagioclase-quartz (CQA-2401; UTM : 479373mE, 5128942mN). Du grenat rose pâle pœciloclastique est présent au centre des leucosomes. Ces derniers sont massifs, à grain grossier et entourés d'un mélanosome riche en biotite. Photographie de L. Corriveau, 2003-057.



en biotite verte et sillimanite)-sillimanite (4961d); et cordiérite-kornéropine-orthopyroxène-sillimanite (4961e). Ces roches sont riches en aluminium (entre 10 et 18 % en poids de Al_2O_3) et localement en calcium (jusqu'à 2 % en poids de CaO) et pauvres en sodium, en chrome et en cobalt par rapport aux autres lithofaciès alumineux, au lithofaciès hyperalumineux et aux gneiss pélitiques (tableau 4).

Le lithofaciès hyperalumineux affleure au nord du lac Harvey (4378, fig. 12b, 18g) et comporte du gneiss à sillimanite très rouillé et du gneiss siliceux; ces gneiss sont déformés en plis isoclinaux et recoupés par d'abondants filons granitiques de puissance centimétrique à décimétrique. Le lithofaciès se compose de 15 à 60 % de sillimanite, de 30 à 60 % de quartz, de 5 à 15 % de feldspath potassique et de 1 à 2 % de sulfures disséminés qui forment des plages orientées parallèlement au plan de la foliation. La concentration modale des sulfures atteint localement 20 % de pyrrhotite, avec un peu de pyrite et des traces de chalcoppyrite. Le gneiss à sillimanite a des teneurs de 20 à 25 % en poids de Al_2O_3 , sauf là où il est riche en pyrrhotite et très siliceux (4 % en poids de Al_2O_3 , 15 % en poids de FeO), et il est particulièrement pauvre en magnésium et en calcium. Les teneurs en baryum, en strontium et en zirconium sont élevées, soit de 1100 ppm, de 1800 ppm et de 182 à 427 ppm respectivement, alors que la concentration de K_2O atteint 2,8 % en poids (tableau 4). La teneur en strontium est très forte et ses variations ne suivent pas celles du calcium, ce qui suggère qu'il y a eu fractionnement des éléments isovalents. Dans un des quatre échantillons analysés (10 g de poudre analysés par activation neutronique), la concentration en or était de 906 ppb; dans les trois autres, elle était juste au-dessus de la limite de détection (c.-à-d. entre 7 et 21; Corriveau et al., 1996b).

Une variété de gneiss quartzofeldspathique riche en orthopyroxène, de composition intermédiaire (leucocrate à mésocrate) à mafique (mésocrate à mélanocrate), est étroitement associée au gneiss alumineux (p. ex. 1659 et 4475; fig. 17a, 18a, d, f) ou est associée à de la grenatite (fig. 17f), à de la metabasite à magnétite (fig. 18h) ou à du gneiss quartzofeldspathique leucocrate (p. ex. 5063, fig. 17b). En plus de l'orthopyroxène, ce gneiss contient de la biotite, du feldspath potassique, du grenat, de la magnétite, du plagioclase,

du quartz et des sulfures (p. ex. 1659, fig. 17a; 4475; 5063, fig. 17b). La magnétite, dont la concentration modale est de 5 à 20 % (18-35 % en poids de Fe_2O_3 ; tableau 3), est xénomorphe et orientée parallèlement à la foliation. Les sulfures sont associés à l'orthopyroxène et à la magnétite dans une proportion de pyrite/chalcoppyrite variant de 3/1 (4475h) à 1/1 (1659w3). Les gneiss échantillonnés aux affleurements 1659 et 5063 contiennent une plus forte proportion d'orthopyroxène et de grenat que ceux de l'affleurement 4475.

Dans les unités alumineuses, le grenat se présente en porphyroblastes (3-7 mm) entourés de biotite et de quartz (fig. 17c, h, 18a, c); il renferme localement des prismes de sillimanite orientés parallèlement à l'axe long du grenat hôte. Ce sont en majorité des almandins (X_{Fe} de 0,50 à 0,78), avec une fraction élevée de pyrope (X_{Mg} de 0,14 à 0,48) et de faibles quantités de grossulaire (X_{Ca} de 0,01 à 0,16) et de spessartine ($X_{\text{Mn}} < 0,03$; Boggs, 1996). La biotite est particulièrement magnésienne; en fait, elle occupe le champ des phlogopites avec de 15 à 22 % en poids de MgO et moins de 10 % en poids de FeO , ce qui contraste remarquablement avec la biotite dans les gneiss à l'extérieur du complexe (Indares et Martignole, 1990a, b; Boggs, 1996). Cette composition reflète la forte concentration en magnésium des roches hôtes. La sillimanite (concentration modale atteignant de 10 à 20 %) se présente en prismes fins et est associée principalement aux niveaux riches en biotite (fig. 18b). La magnétite et le spinelle sont des minéraux accessoires communs. Là où elle est présente, la cordiérite est partiellement rétrotransformée en biotite et en sillimanite; cette biotite est vert clair alors que la biotite dans la matrice est brune et riche en titane. À l'échelle de la lame mince, la différence de couleur illustre qu'il y a eu peu de rééquilibrage, donc que la mobilité des éléments a été faible lors de la rétrotransformation (p. ex. Corriveau, 1982). Par contre, l'homogénéité du grenat et de la biotite à l'échelle de la lame mince et la zonation des cristaux de grenat en forme de plateau homogène dans les diagrammes de composition dans tous les gneiss témoignent du rééquilibrage considérable des minéraux lors du métamorphisme maximal (Boggs, 1996; Boggs et Corriveau, 2004). Les sulfures se présentent en cristaux disséminés de façon homogène ou concentrés dans les queues de cristallisation des porphyroblastes de

Figure 18. Photomicrographies de gneiss alumineux et d'association de minéraux du diagramme AFM. **a)** Association cordiérite-grenat-sillimanite (CQA-1659h; UTM : 491297mE, 5104950mN). À noter l'abondance de petits cristaux de zircon entourés d'une auréole jaune (gris pâle sur la photo) et disséminés dans la cordiérite. Photographie de L. Corriveau, 2003-058. **b)** Association biotite-sillimanite avec inclusion de monazite dans le plan de la gneissosité (CQA-4475d3; UTM : 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-059. **c)** Porphyroblaste de grenat entouré de biotite (CQA-4475i2; UTM : 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-060. **d)** Association biotite-grenat-orthopyroxène (CQA-1659-2; UTM : 491297mE, 5104950mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-061. **e)** Association biotite-cordiérite-grenat-orthopyroxène du métamorphisme maximal (CQA-4475b; UTM : 479662mE, 5131906mN). À noter l'abondance de zircon disséminé dans la cordiérite. Photographie de L. Corriveau, 2003-06. **f)** Chapelet d'inclusions de zircon dans de l'orthopyroxène (CQA-1659-2; UTM : 491297mE, 5104950mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-063. **g)** Gneiss hyperalumineux à sillimanite-quartz-pyrrhotite (CQA-4378; UTM : 480486mE, 5130116mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-064. **h)** Metabasite magnétifère (CQA-1659w3; UTM : 491297mE, 5104950mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-065.

grenat, ce qui témoigne d'une remobilisation des sulfures à l'échelle microscopique. Les sulfures disséminés sont étroitement associés à la biotite. Les sulfures et la biotite définissent localement une foliation oblique à la gneissosité ou soulignent des zones de cisaillement d'étendue décimétrique au plus (p. ex. 4475). Par endroits, le plagioclase a été remplacé par des minéraux d'altération argileux. Les cristaux de zircon sont communs. Leur forme prismatique est typique d'une origine magmatique, ce qui est compatible avec la présence d'une texture relique de lapilli qui indique une origine volcanique. D'autres peuplements de zircon se présentent sous forme de chapelets de cristaux sphériques, comme le chapelet à la figure 18f, ou forment des cortèges

moins bien définis mais interconnectés qui ressemblent au produit d'une dispersion le long d'un réseau de fractures (fig. 18a, e). Des filonnets de zircon ont été reconnus dans des roches hydrothermales (Rubin et al., 1993) et pourraient représenter une proto-texture des chapelets de cristaux de zircon observés dans ces gneiss.

Les gneiss alumineux ont des assemblages de minéraux AFM différents et par conséquent des aspects très différents en affleurement mais représentent en fait des unités équivalentes, car aux conditions atteintes, les courbes de réaction sur les diagrammes de pression et de température sont très rapprochées (proximité d'un point invariant; p. ex. Carrington et Harley, 1995), ce qui, conjointement avec les

Tableau 4. Composition géochimique des lithofaciès alumineux hydrothermaux et des gneiss pélitiques

Échantillon	750	1499a	2770	4012a	NASC	MSC	1659g	1659h	4944	4474a	4475a	4475b1	4475b2
Type	Gneiss pélitiques				Composite		Unités alumineuses						
% en poids													
SiO ₂ *	68,43	77,61	85,72	54,70	64,80	60,48	71,44	67,56	67,64	68,11	68,94	62,41	57,09
TiO ₂ *	1,37	0,58	0,41	1,58	0,70	0,91	0,53	0,40	0,55	0,46	0,39	0,38	0,39
Al ₂ O ₃ *	13,91	8,51	4,98	16,18	16,90	16,58	7,90	10,35	17,08	13,96	12,03	12,69	12,77
Fe ₂ O ₃ *	10,55	2,03	4,67	9,35	6,29	8,10	11,12	10,51	5,70	5,13	9,63	9,29	13,48
MnO*	0,03	0,00	0,03	0,06	0,06	0,13	0,10	0,09	0,06	0,03	0,06	0,06	0,08
MgO*	2,09	2,72	1,21	5,87	2,86	6,35	6,78	6,95	1,75	4,56	4,19	8,57	12,51
CaO*	1,31	0,45	0,30	0,83	3,63	2,31	0,37	0,13	0,68	0,13	0,15	0,65	0,51
Na ₂ O*	1,54	1,38	0,26	0,52	1,14	1,80	0,53	0,10	1,57	0,90	0,30	2,49	1,74
K ₂ O*	1,25	3,46	1,11	8,77	3,97	3,17	1,04	0,99	5,03	4,65	2,11	0,94	1,03
P ₂ O ₅ *	0,06	0,05	0,06	0,14	0,13	0,17	0,01	0,01	0,12	0,03	0,01	0,04	0,03
PAF	0,04	1,36	0,73	1,27			0,21	-0,05	1,15	0,62	2,00	1,00	0,00
Total	100,58	98,15	99,48	99,27	100,48	100,00	100,03	97,09	100,42	98,58	99,81	98,52	99,63
ppm													
Nb* (2)***	11	<2		18			7	15		7	11	8	5
Zr* (2)***	144	217		266	200	165	653	704	212	304	334	478	637
Y* (5)***	20	16		29			120	183	27	27	49	60	61
Sr* (2)***	103	182		54	142	192	44	8	181	20	24	62	46
Rb* (2)***	47	61		208	125	129	40	41	140	84	55	34	35
Ni* (5)***		11		72	58	227	36	41	46	22	38	26	29
Cu* (3)***		5		34			78	68	122	14	333	29	31
Zn* **	80	23	30	61			85	51	62	44	65	82	117
Pb* (5)***		19		23			8	<5		7	7	9	7
Ga* (3)***		9		25			13	12		22	19	21	30
V*		58		275			56	34	94	20	45	77	131
Au** (0,005)***	0,008	<0,005	<0,005	0,004			<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,092	<0,005	<0,005
Ba** (100) ***	270	1145	<100	700	640	530	380	135	1244	400	1520	120	145
Cs** (0,5) ***	0,9	1,3	1,7	4,7	5,2	6,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
U** (0,5) ***	1,0	1,3	1,8	1,7	2,7	2,5	1,4	1,8	1,92	1,5	1,4	1,7	2,5
Th** (0,2) ***	3,0	7,9	4,4	14,6	12,3	10,3	0,8	3,1	9,9	11,2	9,0	2,3	4,0
Sc** (0,1) ***	16,0	7,2	3,8	22,0	14,9	18,0	7,1	6,0	12,4	5,7	6,0	7,0	10,2
Hf** (0,2) ***	3,9	6,3	4,8	7,7	6,3	4,8	18,9	19,8	5,4	9,3	10,9	14,6	18,1
Ta** (0,3-1) ***	0,57	<1	0,48	<1	1,12	0,85	<1	<1	0,6	<1	<1	<1	<1
La** (0,5) ***	21,0	33,4	51,5	57,6	31,1	32,6	5,2	9,4	34	29,9	37,4	16,4	17,1
Ce** (2) ***	53	68	101	118	67	73	23	35	63,4	57	76	35	37
Nd** (5) ***	22	28	44	53	27	31	0	14	22	27	37	13	14
Sm** (0,05) ***	5,4	4,6	6,9	8,9	5,6	6,2	1,6	5,0	5	4,8	7,6	2,9	3,2
Eu** (0,1) ***	1,3	1,1	1,0	1,5	1,2	1,3	0,2	0,4	1,5	1,2	1,0	0,8	0,7
Tb** (0,1) ***	0,7	0,5	0,8	1,2	0,9	0,9	1,6	3,5	0,7	0,8	1,5	1,0	0,9
Yb** (0,2) ***	1,6	1,4	2,1	4,1	3,1	2,8	20,5	27,3	3,1	4,0	7,0	10,9	11,7
Lu** (0,05) ***	0,27	0,24	0,34	0,65	0,46	0,42	3,22	4,20	0,4	0,66	1,15	1,8	1,93

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu; NASC = North American shale composite, MSC = Metamorphosed shale composite.

(Gromet et al., 1984); Mo et As non décelés sauf 4378a, b et c : Mo = 6-11 ppm

Note : Les chiffres en caractères gras représentent des teneurs élevées.

changements de composition, influe sur la topologie des associations stables (p. ex. formation de grenat, de cordiérite ou d'orthopyroxène à partir de la biotite, etc.; Boggs, 1996; Boggs et Corriveau, 2004; Bonnet et Corriveau, 2007b). La différence entre les paragenèses biotite-grenat-sillimanite, biotite-cordiérite-grenat et cordiérite-grenat-orthopyroxène du diagramme AFM est contrôlée par deux réactions univariantes dans le système KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). Ces réactions, calibrées par Carrington et Harley (1995), se produisent à des pressions inférieures à 8 kbar et en présence de feldspaths, de quartz et d'eau :

biotite + sillimanite = cordiérite + orthopyroxène + liquide d'anatexie

biotite + grenat = cordiérite + orthopyroxène + liquide d'anatexie

Ces deux types de gneiss présentent néanmoins quelques différences d'ordre géochimique dans le système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy. Le gneiss à grenat-cordiérite et/ou orthopyroxène a des teneurs en magnésium plus élevées, des teneurs en fer légèrement plus élevées, des teneurs en aluminium équivalentes et des

Tableau 4. (suite)

Échantillon	4475c	4475d	4956f	4957	4961a	4961b	4961d	4961e	4961f	4378a	4378b	4378b	4378c
Type	Unités alumineuses									Unités hyperalumineuses			
% en poids													
SiO ₂ *	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 *	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 *	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 *	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*	0,05	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*	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*	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*	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*	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 *	0,03	0,28	0,09	0,07	0,19	0,18	0,10	0,11	0,43	0,08	0,02	0,02	0,08
PAF	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	100,12	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)***	6	25	14	13	10	11	10	6	6	3	<2		4
Zr* (2)***	431	343	262	346	254	283	394	204	329	427	182		293
Y* (5)***	29	67	64	60	45	36	32	38	63	134	4		49
Sr* (2)***	15	19	26	13	80	41	189	65	16	1854	549		1143
Rb* (2)***	39	160	45	42	65	74	55	33	31	33	9		36
Ni* (5)***	23	75	10	7	10	< 5	18	14	10	39	71		47
Cu* (3)***	16	32	69	74	12	4	6	4	0	86	240		103
Zn* **	78	94	29	53	55	60	59	73	24	22	25		28
Pb* (5)***	8	13	9	7	16	9	5	<5	10	0	8		5
Ga* (3)***	18	42	13	17	18	21	15	7	17	46	7		34
V*	54	444	19	0	26	25	83	6	107	524	103		360
Au** (0,005)***	0,644	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,013	0,906	0,021	0,007
Ba** (100) ***	93	130	640	190	310	280	620	110	<100	1036	341	263	1143
Cs** (0,5) ***	<0,5	2	0,7	<0,5	1,0	1,2	0,6	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
U** (0,5) ***	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) ***	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) ***	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) ***	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) ***	<1	2,00	0,49	0,71	0,54	0,50	0,57	<1	0,48	1,20	<1	<1	<1
La** (0,5) ***	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) ***	33	36	84	46	80	19	50	19	123	102	49	25	88
Nd** (5) ***	15	27	42	28	37	16	19	12	65	66	21	12	49
Sm** (0,05) ***	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) ***	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) ***	0,6	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) ***	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) ***	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; ()*** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu;													
¹ North American shale composite (Gromet et al., 1984); Mo et As non décelés sauf 4378a, b et c : Mo = 6-11 ppm													
Note : Les chiffres en caractères gras représentent des teneurs élevées.													

teneurs en zirconium pouvant être deux fois plus élevées que celles du gneiss à grenat-biotite-sillimanite. Tous ces gneiss sont pauvres en manganèse et en calcium.

Gneiss quartzofeldspathique magnésien

Le gneiss quartzofeldspathique magnésien (unité mPbdy₈; 1654; Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 2-2) a une patine blanche, couleur inhabituelle pour un gneiss (fig. 19a). La couleur en cassure fraîche est gris pâle. Le gneiss est dominé par des niveaux blancs leucocrates, à grain moyen et à épaisseur décimétrique à métrique, qui sont constitués de plagioclase (45 %), de quartz (25-30 %) et de phlogopite (10 %; fig. 19b). Ces niveaux renferment des lamines discontinues de tourmalinite, de puissance millimétrique, des niveaux mésocrates, de puissance millimétrique à centimétrique, et

des leucosomes en filons parallèles à la gneissosité, de puissance décimétrique (fig. 19c, d). Les lamines mésocrates, de patine brunâtre, contiennent de 15 à 35 % de kornéropine (2-8 mm), de 5 à 20 % de tourmaline magnésienne, de 10 à 30 % de bronzite, de 5 à 10 % de cordiérite magnésienne, de 30 à 35 % de quartz, un pourcentage varié de plagioclase, ainsi que des oxydes de fer-titane, de la phlogopite, du rutile et du zircon (260-400 ppm de zirconium; tableau 3). La bronzite (orthopyroxène magnésien) se rencontre en cristaux automorphes à subautomorphes de taille millimétrique à centimétrique; elle a une patine miel en affleurement et présente un pléochroïsme vert à rose pâle en lame mince. La cordiérite bleue est thermoluminescente, donc magnésienne, et forme des amas avec du quartz et du plagioclase. La tourmaline est granoblastique et noire, avec un éclat brillant. En lame mince, elle est pléochroïque avec des teintes jaunes et

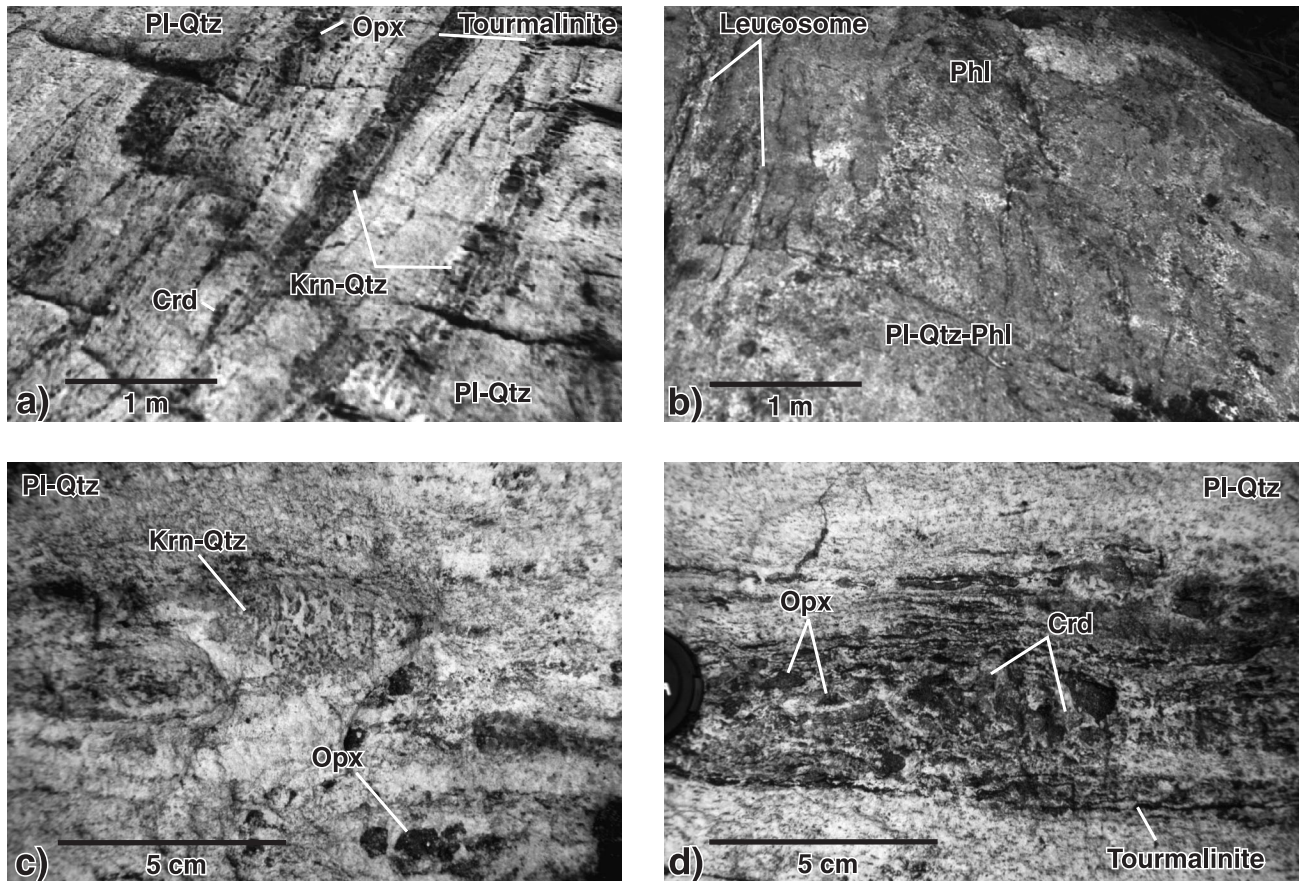


Figure 19. Morphologie du gneiss blanc alumino-magnésien (CQA-1654; UTM : 478406mE, 5131980mN). **a)** Le lithofaciès magnésien affleure dans la partie nord-ouest du système hydrothermal. Il s'agit d'un gneiss blanc leucocrate et folié, à plagioclase, quartz et, localement, phlogopite, qui comporte des niveaux millimétriques de tourmalinite noire et des niveaux centimétriques mésocrates à orthopyroxène, cordiérite, kornéropine et tourmaline. Les niveaux ferromagnésiens sont parallèles à la gneissosité. Photographie de L. Corriveau, 2003-066. **b)** Leucosomes à orthopyroxène et phlogopite qui recoupent la gneissosité du gneiss blanc. Photographie de L. Corriveau, 2003-067. **c)** Détail des différents faciès du gneiss blanc. Les niveaux leucocrates contiennent du plagioclase et du quartz et les niveaux mésocrates décimétriques, de la cordiérite, de la kornéropine, de l'orthopyroxène, du plagioclase et du quartz. Photographie de L. Corriveau, 2003-068. **d)** Détail des niveaux mésocrates. La cordiérite forme des amas avec l'orthopyroxène, le plagioclase et le quartz. L'orthopyroxène et la cordiérite ont une concentration modale d'environ 20 %. Cet horizon est bordé de niveaux millimétriques noirs de tourmalinite qui sont parallèles à la foliation. Photographie de L. Corriveau, 2003-069.

une zonation diffuse. La phlogopite se présente en paillettes dorées. La kornéropine se présente en aiguilles et en prismes vert-gris qui, au premier abord, peuvent être confondus avec de l'apatite; en lame mince, elle est incolore, uniaxe positive avec une faible biréfringence et ressemble encore là à de l'apatite. La tourmaline et la bronzite forment des agrégats allongés et orientés suivant le plan de la gneissosité et sont contenues dans la kornéropine et la cordiérite. Les textures suggèrent que la réaction suivante a eu lieu :

orthopyroxène + tourmaline = cordiérite + kornéropine + quartz (Boggs, 1996).

Les cristaux de zircon ont une structure interne composite avec un noyau épais qu'entoure une fine bordure. Le noyau de certains cristaux contient un cœur distinct, ce qui indique qu'il y a eu au moins trois épisodes de croissance. Certains cristaux de zircon ont été datés à 1195 ± 7 Ma (Corriveau et van Breemen, 2000). Là où il est présent, le grenat se rencontre en porphyroblastes millimétriques (1-5 mm) et est couramment entouré de magnétite. Des niveaux d'épaisseur centimétrique à décimétrique et de couleur rouille contiennent des traces de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées, localement associées au grenat et/ou à la biotite. Les sulfures sont orientés légèrement obliquement par rapport à la foliation. Les leucosomes renferment de la bronzite et de la phlogopite et recoupent la gneissosité de manière subconcordante; leur paragenèse par rapport à celle du gneiss hôte peut être attribuée à des réactions menant à la formation de liquides d'anatexie, ce qui indique qu'ils se sont formés in situ (Sawyer, 1999; voir la section « Empreintes métamorphiques et structurales régionales »). Ces leucosomes ne sont pas visibles dans les autres lithofaciès, ce qui porte à croire que la migration des magmas d'anatexie, si elle a eu lieu, aurait été très faible tant à l'échelle des unités et de l'affleurement qu'à celle de la région.

Ces gneiss blancs siliceux (64-75 % en poids de SiO_2) particulièrement alumineux (10-19 % en poids de Al_2O_3) ont des concentrations de magnésium allant de moins de 1 % en poids de MgO dans les niveaux leucocrates (1654e) à 10 % en poids de MgO dans les niveaux mafiques (1654d), et des concentrations de fer relativement faibles (1 % et 4 % en poids de Fe_2O_3 respectivement). Cette unité se caractérise aussi par un enrichissement en sodium (3-6 % en poids de Na_2O par rapport à 1-3 % en poids de CaO; tableau 3).

L'unité de gneiss blanc s'étend depuis l'affleurement principal (1654) vers l'est (fig. 12b). Ces gneiss et leurs lamines mésocrates à biotite-cordiérite-kornéropine-orthopyroxène prédominant à l'affleurement 4434 (fig. 12b), mais ils ne forment que des niveaux de puissance métrique parmi des lithofaciès alumineux à l'affleurement 4475 et comprennent du gneiss à kornéropine-orthopyroxène (4475c) et des niveaux de tourmalinite avec kornéropine (4475b, 4475d). À ces affleurements, les minéraux ferromagnésiens sont significativement plus foncés. Ainsi, l'hypersthène y est brun-noir en affleurement et la kornéropine, vert foncé. Ces minéraux

sont fortement pléochroïques et de couleur respectivement rose et bleue au microscope. D'après sa couleur, la kornéropine est plus riche en fer que la kornéropine translucide de l'affleurement 1654. De la molybdénite a été observée à l'affleurement 4434.

Ce lithofaciès alumino-magnésien représente un équivalent fortement métamorphisé des schistes à anthophyllite-cordiérite (Schreurs et Westra, 1985; Guiraud et al., 1996), qui sont eux-mêmes les équivalents de chloritoschistes (Trägårdh, 1991). Plusieurs études ont été consacrées à ce type de gneiss, tout d'abord parce qu'ils représentent des paragenèses diagnostiques pour la caractérisation du métamorphisme et des cheminements P-T-t d'un orogène (Harley, 1985; Hudson et Harte, 1985; Munz, 1990; Stoddard et Miller, 1990; Schneiderman et Tracy, 1991). De par leur caractère inhabituel, ces gneiss fournissent aussi des indices clés sur la nature des assemblages lithologiques auxquels ils sont associés (Lal et Moorhouse, 1969; Schümacher et Robinson, 1987; Moore et Waters, 1990). Dans le passé, plusieurs hypothèses ont été émises concernant leur origine (Spear et Schümacher, 1982). Au départ, il a été proposé qu'ils représentent un produit de la fusion partielle de roches communes (Grant, 1968) ou de l'altération de roches mafiques (Vallance, 1967). Depuis, plusieurs chercheurs ont démontré qu'ils représentent en général un enrichissement hydrothermal en magnésium (Demény et al., 1997) et, localement, une roche sédimentaire dérivée d'un protolite mafique (Reinhardt, 1987; Smith et al., 1992). La présence commune de tels gneiss à proximité de dépôts de sulfures massifs volcanogènes qui seraient des équivalents fortement métamorphisés des zones de chloritisation en font des métallotectes importants pour la reconnaissance des systèmes hydrothermaux métamorphisés (p. ex. dalmatianite dans le site de Noranda; Gibson et Watkinson, 1990; Barrett et MacLean, 1994). Enfin, bien qu'ils aient subi un métamorphisme plus élevé, les divers sous-assemblages de ces gneiss à cordiérite-orthopyroxène-tourmaline-kornéropine ressemblent étroitement à ceux des roches à cordiérite dérivées de l'altération hydrothermale de roches volcaniques felsiques en Suède (Trägårdh, 1991). De par les unités qui leurs sont associées, leur composition et leur association de minéraux, les gneiss blancs à cordiérite-orthopyroxène-tourmaline-kornéropine dans le complexe gneissique de Bondy proviendraient le plus probablement d'un protolite volcanique qui aurait subi une chloritisation d'origine hydrothermale (L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998). Une étude géochimique poussée de ces gneiss a confirmé cette hypothèse (Blein et al., 2004).

Roches carbonatées et calco-silicatées

Du marbre et des roches calco-silicatées (unité mPbdy_o) ont été reconnues à quatre localités dans le complexe gneissique de Bondy. Les niveaux de marbre ont une étendue latérale très limitée (moins de 1 km). Ils affleurent sous

forme de lentilles dans du gneiss felsique ou intercalés avec de la roche calco-silicatée ou du gneiss alumineux. Les niveaux calco-silicatés peuvent également être associés à de la metabasite (6023, fig. 12b, 15d) ou à de la grenatite cuprifère calco-silicatée (6054, fig. 12b). Leur origine est soit sédimentaire, soit hydrothermale. Ces divers niveaux de marbre et de roche calco-silicatée (Corriveau et al., 1995, arrêt F3) ont une patine respectivement blanche et verte. Leur paragenèse est constituée principalement de carbonate, de clinopyroxène, de plagioclase, de phlogopite, de quartz et de titanite, tous à grain moyen à grossier, dans des proportions modales variées.

Grenatite et coticule

Le terme « coticule » désigne au sens strict une roche métamorphique contenant principalement du grenat de type spessartine (manganeux) dans une matrice de quartz et/ou de séricite (Renard, 1978). Ces roches pourraient avoir une origine exhalative et donc avoir été formées par précipitation chimique à partir d'exhalaisons hydrothermales sur un fond marin, ou elles pourraient être le produit d'une altération hydrothermale issue du remplacement pénétratif d'une couverture volcano-sédimentaire à proximité d'un événement hydrothermal sous-marin (Spry et al., 2000). Ces unités ont habituellement une épaisseur maximale d'environ 2 m, mais peuvent atteindre jusqu'à 10 m d'épaisseur dans certains cas. Bien qu'ils soient discontinus et répartis de façon aléatoire, les coticules sont fréquemment interdigités avec d'autres méta-exhalites, telles les formations de fer ou les tourmalinites, et ils sont associés dans l'espace à des gisements de sulfures massifs volcanogènes (p. ex. Broken Hill; Lottermoser, 1992; Spry et al., 2000). Les grenatites et d'autres roches riches en grenat dérivées d'une altération argileuse de roches préexistantes sont associées à d'autres types d'altération hydrothermale (Bonnet et Corriveau, 2007b). Les coticules, et les grenatites là où le pourcentage de grenat dépasse 50 %, sont parmi les roches les plus faciles à reconnaître d'un système hydrothermal métamorphisé, bien que leur seule

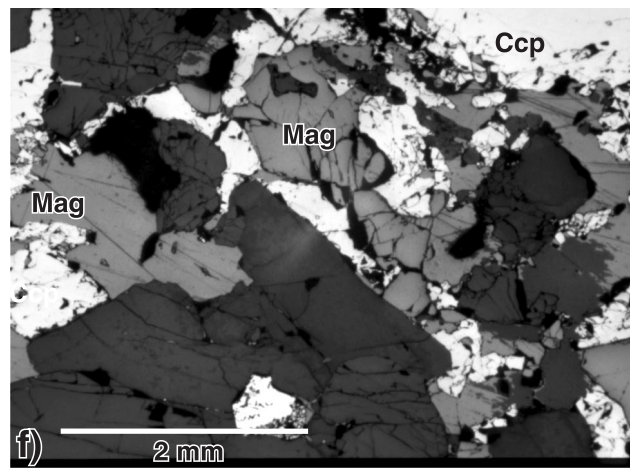
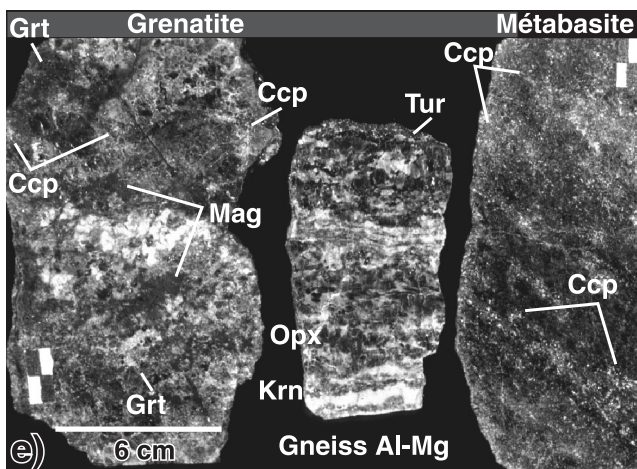
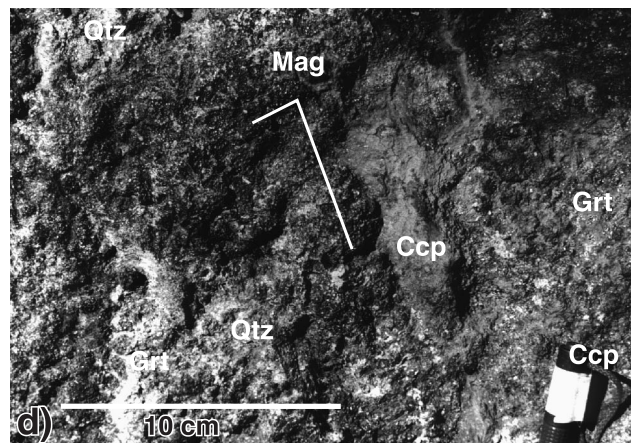
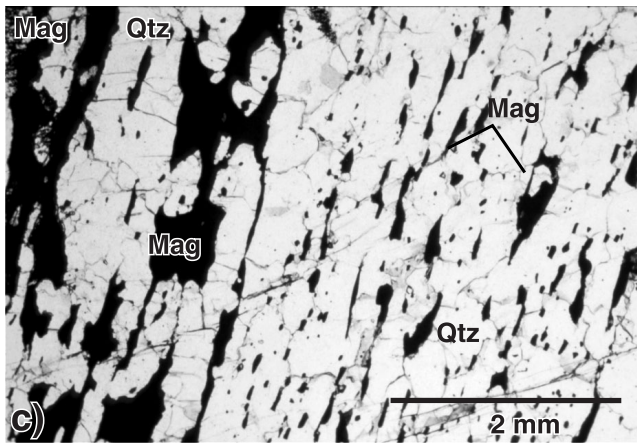
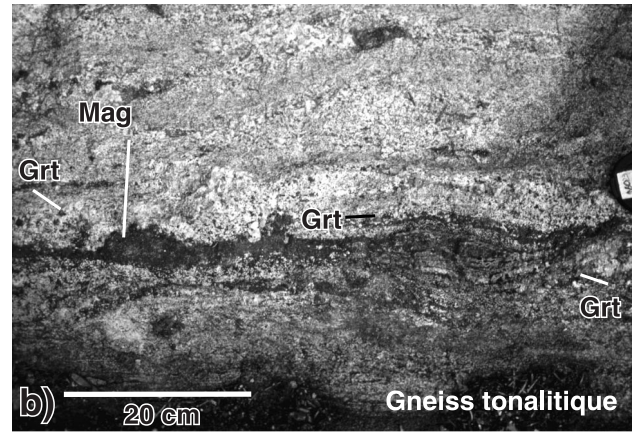
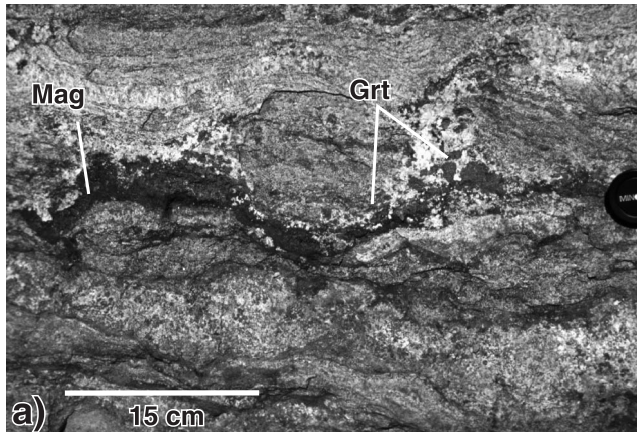
présence ne constitue pas une preuve concluante d'activité hydrothermale puisque d'autres modèles génétiques pourraient s'appliquer dans certains cas (voir Spry et al., 2000; Thomson, 2001; Willner et al., 2001). La définition du mot « coticule » pourrait être élargie pour inclure les roches à quartz-grenat en général puisque des unités ayant la même origine et la même relation spatiale avec des gîtes de sulfures massifs volcanogènes renferment des grenats de toutes sortes (voir Spry et al., 2000).

Trois principaux types de grenatite ont été identifiés dans le système hydrothermal. La grenatite à magnétite-quartz, au nord (1659, 4474, 4475, fig. 12b; fig. 20, en particulier 20d, e, f), et la grenatite à clinopyroxène-quartz de l'unité calco-silicatée mPbdy₆, à l'est (6054), renferment une minéralisation à chalcoppyrite avec des teneurs allant jusqu'à 0,9 % de cuivre (tableau 3; fig. 21). La grenatite à biotite (2401) qui est associée au gneiss alumineux (unité mPbdy₇), au sud (fig. 17e, f, g), renferme de la magnétite et présente des teneurs anormales en vanadium (1459 ppm de vanadium; tableau 3). Un quatrième type de grenatite est stérile; elle marque des niveaux plus riches en grenat (fig. 12b) au sein du niveau hectométrique d'amphibolite rubanée grenatifère (unité mPbdy₄).

La grenatite à magnétite-quartz et ses faciès plus quartzeux (coticule au sens large) se présentent en niveaux d'épaisseur décimétrique contenant de 20 à 50 % de grenat, de 5 à 15 % de magnétite, jusqu'à 30 % d'orthopyroxène (très pléochroïque et semblable à l'orthopyroxène de l'affleurement 4475, fig. 12b), de la biotite, du feldspath potassique et du plagioclase (fig. 20e). Elle est intercalée avec du gneiss à grenat-orthopyroxène, à orthopyroxène-biotite ou à cordiérite-grenat, du gneiss à sillimanite-biotite qui présente localement des textures de lapilli, de la metabasite localement riche en chalcoppyrite ou en magnétite (fig. 20e, f) et du gneiss quartzofeldspathique laminé.

Les niveaux de grenatite ont de faibles teneurs en SiO₂ (35 % en poids, 2401; 40-48 % en poids, 1659; tableau 3) et en MnO (0,11-0,55 % en poids), et de fortes teneurs en

Figure 20. Brèches et filons à quartz-magnétite transposés et indices de cuivre-or. **a)** Niveaux à magnétite et grenat grossier dans un gneiss alumineux à leucosomes grenatifères (CQA-4475; UTM : 479662mE, 5131906mN). Le gneiss, de patine grise à rosée et à grain moyen, présente des niveaux grenatifères discontinus et anastomosés plus mélanocrates de puissance millimétrique à centimétrique, qui sont interprétés comme des filons hydrothermaux. La répartition de la magnétite pourrait souligner une bréchification prémétamorphique. Photographie de L. Corriveau, 2003-070. **b)** Niveaux anastomosés de magnétite grenatifère dans un gneiss tonalitique (CQA-6023; UTM : 477577mE, 5126674mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-071. **c)** Photomicrographie d'un niveau à magnétite et quartz (en lame mince), qui longe une zone de quartz (non visible sur la photo) et qui est interprété comme une brèche à magnétite, transposé dans le plan de la gneissosité (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-072. **d)** Indice de cuivre dans une grenatite à magnétite et quartz (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-073. **e)** Sections sciées de la grenatite en d) montrant des niveaux riches en orthopyroxène du gneiss blanc de la figure 19d et de la metabasite cuprifère à magnétite associée à la grenatite en d) (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Dans la grenatite, du grenat rouge xénomorphe, dont la taille peut atteindre le centimètre, est disséminé et a une concentration modale d'environ 20 %. La matrice contient également de la magnétite et des sulfures. Le gneiss blanc aluminé-magnésien est riche en cristaux subautomorphes d'orthopyroxène de type bronzite qui peuvent avoir une taille centimétrique. La roche présente des rubans de kornéropine et de quartz et des niveaux à tourmaline. La metabasite est foliée et riche en chalcoppyrite répartie sur des niveaux millimétriques. Photographie de L. Corriveau, 2003-074. **f)** Photomicrographie de la metabasite cuprifère en e) avec chalcoppyrite, clinopyroxène et magnétite (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-075.



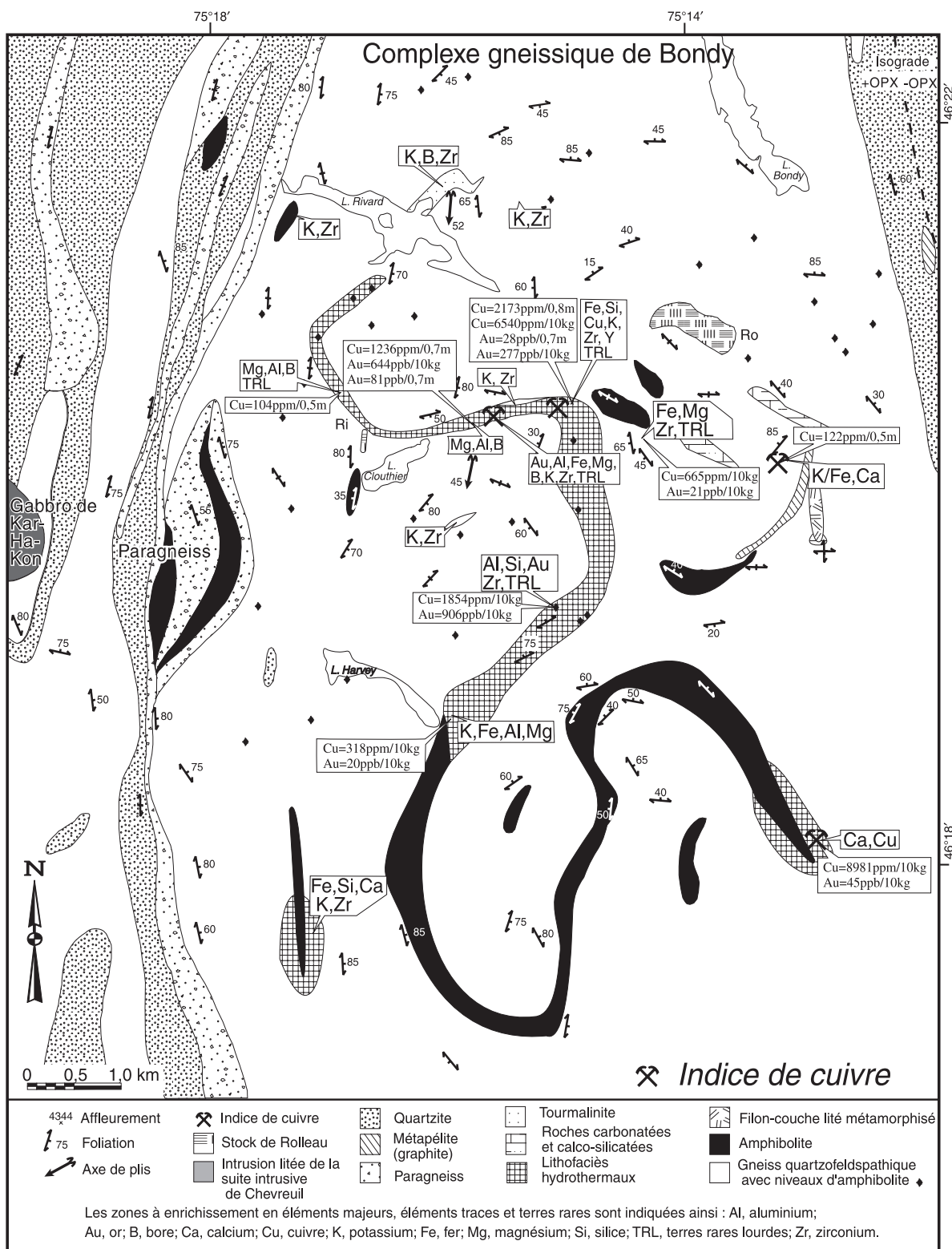


Figure 21. Zonation du système hydrothermal et indices de cuivre dans le complexe gneissique de Bondy (modifié de Blein et al., 2004). Les teneurs des indices de cuivre sont présentées pour des échantillons choisis (poids en kilogrammes) ou coupés le long de rainures (longueur échantillonné en mètres).

Fe_2O_3 (28-40 % en poids). L'analyse des cristaux de grenat par microsonde électronique donne de faibles teneurs en MnO allant de 0,2 à 0,5 % en poids (1659) à environ 1,5 % en poids (2401; Boggs, 1996). Ces faibles teneurs en manganèse tant dans les grenatites que dans les grenats qu'elles contiennent sortent du champ plus spécifique des coticules; par contre, elles rejoignent la composition des grenatites peu manganeuses qui sont associées aux gîtes de sulfures massifs (Spry et al., 2000).

Brèches et filons

Les filons et les brèches d'origine hydrothermale constituent des clés importantes pour la compréhension des processus minéralisateurs d'un système hydrothermal; toutefois, une fois transposés parallèlement à la gneissosité durant le métamorphisme de degré élevé, ils deviennent très difficiles à reconnaître. Quelques niveaux à magnétite et à sulfures pourraient représenter des brèches ou des filons déformés (fig. 20), bien que d'autres origines soient possibles, telles que celle d'une formation de fer (voir Gauthier et al., 1987). Il s'agit des horizons métamorphisés à quartz, magnétite et clinopyroxène, d'épaisseur décimétrique, à l'affleurement 6023, des horizons de quartz de puissance décimétrique, à l'affleurement 6030 et des niveaux de magnétite d'épaisseur centimétrique et d'étendue pouvant dépasser une dizaine de mètres, aux affleurements 1659 et 6023 (fig. 12b). À l'affleurement 1659, la couche de magnétite est associée à un gneiss à cristaux idiomorphes de quartz en ruban dans lequel de la magnétite, du spinelle, de l'orthopyroxène et du zircon forment une traînée de cristaux anastomosés et interconnectés (fig. 20c). Une même texture formée de sulfures est présente à l'affleurement 4378. Ces caractéristiques ne sont pas visibles à l'œil nu sur le terrain, mais à l'échelle d'une lame mince complète les interconnexions deviennent évidentes. Une texture bréchique aurait cet aspect après transposition parallèlement à la gneissosité et, par conséquent, seules trois zones de brèche ont été reconnues au sein du complexe, une occurrence au mieux très restreinte et dont il faut tenir compte pour établir le paléoenvironnement dans lequel s'est formé le système hydrothermal.

Minéralisations cuprifères

Plus de la moitié des échantillons provenant des affleurements 1654, 1659, 4366, 4378, 4475, 5063, 6001 et 6054 sont minéralisés en sulfures de cuivre-fer (fig. 20, 21). La plupart des sulfures sont disséminés et associés à de la magnétite et à du zircon. Seulement quelques filons de puissance millimétrique et quelques bandes de cisaillement remplies de sulfures ont été observés. Bien que la minéralisation soit répartie dans tout le système hydrothermal, la roche hôte varie du nord au sud et de l'ouest vers l'est. Dans la partie nord du système hydrothermal, la minéralisation cuprifère aux affleurements 1659 et 4475 est associée spatialement à du gneiss alumineux à magnétite, à du gneiss

à orthopyroxène-magnétite, à de la grenatite à magnétite-quartz et, à un endroit, à une metabasite rubanée riche en magnétite ou spinelle (tableau 3). Cette dernière est minéralisée en chalcopryrite disséminée (5073 ppm de cuivre, 1959d, fig. 20e, f, 21) et contient 1 % de pyrite et de magnétite, 40 % d'orthopyroxène (hypersthène), 50 % de plagioclase et 4 % de biotite. À proximité des indices, on observe du gneiss quartzofeldspathique laminé. Par opposition, la minéralisation dans les segments est et sud du système hydrothermal est associée à de l'amphibolite rubanée, à de la roche calco-silicatée et à de la grenatite à clinopyroxène (fig. 20a, b).

Les sulfures dans le gneiss quartzofeldspathique laminé de l'affleurement 4548 (fig. 12b) se situent dans les niveaux à biotite et orthopyroxène. Ces niveaux à sulfures (1 %) comprennent du feldspath potassique (40 %), de la biotite (20 %), du quartz (15-20 %), de l'orthopyroxène (10 %) et de l'apatite (<5 %), avec, accessoirement, de la magnétite (2 %) et, localement, du plagioclase (15 %) et du grenat (7 %). La proportion chalcopryrite/pyrrhotite/pyrite est de 4/3/3. À l'instar des sulfures, la magnétite est partout associée à la biotite et/ou à l'orthopyroxène. Dans les niveaux minéralisés, la concentration de zircon augmente de façon significative. Le zircon est contenu dans le quartz, le feldspath et, plus communément, la biotite (4548i2). Les cristaux prismatiques de zircon ont des rapports d'allongement (longueur/largeur) situés entre 3/1 et 6/1, ce qui est typique du zircon d'origine magmatique. Les cristaux de zircon sphériques sont communs; leur origine est plus probablement métamorphique, sédimentaire ou hydrothermale (voir la section « Le zircon, un indicateur de processus et de protolite »). La nature concordante des niveaux à sulfures, leur composition alumineuse, l'augmentation significative des concentrations de zircon et la répétition des niveaux à biotite favorisent l'hypothèse selon laquelle le protolite du gneiss, soit une métarhyolite ou un tuf rhyolitique d'après les textures et la composition, aurait été déposé en présence d'un fluide hydrothermal qui aurait lessivé le sommet des coulées ou lits et y aurait précipité des sulfures. L'autre possibilité est que les lits alumineux étaient plus perméables et plus susceptibles d'être touchés par les fluides hydrothermaux après la mise en place de l'unité hôte.

Les roches minéralisées dans le complexe gneissique de Bondy présentent des rapports zirconium/terres rares (Zr/Sm) et hafnium/terres rares (Hf/Sm) très élevés (fortes anomalies positives de zirconium et de hafnium dans les diagrammes multi-éléments des concentrations normalisées au manteau primitif), une corrélation positive entre zirconium, hafnium et terres rares et un enrichissement sélectif en zirconium et en hafnium par rapport aux terres rares. Par contre, les autres éléments à forte liaison atomique tels que le niobium et le tantale sont appauvris par rapport aux terres rares légères (p. ex. faibles rapports Ta/La). Une telle absence de covariation de la concentration des terres rares, du zirconium, du hafnium et des éléments à forte liaison atomique ne peut être expliquée par de simples processus magmatiques ou métamorphiques, surtout que les profils des terres rares prennent des formes

de V très prononcées, typiques des roches hydrothermales (Fu et al., 2003; Blein et al., 2004; L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998). L'origine de ces roches minéralisées fait l'objet des sections qui suivent.

Métatonalite et métadiorite quartzifère

L'intrusion de métatonalite et de métadiorite quartzifère (unité mPbdy₁₀; fig. 5b, 13f) présente une patine blanche et une couleur grise en cassure fraîche. Cette intrusion leucocrate, à grain moyen, a une texture granoblastique et est homogène, massive, foliée ou gneissique; elle est recoupée par des leucosomes amiboïdes à amphibole ou à orthopyroxène. La tonalite se compose de biotite, de clinopyroxène, de hornblende, d'orthopyroxène ou d'oxydes de fer-titane. Elle a été datée d'abord à 1240 ± 10/-20 Ma par spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS; van Breemen et Corriveau, 2005). Cet âge s'avère inexact d'après les analyses détaillées à la microsonde SHRIMP qui indiquent que l'âge initial comporte un fort degré de rééquilibrage métamorphique et que le protolite se serait plutôt cristallisé vers 1,4 Ga (O. van Breemen, données radiométriques inédites, 2001). La métadiorite quartzifère est plus pauvre en quartz mais présente les mêmes textures que la métatonalite. L'unité se présente sous la forme d'un pluton (30 km²) avec des bordures gneissiques mal définies (fig. 5b; carte 31 J/3). Elle est plus homogène que l'orthogneiss qui l'entoure.

Monzonite

La monzonite (unité mPbdy₁₁), la monzonite quartzifère et la syénite du complexe gneissique de Bondy, à grain fin à moyen, ont une patine beige à blanche. Elles sont leucocrates et composées de biotite, de hornblende et/ou de clinopyroxène, de magnétite, d'orthopyroxène et, localement, de cristaux de feldspath potassique. La roche est hétérogène, massive à foliée, avec une texture granoblastique. On la retrouve dans un des lobes sud-ouest du complexe (Corriveau et Madore, 2000).

Problématique de l'identification des protolites et contextes géologiques possibles

Les assemblages lithologiques gneiss alumineux-grenatite-tourmalinite en présence de minéralisations cuprifères permettent d'attribuer une origine hydrothermale à certains gneiss du complexe gneissique de Bondy; on examinera cette origine plus en détail dans les sections qui suivent. Toutefois, bien que la zonalité de la composition des gneiss quartzofeldspathiques et des amphibolites associés suggère que le protolite avait une origine volcanique, les textures bréchiques qui sont apparentées à celles d'un lapillistone et que l'on observe à proximité du niveau de métarhyolites, sont très difficilement discernables (visibles sous la pluie). La divergence d'opinions quant à l'origine volcanique ou

intrusive du gneiss de Hyde School dans les Adirondacks (Carl et al., 1990; McLelland et al., 1991; Grant, 1993) reflète bien les difficultés associées à l'identification des protolites des gneiss felsiques (p. ex. Warren et Shaw, 1985; Cornell et al., 1992; Conway, 1994; Geringer et al., 1994; Zaleski et Peterson, 1995). Or, pour reconnaître les contextes volcano-plutoniques dans la ceinture métasédimentaire centrale, il faut d'abord reconnaître les protolites des complexes gneissiques (voir Bonnet et Corriveau, 2007b). Une telle identification est rendue complexe (ou est simplifiée selon la perspective adoptée) en présence de gneiss alumineux qui ressemblent à des roches métasédimentaires. La mise au point récente d'outils géologiques et géochimiques permet de reconnaître l'origine sédimentaire, intrusive ou extrusive des gneiss et de caractériser les systèmes hydrothermaux métamorphisés (p. ex. Floyd et Winchester, 1978; Hashiguchi et al., 1983; Sawyer, 1986; Bienvenu et al., 1990; Ngoyi et al., 1991; Rodgers, 1994; Zaleski et Peterson, 1995; Spry et al., 2000; Vokes, 2000). Pour l'étude du paléoenvironnement du complexe gneissique de Bondy, la présence d'un système hydrothermal prémétamorphique représente un outil important pour l'analyse géodynamique.

Contextes d'hydrothermalisme dans des milieux volcaniques et plutoniques felsiques

La genèse d'un système hydrothermal d'envergure dans un milieu de roches felsiques, tel qu'observé dans le complexe gneissique de Bondy, requiert la convergence de plusieurs paramètres géologiques critiques reliés à la tectonique régionale d'un milieu volcanique ou plutonique. Ces paramètres sont la présence (1) de fluides hydrothermaux qui assurent le lessivage et le transport des métaux, (2) d'un moteur thermique puissant tel que des intrusions hypovolcaniques et des batholites, qui déclenche la circulation des fluides et (3) d'une zone de décharge (p. ex. Franklin, 1996; Gandhi et Bell, 1996; Kirkham et Sinclair, 1996; Lydon, 1996; Galley et al., 2007). La précipitation de métaux de base et de métaux précieux se fait principalement au niveau des pièges hydrogéologiques (p. ex. des unités volcanosédimentaires particulièrement imperméables ou le fond marin), tectoniques (p. ex. failles, charnières de plis) ou géochimiques (p. ex. formation de fer; Gauthier et al., 1987; Galley, 1995; Marshall et al., 2000; Vokes, 2000).

Les fluides hydrothermaux se gorgent de métaux et d'autres éléments dissous en réagissant avec et en lessivant les roches hôtes dans lesquelles ils circulent (p. ex. Hashiguchi et al., 1983; Large et al., 2001a). Lors de ces processus, il se forme des zones d'altération, dites « zones de recharge », généralement de grande taille (jusqu'à plusieurs centaines de mètres), pénétratives et réparties en périphérie des conduits hydrothermaux, principalement sous les zones minéralisées (Galley, 1995; Franklin, 1996). L'intensité de cette altération diminue plus on s'éloigne du conduit hydrothermal. Ce sont ces zones d'altération volumineuses qui sont les plus susceptibles d'être reconnues en premier sur le terrain lors des

campagnes de cartographie régionale (Bernier et MacLean, 1993; Bonnet et Corriveau, 2007b), les gîtes qu'elles peuvent receler étant significativement plus petits.

Dans les gîtes de sulfures massifs volcanogènes, la circulation des fluides hydrothermaux est déclenchée par des intrusions hypovolcaniques et entraîne la formation de zones de chloritisation, de séricitisation, de silicification et de sulfuration (p. ex. Galley, 1995; Poulsen et Hannington, 1996; Galley et al., 2007). La présence de chambres magmatiques à plus de 10 ou 15 km de profondeur peut donner lieu à des gîtes porphyriques de cuivre qui sont eux aussi caractérisés par de vastes zones d'altération hydrothermale de forte intensité (p. ex. altération potassique, tourmalinisation; Kirkham et Sinclair, 1996; Ishizuka et al., 2002; Sinclair, 2007). On y trouve habituellement des auréoles d'altération zonées, à la fois à l'échelle du gisement et autour de filons ou d'un réseau de fractures bien développé (p. ex. Ulrich et Heinrich, 2001). La présence de tels réseaux de fractures devrait pouvoir être reconnue sur le terrain même dans les gîtes métamorphisés. Les batholites de grande taille donnent lieu également à des gîtes de cuivre-or-terres rares-oxydes de fer de type Kiruna, Olympic Dam ou Ernest-Henry (Oreskes et Einaudi, 1992; Marschik et Fontboté, 2001; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Corriveau, 2007). Dans ces exemples, les zones d'altération sodique, calcique, ferrique et potassique forment des systèmes plurikilométriques particulièrement riches en oxydes de fer (magnétite et hématite). On trouve aussi dans les milieux felsiques les gîtes de sulfures massifs volcanogènes de type cuivre-or (Poulsen, 1996; Large et al., 2001b; Dubé et al., 2007) et certains gîtes d'or (Poulsen, 1996; Dubé et Gosselin, 2007). Enfin, les bassins sédimentaires dans des zones de rift contiennent communément des minéralisations riches en zinc et en plomb (sphalérite, galène) de type sedex qui se forment par exhalaison sous-marine (Lydon, 1996). Ce type de minéralisation a été exploité dans les Adirondacks à la mine Balmat-Edwards (de Lorraine et Dill, 1982) et a été reconnu dans le domaine de marbre de la ceinture métasédimentaire centrale (Gauthier et Brown, 1986; Nantel, 1994a; Gauthier et Chartrand, 2005).

Les processus hydrothermaux donnent lieu à des signatures géochimiques typiques, souvent extrêmes et très variées, tant dans les roches encaissantes altérées que dans les roches, les sulfures et les oxydes précipités (p. ex. German et al., 1990; Lottermoser, 1992; Lottermoser et Ashley, 1996; LaFlèche et al., 1999; Spry et al., 2000; Fu et al., 2003). La plupart des dépôts de sulfures massifs volcanogènes associés à des rhyolites sont caractérisés par des signatures géochimiques typiques des zones de rift matures (p. ex. bassin d'arrière-arc, ride océanique, rift continental majeur; Campbell et al., 1984; Sawkins, 1990; Ohmoto, 1996, fig. 24B; Galley et al., 2007). Les fluides en jeu (pH faibles, Eh réductrices, fortes teneurs en chlore et températures supérieures à 350 °C) sont enrichis en terres rares et

leurs spectres comportent d'importantes anomalies positives d'euporium, ce qui se répercute sur la composition de leurs précipités chimiques (Michard, 1989; Barrett et al., 1990; German et al., 1990; Lottermoser, 1992; LaFlèche et al., 1999).

Une forte composante fluorée est rarement associée aux gîtes de type sulfures massifs volcanogènes et sedex, mais elle est commune dans les fluides orthomagmatiques qui sont dérivés de roches plutoniques felsiques ou dans des fluides qui ont pénétré par percolation dans des évaporites (halite et fluorine). Par exemple, des fluides riches en fluor ont exercé un contrôle important sur la mobilisation des terres rares lors de la formation des gîtes à oxydes de fer-cuivre-or d'Olympic Dam, en Australie (Oreskes et Einaudi, 1990), et de Kwyjibo, dans l'est de la Province de Grenville (Gauthier et al., 2004a; Clark et al., 2005). Les zones d'altération et les sulfures et oxydes précipités à partir de fluides fluorés (Fu et al., 2003) présentent un enrichissement en terres rares lourdes, en zirconium, en yttrium et en hafnium et des rapports éléments à forte liaison atomique/terres rares suprachondritiques.

Localisation du système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy

Au cours des dernières décennies, l'étude de gîtes de métaux de base et de métaux précieux de fort degré de métamorphisme et leur comparaison aux gîtes équivalents peu ou non métamorphisés a fourni des guides pour l'exploration des terrains métamorphiques (Slack et al., 1993; Spry et al., 2000; Vokes, 2000). L'importance des tourmalinites et des coticules en tant que méta-exhalites, de même que celle des gneiss à cordiérite-anthophyllite ou bronzite en tant qu'équivalents des zones de chloritisation avancée, a été présentée dans les descriptions précédentes des unités du complexe. Les sections qui suivent affinent ces outils en présentant les critères paragenétiques, minéralogiques et géochimiques qui ont permis d'identifier, dès l'étape des levés de terrain, les zones d'altération alumineuse du complexe gneissique de Bondy et de contraindre par la suite le contexte de formation du complexe lui-même en intégrant les données de terrain, la pétrographie et la modélisation géochimique poussée (Blein et al., 2003, 2004; Fu et al., 2003). Pouvoir reconnaître sur le terrain les divers lithofaciès d'un système hydrothermal métamorphisé permet de mieux cibler les levés et la recherche des textures caractéristiques de la nature des protolites et ainsi de fournir une assise solide pour les futurs programmes de recherche, de cartographie détaillée et d'exploration en vue de la découverte de gîtes dans les systèmes hydrothermaux reconnus lors de levés régionaux (Corriveau et al., 1994, 1996b; Corriveau et Bonnet, 2005; Bonnet et Corriveau, 2007a).

Minéraux et associations de minéraux
métamorphiques indicateurs d'un
hydrothermalisme antérieur au métamorphisme

Les fluides hydrothermaux ont un très grand impact sur la composition des roches qu'ils modifient par lessivage ou par précipitation (enrichissement ou appauvrissement en éléments mobiles et immobiles). Ainsi, la composition de la roche altérée diffère significativement de celle de la roche mère, d'où la puissance de l'indice d'altération d'Ishikawa et de l'indice de chlorite-carbonate-pyrite en tant qu'outils d'exploration lithogéochimique (Ishikawa et al., 1976; Large et al., 2001a; Blein et al., 2003, 2004; voir discussion dans Bonnet et Corriveau, 2007b). Or, pour ce qui est de l'équilibre de phases, la paragenèse, la composition et la composition modale des minéraux dépendent d'abord et avant tout de la composition de la roche et des conditions de température et de pression auxquelles la roche a été soumise. Aux faciès des amphibolites supérieur et des granulites, la recristallisation à moyenne et à haute températures engendre communément de gros cristaux. Il est alors possible de caractériser systématiquement les paragenèses et la composition modale des minéraux sur le terrain. Les minéraux et leurs paragenèses permettent donc d'établir la composition générale en éléments majeurs d'une roche et, par conséquent, d'identifier sur le terrain les roches de composition inhabituelle, un trait caractéristique des roches hydrothermales. En utilisant cette approche lors de la cartographie, il est possible de mieux cibler la cartographie afin de reconnaître le type et l'intensité de l'altération hydrothermale (c.-à-d. le degré de variation de la composition par rapport à la roche mère) et d'établir la zonation du système hydrothermal avec un degré de confiance raisonnable tout en mieux ciblant l'échantillonnage lors des travaux subséquents. Cette approche s'avère aussi très pertinente lors des analyses pétrographiques et de l'étude minéralogique des tills entreprises dans le cadre de programmes de prospection (p. ex. Consorminex Inc., rapport inédit, 1994; Boggs, 1996).

La présence de concentrations modales élevées de minéraux qui sont habituellement en traces dans une roches sédimentaire, ignée ou métamorphique et l'association paragenétique de ces minéraux permettent de soupçonner que la roche hôte était enrichie en baryum (présence de barytine), en phosphore (apatite), en thorium (monazite), en zinc (gahnite), en zirconium (zircon), etc. avant d'être métamorphisée (Spry et Scott, 1986; Rubin et al., 1993; Hand et al., 1994); toutefois, certains modèles attribuent certaines de ces compositions minéralogiques à de vastes auréoles métamorphiques (Spry, 2000). Cette interprétation n'est pas favorisée dans le cas du système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy (voir plus loin). Les minéraux suivants se sont avérés les plus utiles pour reconnaître et caractériser ce système hydrothermal et le cartographier (Corriveau et al., 1994, 1996b) :

- la biotite ($\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), qui aide à retracer l'altération potassique, n'est normalement pas une composante majeure des roches mafiques mais le devient par altération hydrothermale potassique;
- la bronzite $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, qui peut représenter l'équivalent, au faciès des granulites, de l'anthophyllite ou d'une autre amphibole magnésienne (voir cordiérite ci-dessous);
- la cordiérite $((\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_5\text{O}_{18})$, qui est associée à la bronzite et qui permet de retracer les zones d'altération magnésienne (c.-à-d. chloritoschistes; Schreurs et Westra, 1985; Moore et Waters, 1990). Comme les zones de chloritisation prédominent dans le cœur des conduits d'altération et dans les niveaux volcaniques poreux concordants qui recèlent des lentilles minéralisées dans les dépôts de type sulfures massifs volcanogènes (p. ex. Barrett et MacLean, 1994) et qu'elles sont associées à plusieurs autres types de gîtes, il est essentiel de pouvoir les reconnaître lors de l'exploration minérale (voir la section « Gneiss quartzofeldspathique magnésien »);
- la kornéropine $(\text{Mg}_8\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_7\text{O}_{31})$, qui est une pierre gemme éventuelle; elle est dérivée de la tourmaline ou de l'osumilite par métamorphisme de fort degré (Ackermann et al., 1994; Young, 1995);
- la magnétite $(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4)$ qui, lorsque très abondante, souligne la présence possible d'une altération à oxydes de fer dans une variété de gîtes (Corriveau, 2007; Galley et al., 2007; Sinclair, 2007);
- la monazite $((\text{Ce,Lu,Th})\text{PO}_4)$ qui, lorsque présente en proportions très élevées, permet de soupçonner que le protolite était enrichi significativement en terres rares, en cérium ou en thorium, ce qui aurait donné lieu à la formation de monazite lors de réactions métamorphiques (Bingen et al., 1996; Bingen et van Breemen, 1998);
- la phlogopite $(\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2)$, qui est un signe d'enrichissement en potassium et en magnésium dans un gneiss alumineux par rapport à un gneiss d'origine pélitique qui lui ressemblerait (Moore et Waters, 1990);
- la sillimanite $(\text{Al}_2\text{SiO}_5)$, qui indique la présence d'une proportion importante d'aluminium par rapport aux autres éléments. Un gneiss contenant de la sillimanite est issu du métamorphisme d'une roche sédimentaire argileuse ou représente une roche hydrothermale lessivée (p. ex. équivalant aux zones d'altération à andalousite-disthène de LaRonde Penna, Dubé et al., 2007). Un gneiss constitué essentiellement de sillimanite et de quartz a un protolite anomal, soit une latérite métamorphisée ou une roche fortement lessivée par hydrothermalisme (Bonnet et Corriveau, 2007b);

- la tourmaline $((\text{Na,Ca})(\text{Li,Mg,Al})(\text{Al,Fe,Mn})_6(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4)$, qui indique la présence de zones d'enrichissement en bore ou de zones de précipités exhalatifs riches en bore (Henry et Guidotti, 1985; Dommang et al., 1993; Griffin et al., 1996);
- le zircon (ZrSiO_2), qui permet (par pétrographie et thermoluminescence) de reconnaître divers épisodes d'activité sédimentaire, magmatique, hydrothermale ou métamorphique, puis de les dater et de les caractériser géochimiquement (Poldervaart, 1956; Pupin, 1980; Vavra, 1990; voir la section « Le zircon, un indicateur de processus et de protolite »).

En présence de magnétite, d'ilménite, d'hématite et de sulfures de fer, il peut y avoir un rééquilibrage fer-magnésium qui entraîne un enrichissement important en magnésium des phases AFM en raison des réactions métamorphiques survenues entre les sulfures et les silicates, par exemple. Ce phénomène a été particulièrement étudié pour l'association tourmaline-sulfures (Henry et Dutrow, 1992). Ainsi, la présence de teneurs élevées de magnésium dans du grenat, du mica ou de la tourmaline dans des roches hydrothermales qui ressemblent à certains égards aux systèmes de type sulfures massifs volcanogènes ou sedex, n'est pas nécessairement due à une contribution importante d'eau de mer riche en magnésium aux processus d'altération hydrothermale (Griffin et al., 1996); en effet, elle peut résulter d'un rééquilibrage métamorphique. Il est à noter que ce type de rééquilibrage se fait à la même échelle que la diffusion des éléments, soit à une échelle au plus centimétrique, comme le démontrent notamment les recherches sur la formation du rubanement métamorphique (Williams, 1990). D'après des travaux récents sur le caractère très robuste des systèmes géochimiques à l'échelle de la roche, c'est la composition de la roche hôte avant son métamorphisme et non le rééquilibrage synmétamorphique à l'échelle métrique à hectométrique (voir Spry, 2000) qui fait que tous ces minéraux sont magnésiens.

Le zircon, un indicateur de processus et de protolite

Grâce à la stabilité, à la durabilité, à la faible solubilité et au faible taux de diffusion de ses éléments, le zircon sert de registre des événements qui ont contribué à ses diverses périodes de croissance et du type de croûte dont il est issu (Peck et al., 2004). Particulièrement utiles sont la morphologie et la zonation des cristaux (Pupin, 1980; van Breemen et Hanmer, 1986; Hanchar et Miller, 1993), de même que leur composition (Heaman et al., 1990; Valley et al., 1994). Le zircon est le plus important porteur d'éléments à forte liaison atomique et joue donc un rôle crucial dans le fractionnement de ces éléments lors des processus magmatiques, hydrothermaux et métamorphiques.

Les cristaux de zircon associés aux roches hydrothermales métamorphisées peuvent cristalliser durant l'activité hydrothermale (Claoué-Long et al., 1990), avoir une origine intrusive, volcanique ou sédimentaire et cristalliser ou se déposer avant ou pendant l'épisode de minéralisation (Corfu et Davis, 1991), être dérivés d'autres minéraux durant le métamorphisme (baddeleyite, grenat ou pyroxène; Davidson et van Breemen, 1988; Fraser et al., 1999) ou cristalliser lors de la migration de liquides d'anatexie (Roberts et Finger, 1997). Les cristaux de zircon d'origine magmatique sont en général prismatiques (Poldervaart, 1956; Benisek et Finger, 1993), quoique des cristaux idiomorphes puissent dans certains cas cristalliser à partir d'une phase liquide hydrique (Dirks et Hand, 1991), d'un fluide hydrothermal (Rubin et al., 1993) ou d'un liquide d'anatexie (Roberts et Finger, 1997). Les accroissements secondaires témoignent de périodes de croissance distinctes ou d'un rééquilibrage (p. ex. Pidgeon et al., 1998), alors que les zonations oscillatoires impliquent communément une cristallisation magmatique (p. ex. Allègre et al., 1981; Pidgeon, 1992). Le zircon se présente rarement en chapelets de cristaux sphériques ou en cortèges de cristaux interconnectés. Sa répartition diffère de celle des cristaux de zircon associés aux couronnes réactionnelles autour de la baddeleyite ou de l'ilménite (Davidson et van Breemen, 1988; Bingen et al., 2001); par contre, elle s'apparente à celle que l'on s'attendrait résulter de la cristallisation dans un réseau de fractures. On a signalé la présence de telles occurrences dans des roches d'origine hydrothermale; elles pourraient refléter la croissance des cristaux de zircon lors d'un apport de fluides enrichis en zirconium (Rubin et al., 1993).

Contrairement aux autres éléments à forte liaison atomique, le zirconium est un constituant essentiel d'un minéral, le zircon. La présence de ce minéral dans une roche examinée au microscope (ou en abondance inhabituelle dans des sédiments glaciaires) permet de reconnaître des zones d'enrichissement en zirconium, en yttrium, en hafnium et en terres rares lourdes avant même de faire des analyses géochimiques (p. ex. Rubin et al., 1993; ce bulletin). Un tel enrichissement est caractéristique de zones de lessivage hydrothermal important où les éléments immobiles deviennent très enrichis par défaut (p. ex. zones de forte sulfuration et d'argilisation; Eaton et Setterfield, 1993; Barrett et MacLean, 1994) ou encore peut résulter d'un apport de terres rares et d'éléments à forte liaison atomique associé à un fluide orthomagmatique fluoré (Rubin et al., 1993; Fu et al., 2003).

Les études à la microsonde de type SHRIMP de cristaux de zircon et de leurs diverses composantes permettent de documenter l'âge des divers épisodes qui les ont formés, alors que les analyses des isotopes d'oxygène de cristaux de zircon d'origine hydrothermale sont le seul moyen de reconstituer la composition isotopique des fluides minéralisateurs avant le rééquilibrage métamorphique (Peck et al., 2004; Wodicka et al., 2004).

Zones d'altération identifiées

Dans le complexe gneissique de Bondy, les associations de minéraux des divers gneiss alumineux sont typiques d'un gneiss pélitique; toutefois, la composition modale et géochimique des gneiss alumineux tranche avec celle des métapélites de la région et avec celle des composites de shales nord-américains et de shales métamorphisés (Gromet et al., 1984; tableau 4; L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998). Globalement, au niveau du système hydrothermal, les gneiss à grenat-biotite-sillimanite ou à grenat-cordiérite et/ou orthopyroxène ont une concentration modale en minéraux alumineux et ferromagnésiens communément inhabituelle et sont appauvris en calcium, appauvris ou enrichis en sodium et enrichis en fer (16 % en poids de Fe_2O_3), potassium (5 % en poids de K_2O), magnésium, zirconium et éléments à forte liaison atomique comparativement aux gneiss pélitiques (p. ex. gneiss à grenat-biotite-sillimanite) d'origine sédimentaire de la région et aux composites de shales. Toutes les unités de grenatite ont de fortes teneurs en fer (28-40 % en poids de Fe_2O_3) et peuvent être très riches en magnétite et en biotite (8 % en poids de K_2O). Les concentrations de MgO varient de 7 à 11 % en poids et celles de SiO_2 , de 35 à 48 % en poids. Les gneiss à orthopyroxène-grenat-kornéropine et/ou cordiérite (1659g, 1659h, 4475b, 4475c) ont des concentrations de Fe_2O_3 allant de 8 à 13 % en poids qui sont nettement supérieures aux concentrations (1-4 % en poids de Fe_2O_3) des lithofaciès magnésiens (1654d, 1654e). La concentration de MgO est semblable pour les deux faciès, soit de 7 à 13 % en poids (à l'exception de l'affleurement 1654e, niveau riche en plagioclase). Les lithofaciès magnésiens ont un rapport Mg/Fe et des concentrations de Na_2O (3 % et 5 % en poids) particulièrement fortes.

Les variations du nord au sud de la nature et de la composition des gneiss du système hydrothermal peuvent être interprétées comme suit. La tourmalinite forme une unité épaisse et homogène dans du gneiss alumineux. En l'absence de filons de tourmaline dans le complexe, nous interprétons la principale unité de tourmalinite comme ayant été formée par exhalaison et non par altération hydrothermale pénécordante, qui serait normalement associée à un système de filons dans des gîtes de type porphyrique de cuivre, par exemple. Le produit, une fois métamorphisé, est une association de tourmaline et de quartz. Entre ces unités et les autres indices d'hydrothermalisme, on note la présence de gneiss felsiques difficiles à différencier, notamment du gneiss felsique laminé dont l'origine est discutée dans la section « Indices de volcanisme », d'après les textures des roches. Les concentrations en K_2O de ces gneiss laminés varient de 1 à 11 % en poids, et ces roches représentent les unités les plus potassiques du système (tableau 1, Blein et al., 2003).

Le gneiss blanc magnésien à phlogopite-cordiérite-bronzite présente les caractéristiques d'une zone de chloritisation fossile, elle-même issue d'un enrichissement relatif en magnésium (fig. 21) typique des milieux à

sulfures massifs volcanogènes, alors que sa forte concentration en sodium s'apparente à certaines altérations à la périphérie des gîtes à oxydes de fer-cuivre-or, qui peuvent elles-mêmes être chloritisées par la suite. Cette zone passe à une zone alumineuse et ferrifère appauvrie en sodium ou en calcium, localement enrichie en potassium et marquée par la présence de gneiss à aluminium-fer-magnésium. Le lessivage a entraîné l'enrichissement apparent en aluminium et une partie de l'enrichissement en zirconium et en terres rares caractéristiques de ces gneiss alumineux. De tels lithofaciès sont des métallotectes de sulfures massifs, de minéralisations aurifères ou de minéralisations à oxydes de fer-cuivre-or (Willner, 1992; Bernier et MacLean, 1993; Nantel, 1994a, b; Selleck et al., 2004). C'est dans cette zone alumineuse communément riche en magnétite que les minéralisations cuprifères sont les plus communes et la teneur en or est anormale (env. 50 ppb, tableau 3) dans une grande partie des gneiss. La présence de quelques feuilles de molybdénite marque un enrichissement très local en molybdène sur le terrain.

À proximité de l'unité d'amphibolite principale, on note la présence d'un gneiss hyperalumineux qui représente la zone de lessivage la plus importante et qui pourrait témoigner de l'emplacement d'un conduit hydrothermal principal. Plus au sud, le niveau de grenatite riche en biotite pourrait représenter une zone d'altération potassique importante d'un protolite mafique. La zone d'amphibolite n'a pas été cartographiée systématiquement après la découverte du système hydrothermal, et le réseau routier y est peu développé. Par contre, là où de nouvelles routes ont été construites, on a reconnu une zone d'altération calcique et carbonatée importante associée à de l'amphibolite de même qu'un indice minéralisé. Dans les secteurs est, sud-est et sud-ouest du système hydrothermal, cette altération est soulignée par la présence de niveaux de roche calco-silicatée, de grenatite à clinopyroxène minéralisée et de niveaux (filons transposés) à quartz, carbonate et magnétite. Ces derniers sont associés à de l'amphibolite et on y trouve aussi localement des niveaux de marbre. Dans le secteur sud-ouest, on observe aussi des niveaux de magnétite associés à des zones très plagioclasiques qui ressemblent à des niveaux d'albite comme ceux qui sont associés à des gîtes à oxydes de fer-cuivre-or (Corriveau, 2007). Les zones à composition anormale en cuivre sont celles qui sont également enrichies en magnétite et elles reflètent l'association spatiale de ces minéralisations et des unités riches en oxydes de fer (L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998).

Il existe aussi une association marquée entre les minéralisations cuprifères et l'abondance du zircon constatée dans les lames minces. On a observé une forte abondance de zircon (<0,1-0,3 mm) dans certains gneiss tonalitiques (2389-2, 6034c) et dans le gneiss quartzofeldspathique laminé (4548d1, 4548i2), le gneiss alumineux (4475d2, 4961e, y compris celui qui contient des associations du métamorphisme maximal), la grenatite (1659h2) et la tourmalinite

(4957). Les cristaux de zircon sont répartis de deux façons. Les cristaux disséminés sont sphériques et trapus ou prismatiques et allongés, et communément logés dans une variété de minéraux dont le feldspath, la biotite, l'orthopyroxène et la cordiérite. Les cristaux équidimensionnels sont disposés en groupes serrés ou en chapelets à l'intérieur ou en bordure des minéraux du métamorphisme maximal dans le gneiss alumineux, la grenatite et la tourmalinite. Certains cristaux ont connu jusqu'à trois périodes distinctes de croissance. Les cristaux prismatiques observés sont typiques du zircon magmatique (Poldervaart, 1956; Benisek et Finger, 1993); leurs âges, déterminés à la microsonde SHRIMP, varient entre 1,4 et 1,35 Ga (Wodicka et al., 2004). Aucun accroissement secondaire et aucun zircon sphérique ne montraient de zonation oscillatoire; une telle zonation aurait indiqué une origine magmatique (p. ex. Allègre et al., 1981; Pidgeon, 1992). Les cristaux en chapelets ou en cortèges interconnectés donnent à penser qu'il y a eu un apport de fluide hydrothermal fluoré riche en zirconium le long de fines fractures, comme le proposent Rubin et al. (1993). Ces cristaux de zircon représentent une cible éventuelle pour la détermination de l'âge et de la nature des processus hydrothermaux dans le complexe gneissique de Bondy.

Indices de volcanisme

Les niveaux de grenatite, de tourmalinite et de gneiss alumineux ou magnésien sont associés à des gneiss felsiques et mafiques rubanés. Le rubanement diffère significativement de la ségrégation de minéraux métamorphiques ou du rubanement produit par la transposition de roches hétérogènes ou de roches gabbroïques litées. Le rubanement et les variations de la composition observés dans les gneiss laminés et les amphibolites peuvent être interprétés comme ayant une origine volcanique (voir les sections « Amphibolite et metabasite » et « Gneiss quartzofeldspathique laminé »). Des études géochimiques appuient cette hypothèse en montrant que les unités de metabasite et de gneiss felsique laminé ont une composition typique de celle du basalte et de la rhyolite respectivement (Blein et al., 2003). Ces unités pourraient représenter des empilements de rhyolite ou de tuf felsique intercalés avec du tuf ou des coulées basaltiques, métamorphisés au faciès des granulites. Les unités alumineuses, les unités de grenatite et les unités de tourmalinite pourraient être les équivalents métamorphisés de zones d'altération hydrothermale et d'exhalaison localement riches en bore, appartenant à un environnement sous-marin hydrothermal d'exhalaison d'origine volcanique (complexe magmatique épizonal avec rhyolite, tuf et lave mafique et associé à des niveaux d'épiclastite et à des filons-couches donnant un contexte de type sulfures massifs volcanogènes; LaFlèche et al., 1992).

L'absence de niveaux riches en quartz, la présence locale d'une texture de lapilli et l'étude géochimique des roches dont la signature est soit volcanique, soit hydrothermale permettent d'écarter la possibilité d'une origine sédimentaire

(unités arkosiques massives associées à des niveaux d'argillite, de grauwaacke ou de turbidite) avec des filons-couches ou des coulées mafiques équivalant à un paléoenvironnement clastique de type sedex (Blein et al., 2003, 2004). De plus, on n'a observé aucune trace significative de zinc ou de plomb, dont la présence aurait été typique d'un système de type sedex. Dans les faciès granulitiques, le zinc se loge communément dans la gahnite (Hand et al., 1994). On a analysé le spinelle de l'affleurement 2401 (env. 5 % en poids de ZnO; Boggs, 1996) et cherché la présence de gahnite dans les tills (Corriveau et al., 1996b) afin de déterminer si des minéralisations zincifères étaient associées au complexe. Le système hydrothermal cuprifère ne présente aucun signe de l'association plomb-zinc-cuivre. Par contre, le type d'association est typique d'un système de sulfures massifs (cuivre et or) volcanogènes (Large et al., 2001b; Dubé et al., 2007) ou encore de systèmes à oxydes de fer-cuivre-or (Williams et al., 2005). La concordance des diverses zones minéralisées aurait une origine syngénétique ou épigénétique ou serait associée à la transposition. Les styles de minéralisation varient de part et d'autre du système hydrothermal et témoignent d'une transposition; toutefois, il y a peu d'indices notables d'un réseau de fractures bien développé.

Le complexe gneissique de Bondy, un édifice volcano-plutonique d'arc cuprifère de 1,4 Ga

Bien qu'ils soient métamorphisés au faciès des granulites, les gneiss étudiés du complexe gneissique de Bondy ne sont pas systématiquement appauvris en éléments lithophiles, et la majorité des éléments traces et des terres rares sont restées immobiles (Blein et al., 2003). La mobilité de ces éléments est fonction de la minéralogie primaire des gneiss. Ainsi, les feldspaths potassiques et les phases accessoires uranifères dans les faciès différenciés ont empêché l'appauvrissement en rubidium, uranium ou thorium.

Les travaux de Blein et al. (2003) indiquent que les unités mafiques et tonalitiques présentent une affinité tholéiitique à calco-alcaline, ainsi que des anomalies négatives de niobium et de tantale dans les diagrammes multi-éléments normalisés, ce qui est caractéristique d'un magmatisme d'arc. Toutefois, certains faciès mafiques riches en TiO_2 (>1,5 %) ont des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre celles des tholéiites de type MORB (Mid Ocean Ridge Basalt, basalte de dorsale médio-océanique) et des tholéiites d'arc. Les données sur la composition isotopique du samarium et du néodyme des faciès mafiques indiquent l'existence d'une source mantellique de type appauvri, sans contamination crustale importante. Les faciès felsiques comportent des rhyolites riches en SiO_2 (>75 %), qui proviennent de la fusion d'une source crustale ou lithosphérique. Les données sur la composition isotopique des rhyolites suggèrent l'existence d'une source mantellique légèrement contaminée par une composante crustale. Ces rhyolites sont associées à des faciès mafiques et représenteraient un événement de

rifting intra-arc. Les faciès différenciés ont des rapports Zr/Sm élevés, suggérant un enrichissement en fluor dans le fluide magmatique. Ces faciès auraient généré un fluide fluoré orthomagmatique minéralisateur enrichi en terres rares lourdes, en zirconium, en cuivre et en or. Dans ce contexte, les quelques horizons de roches calco-silicatées représenteraient possiblement des zones d'altération calcique et de carbonatation associées au système hydrothermal. Ces données suggèrent l'existence d'un édifice volcano-plutonique d'arc complet comportant des intrusions hypovolcaniques à la base (partie sud) et des roches volcaniques et volcanoclastiques, des exhalites, un système hydrothermal et des filons-couches mafiques au sommet (partie nord). Les intrusions hypovolcaniques auraient engendré et maintenu la circulation des fluides minéralisateurs pour former un système hydrothermal d'envergure.

En raison de ses caractéristiques d'arc cuprifère, le complexe gneissique Bondy s'apparente au Groupe de Bushmanland qui renferme les dépôts de zinc-plomb-cuivre d'Aggeneys et de Gamsberg, dans la ceinture de Namaqua, en Afrique du Sud (Willner, 1992), ainsi qu'aux dômes granitiques de l'arc cuprifère zaïro-zambien du Protérozoïque supérieur (Ngoyi et al., 1991). Le contexte envisagé est celui d'un bassin d'arrière-arc et d'un arc volcanique formé sur une mince croûte continentale dans une zone de rift à la marge d'un continent. Ce contexte favorise le développement de cellules hydrothermales dans un milieu sous-marin avec volcanisme actif et la formation de gîtes de sulfures massifs (Ohmoto, 1996, fig. 24B). Il ressemble aussi, sous certains aspects, aux dépôts protérozoïques riches en cuivre, en oxydes de fer et en terres rares ((L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998; p. ex. Olympic Dam, Kiruna; Frietsch, 1978; Sillitoe, 2003; Corriveau et al., 2007). Les éléments majeurs des gneiss alumineux sont appauvris en CaO et enrichis en MgO, Fe₂O₃, Na₂O ou K₂O, ce qui permet de distinguer divers types d'altération hydrothermale, dont des zones anciennement très chloritisées (maintenant des gneiss alumineux blancs à cordiérite-orthopyroxène), des zones chloritisées et séricitisées (maintenant des gneiss alumineux) et des zones séricitisées (maintenant des gneiss felsiques et des biotites). Ce type d'altération est caractéristique des systèmes hydrothermaux d'origine volcanique alimentés par des fluides chlorés. Par contre, les faciès les plus altérés et les minéralisations cupro-aurifères, qui contiennent communément de la magnétite, sont enrichis en terres rares lourdes et en zirconium et ne présentent aucune corrélation positive entre le cuivre et le zinc ou le plomb et entre l'or et l'arsenic, ce qui laisse croire que ces éléments n'ont pas été transportés par des complexes chlorés. Cette interprétation est corroborée par les spectres des terres rares, des sulfures et de la magnétite qui sont des précipités d'origine hydrothermale dont la composition ressemble à celles des fluides dont ils sont dérivés (L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998; LaFlèche et al., 1999; Fu et al., 2003). Leurs signatures géochimiques reflètent celle d'un fluide fluoré. De ce fluide

orthomagmatique produit par une ou plusieurs intrusions peu profondes (la métatonalite (?) et les orthogneiss du secteur sud du complexe), auraient précipité les minéralisations qui se seraient superposées à des faciès antérieurement altérés et riches en magnétite. Il est à noter qu'une des caractéristiques géochimiques des zones d'altération du complexe est la présence systématique de spectres de terres rares en forme de V très prononcé (ailes d'oiseau), signe concluant de la mobilité des terres rares (L. Corriveau, O. Blein, M.R. LaFlèche, N. Wodicka, L.B. Harris et B. Rivard, rapport inédit, 1998; Fu et al., 2003; Blein et al., 2004). Ces spectres sont en fait encore plus spectaculaires que ceux des roches hydrothermales associées au dépôt de Kidd Creek (Schandl et Wicks, 1993). Or, Campbell et al. (1984) précisaient que le degré de mobilité des terres rares s'accroît en fonction de la taille des dépôts qu'ils ont étudiés. Si cette relation donnait lieu à une généralisation, alors le complexe gneissique de Bondy pourrait présenter un potentiel élevé pour les gîtes de sulfures massifs volcanogènes ou d'autres types de gîtes, car nulle part ailleurs a-t-il été possible de documenter des motifs en V formés aussi systématiquement que dans le système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy.

Groupe de Sourd

Le quartzite et le gneiss quartzitique (unité mPsou₁; Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 1-1) sont gris et localement blanchâtres, à grain moyen, massifs à foliés ou rubanés. Les minéraux communs sont la biotite, les feldspaths, le quartz et, localement, le graphite, le grenat et la tourmaline. Ce faciès se présente en couches d'épaisseur décimétrique à métrique intercalées au sein de niveaux de métapélite et d'autres paragneiss (fig. 22a, b, c, d, f). Le paragneiss mixte, semipélitique ou quartzofeldspathique (unité mPsou₂), à grain moyen, a une patine beige, grise ou brun rouille, une couleur grise en cassure fraîche et une texture foliée et rubanée; il présente des ségrégations de minéraux métamorphiques qui sont parallèles à la foliation et définissent la gneissosité. On y trouve de la biotite, des feldspaths, des oxydes de fer, du quartz et, localement, du graphite, du grenat ou de la tourmaline. Les leucosomes sont en filons parallèles à la gneissosité (fig. 22f, g). Ce faciès renferme des niveaux de quartzite et de gneiss quartzitique à biotite-graphite-grenat et/ou muscovite (p. ex. 4451, 4454, 4458) ainsi que du gneiss à biotite-graphite (p. ex. 4450, 4452) et du paragneiss graphiteux (p. ex. 1476). Certains niveaux plissés d'épaisseur décimétrique contiennent environ 10 % de graphite (p. ex. 1476, évalué par la méthode de la perte au feu). Le gneiss pélitique (unité mPsou₃) a une patine grise à brun rouille, une couleur grise en cassure fraîche et un grain moyen (fig. 22b). Il est constitué de biotite, de feldspaths, de graphite, de grenat, de quartz, de sillimanite et de sulfures de fer et présente des ségrégations bien développées de minéraux métamorphiques et des leucosomes en filons. Les niveaux pélitiques sont intercalés avec du quartzite et du paragneiss mixte. Le marbre et la roche calco-silicatée (unité mPsou₄) sont blancs à verts, à grain moyen ou

grossier et à texture granoblastique. Ils sont massifs ou foliés et constitués de calcite, de diopside, de graphite, de phlogopite, de plagioclase, de scapolite, de serpentine, de sulfures et/ou de titanite. Ils renferment des niveaux de quartzite, de paragneiss mixtes et de paragneiss à tourmaline ou à filons de tourmaline, de même que des indices de graphite, comme celui de Carmin dans la région cartographique 31 J/2, au sud-ouest de Labelle (fig. 3a, 22e, h). L'amphibolite (unité mPso₃) a une patine verte et une couleur verte en cassure fraîche, un grain moyen et une texture granoblastique (fig. 22f). Elle est composée de biotite, de clinopyroxène, de grenat, de hornblende, d'orthopyroxène et/ou d'oxydes de fer-titane. Ces niveaux sont massifs, foliés ou gneissiques, et leurs leucosomes renferment de l'amphibole ou de l'orthopyroxène. Ces unités comprennent communément des niveaux de gneiss à hornblende. Le gneiss granitique à tonalitique, quartzofeldspathique ou charnockitique (unité mPso₆) a une couleur beige à rosée et un grain fin à moyen; il est folié et composé de biotite, de grenat, de feldspaths, de hornblende, d'orthopyroxène, d'oxydes de fer-titane ou de quartz. Il renferme des niveaux d'amphibolite. Plus au nord, dans les régions cartographiques 31 J/10 et J/11, les unités de quartzite, de paragneiss et de marbre ont été regroupées dans le lithodème de la séquence supracrustale de Curières (unité mPcur, Hébert et Nantel, 1999; Lacoste, 2001).

Groupe de Lièvre

Le Groupe de Lièvre (unité mPlie) renferme du marbre et de la roche calco-silicatée à calcite-diopside-dolomite-graphite-phlogopite-plagioclase-scapolite-serpentine-sulfures ou titanite. Les affleurements de marbre le long de la rivière du Lièvre servent de localité type. Plus au nord dans la région cartographique 31 J/11, les unités de marbre et de roches calco-silicatées ont été regroupées dans le lithodème mPcur₃ de la séquence supracrustale de Curières (Hébert et Nantel, 1999). Dans la région cartographique 31 G/14, les unités d'épaisseur plurimétrique de marbre dolomitique et de marbre à serpentine s'étendent sur des dizaines de kilomètres. Elles sont déformées en plis d'orientation nord-sud ou est-ouest et d'amplitude kilométrique et sont structuralement au-dessus du Groupe de Sourd et des complexes gneissiques. Si ces séquences appartiennent au domaine de marbre, ce domaine se trouvera structuralement au-dessus du domaine de quartzite. Le pluton de monzonite et de diorite de Montagne Noire (1077 Ma; van Breemen et Corriveau, 1995) est encaissé dans du paragneiss et du gneiss quartzofeldspathique; du marbre affleure en abondance dans la séquence hôte à l'extérieur de l'auréole structurale du pluton. Cette relation est la même que celle observée pour les plutons du domaine de marbre (voir la section « Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta »).

SUITES INTRUSIVES

Suite intrusive de Lacoste

Hébert et al. (1996) ont reconnu des relations de recoupement entre les diverses unités de gneiss dans la région cartographique 31 J/10, confirmant ainsi la présence d'une suite intrusive métamorphisée, comme l'avait proposée Osborne (1935). Il s'agit de la suite intrusive de Lacoste (unité mPlac; fig. 3), que Hébert et Nantel (1999) ont redéfini et décrit en détail. Dans la région cartographique 31 J/10, les gneiss de composition intermédiaire prédominent (monzonite quartzifère, diorite quartzifère et monzodiorite; unité mPlac₁), alors que du gneiss granitique ou tonalitique (unité mPlac₂) affleure en quantité moindre. Dans la région cartographique 31 J/2, du gneiss granitique ou tonalitique, et localement charnockitique, prédomine (voir l'unité mPlac). Il a une patine beige, rosée ou grise et un grain fin à moyen; il est leucocrate et homogène à rubané. Il comprend une paragenèse de biotite, grenat, hornblende ou orthopyroxène, magnétite, plagioclase et quartz avec de l'apatite comme minéral accessoire. Cette unité granitique (unité mPlac₁ dans Corriveau et Jourdain, 2000; tableau 1) renferme des filons-couches d'amphibolite et de métagabbro (unité mPlac₂ dans Corriveau et Jourdain, 2000; tableau 1) verts, mésocrates et à grain moyen, de même que des niveaux moins importants d'amphibolite et de roche calco-silicatée. Ces filons-couches sont constitués d'apatite, de biotite, de clinopyroxène, de hornblende ou d'orthopyroxène, de magnétite, de plagioclase et de titanite. Une texture subophitique persiste localement. Plus communément, ces filons-couches sont recristallisés au faciès des amphibolites; ils sont alors massifs, foliés ou gneissiques et présentent une texture granoblastique. La texture subophitique originelle a été pseudomorphosée et les bâtonnets de plagioclase et les minéraux mafiques interstitiels ont été recristallisés, formant des plages mafiques avec des cristaux granoblastiques et des plages avec des cristaux de plagioclase équidimensionnels. Les leucosomes à biotite ou à hornblende y sont communs; localement, ils cèdent la place à des leucosomes amiboïdes à orthopyroxène, ce qui montre que les conditions d'anatexie étaient à la limite des faciès des amphibolites et des granulites. Hébert et Nantel (1999) mentionnent que certains de ces orthogneiss renferment des enclaves de roches supracrustales et de gabbro, ce qui les amène à conclure que les intrusions de gabbro en feuillets (filons-couches) sont précoces dans la région de l'Ascension (SNRC 31 J/10) et représentent une unité distincte de la suite intrusive de Chevreuil décrite plus loin. Ces auteurs ont donné à ces gabbros le nom de « suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc » (voir la section « Suite intrusive de Chevreuil : intrusions en feuillets et intrusions litées »). Dans la région cartographique 31 J/2, toute cette unité a été fortement transposée tectoniquement et aucune

relation de recoupement n'a été observée. Par contre, cette unité est recoupée par des dykes mafiques qui ont été recristallisés au faciès des amphibolites mais qui sont dépourvus de leucosomes. Ces dykes sont typiques de la suite intrusive de Chevreuil (décrite plus loin). Par conséquent, les gneiss tonalitiques à alaskitiques et les filons-couches de métagabbro de la suite intrusive de Lacoste sont antérieurs à un épisode de déformation et d'anatexie, antérieurs à la suite intrusive de Chevreuil et donc antérieurs à 1,17 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000; voir la section « Géochronologie régionale »). Les âges U-Pb sur cristaux de zircon tirés de gneiss tonalitiques sont de 1450 ± 10 Ma, 1365 ± 2 Ma et 1386 ± 18 Ma (Hébert et Nantel, 1999; Nantel et Pintson, 2002; Nantel, 2008). Les cristaux étaient en majorité de forme prismatique et ils sont interprétés comme représentant l'âge de cristallisation. Ces âges suggèrent que la mise en place de certaines roches supracrustales remonte à plus de 1,4 Ga. Les études géochimiques de la suite intrusive de Lacoste montrent que, tout comme le complexe gneissique de Bondy, ces gneiss se sont formés dans un contexte d'arc, plus particulièrement dans un contexte d'arc continental (Nantel et Pintson, 2002; Nantel, 2008).

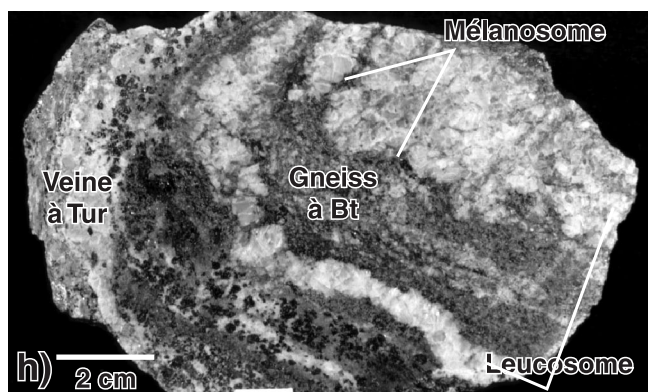
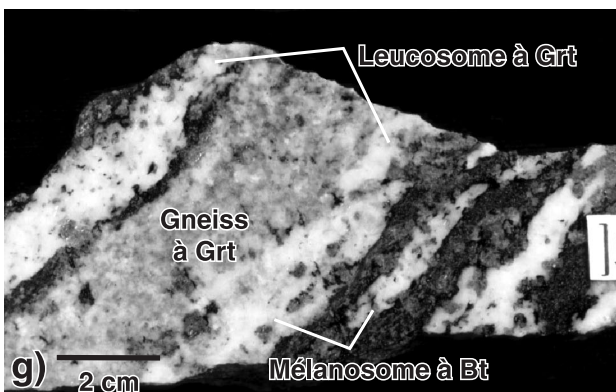
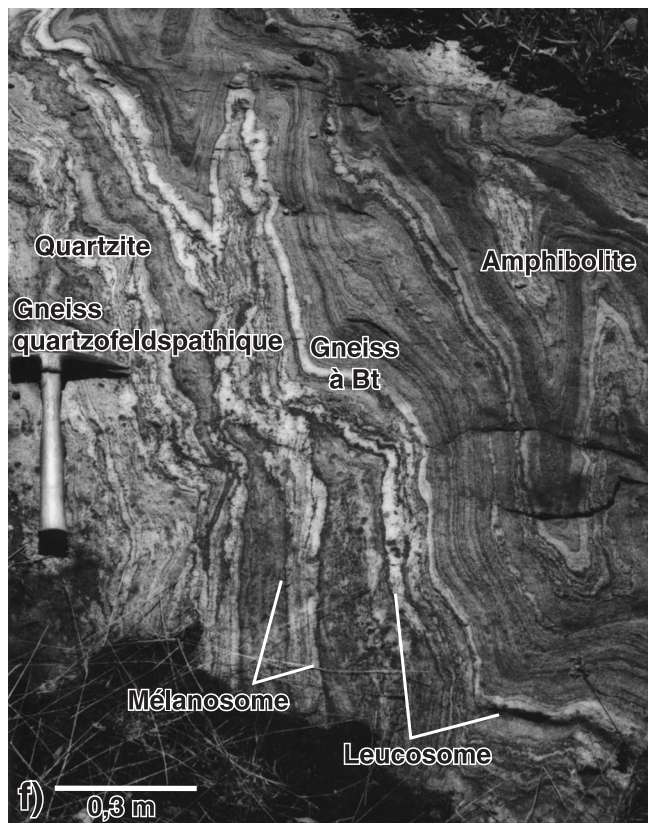
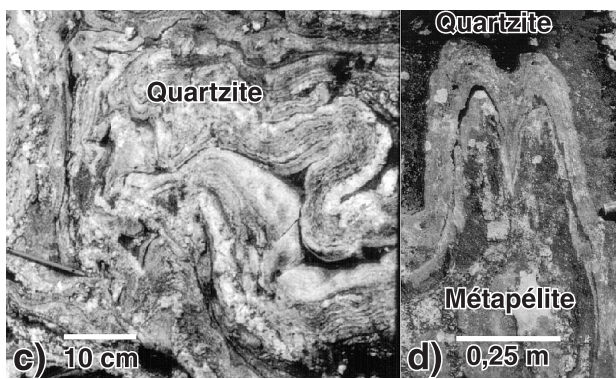
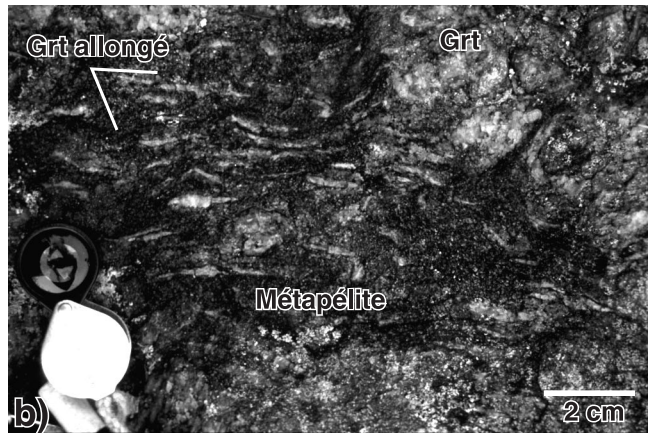
Suite à anorthosite-mangérite- charnockite-granite de Morin

La suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) de Morin (unité mPmor; 1165-1135 Ma) comprend le massif d'anorthosite de Morin de 1,155 Ga et une série de plutons (<300 km²) relativement homogènes de charnockite, de mangérite et de monzonite (fig. 23; Martignole et Schrijver, 1970a, b; Martignole, 1974, 1996; Emslie et Hunt, 1990; Doig, 1991; Emslie et Hegner, 1993; Friedman et Martignole, 1995; van Breemen et Corriveau, 1995). Elle comprend des faciès mafiques d'anorthosite et de leuconorite (à l'intérieur ou à l'extérieur du massif d'anorthosite de Morin; unité mPmor₁) dont la patine et la couleur en cassure fraîche sont noires, grises ou violettes. La roche a

un grain moyen à grossier et une texture massive à protoclastique. Ses minéraux principaux sont le clinopyroxène, le plagioclase, l'orthopyroxène et, localement, le grenat. Les faciès felsiques comprennent de la monzonite et de la monzonite quartzifère porphyroïde (unité mPmor_{2a}). Ces roches beiges à grain moyen à grossier présentent une foliation magmatique ou tectonique. Leurs minéraux principaux sont l'apatite, la biotite, le feldspath potassique, la hornblende, les oxydes de fer-titane, le plagioclase, le zircon et la titanite. De l'orthopyroxène est présent par endroits. La charnockite et la mangérite (unité mPmor_{2b}) ont une patine beige, brunâtre ou verdâtre et une couleur verdâtre en cassure fraîche. Elles sont à grain moyen à grossier et renferment de la biotite, du clinopyroxène, du feldspath potassique, du grenat, de l'orthopyroxène, des oxydes de fer-titane et du plagioclase. Cette unité renferme des faciès de granite, de monzonite et de monzonite quartzifère porphyroïde. Ces divers types de roches plutoniques présentent communément une foliation magmatique formée à l'état solide ou syntectonique, et peuvent avoir un aspect gneissique.

La suite AMCG de Morin a d'abord été considérée comme contemporaine du métamorphisme régional (Martignole et Schrijver, 1970b, p. 407; Martignole et Calvert, 1996) ou même pré-tectonique, c'est-à-dire antérieure au métamorphisme des gneiss encaissants (Wynne-Edwards et al., 1966). Toutefois, elle renferme des xénolites de gneiss (Martignole et Schrijver, 1970a; Martignole, 1996). Les relations de terrain indiquent qu'elle est postérieure à la migmatisation et à la formation ou à la structuration des gneiss encaissants. Ses valeurs en δO^{18} suggèrent qu'elle s'est formée en présence de basaltes altérés par des fluides hydrothermaux à l'interface de la croûte et du manteau (Peck et Valley, 2000). De telles roches d'origine hydrothermale sont présentes notamment dans le complexe gneissique de Bondy (Blein et al., 2004) et à la bordure de la ceinture métasédimentaire centrale (Peck et Smith, 2005).

Figure 22. Paragneiss du Groupe de Sourd. **a)** Quartzite (CQA-3311; UTM : 479165mE, 5100008mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-076. **b)** Métapélite à biotite-grenat-sillimanite (CQA-4485; UTM : 471003mE, 5134910mN). Contrairement à la majorité du grenat dans les gneiss de la région, ces cristaux de grenat sont allongés (étirés et déformés (?)). Photographie de L. Corriveau, 2003-077. **c)** Plis ptygmatisés dans un quartzite relativement compétent intercalé avec du gneiss à biotite rhéologiquement plus ductile, région du lac Montjoie (voir la figure 5; localisation exacte incertaine). Photographie de L. Corriveau, 2003-078. **d)** Niveau plissé de quartzite dans une métapélite au lac Montjoie (voir la figure 5; localisation exacte incertaine). Photographie de L. Corriveau, 2003-079. **e)** Carotte de forage de l'indice du lac Carmin, au sud-est du lac Marie-Lefranc, dans la région cartographique SNRC 31 J/2 (CQA-118; UTM : 501103mE, 5103714mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-080. **f)** Paragneiss mixte du Groupe de Sourd (CQA-071; UTM : 506928mE, 5113694mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-081. **g)** Section sciée d'un gneiss rubané à biotite-grenat-plagioclase-quartz; le gneiss contient des mélanosomes centimétriques à biotite-grenat et des leucosomes granitiques à grenat (CQA-3302; UTM : 477402mE, 5103089mN). Le grenat est disséminé dans le gneiss, mais il est présent en proportions relativement élevées dans les mélanosomes. Il se présente en cristaux xénomorphes roses de taille millimétrique (3-4 mm). Photographie de L. Corriveau, 2003-082. **h)** Gneiss à biotite (15-20 % de biotite) et tourmaline, folié, mésocrate, rubané et à grain fin, avec des leucosomes massifs à grain grossier dont certains sont à tourmaline (CQA-3366; UTM : 496395mE, 5095705mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-083.



Suite intrusive de Chevreuil : intrusions en feuillets et intrusions litées

La suite intrusive de Chevreuil (unité mPche; 1,17-1,16 Ga, fig. 23) réunit l'ensemble des unités de monzonite porphyroïde, de gabbro et de diorite des régions de Mont-Laurier (31 J), du lac Kempt (31-O) et d'Ottawa (31 G) cartographiées par Wynne-Edwards et al. (1966, unités 15 et 18) et compilées par Avramtchev et Piché (1981). Ces unités renferment des phases ultramafiques de clinopyroxénite et d'orthopyroxénite, des phases mafiques de gabbro, de gabbro-norite, de diorite et d'anorthosite ainsi

que des phases intermédiaires à felsiques porphyroïdes de monzonite, de monzonite quartzifère, de syénite et de granite. Elles se présentent sous forme d'intrusions en feuillets qui sont concordantes avec le grain structural régional et d'intrusions subcirculaires autour desquelles le grain régional est parallèle aux contacts et forme des auréoles structurales subcirculaires (fig. 23). Les intrusions subcirculaires (5-30 km²) sont gabbroïques et ont un litage systématiquement subvertical (annexe B); le terme « litage » est utilisé ici dans le sens du terme anglais « layering » et n'a aucune connotation de dépôt gravitaire en couches horizontales (c'est-à-dire « bedding » en anglais). Les intrusions en feuillets sont soit

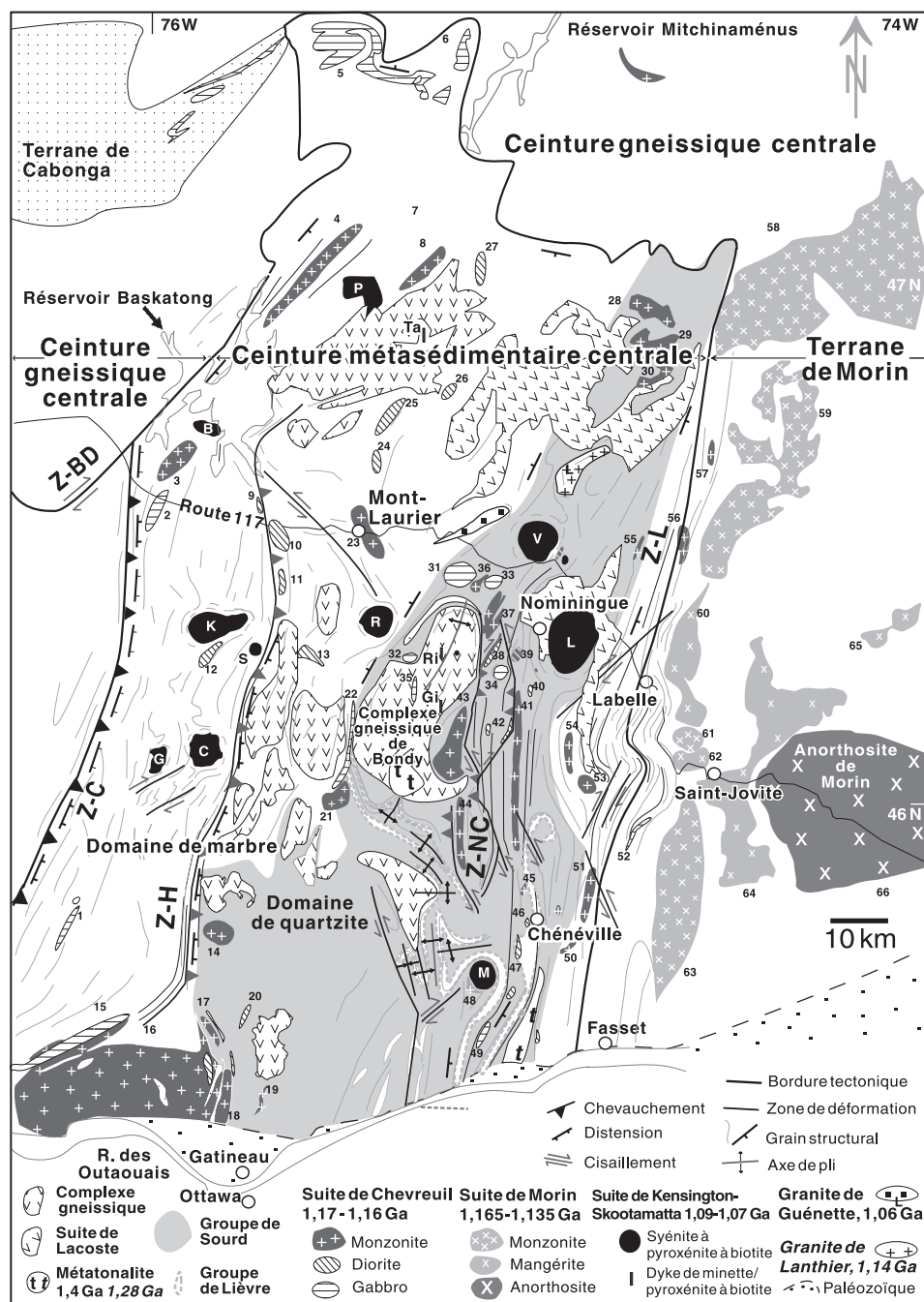
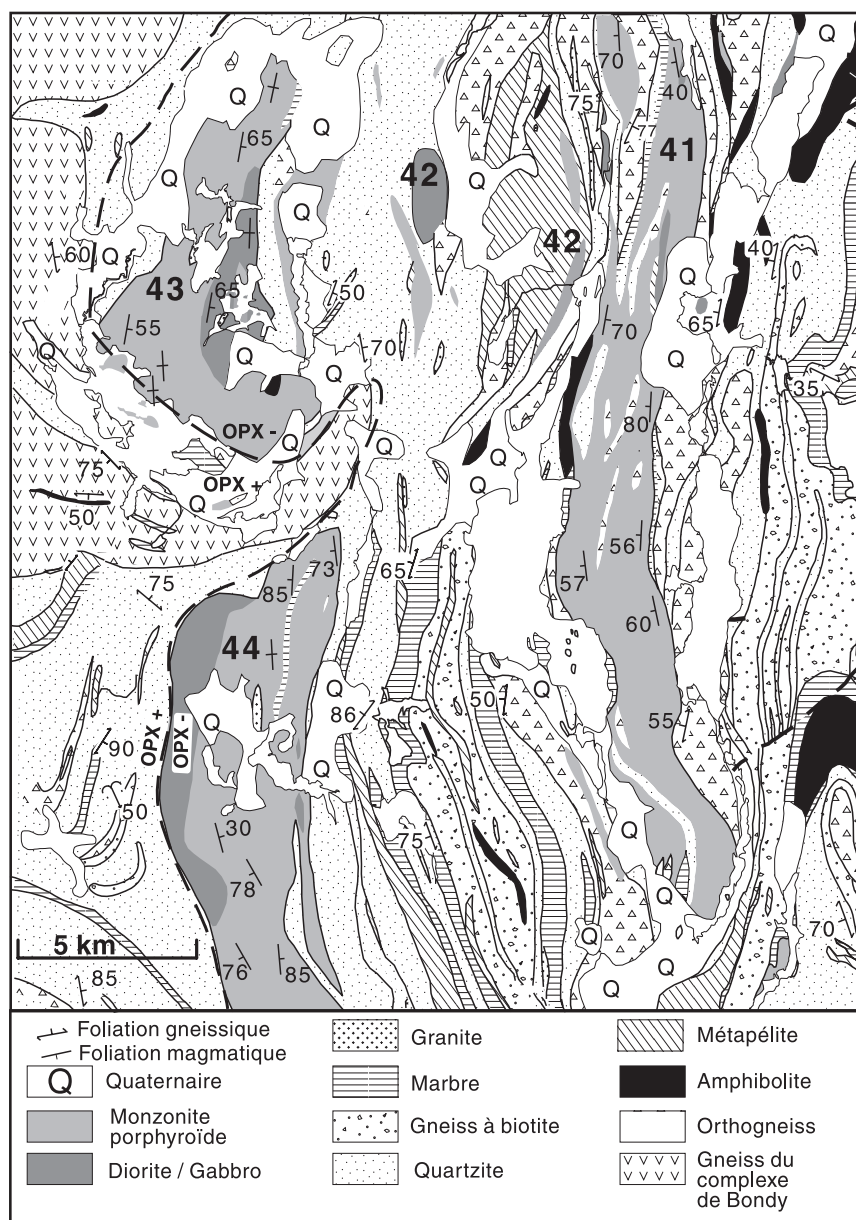


Figure 23. Localisation des plutons (1-57) de la suite intrusive de Chevreuil, y compris les feuillets et complexes intrusifs suivants : Lac du Rang (1), Grand Remous (2), Baskatong (3), Vagnier (5), Henn (7), Polonais (8), Wakefield-Onslow (16), Serpent (22), Écorces (23), Diable (31), Kar-Ha-Kon (32), Lacordaire (33), Montjoie (34), Hydroplane (35), Saint-François-d'Assise (37), Sept-Frères (38), Bruchési (39), Preston (41), Gagnon (42), Armstrong (43), Lac Chevreuil (44), Sucrerie (53), Roches (54). Les plutons de la suite AMCG de Morin (58-66) incluent Rémi (52), Janet (59), Maskinongé (61), Grey Valley (63) et anorthosite de Morin (66). Voir aussi la légende des figures 1 et 3.

simples et formées de monzonite (<55 km²) ou de gabbro (env. 10 km²), soit composites, avec une superficie qui varie de 1 à 55 km² et constituées de monzonite porphyroïde et de diorite hétérogène (fig. 9, 24; annexe C). Ces assemblages lithologiques ont conduit à la subdivision du lithodème en trois grandes unités : l'unité mPche₁ de monzonite et de monzonite quartzifère porphyroïde, l'unité mPche₂ de diorite avec une composante mineure de gabbro et de gabbro norite, et l'unité mPche₃ de gabbro, de gabbro norite, de leucogabbro, de leucogabbro norite, d'anorthosite et de pyroxénite communément lités. Les phases gabbroïques et monzonitiques sont de loin les plus abondantes. La suite comporte aussi un essaim de dykes de microdiorite homogène, un essaim de dykes composites de microdiorite étroitement associée à une phase felsique avec des textures de mélange de magmas et des dykes de pegmatite (annexe D; voir la section

« Essaim régional de dykes » et les figures qui s'y trouvent). La présence de textures de mélange de magmas tant dans les intrusions en feuillets que dans les dykes composites (fig. 6a) reflète une mise en place contemporaine des magmas mafiques et felsiques (voir Vernon, 1991; Wilcox, 1999) et représente une importante caractéristique commune pour l'établissement d'un lithodème unique dans l'ensemble de la ceinture. D'après les critères utilisés, les intrusions de gabbro le long de la marge ouest de la ceinture métasédimentaire centrale ainsi que les phases précoces de monzonite du pluton de Wakefield-Onslow sont incluses dans cette suite (fig. 23). Ainsi, à ce jour, plus de 55 plutons ont été répertoriés comme membres de la suite intrusive de Chevreuil, et l'essaim de dykes de la suite a pu être retracé dans toute la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (fig. 23).

Figure 24. Typologie des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil et de leur relation avec l'encaissant. Les feuillets de monzonite et de diorite des plutons 41 à 44 de la zone de déformation de Nominique-Chénéville (Corriveau et Madore, 2000) présentent une foliation magmatique parallèle à l'unité hôte paragneissique et à sa foliation. À noter les nombreux écrans de paragneiss entre les divers feuillets intrusifs d'un même pluton.



Le regroupement des diverses unités en une suite a été corroboré par la datation U-Pb d'échantillons représentatifs du spectre observé pour la suite intrusive de Chevreuil. Les échantillons datés proviennent de trois feuillets de monzonite, d'un gabbro pegmatitique dans une intrusion litée, d'un dyke de pegmatite étroitement associée à une phase mafique et d'un dyke de pegmatite qui recoupe des dykes de microdiorite homogène attribués à la suite intrusive de Chevreuil (voir la section « Géochronologie régionale »). Ces corps intrusifs donnent des âges U-Pb allant de 1167 Ma à 1165 Ma pour les phases plutoniques, de 1161 Ma pour le dyke composite et de 1157 Ma pour le dyke de Forget qui recoupe des dykes mafiques (Corriveau et van Breemen, 2000). Les exemples types de la suite intrusive de Chevreuil sont les feuillets de monzonite et de diorite du pluton de Lac Chevreuil et l'intrusion litée de Montjoie (fig. 23); ils affleurent respectivement dans les régions cartographiques 31 J/3 et J/6 (Corriveau et Rivard, 1997, arrêts 1-2, 1-4 et 3-3). Bien que de la monzonite porphyroïde soit présente par endroits dans la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga), cette dernière possède plusieurs caractéristiques qui permettent d'éviter de confondre ses composantes et celles des monzonites plus anciennes. Ainsi l'assemblage lithologique très riche en biotite, la composition ultrapotassique à shoshonitique, la prédominance de la syénite dans les unités plutoniques et la granulométrie moyenne à grossière des dykes de diorite dans les plutons alcalins potassiques sont des caractéristiques qui diffèrent de celles de la suite intrusive de Chevreuil (voir la section « Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta »). De plus, la forme carrée des cristaux de feldspath des unités de monzonite de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta diffère de la forme systématiquement rectangulaire et grossière des cristaux de feldspath de la monzonite de la suite intrusive de Chevreuil. À noter que certaines des phases tardives du pluton de Wakefield-Onslow présentent une affinité texturale et lithologique avec la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta, et il est fort probable qu'elles y appartiennent (Avramtchev et Piché, 1981; Corriveau, 1990).

Répartition des plutons

Bien que la suite intrusive de Chevreuil se soit mise en place dans toute la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, la répartition des plutons n'est pas uniforme. Les feuillets sont disposés systématiquement parallèlement au grain structural régional, ce qui permet de les regrouper en grandes zones magmatiques de longueur plurikilométrique. Ces zones se situent préférentiellement le long de zones de déformation et de bordures tectoniques (fig. 23). Les feuillets 1 à 4 se situent le long de la zone de déformation de Cayamant à la limite ouest de la ceinture (fig. 23; Kretz, 1977; Madore et al., 1994). Une série de feuillets de diorite et de gabbro longent la limite nord de la ceinture (feuillets 5 et 6, fig. 23; Wynne-Edwards et al., 1966; Jacoby, 1975; Condon, 1989). Les feuillets 7 à 15 constituent une zone magmatique de près de 2 km de largeur et de plus de

40 km de longueur dans la zone de déformation de Heney et dans son prolongement déduit, alors que les feuillets 37 à 49 forment une série d'intrusions dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (fig. 23; Wynne-Edwards et al., 1966; Dupuy et al., 1989; Hébert et al., 1996; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Madore, 2000). Les feuillets 17 à 18 se rattachent à la zone de déformation de Heney et pourraient en constituer un embranchement; les feuillets 19 à 27 et les feuillets 28 à 30, 35 et 36 délimitent respectivement deux zones magmatiques dont le contexte structural est incertain. Par contre, la répartition linéaire des feuillets 19 à 22 fait penser qu'une grande discontinuité pourrait exister sous la surface. Dans le segment nord de la ceinture métasédimentaire centrale, ce corridor longe la zone de chevauchement de la Lièvre (Nantel, 2001a) et les régions recelant des indices d'uranium qui sont actuellement en exploration (p. ex. Moore, 2007; Turcotte, 2007). Enfin, les feuillets 50 à 57 suivent la bordure est de la ceinture dans la zone de déformation de Labelle, alors que les plutons 58 à 66 de la suite AMCG de Morin forment une importante zone magmatique le long de la marge ouest du terrane de Morin (fig. 23; Wynne-Edwards et al., 1966; Hébert et al., 1996). Dans la majorité des zones, les plutons ont une composition uniforme, soit gabbroïque, soit monzonitique (p. ex. plutons 1, 3, 21 à 23, fig. 23; Wynne-Edwards et al., 1966; Kretz et al., 1989). Seuls les dykes sont composites et présentent des textures issues d'un mélange de magmas felsiques et mafiques. Par contre, dans les zones de déformation de Nominigüe-Chénéville et de Labelle, les feuillets intrusifs sont systématiquement composites et les phases mafiques comportent principalement de la diorite (p. ex. 44, fig. 23, 24; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Madore, 2000).

La répartition des quatre intrusions litées subcirculaires est différente (31 à 34, fig. 23; Corriveau et Rivard, 1997, arrêts 3-1 à 3-4 et 3-8). Ces intrusions sont dispersées le long des flancs ouest et est et de la charnière de l'antiforme dans la partie nord du complexe gneissique de Bondy (fig. 5b, 23; Corriveau et Jourdain, 2000). Bien que les dykes mafiques et les dykes composites abondent dans les complexes de gneiss, on n'y trouve qu'un corps intrusif important, soit le dyke de l'Hydroplane (35, fig. 23).

Relations avec les encaissants gneissiques

Les diverses phases intrusives de la suite intrusive de Chevreuil recoupent ou incluent du gneiss migmatisé et présentent des textures magmatiques macroscopiques et microscopiques (p. ex. fig. 6a, b, 7a, b). Ces roches sont partiellement à totalement recristallisées, mais ne sont pas migmatisées. La paragenèse des phases recristallisées témoigne d'un métamorphisme au faciès des amphibolites. L'absence notable de leucosomes et la conservation de textures magmatiques font nettement contraste avec les gneiss encaissants décrits dans les sections antérieures. Ainsi, les observations de terrain, les relations de recoupement et les datations U-Pb présentées dans la section « Géochronologie

régionale » et dans Corriveau et van Breemen (2000) indiquent que la suite intrusive de Chevreuil est postérieure à l'épisode de métamorphisme régional qui a migmatisé les gneiss.

Approche descriptive utilisée

Compte tenu de notre compréhension accrue de la mise en place des magmas (voir plus loin), nous avons porté une attention particulière à la description des textures et structures mégascopiques et microscopiques des plutons et des dykes de la suite intrusive de Chevreuil afin de pouvoir utiliser ces caractéristiques ultérieurement pour l'interprétation pétrogénétique et tectonique. Certaines textures et relations de terrain permettent de distinguer les fabriques magmatiques qu'acquière les corps intrusifs lors de leur mise en place, d'une part, des fabriques tectoniques qu'ils acquièrent à l'état solide lors de leur mise en place ou qui leur sont superposées lors de leur métamorphisme ultérieur, d'autre part (p. ex. Kretz, 1966; Paterson et Tobish, 1988; Paterson et al., 1989, 1998; Passchier et al., 1990; Corriveau et al., 1998; Vernon, 1999, 2000; Corriveau et van Breemen, 2000). L'orientation préférentielle de cristaux de feldspath (plagioclase ou feldspath potassique) idiomorphes à hypidiomorphes en l'absence d'une recrystallisation témoigne d'une foliation magmatique (Paterson et al., 1989; Vernon, 2000) et représente un des outils les plus puissants qui permet de reconnaître, lors d'un levé de terrain, si une roche ayant un aspect gneissique est magmatique ou métamorphique. Par contre, des fabriques typiques d'une déformation à l'état solide, qui sont définies par l'orientation préférentielle de lits de quartz, de feldspath lenticulaire, de feuillets de biotite et de plages mafiques ou felsiques lenticulaires symétriques, peuvent être acquises au cours de la mise en place de la roche ou après.

Les intrusions mises en place dans la croûte profonde ou dans un milieu orogénique ont communément été recrystallisées, et un examen macroscopique permet généralement de reconstituer la texture magmatique précoce, en particulier pour les unités mafiques. En effet, en général, la répartition des plages mafiques et la forme des mosaïques de néoblastes issus de la recrystallisation de bâtonnets de plagioclase sont similaires à la répartition originale des minéraux mafiques interstitiels et des bâtonnets de plagioclase qu'ils encaissent (voir la figure 6f). L'identification de ces empreintes texturales est beaucoup plus difficile au microscope que sur le terrain. Pour étudier l'épisode magmatique, nous avons noté l'orientation préférentielle des minéraux magmatiques. En l'absence d'une transposition tectonique notable (p. ex. présence de bâtonnets de plagioclase recrystallisés en mosaïques rectangulaires de néoblastes et obliques ou perpendiculaires à la foliation, donc non transposées), nous avons noté la présence, la taille et l'orientation des mosaïques rectangulaires de plagioclase granoblastique afin de reconstituer la granulométrie et la structuration originelle de la roche avant sa recrystallisation. Cette méthode permet

d'élaborer des scénarios et peut s'avérer un instrument de travail important pour la reconstitution des événements magmatiques et orogéniques précoces. La présence et l'orientation des porphyroclastes, des feldspaths potassiques ceillés et des mosaïques lenticulaires de feldspaths permettent aussi de caractériser la foliation tectonique (c.-à-d. issue d'une déformation synplutonique à l'état solide ou d'une déformation associée à un épisode métamorphique subséquent; Vernon, 2000).

Nous avons également examiné en détail les relations de recoupement et la structuration des divers corps intrusifs par rapport à celle de leur encaissant afin de déterminer la chronologie des événements enregistrés. Au cours d'un tel exercice, il est essentiel de tenir compte du fait que le comportement rhéologique d'un corps intrusif évolue différemment de celui de son encaissant et ce, pendant et après la mise en place du corps intrusif (Pavlis, 1996); en outre, la formation et la cristallisation d'un pluton sont rapides (de 1000 à 1 000 000 ans) par rapport à l'échelle de temps d'une orogénèse (Pitcher, 1975; Clemens et Mawer, 1992; Cruden, 1998). Lors de sa cristallisation, un corps intrusif sera plus ductile que son encaissant; il peut acquérir et conserver une structuration qui reflétera le régime de contrainte qui existait lors de sa mise en place. Par contre, une fois cristallisée, cette même intrusion deviendra plus compétente – donc plus difficile à déformer et à recrystalliser B que son encaissant (Carter et Tsenn, 1987; Pavlis, 1996). Lors d'épisodes subséquents de rejeu tectonique, les corps intrusifs peuvent ainsi conserver l'empreinte d'événements précoces et constituer de ce fait des repères clés pour l'analyse de l'évolution tectonique des orogénèses polyphasées (Corriveau et al., 1998; Corriveau et van Breemen, 2000).

La description qui suit des unités de la suite intrusive de Chevreuil débute par l'unité la plus simple, soit l'unité gabbroïque (unité mPche₃) qui se présente principalement sous forme d'intrusions litées. Vient ensuite la description des unités de monzonite (unité mPche₁) et de diorite (unité mPche₂), qui sont des intrusions en feuillets. Cette description s'appuie aussi sur une étude pétrographique de 69 échantillons provenant de 22 plutons et dykes associés. La section se termine par une discussion des fabriques et des processus de mise en place des intrusions de la suite intrusive de Chevreuil.

Intrusions gabbroïques à litage vertical

Les unités de gabbro, de gabbronorite, de leucogabbro, de leucogabbronorite, d'anorthosite et de pyroxénite de la région de Mont-Laurier sont rassemblées sous le lithodème mPche₃ (tableau 1; annexe E). Elles sont étroitement associées les unes aux autres et forment des intrusions subcirculaires litées ou des feuillets allongés.

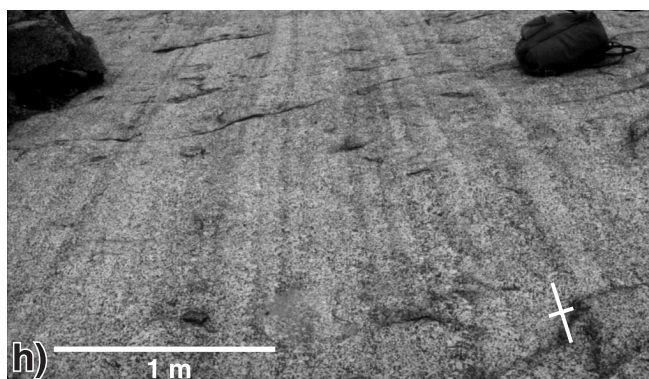
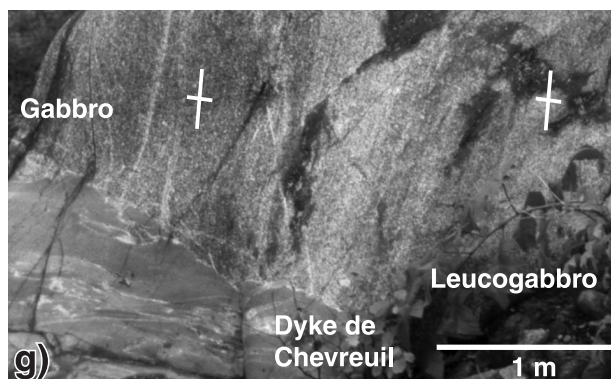
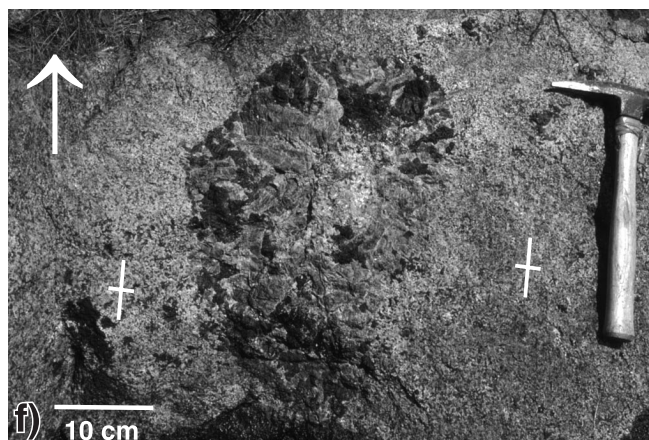
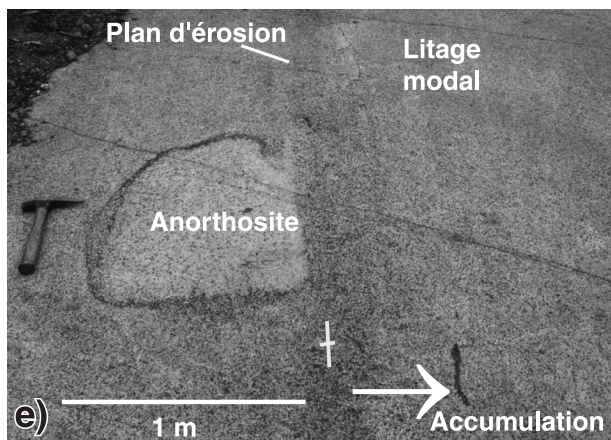
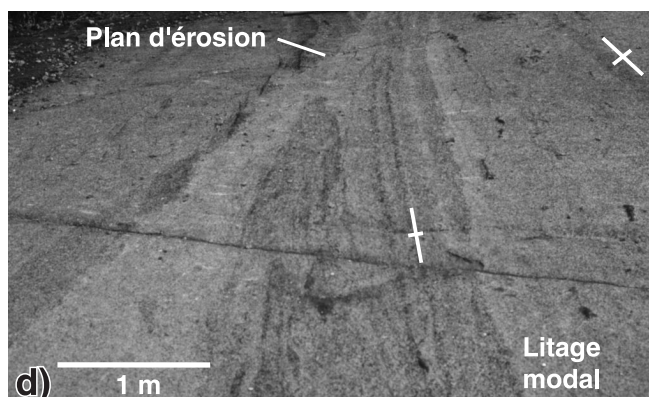
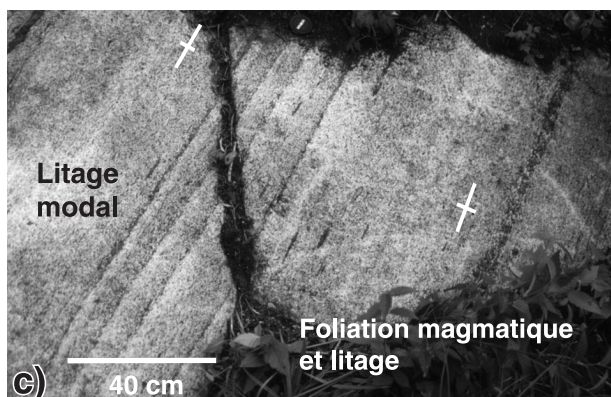
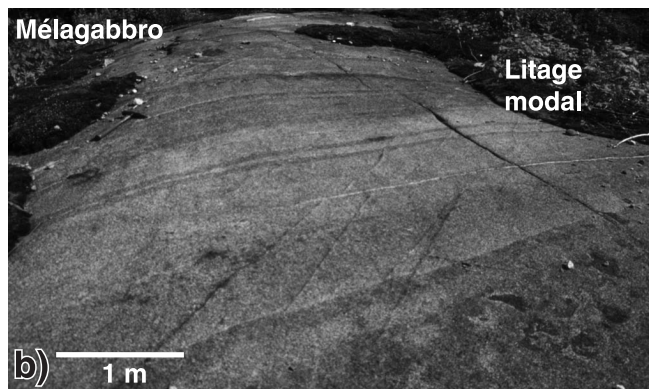
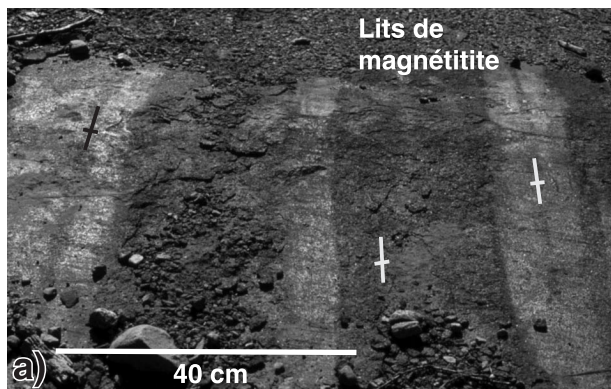
Dans les intrusions litées, la gabbronorite leucocrate à mélanocrate prédomine alors que les niveaux de pyroxénite et d'anorthosite forment une composante mineure du volume

au niveau d'érosion actuel. L'alternance de couches de gabbro mésocrate de puissance décimétrique à métrique et de lits d'épaisseur décimétrique à centimétrique d'anorthosite, de leucogabbro, de gabbronorite, de gabbro mélanocrate et de pyroxénite définit un litage magmatique (fig. 25a, b). Le litage est prononcé ou subtil, selon la différenciation pétrographique des diverses couches. Les lits sont rectilignes et continus à l'échelle de l'affleurement, et leur épaisseur varie du centimètre au mètre. Les variations que l'on trouve d'un affleurement à un autre suggèrent qu'il existe également un litage d'épaisseur décimétrique. Bien que le litage soit en grande partie isomodal, certains lits présentent un tri modal (fig. 25c). Les lits peuvent avoir deux contacts francs, deux contacts progressifs ou un contact franc et un contact progressif. On trouve également un litage rythmique local, par exemple l'alternance des lits de magnétite (60 % de magnétite), de leucogabbro et de gabbronorite mésocrate à magnétite dans l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon (32, fig. 23). Le litage est toujours subvertical; aucun lit horizontal n'a été observé même dans les nombreuses surfaces d'affleurement qui présentaient des coupes verticales ou une vue en trois dimensions.

On observe localement des surfaces d'érosion d'origine magmatique qui, elles aussi, sont orientées systématiquement selon un plan vertical (fig. 25d, e). Dans l'intrusion

litée de Lacordaire (33, fig. 23), un chenal d'érosion vertical (fig. 25d) présente un tri modal irrégulier au fond du chenal et plus continu vers son « sommet ». Un autre chenal d'érosion subvertical présentant un tri modal (1399) affleure dans l'intrusion litée du Diable (31, fig. 23). Ces chenaux ont de 1 à 2 m de « profondeur » et de 3 à 16 m de largeur. Les bâtonnets de plagioclase y définissent une fabrique planaire prononcée (foliation magmatique) verticale, parallèle au litage. Le caractère vertical des chenaux indique que l'écoulement magmatique qui a entraîné l'érosion d'origine magmatique et la cristallisation subséquentes des lits était vertical. Sur le même affleurement que le chenal d'érosion dans l'intrusion litée de Lacordaire (33, fig. 23), un bloc d'anorthosite érodé se trouve en bordure d'une autre surface d'érosion (fig. 25e). Ce bloc d'anorthosite à orthopyroxène s'est effondré dans un lit de gabbro mésocrate à clinopyroxène. Une couronne réactionnelle riche en clinopyroxène entoure le bloc d'anorthosite. La présence de cette couronne, qui est du même type que les « rind-rock rims » d'Irvine et al. (1998, p. 1430), indique que le bloc d'anorthosite était en déséquilibre avec soit le cumulat encaissant, soit le magma avec lequel il fut en contact avant de s'enfoncer dans le cumulat hôte. Cette couronne réactionnelle est tronquée par la surface d'érosion magmatique verticale. Une partie des cristaux de la couronne réactionnelle et du bloc lui-même sont étalés

Figure 25. Morphologie des lits des intrusions mafiques de la suite intrusive de Chevreuil selon la terminologie de Irvine (1987). **a)** Litage rythmique vertical dans l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon (CQA-1801; UTM : 474816mE, 5130608mN). Le litage est caractérisé par la récurrence commune et systématique de lits distinctifs et uniformes de magnétite (60 % de magnétite), de puissance décimétrique à métrique, orientés 040°/90°, intercalés avec des lits de leucogabbro et de gabbronorite de puissance décimétrique à métrique. La foliation magmatique (croix asymétrique) définie par les bâtonnets de plagioclase (et les aiguilles d'apatite dans les lits de magnétite) est verticale et parallèle au litage. Photographie de L. Corriveau, 2003-084. **b)** Litage modal vertical dans l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon (CQA-1803; UTM : 474599mE, 5130629mN). Ici, la foliation magmatique, définie par les bâtonnets de plagioclase, est verticale et présente une faible obliquité par rapport au litage. Photographie de L. Corriveau, 2003-085. **c)** Litage rythmique discontinu développé localement dans les lits d'épaisseur moyenne de l'intrusion litée de Montjoie (CQA-5019; UTM : 488728mE, 5127896mN). La proportion de minéraux mafiques diminue vers le nord (gauche) dans chacun des lits présentant un classement modal et ce, sur cet affleurement et l'affleurement adjacent (CQA-5018). Des autolites de pyroxénite forment des enclaves isolées orientées parallèlement au litage. Photographie de L. Corriveau, 2003-086. **d)** Chenal d'érosion magmatique vertical et contact intrusif discordant recoupant des lits discontinus dans l'intrusion litée de Lacordaire (CQA-2159; UTM : 487408mE, 5145111mN). Certains lits contiennent des autolites de pyroxénite répartis sur un même niveau. Photographie de L. Corriveau, 2003-087. **e)** Bloc érodé qui témoigne de l'existence de courants magmatiques (même affleurement qu'en d)). Le bloc anorthositique est entouré d'une couronne pyroxénitique et encaissé dans du gabbronorite. Ce bloc arrondi et sa carapace mafique de clinopyroxène sont tronqués abruptement par un lit à rubanement magmatique qui passe de mésocrate à leucocrate à partir du plan d'érosion. La foliation magmatique, définie par les bâtonnets de plagioclase dans ce lit, est parallèle au litage et à la surface d'érosion. Du matériau anorthositique est étalé latéralement le long du plan d'érosion à partir d'un des côtés du bloc. Photographie de L. Corriveau, 2003-088. **f)** Coupe verticale d'une amas de gabbronorite pegmatitique allongé verticalement dans l'intrusion litée de Lacordaire (CQA-1427; UTM : 485846mE, 5145257mN). Les gros cristaux de plagioclase croissent depuis le gabbro hôte vers l'intérieur de l'amas, perpendiculairement au contact de l'amas; de l'orthopyroxène a cristallisé dans les interstices alors que de la biotite, du feldspath potassique, du quartz et du zircon forment un cœur felsique qui est décentré parallèlement à l'axe vertical vers la partie supérieure de l'amas. Le sens de la flèche indique la direction du sommet de la bulle déduite à partir de la position du matériau granitique (voir la section « Intrusions gabbroïques à litage vertical »). Photographie de L. Corriveau, 2003-089. **g)** Rubanement et foliation magmatiques verticaux dans le gabbro du pluton de Lac du Rang; ces structures sont recoupées par un dyke avec une texture de mélange de magmas typique de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-5077; UTM : 399677mE, 5084574mN). Le dyke présente une foliation magmatique définie par l'allongement marqué des coussinets mafiques. Photographie de L. Corriveau, 2003-090. **h)** Litage magmatique vertical dans l'intrusion du Mont Saint-Grégoire, intrusion monterégienne mésozoïque non déformée qui présente un litage vertical et des textures très similaires à celles des intrusions litées verticales de la suite intrusive de Chevreuil. Photographie de L. Corriveau, 2003-091.



latéralement, dans un plan horizontal, le long de la surface d'érosion magmatique. L'étalement du bloc et de sa couronne réactionnelle indique que les diverses composantes n'étaient pas consolidées, donc qu'elles étaient encore partiellement à l'état de magma lorsqu'elles ont été érodées. Puisque la carapace du bloc d'anorthosite a été tronquée avant sa consolidation et qu'il n'y a pas eu formation d'une nouvelle couronne réactionnelle sur place, la couronne existante s'est vraisemblablement formée avant l'incorporation du bloc d'anorthosite dans la bouillie de cristaux gabbroïques; c'est donc un exemple d'une couronne réactionnelle d'origine exotique plutôt qu'in situ (voir la discussion d'Irvine et al., 1998). La troncature du bloc d'anorthosite permet de définir la polarité du front de cristallisation (vers la droite sur la figure 25e), alors que l'absence de couronne réactionnelle en bordure du nouveau lit suggère que le bloc était en équilibre avec le nouvel apport de magma. Des lits mafiques verticaux sont « superposés » à la surface d'érosion décrite ci-dessus. Ils présentent une foliation magmatique et un rubanement magmatique allant de mafique à felsique depuis le plan d'érosion. Ces caractéristiques permettent aussi d'établir la direction du front de cristallisation ou d'accumulation et, dans ce cas particulier, elles indiquent que le tri modal est de type normal. Dans l'intrusion litée de Montjoie, la proportion de minéraux mafiques diminue systématiquement vers le nord dans les lits qui présentent un tri modal à la marge sud-est (fig. 25c; 5018, 5019, Corriveau et Jourdain, 2000). Cette variation suggère que le front de cristallisation s'est déplacé vers le cœur de l'intrusion.

Un amas de gabbro norite quartzifère pegmatitique, de taille décimétrique, affleure dans une coupe verticale dans l'intrusion litée de Lacordaire (fig. 25f). Il est allongé verticalement, parallèlement au plan de la foliation magmatique

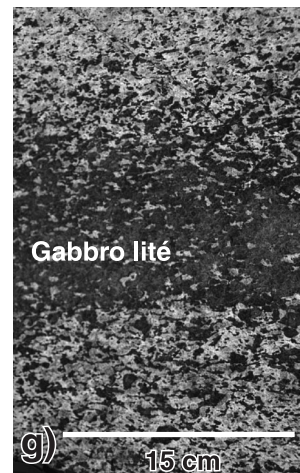
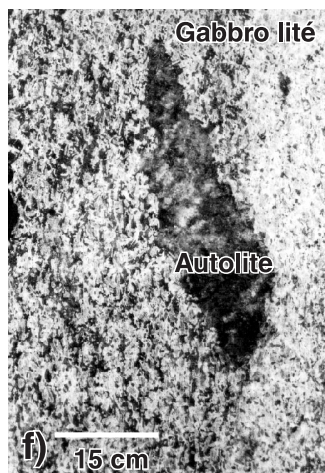
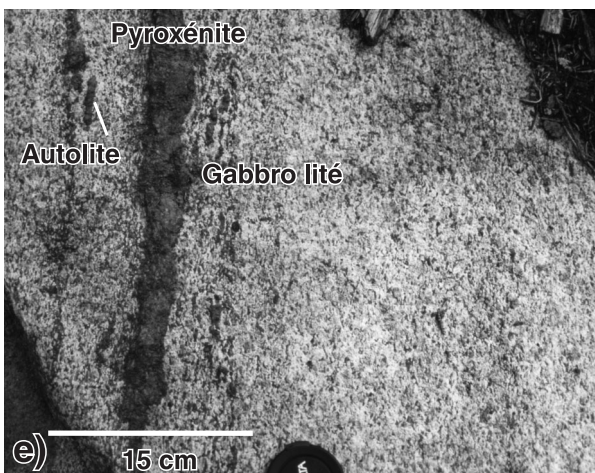
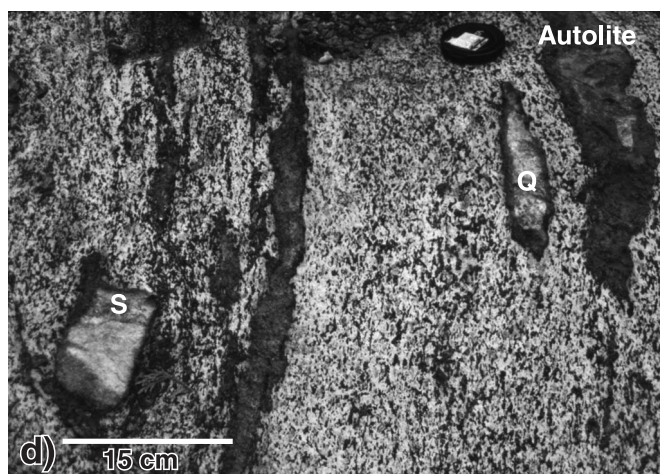
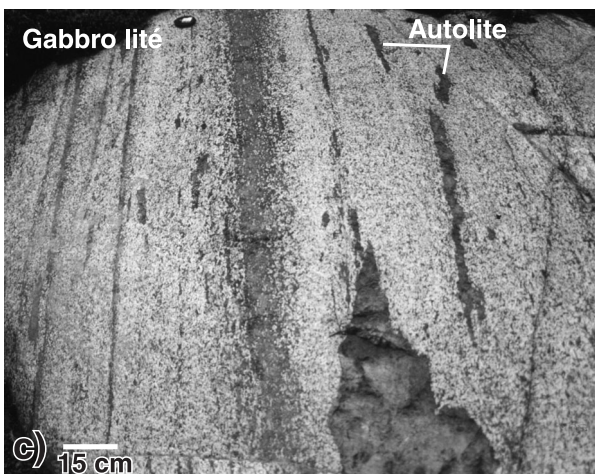
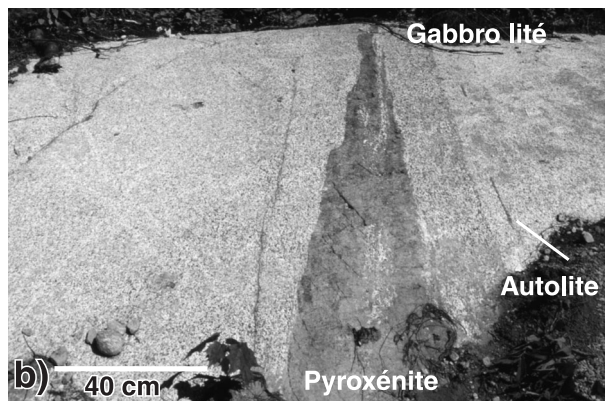
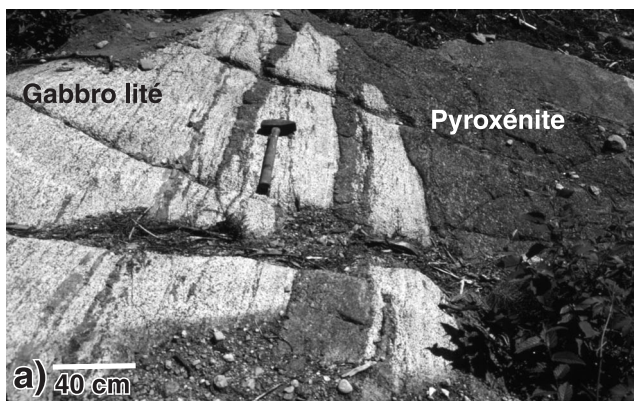
du gabbro hôte. Il est constitué de cristaux subautomorphes de plagioclase disposés perpendiculairement à ses contacts. Ces cristaux prennent racine dans le gabbro hôte et pointent vers l'intérieur de l'amas. Cette structure indique qu'il y a eu cristallisation in situ du plagioclase à partir de la paroi de l'amas (bulle de magma). Des cristaux d'orthopyroxène de taille moyenne à grossière remplissent les interstices entre les cristaux de plagioclase; du feldspath potassique et des cristaux de quartz de taille moyenne, ainsi que de la biotite et du zircon en quantités accessoires, forment un cœur granitique. Les cristaux de zircon ont une grande variété de formes typiques d'un produit de la cristallisation tardive de roches mafiques (Poldervaart, 1956; Corriveau et van Breemen, 2000). Ces structures suggèrent qu'il y a eu différenciation et cristallisation in situ d'un magma gabbroïque en présence d'un fluide orthomagmatique qui facilite la croissance des cristaux à structure pegmatitique. Le matériau granitique relativement riche en zircon représente le liquide résiduel felsique enrichi en éléments incompatibles. Ces amas de roches à structure pegmatitique sont particulièrement prisés pour la datation U-Pb, car on peut y trouver du zircon ou de la baddeleyite en abondance. Dans le cas décrit, le cœur granitique est désaxé vers la partie supérieure de l'amas (voir la coupe verticale à la figure 25f). Cette excentricité est typique de processus magmatiques contrôlés par la gravité au cours desquels un liquide felsique se concentre à proximité du sommet dans un amas de gabbro. C'est donc un critère de polarité vers le haut qui témoigne de la verticalité primaire de la bulle. Or, cette excentricité est parallèle à la foliation et au litage verticaux du gabbro hôte, ce qui indique que cette foliation et ce litage se sont eux aussi formés verticalement. La forme ovale de l'amas de roche à structure pegmatitique serait due à l'anisotropie verticale de la roche hôte.

Figure 26. Morphologie des intrusions et des niveaux ultramafiques dans l'intrusion litée de Montjoie. **a)** Gabbro avec litage modal et lits épais que recoupe un dyke de pyroxénite (CQA-5014; UTM : 488624mE, 5128041mN). Le gabbro présente une fabrique planaire définie par l'orientation préférentielle des bâtonnets de plagioclase et par des cortèges d'autolites pyroxéniques allongés à grand rapport de forme. Des dykes de pyroxénite massive à grain grossier et leurs apophyses recoupent la fabrique du gabbro hôte et les cortèges d'autolites de pyroxénite. Photographie de L. Corriveau, 2003-092. **b)** Niveau ultramafique en biseau qui recoupe et infiltre le gabbro lité et folié. Le litage du gabbro est prononcé et comporte un rubanement avec diminution vers le nord de la concentration modale du pyroxène (gauche; CQA-5018; UTM : 488717mE, 5127986mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-093. **c)** Litage rythmique et autolites (CQA-5014; UTM : 488624mE, 5128041mN). Les cortèges d'autolites peuvent être peu à très bien définis. Photographie de L. Corriveau, 2003-094. **d)** Gabbro lité entourant deux xénolites monominéraux, l'un de roche calco-silicatée à pyroxène blanchâtre (skarn), l'autre de quartzite. De la pyroxénite à grain grossier a infiltré le gabbro le long des lits magmatiques et recoupe ces lits à angle faible (CQA-5014; UTM : 488624mE, 5128041mN). Le gabbro est marqué par une fabrique planaire pénétrative prononcée définie par l'orientation préférentielle du plagioclase. La texture est celle d'un mésocumulus (voir définition de Irvine, 1987). Les xénolites, anguleux ou allongés, sont orientés parallèlement à la foliation magmatique et entourés d'une couronne réactionnelle de clinopyroxène massive. Le caractère massif suggère que la couronne s'est développée in situ après l'écoulement du magma. Les autolites présentent des contours nets, mais irréguliers. Elles sont orientées parallèlement à la foliation, sauf celles qui ont le plus grand rapport de forme et qui sont orientées à un angle faible par rapport à la foliation. Photographie de L. Corriveau, 2003-095. **e)** Imbrication locale des autolites de pyroxénite parallèlement à un axe oblique au rubanement magmatique et à la foliation magmatique qui lui est parallèle (CQA-5019; UTM : 488728mE, 5127896mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-096. **f)** Détail de la figure 9c montrant une autolite de pyroxénite oblique à la fabrique magmatique définie par les bâtonnets de plagioclase (CQA-5020; UTM : 488850mE, 5127576mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-097. **g)** Détail du classement modal dans un lit mélanocrate en c). Photographie de L. Corriveau, 2003-098.

Enclaves

Les intrusions de gabbro de la région contiennent des enclaves de matériau cogénétique et de deux types de roches encaissantes. Les enclaves, les autolites et les xénolites ont un aspect systématiquement subvertical, leur orientation par rapport au litage variant de parallèle à oblique (fig. 25d, 26, en particulier 26d, f). Les enclaves d'anorthosite, de pyroxénite et de gabbro sont arrondies et peuvent

avoir une puissance métrique. Les autolites sont constituées de pyroxénite et, par endroits, elles sont disposées en cortèges irréguliers parallèles au litage et à la foliation (fig. 25c, d, 26a, c, d, e). Ces autolites sont denses et pourraient représenter des lits ultramafiques qui ont été perturbés, segmentés, captés puis déposés à nouveau lors de l'écoulement du magma, selon des processus discutés par Irvine et al. (1998, voir leur figure 27). Les inclusions de quartzite et de roche calco-silicatée sont entourées d'une couronne réactionnelle composée



de gros cristaux de clinopyroxène (fig. 26d). Les xénolites de quartzite atteignent 3 m de diamètre; ils ont une patine grise et un grain moyen et sont allongés et anguleux. Les xénolites de roche calco-silicaté ont une patine verte ou blanche, un grain moyen et une puissance décimétrique; ils sont anguleux et constitués de clinopyroxène. Ces deux types de xénolites ont une composition monominérale (voir la sous-section « Xénolites » dans la section « Intrusions en feuillettes »).

Intrusions et brèches

La présence de brèches intrusives et d'intrusions de pyroxénite et de gabbronorite mélanocrate témoigne de la nature polyphasée des intrusions litées. Les intrusions ultramafiques ont été minéralisées localement en chalcoppyrite et en pyrrhotite. Elles affleurent sous forme de niveaux de puissance décimétrique à plurimétrique, localement biseau-tés et subparallèles au litage magmatique. Au niveau de leurs apophyses, ces intrusions recoupent franchement des cumulats lités (p. ex. intrusion litée de Montjoie, 34; fig. 23, 26a, b). Des filons-couches de pyroxénite et de gabbronorite mélanocrate affleurent dans les intrusions litées du Diable et de Montjoie. Ils recoupent les cortèges d'autolites lenticulaires et irrégulières parallèles ou subparallèles au litage (fig. 26d, e). Les divers types de pyroxénite (et de gabbronorite mélanocrate) sont massifs (fig. 26c, d, f), localement foliés (fig. 26g), homogènes à hétérogènes et à grain moyen pouvant passer de fin à grossier. Ils sont caractérisés essentiellement par une texture adcumulats où les rares interstices sont occupés par du plagioclase et des minéraux opaques (lame 1399b, annexe B). La clinopyroxénite se compose de plus de 80 à 90 % de clinopyroxène de composition diopsidique (d'après les analyses chimiques), avec de faibles quantités d'orthopyroxène (5 %), de plagioclase

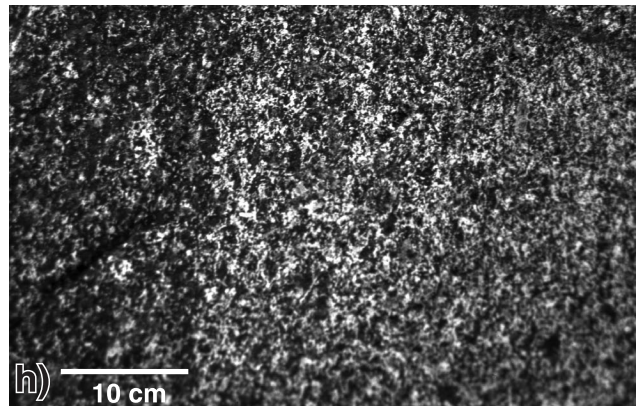
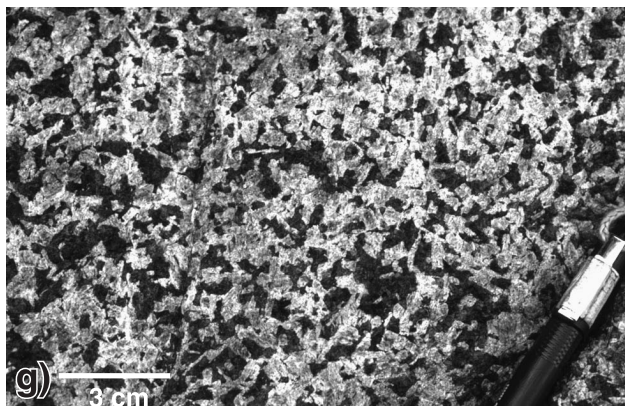
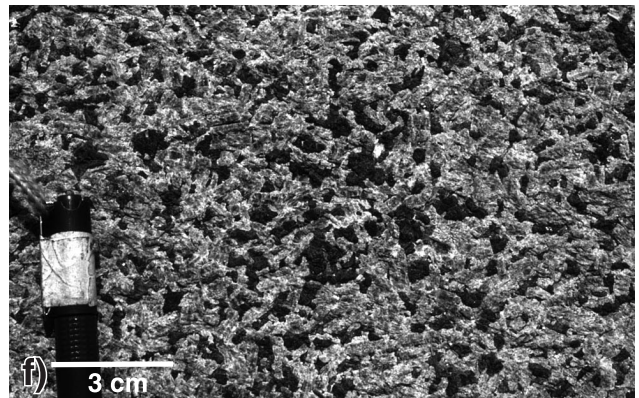
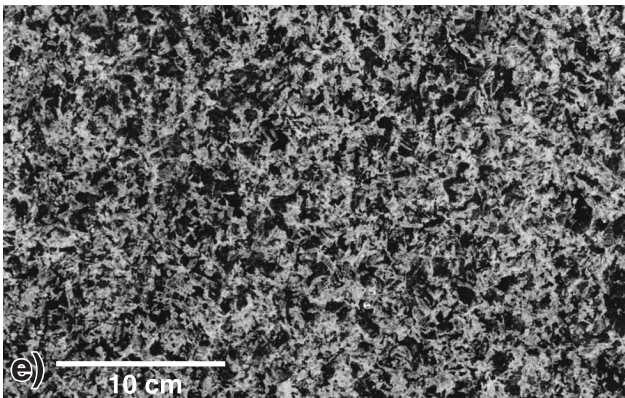
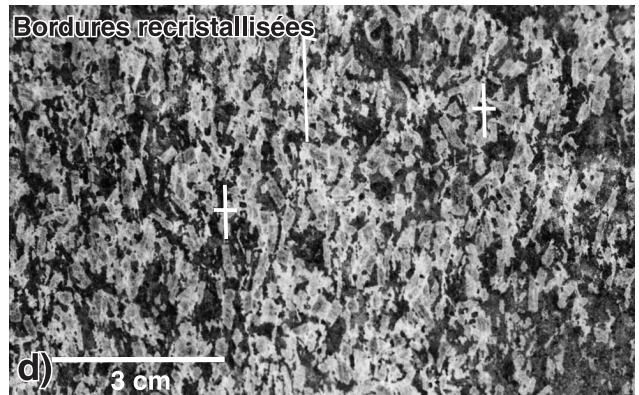
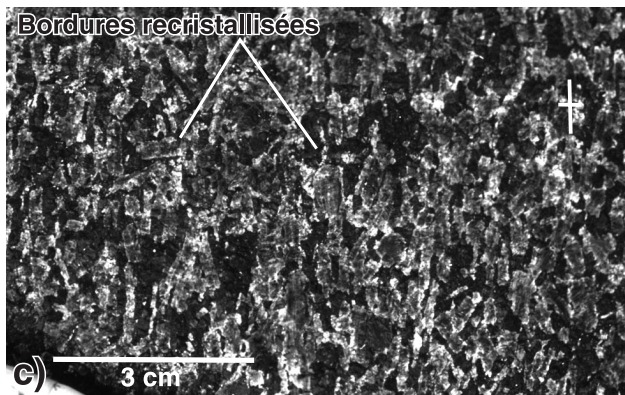
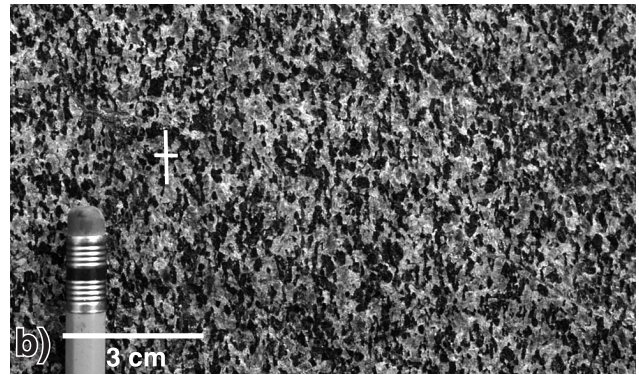
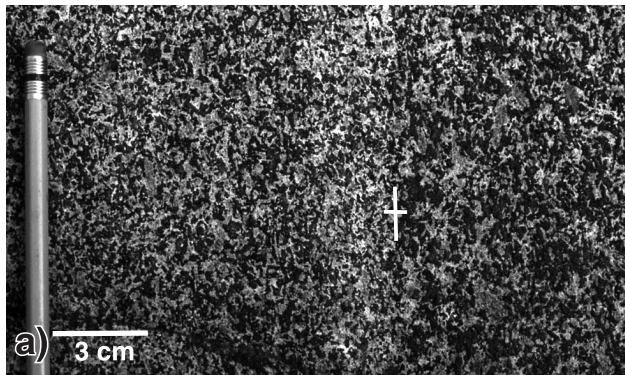
(5 %), de sulfures disséminés et interstitiels (1-4 %; env. 1 % de chalcoppyrite et 2 % de pyrrhotite; p. ex. cuivre, 808 à 994 ppm, tableau 2, annexe E), de biotite et d'amphibole. Le pyroxène comporte des oxydes d'exsolution le long des plans de clivage et on peut également y observer de la biotite. L'orthopyroxénite présente parfois une bordure plus riche en clinopyroxène au contact du gabbro (fig. 26d). Les niveaux ultramafiques minéralisés ont infiltré les unités litées plutôt que de faire partie intégrante du processus d'accumulation in situ. Ces filons et niveaux tardifs diffèrent significativement des contextes mieux connus des cumulats ultramafiques à la base d'intrusions litées typiques (c.-à-d. litage horizontal à localement vertical). De telles zones d'infiltration ultramafiques et minéralisées sont très communes dans les intrusions litées et dans les massifs d'anorthosite (p. ex. Gobeil et al., 1999).

Par endroits, le litage (p. ex. les lits de magnétite de l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon) a été démembré et incorporé dans des brèches de gabbronorite hétérogène. Des dykes mafiques et des dykes composites avec une texture de mélange de magmas affleurent localement et recoupent la foliation plutonique ou le litage magmatique (fig. 25g).

Paragenèses minérales et textures

Les diverses phases gabbroïques litées de l'unité mPche₃ présentent les mêmes caractéristiques physiques que les cumulats décrits par Irvine (1987). Leur patine est gris pâle ou blanchâtre et leur couleur est gris foncé en cassure fraîche. Elles ont un grain moyen ou même grossier. Leur texture varie d'intergranulaire à subophitique ou ophitique (lame 1606, pluton de Henn, annexe C). Elles comportent toutes la même association de minéraux, soit plagioclase, hypersthène et augite. Selon la classification de Streckeisen (1976), les lits de leucogabbro (ou gabbronorite leucocrate) contiennent

Figure 27. Foliation et rubanement magmatiques et textures subophitiques des unités de gabbro. **a)** Détail du rubanement magmatique de l'intrusion litée de Lacordaire à la figure 25d (CQA-2159; UTM : 488624mE, 5128041mN). Les lits ont un contour rectiligne mal défini. Une foliation magmatique pénétrative parallèle aux lits est définie par l'orientation préférentielle d'une faible proportion des bâtonnets de plagioclase (croix asymétrique). Photographie de L. Corriveau, 2003-099. **b)** Détail de a) montrant la texture de mésocumulus du gabbronorite et la fabrique planaire définie par des bâtonnets de plagioclase. Photographie de L. Corriveau, 2003-100. **c)** Mésocumulus dans l'intrusion litée de Montjoie (CQA-1287; UTM : 489617mE, 5127594mN). Les bâtonnets de plagioclase définissent une fabrique planaire prononcée (foliation magmatique) parallèle au litage. La majorité des bâtonnets sont accolés les uns aux autres dans le plan de la foliation. Le liseré blanchâtre autour des bâtonnets de plagioclase correspond à des bordures recristallisées. Certains bâtonnets forment un angle faible par rapport à la fabrique moyenne. Photographie de L. Corriveau, 2003-101. **d)** Un autre exemple de la fabrique prononcée de l'intrusion litée de Montjoie. Les bâtonnets sont accolés les uns aux autres suivant leur axe long; les interstices sont peu nombreux. Photographie de L. Corriveau, 2003-102. **e)** Texture intergranulaire dans l'intrusion litée du Diable (CQA-1400; UTM : 477082mE, 5146071mN). Une fabrique planaire très peu marquée est définie par l'orientation préférentielle d'environ 10 % des bâtonnets de plagioclase. Photographie de L. Corriveau, 2003-103. **f)** Certains lits de gabbro de l'intrusion litée de Lacordaire ont une texture plus massive, quoiqu'une foliation peu marquée puisse encore être reconnue (CQA-1427; UTM : 485846mE, 5145257mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-104. **g)** Lit à texture massive dans l'intrusion litée de Montjoie (CQA-1430; UTM : 485765mE, 5144387mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-105. **h)** Rubanement compositionnel avec foliation magmatique peu marquée mais systématique et parallèle aux lits dans le pluton gabbroïque de Lac du Rang (CQA-5077, SNRC 31F/16). Détail de la figure 25g. Photographie de L. Corriveau, 2003-106.



plus de 65 % de plagioclase et ceux de gabbro-norite, plus de 5 % de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Le clinopyroxène est le principal constituant mafique; l'orthopyroxène est commun, formant jusqu'à 20 % de la roche. Certains niveaux de gabbro-norite mélanocrate comportent jusqu'à 60 % d'orthopyroxène (fig. 26g). Les minéraux opaques (surtout la magnétite) et l'apatite sont accessoires, alors que la biotite et le zircon sont rares. En fait, le zircon n'a été observé que dans les deux échantillons provenant du pluton de Henn et dans l'amas pegmatitique de l'intrusion litée de Lacordaire (fig. 25f; annexe B). Les unités mésocrates prédominantes (fig. 25, 26, 27) suivies par les phases leucocrates (fig. 25c, d); les niveaux mélanocrates à ultramafiques sont rares et constituent la « base » de lits de roches mésocrates présentant un tri modal (fig. 26c, g). Une description des échantillons représentatifs est présentée à l'annexe B.

Les gabbros et les gabbro-norites sont soit foliés (fig. 25, 26, 27a, b, c, d), soit massifs (fig. 27e, f, g). La foliation se traduit par une orientation préférentielle des bâtonnets de plagioclase et, par conséquent, son origine est magmatique (Vernon, 2000). Ces bâtonnets ont une couleur allant du noir au gris pâle ou au blanc selon qu'ils sont intacts ou recristallisés en partie ou totalement. Leur enchevêtrement (fig. 28) avec un fort degré d'accolement témoigne de la formation d'un réseau cristallin lors de l'écoulement (voir la section « Fabriques observées dans les intrusions litées et leur interprétation »). Les cristaux de pyroxène sont xénomorphes et remplissent les interstices entre les bâtonnets de plagioclase (fig. 28a, b, 29a, b). D'autres cristaux de pyroxène représentent une phase cumulus moins importante que le plagioclase et sont empilés entre les bâtonnets de plagioclase (fig. 29c, d, e, f) ou ont à peu près la même taille que les bâtonnets de plagioclase (fig. 28c, d, e, 29e, 30a, b, c, d). Les cristaux de pyroxène présentent souvent des oxydes d'exsolution le long des plans de clivage et des cristaux de biotite qui peuvent pénétrer jusque dans le plagioclase (lame 1399a, annexe B et fig. 30c, d). L'orthopyroxène est plus ou moins grenu et parfois entouré de clinopyroxène (fig. 29a, c). Une gabbro-norite leucocrate (lame 1433, annexe B) présente une texture cumulus dans laquelle le plagioclase et l'orthopyroxène constituent les phases cumulus alors que le clinopyroxène est interstitiel. La hornblende se rencontre principalement sous forme d'une couronne mince et discontinue autour des cristaux de pyroxène (fig. 28b, d). Par endroits, elle est plus abondante que le pyroxène, mais elle est alors en grande partie le produit de l'altération du pyroxène (amphibole deutérique). Des traces de feldspath potassique sont présentes localement dans la gabbro-norite (lame 1068, annexe C). Les minéraux opaques peuvent contenir des inclusions de spinelle vert (lame 2159, annexe B). L'apatite peut atteindre des dimensions millimétriques (2-3 mm; lame 1068, annexe C). L'abondance du pyroxène permet de distinguer ces unités gabbroïques de la diorite de l'unité mPche₂ (fig. 28f). Ces unités présentent des textures de recristallisation avec formation de néoblastes et de sous-grains (fig. 30e, f, g, h).

Dykes

Des dykes mafiques et des dykes de pegmatite recoupent nettement la foliation magmatique des intrusions de gabbro. Les dykes de gabbro, de gabbro-norite et de diorite sont homogènes (p. ex. fig. 31a, b) ou composites (p. ex. fig. 31c, d) et l'absence de matériau granitique les fait contraster avec les dykes composites de l'essai régional associé qui peuvent aussi recouper les intrusions gabbroïques (p. ex. fig. 31e, f). Certains dykes gabbroïques et dioritiques composites présentent des composantes bréchiques avec des fragments cogenétiques aux contacts francs ou diffus (fig. 31c, 32a, b), ces fragments s'apparentant à ceux des dykes bréchiques à l'extérieur des plutons (fig. 32c) et des brèches intraplutoniques (fig. 32d). Les dykes ont une paragenèse similaire à celle de la diorite ou des roches gabbroïques des intrusions et présentent une texture doléritique intergranulaire ou grenue avec des phénocristaux de plagioclase et localement de hornblende (p. ex. fig. 33a, b, c, d). Une foliation magmatique est définie par l'orientation préférentielle des phénocristaux et des microlites de plagioclase (fig. 33a, e, f) ou par des textures de mélange de magmas telles que des coussins allongés de microdiorite (fig. 31f). Certains « filons » felsiques ou enclaves mafiques sont plissés et leur plan axial est parallèle aux épontes ou à la foliation magmatique (fig. 31d, e, f). Ces plis sont interprétés comme des structures d'écoulement (voir la section « Caractéristiques et interprétations des fabriques observées dans les intrusions en feuillets et les dykes »).

À l'échelle microscopique, les contacts entre le gabbro et les dykes sont francs (p. ex. lame 1425a, annexe B; fig. 31a, b, c, 33c). Certains dykes font voir une fracturation parallèle aux épontes avec délamination du gabbro encaissant (fig. 31a). Dans ces cas, la recristallisation des fragments est peu prononcée (fig. 33c, d). D'un dyke à un autre ou à l'intérieur d'un même dyke sans indices notables de cisaillement ou de déformation à l'échelle mégascopique, on trouve tous les intermédiaires entre des bâtonnets de plagioclase idiomorphes et non recristallisés (fig. 33a, 34a, b) et des bâtonnets de plagioclase présentant des textures de déformation intracristalline (telles que des sous-grains, fig. 34c, d) et de recristallisation (telles que des néoblastes formant des textures en mortier, fig. 34e, f, g, h). Par endroits, certains dykes ont été cisailés et métamorphisés au faciès des amphibolites; les bâtonnets de plagioclase qu'ils contiennent prennent alors une forme de mosaïque granoblastique lenticulaire ou filamenteuse.

Les dykes de pegmatite ont été systématiquement ultramylonitisés et renferment des porphyroclastes de feldspath potassique ou de quartz. Ils présentent des textures fluidales spectaculaires qui contrastent avec les rares textures protomylonitiques des dykes de pegmatite déformés à l'extérieur des intrusions de gabbro (fig. 35a, b, c). Ils auraient eu un comportement rhéologique superplastique qui n'aurait pas obéi aux mêmes conditions qui ont conduit à la déformation des dykes de pegmatite à l'échelle régionale. Le gabbro

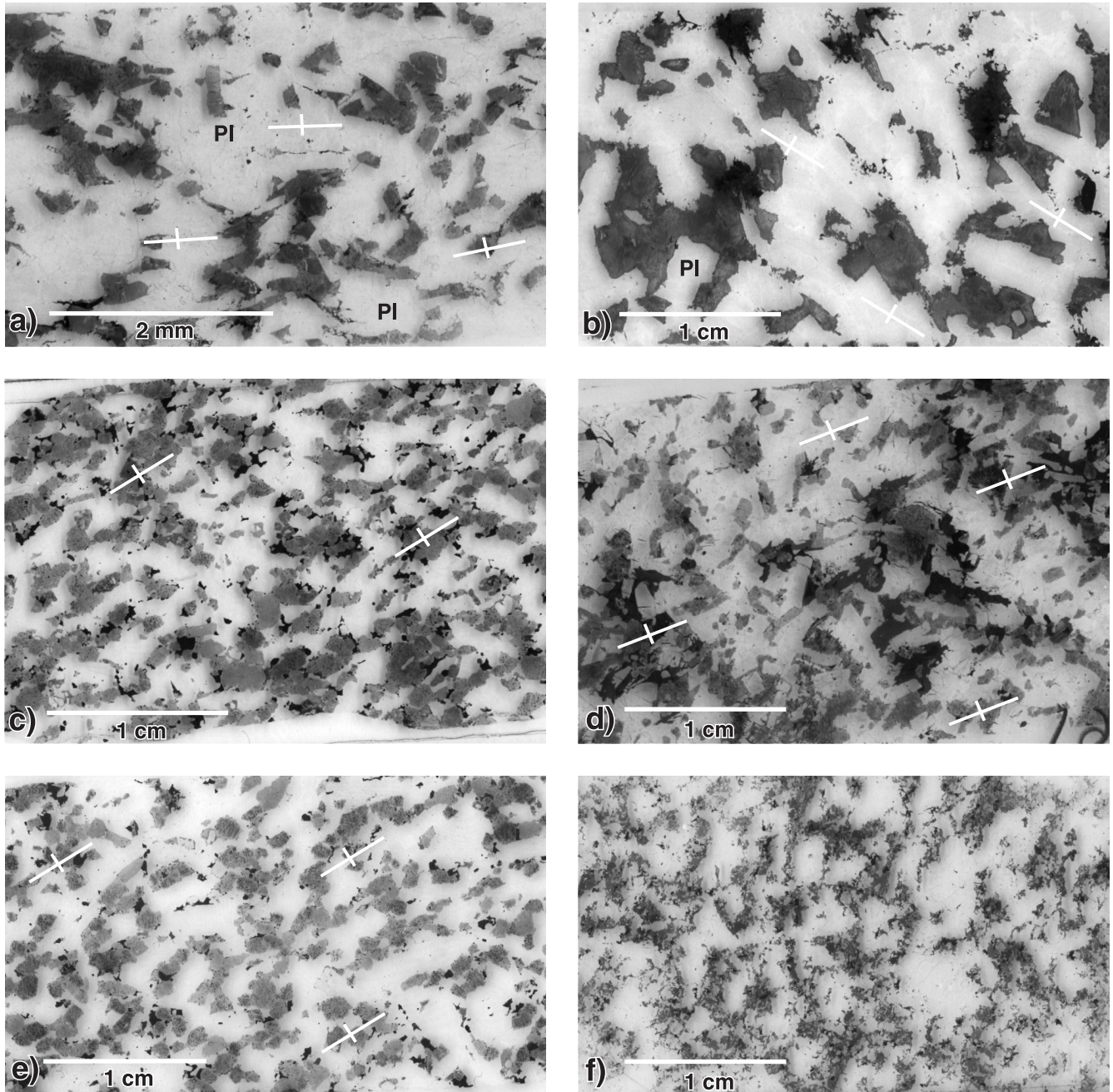


Figure 28. Photomicrographies de gabbro-norite et de diorite (lames minces). **a)** Mésocumulat gabbro-noritique avec foliation magmatique (croix asymétrique) définie par l'alignement préférentiel des cristaux de plagioclase d'origine magmatique et de forme généralement automorphe (CQA-1284a; UTM : 490914mE, 5128732mN). Plusieurs bâtonnets sont obliques à cette foliation et forment une charpente enchevêtrée dans laquelle les bâtonnets sont accolés les uns aux autres. Photographie de L. Corriveau, 2003-107. **b)** Mésocumulat présentant la même texture qu'en a) mais avec une granulométrie grossière (CQA-1283a; UTM : 490863mE, 5129016mN). Lorsqu'ils sont en contact avec des cristaux de pyroxène, les bâtonnets de plagioclase ont une forme cristalline automorphe à subautomorphe bien distincte. Photographie de L. Corriveau, 2003-108. **c)** Gabbro-norite mésocrate folié (affleurement CQA-2159, UTM : 487408mE, 5145111mN). Les bâtonnets de plagioclase sont communément disposés à un angle qui dévie légèrement de la fabrique moyenne. Ils sont accolés principalement à leurs extrémités et définissent une charpente cristalline avec une forte proportion d'espace interstitiel. Photographie de L. Corriveau, 2003-109. **d)** Gabbro-norite foliée à texture subophitique (CQA-4506, UTM : 473285mE, 5089127mN). Un bâtonnet de plagioclase est inclus en partie dans un pyroxène automorphe. Photographie de L. Corriveau, 2003-110. **e)** Gabbro-norite avec fabrique planaire bien développée (CQA-2159, UTM : 487408mE, 5145111mN); certains bâtonnets de plagioclase sont obliques ou carrément perpendiculaires à la foliation. Photographie de L. Corriveau, 2003-111. **f)** Diorite à biotite-hornblende-pyroxène (CQA-1087, UTM : 484343mE, 5099424mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-112.

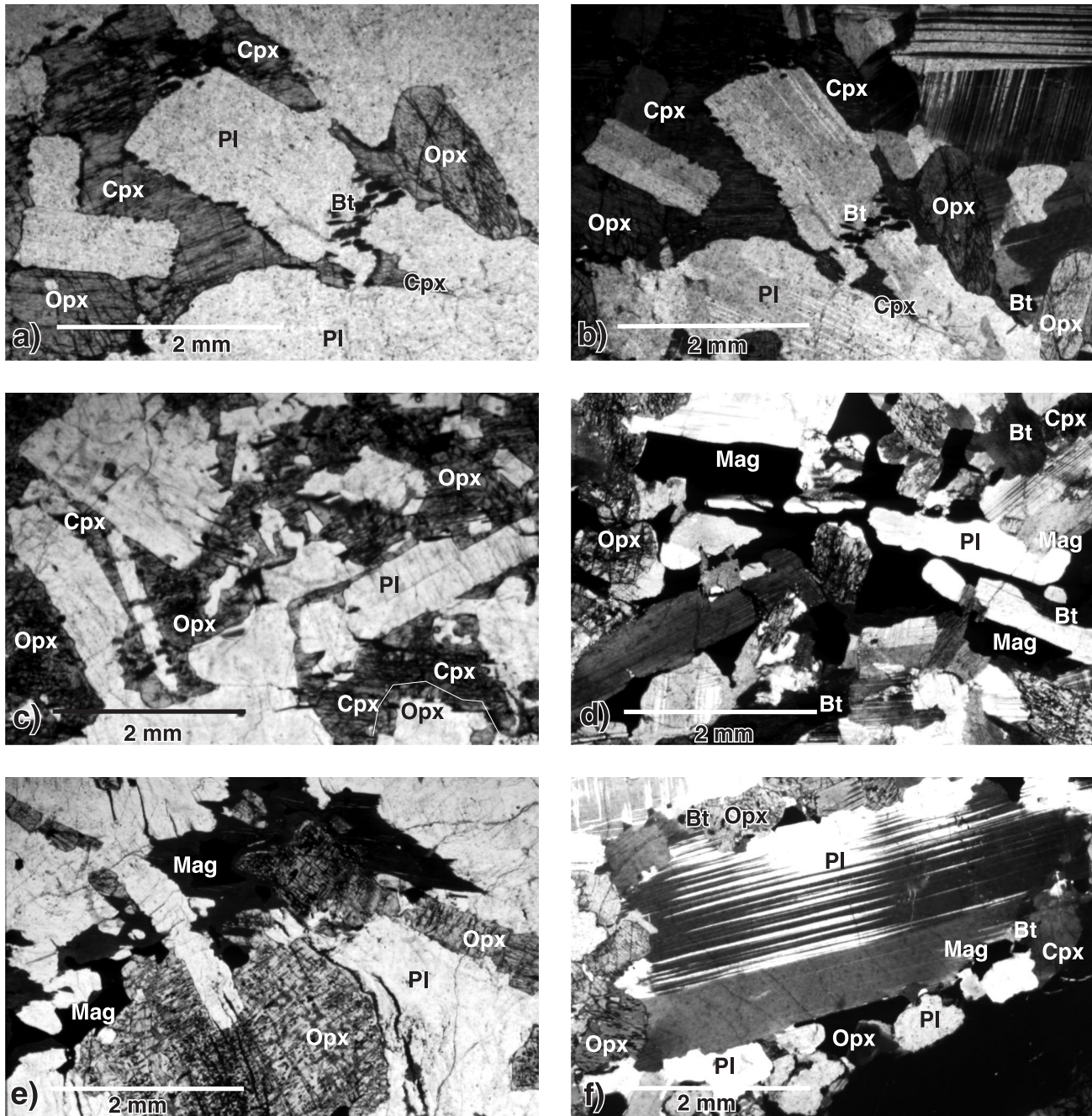


Figure 29. Photomicrographies de gabbro-norite à textures magmatiques typiques. **a)** Texture subophitique; le clinopyroxène englobe des bâtonnets de plagioclase et localement de l'orthopyroxène subautomorphe (CQA-1425; UTM : 486070mE, 5145466mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-113. **b)** Même image qu'en a), mais vue entre nicols croisés. Photographie de L. Corriveau, 2003-114. **c)** Les bâtonnets allongés de plagioclase délimitent les espaces occupés par les cristaux de pyroxène (CQA-4506; UTM : 473285mE, 5089127mN). Un fin liséré blanc sépare l'orthopyroxène du clinopyroxène lorsque ces minéraux sont en contact. Photographie de L. Corriveau, 2003-115. **d)** Même échantillon qu'en c), sauf que le pyroxène est en cristaux grenus et la magnétite occupe les interstices laissés par les bâtonnets de plagioclase. Photographie de L. Corriveau, 2003-116. **e)** Même échantillon qu'en c) avec texture subophitique localement bien développée (CQA-4506; UTM : 473285mE, 5089127mN). Les cristaux d'orthopyroxène, qui mesurent moins de 3 mm, sont automorphes à subautomorphes. Photographie de L. Corriveau, 2003-117. **f)** Cristaux grenus de pyroxène et de plagioclase remplissant les interstices entre les bâtonnets de plagioclase (CQA-2159; UTM : 488624mE, 5128041mN). On attribue une origine magmatique à ces petits cristaux. Photographie de L. Corriveau, 2003-118.

lui-même a été mylonitisé par endroits (fig. 35d), soit aux extrémités de dykes de pegmatite mylonitisés, soit le long d'un réseau de fractures adjacent. Le déplacement des éponges, en présence de repères, est de l'ordre du millimètre au mètre et n'aurait vraisemblablement pas contrôlé de façon importante le degré de mylonitisation. Ces dykes illustrent le partitionnement de la déformation finie dans des corps géologiques rigides ainsi que le comportement rhéologique du matériau granitique qui se trouve vraisemblablement dans un état submagmatique, à de hautes températures et proche du solidus.

Intrusions en feuillets

Les intrusions en feuillets de monzonite porphyroïde à mégacrystalline (unité mPche₁) et de diorite (unité mPche₂) se présentent en grands feuillets relativement homogènes ou encore en feuillets composites de puissance plurimétrique à kilométrique qui sont séparés par des panneaux de paragneiss et de skarn d'épaisseur décimétrique à hectométrique (fig. 36a). Leurs contacts sont systématiquement intrusifs, francs et parallèles au grain structural de l'encaissant et de ses écrans. Certains plutons de monzonite ou de gabbro ont été cartographiés antérieurement à l'échelle de reconnaissance comme bulbeux et pénéconcordants

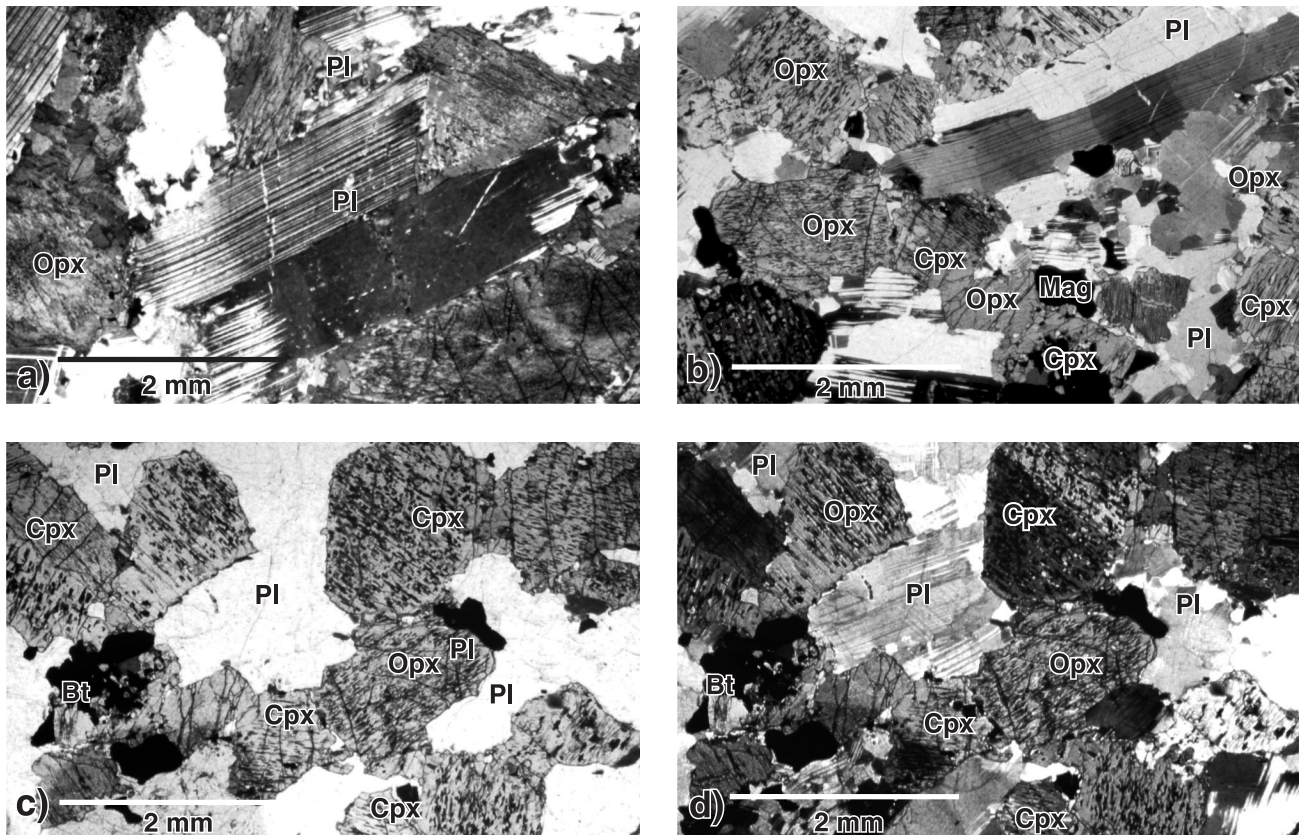


Figure 30. Photomicrographies de gabbro peu à fortement recrystallisé. Ces photomicrographies illustrent les mécanismes de déformation plastique qui sont interprétés comme ayant eu lieu lors de l'écoulement du magma dans la zone proche du solidus ou lorsque le matériau se trouvait dans un état entre le magma et le solide. **a)** Déformation intracristalline peu prononcée d'un bâtonnet de plagioclase présentant des macles tectoniques en biseau (CQA-1283a; UTM : 490863mE, 5129016mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-148. **b)** Déformation intracristalline d'un bâtonnet de plagioclase présentant des macles tectoniques en biseau, une extinction onduleuse et des sous-structures marquées, mais sans formation de néoblastes ni de sous-grains suturés (CQA-2159; UTM : 488624mE, 5128041mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-147. **c)** Les interstices laissés par les cristaux de pyroxène automorphes sont remplis de cristaux matriciels de biotite, de plagioclase et de pyroxène (CQA-2159; UTM : 488624mE, 5128041mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-144. **d)** Même image qu'en c), mais vue entre nicols croisés. Le plagioclase dans les interstices se présente en cristaux maclés, généralement grenus, partiellement suturés et à extinction onduleuse. Certains bâtonnets qui peuvent être reconnus en c) grâce à la morphologie des interstices entre les cristaux de pyroxène, présentent une texture de recrystallisation. Photographie de L. Corriveau, 2008-131.

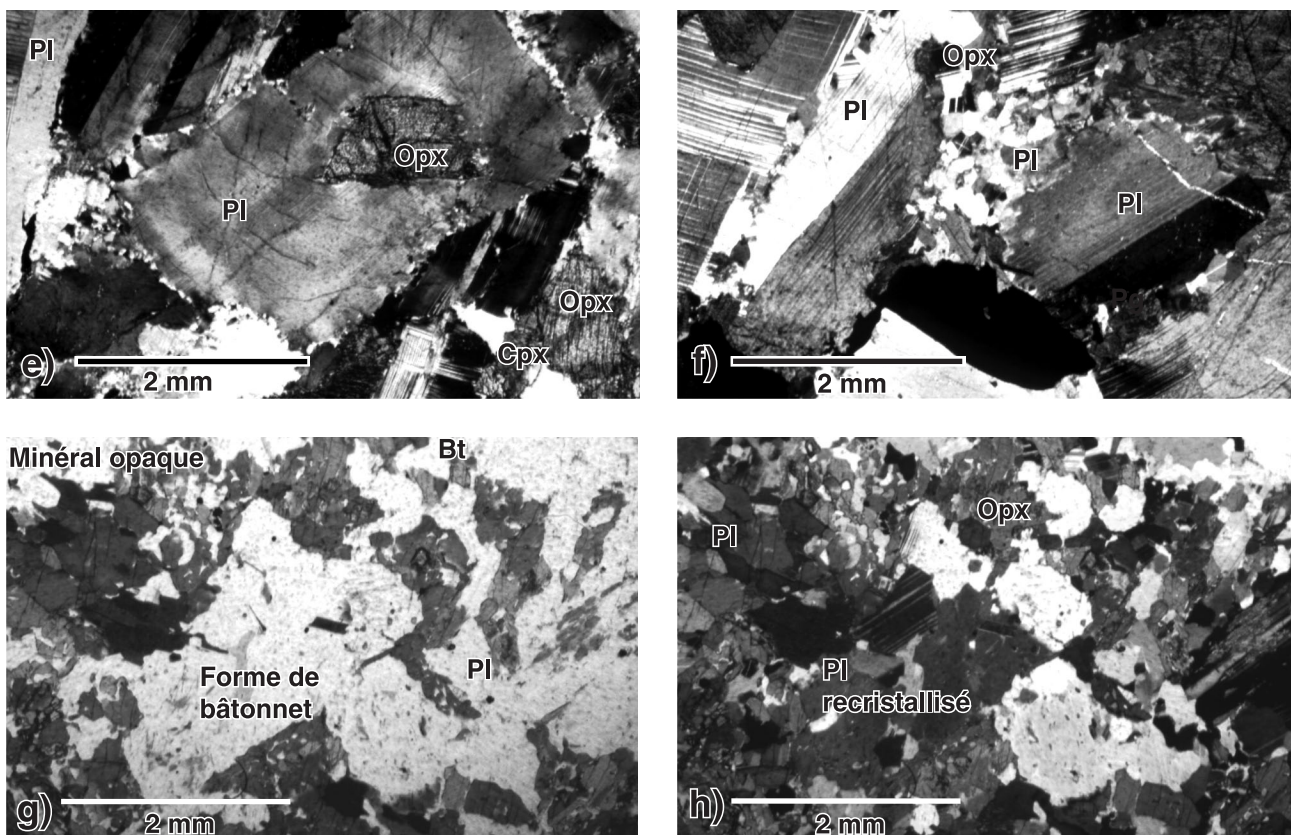
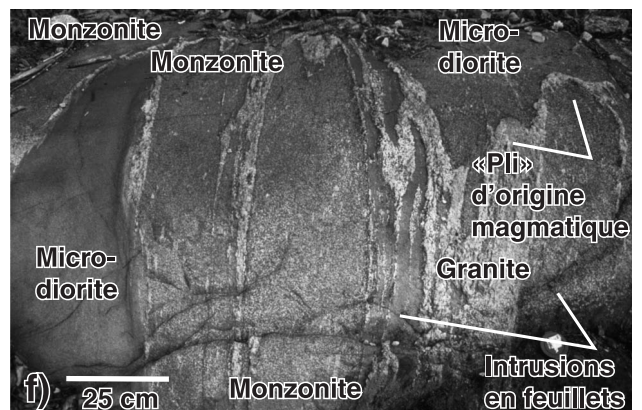
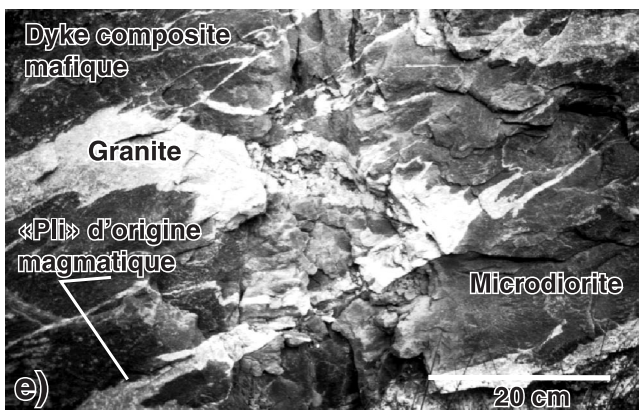
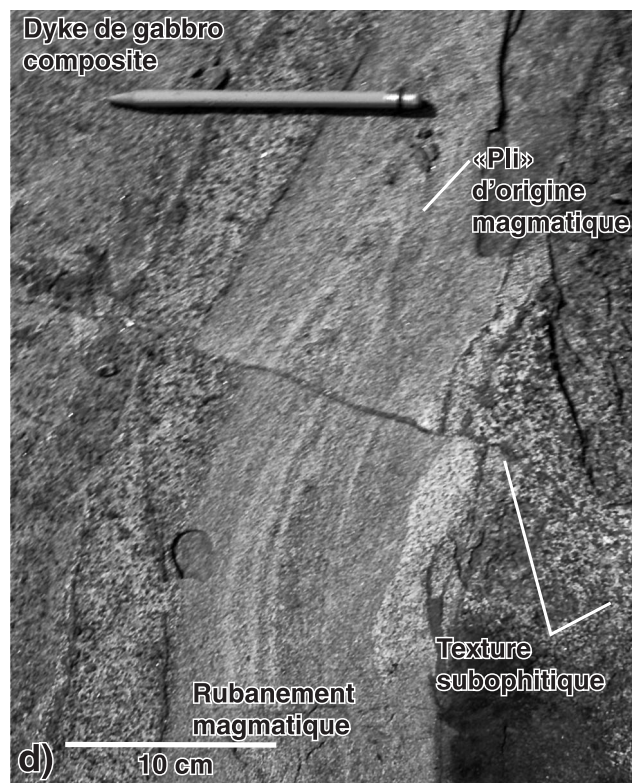
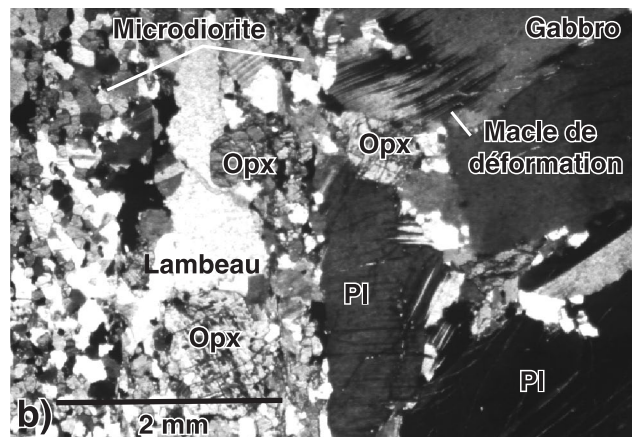
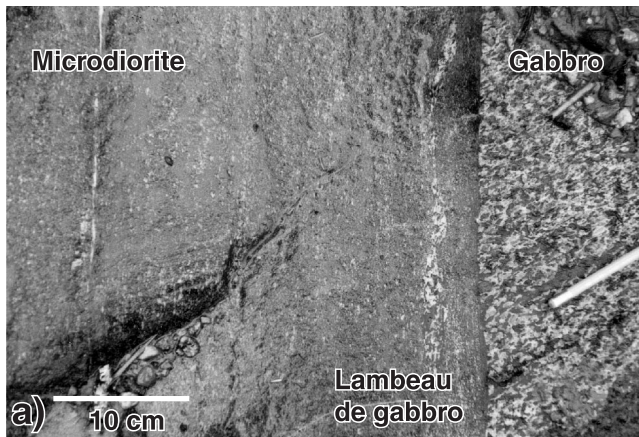


Figure 30. (suite) **e)** Recristallisation à un stage peu avancé et fracturation d'un bâtonnet de plagioclase (CQA-1284a; UTM : 490914mE, 5128732mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-137. **f)** Recristallisation importante en bordure de cristaux (CQA-1284a; UTM : 490914mE, 5128732mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-136. **g)** Bâtonnets de plagioclase aux contours nets (CQA-134; UTM : 508428mE, 5104324mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-157. **h)** Même image qu'en g), mais vue entre nicols croisés. On voit que la forme des cristaux de plagioclase dont témoigne la répartition des minéraux mafiques demeure un excellent indice de la texture magmatique précoce, même une fois terminées la recristallisation des bâtonnets et la formation de néoblastes. Photographie de L. Corriveau, 2008-158.

Figure 31. Fabriques d'écoulement magmatique dans les dykes de la suite intrusive de Chevreuil. **a)** Dyke de microdiorite qui recoupe la foliation magmatique du gabbro hôte (CQA-1425; UTM : 486070mE, 5145466mN). Le dyke a délaminé son encaissant et en a incorporé un lambeau. Photographie de L. Corriveau, 2003-119. **b)** Image microscopique montrant le contact net entre les minéraux microgrenus du dyke, les cristaux de plagioclase recristallisés dans le lambeau et des macles de déformation en biseau dans le plagioclase du gabbro hôte. Photographie de L. Corriveau, 2003-120. **c)** Dyke composite de gabbro juxtaposant une structuration en feuillets et une structuration bréchique dans l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon (CQA-1801; UTM : 474816mE, 5130608mN). La partie bréchique du dyke est bordée de part et d'autre de gabbro composite présentant des feuillets à rubanement magmatique prononcé. Le tout recoupe à angle fort le litage du gabbro hôte (côté gauche de la photo). La figure 32b donne une vue en détail de la composante bréchique. Photographie de L. Corriveau, 2003-121. **d)** Détail de l'image en c). Une des intrusions en feuillets dans le dyke présente un pli isoclinal formé par l'écoulement du magma et marqué par du rubanement magmatique (CQA-1801; UTM : 474816mE, 5130608mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-122. **e)** Niveau granitique à apparence plissée et aux marges festonnées et microdiorite dans un dyke de la suite intrusive de Chevreuil (détail du dyke à la figure 6a; CQA-5022; UTM : 450178mE, 5156424mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-123. **f)** Dyke composite avec coussins mafiques dans du matériau monzonitique et granitique plissé et folié (CQA-6085; UTM : 487795mE, 5135298mN). Le plissement du matériau granitique et l'allongement des coussins seraient attribuables à un écoulement associé à une compression synmagmatique. Photographie de L. Corriveau, 2003-124.



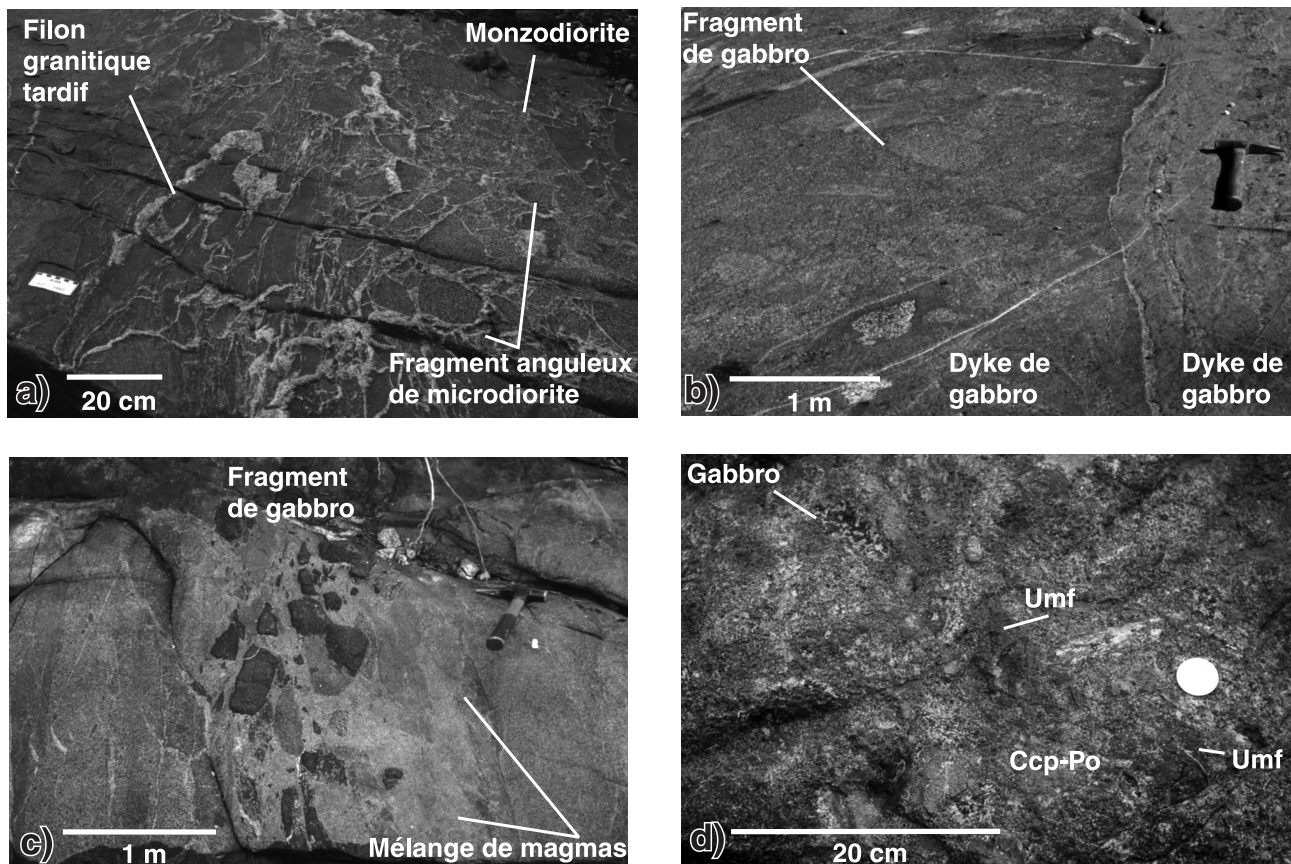


Figure 32. Dykes et brèches de gabbro avec enclaves cogénétiques anguleuses. **a)** Brèche intrusive associée à la suite intrusive de Chevreuil. Cette brèche comporte des fragments anguleux de microdiorite dans du matériau granitique (CQA-3340; UTM : 487894mE, 5102390mN). Des filons granitiques plus tardifs mais probablement cogénétiques recoupent la brèche. Photographie de L. Corriveau, 2003-125. **b)** Détail du dyke de gabbro composite qui juxtapose une structuration en feuillets et une structuration bréchique dans l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon de la figure 31c (CQA-1801; UTM : 474816mE, 5130608mN). La composante bréchique se manifeste par la présence de fragments gabbroïques, leucocrates à mélanocrates, anguleux ou arrondis et de taille variée, généralement pluricentimétriques, voire décimétriques, sertis dans une matrice de gabbro. Ces fragments représentent peut-être des autolites provenant de la base de l'intrusion. Photographie de L. Corriveau, 2003-126. **c)** Composante bréchique dans un dyke de diorite plurimétrique mis en place par injection répétée avec mélange de magmas et foliation magmatique (CQA-1334; UTM : 482368mE, 5140409mN). Ce dyke affleure dans la charnière anticlinale au nord du complexe gneissique de Bondy. Les bâtonnets de plagioclase ont été recristallisés en une mosaïque de néoblastes granoblastiques sans qu'il y ait eu transposition notable des structures magmatiques même au niveau des contacts avec les xénolites ultramafiques. Photographie de L. Corriveau, 2003-127. **d)** Indice Filon de nickel-cuivre dans une brèche intrusive gabbroïque à fragments de gabbro, d'hornblende et de roches ultramafiques du pluton de Grand Remous (CQA-5035; UTM : 425028mE, 5162394mN). Certains échantillons ont des teneurs de 4,22 % en poids de cuivre et de 0,75 % en poids de nickel (Roger et Lapointe, 1996). Photographie de L. Corriveau, 2003-128.

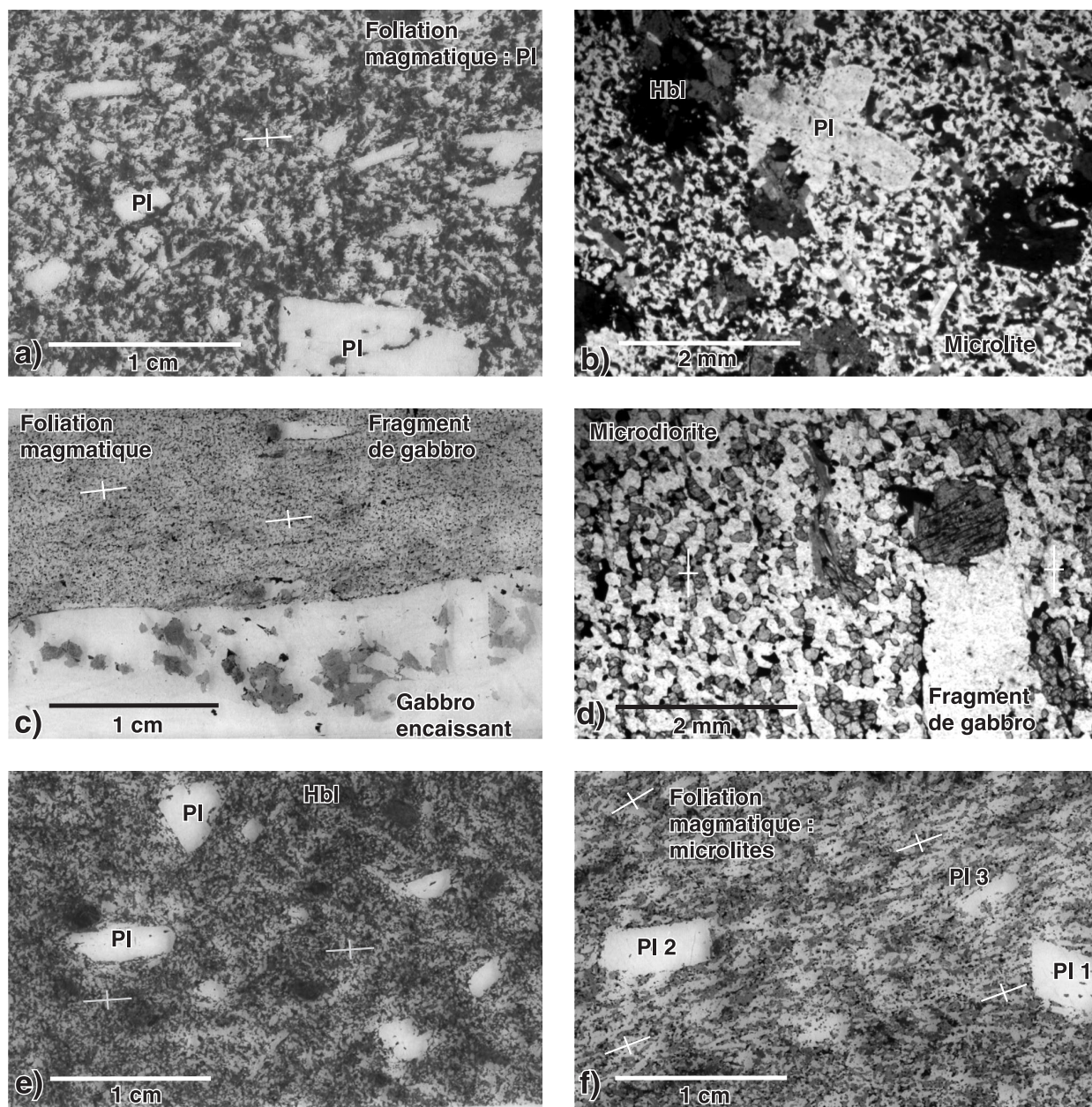
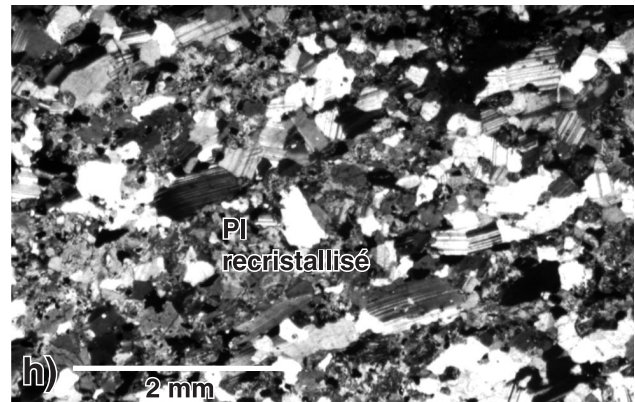
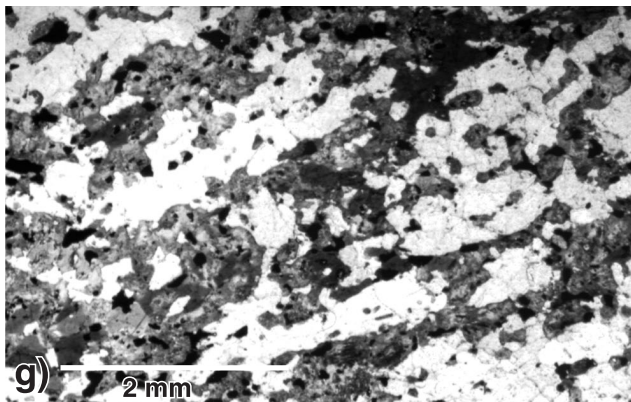
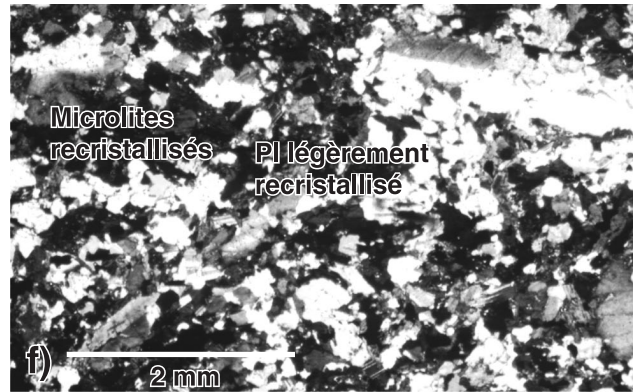
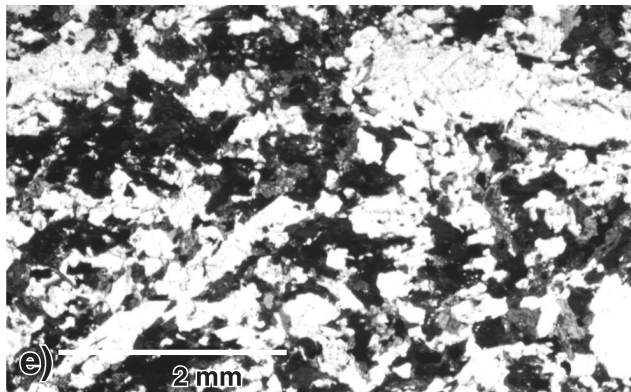
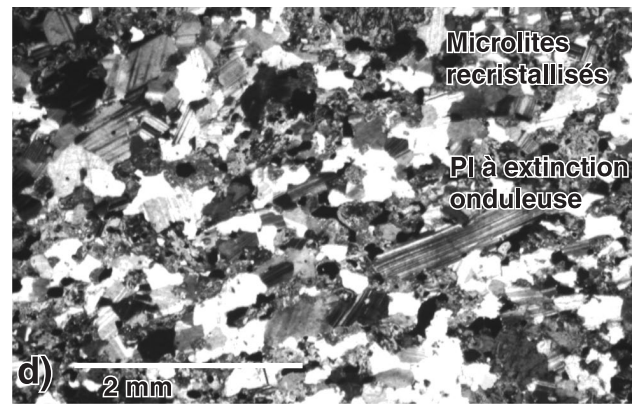
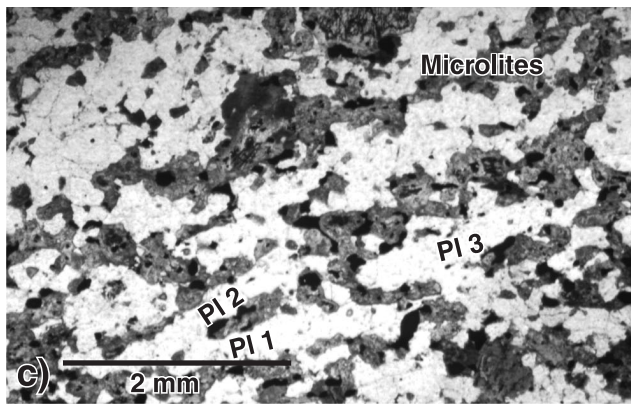
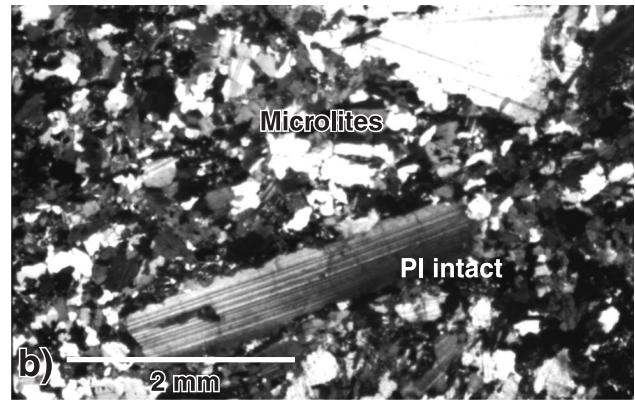
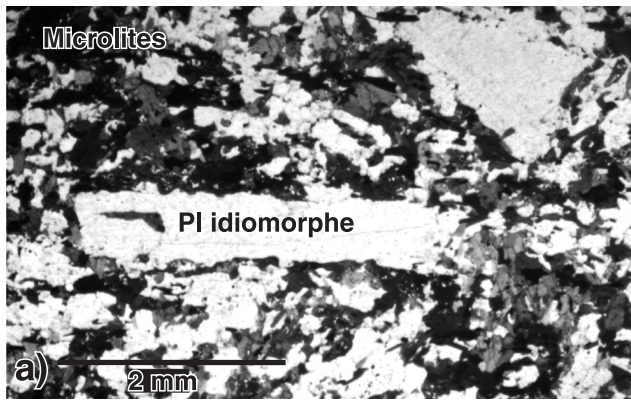


Figure 33. Photomicrographies et photomicrographies des dykes de microdiorite. **a)** Microdiorite foliée à phénocristaux de plagioclase (CQA-1281a; UTM : 490795mE, 5129335mN). L'axe long des phénocristaux dispersés dans la matrice et les microlites de plagioclase matriciels sont alignés dans une même direction sans que les phénocristaux soient en contact les uns avec les autres. Ils définissent une foliation magmatique (croix asymétrique). Photographie de L. Corriveau, 2008-142. **b)** Microdiorite à phénocristaux de plagioclase et à gloméracristaux de hornblende dans une matrice microgrenue (CQA-5071; UTM : 433827mE, 5043598mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-128. **c)** Détail du dyke de microdiorite et du gabbro à la figure 31a (CQA-1425; UTM : 486070mE, 5145466mN). Le contact entre le dyke de microdiorite et le gabbro est franc et rectiligne. Les fragments dans la microdiorite sont orientés parallèlement à la foliation magmatique définie par la biotite et le plagioclase. Cette foliation magmatique est parallèle à l'éponte. Photographie de L. Corriveau, 2008-139. **d)** Détail de l'image en c). Les mosaïques de néoblastes de plagioclase rappellent la forme initiale des fins bâtonnets enchevêtrés de plagioclase. Certains bâtonnets sont obliques à la foliation magmatique et conservent tout de même leur forme rectangulaire, démontrant qu'il n'y a pas eu transposition significative des bâtonnets à l'état solide. Photographie de L. Corriveau, 2008-156. **e)** Microdiorite mésocrate avec phénocristaux subautomorphes ou automorphes de plagioclase définissant une foliation magmatique peu marquée (CQA-1281b; UTM : 490795mE, 5129334mN). Les microlites sont enchevêtrés et communément obliques à la foliation. Photographie de L. Corriveau, 2008-154. **f)** Microdiorite avec phénocristaux automorphes de plagioclase dans une matrice dont les microlites de plagioclase définissent une foliation magmatique prononcée (CQA-1421; UTM : 487572mE, 5145987mN). L'axe long des phénocristaux PI 1 (rapport de forme de 1,7) et PI 2 (rapport de forme de 2,6) forme un angle avec la foliation. Cette relation est plus prononcée pour le cristal PI 1, dont le rapport de forme est moins élevé. Le cristal PI 3, dont le rapport de forme est de 5, donc similaire à celui des microlites (rapport de forme de 6), est parallèle à la foliation magmatique. Photographie de L. Corriveau, 2008-155.



(Wynne-Edwards et al., 1966). Toutefois, tous les exemples qui ont été cartographiés en détail récemment représentent en fait des feuillets intrusifs qui sont concordants avec le grain structural des gneiss encaissants (fig. 5a, b, c, 24; Hogarth, 1981; Hébert et al., 1996; ce bulletin). Par exemple, le pluton de Saint-François-d'Assise (pluton 37, fig. 23) a été décrit antérieurement comme un corps déformé en plis isoclinaux de par la structuration des roches métasédimentaires à son contact intérieur (Corriveau et Jourdain, 1992). Par contre, sa forme et sa structuration pourraient être attribuées à la présence de deux feuillets cisailés; le cisaillement aurait entraîné le plissement de l'encaissant au contact des deux corps intrusifs (fig. 5a). Le pluton de Wakefield-Onslow (pluton 16, fig. 23) pourrait être interprété en partie, à partir des cartes existantes (Béland, 1977; Madore et al., 1994), comme une série de feuillets de monzonite et de diorite; il doit encore être cartographié en détail.

Chaque feuillet, avec les panneaux concordants de paragneiss qu'ils renferment, constituent un complexe intrusif au sens strict (fig. 5a, b, 23, 24, 36, en particulier 36a et f; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Madore, 2000). Ces complexes (p. ex. celui de Lac Chevreuil) affleurent particulièrement bien dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (fig. 5a, b, c; plutons 37 à 49, fig. 23; Corriveau et Rivard, 1997, arrêts 1-2 à 1-7). La monzonite et la diorite y prédominent, mais on y trouve aussi de la monzodiorite, de la syénite et du granite (p. ex. pluton de la Sucrerie, 53, fig. 23). La diorite peut être massive (fig. 36f) ou fortement structurée (fig. 36g), alors que la majorité des feuillets felsiques sont structurés (fig. 36a, b). Les feuillets intrusifs renferment un complexe filonien systématiquement concordant, constitué de dykes mafiques et intermédiaires (fig. 36d); des dykes et des filons de pegmatite et de granite communément à tourmaline (fig. 36d, f) recoupent ces dykes et le grain structural des feuillets selon diverses orientations.

Les feuillets contiennent aussi des enclaves cogénétiques, notamment de monzonite, de microdiorite et de gabbro, ainsi que des xénolites de quartzite, de roche calco-silicatée et, plus rarement, de gneiss, dont les dimensions varient de quelques centimètres à quelques mètres (fig. 36c, e, g).

Monzonite, syénite et granite

Toutes les compositions intermédiaires entre celles de la monzonite, de la monzonite quartzifère, de la syénite et du granite qui forment l'unité mPche₁ (tableau 1) ont été observées. L'unité est relativement homogène pour ce qui est de la paragenèse et de la fabrique, mais la concentration modale des minéraux, en particulier celle des mégacristaux, et la granulométrie de la matrice varient considérablement d'un feuillet à un autre (voir les figures 36b, d, 37, en particulier 37a, c). L'indice de coloration, soit la somme des pourcentages des minéraux mafiques, varie de 10 à 35 (annexe C). La monzonite et la monzonite quartzifère porphyroïde (soit celle qui a plus de 10 % de quartz, par rapport au feldspath potassique et au plagioclase) ont une patine beige et une couleur gris rosé en cassure fraîche. Leur granulométrie varie de moyenne à très grossière et on y trouve systématiquement des mégacristaux de feldspath potassique (fig. 9a; annexe C). Ces derniers atteignent 3 cm de longueur et représentent jusqu'à 50 % de la concentration modale. Ils sont automorphes à hypidiomorphes et peuvent contenir des inclusions de plagioclase±quartz±biotite±orthopyroxène±amphibole±pyroxène. Les mégacristaux baignent dans une matrice allotriomorphe, grenue ou granoblastique, à grain moyen ou grossier, composée de biotite, de feldspath potassique, de hornblende, d'oxydes de fer-titane, de plagioclase et de quartz (fig. 37a, b, 38a, b, c, d). Les minéraux accessoires sont l'apatite, la magnétite, la titanite

Figure 34. Photomicrographies de dykes de microdiorite à divers stages de recristallisation. **a)** Détail de la figure 33a montrant des bâtonnets de plagioclase non recristallisés (CQA-1281a; UTM : 490795mE, 5129335mN). Le bâtonnet de plagioclase et les microlites ont un rapport de forme élevé et une même orientation qui définit la foliation magmatique. Le fragment triangulaire, au rapport de forme moins élevé, forme un angle avec la foliation. Ces relations suggèrent que la foliation représente la direction d'un écoulement du magma sous de fortes contraintes. Photographie de L. Corriveau, 2008-135. **b)** Même image qu'en a), mais vue entre nicols croisés. Photographie de L. Corriveau, 2008-140. **c)** Microdiorite contenant plusieurs bâtonnets intacts de plagioclase et des bâtonnets complètement « pseudomorphosés » en néoblastes (CQA-1421; UTM : 487572mE, 5145987mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-129. **d)** Même image qu'en c), mais vue entre nicols croisés. On peut reconstituer la forme des bâtonnets de plagioclase à partir des textures observées en lumière naturelle. Les deux bâtonnets enchevêtrés (PI 1 et PI 2) ont été recristallisés; le bâtonnet PI 3, isolé, n'a pas été recristallisé mais a subi une déformation intracristalline. Ces textures pourraient être attribuées à un écoulement du magma à l'état visqueux (submagmatique) lors duquel il y a eu recristallisation des cristaux de plagioclase qui sont en contact les uns avec les autres (voir Vignerresse et al., 1996). Photographie de L. Corriveau, 2008-151. **e)** Même lame mince qu'en a) avec des bâtonnets de plagioclase partiellement ou complètement recristallisés (CQA-1281a; UTM : 490795mE, 5129335mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-130. **f)** Même image qu'en e), mais vue entre nicols croisés. Photographie de L. Corriveau, 2008-150. **g)** Même lame mince qu'en c) avec des bâtonnets de plagioclase complètement recristallisés. On peut tenter de reconstituer la fabrique magmatique et de déterminer la taille des phénocristaux d'après la forme originelle des bâtonnets de plagioclase que délimitent les minéraux mafiques; ces espaces sont maintenant occupés par des mosaïques de néoblastes de plagioclase issues de la recristallisation des bâtonnets et des microlites. Photographie de L. Corriveau, 2008-152. **h)** Même image qu'en g), mais vue entre nicols croisés. Tous les bâtonnets de plagioclase ont été recristallisés. Photographie de L. Corriveau, 2008-143.

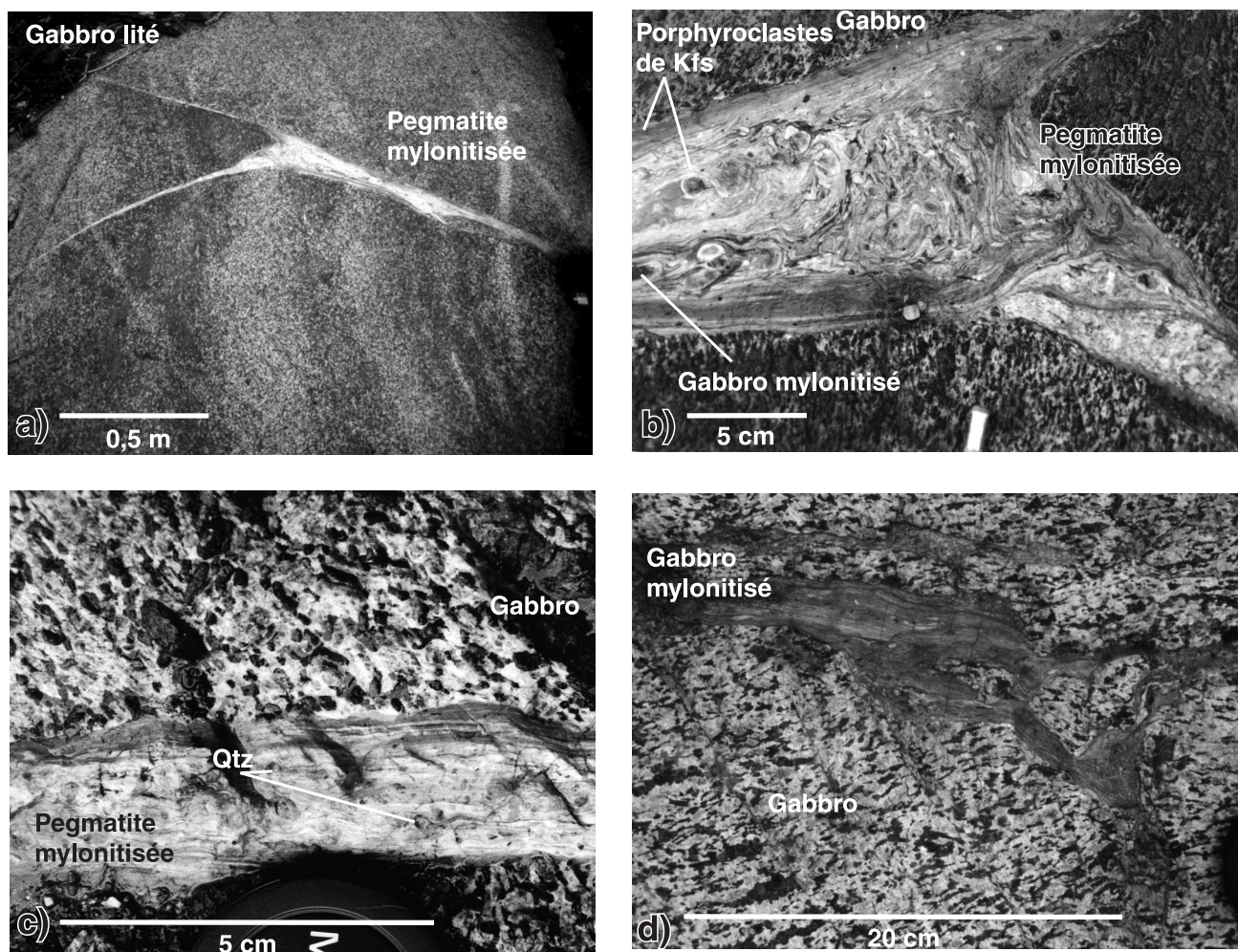


Figure 35. Fabriques des dykes de pegmatite mylonitisée dans les intrusions litées. Les dykes de pegmatite sont couramment mylonitisés dans ces intrusions. Par contre, les textures et les minéraux magmatiques du gabbro sont conservés et les zones de cisaillement qui ont touché le gabbro sont généralement de puissance millimétrique. **a)** Dykes de pegmatite ultramylonitisée avec des porphyroclastes de feldspath potassique et des filaments grisâtres issus de la déformation d'enclaves du gabbro encaissant. Ce dyke offre un exemple spectaculaire du partitionnement de la déformation finie dans des corps géologiques rigides, car il recoupe nettement le gabbro non déformé tout en étant ultramylonitisé (CQA-5013; UTM : 488171mE, 5127976mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-129. **b)** Détail du dyke en a). Les porphyroclastes de feldspath potassique et les filaments noirs gabbroïques reprennent la géométrie d'écoulement plastique de la pegmatite. De petites inclusions gabbroïques (non visibles sur les photos) se rencontrent par endroits; là où des zones de mylonite sont enfoncées dans le gabbro, elles renferment du matériau gris-noir ou gris clair. Le matériau gris-noir dans l'ultramylonite rose est interprété comme du gabbro préalablement inclus dans la pegmatite puis mylonitisé. Photographie de L. Corriveau, 2003-130. **c)** Le dyke de pegmatite mylonitisée renferme des porphyroclastes de quartz, contrairement à tous les autres dykes qui ont des porphyroclastes de feldspath potassique (CQA-5014; UTM : 488624mE, 5128041mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-131. **d)** Ultramylonite de patine grise définissant des zones de cisaillement qui recoupent la foliation du gabbro encaissant, se séparent et s'anastomosent (CQA-5014; UTM : 488624mE, 5128041mN). Le matériau gris-noir est interprété comme du gabbro mylonitisé. Il ne semble pas y avoir de matériau granitique présent dans ces zones. Photographie de L. Corriveau, 2003-132.

et le zircon. On y observe localement du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Les phénocristaux de plagioclase sont rares. Le feldspath potassique peut être l'orthose ou la microcline. La perthite et les myrmékites sont communes, les myrmékites se développant dans les cristaux de plagioclase au contact avec le feldspath potassique (fig. 38e, f). Le quartz est communément recrystallisé et se présente en plages équidimensionnelles ou lenticulaires. La biotite est généralement de couleur brun-rouge à rouge orangé, sauf dans les feuillet intrusifs des plutons des Écorces, de Baskatong et de Janet, où elle est parfois verte. La concentration modale du clinopyroxène dépasse localement celle de la biotite et de la hornblende (lame 1151a, annexe C); la concentration modale de l'apatite atteint jusqu'à 2 % alors que le

zircon est toujours présent en traces. La titanite, généralement présente en traces, est associée aux minéraux opaques et forme une couronne autour de ces derniers (lame 1455, annexe C). Certains échantillons de monzonite provenant du pluton des Écorces (lames 1126 et 1135a, annexe C) contiennent toutefois jusqu'à 4 % de titanite en gros grains (annexe C). Dans la syénite, le feldspath potassique est plus abondant que le plagioclase; le quartz a souvent une texture engrenée. Les minéraux mafiques ne représentent que 10 à 15 % de la roche et comportent uniquement de la hornblende verte et de la biotite, dont chacune peut représenter la principale phase mafique. Le pyroxène est absent. La syénite présente les mêmes textures que la monzonite, soit des (mésoperthites, des myrmékites, des phénocristaux de feldspath potassique et

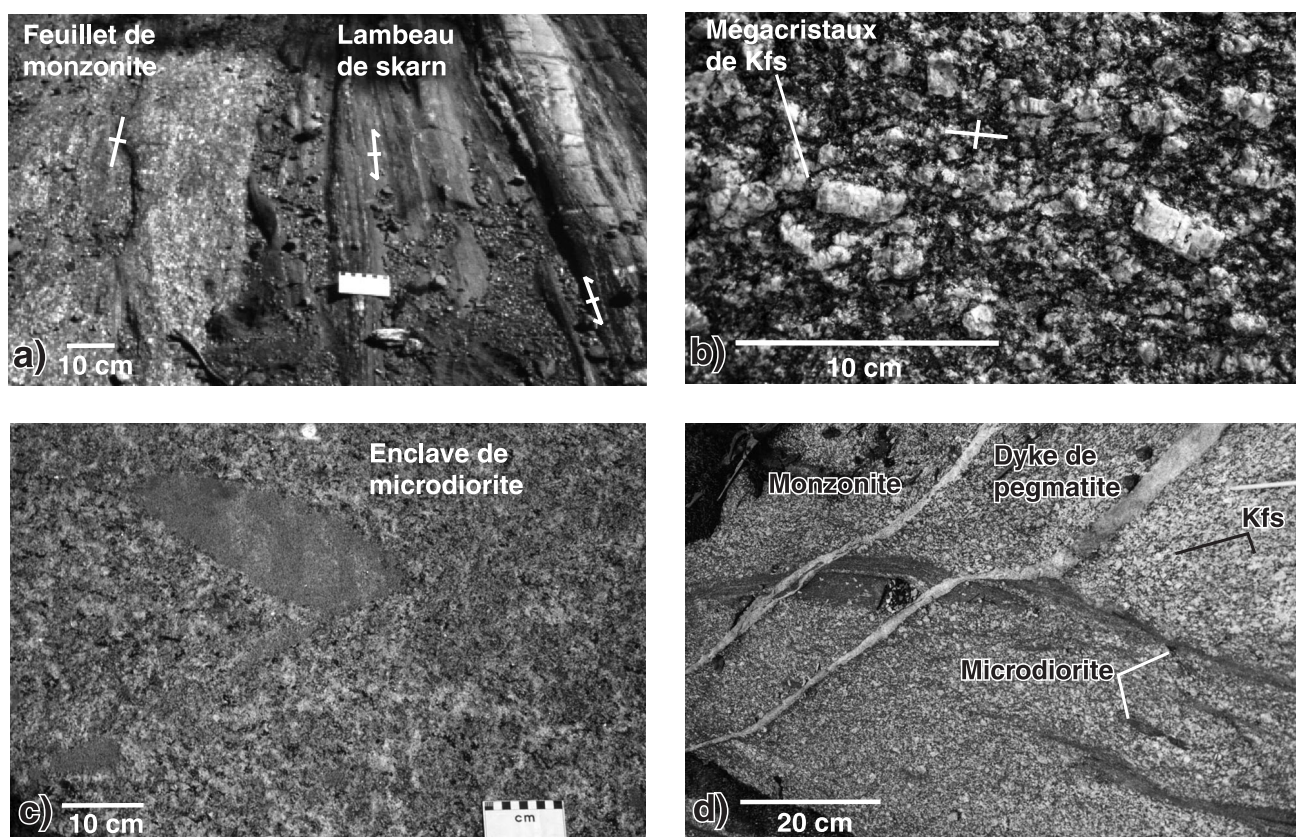


Figure 36. Morphologie des unités de monzonite et de diorite de la suite intrusive de Chevreuil. **a)** Feuille intrusif de monzonite au sein du pluton de Lac Chevreuil, dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (CQA-3347; UTM : 484698mE, 5104218mN). Feuille plurimétrique de monzonite porphyroïde intercalé au sein d'un écran de skarn zoné, fortement rubané et à grain très fin. Le feuillet intrusif présente un contact franc auquel est parallèle sa foliation magmatique (croix asymétrique) définie par les mégacristaux subautomorphes de feldspath potassique. Cette foliation est parallèle à la foliation métamorphique dans le skarn (croix asymétrique avec crochets). Photographie de L. Corriveau, 2003-133. **b)** Détail de la monzonite porphyroïde. Les gros cristaux de feldspath potassique ont une orientation préférentielle et baignent dans une matrice à grain moyen de biotite, hornblende, feldspath potassique et plagioclase. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la magnétite, la titanite et le zircon. Photographie de L. Corriveau, 2003-134. **c)** Enclave de microdiorite dans de la monzonite (CQA-3483; UTM : 480835mE, 5115291mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-135. **d)** Schlieren mafiques dans le feuillet de monzonite du pluton de Lac Chevreuil (CQA-3347; UTM : 484698mE, 5104218mN). Ces schlieren représentent en fait des dykes de microdiorite qui ont été injectés parallèlement à la foliation magmatique alors que le magma hôte s'écoulait. Ce processus explique la segmentation et les extrémités mécheuses des schlieren. Photographie de L. Corriveau, 2003-136.

une matrice allotriomorphe-granulaire à granoblastique. Elle semble moins touchée par la recrystallisation que la monzonite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, les minéraux opaques, la titanite et le zircon. Les minéraux opaques sont parfois entourés d'une couronne de titanite. La concentration modale du quartz dans le granite de la suite intrusive de Chevreuil est de 20 à 50 %. La proportion des minéraux mafiques (biotite, hornblende et, localement, clinopyroxène) varie de 3 à 20 %. Dans un des échantillons, le feldspath potassique est le constituant majeur (75 %), et la roche entre ainsi dans la catégorie du granite alcalin. Tout comme pour la monzonite et la syénite, les minéraux accessoires y sont l'apatite, les minéraux opaques, la titanite et le zircon.

L'unité de monzonite, de syénite et de granite (unité mPche₁) a communément subi une recrystallisation subsolidus et présente localement une foliation tectonique prononcée, en particulier le long de certains contacts de

plutons ou le long de petites zones de cisaillement (annexe C). Les variations dans le degré de déformation et de recrystallisation (fig. 37) sont observées à l'échelle autant d'une intrusion que de la ceinture métasédimentaire centrale (voir la section « Caractéristiques et interprétations des fabriques observées dans les intrusions en feuillets et les dykes »).

Au niveau de l'affleurement, la monzonite est intercalée localement avec des feuillets de diorite et gabbro à grain moyen recrystallisé en amphibolite, ou interdigitée avec du matériel dioritique, y compris de nombreuses enclaves allongées de microdiorite de 4 cm à 2 m de puissance qui ont des rapports de forme entre 5 et 20. Ces zones hybrides présentent des textures réticulées de mélange de magmas, constituées d'enclaves de microdiorite grenue allongées parallèlement à la foliation de la monzonite. Les enclaves comportent des mégacristaux de feldspath potassique et pourraient attester une hybridation avec homogénéisation.

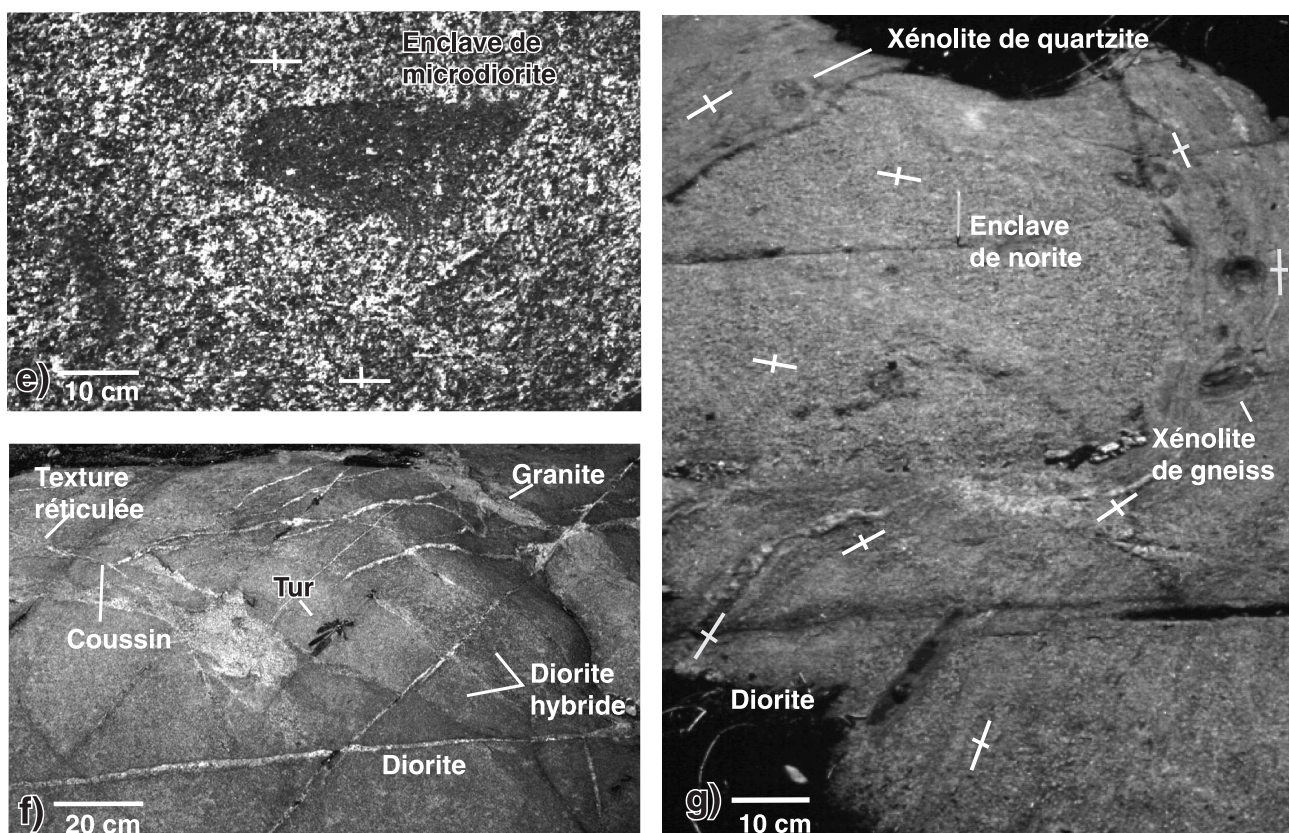


Figure 36. (suite) e) Monzodiorite avec foliation magmatique (définie par des mégacristaux de feldspath potassique) contournant une enclave cognétique de microdiorite (CQA-964; UTM : 494166mE, 5118151mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-137. **f)** Dyke de diorite présentant des textures réticulées issues d'un mélange de magmas dioritique et felsique (CQA-3571; UTM : 484234mE, 5099980mN). Le dyke est recoupé par de fins filonnets qui ont servi de nucléus pour de gros cristaux de tourmaline d'orientation aléatoire. La tourmaline est commune dans les filons et dykes de pegmatite associés à ce magmatisme dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville. Photographie de L. Corriveau, 2003-138. **g)** Diorite avec enclaves de norite (CQA-1087; UTM : 484343mE, 5099424mN). La diorite présente une foliation magmatique marquée par la présence de ségrégations de minéraux magmatiques et par l'orientation préférentielle de mégacristaux et de bâtonnets de plagioclase, d'enclaves de microdiorite cognétique et de xénolites de gneiss. Cette foliation contourne une enclave de diamètre métrique de norite dont la foliation magmatique est à angle avec celle de la diorite hôte. Les marges de l'enclave sont nettes. Photographie de L. Corriveau, 2003-139.

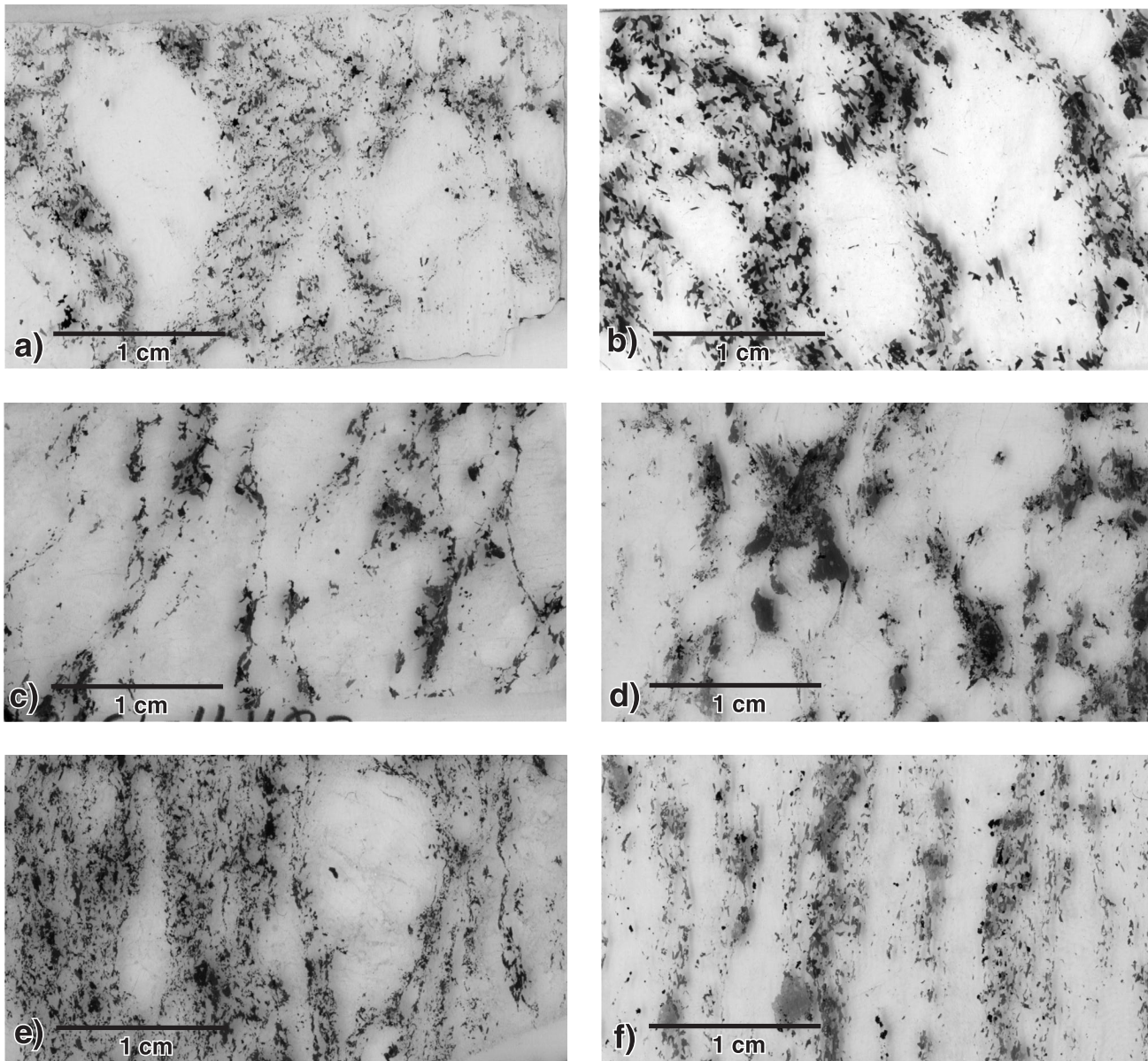
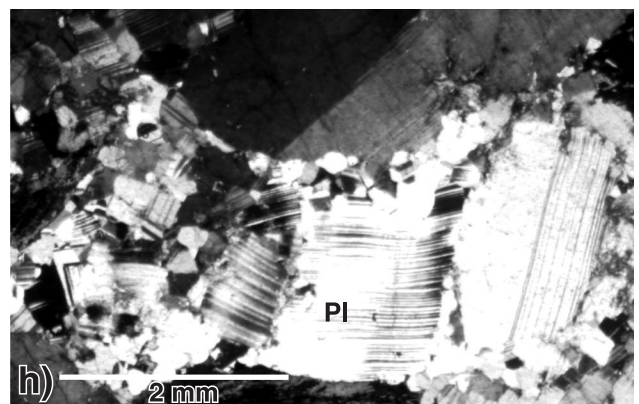
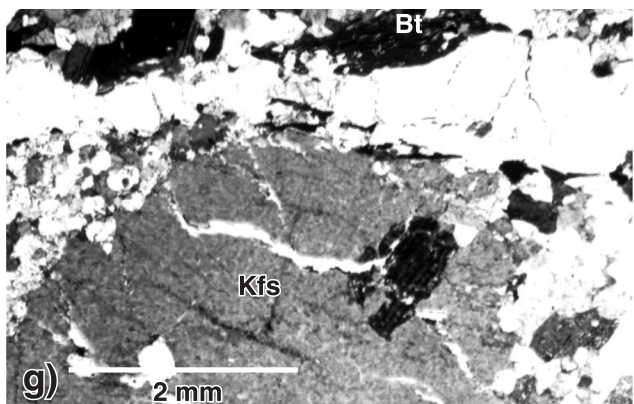
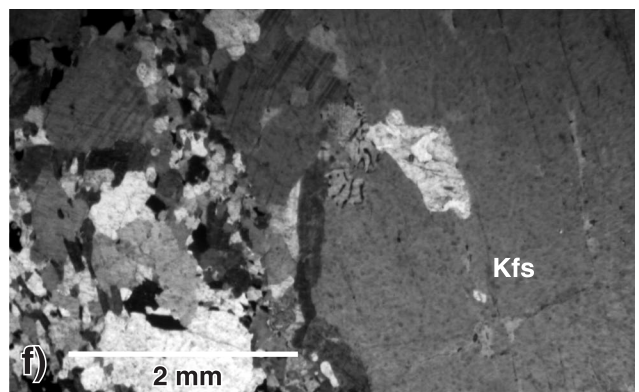
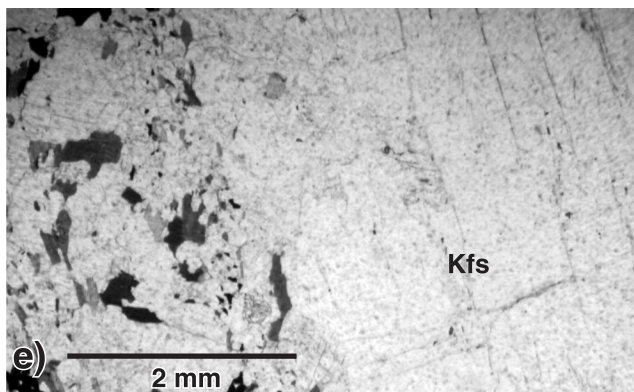
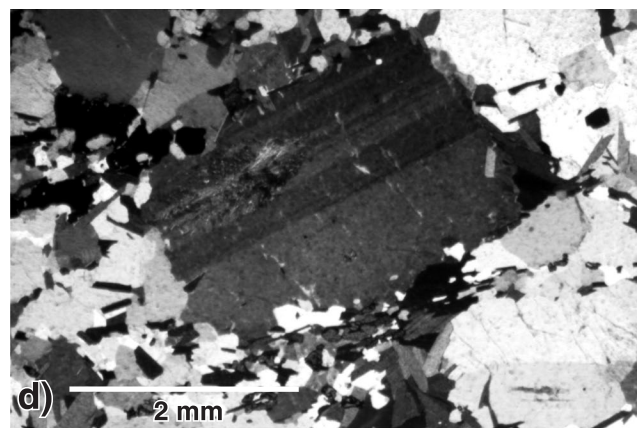
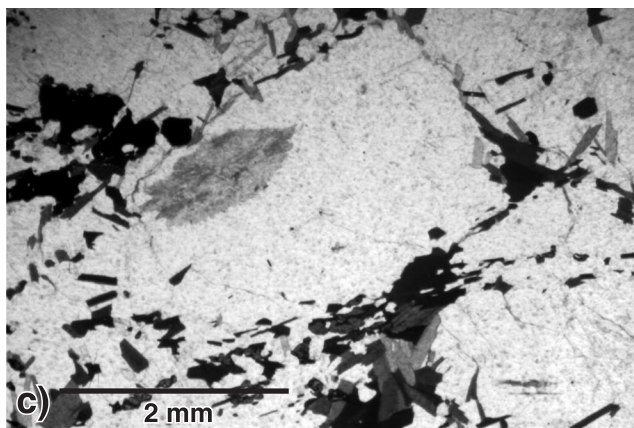
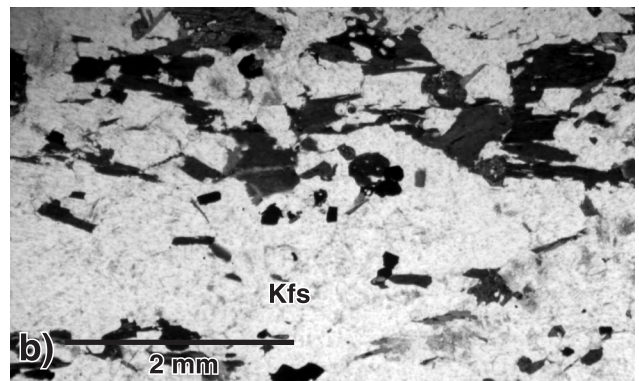
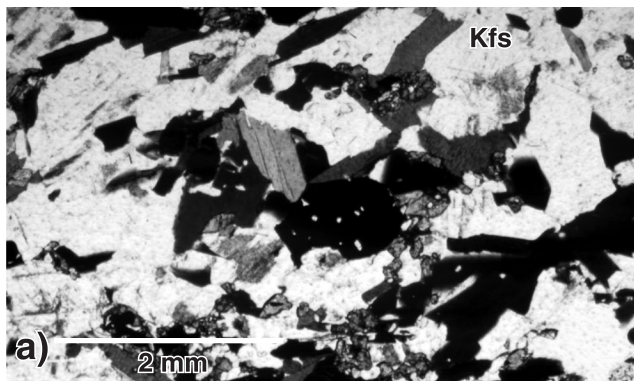


Figure 37. Photomicrographies de lames minces de monzonite. **a)** Monzonite massive (CQA-136; UTM : 506418mE, 5105334mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-140. **b)** Monzonite foliée avec méga-cristaux originellement rectangulaires (CQA-1116a; UTM : 472383mE, 5152549mN). Ces mégacrists ont des bordures néoblastiques gris pâle. Photographie de L. Corriveau, 2003-141. **c)** Monzonite œillée foliée. Les mégacrists ont été déformés à l'état solide et recrystallisés (CQA-1372a; UTM : 492591mE, 5122075mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-142. **d)** Monzonite œillée (CQA-1091a1; UTM : 484101mE, 5136134mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-143. **e)** Monzonite œillée avec rubanement peu marqué (CQA-1356b; UTM : 489738mE, 5147423mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-144. **f)** Monzonite rubanée complètement recrystallisée (CQA-1126; UTM : 465677mE, 5060498mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-145.



Diorite et monzodiorite

L'unité de diorite, de monzodiorite, de gabbro et de gabbro-norite (unité mPche₂; tableau 1) est systématiquement hétérogène et composite (fig. 36e, f, g). Elle comporte de la diorite et du gabbro à grain fin à grossier, de patine brune à grise et de couleur grise en cassure fraîche. Le caractère hétérogène se manifeste par une variation de la proportion modale des minéraux mafiques et de la granulométrie de même que par la présence de textures de mélange de magmas et d'hybridation et de rubanement magmatique. Cette unité est communément associée à des phases de monzonite de l'unité mPche₁, et y est intercalée à une échelle métrique ou hectométrique. De la gabbro-norite affleure dans certains feuillets. Cette phase gabbro-noritique peut inclure des ségrégations de gabbro pegmatitique (pluton de Saint-François-d'Assise, 37 à la figure 23) dont la texture subophitique et la composition gabbroïque infirment une origine anatectique. De telles ségrégations sont caractéristiques de liquides résiduels cristallisés en présence d'une phase vapeur.

La diorite est généralement mésocrate et sa paragenèse est similaire à celle de la matrice de la monzonite porphyroïde (fig. 38d; annexe C). Elle est classée comme diorite d'après la présence de hornblende (25-50 %) et de biotite (3-15 %) comme principaux minéraux mafiques (fig. 28f). Elle est dépourvue d'orthopyroxène mais peut contenir du clinopyroxène. Là où il est présent, le clinopyroxène est toujours entouré de hornblende verte. Les minéraux accessoires de la diorite et de la monzodiorite sont le zircon, l'apatite (jusqu'à 2 % dans les échantillons 557, 1087 et 3313, annexe C) et les minéraux opaques (magnétite), la titanite étant beaucoup plus rare. La monzodiorite se distingue de la diorite par la présence de plus de 5 % de feldspath potassique (essentiellement l'orthose; fig. 36e). Les perthites sont rares dans l'orthose, mais on remarque la présence d'antiperthite et de myrmékite dans le plagioclase. En plus de la hornblende verte (4-17 %) et de la biotite (trace-15 %), la majorité des niveaux de monzodiorite examinés contiennent du clinopyroxène (5-20 %) et de l'orthopyroxène (0-5 %).

Pour ce qui est de la texture, cette unité est massive avec une texture doléritique à grain moyen; les bâtonnets de plagioclase ont une orientation aléatoire et les minéraux mafiques remplissent les interstices entre les bâtonnets (fig. 36f). Localement, les bâtonnets ont une orientation préférentielle qui, avec celle des enclaves cogénétiques et de la biotite, définit une foliation magmatique (fig. 36g). Les bâtonnets ont communément été recrystallisés en plagioclase granoblastique, mais les plages de néoblastes ont la même forme que les bâtonnets d'origine, ce qui implique une recrystallisation en présence de chaleur ou d'un faible taux de déformation. Les textures réticulées abondent. Les coussins mafiques ont une composition et une granulométrie variées, toutes les phases étant présentes entre le gabbro et la monzodiorite, et entre une nature leucocrate et mésocrate (fig. 36f). La composante « filons » est beaucoup plus mafique que celle des dykes réticulés et comporte principalement des phases de diorite leucocrate et de monzodiorite. Les contacts sont communément progressifs ou marqués par des plages de compositions différentes, ce qui suggère une certaine homogénéisation des diverses phases mafiques lors du mélange des magmas. Par endroits, les feuillets de diorite ont été cisailés ou fortement déformés et recrystallisés.

À part les feuillets de diorite et de monzonite décrits ci-dessus, quelques intrusions en feuillets comportent uniquement du gabbro (p. ex. plutons de Grand Remous et de Lac du Rang, fig. 23, 25g, 27h). Ces feuillets atteignent une longueur d'environ 10 km. D'autres masses de gabbro contiennent des faciès hétérogènes de gabbro à grain moyen à grossier et de roches anorthositiques dans les zones de contact (p. ex. dyke 35 dans le complexe gneissique de Bondy, fig. 23). La foliation magmatique dans ces corps est localement oblique à leurs contacts. Un feuillet de métagabbro dans le pluton de la Sucrierie comprend des masses de gabbro mélanocrate alcalin à biotite et olivine (indice de coloration de 85; <10 m d'épaisseur). La biotite se présente en feuillets minces d'orientation aléatoire qui atteignent 2 cm de longueur. Cette texture en pattes d'oie est caractéristique des roches ultramafiques alcalines à olivine de la suite ultramafique de Rolleur (p. ex. pluton de Kensington;

Figure 38. Photomicrographies de monzonite. **a)** Monzonite mésocrate hypidiomorphe grenue présentant une foliation magmatique peu marquée (CQA-1116a; UTM : 472383 mE, 5152549mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-134. **b)** Monzonite leucocrate hypidiomorphe grenue présentant une foliation magmatique marquée (CQA-1126; UTM : 465677mE, 5060498mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-138. **c)** Monzonite porphyroïde à cristaux subautomorphes de feldspath potassique dans une matrice à grain fin à moyen (CQA-938; UTM : 494487mE, 5098701mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-146. **d)** Même image qu'en c), mais vue entre nicols croisés. Photographie de L. Corriveau, 2008-149. **e)** Mégacristal de feldspath potassique avec une bordure néoblastique et myrmékite (CQA-136; UTM : 506418mE, 5105334mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-141. **f)** Même image qu'en e), mais vue entre nicols croisés. Photographie de L. Corriveau, 2008-145. **g)** Mégacristal de feldspath potassique avec des filons de perthite et une bordure néoblastique (CQA-128a; UTM : 508328mE, 5105824mN). Photographie de L. Corriveau, 2008-133. **h)** Cristal de plagioclase déformé (CQA-1283a; UTM : 508328mE, 5105824mN). La déformation intracrystalline du bâtonnet de plagioclase se caractérise par le développement de macles tectoniques en biseau, de plis et de sous-structures plus ou moins recrystallisées. La recrystallisation dynamique du plagioclase est marquée par la formation de néoblastes en bordure et le long des fractures dans le cristal. Photographie de L. Corriveau, 2008-132.

Corriveau et Gorton, 1993) et pourrait traduire la présence locale d'olivine dans la suite intrusive de Chevreuil. Trois intrusions allongées d'anorthosite et de norite ont été cartographiées dans la zone de déformation de Labelle, au sud-ouest de Saint-Jovite (fig. 5c; Corriveau et Martignole, 2000). Le feuillet de norite (1 km sur 5 km; fig. 5c) affleure dans la partie ouest de la zone de déformation de Labelle. Il consiste en gros cristaux d'orthopyroxène et de plagioclase qui définissent une texture ophitique (annexe C). Deux lentilles d'anorthosite, dont une d'étendue kilométrique, affleurent à la marge est de la zone de déformation de Labelle. Elles consistent en cristaux de plagioclase blanc recristallisés, en gros porphyroclastes de plagioclase gris foncé et en minéraux mafiques (cristaux fins d'amphibole et de pyroxène) entourés de grenat. Ces corps intrusifs sont fortement déformés le long de leurs marges.

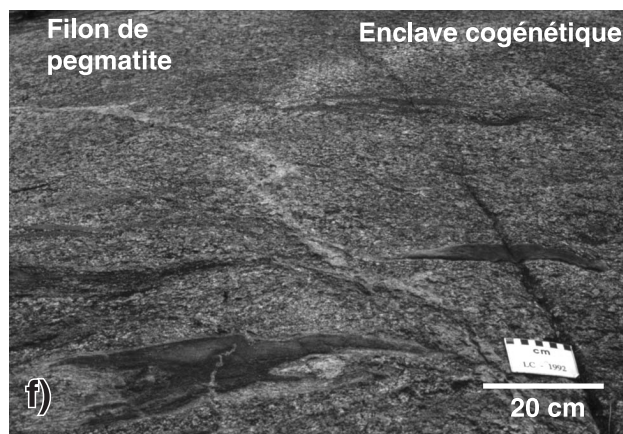
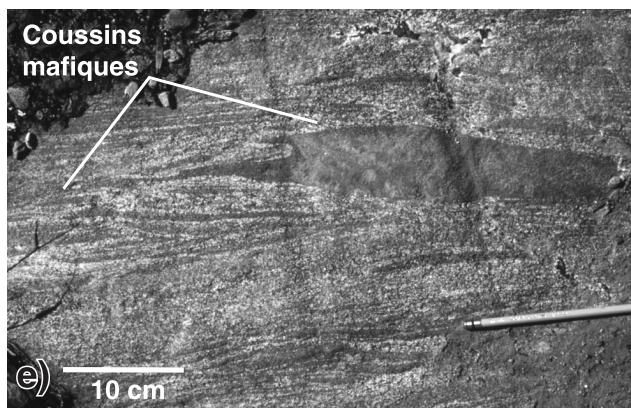
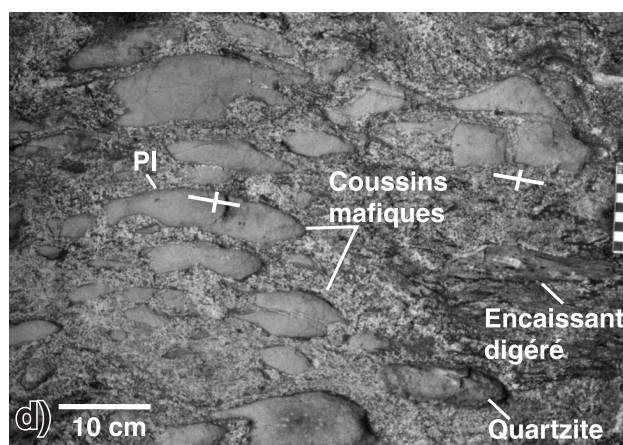
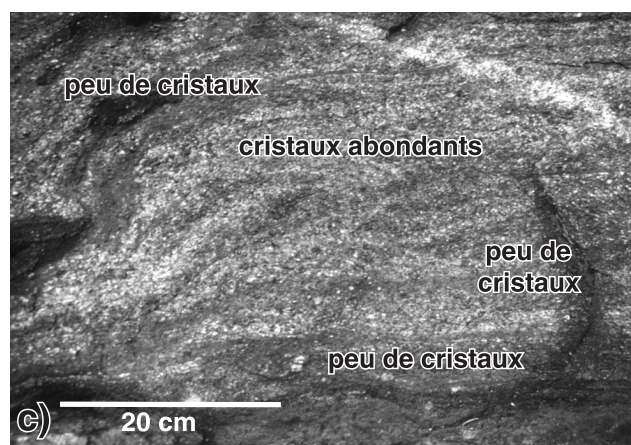
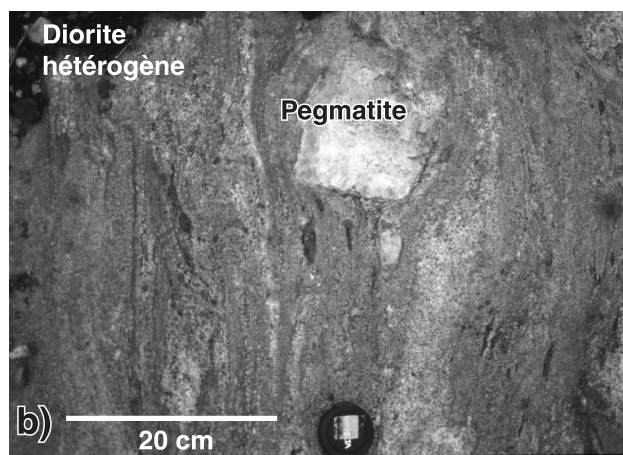
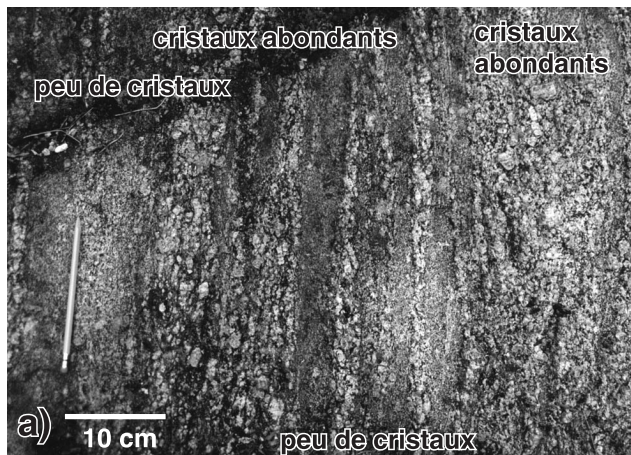
Indice minéralisé

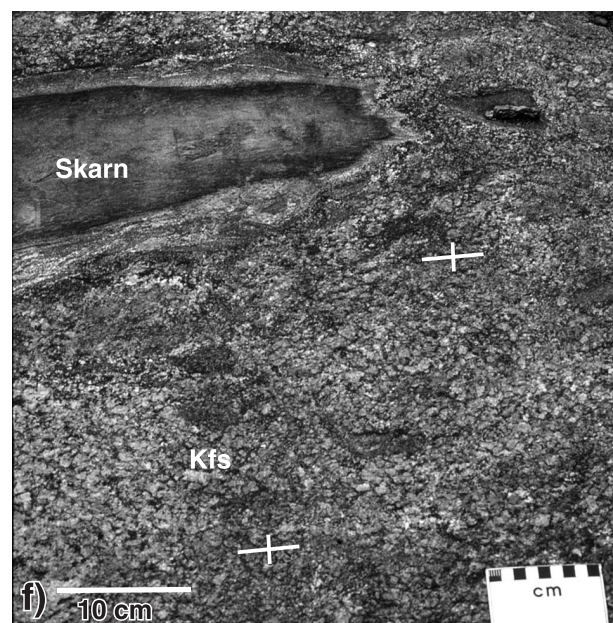
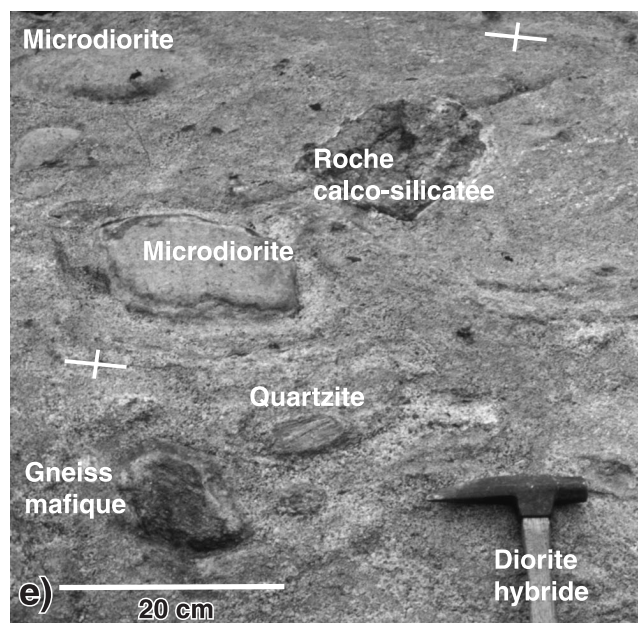
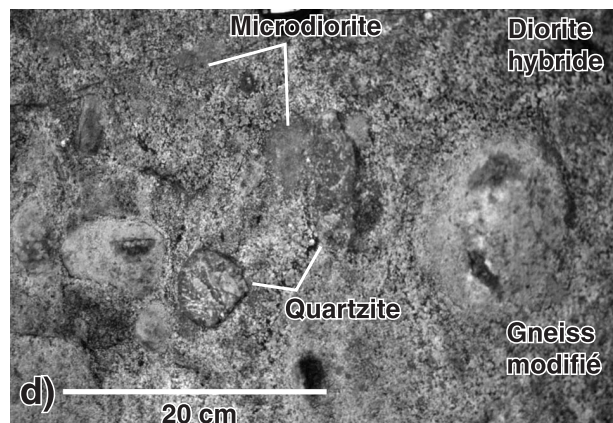
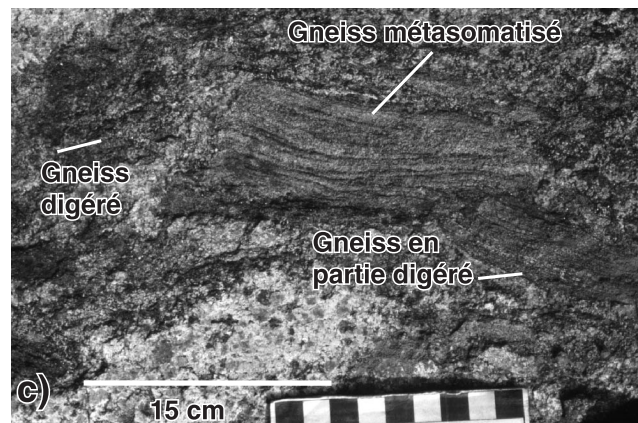
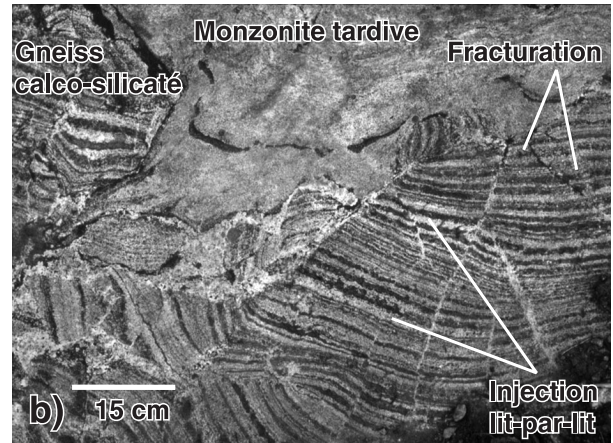
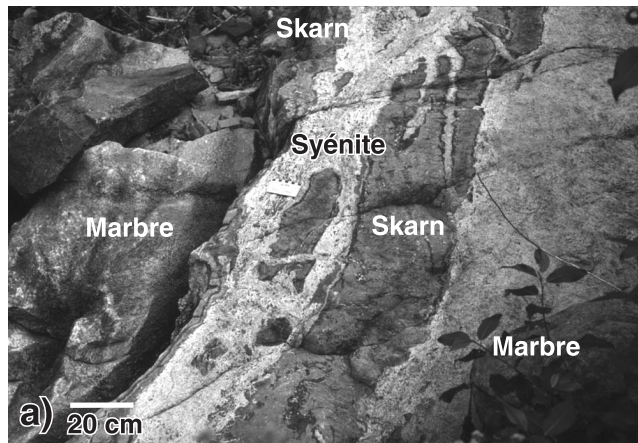
Le pluton de Grand Remous est l'hôte d'une brèche intrusive qui contient un indice de nickel-cuivre (indice Filion) découvert par la CGC en 1996 sur le terrain de stationnement d'une propriété privée (fig. 3, 32d; Corriveau et al., 1996b; Roger et Lapointe, 1996). L'analyse d'un échantillon représentatif effectuée dans le cadre du présent projet a donné une teneur de 5154 ppm de nickel, 6185 ppm de cuivre (tableau 2) et 461 ppm de cobalt. Les travaux de forage indiquent qu'une hornblende/pyroxénite est l'hôte principal de la minéralisation. Elle comprend de l'amphibole, du clinopyroxène, de la biotite, du plagioclase calcique, des sulfures dont de la chalcopyrite et de la pentlandite et, comme minéraux accessoires, de l'apatite, de l'ilménite et de la magnétite. Des échantillons choisis par Mines et Exploration Noranda Inc. ont donné des teneurs atteignant 4,22 % de cuivre et 0,75 % de nickel; toutefois, les levés géophysiques hélicoptérés et au sol n'ont pas permis de délimiter un conducteur électromagnétique important au niveau de cet indice (Roger et Lapointe, 1996).

Enclaves

Les unités mPche₁ et mPche₂ (voir les figures 39, en particulier 39f, et 36c, e) contiennent tous les intermédiaires entre des enclaves microgrenues disséminées (fig. 36c), des cortèges d'enclaves aux marges régulières (fig. 39d) et aux marges mécheuses (fig. 39f), des schlieren aux contacts irréguliers à mécheux (fig. 36d, 39c), des dykes boudinés (fig. 39d) et des dykes aux contacts francs (fig. 25g) et à rubanement magmatique (fig. 39a, b, c, e; voir la section « Caractéristiques et interprétations des fabriques observées dans les intrusions en feuillets et les dykes »). Dans la monzonite, les enclaves de microdiorite ont une largeur de 4 cm à 2 m et un rapport de forme variant entre 5 et 20 (fig. 36c, e). Elles ont une texture microgrenue, massive ou foliée et contiennent localement des microlites ou des phénocristaux de plagioclase et des xénocristaux (?) de feldspath potassique. La foliation se traduit par l'orientation préférentielle des microlites ou de la biotite; elle est parallèle à l'axe d'allongement des enclaves et à la foliation de la monzonite hôte. Des enclaves de microdiorite, de diorite et de gabbro sont également courantes dans les feuillets de diorite (fig. 36e). Elles sont allongées, avec des rapports de forme de 3 à 5, et atteignent 1 m de longueur. Elles sont lenticulaires et isométriques et ont une granulométrie fine à moyenne. Des phénocristaux de plagioclase ou de feldspath potassique sont présents localement. Les marges festonnées des enclaves, qui sont typiques des zones de mélange de magmas, indiquent que les enclaves sont cogénétiques et contemporaines de la diorite encaissante. Les enclaves ont été mises en place dans la diorite avant sa solidification. Des enclaves équidimensionnelles de gabbro-norite subophitique, aux contacts francs, sont présentes localement; l'une d'elles, de 1 m de diamètre, présente un rubanement magmatique subtil qui fait un angle avec la foliation magmatique de la diorite hybride hôte (fig. 36g). Cette foliation contourne l'enclave; la diorite hôte a elle-même été recoupée par une diorite plus tardive.

Figure 39. Fabriques magmatiques des intrusions en feuillets. **a)** Monzonite avec rubanement magmatique souligné par des niveaux à cristaux abondants et des niveaux de granulométrie fine sans cristaux (voir la section « État des connaissances sur les intrusions à litage vertical, les intrusions en feuillets et les fabriques plutoniques »; CQA-3347; UTM : 484698mE, 5104218mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-140. **b)** Fragment d'un gros cristal de feldspath potassique provenant fort probablement d'une pegmatite rose typique des encaissants. Le magma hôte dioritique est hétérogène, avec un rubanement magmatique (CQA-3569 sud; UTM : 484224mE, 5099661mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-141. **c)** Monzonite avec rubanement magmatique (CQA-6085; UTM : 487795mE, 5135298mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-142. **d)** Série de coussinets de microdiorite grise à grain fin formant une bande de puissance décimétrique et d'étendue plurimétrique en forme de S dans de la monzonite très hétérogène (CQA-3569 nord-est; UTM : 484224mE, 5099661mN). La monzonite hôte est grenue et non porphyroïde et renferme des xénolites de quartzite et bon nombre de fragments assimilés aux bordures floues similaires à ceux de la roche à la figure 40c, à quelques mètres à l'ouest. La foliation est indiquée par la croix asymétrique. Photographie de L. Corriveau, 2003-143. **e)** Dyke réticulé composite de monzonite porphyroïde et de microdiorite cogénétique. La composante mafique forme des coussins allongés dans l'encaissant monzonitique. La structure plissée a été formée lors de l'écoulement des deux magmas dans le dyke (CQA-1089; UTM : 484528mE, 5099409mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-144. **f)** Feuillet de monzonite homogène avec enclaves cogénétiques dispersées (CQA-3478; UTM : 482188mE, 5118357mN). La structuration des enclaves a pu être acquise par écoulement du magma puisque les cristaux de feldspath potassique, même ceux qui sont obliques à la foliation magmatique, ont conservé leur forme rectangulaire. Leur orientation préférentielle définit une foliation magmatique (croix asymétrique) prononcée dans le même plan que les enclaves. Photographie de L. Corriveau, 2003-145.





Ces observations indiquent qu'il y a eu des mouvements répétés de magmas mafiques et des périodes distinctes de cristallisation.

Xénolites

Les feuillets plutoniques (fig. 40) contiennent invariablement des xénolites d'encaissant. Le quartzite et la diopsidite sont de loin les types de xénolites les plus communs. Ces xénolites ont des contacts francs et sont anguleux ou arrondis. Ils ont une longueur de l'ordre du décimètre mais qui peut atteindre 1 m, et ils constituent près de 30 % de l'affleurement (pluton d'Armstrong, 1062; pluton de Lac Chevreuil, 3569; fig. 40d, e, f). Ce caractère bimodal contraste avec l'intercalation de marbre, de métapélite, de gneiss à biotite, de gneiss quartzofeldspathique, de quartzite et de roche calco-silicatée dans les paragneiss encaissants du Groupe de Sourde. Puisque toutes ces unités de paragneiss servent aussi d'épentes aux feuillets, on s'attendrait donc à les retrouver comme xénolites. La prédominance d'enclaves de quartzite et de roche calco-silicatée par rapport aux autres types de paragneiss encaissants est attribuée au caractère monominéral et massif de ces roches qui les rend difficilement assimilables par les magmas hôtes lors de leur mise en place. Le caractère monominéral (clinopyroxène), massif et zoné des xénolites de roche calco-silicatée les distinguent de la roche calco-silicatée paragneissique. Par contre, ces traits s'apparentent à ceux des skarns qui se forment lorsqu'il y a injection de magma dans du marbre, tel qu'observé localement au sein des unités de paragneiss (fig. 40a).

Dykes intraplutoniques

Deux familles de dykes recoupent les feuillets intrusifs, soit (1) un essaim de dykes mafiques à intermédiaires et de dykes composites mafiques et felsiques qui sont concordants à la structuration des feuillets (annexes C, D) et (2) un essaim de dykes de pegmatite discordants. La composition du matériau mafique microgrenu varie de dioritique à monzodioritique. Dans les dykes composites, ce matériau forme des coussinets de microdiorite grise dans une matrice granitique ou syénitique généralement à grain moyen à fin (fig. 25g, 36f). Des marges festonnées témoignent d'une texture de mélange de magmas. Les coussinets et les phénocristaux de plagioclase qu'ils contiennent sont allongés parallèlement aux épentes du dyke et définissent une foliation magmatique, elle-même parallèle aux contacts du dyke et à la foliation magmatique de la monzonite et de la diorite hôtes (Corriveau, 1991, fig. 3e, f). Les dykes de pegmatite, de puissance décimétrique, recoupent la fabrique des feuillets de roches plutoniques et des dykes mafiques qui les traversent, même là où ces feuillets sont très déformés (fig. 36d, 41). La tourmaline y est commune. De fins filonnets recoupent localement la diorite et comportent des cristaux de tourmaline de longueur centimétrique à décimétrique qui remplacent la diorite hôte (fig. 36f).

Un troisième type de dyke est présent à l'intérieur des complexes intrusifs en feuillets (p. ex. plutons de Lac Chevreuil et d'Armstrong) mais non dans les gneiss encaissants. Ce sont des dykes monzonitiques grenus à grain moyen, qui contiennent du clinopyroxène et des xénolites monominéraux de roche calco-silicatée. Ces dykes recoupent la foliation magmatique des monzonites hôtes.

Figure 40. Exemples d'injection lit-par-lit, de fracturation et d'assimilation progressive d'encaissants. **a)** Injection lit-par-lit de syénite dans du marbre, avec formation de skarn dans les fragments délamérés de l'encaissant et incorporés par la syénite (CQA-3595; UTM : 465512mE, 5107549mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-146. **b)** Encaissant gneissique calco-silicaté et rubané B vraisemblablement un skarn B qui affleure dans un écran décimétrique entre un feuillet plurikilométrique de monzonite homogène du pluton de Lac Chevreuil (fig. 9a) et un feuillet hectométrique de diorite hétérogène (fig. 25g; CQA-3570; UTM : 484219mE, 5099705mN). L'encaissant a été fragmenté par l'injection lit-par-lit de magmas felsiques à intermédiaires, cogénétiques de la monzonite (voir la figure 44b). Photographie de L. Corriveau, 2003-147. **c)** À partir de cet affleurement et en allant vers le sud le long du feuillet de monzonite hybride, les fragments sont de plus en plus feldspathiques et difficiles à discerner. Le magma hôte était hétérogène, avec une composition felsique à intermédiaire, et était en voie d'homogénéisation (CQA-3569 nord; UTM : 484224mE, 5099661mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-148. **d)** Plus au sud sur le même affleurement, la composition du magma hôte est devenue dioritique et la roche renferme des enclaves exotiques de quartzite qui n'appartiennent pas à l'écran d'encaissant conservé (voir la figure 9b). Ces enclaves de quartzite (et les enclaves de roche calco-silicatée en e)) représentent un matériau non digéré. Des enclaves cogénétiques ovales, dont le rapport de forme est proche de 1, sont constituées de microdiorite à grain fin contenant des microlites de plagioclase (CQA-3569 sud; UTM : 484224mE, 5099661mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-149. **e)** À proximité de la zone en d) (CQA-3569; UTM : 484224mE, 5099661mN), les enclaves de microdiorite sont allongées et orientées parallèlement à la foliation magmatique (croix asymétrique) de la diorite hybride. De granulométrie très fine, ces enclaves renferment des microlites de plagioclase à orientation aléatoire. Elles se seraient figées sans acquérir une structuration interne. Les xénolites de roche calco-silicatée dans lesquels prédomine le diopside ont un grain moyen à grossier. La diorite hybride a une composition et une granulométrie très hétérogènes, ce qui pourrait être attribuable à l'assimilation des xénolites et à la ségrégation de cristaux lors de l'écoulement du magma. Photographie de L. Corriveau, 2003-150. **f)** Monzonite avec une enclave de skarn et des passées plus mafiques produites vraisemblablement par des phénomènes similaires à ceux qui sont décrits en b), c), d) et e) (CQA-3478; UTM : 482188mE, 5118357mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-151.

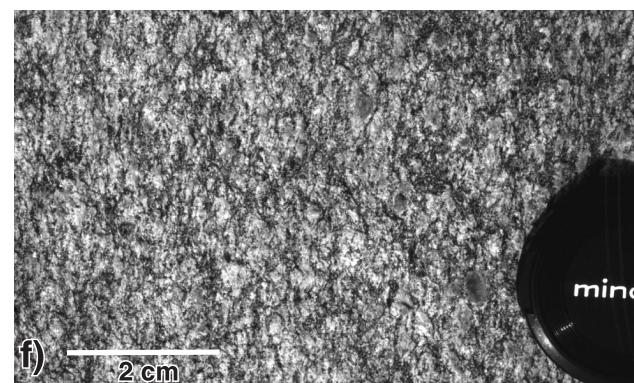
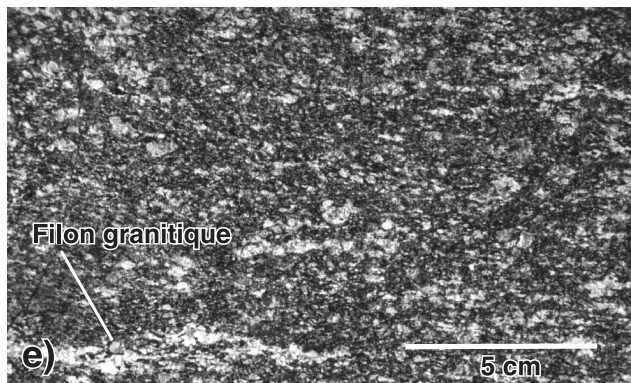
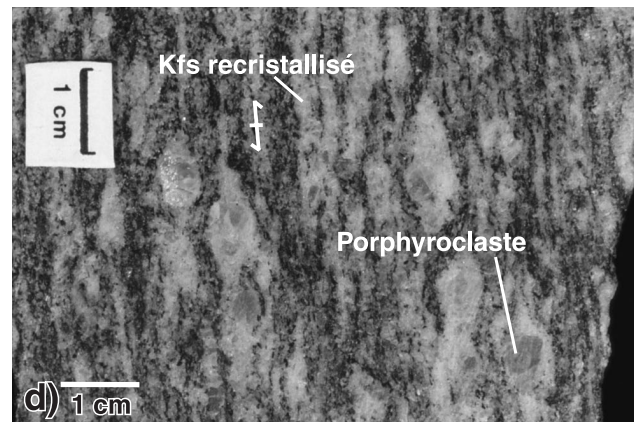
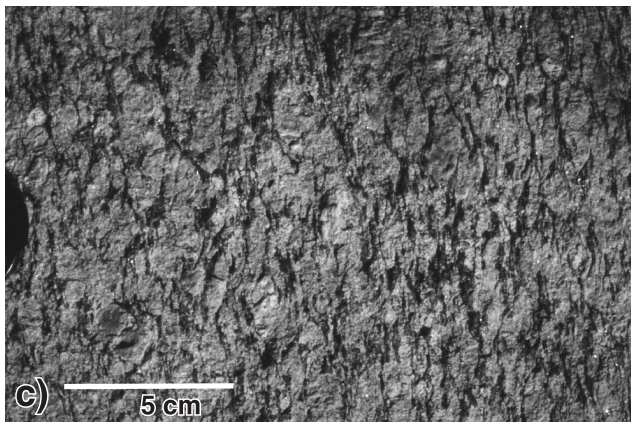
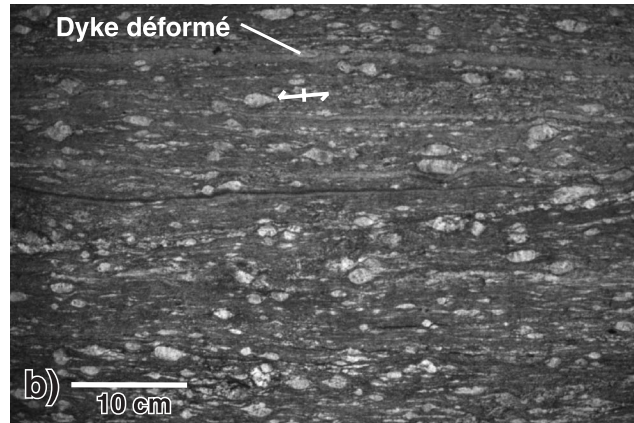
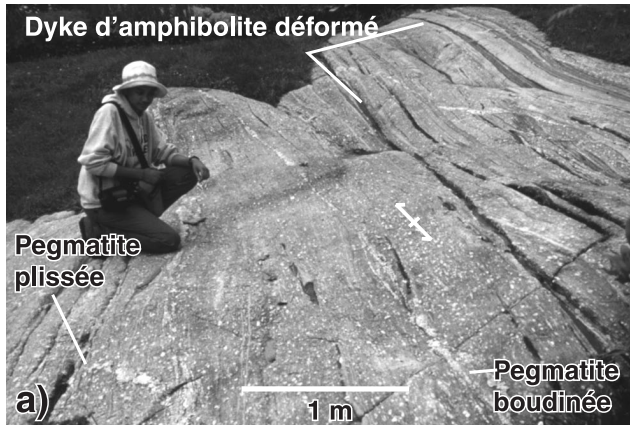


Figure 41. Déformation à l'état solide des intrusions en feuillets. **a)** Intrusions multiples de dykes de monzonite porphyroïde et d'amphibolite dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville (CQA-4556; UTM : 495594mE, 5081736mN). Les dykes mafiques sont recoupés par des dykes de pegmatite. Ces essais de dykes sont déformés, complètement recrystallisés, foliés et boudinés. Les dykes mafiques présentent une légère obliquité par rapport à la foliation tectonique de la monzonite alors que les dykes de pegmatite les recoupent à un angle plus fort et peuvent être plissés. Photographie de L. Corriveau, 2003-152. **b)** Détail de l'image en a) montrant la symétrie des queues de recrystallisation des phénocristaux de feldspath potassique dans la monzonite œillée. Lorsqu'elle est parallèle à l'axe de la linéation (faiblement inclinée dans la région), cette morphologie est typique d'une recrystallisation dans un régime de cisaillement pur (Passchier et al., 1990, fig. 3,5). Photographie de L. Corriveau, 2003-153. **c)** Monzonite quartzifère œillée dans laquelle les queues des porphyroclastes sont symétriques et il existe une foliation de type « bande de cisaillement » (CQA-998; UTM : 459488mE, 5102754mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-154. **d)** Tranche de monzonite œillée avec recrystallisation presque complète des phénocristaux de feldspath potassique (CQA-1955; UTM : 492813mE, 5103447mN). Les queues des porphyroclastes sont symétriques. Photographie de L. Corriveau, 2003-155. **e)** Dyke de monzodiorite porphyroïde folié que recoupent des filons granitiques foliés et boudinés (CQA-3847; UTM : 492962mE, 5113290mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-156. **f)** Monzonite œillée avec porphyroclastes (CQA-961; UTM : 495018mE, 5119960mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-157.

Essaim régional de dykes

Une grande variété de dykes mafiques recoupent les diverses unités de la ceinture métasédimentaire centrale; ces dykes se composent de diabase, de lamprophyre (dykes avec texture magmatique ou recristallisés), de gabbro (gabbro-norite), de diorite, d'amphibolite ou de metabasite (annexe D). Certains d'entre eux ont des caractéristiques en commun et peuvent être associés aux suites de Chevreuil, de Kensington-Skootamatta ou de Grenville. D'autres dykes n'ont pas une répartition régionale, par exemple les dykes d'amphibolite et de metabasite homogènes à patine vert foncé et à grain moyen. Ils se composent d'amphibole verte, de biotite et de clinopyroxène; les dykes de metabasite contiennent de l'orthopyroxène. Ces dykes ont une texture essentiellement granoblastique et sont foliés. Les dykes de lamprophyre qui sont associés à la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta sont systématiquement gris clair à gris foncé et à grain fin; ils contiennent des phénocristaux de clinopyroxène (idiomorphe), de biotite ou d'amphibole (sous forme de glomérocristaux). La matrice contient du feldspath potassique (env. 60 %), du clinopyroxène, de l'amphibole verte ou brune et de la biotite avec comme principaux minéraux accessoires de l'apatite, de la titanite et des minéraux opaques. Ce sont des dykes de minette. Les dykes de diabase ont une patine noire à gris foncé et une couleur noire en cassure fraîche. Ils sont à grain fin à moyen, ont une texture doléritique et n'ont pas subi d'altération. Les dykes mafiques associés à la suite intrusive de Chevreuil diffèrent de ces trois grands types de dykes, notamment de par leur patine gris moyen avec une teinte verdâtre, leur granulométrie fine à moyenne et leur aspect en cassure plus altéré ou plus recristallisé que les dykes de lamprophyre et de diabase.

Caractères généraux

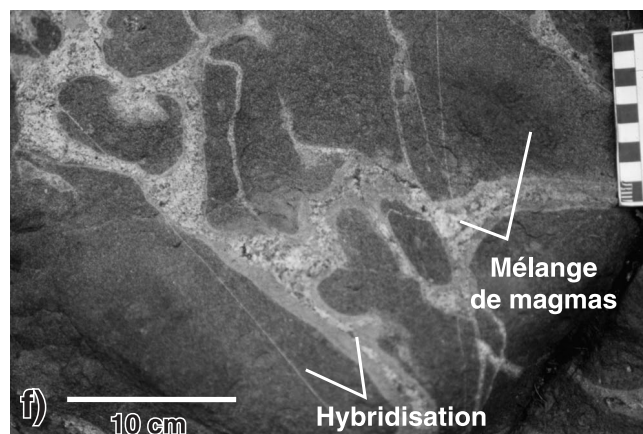
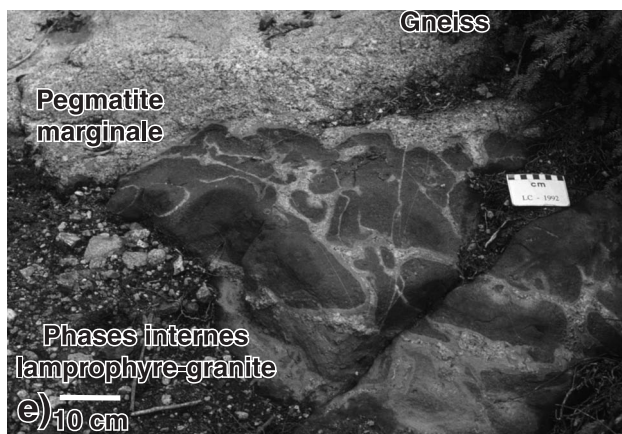
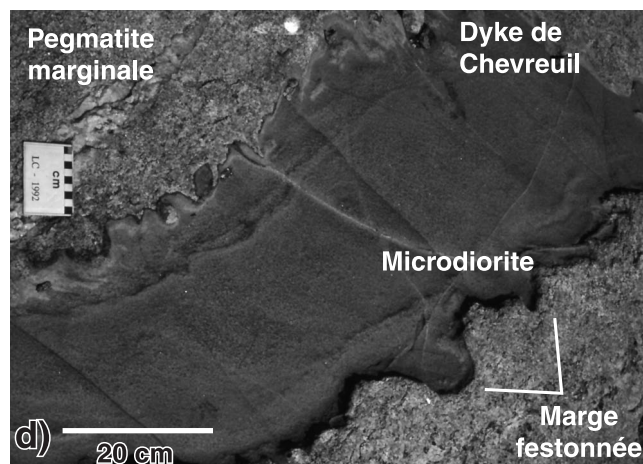
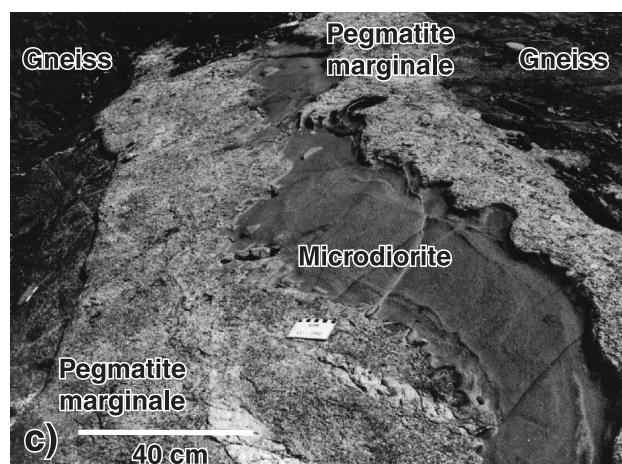
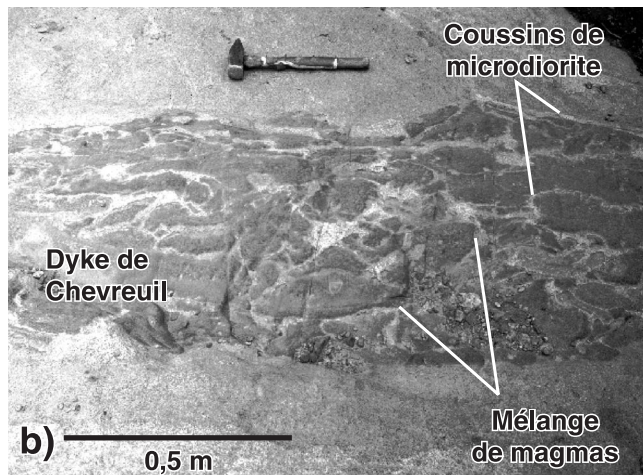
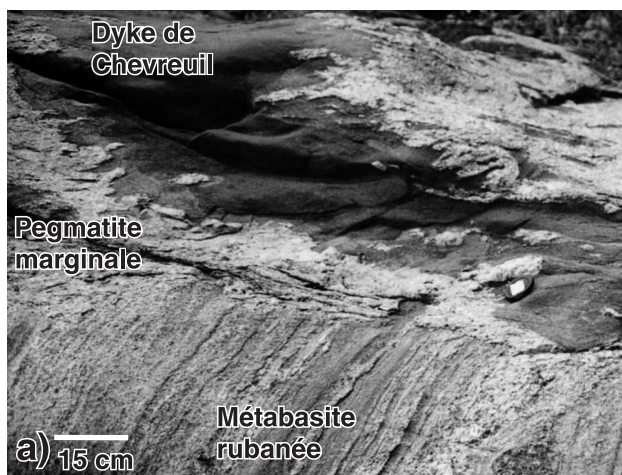
Les dykes de la suite intrusive de Chevreuil sont particulièrement abondants à proximité et à l'intérieur des plutons de la suite (observation empirique lors de la cartographie régionale). Ils sont simples ou composites et constitués principalement de microdiorite (fig. 42, 43). La microdiorite y prédomine (fig. 42a, b, c, d, 43) mais une composante lamprophyrique est présente localement (fig. 42e, f). Les dykes simples ont une puissance décimétrique à métrique et présentent localement une bordure figée de puissance centimétrique à décimétrique (p. ex. le dyke à la figure 6b). La granulométrie de la bordure figée est très fine alors que celle de la zone principale est fine à moyenne. Des phénocristaux de plagioclase et de hornblende ou des microlites de plagioclase sont présents localement. Ils ont une répartition homogène à l'intérieur du dyke ou sont concentrés en son centre. Une proportion significative des dykes présente une texture de mélange de magmas formée par des coussins de microdiorite ou de lamprophyre baignant dans une masse syénitique à granitique qui présentent un aspect de filons réticulés (fig. 42b, c, d, 43). La granulométrie des phases mafiques est systématiquement fine alors que celle

des phases felsiques varie de fine à grossière. Des marges festonnées entre les phases mafiques et felsiques sont communes et témoignent de l'état magmatique des deux phases intrusives lors de leur mise en contact (fig. 43a, b). Ces dykes n'ont aucune bordure figée le long des contacts et n'en ont que rarement le long des coussins. Des bâtonnets de plagioclase gris foncé non recristallisé sont présents localement à l'intérieur des enclaves mafiques.

La présence de textures de mélange de magmas et la présence systématique de dykes mafiques dans les corps monzonitiques et gabbroïques et à proximité sont des indices de terrain importants qui révèlent que les dykes mafiques et les plutons de la suite intrusive de Chevreuil sont contemporains. Ces dykes sont pour la plupart concordants par rapport à la structuration magmatique des plutons en feuillets. Par contre, ils sont discordants par rapport à la structuration des intrusions litées et des gneiss encaissants. Dans les complexes gneissiques, les dykes de la suite intrusive de Chevreuil recoupent à un angle prononcé la gneissosité de l'encaissant. Ils ne sont jamais déformés et peuvent atteindre plus de 3 m de puissance (fig. 42). Ils sont composites et comprennent presque toujours une zone interne mafique à grain fin et une zone externe de pegmatite felsique à grain grossier (fig. 42a, c, d). La zone pegmatitique présente des contacts francs avec l'encaissant. Par contre, les contacts entre les zones externe et interne des dykes sont lobés, très irréguliers et présentent des marges festonnées non déformées (fig. 42a, c, d, e). Cette texture indique que les dykes ont été injectés dans la pegmatite avant sa cristallisation finale. Une de ces zones pegmatitiques dans le dyke à la figure 42e a donné un âge de 1161 Ma, ce qui limite l'âge du magmatisme mafique. Bien qu'il y ait eu mélange de magmas dans plusieurs dykes dans l'ensemble de la ceinture, les zones pegmatitiques externes ne semblent être présentes que dans les complexes de gneiss. La zone interne est soit simple et mafique, soit composite et constituée de coussins arrondis, d'échelle centimétrique à décimétrique, de lamprophyre ou de microdiorite dans une matrice granitique (fig. 42). Par endroits, ces deux composantes sont séparées par des zones de réactions anhydres à orthopyroxène (fig. 42f). La phase mafique, à amphibole et pyroxène, renferme localement des phénocristaux pœcilitiques de biotite.

Géochimie

La description sommaire des caractéristiques géochimiques de la suite intrusive de Chevreuil présentée dans cette section est fondée sur les travaux de Dionne (B. Dionne, rapport géochimique inédit, 1995) et sur des données géochimiques (voir les annexes E, F, G). Des études sont en cours pour affiner la caractérisation de l'évolution pétrogénétique et de l'environnement géodynamique de formation de la suite. Les difficultés proviennent du fait qu'il y a eu contamination crustale et mélange de magmas (voir les sections précédentes; Peck et al., 2004) et que peu des roches intrusives étudiées sont le produit d'un liquide.



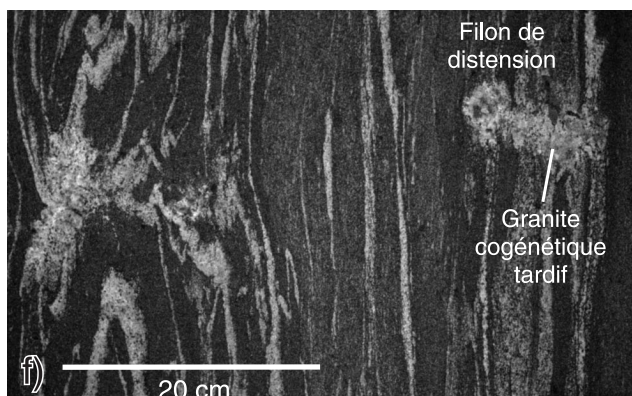
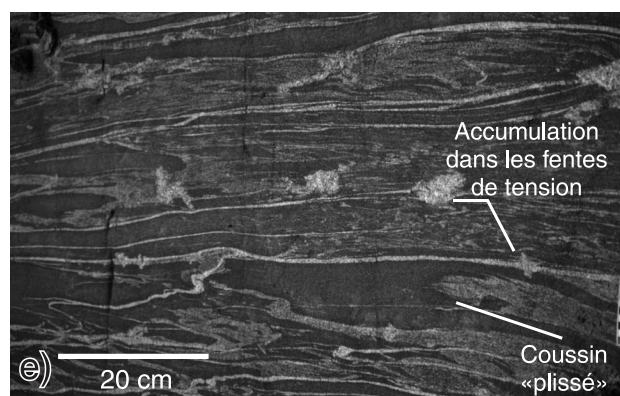
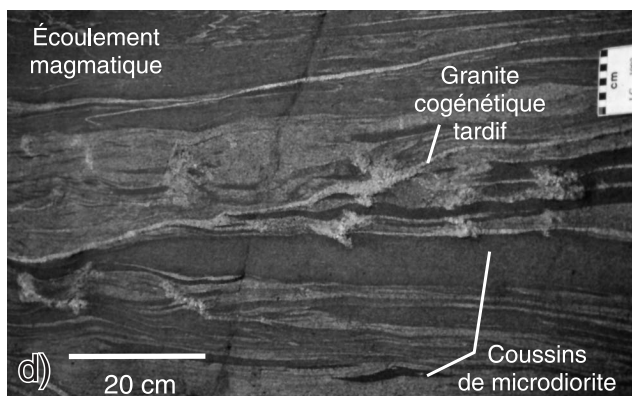
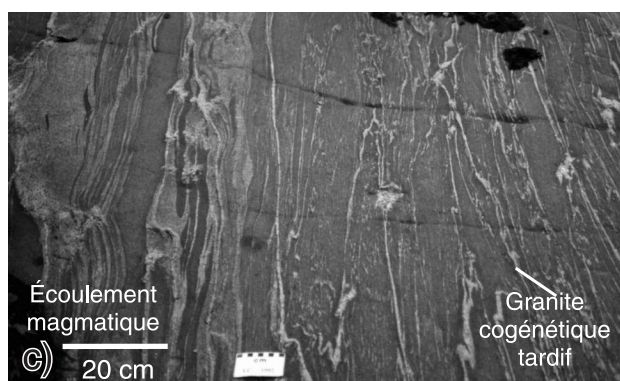
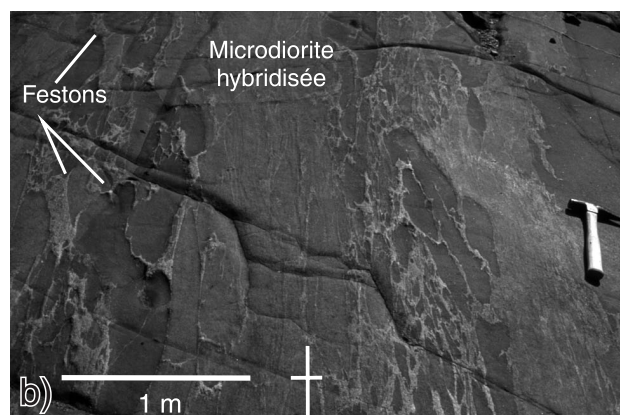
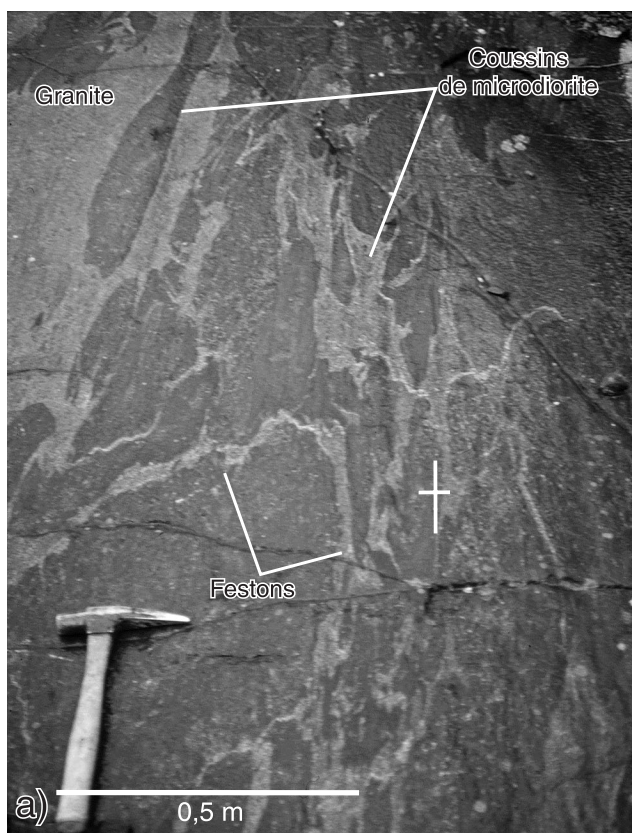
Ces processus et le fait que la composition des magmas risque de refléter l'empreinte géochimique d'événements tectoniques antérieurs rendent encore plus problématique l'utilisation de critères géochimiques (p. ex. Harris et al., 1986; Agrawal, 1995) pour définir l'environnement géodynamique de formation (voir Arculus, 1987; Cabanis et Lecolle, 1989; Lipman et Glazner, 1991; Elburg et Foden, 1999). Néanmoins, les données géochimiques indiquent que, malgré la diversité et la vaste répartition des plutons, les phénomènes d'accumulation, d'assimilation et de mélange de magmas et la nature porphyroïde des roches plutoniques, il est remarquable de constater une certaine homogénéité dans les caractéristiques géochimiques de cette suite. Les diagrammes de variation des éléments montrent une bonne corrélation des éléments majeurs, particulièrement les diagrammes de MgO par rapport à SiO₂ et de CaO par rapport à SiO₂. La concentration normalisée des éléments traces et le spectre des terres rares, bien que variés, présentent des signatures systématiques d'une phase à une autre et d'un pluton à un autre. Par contre, la complexité des systèmes est bien conservée dans les signatures isotopiques de l'oxygène (Peck et al., 2004). La présente section donne sommairement les caractéristiques générales des divers faciès et fournit donc une description qui complète les résultats d'analyses présentés en annexe.

Selon les classifications fondées sur les diagrammes de Na₂O+K₂O par rapport à SiO₂ (Irvine et Baragar, 1971) et de K₂O par rapport à SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976), la suite intrusive de Chevreuil a une affinité calco-alcaline à légèrement alcaline. Les roches mafiques et felsiques se situent également dans le domaine calco-alcalin d'après la

classification fondée sur le diagramme AFM (Na₂O+K₂O-FeO+0,8998 Fe₂O₃-MgO; Irvine et Baragar, 1971), à l'exception des roches gabbroïques et des dykes provenant des intrusions litées mafiques qui se trouvent dans le domaine tholéïtique. Les roches mafiques et felsiques sont sursaturées en silice d'après la norme CIPW; seuls quelques échantillons sont à olivine normative. Sur les profils des éléments normalisés (B. Dionne, rapport géochimique inédit, 1995), toutes les roches plutoniques et les dykes qui leur sont associés sont caractérisés par un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique, de faibles concentrations des éléments à forte liaison atomique et des anomalies négatives prononcées de niobium (sauf les niveaux de pyroxénite). Pour leur part, les terres rares montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, avec des anomalies négatives peu prononcées d'euporium, sauf pour les roches gabbroïques qui ont une anomalie positive d'euporium.

Les relations entre TiO₂ par rapport à SiO₂, P₂O₅ par rapport à SiO₂ et les rapports La/Yb suggèrent la présence de deux grands groupes de roches au sein de la suite intrusive de Chevreuil. Le premier groupe comprend les roches gabbroïques des intrusions gabbroïques massives et litées, c'est-à-dire le pluton de Henn, le pluton de Bruchési, l'intrusion litée de Montjoie, le dyke de l'Hydroplane, l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon, l'intrusion litée de Lacordaire et l'intrusion litée du Diable, mais sans y être limité puisqu'on retrouve les mêmes signatures dans certaines composantes des plutons de la Sucrerie, des Roches et de Preston. Ces roches ont généralement de faibles teneurs en TiO₂ (<1 % en poids), en P₂O₅ et en terres rares (de 10 à 40 fois la valeur

Figure 42. Dykes composites de la suite intrusive de Chevreuil avec textures de mélange de magmas dans les complexes gneissiques. **a)** Détail du dyke composite mafique-felsique rectiligne qui recoupe une metabasite rubanée du complexe gneissique de Bondy (CQA-5065; UTM : 482261mE, 5132536mN). L'angle faible entre la surface d'érosion et le dyke donne une apparence déchiquetée aux marges festonnées entre la pegmatite et la zone interne de microdiorite. Si le plan d'érosion avait été perpendiculaire au dyke, les marges festonnées auraient probablement eu la même apparence que celles en c). Photographie de L. Corriveau, 2003-158. **b)** Ce dyke avec textures de mélange de magmas (CQA-4274; UTM : 469536mE, 5089035mN) contient des coussins mafiques arrondis et des coussins allongés. Contrairement aux coussins allongés dans les dykes dans les zones de déformation (fig. 43), ces coussins ont une forme très irrégulière et peuvent être moulés contre d'autres coussins et présenter une orientation variée. Aucune asymétrie systématique n'est présente malgré que l'écoulement semble avoir été peu important. Photographie de L. Corriveau, 2003-159. **c)** Dyke composite rectiligne avec une bordure de pegmatite et un cœur de microdiorite, relation typique des dykes mis en place dans les complexes gneissiques (CQA-2708; UTM : 472717mE, 5111129mN). La pegmatite présente un contact franc et rectiligne avec le gneiss encaissant. Le dyke interne de microdiorite est homogène, de patine foncée et d'épaisseur relativement constante. Ces caractéristiques, de même que la présence de marges festonnées au contact de la pegmatite marginale, indiquent que le magma mafique a été mis en place dans la pegmatite au moment où elle était suffisamment cristallisée pour permettre l'injection d'un dyke mafique sans formation de coussins tout en étant suffisamment liquide pour former les textures de mélange de magmas. Il n'y a aucun indice d'homogénéisation ou d'écoulement après la mise en place du magma mafique. Photographie de L. Corriveau, 2003-160. **d)** Détail des marges festonnées et du caractère homogène du dyke mafique en c). Photographie de L. Corriveau, 2003-161. **e)** Dyke composite mafique-felsique dans la métatonalite du complexe gneissique de Bondy (CQA-3565; UTM : 472396mE, 5106424mN). La pegmatite marginale est homogène et massive. Le cœur de microdiorite-lamprophyre présente des textures de mélange de magmas avec du matériau granitique à syénitique. Les contacts entre les coussins mafiques et le matériau felsique sont francs. Par contre, le matériau felsique présente une zonation dont l'origine demeure incertaine. La granulométrie passe de grossière à fine depuis l'intérieur vers le contact avec le matériau mafique. La marge de la roche est plus riche en orthopyroxène, probablement en raison d'une réaction entre la roche et le matériau silicaté avec lequel il est en contact. Ce matériau silicaté est localement hétérogène. Photographie de L. Corriveau, 2003-162. **f)** Détail du dyke en e). Photographie de L. Corriveau, 2003-163.



d'une chondrite) avec des anomalies positives de strontium très marquées sur les diagrammes normalisés des éléments traces, ce qui suggère que les processus d'accumulation du plagioclase ont joué un rôle important lors de la différenciation magmatique. Le rapport La/Yb varie de 2 à 13 et est légèrement plus petit que celui des autres plutons de la suite. Des échantillons ayant les mêmes caractéristiques ont aussi été prélevés dans les intrusions de monzonite et de diorite (2200, pluton de Preston; 2125a, pluton de Saint-François-d'Assise). Les roches du deuxième groupe, qui comprend les plutons d'Armstrong, de Lac Chevreuil, de Preston, des Polonais, des Roches, de Saint-François-d'Assise, des Sept-Frères, de Serpent et de la Sucrerie ainsi que les plutons de

Grey Valley et de Maskinongé de la suite AMCG de Morin, sont plus enrichies en TiO_2 et en P_2O_5 que celles du premier groupe et n'affichent aucune anomalie positive de strontium. Les plutons du deuxième groupe ont des rapports La/Yb modérés et constants ($\text{La/Yb} = 7\text{--}22$). Ces deux groupes se rapprochent des plutons de Bruchési et de Henn. Par contre, les plutons de Baskatong, des Écorces et de Janet ont des rapports La/Yb beaucoup plus variés et les plus fortes concentrations en terres rares. Ces trois plutons sont situés de part et d'autre du domaine riche en quartzite et sont sis à peu près à la même latitude. Ces différences dans le rapport La/Yb ne se reflètent pas dans le rapport Zr/Hf, lequel devrait être proche de la valeur mantellique (30–45) s'il n'y a pas eu

Figure 43. Morphologie et fabrique des dykes avec textures de mélange de magmas dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. **a)** Dyke réticulé de puissance plurimétrique (CQA-1087; UTM : 484343mE, 5099424mN). Les coussinets de microdiorite, de patine gris moyen et à grain fin, baignent dans un matériau granitique homogène à grain moyen. Ils sont homogènes et allongés parallèlement aux épontes du dyke. Dans l'affleurement, on observe localement des microlites et des phénocristaux de plagioclase non recristallisés qui sont orientés parallèlement à la direction d'allongement des coussins. Ces fabriques représentent une foliation magmatique (croix asymétrique), elle-même parallèle à la foliation magmatique et aux contacts de la monzonite et de la diorite hôtes de part et d'autre du dyke. Les coussinets mafiques ont un rapport de forme très varié. Le plus gros coussinet a une marge festonnée qui est perpendiculaire à son axe d'allongement. Par contre, les enclaves ont des marges lisses parallèlement à la direction d'écoulement. Les festons originaux qui s'y trouveraient normalement pourraient avoir été estompés lors de l'écoulement du magma. Photographie de L. Corriveau, 2003-164. **b)** Dyke réticulé de puissance décimétrique avec cloisonnement des enclaves en bandes parallèles aux épontes (CQA-1105; UTM : 494233mE, 5132524mN). Les enclaves baignent dans du matériau granitique. Elles sont allongées, à patine noire à gris clair et aux contacts francs; certaines présentent des marges lisses et d'autres, des marges en festons de faible amplitude. Le mélange de magmas semble s'être fait sans homogénéisation avec le matériau granitique hôte. Les segments plus intermédiaires du dyke sont fortement hétérogènes et contiennent souvent des coussins aux marges progressives qui suggèrent qu'il y a eu mélange et homogénéisation des magmas dans ces segments. Les cortèges d'enclaves sont en bandes parallèles à la foliation magmatique (croix asymétrique). Ce cloisonnement est attribué à l'injection répétée de magmas mafiques lors de l'écoulement du magma felsique hôte, ce qui a entraîné le mélange des magmas avec ou sans homogénéisation partielle (conservation d'enclaves aux marges floues). Le plissement apparent du matériau granitique qui englobe les coussins est souvent le résultat d'une coalescence des coussins et du lissage des marges festonnées lors de l'écoulement. Photographie de L. Corriveau, 2003-165. **c)** Dyke réticulé localement rubané avec coussins mafiques ayant des rapports de forme variés (CQA-3340; UTM : 487894mE, 5102390mN). Les coussins ont des contacts francs à progressifs. Ils baignent dans un matériau granitique précoce avec lequel il y a eu mélange de magmas. Dans certains segments du dyke, les coussins ont des rapports de forme variant de 4:1 à 7:1; ailleurs, les rapports de forme sont très élevés, ce qui donne au dyke l'aspect d'un gneiss rubané. Dans ces segments aux degrés d'anisotropie contrastés, des filons granitiques massifs à grain moyen à grossier recoupent les textures de mélange de magmas; leur orientation est à angle faible par rapport au rubanement et à la foliation magmatiques. Ces filons ne présentent aucune texture indiquant qu'il y a eu mélange de magmas avec leur encaissant mafique-felsique; par contre, ils forment systématiquement des amas amiboïdes qui eux aussi sont massifs et présentent une anisotropie de forme compatible avec une distension perpendiculaire à la foliation magmatique. Photographie de L. Corriveau, 2003-166. **d)** Détail du dyke en c). Photographie de L. Corriveau, 2003-167. **e)** Détail du dyke en c) montrant un boudinage local dans le plan de l'allongement. Les filons granitiques sont plissés par endroits et plus épais au niveau des charnières sans qu'il n'y ait eu de recristallisation. Ces structures sont attribuables à un plissement synmagmatique et sont compatibles avec le modèle d'un écoulement magmatique à submagmatique dans un régime de compression. Le dyke hôte recoupe nettement le paragneiss migmatisé, sa gneissosité et ses leucosomes (non visible sur les photos). Photographie de L. Corriveau, 2003-168. **f)** Détail des amas granitiques et des plis dans les filons associés. Photographie de L. Corriveau, 2003-169. **g)** Dyke réticulé qui a été fortement déformé à l'état solide (CQA-4117; UTM : 492034mE, 5114928mN). L'affleurement comporte de l'amphibolite (microdiorite recristallisée) en lentilles irrégulières dans du matériau granitique mylonitisé et porphyroclastique ainsi que des fragments anguleux et des microplis. La linéation a un plongement sud-ouest et la foliation (croix asymétrique avec crochets), une orientation nord-sud. Cette structuration, la disposition du matériau mafique et felsique, les variations de composition que comporte le matériau mafique d'une lentille à une autre et la conservation locale des marges arrondies sont typiques des dykes réticulés contenant des coussins déformés de microdiorite dont certains présentent un degré d'homogénéisation avec des magmas felsiques. L'aspect anastomosé que prend le matériau felsique réticulé lorsqu'il est déformé et son association systématique avec des lentilles mafiques discontinues diffèrent de l'aspect plus irrégulier d'une amphibolite qui a été recoupée par des dykes granitiques puis déformée. Cette différence permet de reconnaître les dykes réticulés dans les terrains fortement métamorphisés (D. Bridgwater, comm. pers., 1987). Photographie de L. Corriveau, 2003-170.

de contamination crustale. Comme les teneurs en zirconium des roches gabbroïques sont proches de la limite de détection, les rapports Zr/Hf varient considérablement et sont peu significatifs.

Les unités de clinopyroxénite sont les roches les plus magnésiennes (12-15 % en poids de MgO), les plus calciques (12-15 % en poids de CaO) et les plus pauvres en Al_2O_3 (6-8 % en poids) et en Na_2O (0,85-0,95 % en poids) de la suite intrusive de Chevreuil. Leurs concentrations en terres rares sont faibles (de 10 à 30 fois la valeur d'une chondrite), leur rapport La/Yb est de 2,5 à 3,7 et leur rapport Zr/Hf est de l'ordre de 30 (donc mantellique). Elles sont enrichies en éléments compatibles; un échantillon (1573b) présente une anomalie positive de niobium sur les profils des éléments normalisés. Dans la série gabbro-diorite-monzodiorite, on note une diminution de la concentration de CaO et une augmentation de la concentration de K_2O en fonction de SiO_2 , ce à quoi l'on s'attendrait de cette série de roches. La majorité des échantillons de monzodiorite se situent dans le champ alcalin sur le diagramme de Na_2O+K_2O par rapport à SiO_2 ; ces roches ont les plus fortes concentrations en TiO_2 et en P_2O_5 (annexe F). Enfin, les diagrammes en araignée de la monzonite, de la syénite et du granite sont similaires, avec des anomalies négatives très prononcées de thorium, de niobium et de titane par rapport à la configuration générale. Le granite alcalin CQA-921 se distingue des autres granites (annexes F, G) et des granites de la suite granitique de Guénette (annexe H) par sa concentration très faible en baryum qui donne lieu à une anomalie négative marquée sur un diagramme des éléments normalisés.

Les dykes mafiques à grain fin aux textures magmatiques mésostructurales ont été inclus dans l'analyse des données géochimiques des différentes unités de la suite intrusive de Chevreuil (annexe G) afin de vérifier la classification des dykes fondée sur des observations de terrain et d'établir leurs diverses signatures géochimiques. L'annexe G comprend, à des fins de comparaison pétrographique et géochimique, les résultats de l'analyse de dykes de microdiorite et de lamprophyre typiques de la suite intrusive de Chevreuil (p. ex. 1236a; 3565c, 3565d) qui recoupent des gneiss et des dykes intraplutoniques, des dykes de kersantite et de minette gris clair à grain fin à très fin (interprétés comme des dykes de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta) et des dykes de microdiorite à structure glomérocrystalline et à phénocristaux de hornblende et de clinopyroxène (respectivement attribués à la suite intrusive de Chevreuil et à la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta d'après des observations de terrain). Les dykes composites analysés contenaient des enclaves nettes et foncées; aucune zone à textures d'homogénéisation et à phases felsiques n'a été analysée (p. ex. 1105, annexe G).

Le rapport La/Yb s'est avéré un excellent critère pour distinguer les divers types de dykes. Les roches du premier groupe, qui est constitué des dykes associés aux intrusions litées mafiques, sont caractérisées par des rapports La/Yb inférieurs à 6 et une affinité tholéiitique (voir les

annexes E, G). Les dykes de diabase de Grenville ont des compositions similaires à celles de ce groupe (annexe I) et puisqu'ils sont dépourvus d'indices de recristallisation et de déformation, ils ne peuvent être confondus avec les dykes de la suite intrusive de Chevreuil. Sur les diagrammes en araignée, les dykes associés aux plutons mafiques présentent également des anomalies positives bien marquées de strontium ainsi que des anomalies négatives de thorium, de niobium, de hafnium et de zirconium. Les roches du deuxième groupe, qui comprend des dykes de lamprophyre (161, 1159, 1655, 1708a, 4003b et 4097), sont caractérisées par de fortes teneurs en éléments compatibles (nickel, strontium, chrome, etc.) et par des rapports La/Yb élevés (20-50). Les diagrammes en araignée de ces dykes se ressemblent et diffèrent de ceux de la microdiorite typique de la suite intrusive de Chevreuil, dont l'échantillon 3565d daté à 1161 Ma (Corriveau et van Breemen, 2000) et les échantillons 1236a et 3565c (B. Dionne, rapport géochimique inédit, 1995; annexe G). Le dyke de Giroux (1159), le dyke de Girard (4003b) directement au sud du dyke de Rivard, une minette massive (4097) qui forme la matrice d'une brèche intrusive et la minette 4111 (non analysée) sont typiques de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta et de ses lamprophyres intraplutoniques (Corriveau et Gorton, 1993; Morin, 1998). Le dyke de lamprophyre CQA-1140 recoupe le granite de Guénette (daté à 1060 Ma, Corriveau et van Breemen, 2000) et se distingue des autres minettes par la présence de cristaux de magnétite (voir la section « Suite granitique de Guénette »). Pour ce qui est de la composition, le dyke CQA-1140 se distingue par un enrichissement plus prononcé en uranium, en thorium, en césium et en terres rares légères, ce qui donne un spectre normalisé d'éléments traces légèrement différent de celui des autres dykes (annexe H). Ces signatures géochimiques corroborent l'interprétation de terrain de ces dykes comme distincts de ceux de la suite intrusive de Chevreuil. Des dykes de la suite intrusive de Chevreuil dont les rapports La/Yb sont inférieurs à 7 ou entre 7 et 14 recoupent les paragneiss et les feuilletés intrusifs de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville et ne semblent pas avoir une répartition spatiale particulière.

État des connaissances sur les intrusions à litage vertical, les intrusions en feuilletés et les fabriques plutoniques

Litage vertical dans les intrusions litées

Les travaux de Irvine et al. (1998) fournissent des exemples éloquentes de litage, de blocs, de lits avec rubanement magmatique qui alternent de manière rythmique avec des couches uniformes, de chenaux d'érosion, de discordances et de lits avec foliation magmatique reflétant un flux ou écoulement de magma contenant des cristaux en suspension. Ces structures, qui étaient largement contrôlées par des processus gravitaires associés à de larges cellules de convection, sont en majorité horizontales ou disposées parallèlement à

un large synclinal (Irvine et al., 1998, fig. 29). Du litage vertical existe en bordure de ces intrusions types sur quelques centaines de mètres d'épaisseur et plus rarement dans des secteurs d'étendue restreinte à l'intérieur de ces intrusions (p. ex. Brew et Morrel, 1983; Loney et Himmelberg, 1983; Wilson et Larsen, 1985; Irvine et al., 1998). Un tel litage résulte de la cristallisation et de l'accrolement de cristaux le long des murs subverticaux de l'intrusion (Irvine et al., 1998), d'un affaissement de lits relativement consolidés le long des parois inférieures de la chambre magmatique (Irvine, 1980; Bédard et al., 1992) ou, plus rarement, d'une remobilisation syntectonique de cumulus peu consolidé (p. ex. le long d'un axe de bassin marginal; Regan, 1985). Dans le cas d'intrusions litées classiques (voir Irvine et al., 1998, fig. 29), la chambre magmatique comporte des cellules de convection dans lesquelles le courant est ascendant au cœur de l'intrusion et descendant le long des murs. L'écoulement du magma y serait rapide et donnerait lieu à l'accrolement vertical de cumulus d'où sont expulsés les liquides interstitiels. Par endroits, ces liquides peuvent former des amas pegmatitiques mafiques. Le changement de pente à l'endroit des cumulus subverticaux accolés au mur et du dépôt plus stratiforme à la base de l'intrusion, où des structures produites par des courants de densité et des débris « d'avalanches » sont communes, témoigne d'une succession d'épisodes d'érosion et d'accumulation.

Le rubanement magmatique et la foliation des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil sont systématiquement développés verticalement dans toutes les intrusions. Ils peuvent aussi définir une fabrique grossièrement concentrique et parallèle aux contacts externes de ces intrusions (p. ex. intrusion litée du Diable). Il est rare de trouver une telle fabrique planaire verticale dans l'ensemble d'une intrusion, mais on la trouve dans l'intrusion alcaline montréalienne du Mont Saint-Grégoire, au Québec (fig. 25h), dans l'intrusion mafique litée archéenne de Falcon Lake, au Manitoba, et dans l'intrusion litée de Mukanda-Buhoro, au Burundi (Corriveau et al., 1989; Mandziuk et al., 1989; Deblond, 1990). Les deux premières intrusions n'ont pas été transposées tectoniquement et leur litage s'est formé verticalement. Par contre, l'intrusion au Burundi se situe le long d'une zone de faille de chevauchement (Deblond et Tack, 1999) et pourrait avoir été transposée tectoniquement. Mandziuk et al. (1989) expliquent ainsi l'origine des discordances, du litage et des fabriques planaires verticales dans l'intrusion de Falcon Lake : des périodes d'écoulement laminaire lent auraient produit les structures concordantes alors que des périodes d'écoulement turbulent, à vitesse plus élevée, auraient produit les discordances. Ils attribuent ces variations de débit à des impulsions intrusives, à la convection, à l'affaissement périodique le long des parois et à des courants de densité. Ce genre d'affaissement pourrait avoir lieu le long du front de cristallisation et comporter du matériau peu ou non consolidé. Cela expliquerait la présence d'enclaves et de schlieren. De tels processus donnent lieu à la superposition de fabriques associées à l'écoulement magmatique et de structures produites par déformation et

recristallisation à l'état submagmatique et solide. D'après Irvine et al. (1998), ces mêmes processus se produisent dans les intrusions litées classiques. Un concept de chambre magmatique cylindrique impliquant des processus similaires à ceux résumés par Irvine et al. (1998), mais ayant lieu dans un milieu d'écoulement vertical, a été proposé pour expliquer le litage vertical dans l'intrusion cylindrique du Mont Saint-Grégoire (voir Corriveau et al., 1989, fig. 3-5).

Intrusions en feuillets

Deux grands types d'intrusions composites en feuillets ont été décrits dans les ouvrages scientifiques. Certaines intrusions résultent de l'injection successive de magmas mafiques et felsiques dans une phase précoce déjà cristallisée, formant ainsi une série de feuillets intrusifs juxtaposés. Chaque feuillet nouvellement formé se solidifie avant la mise en place des feuillets subséquents. Ce sont les intrusions en feuillets au sens strict (Wiebe et Collins, 1998). D'autres intrusions présentent une stratification produite par l'injection de matériaux mafiques dans une chambre magmatique granitique. Ce sont les intrusions litées mafiques-felsiques de type MASLI (*mafic-silicic layered intrusion*; Wiebe, 1994).

Intrusions litées mafiques-felsiques de type MASLI

Ces intrusions se forment par injection répétée de magmas felsiques pauvres en cristaux qui constituent une chambre magmatique composite (magma/cumulus felsique) granitique, de forme tabulaire et de niveau mésozonal, dans laquelle il y a injection périodique de magma mafique (Wiebe et Collins, 1998; Saint-Germain et Corriveau, 2003). La chambre prend de l'expansion avec chaque injection de magma : soit que le toit se soulève, soit que le plancher s'effondre. Au cours de la cristallisation, le matériau granitique se dépose sur le plancher de la chambre et forme progressivement une couche cumulus ou de bouillie de cristaux. Lorsqu'il y a injection de magma mafique dans la chambre, le magma traverse par propagation de dykes la couche cumulus dont la rhéologie est suffisamment compétente pour permettre l'ascension du magma. Par contre, lorsque le magma mafique atteint l'interface avec le magma sus-jacent pauvre en cristaux, donc incapable de se fracturer, il s'étale latéralement et forme des feuillets mafiques horizontaux. Certains de ces feuillets deviennent figés lors de cette étape et l'on y trouve conservées des structures précoces de l'écoulement latéral initial; d'autres feuillets ont le temps de se déposer avant de figer et l'on y trouve des structures de charge associées au dépôt de magma mafique dense dans le cumulat felsique (voir Wiebe et Collins, 1998, fig. 1; Saint-Germain et Corriveau, 2003, fig. 2, 3). Ce type de chambre magmatique peut générer des plutons qui s'apparentent aux intrusions en feuillets décrites plus loin. Par contre, on y observe des feuillets mafiques avec notamment (1) un contact basal franc, bien qu'irrégulier ou lobé, et un contact supérieur progressif (sommet hybride); (2) des figures de

charge, des structures en flammes et un moulage des cristaux du cumulat sous-jacent; et (3) des zones de mélange de magmas dans des feuillets de composition autrement homogène. Il est donc possible d'observer sur le terrain des structures présentant des critères de polarité qui sont cohérents d'un feuillet à un autre. Le plancher de ces chambres magmatiques, d'abord horizontal, s'enfonce dans les roches sous-jacentes au fur et à mesure que le pluton prend de l'expansion, en particulier si l'intrusion est dense et mafique. Les feuillets et les autres fabriques acquièrent ainsi des attitudes qui sont beaucoup plus abruptes que celles du dépôt original. Ils peuvent même devenir verticaux, ce qui les rend difficiles à distinguer des intrusions en feuillets (Wiebe et Collins, 1998; Saint-Germain et Corriveau, 2003). Dans ces cas, les structures d'origine gravitaire sont en grande partie conservées bien qu'elles soient basculées verticalement. Aucune asymétrie n'a été observée dans les structures de mélange de magmas de la suite intrusive de Chevreuil, alors que la même approche cartographique adoptée pour l'étude du complexe de Matamec, dans le centre est de la Province de Grenville, a mis en évidence des structures d'origine gravitaire dans les zones de mélange de magmas (Saint-Germain et Corriveau, 2003). Les intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil ne présentent aucun indice qui fait penser qu'elles ont été mises en place comme les intrusions de type MASLI.

Intrusions en feuillets

Les intrusions en feuillets au sens strict ont les caractéristiques suivantes. Elles ont une nature composite, les feuillets individuels étant homogènes ou hétérogènes, avec des contacts francs et une épaisseur variant du centimètre au kilomètre. Les feuillets sont intercalés au sein de radeaux de roches encaissantes de puissance métrique à kilométrique. Ils ont des contacts intrusifs communs et parfois des apophyses. On note la présence courante de filons-couches et de dykes. Ces corps intrusifs présentent systématiquement une foliation magmatique et une fabrique acquise à l'état solide par un processus de déformation progressive qui commence à partir d'un pôle magmatique et se poursuit vers un pôle solide (voir la section « Fabriques d'origine magmatique et submagmatique »). Ces caractéristiques sont typiques des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil. L'architecture interne en feuillets dans les intrusions décrites dans les ouvrages scientifiques résulte de l'injection de magmas (1) dans des discontinuités préexistantes (p. ex. contacts lithologiques, failles, interface croûte-manteau ou socle-séquence sédimentaire, transition roche ductile-roche cassante), des failles, des zones de cisaillement ou des zones de déformation ductile actives, ou (2) parallèlement à la gneissosité ou à d'autres structures planaires fortement anisotropes (Hutton, 1992; McCaffrey, 1992; Fowler, 1994; Speer et al., 1994; Lucas et St-Onge, 1995; Tobish et Cruden, 1995; Brown et Solar, 1998; Corriveau et Morin, 2000; Corriveau et van Breemen, 2000). Les feuillets peuvent se former horizontalement (p. ex. batholite de South Mountain; Benn et al.,

1999) ou verticalement (p. ex. suite intrusive de Chevreuil), dans un régime de distension (Parsons et al., 1992), de contraction (Lucas et St-Onge, 1995; Benn et al., 1999) ou de transpression (McCaffrey, 1992). Selon le régime structural et la pression magmatique qui existent lors de leur mise en place, les feuillets peuvent être concordants (p. ex. les feuillets et dykes mafiques intraplutoniques de la suite intrusive de Chevreuil) ou se recouper (p. ex. les dykes de granite et de pegmatite tardive de cette même suite; Corriveau et al., 1998; Rivard et al., 1999; Corriveau et van Breemen, 2000). Les intrusions peuvent devenir concordantes dans un régime de compression à forte pression magmatique ou dans un régime de distension; elles peuvent devenir discordantes dans un régime de compression à faible pression magmatique ou dans un régime de cisaillement (McCaffrey, 1992; Wiebe et Collins, 1998). Ainsi, la structure en feuillets et l'orientation des feuillets ne sont pas nécessairement diagnostiques d'un environnement tectonique particulier et d'une orientation unique des contraintes. La fabrique interne et celle de l'encaissant doivent entrer en ligne de compte.

Dans un régime de compression, bien que la foliation, la gneissosité et les contacts lithologiques de l'encaissant soient perpendiculaires à la direction de raccourcissement, l'injection de magma se fait lit par lit lorsque la pression du magma est élevée. D'après Lucas et St-Onge (1995), une distension se crée localement le long de ces zones lorsque la pression du magma (P) excède la somme de la contrainte tectonique (σ_1) et de la force de résistance (des roches encaissantes) parallèle à σ_1 (T_1 ; c.-à-d. $P > \sigma_1 + T_1$), et lorsque la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) est inférieure à la différence entre la force de résistance parallèle à σ_1 (T_1) et celle perpendiculaire à σ_1 (T_3 ; c.-à-d. $\sigma_1 - \sigma_3 < T_3 - T_1$). Ces anisotropies représentent alors des sites préférentiels pour la mise en place de magmas. Il en résulte une série de feuillets concordants les uns par rapport aux autres et orientés à angle fort par rapport à l'orientation de la compression régionale. Des magmas soumis au même régime de contraintes, mais à de faibles pressions magmatiques, se mettent en place à un angle par rapport à la direction de raccourcissement, le long de plans de cisaillement conjugué ou de fractures de distension.

Fabriques d'origine magmatique et submagmatique

Dans les feuillets de monzonite, de diorite et de gabbro, les unités gabbroïques des intrusions litées et les dykes mafiques intraplutoniques de la suite intrusive de Chevreuil, la présence d'une foliation magmatique est commune; son intensité varie au sein d'une même intrusion ou d'une intrusion à une autre (fig. 9a, c, 33c, 34g, 36a, 41a). Là où elle est définie par du rubanement magmatique, elle peut devenir très prononcée et donner un aspect gneissique aux unités intrusives (fig. 25g, 31, 36d, g, 43c, 44a, b, c). Ces fabriques rendent les intrusions de la suite intrusive de Chevreuil susceptibles d'être confondues avec des roches métamorphiques gneissiques (c.-à-d. résultant d'une recristallisation

subséquente en profondeur sous des conditions différentes de celles qui prévalaient lors de la formation de la roche d'origine; Bates et Jackson, 1980).

Les percées récentes dans la compréhension de la mise en place des magmas (Hutton, 1988, 1992; Wiebe et Collins, 1998 et références citées), notamment sur la fabrique qu'acquiert un corps intrusif dont le magma s'écoule lors de sa cristallisation, montrent qu'une roche intrusive peut acquérir un aspect métamorphique, voire gneissique, au cours même de sa cristallisation (c.-à-d. en présence d'un liquide; p. ex. Lafrance et al., 1996; Pavlis, 1996; Vigneresse et al., 1996; Sawyer, 2000; Vernon, 2000). La confusion que cela peut entraîner nécessite de bien comprendre comment une roche intrusive acquiert sa fabrique afin d'assurer une interprétation correcte de la relation entre les corps intrusifs dans des terrains orogéniques fortement exhumés par rapport au métamorphisme régional. Un aperçu de l'état des connaissances est présenté ci-dessous avec des exemples observés dans la suite intrusive de Chevreuil.

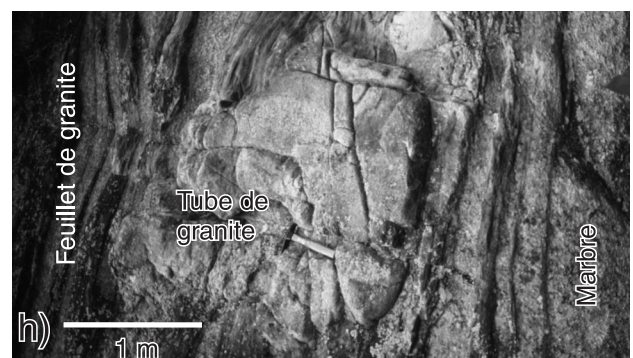
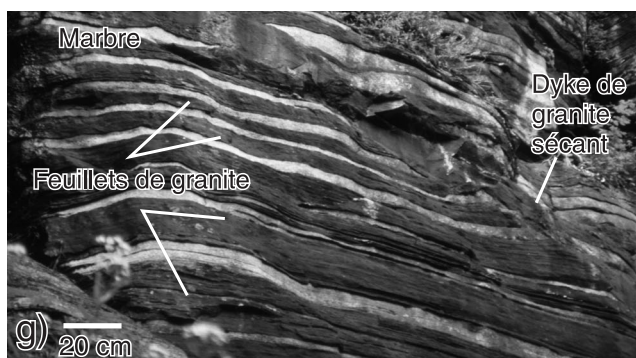
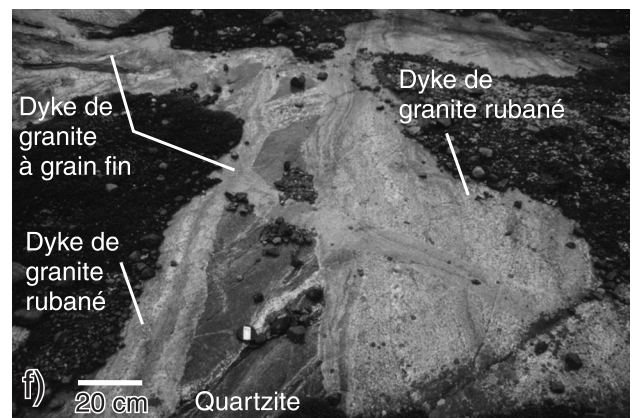
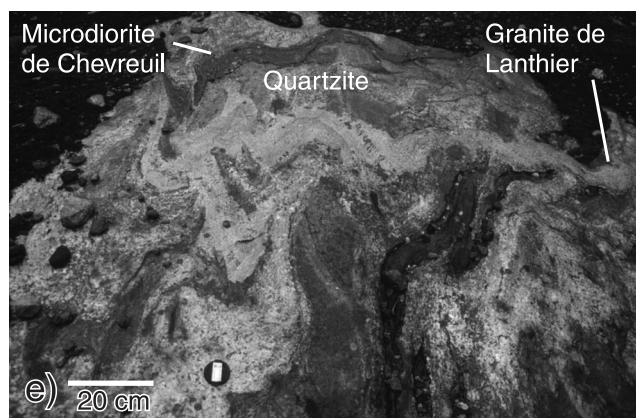
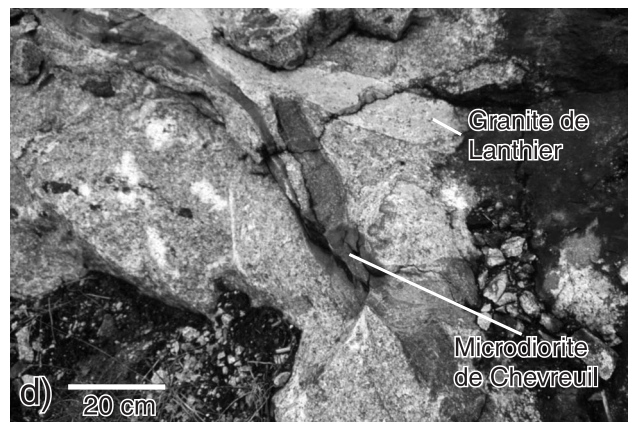
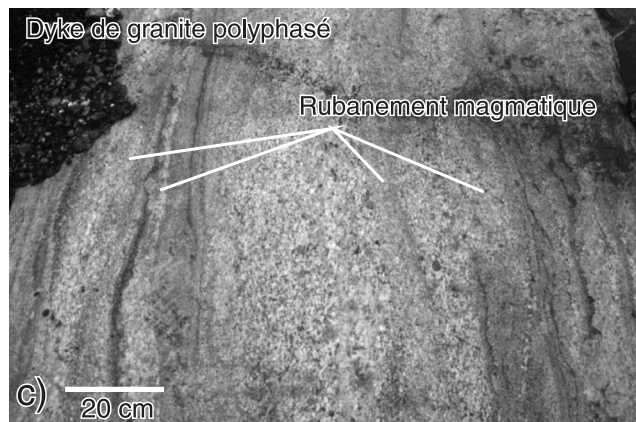
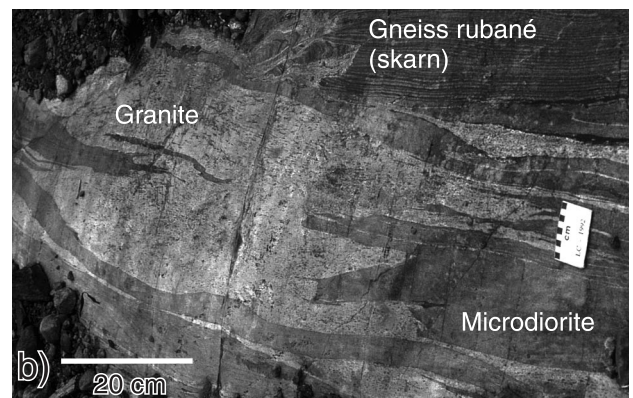
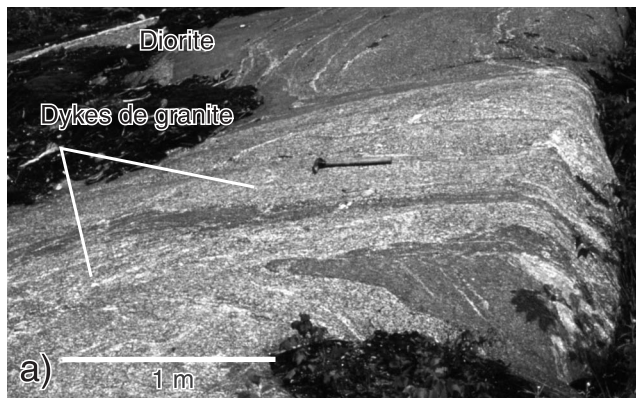
Au cours de la cristallisation, le comportement rhéologique d'un magma passe de celui d'un liquide contenant des particules (les cristaux), à celui d'une bouillie de cristaux dans laquelle une charpente cristalline commence à se former dès que le contenu en cristaux atteint 55 % (« seuil de percolation rigide »), et enfin à celui d'un solide lorsque la proportion de particules solides atteint entre 70 % et 75 % (« seuil de piégeage des particules »; Pavlis, 1996; Vigneresse et al., 1996). Les corps intrusifs acquièrent ainsi, lors de leur mise en place, une structure magmatique qui passe du stade magmatique (c.-à-d. sans recristallisation à l'état solide) au stade submagmatique à tectonique (c.-à-d. acquise en partie ou totalement à l'état solide au cours de la cristallisation du magma).

Dans le détail, l'acquisition d'une fabrique magmatique et la recristallisation synmagmatique se font comme suit. Lorsqu'un magma originel cristallise, il se charge de cristaux. Ces derniers servent d'indicateurs de l'écoulement magmatique. Lorsque la proportion de cristaux est inférieure à 20 %, les cristaux se déplacent par rotation (« stade de rotation de particules », Vigneresse et al., 1996, fig. 1b). Pendant ce stade, le comportement des cristaux lors d'un écoulement uniforme sans interférence intercristalline dépend des gradients de vitesse dans le magma, de l'appariement entre l'écoulement de la matrice et l'écoulement des indicateurs et du rapport de forme et de l'orientation initiale des indicateurs. La rotation des particules avec un rapport de forme peu élevé sera plus rapide que celle des particules avec un rapport de forme élevé. Si les contraintes sont faibles, les particules qui ont un rapport de forme peu élevé seront plus parallèles au plan d'écoulement que celles qui ont un rapport de forme élevé. Si les contraintes sont fortes, c'est le phénomène inverse qui se produira (voir Nicolas, 1991, fig. 2). La quantité minimale de liquide requise pour donner lieu à un flux magmatique comportant une rotation de cristaux tabulaires dans une roche gabbroïque est de 10 à 20 % en volume. Ce pourcentage volumique nécessaire

de liquide sera significativement plus élevé pour un grani-toïde dans lequel les cristaux sont communément plus équidimensionnels, donc avec des rapports de forme moins élevés.

Lors de l'écoulement du magma, l'interférence inter-cristalline est faible au stade précoce de la cristallisation (Paterson et al., 1989; Vernon, 1991), mais devient importante dès que le pourcentage de cristaux atteint 20 %. C'est le stade de « l'imbrication des cristaux » (« tiling » dans Vigneresse et al., 1996, fig. 1b). La juxtaposition et la liaison des cristaux (contact grain-à-grain) entraînent la formation d'une charpente cristalline rigide dès que le magma atteint le « seuil de percolation rigide » (55 % de cristaux pour les magmas felsiques; Vigneresse et al., 1996, fig. 1b). Cette charpente est capable de soutenir les contraintes et de les propager à travers la roche. S'il y a écoulement forcé du magma (p. ex. en raison de contraintes tectoniques ou sous l'effet de la gravité), il y aura interaction des cristaux de la charpente cristalline lesquels commencent à se recristalliser en même temps que se poursuit la cristallisation des 45 % de liquide restant dans les interstices de la charpente cristalline. Des néoblastes apparaissent alors aux points de contact et le long des fractures de ces cristaux. Si la recristallisation devient plus importante, elle peut s'accompagner d'un changement morphologique des cristaux. Il se produit alors une restructuration de la charpente cristalline avec la formation de zones de cisaillement au sein du magma. Le liquide résiduel s'échappe de la charpente cristalline et migre vers les zones de cisaillement, formant des dykes cognétiques ou du rubanement magmatique (Vernon, 2000). Il peut aussi en résulter la formation de zones de cisaillement, en particulier le long des marges des intrusions (Vigneresse et al., 1996). Ainsi, lorsqu'il y a transport et mise en place d'un magma, il y a formation de structures typiques d'un écoulement laminaire, par exemple une foliation et une linéation. Le matériau remobilisé et les nouvelles injections de magmas peuvent prendre un aspect soit massif, soit gneissique. S'il y a écoulement du magma hôte, ce magma injecté et les dykes non consolidés peuvent être boudinés et former des cortèges d'enclaves, puis des enclaves isolées, qui seront elles-mêmes massives ou foliées. La roche peut alors prendre l'aspect d'une brèche à fragments hétérogènes ou d'une zone de mélange de magmas avec des coussins mafiques.

L'accroissement progressif de la quantité de cristaux entraîne l'augmentation de la viscosité du magma et ainsi le ralentissement de sa progression dans le conduit magmatique. Lorsque le magma comporte entre 72 et 75 % de cristaux (composante solide), le liquide résiduel reste emprisonné dans la charpente cristalline. La structure du magma devient cristalline, ce qui empêche son écoulement libre (c.-à-d. sans contrainte externe). À ce stade, la cristallisation du magma prend fin et le « seuil de piégeage de cristaux » est atteint. L'écoulement submagmatique peut toutefois se poursuivre si une déformation régionale déstabilise la structure cristalline du magma et la force à se déformer. De telles contraintes externes entraîneront l'extraction du liquide hors



de la charpente et la recristallisation et l'écoulement de cette dernière. Les magmas felsiques finissent de cristalliser généralement après les magmas mafiques et représentent donc un indicateur sensible de l'écoulement et de la déformation symmagmatique (Vigneress et al., 1996). Qui plus est, la présence de liquide facilite la déformation (Hollister et Crawford, 1986). Des variations dans le degré de cristallisation d'une intrusion entraînent un partitionnement de la déformation préférentiellement le long des composantes felsiques. Dans un milieu orogénique, où ce type de processus est probablement la norme plutôt que l'exception, la mise en place des magmas sous forme de feuillets composites ou simples est commune.

Fabriques observées dans les intrusions litées et leur interprétation

Les fabriques planaires d'origine magmatique (p. ex. litage et foliation) dans les intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil sont systématiquement subverticales à l'intérieur d'une même intrusion et d'une intrusion à une autre. Les roches encaissantes consistent en du quartzite et des paragneiss mixtes; leur grain structural est toujours transposé parallèlement aux contacts des intrusions formant des auréoles structurales bien circonscrites (fig. 23; Corriveau et Jourdain, 2000). Les intrusions litées ne sont pas recristallisées pénétrativement, sauf le long de certaines zones de contact ou de cisaillement. Cela s'oppose nettement à la déformation grenvillienne tardive et aux indices de transport tectonique observés dans les corps gabbroïques de la ceinture gneissique centrale à l'ouest de la ceinture métasédimentaire centrale (Martignole, 1986; Indares et Dunning, 1997). Les quatre intrusions à litage vertical sont situées le long des flancs et de la charnière d'une antiforme régionale qui a plissé les gneiss du complexe gneissique de Bondy et du Groupe de Sourd. Le grain structural des

gneiss de cette antiforme est défléchi en marge de chacune des intrusions, indiquant que la mise en place des intrusions est postérieure au plissement. L'orientation des intrusions ne peut donc résulter d'une transposition tectonique. Deux possibilités subsistent. La première fait appel à l'effondrement du plancher d'une intrusion de type MASLI, ce qui pourrait avoir fait passer les lits d'horizontaux à verticaux tout en conservant en grande partie les textures magmatiques précoces. La deuxième possibilité est que la verticalité des lits est primaire et suit le modèle d'accrolement de cristaux associé à un flux magmatique le long des épontes verticales d'une intrusion cylindrique, tel que proposé par J. Bédard dans Corriveau et al. (1989) pour expliquer le litage vertical de l'intrusion montréalaise mésozoïque du Mont Saint-Grégoire qui recoupe les basses terres de Saint-Laurent. Dans les intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil, les fronts de cristallisation se sont déplacés en suivant un plan actuellement vertical et, dans les cas documentés, vers le cœur des intrusions. L'aspect vertical des chenaux d'érosion identifiés indique que l'axe principal d'écoulement du magma était longitudinal par rapport à ces chenaux, donc vertical, alors que l'asymétrie de l'étalement à partir du bloc d'anorthosite fait penser que l'écoulement magmatique avait aussi une composante latérale horizontale. Ces caractéristiques peuvent être interprétées de deux façons, soit un stade de dépôt gravitaire et d'érosion horizontaux suivi de l'effondrement du plancher et de la cristallisation, soit un stade d'accumulation et d'érosion verticales contre les épontes d'une intrusion cylindrique. Par contre, les caractéristiques internes de l'amas de roche gabbroïque pegmatitique qui servent de critère de la polarité vers le haut parallèlement au plan vertical actuel, de même que l'absence de litage peu incliné que l'on s'attendrait à voir au cœur d'un synforme associé à un effondrement, favorisent l'hypothèse de la verticalité primaire du litage et de toutes les structures magmatiques observées. Selon le modèle

Figure 44. Morphologie et fabrique des dykes associés à la suite intrusive de Lanthier. **a)** Dyke granitique blanc avec foliation parallèle aux épontes. Ce dyke recoupe une diorite de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-963; UTM : 494482mE, 5119331mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-171. **b)** Dyke granitique folié et plissé. Les plans axiaux sont parallèles à la structuration de l'écran de gneiss rubané (skarn ?) en continuité avec celui de la figure 40b) que le dyke recoupe (CQA-3570; UTM : 484219mE, 5099705mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-172. **c)** Détail d'un dyke de granite avec rubanement et foliation magmatiques parallèles aux contacts; ces derniers sont visibles en f) (CQA-3311; UTM : 479165mE, 5100008mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-173. **d)** Dyke rectiligne de microdiorite de la suite intrusive de Chevreuil que recoupe un dyke de granite à grain fin (CQA-3311; UTM : 479165mE, 5100008mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-174. **e)** Dyke plissé de microdiorite de la suite intrusive de Chevreuil recoupé par le même dyke de granite à grain fin qu'en d) (CQA-3311; UTM : 479165mE, 5100008mN) qui est plissé à cet endroit. Ces dykes recoupent du quartzite du Groupe de Sourd, une génération de filons de pegmatite et une génération précoce de dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil. Photographie de L. Corriveau, 2003-175. **f)** Prolongement vers l'ouest du dyke de granite à grain fin visible en e) (vers la droite par rapport à la photo en e); CQA-3311; UTM : 479165mE, 5100008mN). Le dyke à grain fin recoupe deux dykes de granite rubané dont celui qui est illustré en c), sans être plissé à ce niveau. Photographie de L. Corriveau, 2003-175. **g)** Filons-couches et dykes de granite blanc qui recoupent du marbre à la marge nord de la ceinture métasédimentaire centrale (CQA-1743; UTM : 500129mE, 5201425mN). Les filons-couches présentent une structuration en feuillets, ces feuillets ayant été injectés lit par lit, parallèlement au grain structural du marbre; certaines intrusions de granite, d'aspect identique aux filons-couches, forment des dykes sécants. Photographie de L. Corriveau, 2003-177. **h)** Les feuillets de granite sont recoupés par un tube de granite dont l'aspect est identique à celui des feuillets (CQA-1743; UTM : 500129mE, 5201425mN). Le tube est circulaire et, tout comme les feuillets qu'il recoupe, il ne présente aucun indice mégascopique de déformation. Photographie de L. Corriveau, 2003-178.

proposé pour expliquer l'origine des intrusions montérégiennes, les structures magmatiques internes des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil seraient le produit de l'écoulement et de la cristallisation de magma mafique le long des épontes d'un conduit cylindrique subvertical, ce magma mafique ayant été perturbé à l'occasion par de nouvelles injections de magma mafique.

Dans la majorité des lits des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil, la foliation est prononcée, subverticale et parallèle ou localement oblique au litage (p. ex. intrusion litée de Kar-Ha-Kon, 1803). Elle est définie par des bâtonnets de plagioclase (fig. 27) dont l'habitus rectangulaire des cristaux d'origine magmatique diffère significativement de la forme polygonale des cristaux d'origine métamorphique et indique que la foliation est d'origine magmatique. Une telle foliation peut être acquise par écoulement magmatique, par dépôt gravitaire ou par flottation (Irvine et al., 1998; Vernon, 2000). Selon le modèle proposé dans lequel la verticalité de la foliation est primaire, les bâtonnets à anisotropie de forme prononcée constitueraient des indicateurs diagnostiques d'un écoulement magmatique (Vernon, 1999, 2000). Les fabriques des dykes et des intrusions litées (fig. 25, 26) illustrent toutes les variations entre l'écoulement au stade de rotation de particules, l'imbrication de cristaux, le seuil de percolation rigide et le seuil de piégeage de cristaux. Les figures 29 et 30 montrent divers exemples de bâtonnets recrystallisés qui seraient associés à un écoulement. Les interprétations formulées permettent de voir à quel point il est important de réévaluer l'adéquation de la recrystallisation et du métamorphisme et de tenir compte de la possibilité que la recrystallisation et la formation de cumulats stratigraphiques résultent d'un flux magmatique.

Stade de rotation de particules

Certains dykes mafiques contiennent des phénocristaux non jointifs de plagioclase qui sont dispersés dans la matrice et dont les axes longs sont alignés dans une même direction (p. ex. fig. 33a). Les microlites de plagioclase dans la matrice ont une orientation généralement parallèle à la foliation mais qui peut dévier de façon non systématique. Ces textures sont compatibles avec un écoulement uniforme sans interaction significative entre les particules anisotropes. Ces dernières ont donc dû tourner jusqu'à ce que leurs axes longs soient parallèles à la direction d'écoulement du magma hôte (Paterson et al., 1998).

Stade d'imbrication de cristaux

Lorsque les particules interagissent fortement, leur comportement devient plus complexe que lors d'un écoulement laminaire simple, puisque les interactions gardent les particules à un certain angle par rapport à la direction d'écoulement (Nicolas, 1991, fig. 3). Les microlites enchevêtrés, qui sont communément obliques par rapport à la foliation définie par les phénocristaux à la figure 33e, reflètent possiblement ce

type d'écoulement. Lorsque les cristaux deviennent encore plus abondants, il y a passage d'un écoulement en suspension à un écoulement visqueux. La présence de minéraux mafiques parallèles à l'axe long de bâtonnets orientés atteste un écoulement en présence de magma, alors que la présence de « tuilage » défini par des paires de bâtonnets suivant un même plan oblique par rapport à la foliation (fig. 27c, d) résulte de l'interaction et de l'imbrication des particules lors de l'écoulement (Blumenfeld et Bouchez, 1988). L'écoulement a eu lieu à l'état visqueux.

Dans une roche à foliation magmatique bien définie, certains bâtonnets sont obliques ou carrément perpendiculaires à cette foliation. Le rapport de forme et l'orientation initiale des bâtonnets influencent leur orientation lors de l'écoulement magmatique et submagmatique. Les bâtonnets dont le rapport de forme est peu élevé tournent plus vite que ceux dont le rapport de forme est élevé. Dans l'échantillon à la figure 28f, les bâtonnets ayant un rapport de forme peu élevé sont plus parallèles au plan d'écoulement que le grand bâtonnet au rapport de forme plus élevé (dans le coin inférieur droit à la figure 28f). Cette relation suggère que les contraintes étaient faibles lorsque le magma a figé. Si les contraintes avaient été très fortes, c'est l'inverse qui serait observé (Nicolas, 1991). En effet, lors d'un écoulement sous de fortes contraintes, les particules au rapport de forme plus élevé deviennent parallèles à l'écoulement (Nicolas, 1991, fig. 3). Un tel comportement est compatible avec les textures observées aux figures 34g et h.

Quelques exemples de dykes présentent des indices d'une recrystallisation différentielle qui illustrent certains mécanismes possibles de la recrystallisation dans les magmas. Ainsi, aux figures 34g et h, certains microlites sont recrystallisés, d'autres, avec la même orientation, ne le sont pas, et les phénocristaux ont entièrement conservé leur forme anguleuse sans qu'il n'y ait eu formation de néoblastes. Les microlites suivent la foliation sans avoir été réorientés au niveau des phénocristaux, ce qui indique que l'orientation des microlites a été acquise lors de l'écoulement et dans des conditions permettant aux microlites et aux phénocristaux de se déplacer à la même vitesse. Étant donné qu'il n'y a eu aucune recrystallisation des phénocristaux, la recrystallisation dans la matrice est vraisemblablement le fruit d'un écoulement forcé du magma à un stade visqueux qui a donné lieu à une interaction prononcée entre les particules solides de la matrice et à leur recrystallisation. Cette interprétation est compatible avec un écoulement sous de fortes contraintes (voir le paragraphe précédent).

Seuil de percolation rigide

La fabrique planaire vague mais pénétrative des roches gabbroïques des intrusions litées est associée à la présence d'une charpente dans laquelle les cristaux enchevêtrés sont fortement accolés et sont recrystallisés (fig. 27f, 28). Cette texture témoigne de l'écoulement d'un matériau à structure jointive, donc très visqueux, plutôt que de l'écoulement de

matériau à texture matricielle plus fluide, tel qu'illustré par les dykes microgrenus à phénocristaux. Ces conditions peuvent donner lieu à une déformation intracrystalline et à une recristallisation synmagmatique (Vignerresse et al., 1996; Vernon, 2000). Les points de contact entre les cristaux subautomorphes de la charpente cristalline, principalement les extrémités (fig. 27b, f, 28), deviennent particulièrement sensibles et se recristallisent. À un stade avancé, la fracturation, la plasticité cristalline et la recristallisation peuvent détruire les microstructures caractéristiques des fabriques magmatiques avant que le magma n'atteigne son solidus.

Dans les intrusions litées, les bâtonnets de plagioclase présentent des signes de déformation plastique (fig. 30b) et de recristallisation (fig. 30e, f, g, h), alors que la charpente cristalline comporte des bâtonnets de plagioclase avec des orientations diverses. Par conséquent, il n'y a pas eu transposition notable des cristaux à l'état solide pour former la foliation (fig. 28). L'effet de la déformation plastique et de la formation de néoblastes en bordure des cristaux donne une teinte blanchâtre aux bâtonnets de plagioclase avant qu'ils ne se recristallisent en mosaïque granoblastique (fig. 27b; annexe B); cette couleur blanchâtre peut être observée sur le terrain. Toutes les variations peuvent être observées (fig. 28 à 34) entre des cristaux présentant des formes de croissance en équilibre avec un magma (p. ex. Dunbar et al., 1995), des bâtonnets présentant une extinction onduleuse ou des plans de macles tordus, des macles mécaniques (en biseau), des sous-grains et enfin des néoblastes typiques d'une recristallisation à l'état solide (voir Kretz, 1966; Vernon, 1999).

Seuil de piégeage de cristaux

À l'intérieur même de certaines charpentes cristallines définies par des bâtonnets de plagioclase intacts, on observe des cristaux équidimensionnels et polygonaux de plagioclase, d'orthopyroxène ou de clinopyroxène (fig. 29f). De telles structures d'équilibre (par rapport à l'énergie de surface) ont été décrites en détail pour des accumulations et représentent une cristallisation ou une recristallisation tardive à l'état magmatique (Hunter, 1987). Ces structures indiquent que le seuil de piégeage des cristaux a été atteint. Leur forme polygonale d'origine magmatique n'implique donc pas nécessairement une recristallisation postérieure à la solidification et associée à une déformation. Cette observation est vraisemblablement valable pour la matrice de plusieurs dykes à texture polygonale dont les minéraux peuvent être directement en contact avec des bâtonnets de plagioclase parfaitement intacts, soit aux épontes du dyke (fig. 31b), soit à l'intérieur de celui-ci (fig. 33d, 34a, b, c, d). Dans ce cas, cette structure serait le produit de la solidification et non d'un épisode subséquent de déformation.

La rhéologie des minéraux influence grandement leur taux de déformation. Ainsi, les bâtonnets de plagioclase piégés par du pyroxène (p. ex. fig. 30e, f) sont peu recristallisés,

contrairement aux zones de plagioclase à l'extérieur de ces cristaux de pyroxène. Le pyroxène étant beaucoup moins sensible à la déformation à l'état solide que le plagioclase, il conserve les plagioclases qu'il incorpore et les textures acquises lors de la cristallisation. Ces cristaux de pyroxène enregistrent les diverses étapes de la cristallisation ou de la recristallisation du plagioclase. Dans ces exemples, la recristallisation peut être postérieure à la mise en place du magma ou encore associée à un stade pendant lequel l'interférence entre les cristaux, qui était d'abord insuffisante pour causer une déformation plastique pénétrative lors de l'écoulement, s'était accentuée au point d'entraîner la recristallisation après l'incorporation des bâtonnets de plagioclase dans le pyroxène. Les figures 30g et h illustrent comment les mosaïques granoblastiques de plagioclase peuvent conserver la même forme que les bâtonnets préexistants de plagioclase et permettent une reconstitution plausible de la structuration initiale d'un gabbro (voir la section « Approche descriptive utilisée »).

Styles et contextes de mise en place des intrusions en feuillets et des dykes

Nature et structuration des épontes

Les feuillets intrusifs qui constituent les plutons composites de la suite intrusive de Chevreuil sont intercalés entre des lambeaux de paragneiss dont la puissance atteint 500 m et le rapport de forme, 40 (p. ex. pluton de Preston, 41, fig. 23). Les feuillets ont des rapports de forme un peu moins élevés, soit entre 3 et 10; leur puissance varie de métrique à kilométrique et leur longueur, de plurimétrique à plurikilométrique (fig. 23, 24, 36a). Ces feuillets et les écrans paragneissiques sont parallèles à la foliation des paragneiss porphyroclastiques qui forment les épontes (fig. 24).

Au sein de plusieurs plutons, on observe une série d'écrans de gneiss entre les feuillets de monzonite porphyroïde. Ces gneiss à grain très fin ont une patine verte et une couleur verte en cassure fraîche et sont finement laminés, rubanés ou zonés. Dans l'exemple du pluton de Lac Chevreuil (fig. 36a), du skarn hétérogène à grain grossier affleure à proximité d'un de ces écrans. En suivant le grain structural des feuillets du pluton de Lac Chevreuil à partir de ces écrans calco-silicatés, on observe au nord et au sud des unités de marbre et de roches calco-silicatées dans l'encaissant immédiat de l'intrusion (fig. 24). Au niveau des écrans, la roche calco-silicatée abonde mais le marbre n'affleure pas; cette observation suggère que ces écrans représentent des exoskarns. Au cœur du complexe, dans un corridor de largeur hectométrique, un de ces écrans a été « progressivement » (c.-à-d. du nord vers le sud) fragmenté, incorporé à des magmas cogénétiques de la monzonite porphyroïde, puis transporté et digéré par ces magmas (fig. 40b, c, d, e). Ce corridor permet de « visualiser » les mécanismes qui auraient contribué à la formation des feuillets intrusifs de la suite intrusive de Chevreuil et de ses écrans de skarn et

d'engraissants paragneissiques (Corriveau et Rivard, 1997, arrêts 1-2 à 1-6). Le stade de fragmentation est illustré par la présence d'un skarn finement rubané, bréchifié et coupé par de la monzonite non porphyroïde. Lorsqu'on s'éloigne de cette zone, la monzonite non porphyroïde passe à une monzonite hybride et renferme des xénolites de quartzite et de roche calco-silicatée, ainsi que bon nombre de fragments aux bordures floues (fig. 40c). Des dykes contenant des fragments de skarn recoupent le grain structural de cette monzonite hybride. À l'ouest, la monzonite retrouve sa structure porphyroïde, mais le clinopyroxène abonde au niveau de zones riches en fragments calco-silicatés alors que la hornblende typique de ces monzonites y est absente (Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 1-2). L'assimilation de marbre peut expliquer cette situation, car elle aurait entraîné l'enrichissement du magma en calcium et donc son appauvrissement relatif en aluminium, ce qui aurait pour effet de déstabiliser la hornblende aux dépens du clinopyroxène. Au sud, le magma hôte est dioritique et renferme une quantité inhabituelle de fragments gneissiques, de nature incertaine, mais avec une granulométrie fine et une minéralogie qui s'apparente à celle de la monzonite et de la diorite (fig. 36g, 40c). Ces xénolites ont des contacts diffus et paraissent partiellement assimilés. Leur minéralogie pourrait être issue d'un métasomatisme orthomagmatique. La présence d'abondantes enclaves de microdiorite (fig. 39d, 40e) souligne une mise en place de magmas mafiques qui ont vraisemblablement joué un rôle important dans l'apport de chaleur nécessaire à une telle assimilation de l'engraissant. Les fluides métasomatiques auraient pu être générés par la décalcification du marbre lors de la formation des skarns. Les diverses caractéristiques des contacts et des écrans sont compatibles avec une mise en place des feuillets le long de niveaux de marbre; les magmas auraient pénétré ces niveaux et s'y seraient écoulés, notamment par bréchification et assimilation. La décalcification, soutenue par l'injection de nouveaux magmas, pourrait renforcer le processus de fragmentation et de délamination de l'engraissant, résultant en un démembrement continu du marbre (et d'autres unités facilement bréchifiées et assimilées). La formation de feuillets intrusifs serait en partie contrôlée par la présence des unités peu réactives de la zone de déformation hôte, soit les unités de quartzite, qui serviraient d'épentes. Leur démembrement occasionnel entraînerait un apport de xénolites de quartzite, les autres types de xénolites ayant été assimilés (fig. 40d, f).

Caractéristiques et interprétations des fabriques observées dans les intrusions en feuillets et les dykes

Foliation magmatique

Une foliation magmatique d'orientation générale nord-sud est omniprésente dans les plutons de la suite intrusive de Chevreuil; elle est marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de feldspath idiomorphes allongés, soit les

bâtonnets de plagioclase dans les unités de diorite (fig. 36g) et les mégacristaux de feldspath potassique dans les monzonites (fig. 36a, b), des minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende), des enclaves ou des cortèges d'enclaves microgrenues cogénétiques, allongées parallèlement à la foliation, et du rubanement. Les xénolites allongés sont eux aussi orientés parallèlement au plan de la foliation; l'angularité assez commune des arêtes indique que ces xénolites n'ont pas été transposés dans le plan de la foliation à l'état solide (fig. 39b, e). Cette foliation d'origine magmatique contourne les xénolites et en épouse la forme (fig. 36g, 39b, 40d). L'axe long des mégacristaux de feldspath potassique définit localement une linéation. Le « tuilage » des cristaux est rare (voir Blumenfeld et Bouchez, 1988). Bien que la biotite et la hornblende définissent systématiquement une foliation parallèle à celle des cristaux de feldspaths, cette foliation n'est pas diagnostique du contexte de formation puisque ces minéraux peuvent acquérir un habitus idiomorphe tant lors d'une cristallisation d'origine magmatique qu'à l'état solide.

Les dykes composites mafiques-felsiques et leurs enclaves mafiques sont soit massifs, soit foliés. Dans les complexes de gneiss, les dykes composites présentent des textures délicates de mélange de magmas, ces textures étant systématiquement intactes et isotropes. Les fabriques d'écoulement magmatique telles que les coussins mafiques allongés y sont rares. L'absence de fabrique dans les dykes sis dans les complexes contraste avec la présence systématique de fabriques d'écoulement dans les dykes mis en place dans les feuillets intrusifs et dans les gneiss des zones de déformation et du domaine de marbre de la ceinture métasédimentaire centrale (fig. 43). Ces fabriques comportent une foliation définie par l'orientation préférentielle des microlites, des phénocristaux de plagioclase et des cristaux de hornblende et de biotite (fig. 33a, e, f), par l'orientation préférentielle des coussins allongés de microdiorite et de leurs phénocristaux dans une matrice felsique grenue et communément massive (fig. 31f), ou encore par du rubanement magmatique (fig. 31a, d, 43). Ces fabriques représentent des structures typiques de l'écoulement magmatique. Dans ces dykes, le mélange de magmas s'est fait avec (fig. 43a) ou sans homogénéisation (fig. 43b, c, d, e, f). La foliation interne des dykes est parallèle aux épentes ou y forme un angle faible et est distincte de celle des gneiss encaissants. Elle représente une fabrique magmatique associée à l'écoulement des magmas lors de la mise en place des dykes.

Les feuillets et les dykes cogénétiques mafiques intraplutoniques ont des contacts et une foliation magmatique interne qui sont tous parallèles entre eux et à la gneissosité des roches encaissantes. Dans ces intrusions, la foliation résulte du fluage, parallèlement aux épentes des feuillets, d'un magma visqueux, riche en cristaux. Cette foliation se confond systématiquement à la structuration de l'engraissant, produisant une configuration typique d'une mise en place syntectonique (voir la section « Phase de déformation D₇ : mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil »). Contrairement aux dykes mafiques qui

sont systématiquement parallèles au grain structural de leur hôte plutonique, les dykes mis en place dans les gneiss encaissants recoupent communément la fabrique du gneiss hôte.

Enclaves et dykes

L'allongement systématique des enclaves de microgranitoïde et leur parallélisme à la foliation définie par les cristaux de feldspath témoignent aussi d'un écoulement magmatique. Les enclaves de microdiorite et les enclaves microgrenues de composition intermédiaire présentent des rapports de forme entre 5 et 20 et leur axe long est orienté parallèlement au plan de la foliation magmatique. Ces enclaves peuvent être massives, avec des microlites de plagioclase d'orientation aléatoire, ou foliées, avec des microlites ou de la biotite orientés parallèlement à leur axe long. Elles forment localement des cortèges ou des schlieren parallèles à la foliation magmatique (voir les figures 36 et 39, en particulier la progression de 39d à e et 39f comparées à 36c et e). Il y a également des dykes boudinés ou non boudinés de composition mafique à intermédiaire ou composite avec mélange magmatique. Dans la zone de déformation de Cayamant, ces dykes peuvent être perpendiculaires à la foliation magmatique de la roche hôte (fig. 25g). Par contre, dans la zone de déformation de Nominique-Chénéville, ils sont systématiquement parallèles à la foliation magmatique. Ainsi, on peut observer tous les intermédiaires, de composition tant monzonitique que dioritique, entre des dykes aux contacts francs et plutôt rectilignes (fig. 25g), des dykes boudinés (fig. 39d), des schlieren aux contacts irréguliers à mécheux (fig. 36d, 39c), des enclaves aux contours mécheux et à apparence effilochée (fig. 39f), des cortèges d'enclaves arrondies ou allongées bien définies aux contacts francs (fig. 39d) et des enclaves disséminées dans une roche plutonique homogène (fig. 36c). Ce spectre représente diverses facettes d'un même processus, soit celui de l'injection de magmas (mafiques à intermédiaires) dans des magmas hôtes dont la viscosité ou le taux d'écoulement diffèrent. Si les conditions rhéologiques au sein d'un magma hôte felsique à intermédiaire permettent une mise en place par fracturation d'un magma mafique, ce dernier peut s'introduire sous la forme de dyke et figer pour former un dyke aux marges franches. Si dans un tel contexte mécanique il y a écoulement du magma hôte, le dyke non consolidé peut commencer à s'étirer et devenir boudiné et même à s'effiloche, pour finalement ressembler à un cortège d'enclaves (fig. 39d) puis d'enclaves isolées (fig. 36a, e), ou former des schlieren tel que décrit par Vernon (2000; fig. 36d, 39f). À l'autre extrême, s'il y a injection d'un magma mafique dans un magma felsique qui ne peut pas se fracturer, il y aura démembrement instantané du magma mafique, un peu comme un jet d'eau dans une fontaine, et une série de coussinets se formeront au moment même de la mise en place du magma mafique. Ces coussinets seront massifs si le magma hôte stagne ou si le magma mafique fige instantanément; ils deviendront allongés s'il y a écoulement laminaire ou turbulent des

magmas mafique et felsique après leur mélange sans consolidation instantanée. Au fur et à mesure de l'écoulement après l'injection, l'anisotropie de forme des enclaves s'accroît, puis les enclaves s'étirent et se tronçonnent ou s'effilochent.

Un cortège de coussinets de microdiorite grise avec foliation magmatique définie par des microlites affleure dans une des phases monzonitiques du pluton de Lac Chevreuil (fig. 39d). Cet exemple illustre ce qui est fort probablement le premier stade de formation d'enclaves mafiques microgrenues cogénétiques dans un pluton lorsque le magma mafique se met en place sous forme de dyke. À cette localité, les enclaves se suivent sur plusieurs mètres, formant un cortège bien circonscrit qui dessine un pli en S. Les coussinets ont une longueur décimétrique et un rapport de forme peu élevé (entre 2 et 3); ils renferment des microlites automorphes de plagioclase. Les coussinets et leurs microlites n'ont donc pas été déformés à l'état solide. Les coussinets, leurs microlites et le plan axial du pli sont orientés parallèlement à la foliation magmatique de la monzonite hôte. Ces enclaves sont typiques d'enclaves cogénétiques et représentent des magmas qui se sont mis en place dans la monzonite avant sa solidification. Les processus suivants pourraient expliquer la formation de ce cortège d'enclaves : (1) l'injection d'un magma mafique sous forme de dyke dans un magma monzonitique (c.-à-d. liquide et cristaux et, dans cet exemple, xénolites divers, fig. 39d); (2) la formation de coussinets de magma mafique en réaction aux différences de viscosité et vraisemblablement de température entre le magma mafique et le magma monzonitique; (3) la formation in situ du cortège de coussinets mafiques; (4) l'écoulement menant à l'allongement des coussinets et à l'alignement dans la même direction des microlites qu'ils contiennent; (5) le plissement du cortège d'enclaves et l'écoulement subséquent des enclaves; et (6) la cristallisation et la solidification du mélange. Dans cet exemple, l'abondance des fragments divers a contribué à l'augmentation significative de la viscosité du magma hôte, ce qui aurait contribué à conserver les indices du plissement du cortège d'enclaves lors de l'écoulement du magma hôte.

Le rapport de forme des enclaves à la figure 39d est proche de 2, ce qui suggère que ces enclaves ont figé assez rapidement sans beaucoup s'écouler après leur mise en place. Par contre, si le magma hôte s'écoule avant la cristallisation du magma mafique injecté, l'anisotropie de forme des enclaves s'accroît encore plus, pour donner lieu à un cortège d'enclaves très allongées ou à un rubanement discontinu tel qu'observé à la figure 39e. La présence d'une anisotropie de forme marquée dans des enclaves formant un cortège continu peut aussi être attribuée au boudinage magmatique in situ d'un dyke synmagmatique, tel qu'interprété à la figure 36d. S'il y a écoulement significatif dans le magma hôte, il y aura dispersion des enclaves et des segments de dyke. Si le magma hôte devient suffisamment visqueux pour se comporter comme un solide et s'il y a écoulement forcé du magma hôte, les enclaves deviendront aplaties et fortement structurées (fig. 39f). Certains dykes non consolidés formeront

des cortèges d'enclaves cogénétiques qui deviendront disséminées et prendront l'apparence d'enclaves isolées lors de l'écoulement magmatique (fig. 39e). On observe que de telles enclaves forment souvent des cortèges indistincts dans les grands affleurements (Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 1-2). Ces enclaves diffèrent du rubanement magmatique issu d'une ségrégation des cristaux lors de l'écoulement (voir les figures 39e et f et les figures 39a, b et c).

Rubanement magmatique

Un rubanement magmatique prononcé, également d'orientation nord-sud (fig. 39a, g), est présent dans les feuillets de monzonite et de diorite hétérogène (Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 1-2) et constitue une autre indication d'écoulement (Vernon, 2000). Le rubanement s'exprime soit par la présence de lentilles ou de bandes de minéraux mafiques aux marges bien définies, soit par des variations de la granulométrie et de la concentration modale des cristaux (fig. 39a, b, c, e, f). Dans le premier cas, ce rubanement pourrait être attribué au mélange, à l'état de magma, de phases mafiques et intermédiaires lors de l'écoulement (Barbarin, 1988), tel que décrit plus haut. Le rubanement plus hétérogène est plus typique d'une ségrégation des cristaux et du liquide interstitiel lors de l'écoulement et d'une restructuration de la charpente cristalline par formation de zones de cisaillement à l'intérieur même du magma. Le liquide résiduel s'échappe de la charpente cristalline et migre vers les zones de cisaillement. Ce mécanisme peut produire un rubanement magmatique qui prend communément un aspect gneissique (Vernon, 2000) ou encore des zones de cisaillement, en particulier le long des marges de l'intrusion (Vignerresse et al., 1996). Ainsi, lorsqu'il y a transport et mise en place d'un magma, il y a formation de structures typiques d'un écoulement laminaire, par exemple une foliation et une linéation. L'expulsion de liquides résiduels lors de l'écoulement du magma peut aussi être à l'origine de dykes cogénétiques. Ce matériau remobilisé ou du nouveau magma peut prendre un aspect massif ou gneissique. Par exemple, l'injection successive de magma en présence d'un écoulement ou d'une déformation (à l'état magmatique ou submagmatique et forcée par des contraintes externes) dans les dykes mafiques de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville a produit un rubanement magmatique particulièrement bien développé (fig. 43c, d, f).

Répartition des fragments

La majorité des xénolites sont à l'intérieur des feuillets plutôt qu'au contact de l'encaissant, ce qui pourrait traduire un écoulement plan et parallèle aux parois de l'intrusion (Paterson et al., 1989). Un tel processus s'apparente à l'effet Bagnold associé à un écoulement dans un milieu plan (filon-couche, dyke, feuillet) avec un gradient de vitesse du cœur au centre de l'intrusion qui engendre une migration des particules vers les zones où le cisaillement est le plus faible,

soit au cœur de l'intrusion (Bagnold, 1954; Barrière, 1976; Blanchard et al., 1979). Si tel a été le cas, cet effet aurait été précoce, car les mégacrists dans les feuillets de monzonite ont une répartition communément uniforme au sein d'un même feuillet.

Plis et filons

Bien qu'elles soient acquises par écoulement magmatique ou par déformation plastique à l'état magmatique selon les critères de Paterson et al. (1989) et de Vernon (2000), les fabriques des plutons et des dykes de la suite intrusive de Chevreuil présentent des formes classiques non seulement de foliation, de boudinage et d'imbrication, mais aussi de plissement et de cisaillement. Plusieurs dykes de gabbro et de microdiorite d'origine polyphasée juxtaposent des textures magmatiques classiques à des textures qui pourraient être interprétées comme associées à une déformation à l'état solide (p. ex. aspect gneissique, rubanement, pli). Ainsi, dans le dyke de l'affleurement 1801 de l'intrusion litée de Kar-Ha-Kon, les textures magmatiques typiques sont des brèches intrusives aux fragments anguleux (fig. 31c) et des textures subophitiques (fig. 31d). Les textures d'aspect métamorphique sont la texture isogranulaire (fig. 31b), le rubanement (fig. 31c) et les plis (fig. 31d). Ce dyke recoupe nettement et de façon rectiligne le litage non déformé du gabbro hôte (fig. 5a). Une de ses intrusions présente un pli d'écoulement que met en relief son caractère hybride (fig. 31d). D'autres dykes renferment des structures qui ressemblent à des plis (fig. 31e) et qui peuvent même présenter une foliation de plan axial (fig. 31f). Le niveau de granite plissé à la figure 31e provient du dyke rectiligne de la figure 6a qui recoupe nettement et perpendiculairement la fabrique de la brèche tectonique de marbre hôte. Bien que la présence de petits filons blancs puisse laisser croire que le granite a été injecté dans le gabbro sous forme de filons, la présence d'une marge festonnée est une indication concluante de l'état magmatique des deux composantes, donc de l'injection d'un magma mafique dans un magma felsique (le contraire étant mécaniquement difficile). Un mécanisme possible pour former le pli observé impliquerait d'abord l'injection d'un magma mafique le long des marges d'un dyke granitique avant la consolidation du dyke. Le mélange sans homogénéisation du magma et du dyke aurait produit des marges festonnées le long du dyke. Plutôt que de figer immédiatement sans écoulement subséquent, comme le font les dykes composites isotropes dans les complexes gneissiques, les magmas mafique et felsique à l'origine de ce dyke se seraient écoulés et auraient ainsi plissé la bande granitique et réorganisé les festons parallèlement à une foliation magmatique de biais par rapport à la bordure du dyke. Ces structures d'écoulement de magmas composites peuvent être confondues avec des plis associés à un épisode de déformation lorsque le contexte magmatique de formation n'est pas reconnu (fig. 31d, e; Saint-Germain et Corriveau, 2003).

Dans les dykes composites mis en place dans les gneiss de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville, des intrusions granitiques recoupent localement les structures magmatiques et ont l'aspect de filons et d'amas tardifs (fig. 43c, d, f, g). Les filons sont répartis de façon systématique à un angle faible de part et d'autre de la foliation d'écoulement de l'encaissant microdioritique; ils ressemblent donc aux filons des zones de cisaillement conjuguées formés dans un même régime de contraction que celui suggéré par l'orientation de la foliation d'écoulement de l'encaissant microdioritique. Les amas felsiques sont allongés perpendiculairement à la foliation, ce qui est conforme à une mise en place dans des zones de distension contemporaines. Les résultats de l'analyse géochronologique d'autres filons granitiques de la suite intrusive de Chevreuil (voir la section « Géochronologie régionale »; Corriveau et van Breemen, 2000) appuient l'hypothèse selon laquelle ces fabriques sont contemporaines. En effet, des filons granitiques sont souvent associés aux dykes et aux plutons de la suite intrusive de Chevreuil. Tout comme les filons dans l'affleurement à la figure 43, les filons datés qui appartiennent incontestablement à la suite intrusive de Chevreuil présentent une structuration qui est compatible avec une mise en place dans un régime de contraction est-ouest. La datation des amas granitiques pourrait permettre de confirmer ou d'infirmer la contemporanéité des structures. Il est crucial pour les interprétations tectoniques de ne pas confondre de tels filons et des leucosomes anatectiques (voir la discussion dans Corriveau et al., 1998).

Recristallisation

La majorité des feuillets de monzonite et de diorite ont conservé leurs textures magmatiques. Toutefois, ces corps intrusifs ont été totalement ou partiellement recrystallisés et une foliation métamorphique ou tectonique est présente localement (fig. 41; annexe C). Par exemple, deux des intrusions en feuillets à la marge ouest de la zone de déformation de Labelle (53 et 55, fig. 23) présentent une alternance de feuillets de monzonite porphyroïde à foliation magmatique, de granite à biotite isogranulaire et folié, de granite porphyroïde à biotite-hornblende, de métagabbro à grain moyen avec reliques de texture subophitique, et de monzonite œillée et d'amphibolite granoblastique déformés de manière pénétrative. Dans les feuillets de monzonite peu ou pas recrystallisés, la foliation est définie par l'orientation préférentielle de 10 à 20 % des gros bâtonnets idiomorphes de feldspath potassique, des feuillets de biotite, des aiguilles de hornblende et des enclaves cogénétiques. Dans les zones fortement déformées et recrystallisées, la monzonite passe à du gneiss œillé à cristaux de feldspath lenticulaires, le granite présente une foliation définie par des cristaux de quartz aplatis et le métagabbro renferme des lentilles de plagioclase avec une texture interne granoblastique (à l'origine des bâtonnets, maintenant avec des bordures arrondies transposées) qui sont orientées parallèlement à la foliation définie par la biotite et la hornblende.

La recrystallisation est encore plus poussée dans le pluton de la Sucrerie (53, fig. 23). Ce dernier est situé au cœur même d'un dôme à l'ouest d'un pli en S qui est associé à des zones de cisaillement dextre et qui recoupe la zone de déformation de Labelle. Le cœur du dôme est composé de paragneiss avec des couches de marbre, de quartzite et de roche calco-silicatée. Au contact de l'intrusion, il y a prédominance de gneiss quartzofeldspathique intercalé avec du quartzite dans des couches de 10 à 20 cm de puissance. Un feuillet de monzonite leucocrate, puis une intercalation de gneiss tonalitique gris à hornblende, d'amphibolite à grain moyen et de métagabbro reposent structurellement sur les paragneiss. Le métagabbro a une texture subophitique fantôme avec des bâtonnets de plagioclase blanc totalement recrystallisés en plages granoblastiques à grain fin. De la hornblende, de la biotite, de l'orthopyroxène et, accessoirement, de la magnétite, de l'apatite, de la titanite et de la pyrite sont présents entre les bâtonnets de plagioclase. La majorité des cristaux d'orthopyroxène d'origine magmatique ont été remplacés par de l'amphibole. Ces feuillets mafiques peuvent passer à une amphibolite granoblastique avec une foliation définie par la biotite et la hornblende; cette foliation est postérieure à la consolidation de l'intrusion. Dans les niveaux d'amphibolite, tous les intermédiaires sont observés entre des roches magmatiques massives (surtout du gabbro) ou à foliation magmatique, des roches présentant une foliation avec une linéation subhorizontale mal définie et du gneiss rubané avec des filons à hornblende et orthopyroxène amiboïdes. Ces filons ont été interprétés comme des leucosomes (Martignole et Corriveau, 1991). Aucun autre pluton de la suite intrusive de Chevreuil ne contient des leucosomes, quel que soit le degré de déformation ou la composition. La présence de leucosomes dans un pluton à proximité du massif d'anorthosite de Morin pourrait indiquer qu'un flux thermique important a été associé à la mise en place de cette intrusion et a eu un effet régional (Martignole, 1996). Ces filons pourraient aussi représenter des liquides de fin de cristallisation. Leur origine demeure incertaine. Des zones de cisaillement orientées vers l'est sont communes dans ce pluton. Certaines d'entre elles ont un pendage modéré vers le sud et une linéation dans le pendage qui est parallèle à la linéation d'étirement observée dans la zone de déformation de Labelle. Ces indications de déformation et possiblement de métamorphisme élevé dans cette intrusion pourraient être associées à un épisode orogénique qui aurait touché l'anorthosite de Morin et les skarns qui y sont associés (Peck et al., 2005).

Les premiers stades de la recrystallisation à l'état solide comprennent la formation de sous-grains le long des bâtonnets de plagioclase et des mégacristsaux de feldspath potassique (lame 1283a, annexe B) et la formation de myrmékite en bordure des mégacristsaux de feldspath potassique (p. ex. fig. 38c, d, e, f, g). Une recrystallisation plus poussée donne aux cristaux de feldspath une texture cloisonnée. À un stade plus avancé, la monzonite devient un gneiss œillé avec des cristaux lenticulaires de feldspath potassique entourés de granoblastes à grain fin, similaires à ceux

qui sont présents dans la matrice de plagioclase, biotite et hornblende (fig. 37e). La marge originelle des mégacristaux n'est reconnaissable que par la forme définie par la répartition des minéraux mafiques comme la biotite ou l'amphibole (lames 349 et 355, annexe C; fig. 37b). À l'extrême, il y a recristallisation complète en néoblastes des bâtonnets de plagioclase et des mégacristaux de feldspath potassique; la texture microscopique devient alors essentiellement granoblastique et localement rubanée (fig. 37f). Même si, pris individuellement, les cristaux polygonaux de feldspath ne permettent pas une reconstitution des textures initiales (fig. 38h), la texture magmatique primaire se reconnaît à l'échelle mésoscopique lorsque les minéraux mafiques sont répartis de façon à reproduire le contour des bâtonnets de feldspath et qu'il n'y a pas eu transposition significative des cristaux (fig. 37a). Ainsi, la recristallisation des roches mafiques et intermédiaires des feuillets de la suite intrusive de Chevreuil produit localement une texture granoblastique avec conservation de la répartition des plages de minéraux mafiques et felsiques. Dans certains cas particulièrement probants, cette répartition reflète la fabrique magmatique et la granulométrie initiales des feuillets (p. ex. Kretz, 1977, fig. 21; Kretz et al., 1989, fig. 5a, 6a, d).

Bien que la recristallisation sans transposition notable des cristaux prédomine, il y a également eu recristallisation thermodynamométamorphique avec développement prononcé d'une foliation à l'état solide. Du gneiss œillé et de l'amphibolite se sont formés localement. Les unités mafiques de la suite intrusive de Chevreuil sont alors des amphibolites qui ressemblent aux amphibolites de la suite intrusive de Lacoste (fig. 41), mais qui en diffèrent par l'absence de migmatisation et la présence commune de boudins ou d'enclaves de gabbro peu ou non déformés. Des variations dans le degré de déformation et de recristallisation sont observées à l'échelle tant d'une intrusion que de l'ensemble de la ceinture métasédimentaire centrale. Dans les zones intensément déformées et recristallisées, telles que les feuillets et les dykes de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville, la monzonite cède la place à un gneiss œillé qui renferme des cristaux lenticulaires de feldspath potassique entourés de granoblastes à grain fin, similaires à ceux qui sont présents dans la matrice de plagioclase, biotite et hornblende (fig. 37c, d, e, 41b, c, d). Localement, le gneiss prend un aspect rubané (fig. 37f). Les porphyroclastes de feldspath potassique, la biotite et la hornblende définissent la foliation tectonique et, par endroits, une linéation faiblement inclinée vers le sud (voir la section « Phases de déformation »). Les porphyroclastes dans la monzonite présentent systématiquement des queues symétriques (fig. 41c, d, e, f). Dans ces cas de déformation importante, il n'est pas possible de déterminer, par des seules observations de terrain, si les dykes et les feuillets ont été mis en place parallèlement au grain tectonique ou à un angle de moins de 30°, puis transposés dans le plan de la foliation par rotation sans plissement (Passchier et al., 1990, fig. 4.15). Toutefois, le quartz interstitiel présent entre les cristaux de feldspath dans les filons granitiques

qui recoupent la monzonite déformée (fig. 41e) forme des lentilles aplaties parallèlement au plan de la foliation. Une telle fabrique du quartz indique que ces filons ont été déformés à l'état solide (Vernon, 1999). La présence de zones de cisaillement dans lesquelles il y a eu injection de phases cogénétiques qui forment des ensembles conjugués symétriques par rapport à la foliation, indique que la déformation était coaxiale (dans un régime de compression; voir la section « Empreintes métamorphiques et structurales régionales »). La majorité des cristaux d'orthopyroxène d'origine magmatique ont été remplacés par de l'amphibole. La présence de la paragenèse hornblende-plagioclase±grenat dans les intrusions recristallisées et l'étude détaillée par Kretz et al. (1989) des réactions subsolidus dans le gabbro de Lac du Rang et d'autres intrusions de gabbro à la marge ouest de la ceinture métasédimentaire centrale indiquent que la recristallisation y a eu lieu à des températures d'environ 700 °C.

La marge est du pluton de Lac Chevreuil et le pluton de Gagnon sont les secteurs les plus déformés de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (plutons 42 et 44, fig. 23, 24). Des zones de mylonite de puissance centimétrique à décimétrique sont communes et présentent localement des plis en fourreau tels que ceux observés dans le pluton de Lac Chevreuil (1087). Dans le feuillet oriental de ce complexe, la monzonite passe à du gneiss œillé sur une zone d'une centaine de mètres de largeur au niveau du contact avec les paragneiss (fig. 23; voir la section « Phase de déformation D₇ : mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil »). Suivant une phase de déformation, la monzonite, qui présente une foliation magmatique, des inclusions cogénétiques et des dykes mafiques, est devenue un gneiss avec zonalité de la composition. La foliation tectonique dans les divers feuillets de la suite est parallèle aux structures régionales et à la foliation magmatique. On y observe des zones de cisaillement obliques à la foliation (voir la section « Phase de déformation D₇ : mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil »). Ces caractéristiques de déformation contrastent avec la foliation magmatique observée dans la partie ouest de ce pluton (fig. 36a, b).

Le feuillet de métadiorite du pluton de Gagnon (pluton 42, fig. 23, 24) a été déformé de manière pénétrative en une amphibolite granoblastique avec une foliation qui est postérieure à la consolidation et définie par la biotite et la hornblende. Ce feuillet et la foliation tectonique sont transposés le long d'une zone de cisaillement orientée nord-est, donc oblique à la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville. Cette déformation montre que les cisaillements conjugués d'orientation nord-est et nord-ouest (Rivard et al., 1999) ont été superposés aux plutons de la suite intrusive de Chevreuil. Le pluton de Bruchési présente des indications locales d'une recristallisation thermodynamométamorphique prononcée (1100, annexe C; fig. 23).

Caractère primaire de la concordance entre les feuillets et la zone de déformation

Les éléments mésoscopiques du gabbro de Lac du Rang (1, fig. 23; fig. 25g) permettent de documenter que la recrystallisation du gabbro et l'aspect subvertical des feuillets et de leur foliation magmatique sont associés à la mise en place du gabbro et non pas à un épisode subséquent de transposition. Un dyke composite à texture de mélange de magmas de la suite intrusive de Chevreuil recoupe perpendiculairement la foliation magmatique du gabbro hôte définie par des bâtonnets de plagioclase en grande partie recrystallisés. Le dyke est rectiligne et non déformé et il présente une foliation magmatique parallèle à ses épontes et définie par des coussinets mafiques allongés. Il est typique des dykes composites associés à la suite intrusive de Chevreuil. Le feuillet de gabbro hôte a une forme allongée avec un rapport de forme élevé (200 m de largeur sur 10 km de longueur) et une foliation qui est fortement inclinée vers l'est et concordante avec le grain structural des gneiss encaissants. Dans ce contexte, la présence, dans le dyke, d'une foliation magmatique intacte, perpendiculaire à la foliation magmatique du feuillet de gabbro hôte, indique que la concordance de la fabrique magmatique du dyke et de la fabrique métamorphique du gneiss encaissant est primaire et résulte de la mise en place du dyke et non pas d'une transposition tectonique subséquente. La recrystallisation qui a eu lieu dans le gabbro est donc synmagmatique. Cette conclusion est également celle de Kretz et al. (1989).

Suites intrusives contemporaines

La suite intrusive de Chevreuil est contemporaine de la suite plutonique de Frontenac (1,18-1,15 Ga) dans le terrane de Frontenac de la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (fig. 1b; Davidson et van Breemen, 2000). Cette suite de granite, de monzonite et de gabbro recoupe les gneiss métamorphisés au faciès des amphibolites supérieur et au faciès des granulites du terrane de Frontenac; elle a enregistré un événement compressif antérieur à 1157 Ma, soit l'âge d'un stock non déformé et non métamorphisé (van Breemen et Davidson, 1988b; Corfu et Easton, 1997; Davidson et van Breemen, 2000). Dans le terrane de Morin, à l'est de la région de Mont-Laurier, des plutons de monzonite porphyroïde de 1,17 Ga marquent le début du magmatisme associé à la suite AMCG de Morin (fig. 23; van Breemen et Corriveau, 1995). Cette dernière est postérieure à la formation et à la migmatisation des gneiss. Par conséquent, la suite AMCG de Morin et la suite plutonique de Frontenac ont les mêmes relations avec les gneiss hôtes que la suite intrusive de Chevreuil. Les trois suites se sont mises en place après un épisode de métamorphisme régional fort; elles représentent diverses manifestations d'un même épisode magmatique. Dans la suite AMCG de Morin, les roches et dykes mafiques sont moins abondants que le matériau felsique et l'anorthosite est plus abondante que le gabbro. Les plutons y sont particulièrement volumineux et homogènes.

La morphologie et l'assemblage lithologique des corps intrusifs de la suite intrusive de Chevreuil (feuillets de gabbro et de monzonite) et de la suite AMCG de Morin (massifs d'anorthosite et plutons largement homogènes de monzonite ou de mangérite) changent abruptement au niveau de la zone de déformation de Labelle, qui sépare le terrane de Morin et la ceinture métasédimentaire centrale. Ce changement souligne la différence de taille qui existe entre les suites de type AMCG (de 100 à 20 000 km²) et les suites de type diorite-gabbro-monzonite (env. 40 à 1000 km²) qui leurs sont contemporaines. La différence entre ces deux types de suites est particulièrement frappante dans la région à l'étude et souligne l'avantage d'en faire la distinction. Une telle différence de l'assemblage lithologique et du style de mise en place (feuillets ou massifs) existe dans plusieurs terrains grenvilliens, comme le plateau de Manicouagan (Clark et Gobeil, 1997; Gobeil, 1997) et la région de Manitou (p. ex. complexe intrusif de Matamec de type MASLI à gabbro-monzonite en feuillets comparé à la suite AMCG de Pentecôte; Martignole et al., 1993; Chevé et al., 1999; Gobeil et al., 1999, 2000, 2003; Saint-Germain et Corriveau, 2003). Ces deux types de suites intrusives ont joué un rôle important dans la formation de la Laurentie au Mésoprotérozoïque, et la mise en place de ces types de suites joue un rôle prépondérant dans la structuration d'un orogène, de par leur apport de chaleur et leur capacité de focaliser la déformation tardive le long de zones polymétamorphisées (Corriveau et al., 1998). Enfin, ces suites sont hôtes d'indices de nickel-cuivre-cobalt significatifs (11 000 claims jalonnés et près de 10 millions de dollars investis dans la région de Sept-Îles en 1996 et 1997; Perreault et al., 1996; Clark, 2003). L'intérêt métallogénique qu'elles présentent et l'importance d'en documenter les modes de mise en place (p. ex. ce bulletin) font l'objet d'une discussion dans Corriveau et al. (2007).

Suite intrusive de Lanthier

La suite intrusive de Lanthier a été définie par Hébert et al. (1996) et comprend une masse granitique à monzonitique dans la région cartographique 31 J/7 et un essaim de dykes de granite et de pegmatite blancs. Ce granite a une patine blanche très uniforme, un grain moyen, une texture grenue et un contenu très faible en minéraux mafiques. Hébert et Nantel (1999) ont obtenu un âge de 1143 ± 55 Ma pour ce pluton; cet âge, obtenu par ICP-MS, est interprété comme un âge minimal. Une série de dykes granitiques blancs similaires à ce granite recoupent les dykes mafiques et les feuillets de la suite intrusive de Chevreuil (fig. 44a à f). Certains de ces dykes granitiques blancs sont recoupés par des dykes granitiques roses de la suite granitique de Guénette. Ils sont interprétés comme corrélatifs du granite de Lanthier, d'après les relations de recoupement qui situent leur âge à entre 1,16 Ga (âge minimal des dykes de la suite intrusive de Chevreuil) et 1,06 Ga (âge de la suite granitique de Guénette).

Certains dykes granitiques blancs et les dykes de microdiorite de la suite intrusive de Chevreuil partagent des relations de contemporanéité et même de comagmatisme et présentent une structuration magmatique à tectonique (fig. 31e, 44). Ainsi, à la marge est de la zone de déformation de Nominique-Chénéville, deux phases de dykes granitiques de la suite intrusive de Lanthier recoupent les roches du domaine de quartzite et les dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil. Une série de dykes granitiques avec rubanement magmatique ont une orientation nord-sud, parallèle à la structuration générale de la zone de déformation de Nominique-Chénéville et de ses feuillets intrusifs quelques kilomètres à l'est (fig. 44c, f). Ces dykes rubanés présentent une foliation magmatique qui est parallèle aux contacts et définie par l'orientation préférentielle de cristaux de feldspath potassique subautomorphes enchevêtrés dont les interstices sont remplis de cristaux de quartz xénomorphes. Ces dykes rubanés ne présentent aucune indication mégascopique de déformation à l'état solide (fig. 44c). Un dyke de granite à grain fin recoupe un des dykes rubanés et leur encaissant commun de quartzite et de paragneiss (fig. 44d, e, f). Le dyke de granite à grain fin recoupe des dykes mafiques plissés de la suite intrusive de Chevreuil (fig. 44d); il est lui aussi plissé dans l'encaissant de quartzite et de paragneiss, mais demeure rectiligne dans le dyke rubané (fig. 44e, f). Il existe donc un contraste rhéologique important entre le dyke de granite cristallisé et son encaissant gneissique, ce qui est compatible avec le modèle de Pavlis (1996). Le dyke de granite à grain fin présente une foliation magmatique perpendiculaire à ses épontes, mais parallèle à la foliation magmatique du dyke rubané encaissant et au plan axial des plis des dykes mafiques qu'il recoupe. Ces structures différentes seraient attribuables à la mise en place de tous ces dykes dans un régime de compression (contraction est-ouest; voir la section « Phase de déformation D_7 : mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil »).

Des dykes et des filons granitiques blanchâtres se rencontrent aussi dans un des écrans de skarn du pluton de Lac Chevreuil. Un dyke qui recoupe une microdiorite est plissé (fig. 44b) et les cristaux de feldspath et de quartz qu'il contient forment des agrégats lenticulaires très fins, ce qui implique que le dyke a subi une déformation à l'état solide (ou submagmatique). Le plan axial du pli est parallèle

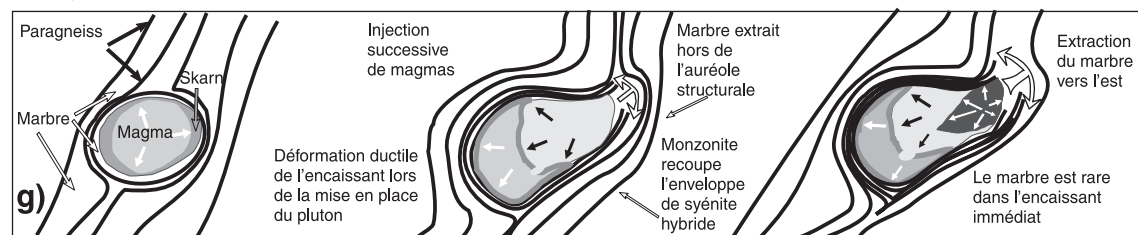
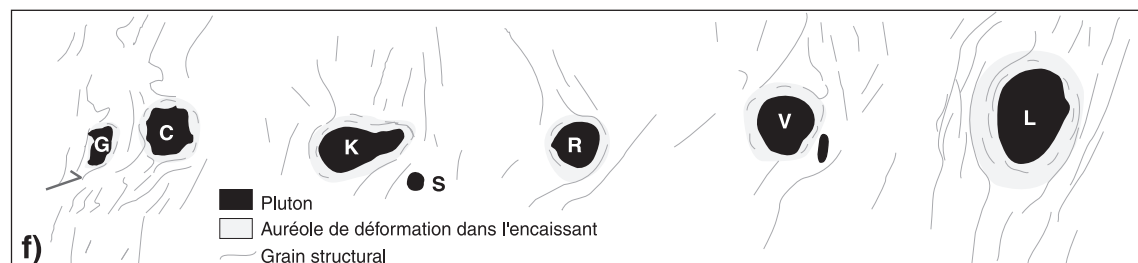
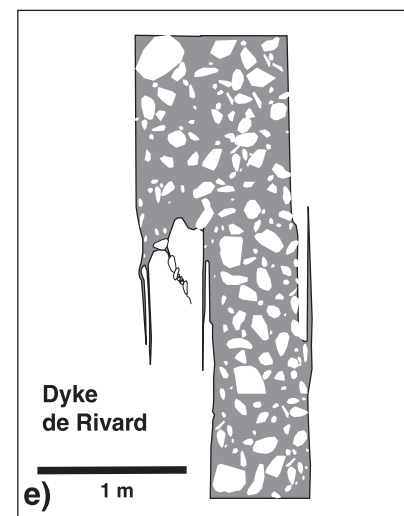
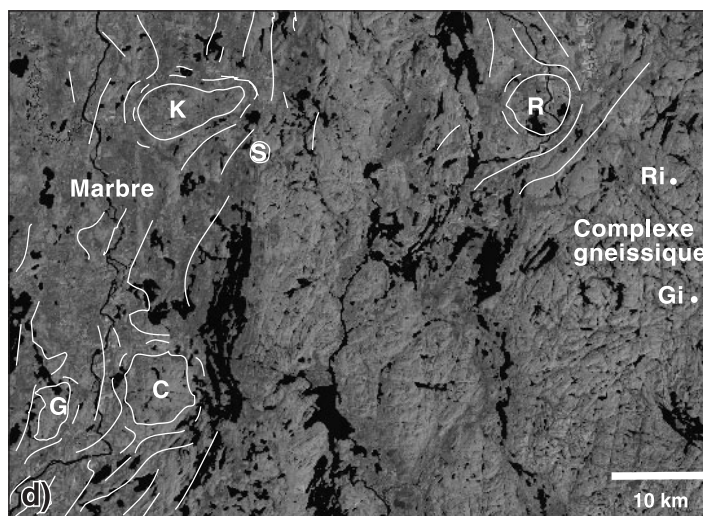
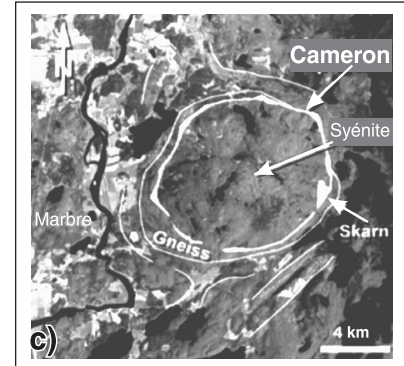
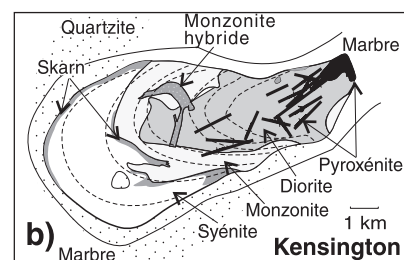
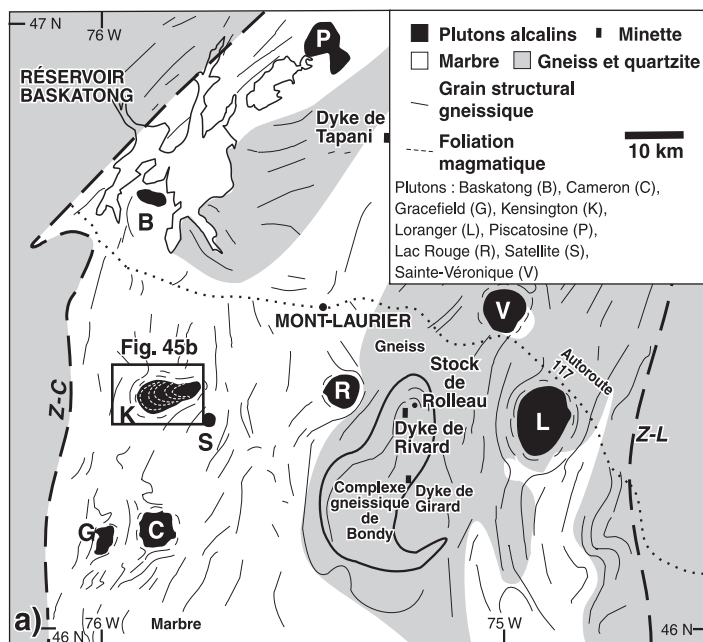
aux feuillets adjacents de monzonite et de diorite. Par contre, du matériau granitique similaire a recoupé et fragmenté l'encaissant (fig. 40b) sans laisser d'indice de déformation notable, ce qui suggère que la déformation a été contemporaine de la mise en place mais qu'elle est partitionnée latéralement et concentrée dans certaines zones plus ductiles alors que d'autres zones y ont échappé de par leur compétence. Puisque le dyke déformé recoupe une microdiorite et que sa déformation indique que la microdiorite aurait été plus ductile que son encaissant gneissique, le dyke aurait peut-être été déformé lorsque la microdiorite était encore dans un état submagmatique (voir Pavlis, 1996). La mise en place du matériau granitique aurait donc été syntectonique et aurait suivi de peu la mise en place de la microdiorite de la suite intrusive de Chevreuil. La suite intrusive de Lanthier est interprétée comme une phase tardive de la suite intrusive de Chevreuil; cette interprétation est compatible avec les observations et les données d'Hébert et Nantel (1999).

Dans le secteur nord de la ceinture, des feuillets de puissance décimétrique à métrique et un tube de granite blanc recoupent le marbre (fig. 44f, g). Ces intrusions ressemblent aussi à celles de la suite intrusive de Lanthier. Fait notable, il n'y a pas eu formation significative de skarn associée à cette mise en place de magma dans ce secteur de la ceinture métasédimentaire centrale.

Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta

La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (unité mPkns) comprend plus de 20 plutons composites subcirculaires mis en place le long d'un axe nord-est qui s'étend sur plus de 450 km, soit depuis la région de Mont-Laurier, au Québec, jusque dans la partie sud de l'Ontario (fig. 1, 45a; Corriveau et al., 1990; Easton, 1992). Sept de ces plutons ont été datés, soit quatre au Québec (Kensington, 1083 ± 2 Ma; LacRouge, 1081 ± 2 Ma; Loranger, 1076 ± 3 Ma; Montagne Noire, 1077 ± 2 Ma) et trois en Ontario (Loon Lake, 1089 ± 4 Ma; Calabogie, 1088 ± 2 Ma; Westport, 1076 ± 2 Ma; Corriveau et al., 1990; van Breemen et Corriveau, 1995). Les plutons sont constitués d'unités felsiques à ultramafiques (p. ex. syénite, monzonite, diorite, shonkinite, pyroxénite)

Figure 45. Agencement des corps intrusifs de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta au Québec. **a)** Répartition des plutons alcalins potassiques de la région de Mont-Laurier et des dykes de Tapani, de Rivard et de Girard. Ces corps intrusifs sont alignés suivant des axes nord-sud et est-ouest. On dénote la présence de marbre au niveau de chacun des plutons à l'exception du pluton de Loranger. **b)** Pluton de Kensington : les phases plutoniques de syénite, de monzonite et de diorite sont emboîtées avec un décalage excentrique vers l'est (Corriveau et Leblanc, 1995). **c)** Image Landsat-TM du pluton de Cameron. Le pluton présente une architecture plus homogène que celle de son encaissant paragneissique, ce qui permet de le reconnaître facilement sur les images de télédétection. **d)** Image Landsat-TM montrant les plutons de Cameron (C), de Gracefield (G), de Kensington (K), de Lac Rouge (R) et de Satellite (S) et les dykes de Girard (Gi) et de Rivard (Ri). **e)** Le dyke de Rivard comporte une multitude de xénolites ainsi qu'un système de fractures et d'apophyses parallèles aux épontes. **f)** Auréoles structurales de plutons alcalins potassiques de la région de Mont-Laurier. **g)** Schéma du mode de formation des auréoles structurales proposé par Corriveau et Leblanc (1995) et Corriveau et al. (1998; modifié de Corriveau et al., 1998).



qui ont une composition alcaline potassique à shoshonitique (tableau 5). Ces roches sont riches en aluminium, en calcium, en potassium, en terres rares légères et en éléments lithophiles à grand rayon ionique (p. ex. baryum, strontium; tableau 5). Elles sont pauvres en silice et en éléments à forte liaison atomique (niobium, tantale). Au Québec, l'exemple type de cette suite est le pluton de Kensington (carte 31 J/5; fig. 45a, b; Corriveau et al., 1989, arrêts 1 à 8 du jour 1) et en Ontario, c'est le pluton de Skootamatta (Harris, 1991; Easton, 1992).

Dix plutons affleurent dans la région de Mont-Laurier (fig. 3, 45a), soit les plutons de Baskatong, de Cameron (fig. 45c), de Gracefield, de Kensington, de Lac Rouge, de Loranger, de Montagne Noire, de Piscatosine, de Sainte-Véronique et de Satellite (Corriveau, 1989; Corriveau et al., 1990; Corriveau et Gorton, 1993; Nantel, 2001a, b). Des

stocks et des dykes de lherzolite, de minette, de pyroxénite et de carbonatite se rencontrent par endroits, dont le stock de Rollet, les dykes de Rivard, de Girard et de Tapani et l'essai de dykes de pyroxénite du pluton de Kensington (fig. 45a, b, c, d; Corriveau et Gorton, 1993; Morin et Corriveau, 1996).

Ces plutons possèdent une signature fortement magnétique qui permet de les distinguer sur les cartes aéro-magnétiques. De plus, ils sont accompagnés d'anomalies radiométriques positives (Hetu et Corriveau, 1992) et d'une patine uniforme sur les images de télédétection (fig. 4b, c, d, 45d). Les plutons syénitiques de la région de Mont-Laurier ont été considérés pendant longtemps comme une suite de syénite alcaline, légèrement métamorphisée, tardive par rapport au métamorphisme régional et formée à la suite d'un épaississement de la croûte ou dans un milieu anorogénique

Tableau 5. Analyses représentatives de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta

Pluton	Québec							Ontario						
	Kensington					Rouge	Loranger	Loon Lake	Westport		Calabogie Skootamatta			
¹ Type	² S	² M	² D	² P	² d	² S	² S	³ M	⁴ S	⁵ S	⁴ S	⁶ D	⁶ S	⁶ L
% en poids														
SiO ₂ *	62,75	48,47	41,03	45,29	38,66	54,61	64,59	61,72	61,59	62,30	56,11	40,78	57,41	44,85
TiO ₂ *	0,75	1,27	2,30	1,85	2,23	0,56	0,71	0,84	0,93	0,93	0,61	1,80	0,83	1,76
Al ₂ O ₃ *	17,31	18,70	16,03	9,07	13,52	18,64	16,18	18,40	17,42	17,70	18,21	16,41	19,50	18,37
Fe ₂ O ₃ *	2,95	8,13	13,06	10,38	16,27	4,35	2,35	3,53	4,09	4,09	4,40	12,93	4,46	9,51
MgO*	0,66	3,50	7,34	12,90	7,42	1,40	0,71	0,91	1,40	0,90	2,01	5,36	1,78	5,39
CaO*	1,50	6,26	9,30	13,59	11,74	2,95	1,69	1,84	1,41	1,80	3,81	11,24	2,51	3,94
Na ₂ O**	5,53	3,53	2,09	1,20	1,63	4,38	3,88	4,97	6,31	5,10	1,43	0,46	4,75	0,32
K ₂ O*	6,44	4,52	3,67	3,00	3,40	8,05	7,87	6,90	5,83	6,00	8,18	1,09	5,82	6,38
P ₂ O ₅ *	0,14	0,98	2,01	0,98	2,69	0,64	0,11	0,19	0,27	0,27	0,47	3,06	0,59	2,62
PAF	0,45	1,40	2,01	2,60	1,77	2,83	0,75	0,42	0,66	0,66	3,38	5,17	1,04	6,02
Total	98,57	96,84	98,99	101,01	99,54	98,41	98,91	99,63	99,98	99,98	99,56	98,30	98,69	99,16
K ₂ O/Na ₂ O	1,2	1,3	1,8	2,5	2,1	1,8	2,0	1,4	0,9	0,9	5,7	2,37	1,23	19,94
ppm														
Nb*	22	13	11	7	10	22	27		51	26	15	<2	<2	71
Zr*	982	638	444	197	414	663	799	875	889	674	206	43	57	390
Y*	45	38	44	32	57	48	62		51	72	20	12	7	36
Sr*	286	8684	6136	1130	4554	4999	233	326	455	96	3091	2993	2401	275
Rb*	181	77	83	80	75	171	149	64	124	115	91	<2	55	380
Ba**	290	9390	6800	3730	5140	2250	620	2000	717		3409	979	3337	1225
Th**	14,1	2,8	1,9	4,1	3,2	11,1	9,3					1,4	2,6	18,0
Ta**	1,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8	1,8					< ,1	0,2	2,5
Ni**	0,0	4,7	8,5	139,1	5,9	0,0	0,0							
La**	131,4	48,8	87,9	56,5	131,8	174,0	133,9					57,0	73,0	79,0
Sm**	26,03	10,05	18,65	15,77	35,30	21,20	22,17			11,00		16,00	12,00	14,00
Eu**	3,97	3,51	4,40	3,16	7,40	5,74	3,81					4,0	5,8	3,3
Tb**	1,73	0,72	1,30	1,29	2,00	1,55	1,79					1,1	0,8	1,3
Yb**	5,7	1,4	1,9	2,7	3,5	3,0	7,4					1,2	1,2	2,0

¹D = diorite, d = dyke de diorite; L = lamprophyre; M = monzonite; P = pyroxénite à biotite; S = syénite
²Corriveau, 1989
³Dostal, 1975
⁴Corriveau et al., 1980
⁵Lumbers et al., 1990
⁶ce bulletin
* fluorescence X; ** activation neutronique; PAF = perte au feu

de distension intraplaque (Wynne-Edwards et al., 1966; Currie, 1976; Britton, 1979; Lumbers et al., 1990). L'origine de l'abondante biotite dans ces plutons était attribuée au métamorphisme régional ou à des réactions subsolidus tardomagmatiques (Jacoby, 1975; Tabet Abdul-Malak, 1978; Britton, 1979); on a aussi proposé une hybridation entre des magmas syénitiques et dioritiques pour expliquer l'origine des roches similaires en Ontario (Dostal, 1975). En tant que suite alcaline, ces plutons intéressaient les compagnies minières en raison de leur potentiel en terres rares, en niobium, en uranium et en potassium.

Plutons alcalins potassiques de la région de Mont-Laurier

Unités lithodémiques

Les plutons sont constitués de syénite (67 %), avec des quantités moindres de monzonite (12 %), de diorite ou de shonkinite (11 %), de pyroxénite à biotite (6 %), de syénite néphélinique (2 %), de syénite quartzifère (2 %) et de péridotite micacée (un stock; fig. 46, 47). Des dykes de microdiorite à biotite, de minette et de syénite sont communs (fig. 48). Deux lignées sont présentes (Corriveau et Gorton, 1993). La première est de composition potassique alcaline à ultrapotassique et sous-saturée en silice (néphéline \pm leucite normatives). Elle comprend cinq principaux faciès (pyroxénite [unité mPks_{2c}], diorite [unité mPks_{2d}], monzonite [unité mPks_{2c}], syénite [unité mPks_{2b}] et syénite néphélinique [unité mPks_{2a}]) riches en biotite (env. 20 %; fig. 49). La biotite représente l'équivalent sous-saturé en silice et potassique de la leucite à des profondeurs où la pression est de plus de 5 kbar (Luth, 1967; Barton et Hamilton, 1982). La seconde lignée est de composition shoshonitique et de saturation critique en silice (hypersthène \pm quartz normatifs); elle se distingue par une composition modale de la biotite de moins de 5 % seulement et par la présence d'amphibole. Elle comprend surtout de la syénite amphibolique (unité mPks_{1c}), localement quartzifère (unité mPks_{1d}), de la syénite hybride calco-silicatée (unité mPks_{1e}), de la monzonite localement quartzifère (unité mPks_{1b}) et de la diorite amphibolique (unité mPks_{1a}). Les roches ont une composition surtout alcaline potassique, sauf dans le pluton de Loranger où les phases shoshonitiques prédominent. Les indices alphabétiques (de a à e dans le code lithodémique) dénotent un ordre chronologique (a étant plus vieux et e, plus jeune). Une nomenclature différente, fondée sur le nom lithostratigraphique, a été adoptée pour le pluton de Piscatosine (unité mPpis), le pluton de Sainte-Véronique (unité mPcsv) et le dyke de Tapani (unité mPtap; voir Hébert et Nantel, 1999; Lacoste, 2001; Nantel, 2001a, b).

De la clinopyroxénite à biotite (unité mPks_{2c}) affleure dans les plutons de Kensington, de Lac Rouge et de Sainte-Véronique (fig. 45, 47b, 49b, c, g). Elle présente une patine et une couleur en cassure fraîche vert forêt et est constituée de biotite (env. 20 %), de clinopyroxène, de feldspath potassique

et de plagioclase, tous à grain moyen à grossier, avec comme minéraux accessoires de l'apatite, de l'ilménite, de la magnétite et de la titanite à grain fin à moyen (Corriveau et Gorton, 1993, fig. 4F, 5B). De la chalcopryrite, de la pyrrhotite et de la pyrite forment localement des phases interstitielles (p. ex. le stock de pyroxénite dans le pluton de Kensington). Les cristaux d'apatite renferment des inclusions de sulfures magmatiques précoces et cogenétiques qui ont cristallisé sous forme de pentlandite et de pyrrhotite (Andrews, 1997). La pyroxénite est massive (p. ex. stock et dykes du pluton de Kensington, fig. 47, 49b), à l'exception de la pyroxénite du pluton de Sainte-Véronique qui forme une séquence litée avec de la shonkinite (fig. 49g; Rive, 1976). Dans le pluton de Sainte-Véronique, les cumulats sont caractérisés par l'accumulation d'apatite avec des inclusions de sulfures, de biotite, de clinopyroxène et d'ilménite, et ont une foliation magmatique définie par l'alignement de la biotite. Les minéraux intercumulus sont l'apatite et les sulfures (pyrrhotite) de deuxième génération, le feldspath potassique et la magnétite (Andrews, 1997). Le faciès de clinopyroxénite à biotite peut renfermer des faciès ultramafiques à olivine (p. ex. pluton de Sainte-Véronique, Rive, 1976), des minéralisations disséminées en chalcopryrite ou des faciès altérés à épidote et scapolite.

Le faciès de la diorite à biotite (unité mPks_{2d}) affleure dans les plutons de Baskatong et de Kensington (fig. 45a, 49b, c). Il a une patine et une couleur en cassure fraîche grises (fig. 47a). Il renferme lui aussi de la biotite (env. 20 %) associée à du clinopyroxène, à du feldspath potassique et à du plagioclase (tableau 1); les minéraux accessoires sont l'apatite, l'ilménite, la magnétite et, localement, la pyrite et/ou la titanite. La diorite a un grain moyen à grossier et peut être massive, mais en général, elle présente une foliation magmatique définie par l'alignement des bâtonnets de plagioclase et parfois de feldspath potassique (fig. 47a, c, d). Ce faciès comporte aussi de la monzodiorite (p. ex. pluton de Kensington) ou de la shonkinite (p. ex. pluton de Sainte-Véronique) et, localement, des faciès altérés à carbonate, à épidote et à scapolite.

Le faciès de la monzonite à biotite (unité mPks_{2c}) affleure dans le pluton de Kensington (fig. 47a, 49); la présence d'un faciès similaire a été notée dans le pluton de Piscatosine (fig. 49h). Il a une patine et une couleur en cassure fraîche grises et il renferme de la biotite (env. 20 %), du clinopyroxène, du feldspath potassique, du plagioclase (tableau 1) et comme minéraux accessoires, de l'apatite, de l'ilménite, de la magnétite, de la pyrite ou de la titanite. Il est particulièrement difficile de distinguer les faciès de diorite et de monzonite alcalines potassiques sur le terrain. Le feldspath potassique et le plagioclase sont tous les deux gris et les macles d'albite dans le plagioclase sont très mal développées sur les surfaces de clivage. En fait, deux observations empiriques se sont avérées très utiles pour distinguer les faciès de diorite et de monzonite du pluton de Kensington (fig. 45b). L'abondance (ou l'indice de coloration) des minéraux mafiques est plus élevée dans la diorite (fig. 47a).

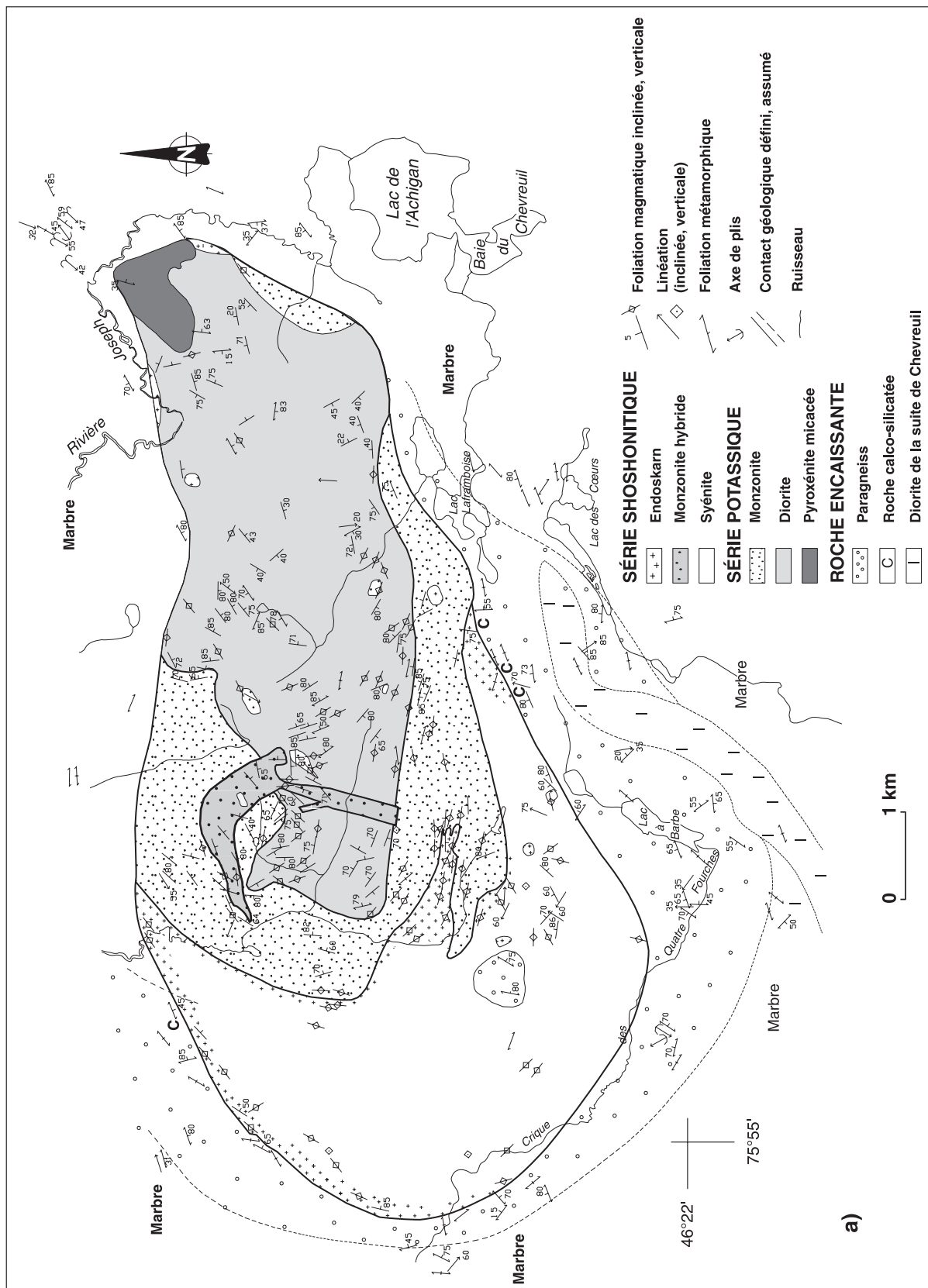


Figure 46. Géologie du pluton de Kensington. **a)** Le pluton comprend un croissant externe de syénite et un croissant interne de monzonite qui englobent l'extrémité ouest de la masse allongée de diorite. La présence de dykes de diorite dans la monzonite et d'une enclave de monzonite dans la diorite indique que la diorite est plus jeune que la monzonite. Un stock de pyroxénite et son essaim de dykes recoupe l'extrémité est du pluton alors qu'un stock de monzonite calco-silicatée en recoupe le cœur. Les fabriques planaires de la syénite, de la monzonite et de la diorite, à proximité de la monzonite, ont une géométrie en croissant qui est subparallèle aux contacts externes; par contre, à l'intérieur de la diorite, la géométrie est un éventail qui suit l'axe long de l'intrusion et dont l'apex est vers l'extrémité est de la diorite.

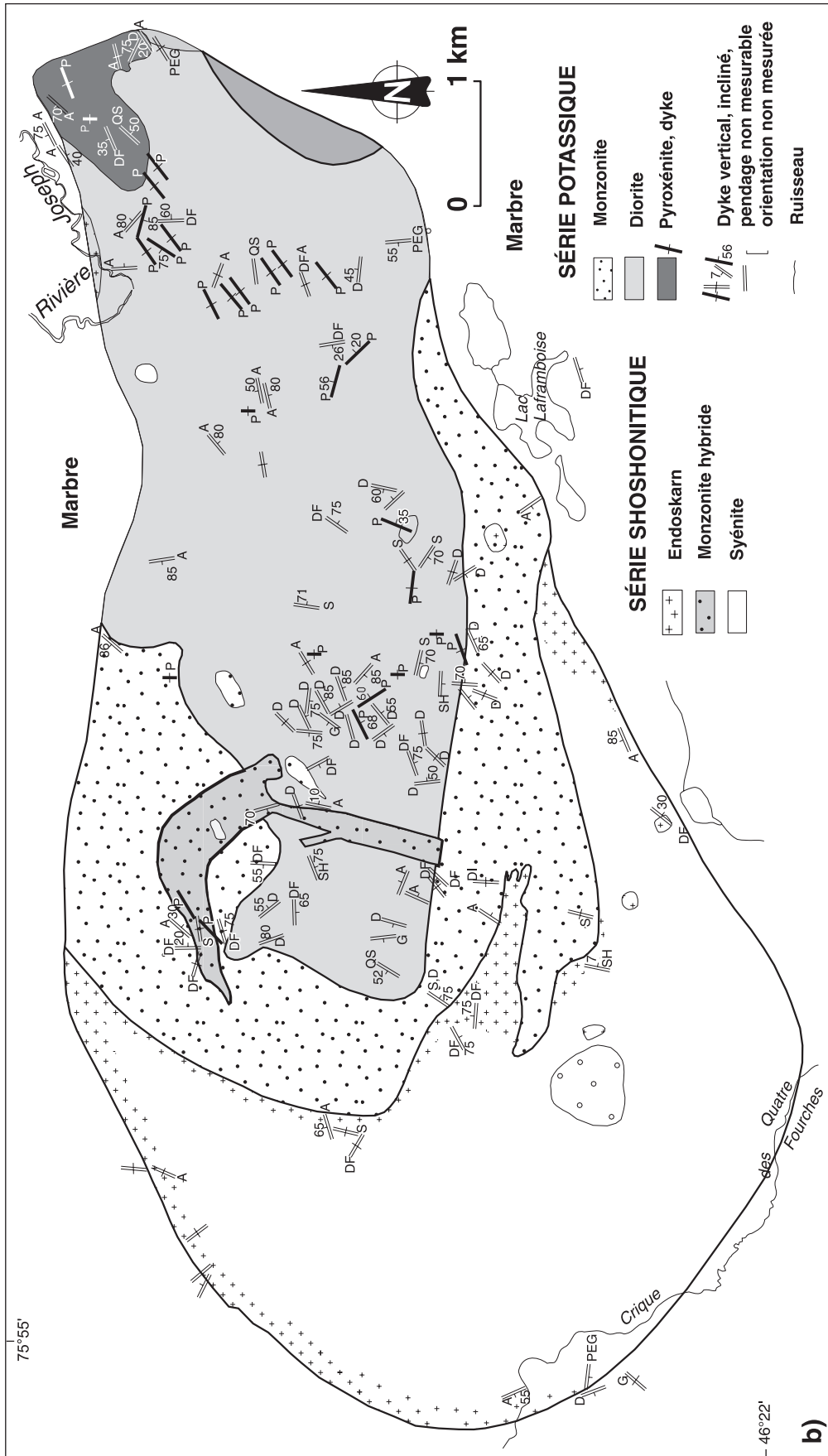
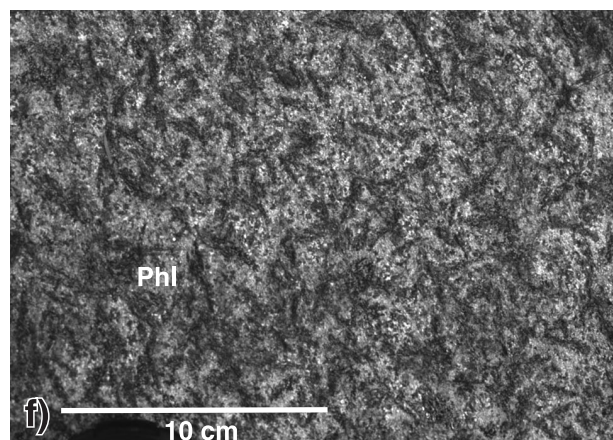
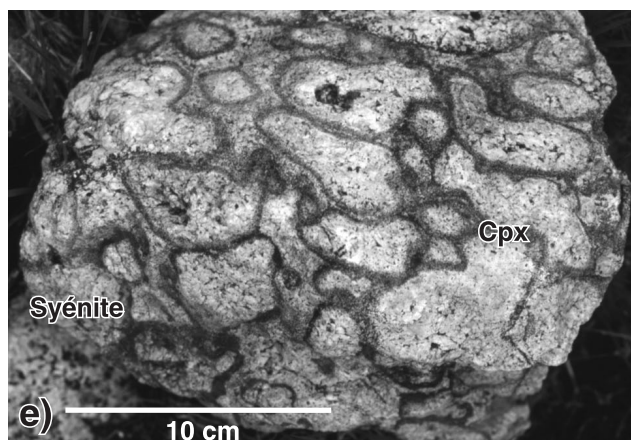
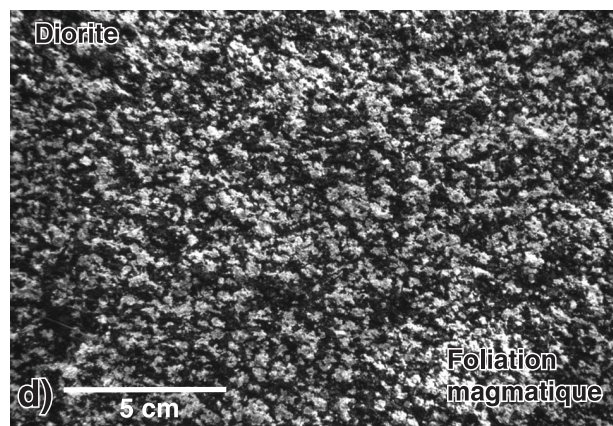
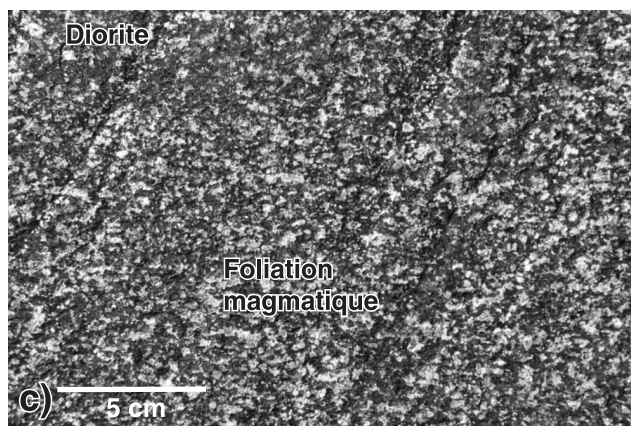
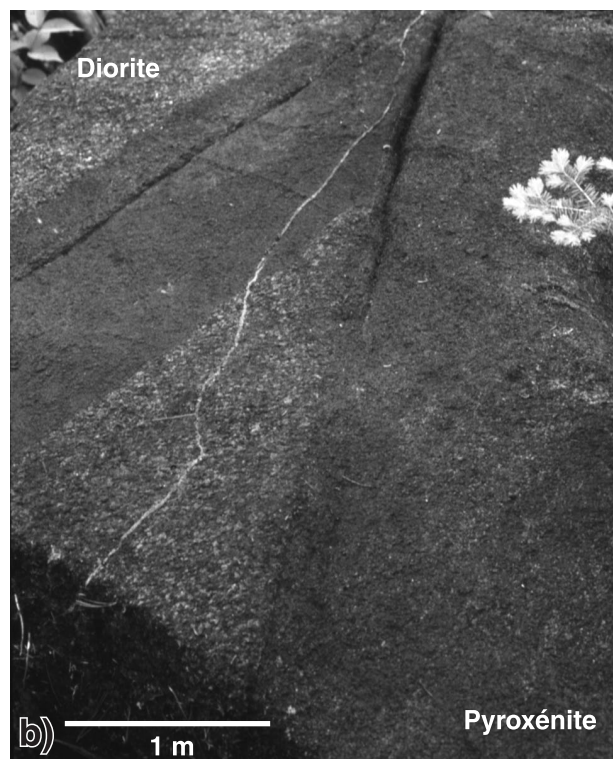
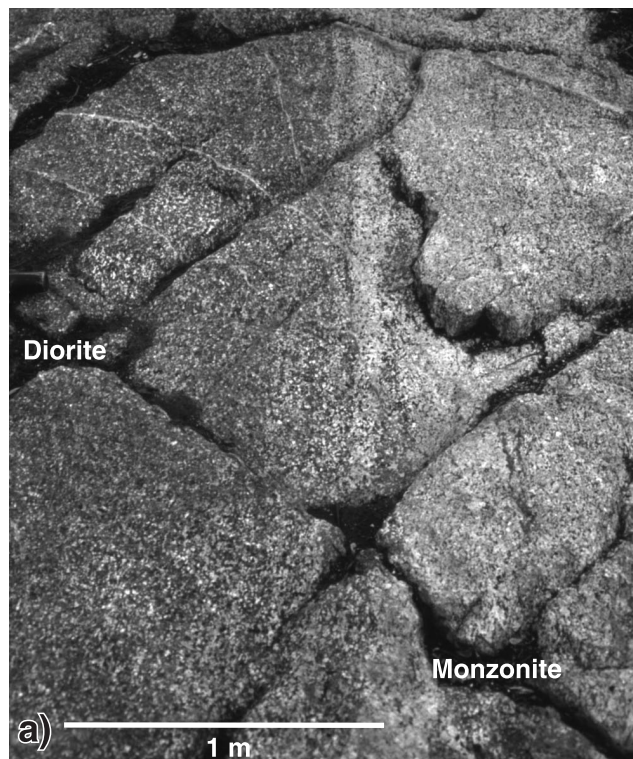


Figure 46. (suite) b) Localisation des dykes du pluton de Kensington : pyroxénite (P) et diorite (DI) interprétés comme cornagmatiques de leurs phases plutoniques respectives; syénite quartzifère (QS), syénite (S), diorite à grain moyen (D), syénite hybride (SH) et diorite à grain fin (DF) interprétés comme cognénetiques; dykes composites de microdiorite et de granitoïde à texture réticulée probablement cognénetiques (S.D); pegmatite (PEG), granite (G) et apélite (A) cognénetiques ou tardifs.



Cette dernière est constituée de bâtonnets de plagioclase (env. 30 %; An : 40, Corriveau, 1989) et de feuillets de biotite (15 %) grossiers, disséminés dans une matrice à grain moyen à grossier de cristaux grenus de plagioclase (30 %), de clinopyroxène (22 %) et d'apatite (3 %). La composition modale du clinopyroxène est moins élevée dans la monzonite. De plus, tous les échantillons macroscopiques du faciès de diorite contenaient trois ou quatre cristaux de plagioclase maclés visibles à l'œil nu, alors que dans les échantillons du faciès de monzonite, un seul était visible à l'œil nu. La monzonite est caractérisée par un grain moyen à grossier et une texture massive ou une foliation magmatique définie par les bâtonnets de feldspath (Corriveau et Leblanc, 1995, fig. 4F). Par endroits, les unités de monzonite sont altérées le long de petits filons tardifs anastomosés composés d'un assemblage à carbonate, épidote et scapolite. Cette altération est tardive, mais son origine demeure incertaine.

De la syénite à biotite (unité mPks_{2b}) est commune dans les plutons de Cameron, de Gracefield, de Lac Rouge et de Sainte-Véronique (fig. 45, 49). Sa patine et sa couleur en cassure fraîche sont grises et très localement rosées (Corriveau et Gorton, 1993, fig. 4B). Tout comme les autres faciès de la série alcaline, la syénite comprend environ 20 % de biotite. Elle présente une association typique de biotite, clinopyroxène, feldspath alcalin (tableau 1) et minéraux accessoires (apatite, ilménite, magnétite et titanite) avec certains minéraux traces atypiques tels que la baddeleyite, des carbonates interstitiels d'origine magmatique, l'orthopyroxène (rare) ou le zircon. Elle a un grain moyen à grossier et peut être massive, comme dans le pluton de Cameron, ou caractérisée par une foliation magmatique parfois trachytique, comme dans le pluton de Sainte-Véronique. De telles unités de syénite ont jadis été cartographiées comme du gabbro, étant donné que le feldspath alcalin se présente sous forme de bâtonnets de couleur grise plutôt que rose lesquels sont orientés parallèlement les uns aux autres selon une foliation magmatique et ressemblent par conséquent à des cumulats plagioclasiques typiques d'un gabbro.

De la syénite à néphéline-biotite (unité mPks_{2a}) forme le membre le plus felsique de cette série. On la trouve principalement dans le pluton de Sainte-Véronique (fig. 49g) et en quantités mineures dans le pluton de Gracefield (fig. 49e). Elle renferme de la biotite (env. 20 %), de l'amphibole, du

clinopyroxène, du feldspath potassique et de la néphéline; l'apatite, la baddeleyite, le carbonate, l'ilménite, la magnétite et la titanite sont les minéraux accessoires (tableau 1). Sa patine et sa couleur en cassure fraîche sont grises; elle a un grain moyen à grossier et une texture massive ou une foliation magmatique trachytique.

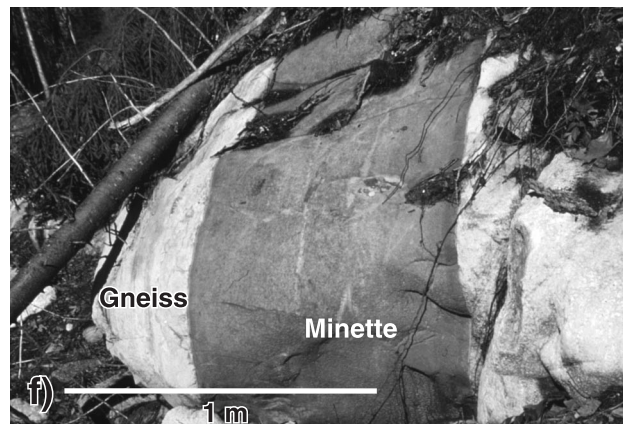
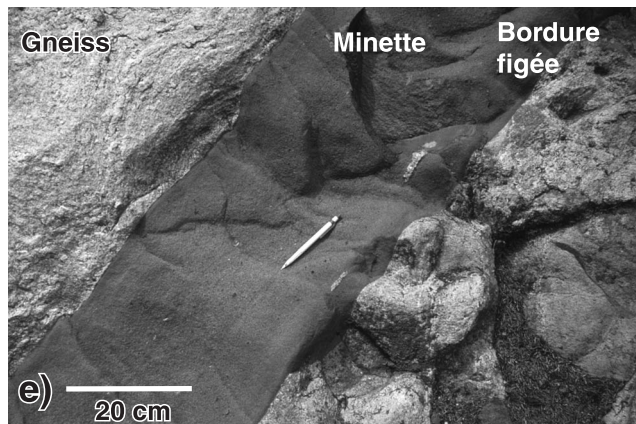
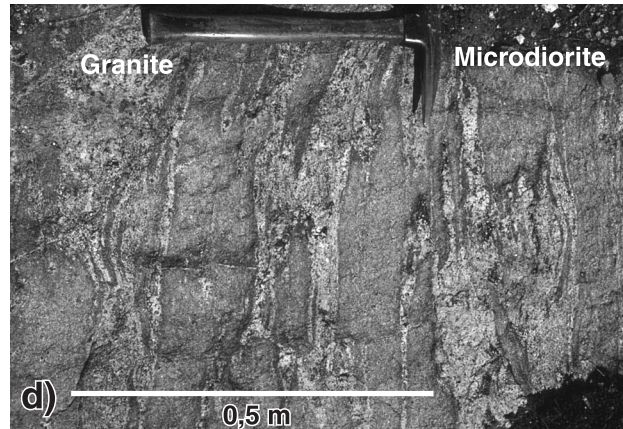
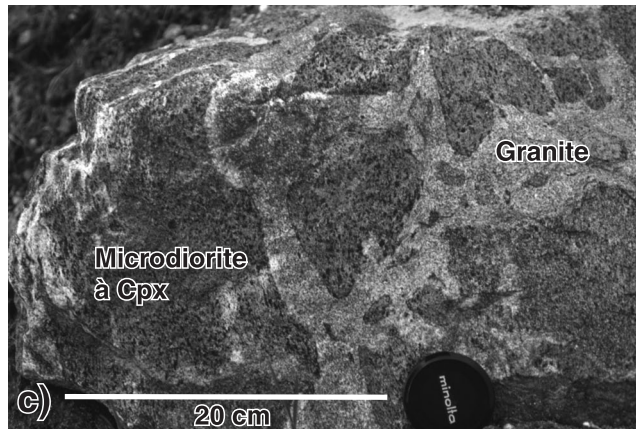
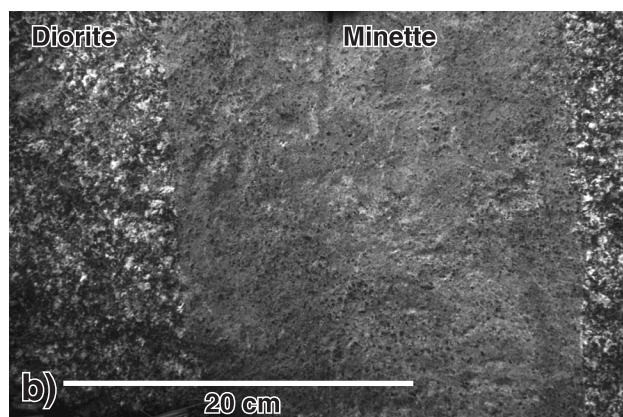
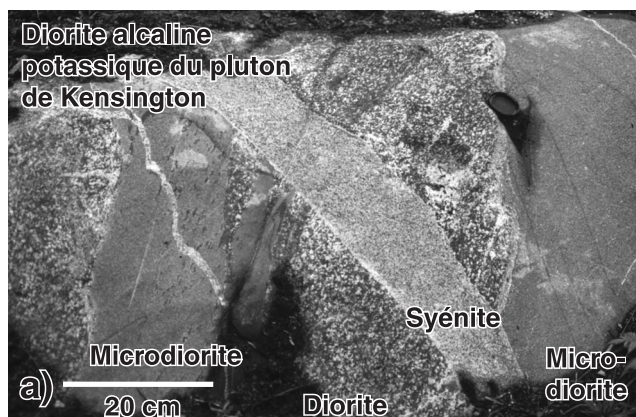
La série shoshonitique affleure principalement dans les plutons de Cameron, de Kensington, de Loranger et de Montagne Noire. La nomenclature lithodémique proposée ne comporte pas d'ordre chronologique (tableau 1). La série comprend de la diorite (unité mPks_{1a}) beige à grise, à grain moyen à grossier, qui peut être massive ou présenter une foliation magmatique. Son association de minéraux comporte de l'amphibole, de la biotite, du clinopyroxène, des oxydes de fer-titane et du plagioclase. Elle renferme des faciès de monzodiorite. La monzonite (unité mPks_{1b}) a une patine et une couleur en cassure fraîche beiges ou roses, ce qui la distingue des faciès potassiques (tableau 1). Elle a un grain moyen à grossier et peut être massive ou présenter une foliation magmatique. L'association prédominante comporte de l'amphibole, de la biotite, du clinopyroxène, des oxydes de fer-titane, du feldspath alcalin et du plagioclase. La syénite (unité mPks_{1c}) est elle aussi rose ou beige avec un grain moyen à grossier; elle peut être massive ou présenter une foliation magmatique définie par l'alignement du feldspath alcalin (Corriveau et Gorton, 1993, fig. 4A, 5E). L'association de minéraux comporte de l'amphibole, de la biotite, du clinopyroxène et du feldspath alcalin (mésoperthite), avec comme minéraux accessoires de l'allanite, de l'apatite, de l'épidote, de l'ilménite, de la magnétite, du quartz et de la titanite. La fluorine et le zircon y sont présents en traces. Cette syénite renferme localement des filons millimétriques de carbonate, d'épidote et de scapolite qui forment des réseaux de faible envergure. Enfin, la syénite quartzifère (unité mPks_{1d}) forme le terme le plus felsique et est constituée d'amphibole, de biotite, de clinopyroxène, de feldspath alcalin (mésoperthite), de plagioclase et de quartz, avec comme minéraux accessoires de l'allanite, de l'apatite, de l'épidote, de l'ilménite, de la magnétite, de la titanite ou du zircon. Elle est rose ou beige et à grain moyen à grossier; elle peut être massive ou présenter une foliation magmatique. Des unités d'endoskarn, d'exoskarn, de syénite et de monzonite hybrides calco-silicatées (unité mPks_{1e}) sont communes, principalement aux marges de ces

Figure 47. Morphologie des unités et des dykes du pluton de Kensington. **a)** Contact franc entre la diorite et la monzonite (DMC-215; UTM : 434496mE, 5137120mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-179. **b)** Dykes rectilignes de pyroxénite micacée qui recoupent la foliation magmatique de la diorite (DMC-843; UTM : 438364mE, 5139659mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-180. **c)** Diorite avec fabrique planaire peu marquée mais pénétrative (DMC-50; UTM : 437940mE, 5138821mN). La foliation magmatique est définie par des bâtonnets de plagioclase dispersés dans la matrice d'apatite, de biotite, de clinopyroxène et de plagioclase à grain moyen à grossier. Photographie de L. Corriveau, 2003-181. **d)** Diorite plus grenue et de granulométrie plus uniforme qu'en c) mais présentant toujours une foliation magmatique définie par les bâtonnets de plagioclase et les feuillets de biotite (DMC-101; UTM : 435342mE, 5137466mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-182. **e)** Texture en cervelat dans l'exoskarn (DMC-895; UTM : 432344mE, 5140382mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-183. **f)** Texture en pattes d'oie dans la cheminée de pyroxénite à olivine avec phlogopite en feuillets d'orientation aléatoire (DMC-101; UTM : 435342mE, 5137466mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-184.

plutons (Corriveau et Gorton, 1993). Elles sont blanches à vertes, à grain moyen à grossier et hétérogènes; elles peuvent être massives ou présenter une foliation magmatique. Elles contiennent de l'apatite, du carbonate, du clinopyroxène, du feldspath potassique, du plagioclase et, comme minéraux accessoires, de la titanite, du zircon et localement du grenat (couronne réactionnelle associée à la cristallisation du pluton et non pas à un épisode de métamorphisme).

La présence d'une enveloppe de skarn caractérise la marge des plutons mis en place dans le domaine de marbre (Corriveau et al., 1998). Cette enveloppe est particulièrement

bien développée dans les plutons de Cameron (fig. 45c), de Gracefield et de Kensington (fig. 45b), où sa puissance peut atteindre quelques centaines de mètres (fig. 49). Tous ces plutons présentent la même série de faciès, soit une syénite marginale, communément de couleur rose, de composition shoshonitique et saturée en silice, un endoskarn (c.-à-d. un skarn à l'intérieur des plutons) de syénite hybride calco-silicatée (unité mPks_{1c}), métasomatisée en grande partie le long de zones irrégulières ou de filons, un exoskarn (c.-à-d. un skarn à l'extérieur des plutons) avec des reliques de gneissosité que recoupe des filons et des fronts de métasomatisme, un exoskarn calco-silicaté rubané constitué de quartzite à



clinopyroxène et de diopsidite et, enfin, un encaissant gneissique, communément du paragneiss quartzofeldspathique, et du marbre (fig. 49a). Les plutons dont l'encaissant est pauvre en marbre sont dépourvus de tels skarns, mais peuvent comporter des dykes de syénite hybride calco-silicatée, comme le pluton de Sainte-Véronique.

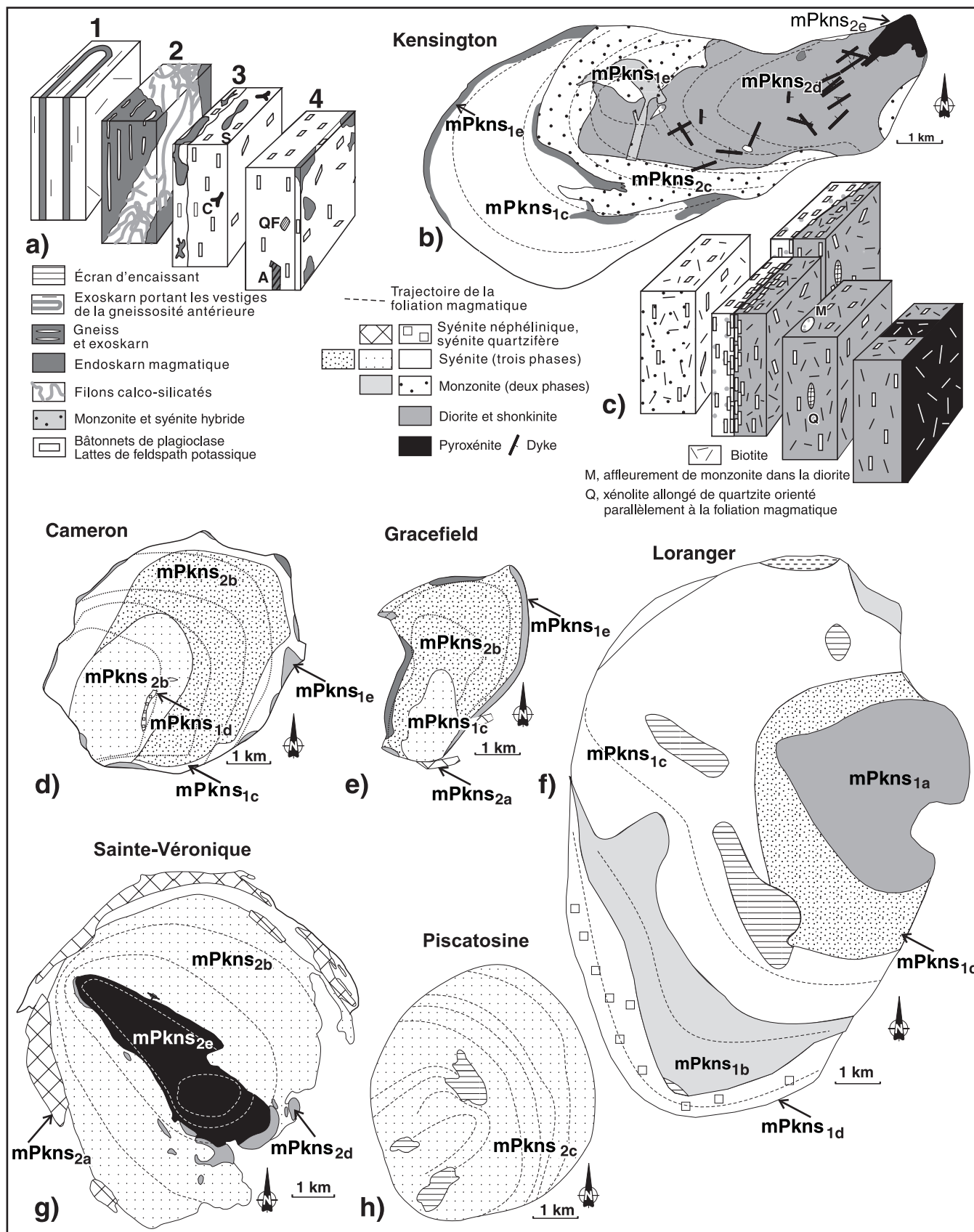
Description générale

Parmi les dix stocks syénitiques de la région de Mont-Laurier (fig. 45a, 46, 49), le pluton de Kensington (1083 ± 2 Ma; Corriveau et al., 1990) est le mieux exposé, sa coupe principale affleurant à environ 30 %. Il a une orientation est-ouest, une longueur de 10 km et une largeur de 4 km (fig. 46; Corriveau et Leblanc, 1995, fig. 2). Il est composite et formé d'unités shoshonitiques et potassiques alcalines (rapport K_2O/Na_2O de 1 à 3), ultramafiques à felsiques (Corriveau et Gorton, 1993). D'ouest en est, on retrouve un croissant de syénite (unité mPks_{1c}) avec un endoskarn hybride (unité mPks_{1c}), un croissant de monzonite riche en biotite (unité mPks_{2c}) et un cœur allongé de diorite (unité mPks_{2d}). Des stocks tardifs de pyroxénite micacée (unité mPks_{2c}) et de monzonite hybride (unité mPks_{1c}) se rencontrent respectivement à l'est et au centre du pluton (fig. 45b, 46, 49b; tableau 1; Corriveau et Leblanc, 1995). Chacune de ces phases présente des contacts francs et verticaux (fig. 49a, b, c). Leur composition modale et leur granulométrie sont uniformes sauf dans le cas des syénites hybrides, qui sont très hétérogènes. Un essaim de dykes de pyroxénite est particulièrement bien développé à proximité du stock de pyroxénite (fig. 45b, 49b). Les dykes ont des contacts francs. La composition modale varie d'un dyke à un autre, en particulier la composition modale du feldspath (feldspath potassique ou plagioclase) qui remplit certains interstices. Tout comme le stock de pyroxénite, ces dykes sont massifs (fig. 47b). Une cheminée de pyroxénite à olivine d'environ 100 m de diamètre affleure au cœur de l'unité dioritique (fig. 47f). Les relations de recoupement sont ambiguës, mais

la granulométrie décroissante près du contact suggère qu'il s'agit d'une cheminée tardive qui pourrait n'avoir aucun lien avec les autres roches du pluton. Cette pyroxénite à olivine a une paragenèse et une texture similaires à celles de la pyroxénite du stock de Rollet. Toutefois, Morin et al. (2005) ont montré que ces deux pyroxénites ont des signatures géochimiques différentes.

Une foliation magmatique peu marquée mais cohérente caractérise la majorité des unités. Elle est définie par l'orientation préférentielle des bâtonnets de feldspath potassique dans la monzonite et par des bâtonnets de plagioclase dans la diorite. Ces bâtonnets sont sis dans une matrice constituée de cristaux d'apatite, de biotite, de clinopyroxène ou d'amphibole et de feldspath, d'orientation aléatoire (fig. 47a, c, d). Corriveau et Leblanc (1995) ont montré que la texture magmatique des unités, même à la marge du pluton, la nature hypidiomorphe et la texture matricielle des bâtonnets de feldspath qui définissent la foliation et la présence de fragments anguleux de roches encaissantes dans la syénite marginale (fig. 49a) indiquent que la foliation a été acquise à l'état magmatique, par un magma contenant peu de particules. Cette fabrique produit une géométrie concentrique distincte de la fabrique régionale des gneiss, sauf au niveau de l'encaissant immédiat où la foliation devient parallèle aux contacts du pluton. Par contre, la géométrie interne est plus complexe (fig. 46). Elle suit les contacts internes ou s'y superpose à un angle, tel qu'observé sur le terrain (fig. 47a) ou inféré à partir des levés (fig. 45b, 49b). Cette géométrie est typique de l'écoulement divergent d'un matériau peu visqueux à l'intérieur d'une chambre magmatique aux murs relativement rigides. Les lignes d'écoulement divergeraient depuis l'apex vers une zone plus large de la chambre magmatique, entraînant une réduction des vitesses d'écoulement. Les fabriques ainsi formées sont planaires, mais elles deviennent orientées perpendiculairement à l'écoulement général. La configuration obtenue ressemble à celle de la mousse qui flotte à la surface d'un ruisseau (Paterson et al., 1998, fig. 1 et références citées). Ces observations impliquent que

Figure 48. Morphologie des dykes de microdiorite et de lamprophyre de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta. **a)** Diorite du pluton de Kensington que recoupent des dykes de microdiorite et de syénite (DMC-98; UTM : 435950mE, 5137745mN). La diorite hôte, à grain moyen, renferme des amas pegmatitiques plus leucocrates. Sa foliation magmatique est très peu prononcée, les cristaux de plagioclase étant trapus et de faible anisotropie de forme. L'association mégascopique comporte du plagioclase (62 %), de la biotite (20 %), du clinopyroxène (15 %) et de la magnérite (3 %). Un dyke de microdiorite comporte des cortèges de ségrégations de minéraux mafiques dont l'orientation préférentielle définit une foliation magmatique. Ce dyke est recoupé par un dyke de syénite grenue qui recoupe également un deuxième dyke de microdiorite de composition uniforme. Photographie de L. Corriveau, 2003-185. **b)** Dyke de minette avec phénocristaux de clinopyroxène et de biotite dans la diorite du pluton de Kensington (DMC-101; UTM : 435342mE, 5137466mN). En photomicrographie, les phénocristaux ressemblent aux cumulates de biotite dans les niveaux lités de pyroxénite du pluton de Sainte-Véronique (voir Corriveau et Gorton, 1993, fig. 5f). Cette minette diffère significativement de la minette du dyke de Rivard par la présence de ces phénocristaux de biotite. Photographie de L. Corriveau, 2003-186. **c)** Dyke composite massif avec texture de mélange de magmas comportant des coussins de microdiorite à glomérocristaux de clinopyroxène dans une syénite quartzifère rose à grain moyen; pluton de Kensington (DMC-27; UTM : 432534mE, 5139286mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-187. **d)** Dyke composite mafique-felsique avec textures de mélange de magmas dans le pluton de Kensington (DMC-982; UTM : 429444mE, 5136410mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-188. **e)** Dyke de minette avec bordure figée qui recoupe le complexe gneissique de Bondy (CQA-4003; UTM : 480738mE, 5121264mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-189. **f)** Dyke de minette dans le complexe gneissique de Bondy (CQA-6025; UTM : 477684mE, 5126760mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-190.



les fabriques magmatiques sont postérieures à la mise en place des premiers magmas, qu'il n'y a pas eu de convection après la formation de la fabrique et la mise en place des diverses phases (sinon les hétérogénéités de la composition auraient été détruites), qu'il n'y avait aucun contraste de viscosité significatif de chaque côté des limites lithologiques quand les fabriques ont été formées et, enfin, que les fabriques se sont formées rapidement, après l'ascension et la juxtaposition des différentes impulsions magmatiques et avant la cristallisation finale (Corriveau et Leblanc, 1995). Une mise en place par emboîtement successif de magmas de plus en plus mafiques a été proposée pour expliquer ces diverses observations (Corriveau et Leblanc, 1995).

Le pluton de Baskatong (fig. 45a) affleure très peu et son contour a été interprété à partir des quelques affleurements existants et de la forte anomalie magnétique positive qui le caractérise. On ne peut y reconstituer des unités cartographiables. Il se compose de monzonite (unité mPks_{1b}), de syénite (unité mPks_{1c}) et de diorite (unité mPks_{2d}; tableau 1). La monzonite contient des cristaux tabulaires de feldspath et sa texture est donc similaire à celle de la monzonite et de la syénite du pluton de Loranger. La partie du pluton de Baskatong qui est adjacente à la bordure tectonique de la ceinture métasédimentaire centrale a été déformée et recrystallisée et présente une foliation tectonique qui est définie par la biotite et orientée nord-est, soit parallèlement à la bordure tectonique. Des syénites roses et grises se trouvent au cœur de l'anomalie magnétique. Une île dans le réservoir Baskatong, qui jadis avait été interprétée comme du métagabbro (unité 9 de Jacoby, 1975), se compose de diorite potassique gris lilas, à grain moyen, constituée d'apatite, de biotite, de clinopyroxène hypidiomorphe, de feldspath potassique xénomorphe, d'ilménite (avec des lamelles d'hématite), de magnétite et de plagioclase hypidiomorphe. La présence de biotite à la place de l'amphibole, plus typique d'une diorite, traduit la composition potassique de cette unité. Un niveau de leucodiorite comporte

des bâtonnets de plagioclase dans une matrice de biotite, de clinopyroxène et de feldspath potassique. Contrairement aux autres unités du pluton, la diorite présente peu d'indices d'une recrystallisation subsolidus.

Sur les images de télédétection, le pluton de Cameron (fig. 45c, 49d) constitue une masse circulaire et homogène dont la géométrie de fracturation radiale se distingue nettement de la fabrique ductile de l'encaissant. Il se distingue par la présence de syénite shoshonitique et de syénite potassique alcaline (tableau 1). Il comporte une syénite leucocrate rose marginale (unité mPks_{1c}), que recoupe à l'extrémité sud-ouest du pluton une syénite grise (unité mPks_{2b}) à grain grossier, riche en biotite et contenant des phases mineures de pyroxénite et de shonkinite (fig. 49d). Une syénite grise (unité mPks_{2b}) à texture grenue hypidiomorphe affleure entre les syénites rose et grise. Un dyke de syénite quartzifère beige (unité mPks_{1d}), d'environ 50 m de puissance, recoupe la syénite grise riche en biotite. Une syénite rose à biotite se rencontre localement. Le contact du pluton comporte une zone d'endoskarn (unité mPks_{1c}), de puissance décamétrique à hectométrique, qui est constituée de syénite calco-silicatée très hétérogène (fig. 45c, 49d).

Le pluton de Gracefield comporte trois types de syénite, dont une syénite néphélinique (Durocher, 1977). Autour du pluton, on trouve des croûtes d'endoskarn constitué de syénite hybride calco-silicatée et de rares dykes de carbonatite (fig. 49e; tableau 1). La syénite I (unité mPks_{2b}) est un des rares exemples de syénite riche en biotite qui comprend de l'amphibole pœcilitique brune et de la calcite interstitielle (Durocher, 1977). La syénite II (unité mPks_{1c}) comporte localement des feuillets de biotite atteignant 10 cm de diamètre. La présence sporadique de shonkinite dans le pluton et la proportion variée de minéraux mafiques suggèrent que la répartition des minéraux pourrait être moins concentrique que ce qu'avait proposé Durocher (1977). La syénite néphélinique (unité mPks_{2a}) affleure à cinq endroits. Sa

Figure 49. Architecture magmatique des plutons potassiques et morphologie des unités de skarn. **a)** Schéma de la structure interne des skarns du pluton de Kensington qui comprend, de la marge (gauche) vers l'intérieur (droite), les roches suivantes : (1) quartzite avec des niveaux de roches calco-silicatées; (2) skarn métasomatique comportant des zones calco-silicatées avec des reliques de textures gneissiques et des zones à texture en cerveau à proximité de masses et de filons calco-silicatés; (3) endoskarn magmatique avec foliation magmatique en contact avec de la syénite comportant des amas de clinopyroxène de 10 cm de diamètre qui sont obliques à la foliation magmatique (C) et des xénolites de skarn bulbeux aux contours nets (S); et (4) syénite, avec xénolites anguleux d'amphibolite (A) et xénolites irréguliers de gneiss quartzofeldspathique (QF) en contact avec un lambeau de skarn intraplutonique en bordure de la monzonite. La foliation magmatique est définie par l'orientation préférentielle des bâtonnets de feldspath (syénite et monzonite). **b)** Représentation schématisée de la structuration, des relations intrusives et de l'emboîtement des phases du pluton de Kensington ainsi que des trajectoires de la foliation magmatique et de l'essai de dykes de pyroxénite micacée. **c)** Blocs-diagrammes présentant les relations entre la monzonite et la diorite du pluton de Kensington et leur foliation magmatique. **d)** Trajectoires de la foliation magmatique (pointillé) qui se superposent aux changements de composition dans le pluton de Cameron. **e)** Trajectoires de la foliation magmatique (pointillé) recoupées par des unités plutoniques plus tardives dans le pluton de Gracefield. **f)** Foliation magmatique sporadique dans le pluton de Loranger. **g)** Trajectoires de la foliation magmatique (tireté) dans l'intrusion ultramafique litée au cœur du pluton de Sainte-Véronique, de son anneau interne de syénite et de son anneau externe de syénite néphélinique (modifié de Rive, 1976). **h)** Trajectoires de la foliation magmatique (tireté) dans le pluton de Piscatosine. Le pluton comporte des phases de monzonite, de diorite et de syénite dont la répartition n'est pas diagnostique (ce qui rend difficile la subdivision du pluton), ainsi que des zones de skarn et de marbre (schématisé à partir de Nantel, 2001b).

répartition et sa foliation suggèrent qu'elle appartient à deux dykes qui recouperaient la syénite externe et l'encaissant et que recouperait la syénite II (fig. 49e). Des dykes décimétriques de carbonatite recoupent la foliation magmatique à la marge sud-est de la syénite I.

Le pluton de Lac Rouge (1081 ± 2 Ma; fig. 45) affleure peu; c'est une intrusion circulaire caractérisée par une dépression topographique et une forte anomalie aéromagnétique positive. Il consiste en une syénite miaskitique (fig. 9d) riche en biotite (unité mPks_{2b}), ponctuée en son cœur de deux affleurements de pyroxénite riche en apatite (unité mPks_{2c}; tableau 1). Des reliques de néphéline et ses produits d'altération (cancrinite, sodalite et zéolite) ont été identifiés par diffraction des rayons X (Currie, 1976; K.L. Currie, comm. écrite, 1988).

Le pluton de Loranger ($1076 \pm 3/-1$ Ma; Corriveau et al., 1990) comprend uniquement des unités shoshonitiques (tableau 1). Il comporte cinq phases excentrées dont l'âge relatif diminue vers l'est (fig. 49f; Britton, 1979). Le croissant externe consiste en une syénite quartzifère rose (unité mPks_{1d}) faiblement à fortement recristallisée. Le deuxième croissant comprend de la monzonite rose (unité mPks_{1b}) composée de feldspath alcalin et de plagioclase à grain grossier dans une matrice recristallisée de microcline et de plagioclase à grain fin à moyen. Le troisième croissant, qui représente l'unité la plus importante, se compose de syénite gris-beige (unité mPks_{1c}) à gros cristaux isotropes de feldspath mésoperthitique dans une matrice recristallisée de microcline et de plagioclase. La paragenèse principale comprend de l'amphibole, de la biotite, du feldspath et du quartz; les minéraux accessoires sont l'apatite, l'ilménite et la magnétite, alors que les minéraux traces sont l'allanite, la baddeleyite, le rutile, la titanite et le zircon (cristaux automorphes à hypidiomorphes). Le croissant interne est formé de syénite grise (unité mPks_{1c}) à gros cristaux tabulaires de feldspath alcalin dans une matrice d'amphibole, d'apatite, de biotite, de clinopyroxène et de magnétite. Cette unité présente peu d'indices mésoscopiques de recristallisation, mais contient des inclusions de monzonite recristallisée et foliée. La syénite est plus tardive que la monzonite et sa mise en place pourrait être à l'origine de la recristallisation des autres unités. Les roches dioritiques au cœur du pluton excentré vers l'est sont hétérogènes et formées de bâtonnets de plagioclase dans une matrice d'amphibole, de biotite (rare), de clinopyroxène, d'ilménite, de magnétite et de pyrite. La diorite (unité mPks_{1a}) du pluton de Loranger ne contient que 2 % de biotite et n'est pas potassique, contrairement à la diorite (20 % biotite) du pluton de Kensington.

Le pluton de Montagne Noire (1077 ± 2 Ma; voir la section « Géochronologie régionale ») représente une intrusion subcirculaire de près de 25 km². Tout comme les autres plutons de la suite, il a une géométrie structurale qui est distincte de celle de son encaissant, ce qui le rend facile à reconnaître sur les images de télédétection et les modèles altimétriques numériques (fig. 50a, b). L'anomalie aéromagnétique

positive qui lui est associée est très forte (fig. 50c). Ensemble, les données radar et la signature aéromagnétique permettent de bien circonscrire la forme et la structuration du pluton par rapport à celles des roches encaissantes (fig. 50d). Contrairement au pluton de Cameron, l'anomalie aéromagnétique associée n'est pas zonée, bien que le pluton ait une nature composite avec un cœur de diorite quartzifère à orthopyroxène (unité mPks_{1a}) excentré vers le sud et une bordure de syénite quartzifère à amphibole (unité mPks_{1d}) sur ses marges ouest, nord et est. Cette syénite a une altitude supérieure à celle de la masse dioritique (fig. 50b).

Le pluton de Piscatosine est un pluton subcirculaire non subdivisé d'environ 30 km²; la monzodiorite (unité mPks_{1b}) y prédomine et est associée à de la monzonite, à de la diorite quartzifère et à de la diorite (Nantel, 2001b, fig. 3). La foliation magmatique a une géométrie systématique, excentrée vers le sud-ouest et subverticale (fig. 49h), qui rappelle celle des plutons de Cameron (fig. 49d) et de Gracefield (fig. 49e). Les diverses unités ont une composition principalement d'affinité alcaline et potassique qui chevauche en partie le champ shoshonitique (Nantel, 2001b). L'étude minéralogique et géochimique détaillée du pluton par Nantel (2001b) confirme qu'il appartient à la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta, telle que définie par Corriveau (1990).

Le pluton de Sainte-Véronique (fig. 49g; tableau 1) comprend un anneau de syénite (unité mPks_{2b}) avec un faciès marginal de syénite néphélinique (type mPks_{2a}) et une intrusion litée centrale de pyroxénite (type mPks_{2c}) et de shonkinite (type mPks_{2d}), à plongement vers le centre (Rive, 1976, fig. 1). L'intrusion litée comporte une alternance de pyroxénite et de shonkinite porphyroïque à mégacristaux de feldspath potassique. C'est la seule intrusion de la suite à présenter un tri modal bien développé (fig. 49g; Rive, 1976, fig. 3). Les lits ont plus de 1 m d'épaisseur, des contacts francs et une foliation magmatique parallèle au litage. Les phases cumulus sont l'apatite, la biotite, le clinopyroxène, l'ilménite, la magnétite et, par endroits, le feldspath potassique, ce dernier étant aussi interstitiel. La proportion de ces minéraux varie d'un niveau à un autre mais demeure homogène à l'intérieur d'un même niveau. Des niveaux de shonkinite tachetée à cristaux de feldspath potassique pœcilitique affleurent à la marge de l'intrusion litée et à l'intérieur de la syénite (Rive, 1976). La foliation est marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de feldspath potassique et des feuillets de biotite. Sauf pour l'absence de plagioclase et la présence de textures cumulus, la minéralogie et les textures de la pyroxénite et de la shonkinite du pluton de Sainte-Véronique sont similaires à celles des pyroxénites et des diorites du pluton de Kensington. Le pluton de Sainte-Véronique est un des rares exemples au monde d'une intrusion litée ultrapotassique.

Le pluton de Satellite (fig. 45a), situé à l'est du pluton de Kensington, a d'abord été délimité par sa signature aéromagnétique et interprété comme un pluton syénitique d'environ 30 km² (Wynne-Edwards et al., 1966). Une cartographie

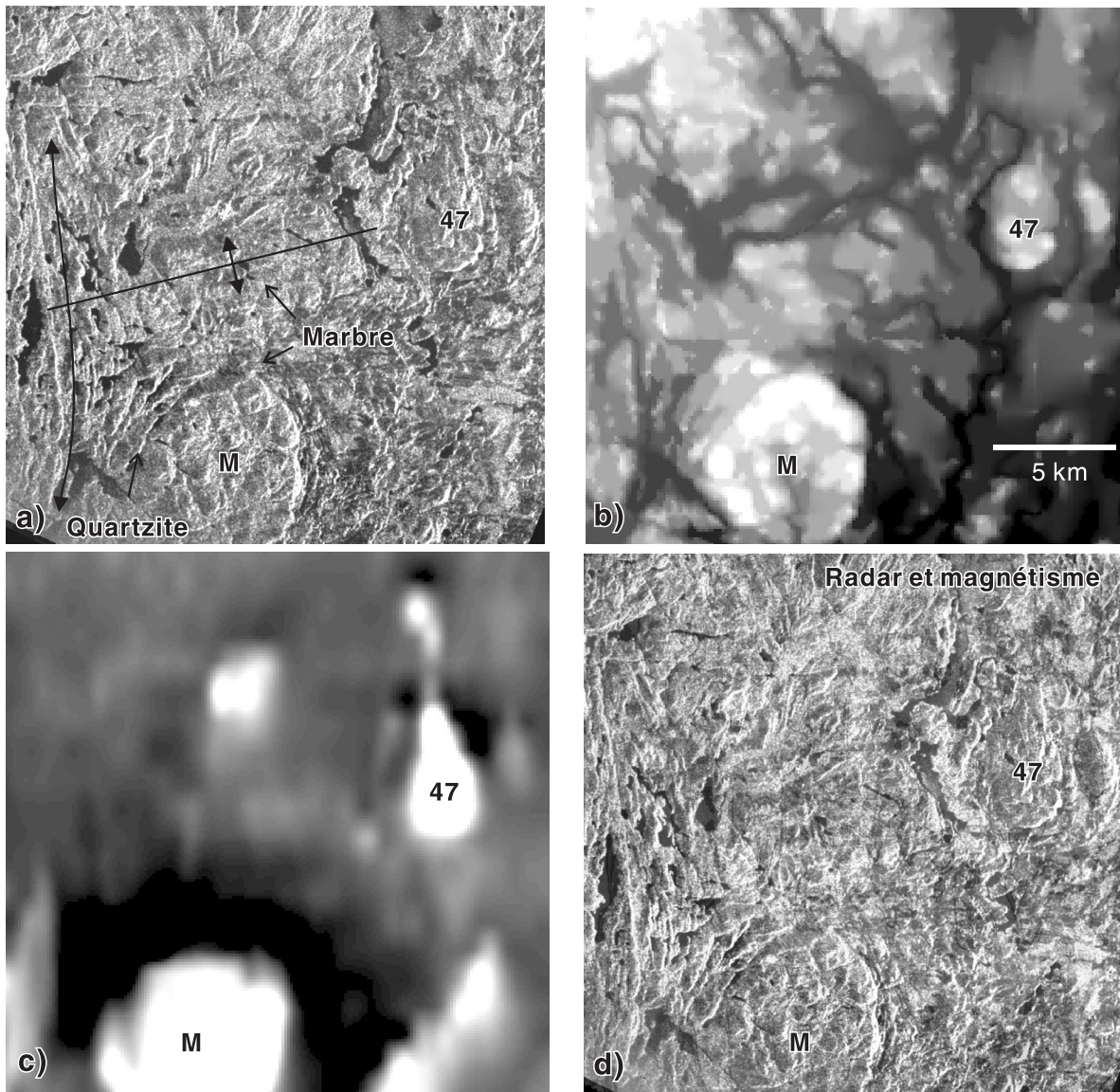


Figure 50. Signatures aéromagnétiques et radar du pluton potassique de Montagne Noire. **a)** Image radar du pluton de Montagne Noire (M) et des plis d'interférence dans les unités de marbre et de quartzite adjacentes. Le pli d'interférence (axe de pli orienté nord-sud repris par une antiforme orientée est-ouest) a probablement été complexifié par la mise en place du pluton de Montagne Noire; par contre, ces mêmes plis se retrouvent plus au nord-ouest et existaient avant la mise en place du pluton potassique. Au niveau du pluton, les unités métamorphiques ont été transposées parallèlement au contact du pluton. Un pluton de la suite intrusive de Chevreuil (47) suit l'orientation nord-sud de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. **b)** Données altimétriques numériques de terrain du pluton de Montagne Noire (M) et de ses encaissants paragneissiques ainsi que d'un pluton de la suite intrusive de Chevreuil (47). La nature composite du pluton de Montagne Noire ressort clairement : un croissant de forte élévation qui entoure une masse de diorite de faible élévation. **c)** Anomalies aéromagnétiques positives fortes associées aux plutons de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta et de la suite intrusive de Chevreuil (même région qu'en a). Le pluton 47 semble se prolonger sous la surface vers le nord. M, pluton de Montagne Noire **d)** Signatures aéromagnétique et radar superposées dans la même région qu'en a).

détaillée montre que sa superficie en surface est inférieure à 2 km² (fig. 45a). La syénite diffère de celle du pluton de Kensington par la présence de quartz et représente probablement une intrusion distincte. Le pluton affleure peu, mais il existe quelques affleurements de diorite et de syénite hybride (faciès calco-silicaté; tableau 1). Des dykes de pegmatite, d'aplite et de granite affleurent communément dans l'encaissant.

Dykes

Cinq types de dykes sont associés à la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta au Québec (fig. 48). Des dykes de pyroxénite, de diorite ou de monzonite hybride calco-silicatée sont intraplutoniques et interprétés comme comagmatiques des phases du pluton hôte (fig. 48b). L'exemple type est l'essaim de dykes de pyroxénite du pluton de Kensington. Des dykes homogènes de syénite, de monzonite, de diorite, de minette ou de pyroxénite présentent des textures différentes de celles des phases plutoniques de la suite. Ils sont toutefois interprétés comme cogénétiques de la suite puisqu'on les trouve systématiquement à l'intérieur des plutons ou dans leur encaissant immédiat (fig. 48a, b). Une série de dykes composites de microdiorite et de granitoïde à texture réticulée sont communs dans les plutons; ces dykes et les plutons sont probablement cogénétiques (p. ex. fig. 48c, d). Par contre, les dykes de pegmatite et d'aplite qui sont systématiquement présents dans les plutons sont similaires aux dykes qui recoupent les gneiss encaissants (p. ex. autour du pluton de Satellite); ils ne semblent pas être caractéristiques d'une origine particulière. Dans les dykes de la région, on note également la présence de dykes de lamprophyre (minette) simples ou composites à grain fin (fig. 45a, d, e, 48e, f), dont les dykes bréchiques de Rivard et de Girard, ainsi que d'un très grand dyke de pyroxénite, le dyke de Tapani (Nantel, 2001a, b). Ce dernier a une orientation nord-sud et se compose principalement de pyroxénite micacée et de biotite ultrapotassique; il affleure en deux segments de 300 m de puissance et respectivement de 2 km et de 3 km de longueur (fig. 3, 45a). Les dykes de Rivard et de Girard recèlent des xénolites exotiques dans une matrice lamprophyrique de type minette (fig. 3, 10, 45a; Morin et al., 2005). Ces deux dykes sont subverticaux et ont une orientation nord-sud; ils affleurent à 8 km l'un de l'autre dans un même axe nord-sud que le dyke de Tapani. Ils ne sont ni déformés ni métamorphisés et leurs contacts avec le gneiss quartzofeldspathique encaissant du complexe gneissique de Bondy sont francs. Le dyke de Girard contient des macrocristaux de clinopyroxène, des petits (<10 cm) xénolites crustaux (gneiss, gabbro, quartzite) qui constituent environ 1 % en volume de la roche et des petites masses allongées contenant du feldspath et de la calcite. Les macrocristaux de clinopyroxène sont comparables à ceux du dyke de Rivard, c'est-à-dire qu'ils sont incolores ou verdâtres, automorphes à xénomorphes et parfois zonés. L'association de minéraux et la texture de la minette hôte sont similaires à celles de la

minette du dyke de Rivard, sauf que la minette hôte contient des quantités légèrement plus élevées de carbonate. Le dyke de Rivard et ses xénolites sont décrits plus loin.

Structuration des plutons et des encaissants et cisaillements

Les faciès plutoniques ne sont ni métamorphisés ni déformés, même à la marge des plutons. Il n'y a eu recristallisation pénétrative subsolidus que dans les phases précoces du pluton de Loranger, en bordure de la zone de déformation de Labelle, et dans certaines phases associées au pluton de Baskatong, sur la marge ouest de la ceinture métasédimentaire centrale (fig. 45a). Dans le pluton de Loranger, la recristallisation des phases précoces est attribuée à la mise en place des intrusions plus tardives; elle n'est pas nécessairement associée à la déformation le long de la zone de déformation, bien qu'il y ait eu cisaillement senestre tardif le long de la zone de déformation de Labelle à 1078 Ma (Martignole et Friedman, 1998). Des zones de cisaillement, généralement de puissance centimétrique à décimétrique, sont présentes dans tous les plutons. Elles atteignent des centaines de mètres de puissance ou d'étendue dans le pluton de Gracefield à la marge ouest de la ceinture métasédimentaire centrale. L'affaissement vers le sud-est du pluton dont témoigne l'orientation des plans C et C' (p. ex. Berthé et al., 1979) diffère de la vergence ouest enregistrée plus au sud, le long de la limite de cette ceinture, mais s'apparente à la distension tardive dont témoignent les zones d'ultramylonite à grain très fin dans le marbre. Contrairement aux autres plutons, le pluton de Baskatong est localement très déformé; par contre, certaines de ces unités sont particulièrement non altérées.

Les plutons présentent systématiquement une auréole structurale d'une largeur de 1 à 2 km à partir du point d'inflexion de la foliation régionale subverticale à orientation nord-nord-est (fig. 45a, e, f). Comme les plutons n'ont pas été touchés par une déformation régionale pénétrative, l'auréole structurale est essentiellement associée à la mise en place des magmas (Corriveau et Leblanc, 1995). Pendant la mise en place successive des magmas, il y a eu déformation de l'encaissant (fig. 45g). Le marbre prédomine à l'extérieur de l'auréole structurale et jusqu'à 1,8 km de la marge du pluton. À l'intérieur de l'auréole structurale (fig. 45f, g), l'assemblage lithologique comprend du quartzite impur avec des intercalations de roche calco-silicatée, de diopsidite massive, de marbre (peu) et de gneiss quartzofeldspathique, pélitique ou à biotite. La fabrique de ces diverses unités, leurs associations de minéraux et leur granulométrie sont similaires à celles des roches métamorphiques de la région. Les brèches tectoniques de marbre y présentent les mêmes enchevêtrements chaotiques de roche calco-silicatée, de lentilles pegmatitiques et de charnières de plis isolées dans une matrice de calcite recristallisée (polygonale) à grain moyen que les brèches tectoniques de marbre régionales. La répartition aléatoire des structures

dans ces unités de marbre indique qu'elles étaient beaucoup plus ductiles que les niveaux de paragneiss, non seulement pendant le métamorphisme régional, mais aussi pendant la mise en place des plutons. L'absence de marbre au niveau de l'auréole structurale (sauf à l'extrémité est du pluton) a été interprétée comme suit par Corriveau et al. (1998) : le marbre rendu très ductile par l'apport de chaleur par le pluton s'écoule et est expulsé des unités de paragneiss mixtes au cours de la déformation de l'encaissant provoquée par la mise en place du pluton. Le marbre abondant trouvé à l'est du pluton de Kensington représenterait le marbre expulsé de ces unités (fig. 45g).

Caractéristiques minéralogiques des séries shoshonitiques et des séries potassiques alcalines

Corriveau et Gorton (1993, fig. 4A, B) ont établi les critères utilisés sur le terrain pour reconnaître les séries shoshonitiques et les séries potassiques alcalines en comparant la syénite leucocrate rose, pauvre en biotite, et la syénite grise, riche en biotite. La syénite rose contient moins de 6 % de biotite et une amphibole hypidiomorphe, alors que la syénite grise contient entre 10 et 20 % de biotite en grosses paillettes et du clinopyroxène, mais est dépourvue d'amphibole primaire. Dans la syénite rose, l'apatite est rare et la titanite omniprésente; la syénite grise contient plus de 6 % d'apatite mais est dépourvue de titanite primaire. De plus, les textures des plaquettes de feldspath alcalin dans les deux syénites varient considérablement. Les perthites se présentent en gros cristaux dans la syénite rose mais en cristaux fins dans la syénite grise. La différence de couleur suggère aussi que le degré d'oxydation a été différent pendant la cristallisation. La syénite quartzifère (plutons de Kensington, de Cameron et de Loranger), le granite (p. ex. à l'est du pluton de Kensington et dans des dykes à texture réticulée; Corriveau, 1989) et, dans une moindre mesure, la monzonite et la diorite du pluton de Loranger partagent les caractéristiques de la syénite rose. La présence de quartz dans les faciès les plus felsiques indique que la syénite rose appartient à la suite qui est à la limite de la saturation en silice. La syénite néphélinique (p. ex. pluton de Sainte-Véronique), la monzonite, la diorite, la shonkinite et la pyroxénite riches en biotite des plutons de Kensington, de Lac Rouge et de Sainte-Véronique partagent les caractéristiques de la syénite grise. La présence de néphéline dans les faciès les plus felsiques et de 15 à 20 % de biotite sont des indicateurs minéralogiques de la composition potassique et sous-saturée de la suite.

Principales caractéristiques géochimiques des séries shoshonitiques et des séries potassiques alcalines

Corriveau (1989) et Corriveau et Gorton (1993) ont caractérisé en détail la géochimie des deux suites alors que Morin et al. (2005) en ont étudié les liens pétrogénétiques

avec le dyke de Rivard et ses xénolites et le stock de Rolleau. Ces suites ont une géochimie alcaline selon les critères de Irvine et Baragar (1971), et leur caractère potassique se traduit par des rapports K_2O/Na_2O (% en poids) supérieurs à 1. Les roches ultrapotassiques et mafiques riches en biotite sont ultrapotassiques (c.-à-d. >3 % en poids de K_2O , >3 % en poids de MgO , K_2O/Na_2O % >2; Foley et al., 1987; Mitchell et Bergman, 1991; Foley, 1992). Toutes les unités sont fortement enrichies en éléments lithophiles à grand rayon ionique (2-7 % en poids de K_2O ; jusqu'à 9000 ppm de baryum, et 1 % en poids de strontium) et en terres rares légères (20-190 ppm de lanthane) relativement aux éléments à forte liaison atomique, ce qui donne des profils normalisés des éléments avec des anomalies négatives de hafnium et thorium et de niobium et tantale. Tous les profils des terres rares sont enrichis en terres rares légères (fig. 51) et ne présentent que de très faibles anomalies d'euprium. Les divers faciès sont aussi relativement riches en aluminium et en calcium et pauvres en magnésium et en silice. Ces caractéristiques sont typiques des magmas d'arcs insulaires tels que ceux des roches ultrapotassiques du groupe III de Foley et al. (1987) et les shoshonites de la République de Vanuatu (anciennement Nouvelles-Hébrides; Gorton, 1977). Ces profils contrastent fortement avec ceux des roches alcalines potassiques de continents stables, comme les lamproïtes (groupe I), et de zones de rift, comme les kamafugites (groupe II, Foley et al., 1987). L'association apatite-biotite-clinopyroxène-plagioclase-feldspath potassique dans ces plutons potassiques est également typique du magmatisme potassique d'arcs insulaires.

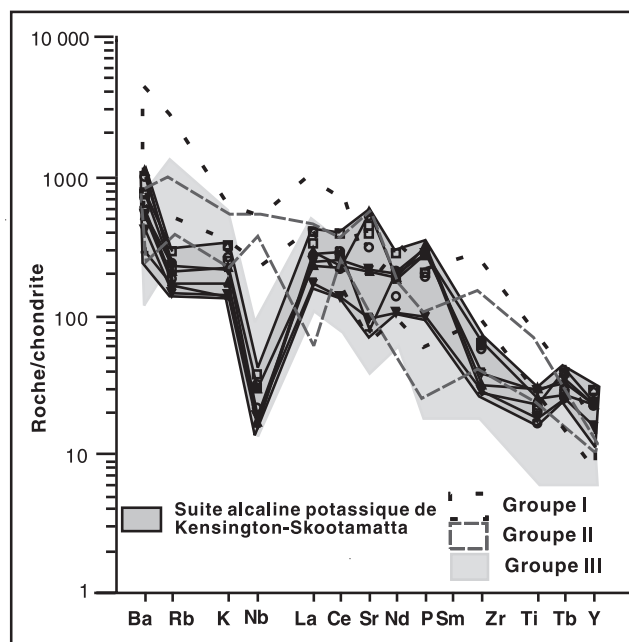


Figure 51. Signature géochimique représentative du pluton de Kensington sur un diagramme normalisé aux chondrites, d'après les facteurs de Nakamura (1974) et de Sun (1980; modifié de Corriveau et Gorton, 1993). Groupe I, II et III de Foley et al. (1987) pour les roches ultrapotassiques.

En Australie, ce type de plutons semble avoir une forte affinité pour les platinoides (N. Rock, comm. pers., 1990). De plus, tout comme pour les lamprophyres qui leur sont associés, leurs teneurs en or semblent élevées pour des roches plutoniques (Corriveau et Gorton, 1987). Les fortes concentrations d'apatite (plus de 20 % dans les pyroxénites micacées des plutons de Sainte-Véronique et de Lac Rouge) pourraient aussi présenter un intérêt économique pour le phosphate alors que la présence d'endoskarns et d'exoskarns autour de plusieurs de ces plutons pourrait signaler un potentiel pour l'étain (Corriveau et Gorton, 1987; Corriveau, 1989).

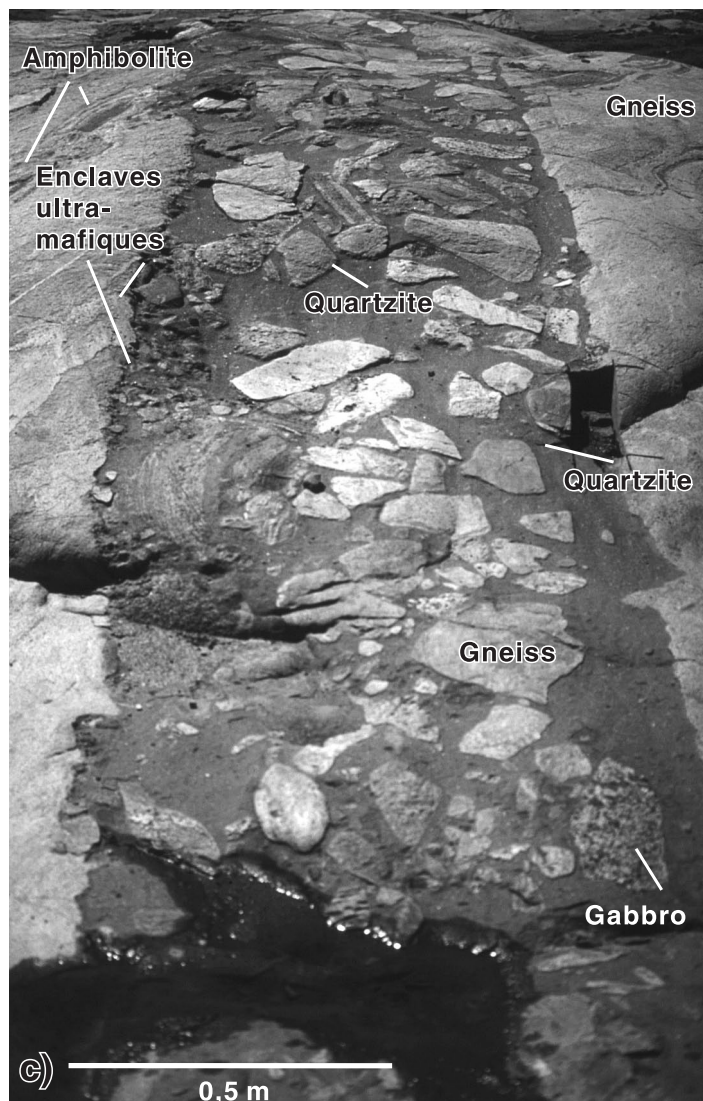
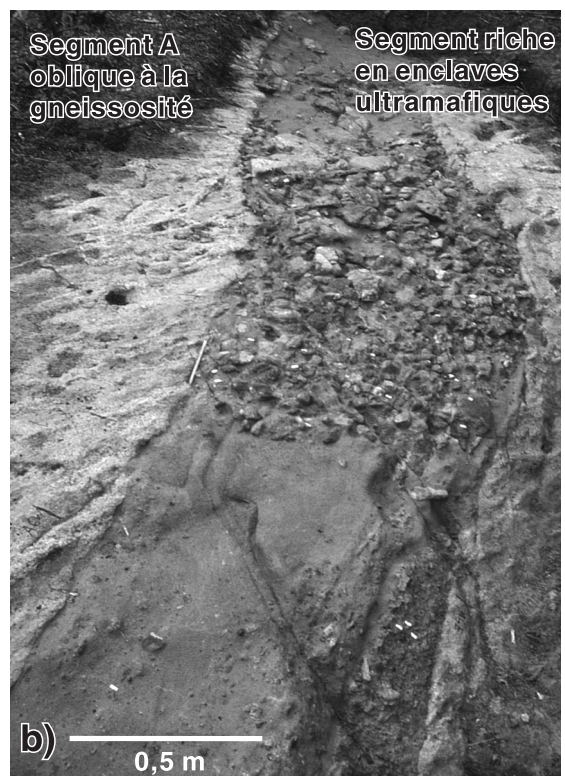
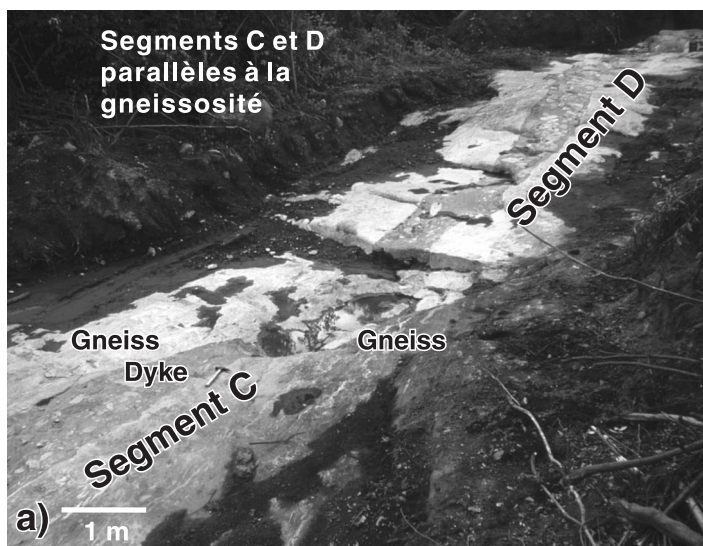
Dyke de Rivard

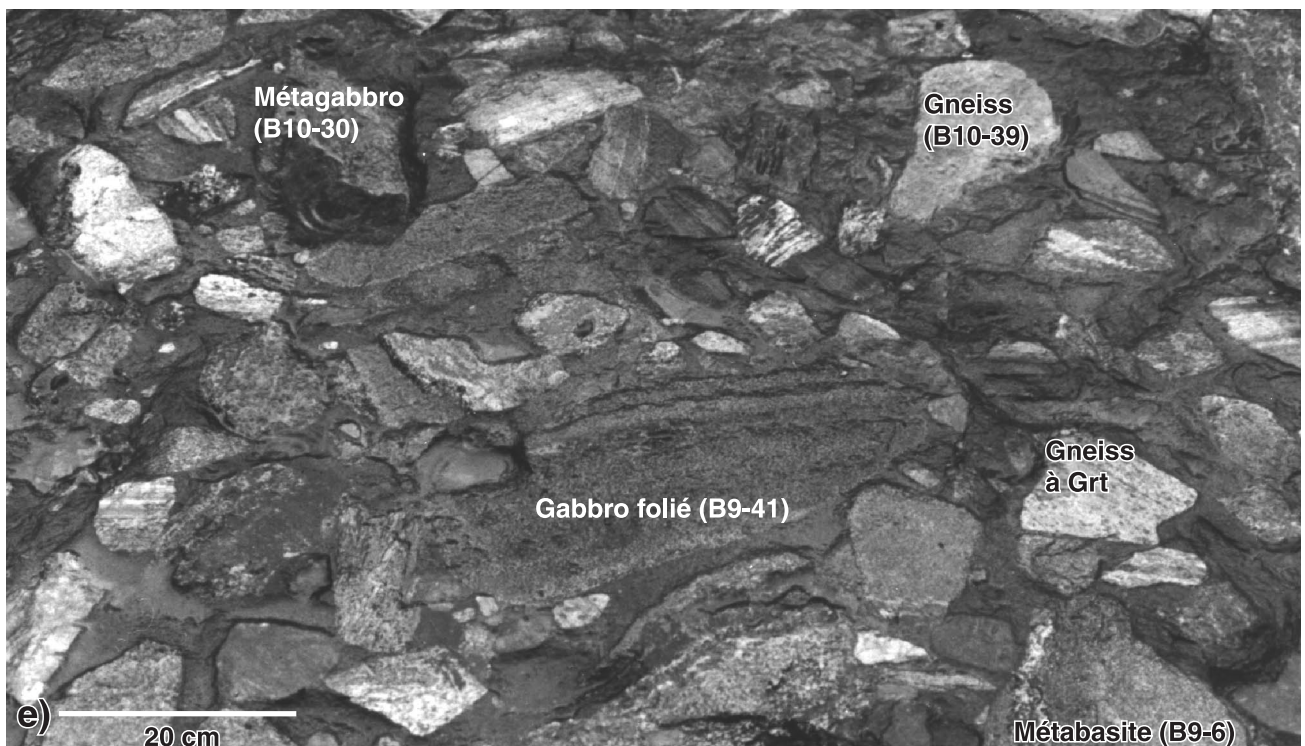
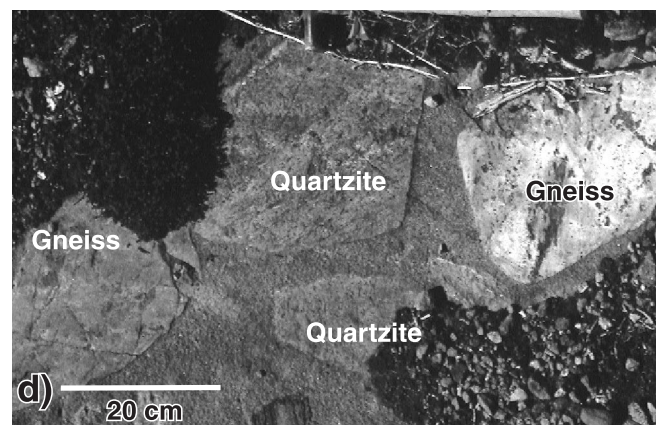
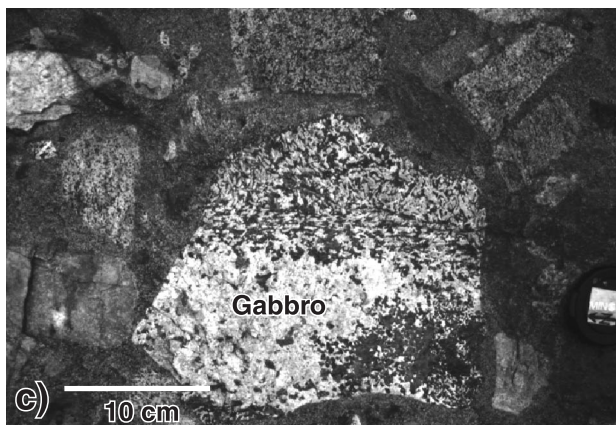
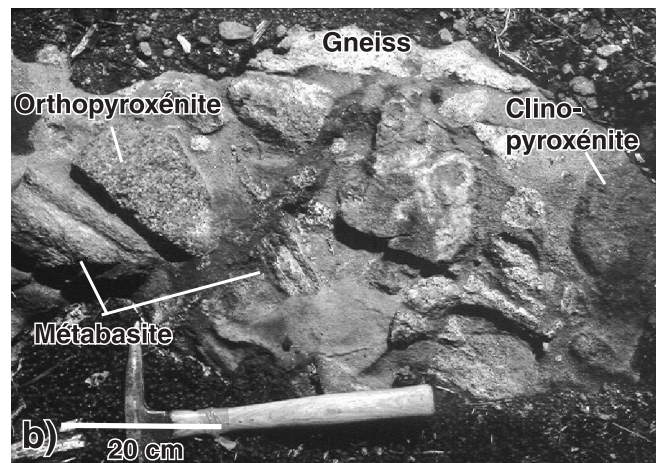
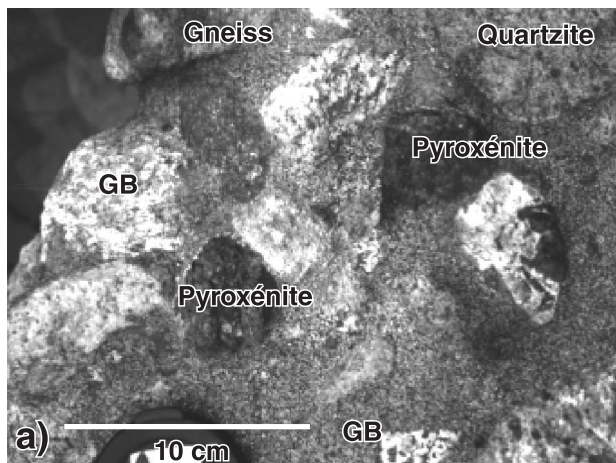
Le dyke de Rivard est un dyke de lamprophyre de type minette qui affleure sur près de 120 m et met au jour plus de 5000 xénolites d'origine magmatique et métamagmatique (composition ultramafique, mafique ou felsique) ou métasédimentaire (fig. 52, 53; voir la section « Typologie de la lithosphère d'après les xénolites du dyke de Rivard »). Il représente un faciès de magmas alcalins potassiques qui ont figé en pleine ascension et constitue la seule source connue de xénolites exotiques dans la province géologique de Grenville (Morin, 1998; Morin et Corriveau, 1996; Corriveau et Morin, 2000). Morin (1998) présente une description détaillée de la morphologie, de la minéralogie et de la géochimie du dyke et de ses xénolites. Les sections suivantes en récapitulent les grands traits.

Morphologie du dyke

Le dyke de Rivard est orienté nord-sud ($180^{\circ}/75^{\circ}$), parallèlement au grain structural de son encaissant gneissique; il a un pendage subvertical vers l'ouest et une puissance d'environ 1 m (fig. 52a). Près de son extrémité nord, il atteint 1,7 m de largeur et bifurque vers le nord-ouest où il recoupe nettement la gneissosité de l'encaissant (fig. 52b). Ses contacts, de même que les apophyses et les fractures qui y sont observées, sont généralement rectilignes et parallèles les uns aux autres (fig. 52c), même là où le dyke recoupe à angle fort la foliation et le rubanement du gneiss tonalitique encaissant (fig. 52d). Tous les intermédiaires sont observés entre des fractures, des apophyses et des fragments détachés de l'encaissant et ils représentent tous divers aspects de la formation du dyke par propagation de fractures. L'ouverture progressive du dyke s'est accomplie par injection de magma, formation d'apophyses, délamination sur place des épontes et incorporation de fragments d'encaissant dans la minette (Morin et Corriveau, 1996). Au niveau où le dyke bifurque, on observe un décalage dextre d'un niveau d'amphibolite de part et d'autre des épontes sur une distance de 1 m, soit la largeur moyenne du dyke (voir Morin et Corriveau, 1996, 3i à la figure 2a). Le déplacement latéral du dyke au niveau de cette bifurcation révèle que l'ouverture du dyke dans sa section principale a eu lieu surtout par dilatation. Par contre, selon Morin et Corriveau (1996), la présence des fragments d'éponte, l'érosion différentielle de l'encaissant rubané (fig. 52b, c, d), l'existence de parois non parallèles et la présence de brèches et de globules indiqueraient que le dyke s'est élargi par démembrement, assimilation ou fusion des épontes. Enfin, l'absence de bordures figées dans la section

Figure 52. Morphologie du dyke de Rivard et répartition des xénolites (CQA-1655; UTM : 478448mE, 5131770mN). Les xénolites de gneiss, de gabbro et de roches ultramafiques de même que la structuration des épontes de ce dyke illustrent les processus de fragmentation et de transport de xénolites durant l'ascension des magmas de type minette à travers la croûte profonde (Corriveau et Morin, 2000). Le dyke a été subdivisé en quatre sections du nord au sud (de A à D) puis en sous-sections de 1 m de longueur perpendiculairement à l'orientation de la section du dyke. Les sous-sections vont de A0 à A23, de B0 à B11, de C0 à C49 et de D0 à D25. Chaque xénolite décrit a par la suite été numéroté séquentiellement sous forme de suffixe à sa sous-section (Morin, 1998, annexe B2). La section A représente la bifurcation nord-ouest à l'extrémité nord du dyke (Morin et Corriveau, 1996, fig. 2a). La section B représente la partie d'orientation nord-sud du dyke entre cette bifurcation et la route de terre qui sépare l'affleurement du dyke en deux. Les sections C et D affleurent au sud de la route. **a)** Segments C et D (vue vers le sud). Dans ces segments, le dyke recoupe le gneiss tonalitique du complexe gneissique de Bondy à un angle faible par rapport à la gneissosité. Il est continu, rectiligne, orienté nord-sud et fortement incliné vers l'ouest ($180^{\circ}/75^{\circ}$). Ses contacts sont nets et généralement rectilignes. Sa puissance demeure relativement uniforme (1 m) mais, par endroits, elle peut atteindre 1,7 m à proximité de la route (coin gauche, non visible sur la photo). Photographie de L. Corriveau, 2003-191. **b)** Segment A (vue vers le nord-ouest) dans lequel il y a une forte accumulation de xénolites sur quelques mètres. Ces xénolites sont petits et arrondis et ont une composition en majeure partie mafique et ultramafique. Leur accumulation suggère qu'il y a eu un engorgement local dans le dyke. Ce segment recoupe la gneissosité à angle fort. Les xénolites, bien qu'entassés, conservent la texture matricielle qui caractérise cette brèche intrusive (voir les figures 62 à 67). Les contacts sont irréguliers et témoignent de l'érosion magmatique et mécanique irrégulière du gneiss encaissant. Photographie de L. Corriveau, 2003-192. **c)** Segments C48 à C50 (vue vers le sud). On y voit une variation latérale de la répartition des xénolites et une différence dans la forme des marges. Le dyke recoupe à angle faible la gneissosité de l'encaissant et ses niveaux d'amphibolite. Les marges du dyke sont franches, rectilignes sur le flanc ouest (droit) mais échancrées sur le flanc est. La marge est du dyke (à gauche) comporte presque exclusivement, sur une épaisseur d'environ 20 cm, de petits xénolites dont plusieurs sont des xénolites ultramafiques. Cette accumulation précoce de xénolites (injection 1) est recoupée par la phase principale du dyke (injection 2). On y trouve des xénolites de quartzite, de gneiss felsique et de gabbro parmi des xénolites de pyroxénite variée. À noter la forme anguleuse et l'orientation aléatoire des xénolites. Photographie de L. Corriveau, 2003-193. **d)** Segment A à son extrémité nord-ouest (vue vers le sud-est). Photographie de L. Corriveau, 2003-194.





principale du dyke – alors qu'il en existe par endroits dans les épontes des petits dykes et des apophyses – pourrait être le résultat de la délamination des bordures et/ou d'un préchauffage par des intrusions antérieures (voir Bruce et Huppert, 1990).

Injections de minette

Le dyke de Rivard a connu au moins six injections différentes de magmas, tous de type minette (Morin et Corriveau, 1996). Les produits de toutes ces injections ont une patine, un volume, une granulométrie, une composition modale et une teneur en xénolites différents. La première injection est représentée par des clastes constitués de xénolites et de mégacristaux de clinopyroxène cimentés dans une matrice lamprophyrique; ces clastes ressemblent à certaines accumulations de xénolites trouvées le long de l'éponte orientale du dyke et en sont probablement des fragments. Ces fragments et la majorité des xénolites sont inclus dans le lamprophyre de patine gris-vert produit lors de la deuxième et principale injection. À proximité de l'extrémité nord du dyke, un lamprophyre à grain fin de patine gris-vert foncé est pratiquement dépourvu de xénolites (troisième injection) et est recoupé par des dykes à grain fin plus pâles, de puissance centimétrique, qui sont riches en petits xénolites (quatrième injection) et que recoupe de petits dykes discontinus, difficilement discernables (cinquième injection). Enfin, des lentilles amiboïdes de puissance décimétrique et de patine gris-vert pâle (sixième intrusion) recoupe localement l'intrusion principale. La granulométrie fine, la présence de bordures figées dans certains des petits dykes et dans les apophyses, et la présence de cristaux de feldspath à extinction onduleuse dans la matrice du lamprophyre suggèrent que ces divers magmas ont cristallisé rapidement (Morin et Corriveau, 1996).

Morphologie et répartition des xénolites

Des 5000 xénolites observés, environ 25 % sont des fragments ultramafiques, 35 %, des fragments mafiques à intermédiaires, et 40 %, des fragments felsiques (p. ex. fig. 53). Leur nature est décrite dans la section « Typologie de la lithosphère d'après les xénolites du dyke de Rivard ». Les xénolites ultramafiques se composent surtout de clinopyroxénite avec des quantités moindres de webstérite

et plus rarement d'orthopyroxénite, de werhlite et de dunite (p. ex. fig. 53b). Les xénolites mafiques et intermédiaires se composent de gabbro, de norite, de metabasite, de granulites mafiques et de roche calco-silicatée (fig. 53b, c, e). Les xénolites felsiques incluent différents types de gneiss, de granitoïde, de quartzite et de roche calco-silicatée.

Les xénolites sont anguleux à arrondis et mesurent de quelques millimètres à 70 cm de longueur (p. ex. fig. 53e). Ils représentent environ 50 % du volume des produits de l'injection principale de minette (fig. 52, 53a). Ils ont une texture matricielle et se touchent rarement (fig. 53). Leurs bordures nettes ou résorbées présentent localement une fine couronne de clinopyroxène, d'amphibole et/ou de biotite, ce qui suggère que certains xénolites ont réagi en partie avec le magma et que d'autres ont servi de sites de nucléation. Du matériau de bordures est également présent localement au contact de l'encaissant et peut se présenter en fragments allongés isolés dans la minette. On interprète alors ces fragments comme des zones de bordures qui se sont détachées des parois et ont été incorporées au magma. De façon générale, les xénolites ultramafiques sont plus arrondis et plus petits que les fragments de quartzite, de gneiss et de roche gabbroïque (fig. 52c, 53b). Leur taille plus petite pourrait indiquer qu'ils ont subi une érosion ou une résorption importante pendant un séjour plus long dans le magma, ou encore que les gros fragments n'ont pas été transportés jusqu'au niveau d'érosion actuel. Morin (1998) donne la longueur des différents types de xénolites (Morin, 1998, tableaux 2,2, 2,3) et la composition des divers échantillons analysés (Morin, 1998, appendices).

Minéralogie et composition générale des intrusions de minette

Les intrusions de minette dans le dyke de Rivard contiennent des phénocristaux (0,3-3 mm) de biotite et de clinopyroxène dans une matrice à grain fin composée d'amphibole, de biotite, de clinopyroxène, de feldspath potassique, de plagioclase, de minéraux accessoires (apatite et titanite) et de minéraux en traces (quartz, sulfures et zircon). Tous les intermédiaires existent entre les cristaux de clinopyroxène non altérés et les cristaux complètement poreux. L'apatite se présente en fines aiguilles de moins de 1,2 mm de longueur et non pas sous la forme d'inclusions dans le clinopyroxène ou la biotite, ce qui contraste avec

Figure 53. Xénolites du segment B du dyke de Rivard. **a)** Variété de gabbro à grain grossier (GB). Photographie de L. Corriveau, 2003-195. **b)** Deuxième affleurement découvert lors des levés régionaux en 1992 (segment B avant le décapage). Photographie de L. Corriveau, 2003-196. **c)** Xénolite de gabbro du segment C7. Le segment pegmatitique du dyke est typique des marges des intrusions de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil et semble avoir été superposé à un gabbro à foliation magmatique irrégulière. Photographie de L. Corriveau, 2003-197. **d)** Premier affleurement découvert (segment C4) avant le décapage. L'abondance de quartzite dans le dyke porte à croire que des niveaux supracrustaux provenant vraisemblablement d'une plate-forme constituent une composante de la lithosphère sous la ceinture métasédimentaire centrale (peut-être une marge paléoprotérozoïque de la Laurentie). Photographie de L. Corriveau, 2003-198. **e)** Image des segments B9 et B10 contenant des xénolites qui permettent de faire le lien avec les figures 55a et b, mais prise sous un autre angle. À noter les variations de texture, de composition, de forme et d'angularité des xénolites. Photographie de L. Corriveau, 2003-199.

son mode d'occurrence dans les plutons potassiques. Par endroits, le feldspath potassique est microperthitique. Le plagioclase est rarement maclé et presque impossible à distinguer au microscope du feldspath potassique et du quartz. Certains cristaux de feldspath présentent une extinction onduleuse. Des sulfures (chalcopyrite, pyrrhotite et/ou pyrite) fins xénomorphes sont présents en traces dans la matrice. La magnétite ne se rencontre que dans la minette la plus felsique, contrairement aux faciès plutoniques mafiques où la magnétite est précoce (Corriveau et Gorton, 1993). La titanite est associée systématiquement à la biotite et se présente sous la forme d'inclusions ou en bordure des cristaux. Sauf dans l'intrusion la plus felsique où il se présente en cristaux un peu plus gros, le zircon n'a pu être identifié avec certitude en raison de sa rareté et de sa taille extrêmement fine. Par contre, il est présent parmi les minéraux isolés et correspond, comme certains cristaux de titanite, à des xénocristaux (Amelin et al., 1994). En plus des phénocristaux, la minette contient d'abondants xénocristaux et mégacristaux, présentés ici par ordre d'abondance décroissante: clinopyroxène; grenat à textures kelyphitiques et en bonne partie remplacé par de la biotite verte et brune (Morin, 1998, fig. 1.5f); feldspath et minéraux opaques; orthopyroxène altéré en amphibole; quartz systématiquement couronné de clinopyroxène ou plus rarement d'amphibole; feldspath potassique; zircon; et apatite. Les diverses intrusions de lamprophyre ont des textures complexes qui révèlent une histoire polyphasée (Morin, 1998; Morin et al., 2005).

La minette principale correspond à un lamprophyre ultrapotassique (50 % en poids de SiO_2 , 8 % en poids de MgO , 5 % en poids de K_2O , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,2$) riche en éléments traces compatibles (500 ppm de chrome) et incompatibles (3000 ppm de baryum, 460 ppm de zirconium, 44 ppm de lanthane). Les six intrusions de minette présentent des profils identiques des éléments traces avec des anomalies négatives de thorium, de niobium, de tantale et de titane, suggérant une affinité avec les milieux de subduction. Des teneurs élevées en éléments traces compatibles (p. ex. chrome et nickel) et en éléments incompatibles (p. ex. potassium, baryum, strontium et lanthane, mais non pas niobium et tantale) témoignent d'une source mantellique inhabituelle (Carmichael et al., 1996) et résultent vraisemblablement de la fusion partielle d'un manteau métasomatisé en potassium et contenant du clinopyroxène et de la phlogopite (Morin, 1998). D'après les modélisations géochimiques, la cristallisation fractionnée et la contamination ont été limitées dans la minette mais il y a eu mélange de magmas, comme en font foi les nombreuses populations de macrocristaux et les textures de déséquilibre (Morin et al., 2005).

Conditions physiques de mise en place des intrusions potassiques

L'association de minéraux des roches alcalines potassiques se prête mal à l'utilisation de géobaromètres et de géothermomètres; seuls les géothermomètres et

géobaromètres fondés respectivement sur la répartition respectivement du BaO et du TiO_2 entre la biotite et le liquide (minette; Richter et Carmichael, 1996) permettent de déterminer la température et la profondeur de mise en place de ces roches. Pour la minette du dyke de Rivard, les températures obtenues (1050 ± 50 °C) concordent avec celles estimées par comparaison avec les associations de minéraux produites lors d'expériences sur d'autres roches ultrapotassiques (Esperança et Holloway, 1986, 1987). La pression ($5,7 \pm 4$ kbar) est similaire à celle déterminée à l'aide des baromètres de Schmidt (1992; $5,6 \pm 0,6$ kbar), de Hollister et al. (1987; $5,5 \pm 1$ kbar) et de Hammarstrom et Zen (1986; $5,2 \pm 3$ kbar) qui sont fondés sur le contenu en aluminium de l'amphibole (Morin, 1998). Bien que ces derniers soient calibrés pour des roches calco-alcalines, ils s'appliqueraient probablement à la minette puisque le quartz et l'amphibole coexistent dans la matrice, ce qui sous-tend une activité de la silice de 1 ($a_{\text{SiO}_2} = 1$). Cette pression correspond approximativement à ce qui avait été estimé pour les plutons potassiques mis en place dans la région de Mont-Laurier il y a 1,08 Ga (20 km; Corriveau et Leblanc, 1995).

Le géothermomètre de Lindsley (1983), qui est fondé sur la répartition du calcium dans les deux pyroxènes, permet d'évaluer la température de formation des différents types de mégacristaux de clinopyroxène relevés par Morin (1998) dans la principale phase de minette du dyke de Rivard. Ce thermomètre dépend peu de la pression. En l'absence d'orthopyroxène, il indique une température minimale. Les mégacristaux étudiés donnent des températures de 1100 à 1220 °C, de 990 à 1050 °C et de 1200 à 1280 °C, selon leur type, alors que les clinopyroxènes de xénolites à textures rappelant les mégacristaux donnent des températures de 1080 à 1220 °C. Ces températures se comparent à celles qui ont été déterminées pour d'autres mégacristaux associés aux roches alcalines (1050-1400 °C; Harte et Gurney, 1981). Par comparaison, les phénocristaux et les cristaux de la matrice de la minette du dyke de Rivard enregistrent des températures beaucoup plus faibles et variées, soit de 500 à 800 °C. Ces valeurs suggèrent qu'il y a eu un rééquilibrage subsolidus vraisemblablement associé aux textures d'origine deutérique.

Les phénocristaux de clinopyroxène de la phase principale de minette du dyke de Rivard ont une composition comparable à celle de clinopyroxènes cristallisés expérimentalement à partir d'une minette (de composition similaire à la minette du dyke de Rivard), à des pressions de 10 à 20 kbar (Esperança et Holloway, 1987). Malheureusement, l'utilisation sur ces cristaux du géobaromètre de Nimis (1995), qui est fondé sur la modélisation de la structure cristalline du clinopyroxène en réponse aux changements de pression, montre des incohérences géologiques qui invalident son application (voir Morin, 1998).

Suite granitique de Guénette

La suite granitique de Guénette comprend des intrusions de granite (unité mPgue) dont l'exemple type est le granite de Guénette dans la région cartographique 31 J/11 et un essaim de dykes granitiques d'étendue régionale (fig. 9e, 54a, b; annexe H). Cette intrusion est recoupée par des dykes de microdiorite cogénétique (fig. 54c), des dykes de minette à magnétite (fig. 54d) et des filons de fluorine et pyrite. Le granite a une patine et une couleur en cassure fraîche roses ou blanches; son association de minéraux est composée de biotite, de feldspath potassique, de muscovite, de plagioclase et de quartz, avec comme minéraux accessoires l'apatite, la fluorine, le grenat, la magnétite (dans le faciès rose), la titanite et le zircon. Il est leucocrate, homogène et à grain fin à moyen; sa texture est hypidiomorphe grenue et il peut être massif ou présenter une foliation minérale d'origine magmatique.

Suite ultramafique de Rollet

La suite ultramafique de Rollet (unité mProl) a une composition alcaline potassique; elle est ni déformée ni recristallisée (fig. 5a). Elle comprend des stocks de périclase à phlogopite (unité mProl₁), de patine et de couleur en cassure fraîche vert foncé, qui contient aussi de l'amphibole, de l'olivine, de l'orthopyroxène et du plagioclase avec ou sans feldspath potassique. La périclase a un grain moyen à grossier et est homogène ou tachetée et massive. La suite comporte aussi de la pyroxénite (unité mProl₂) vert foncé, homogène, tachetée et massive qui est constituée de cristaux moyens à grossiers de clinopyroxène, de feldspath potassique, d'olivine, d'orthopyroxène et de phlogopite. Cette suite se distingue de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta par la présence d'olivine associée à la phlogopite. Son âge est incertain. L'exemple type est le stock de Rollet dans la région cartographique 31 J/6 (Corriveau et Rivard, 1997, arrêt 2-6). Ce stock de werhlite de 300 m sur 800 m est situé à 3,5 km à l'est-nord-est du dyke de Rivard (Corriveau et Jourdain, 2000). C'est une roche massive, homogène, hétérogranulaire et à grain moyen; elle se compose principalement d'amphibole, de clinopyroxène, d'olivine, d'orthopyroxène, de phlogopite, de plagioclase et de spinelle. L'amphibole brune, la phlogopite et le plagioclase forment des cristaux poecilites qui remplissent les interstices entre les cristaux d'olivine et de pyroxène. L'association de minéraux n'est pas à l'équilibre et les minéraux de remplacement sont nombreux et complexes. La roche contient de 29 à 32 % en poids de MgO (rapport MgO/MgO+FeO=79), de 0,5 à 0,9 % en poids de K₂O, de 1300 à 1750 ppm de nickel, de 230 à 390 ppm de baryum, de 170 à 270 ppm de strontium et de 17 à 26 ppm de cérium (tableau 6). De telles textures et associations ont été observées dans des roches alcalines potassiques de la ceinture gneissique centrale (Cimon et al., 1998a, b; Giguère et al., 1998). Malgré ses textures et son association de minéraux

très différentes, le profil des éléments traces de la périclase est similaire à celui d'un xénolite de webstérite présent dans le dyke de Rivard (D12-4, Morin, 1998; Morin et al., 2005).

Essaim de dykes de Grenville

L'essaim de dykes de Grenville (unité nPgri) comprend des dykes de puissance métrique à décimétrique de diabase à grain fin à moyen, de patine noire à verte et de couleur gris-noir en cassure fraîche (fig. 9f). Un dyke de diabase dans la région cartographique 31 G/14 (4651) atteint une puissance de 20 m. La composition chimique de ces dykes est donnée à l'annexe I.

Typologie de la lithosphère d'après les xénolites du dyke de Rivard

Bien que bon nombre d'études sur la nature et l'évolution des couches profondes de la lithosphère soient fondées sur des xénolites (p. ex. Rudnick, 1992), peu d'études ont fait le lien entre les xénolites, d'une part, et la géologie de surface et les données sismiques, d'autre part (O'Reilly et Griffin, 1996; Condie et Selverstone, 1999). Fortuitement, les xénolites exposés dans le dyke de Rivard sont situés à 15 km au sud-est de l'emplacement du profil sismique 53 du Programme Lithoprobe dans l'ouest de la Province de Grenville, au Québec. En tant que fragments provenant directement de la lithosphère dans la Province de Grenville, ces xénolites donnent un aperçu de la nature, de l'âge et de l'évolution géologique de la lithosphère à 1,07 Ga. Ils fournissent aussi des éléments pour une comparaison avec la géologie de surface et un cadre pour l'interprétation des données géophysiques du Programme Lithoprobe dans le sud-ouest de la Province de Grenville (Corriveau et Morin, 2000). Dans ce contexte, l'étude des xénolites du dyke de Rivard permet de préciser la nature et la composition des niveaux lithosphériques de la Province de Grenville, l'architecture tridimensionnelle de la marge de la Laurentie au Mésoproterozoïque, l'étendue en profondeur des suites intrusives reconnues à la surface et l'importance du sous-placage magmatique pour la croissance de la lithosphère continentale (Corriveau et al., 1996a, b; Morin et Corriveau, 1996; Morin, 1998; Corriveau et Morin, 2000). Les quelque 5000 fragments répertoriés dans le dyke ont tous été examinés à l'œil nu lors d'un levé détaillé. Au total, plus de 1500 xénolites ont été décrits et des centaines de xénolites ont été échantillonnés et analysés (Morin, 1998, appendices B2 et B3). Ces données fournissent des renseignements qui sont différents de ceux que fournissent les xénolites d'origine grenvillienne (gneiss) et mantellique (périclase, webstérite) dans les intrusions crétacées présentes dans les basses terres du Saint-Laurent (p. ex. île Bizard, Clark et al., 1967; Raeside et Helmstaedt, 1982) et dans les Appalaches (Mahlburg Kay et al., 1983; Trzcinski et Marchildon, 1989; Owen et al., 1991).

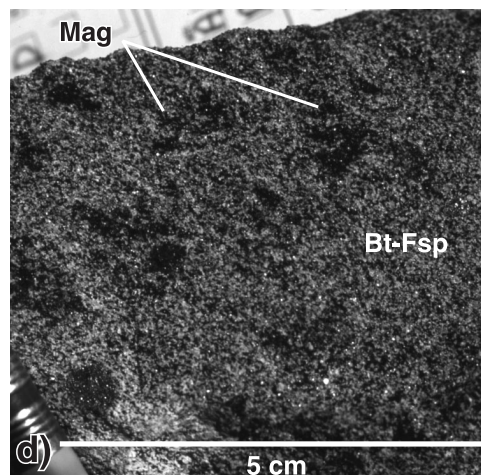
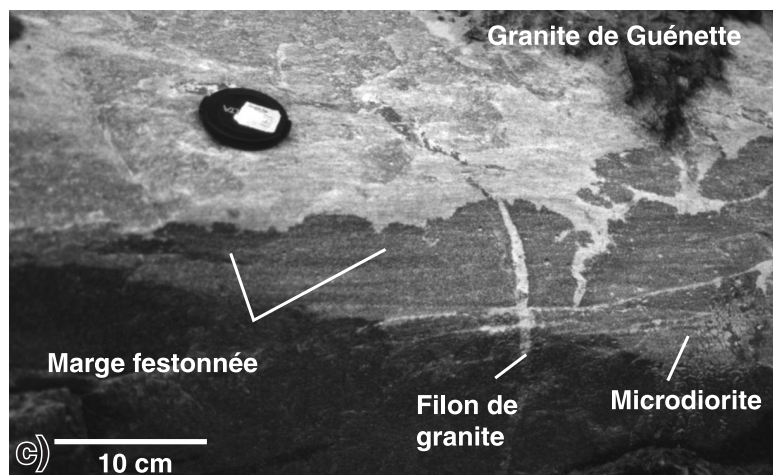
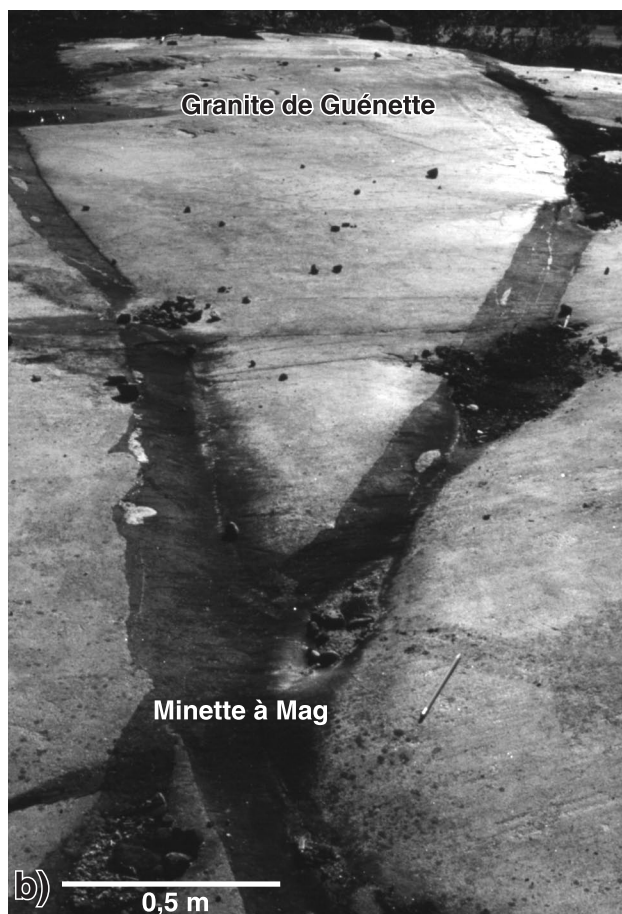
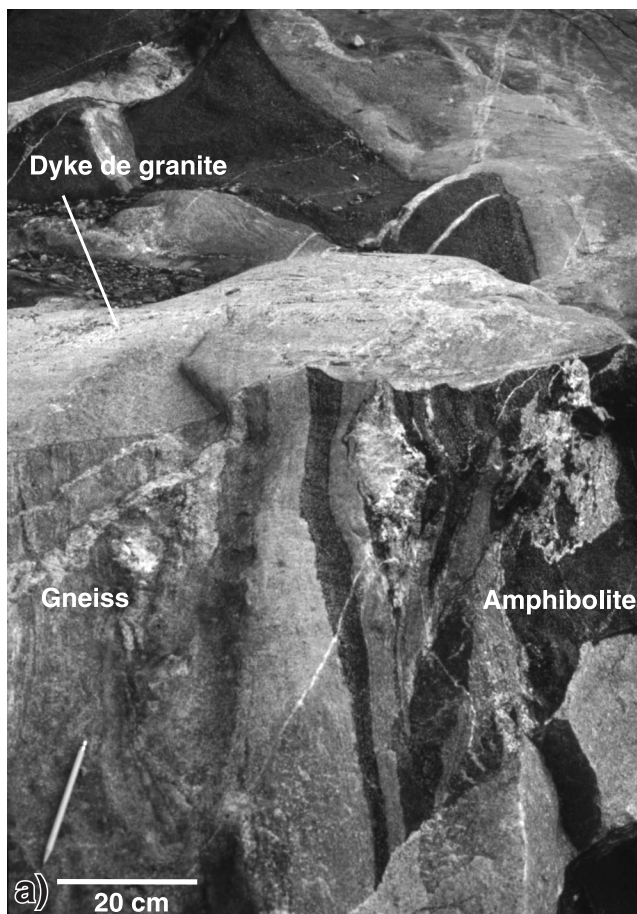


Figure 54. Morphologie du granite de Guénette et des dykes associés. **a)** Dyke de granite de la suite granitique de Guénette qui recoupe des paragneiss mixtes avec des niveaux d'amphibolite (CQA-1137; UTM : 481200mE, 5154700mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-200. **b)** Granite de Guénette (rose, homogène, leucocrate) que recoupent deux dykes ultrapotassiques à phénocristaux de magnétite vraisemblablement sis dans des zones de cisaillement conjuguées (CQA-1141; UTM : 482700mE, 5155800mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-201. **c)** Granite de Guénette avec un dyke de microdiorite présentant une marge festonnée. Photographie de L. Corriveau, 2003-202. **d)** Vue détaillée des phénocristaux de magnétite et de la matrice à biotite (Bt) et feldspath (Fsp) dans un des dykes ultrapotassiques en b). Photographie de L. Corriveau, 2003-203.

Typologie des xénolites

Le dyke de Rivard contient des fragments de dunite, de werhlite, de webstérite, de clinopyroxénite (à amphibole, biotite, grenat, phlogopite ou spinelle), d'orthopyroxénite, de biotite, de granulite mafique, de gabbro, de norite, d'anorthosite, de metabasite, de roche calco-silicatée, de granitoïde, de gneiss et de quartzite (fig. 52, 53, 55, 56; tableau 7). Plusieurs de ces xénolites ont des textures mylonitiques (fig. 55b, 56h) et l'un d'entre eux est une brèche

à matrice de minette (fig. 55b, 56c). Le dyke de Girard contient des xénolites de quartzite et de gabbro, alors qu'une brèche intrusive de quelques mètres de diamètre au sein du pluton de Kensington renferme des xénolites de clinopyroxénite (Corriveau, 1989). Les xénolites provenant de ces autres sources sont classés avec les xénolites du dyke de Rivard et ne sont donc pas décrits dans le présent bulletin. Corriveau et Morin (2000) ont classé les divers xénolites du dyke de Rivard en 41 types principaux en fonction de leur paragenèse et leurs textures (granulométrie, couleur des minéraux,

Tableau 6. Analyses chimiques des dykes de Rivard et de Girard et du stock de Rolleau

	Dyke de Rivard						Dyke de Girard	Moyenne ¹	Mexique ²	Stock de Rolleau		
Échantillon	A13-2A	A13-2B	A16-1	B6-76C	C22-4	D25-2	4003			1663	4300	4947
Type	Minette									Péridotite		
% en 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
PAF	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
n° 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
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

¹ composition moyenne des minettes d'après Rock (1991)

² composition d'une minette (primitive), Mexique occidental (Luhr et al., 1989)

* fluorescence X; ** activation neutronique; limite de détection en ppm; PAF = perte au feu

n° Mg = nombre magnésien (calculé avec Fe²⁺ = Fe total)

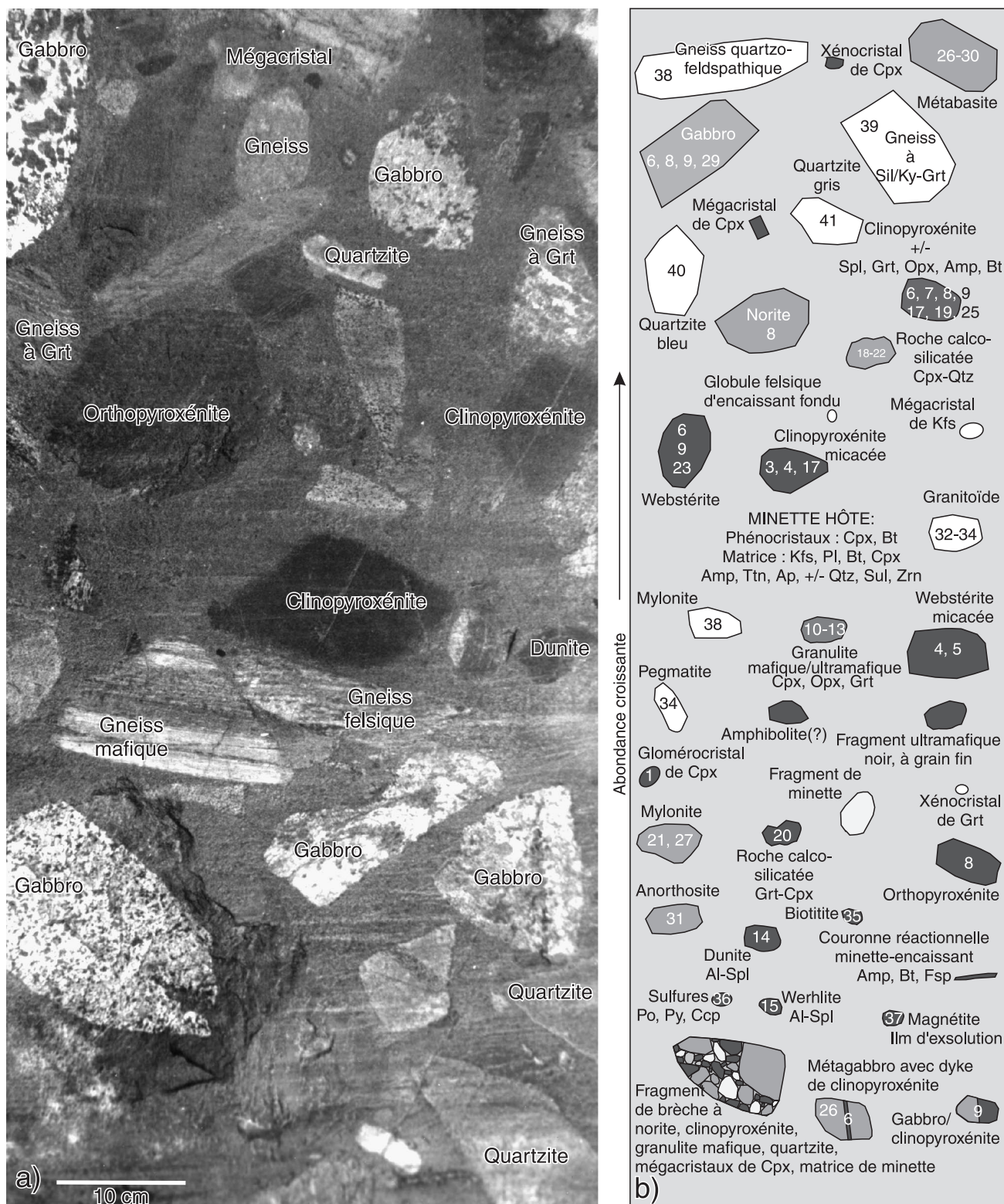


Figure 55. Morphologie et typologie des divers types de xénolites. Tous les fragments sont décrits par Morin (1998). **a)** Segment C riche en xénolites gabbroïques du dyke de Rivard. Les xénolites, au taux de 50 à 500 par mètre carré, constituent environ 50 % du volume de la roche. Photographie de L. Corriveau, 2003-204. **b)** Les xénolites ont été subdivisés en 41 types par Corriveau et Morin (2000) à partir des données de Morin (1998). Ils consistent surtout en webstérite, clinopyroxénite, granulite mafique, gabbro, métabasite, roche calco-silicatée, granite, gneiss et quartzite, avec des quantités mineures de dunite, de werhlite, d'orthopyroxénite et de biotite (tableau 7). Un fragment de brèche intrusive et des mylonites sont aussi présents.

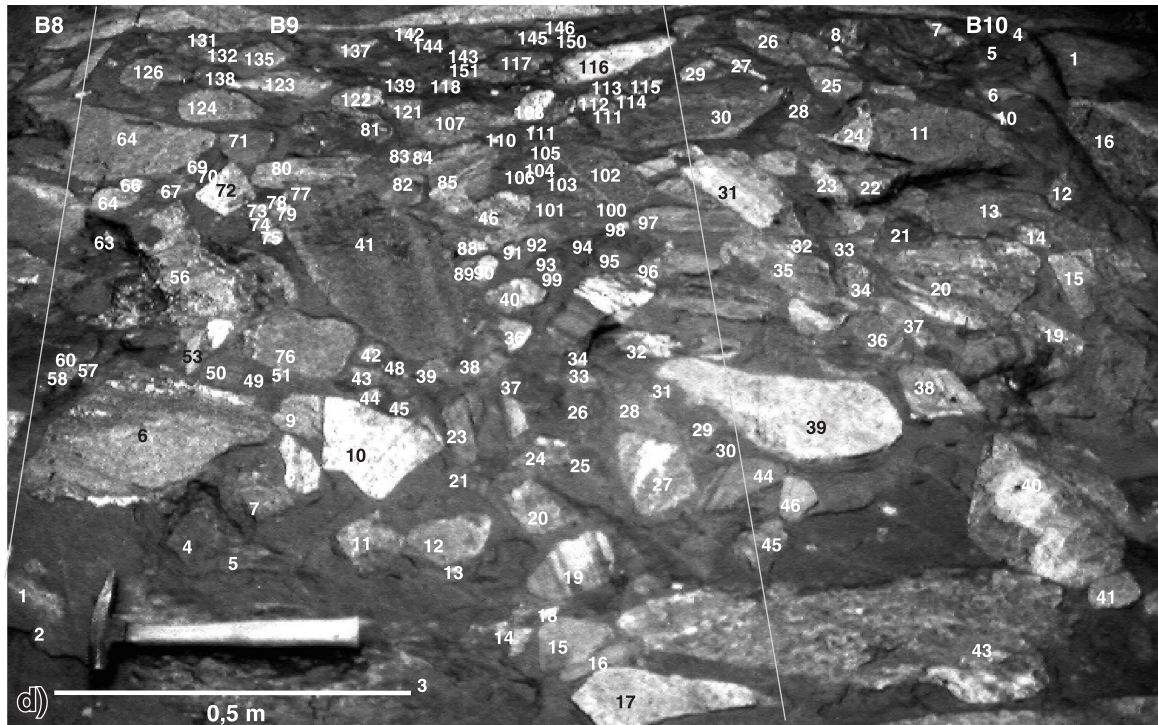
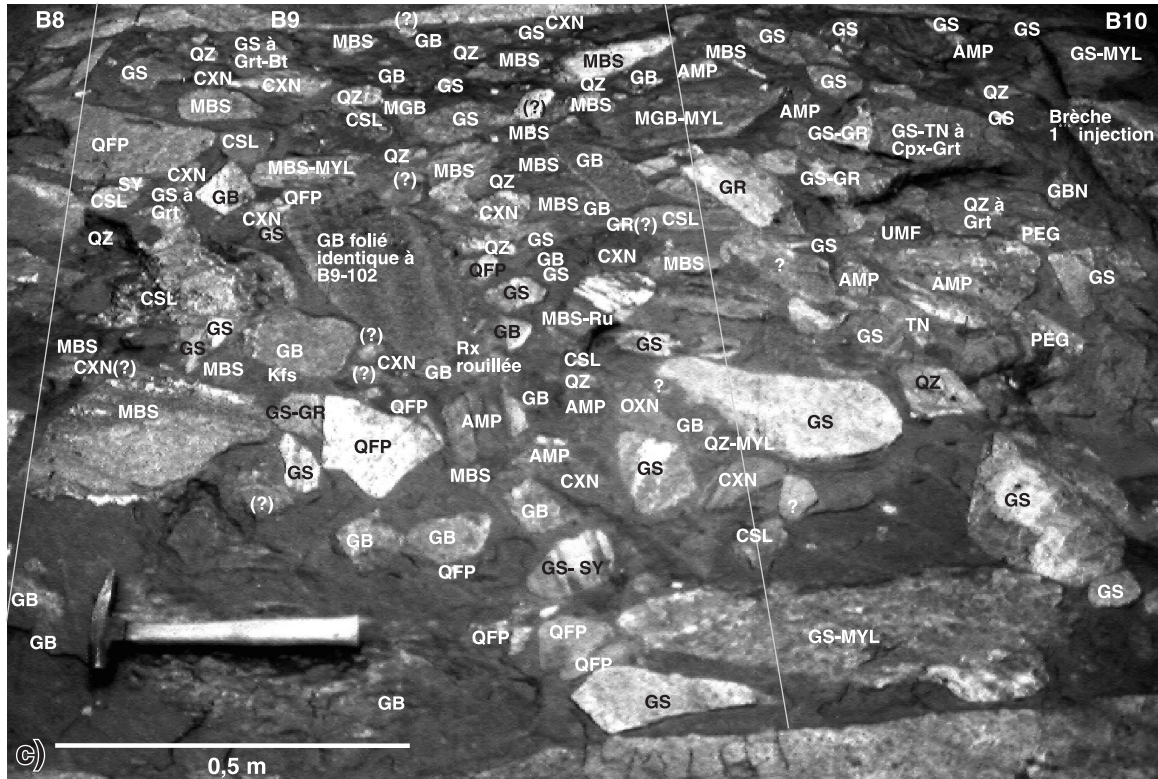
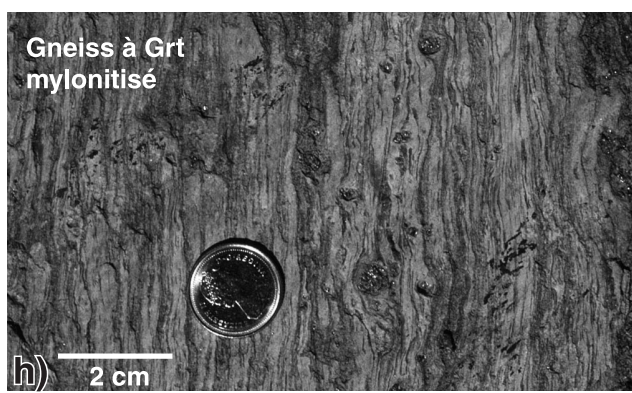
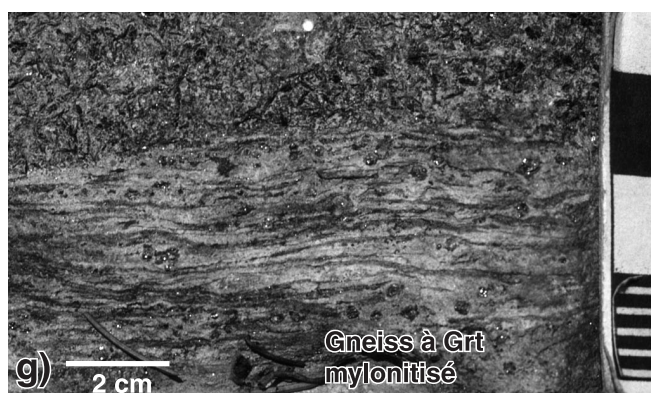
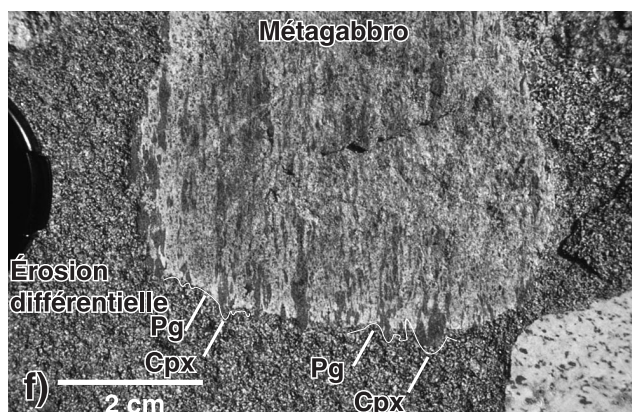
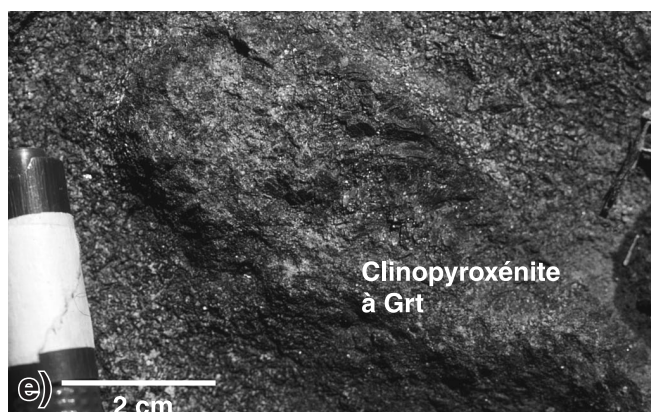
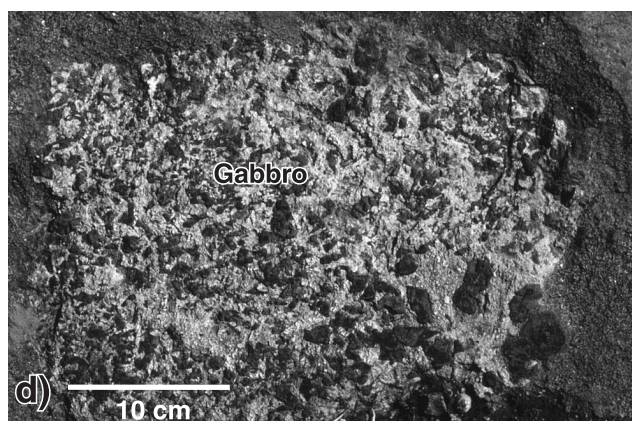
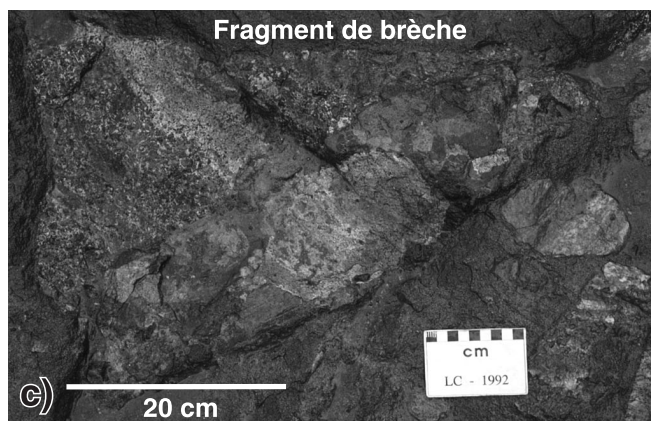
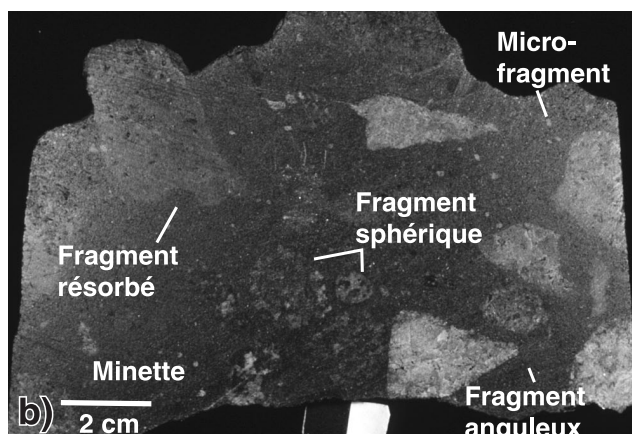
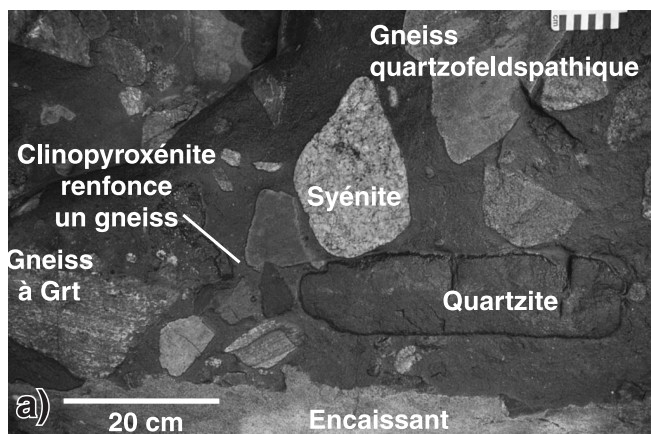


Figure 55. (suite) **c)** Xénolites des segments B9 et B10 du dyke de Rivard. Les abréviations sont généralement celles de Morin (1998, appendice B1) et de Kretz (1983) : AMP, amphibolite; Bt, biotite; Cpx, clinopyroxène; CSL, roche calco-silicatée; CXN, clinopyroxénite; GB, gabbro; GBN, gabbro-norite; GR, granite, granitique; Grt, grenat; GS, gneiss; Kfs, feldspath potassique; MBS, métabasite; MGB, métagabbro; MYL, mylonitisé; OXN, orthopyroxénite; PEG, pegmatite; QFP, gneiss quartzofeldspathique; QZ, quartzite; Ru, rubané; Rx, roche; SY, syénite, syénitique; TN, tonalite; UMF, roche ultramafique. Photographie de L. Corriveau, 2003-2005. **d)** Même image qu'en c) avec les numéros des xénolites tels que répertoriés dans Morin (1998, appendice B2). Photographie de L. Corriveau, 2003-2005.



exsolutions, déformation, etc.; fig. 55; tableau 7). Morin (1998) et Morin et al. (2005) en ont décrit en détail les caractéristiques minéralogiques, texturales et géochimiques; la section qui suit en présente les grandes lignes et a été rédigée en collaboration avec David Morin à partir de ses levés de terrain menés avec l'auteure, puis de ses recherches au doctorat.

Suites de xénolites mafiques et ultramafiques

Les types 1 à 3 de xénolites (tableau 7) réunissent les clinopyroxénites micacées avec des textures similaires respectivement à celles des phénocristaux (type 1), des mégacristaux (type 2) ou de la matrice (type 3) de la minette. Tout comme la minette, ces xénolites se caractérisent par un enrichissement important en éléments lithophiles à grand rayon ionique (2000 ppm de baryum, $K_2O/Na_2O = 1,5-2,4$) et en terres rares légères ($La/Yb = 10-13$), et une anomalie négative marquée de niobium-tantale. Les xénolites des types 1 et 2 sont interprétés comme des accumulations de clinopyroxène provenant de minettes plus ou moins évoluées; ceux du type 3 représenteraient des cumulats de pyroxènes dans lesquels ont infiltré des magmas riches en potassium.

Le type 4 comprend des xénolites de webstérite à biotite et de clinopyroxénite à amphibole-biotite et le type 5, un xénolite de webstérite (tableau 7). Ces xénolites présentent tous des indices de déformation du pyroxène, comme des plis en chevron, une extinction onduleuse et des néoblastes. Ils ont une foliation définie par l'alignement de cristaux de clinopyroxène, d'orthopyroxène, d'apatite et, localement, de biotite. Comparativement aux pyroxénites micacées des types 1 à 3, ces xénolites sont légèrement moins riches en éléments lithophiles à grand rayon ionique et en terres rares légères (400-1000 ppm de baryum, $K_2O/Na_2O = 1,4-2,9$, $La/Yb = 7-8$), et ils sont interprétés comme des cumulats plus âgés (déformés), qu'ont infiltrés des magmas riches en

potassium. La signature géochimique d'une de ces pyroxénites (échantillon D12-4) ressemble à celle du stock de Rolleau (Morin et al., 2005).

Les xénolites des types 6 à 9 correspondent à trois suites mafiques-ultramafiques peu ou modérément déformées (voir les figures 56d, f). Une pyroxénite et un gabbro à grain fin avec des textures intergranulaires ou granoblastiques constituent le type 6. Ils contiennent localement des grenats relativement grossiers qui sont très résorbés et qui pourraient être des xénocristaux. Un dyke de 25 mm d'épaisseur de clinopyroxénite typique du type 6 recoupe un xénolite de metabasite (metagabbro) et souligne l'origine intrusive de cette suite. La clinopyroxénite est moins riche en éléments lithophiles à grand rayon ionique et en terres rares légères (770 ppm de baryum, $K_2O/Na_2O = 0,8$, $La/Yb = 7$) que les xénolites micacés décrits plus haut. Les xénolites du type 7 ressemblent à ceux du type 6 sauf qu'ils sont dépourvus d'orthopyroxène, de spinelle et de grenat et contiennent de fins granules de magnétite concentrés aux jonctions des cristaux. En l'absence d'une analyse chimique, on ne peut établir avec certitude l'existence d'un lien avec les xénolites de type 6. Les cumulats peu déformés de type 8 incluent une orthopyroxénite, de la clinopyroxénite, de la norite et du gabbro, tous à grain moyen à grossier. Le gabbro contient des bâtonnets de plagioclase non altéré avec une anisotropie de forme prononcée et une texture intergranulaire à subophitique (échantillons A0-3, B7-1); les équivalents recrystallisés de ces bâtonnets comportent des mosaïques de plagioclase granoblastiques (échantillons B4-22, C45-15). Le gabbro présente une texture granoblastique avec des jonctions triples bien formées (recrystallisation presque complète de la roche). La répartition des plages de minéraux mafiques permet de retracer les formes initiales des bâtonnets de plagioclase qui ont une orientation préférentielle, ce qui suggère la présence d'une foliation magmatique (échantillons A2-18, A2-29, A4-102, A5-42, B3-15). Certains gabbros ont une texture

Figure 56. Textures de divers types de xénolites. **a)** Segment C46 du dyke de Rivard. On y voit l'agencement typique des xénolites anguleux de composition variée, à texture matricielle et à orientation aléatoire. Immédiatement après le décapage de l'affleurement, les xénolites de quartzite avaient une patine très bleue (de haute température ??) ou grise. Au fil des ans, ces différences de couleur se sont estompées. Photographie de L. Corriveau, 2003-206. **b)** Tranche de roche présentant une section verticale du dyke. Certains des xénolites ont une orientation horizontale préférentielle qui est compatible avec un mouvement vertical du magma. Ce mouvement est compatible avec un écoulement ascendant dont témoigne l'orientation des globules et leur déviation au niveau d'un xénolite (Morin et Corriveau, 1996, fig. 3G). Ce mouvement serait le dernier mouvement enregistré par le dyke. Photographie de L. Corriveau, 2003-207. **c)** Fragment B11-16 de brèche contenant des xénolites d'anorthosite, de norite, de clinopyroxénite, de granulite mafique, de quartzite, de metabasite et de mégacristaux de clinopyroxène dans une matrice représentant une première injection de minette. Ce fragment et les intrusions marginales indiquent qu'une première injection riche en xénolites mafiques et ultramafiques a précédé l'injection principale. Photographie de L. Corriveau, 2003-208. **d)** Échantillon de gabbro dans lequel sont conservés les vestiges d'un gabbro à gros bâtonnets de plagioclase maintenant complètement recrystallisés sans transposition tectonique notable. Photographie de L. Corriveau, 2003-209. **e)** Xénolite de clinopyroxénite à grenat. Photographie de L. Corriveau, 2003-210. **f)** Metagabbro présentant une foliation tectonique prononcée. Les marges du xénolite ont subi une érosion différentielle plus forte au niveau des cristaux de plagioclase là où les lentilles de clinopyroxène forment des saillies de 1 à 2 mm de longueur. Photographie de L. Corriveau, 2003-211. **g)** Xénolite de mylonite à grenat. Les xénolites de mylonite nombreux et variés n'ont pas d'équivalents connus dans la ceinture métasédimentaire centrale, ce qui suggère la présence de zones de cisaillement majeures dans la croûte inférieure. Photographie de L. Corriveau, 2003-212. **h)** Xénolite de mylonite felsique avec porphyroclastes de grenat dans le segment C du dyke de Rivard. Photographie de L. Corriveau, 2003-213.

Tableau 7. Types de xénolites dans le dyke de Rivard

¹ Type (N)	² Type de roche ³ Longueur maximum	⁴ Minéralogie	⁵ Texture et composition (exemples d'échantillons)
1 (5)	clinopyroxénite 30 mm	Cpx ± Bt Am Fsp (Ap Car Qtz Ttn Sul)	Phénocristaux à grain fin à moyen, ou xénolite qui a fortement réagi avec la minette hôte. Cpx avec texture en tamis et composition semblable au Cpx de la minette. Analyse D14-5 : Ba = 2200 ppm, Cr = 1400 ppm, <i>mg</i> = 73, K ₂ O/Na ₂ O = 2 % en poids, La/Yb = 10 (p. ex. A4-21-2, A5-34-3, A7-3-1, A-9-1, D14-5-1; p. 347 dans Morin, 1998).
2 (9)	clinopyroxénite 30 mm	Cpx ± Am Bt Fsp Grt (Ap Ttn Car Qtz Opa)	Cumulat de Cpx à grain grossier, zoné, texture de déséquilibre et composition similaire à celle des phénocristaux de la minette. Matrice apparentée à la minette hôte. Analyse D15-6 : Ba = 1700 ppm, Cr = 1400 ppm, <i>mg</i> = 75, K ₂ O/Na ₂ O = 1,5, La/Yb = 11 (p. ex. A6-25-2, A7-7-1, A7-9-2, C21-10, C45-11, D6-12-1, D15-6-1, D15-6-2, D15-7-3; p. 347 dans Morin, 1998).
3 (3)	clinopyroxénite 170 mm	Cpx ± Phl Am Opx Fsp (Car Ap Qtz Sul)	Cumulats à grain fin à moyen. Cpx hypidiomorphe et poreux (p. ex. augite chromifère à 0,3-0,4 % en poids Cr ₂ O ₃) contenant des reliques d'Opx (p. ex. enstatite alumineuse). Matrice apparentée à la minette hôte, malgré la présence d'orthopyroxène et la plus faible proportion de minéraux felsiques. Textures de déséquilibre. Analyse A5-13 : Ba = 2200 ppm, Cr = 1400 ppm, <i>mg</i> = 77, K ₂ O/Na ₂ O = 2,4, La/Yb = 12,5 (p. ex. A4-17, A5-13, A22-2, D6-14-2; p. 348 dans Morin, 1998).
4 (6)	clinopyroxénite webstérite 130 mm	Cpx Phl ± Opx Am Pl (Ap Car Ttn Zrn Qtz Sul Oxy)	Cumulats (?) à grain fin à moyen. Grenu à porphyroclastique avec foliation et rubanement frustes. Cpx et Opx avec plis en chevron, sous-grains et extinction onduleuse. Phl interstitielle, zonée remplaçant le Cpx et l'Opx, Analyses A5-26, D12-1 : Ba = 1000 ppm, Cr = 1900 ppm, <i>mg</i> ~ 77, K ₂ O/Na ₂ O = 1,4-2,9, La/Yb = 7-8 (p. ex. B6-39 et D12-1, p. 349 dans Morin, 1998).
5 (1)	webstérite 250 mm	Cpx Opx Phl Am Fsp (Ap Ttn Sul)	Grain moyen; textures semblables au type 4, à part la Phl qui est moins abondante et à grain plus fin. Foliation fruste. Analyse D12-4 : Ba = 440 ppm, Cr = 1950 ppm, <i>mg</i> = 77, K ₂ O/Na ₂ O = 1,0, La/Yb = 8. Composition en éléments traces similaire à celle du stock ultramafique de Rollet (p. ex. D12-4, p. 351 dans Morin, 1998).
6 (3)	webstérite clinopyroxénite gabbro 110 mm	Cpx ± Opx Am Pl ± Spl Ms (Grt Bt Qtz Opa Car)	Grain fin, intergranulaire à granoblastique. Rubanement fruste avec lentilles riches en Pl. Xénocristaux (?) de Grt, grossiers, très résorbés. Présence d'un dyke de clinopyroxénite de 25 mm d'épaisseur recoupant un métagabbro. Analyse A3-14a : Ba = 770 ppm, Cr = 910 ppm, <i>mg</i> = 66, K ₂ O/Na ₂ O = 0,8, La/Yb = 7.
7 (1)	clinopyroxénite 45 mm	Cpx Am (Pl Bt Ttn Sul Oxy Car)	Xénolite granoblastique à grain fin, semblable au type 6, exception faite de l'absence d'Opx, de Grt et de Spl. Cpx = diopside alumineux, Al ₂ O ₃ = 9,5 % en poids; Cr ₂ O ₃ = 0,15 % en poids; <i>mg</i> = 74.
8 (14)	orthopyroxénite clinopyroxénite norite, gabbro 450 mm	± Cpx Opx Pl Am ± Bt (Ap Sul Oxy Ttn Car)	Cumulat à grain communément moyen à grossier, texture intergranulaire, poëcilitique, porphyroclastique ou granoblastique. Foliation et rubanement ignés. Analyses B1-3, B11-16 : Cr = 760-1400 ppm, Ba = 130 ppm, <i>mg</i> = 75-76, K ₂ O/Na ₂ O = 0,4, La/Yb = 3 (p. ex. B1-3, C45-17, A0-3, B6-56, B2-62; Morin, 1998).
9 (11)	webstérite clinopyroxénite gabbro 200 mm	Cpx ± Opx Pl Am Mag (Ap Bt Grt Car Qtz Sul Zrn)	Communément à grain fin à moyen, porphyroclastique, granulaire ou à vestige de texture subophitique. Peut être folié ou rubané. Contact primaire entre de la clinopyroxénite et du gabbro. Analyse (trois échantillons) : Cr = 300-1000 ppm, Ba ~ 135 ppm, <i>mg</i> = 46-62, K ₂ O/Na ₂ O = 0,2-0,3, La/Yb = 0,7-3,0. Lien possible avec la suite intrusive de Chevreuil?

¹ Le chiffre entre parenthèses représente le nombre d'échantillons; l'échantillonnage visait surtout les roches ultramafiques.

² Type de xénolites pour lesquels une analyse a été effectuée.

³ Longueur maximale observée

⁴ Minéraux présentés par ordre d'abondance décroissant; en caractères gras, les minéraux dont la concentration modale est supérieure à 10 %; en caractères ordinaires, les minéraux dont la concentration modale est entre 1 % et 10 %; entre parenthèses, les minéraux dont la concentration modale est inférieure à 1 %.

Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz (1983), sauf Am = amphibole, Car = carbonate, Fsp = feldspath, Opa = minéraux opaques, Oxy = oxyde (Mg et/ou Ilm), Sul = sulfure (Py, Po, Ccp)

⁵ *mg* = 100 Mg/(Mg+Fe^{total}); *al* = 100 Al/(Al+Cr+Fe³⁺)

Tableau 7. (suite)

¹ Type (N)	² Type de roche ³ Longueur maximum	⁴ Minéralogie	⁵ Texture et composition (exemples d'échantillons)
10 (2)	granulite mafique 55 mm	Cpx Grt Opx Pl Am Oxy (Bt Sul Spl Ap)	Grain fin à moyen; granoblastique, porphyroclastique à porphyroblastique. Foliation ou rubanement fruste. Cpx et Pl turbides. Cpx : $mg = 64-76$; Grt : Alm ₄₆ Pyr ₃₄ à Alm ₅₉ Pyr ₂₅ .
11 (4)	granulite mafique 130 mm	± Cpx Opx Pl Grt ± Qtz Am (Oxy Ap Ms Zrn Car)	Grain fin à moyen et très hétérogène; grenue, porphyroblastique ou granoblastique. Rubanée ou foliée. Textures de remplacement communes. Cpx et Pl turbides. Cpx alumineux : $mg = 66-79$; Grt : Alm ₃₀ Pyr ₅₅ to Alm ₆₄ Pyr ₁₉ (p. ex. A6-64, A7-13-3, C8-6, C21-3, C43-4, C45-7, C45-19; p. 355 dans Morin, 1998).
12 (1)	granulite mafique 100 mm	Grt Cpx Ms (?) Opx Am Ilm (Sul Bt Spl Car Ap)	Grain fin, porphyroblastique, porphyroclastique ou granoblastique. Ms (?) à grain très fin remplaçant le Pl (?). Analyse B2-7 : $mg = 48$, $K_2O/Na_2O = 4,4$, $La/Yb = 2$; Grt = Alm ₅₅ Pyr ₂₃ (p. ex. B2-7; p. 356 dans Morin, 1998).
13 (1)	granulite mafique/skarn (?) 40 mm	Grt Cpx Opx Am Bt Fsp Ms(?) Spl	Grain moyen à grossier, rubané. Skarn (?). Couronne réactionnelle épaisse. Al-Cpx : $mg = 75$; Grt = Alm ₄₂ Pyr ₄₀ (p. ex. B3-14; p. 357 dans Morin, 1998).
14 (3)	dunite 120 mm	OI ± Spl Tlc Srp Phl (Car Sul Ilm Ms)	Grain fin à grossier, grenue à granoblastique. Lamelles de déformation et inclusions de Spl dans l'OI abondantes par endroits. OI remplacée par Srp, Tlc, et Phl. OI : Fo ₈₉₋₉₃ ; NiO = 0.05 % en poids; Spl : $al = 83-99$. Analyse C45-12: Cr = 125 ppm, $mg = 88$ (p. ex. A5-38-1, C45-12, C45-13, p. 357 dans Morin, 1998).
15 (2)	werhlite 20 mm	Cpx ± OI Spl Tlc Srp Phl Sul Am Tlc Srp Ms	Grain fin à moyen, hétérogène. Lamelles de déformation dans l'OI et extinction onduleuse dans le Cpx. OI remplacée par Srp, Tlc et Phl. OI : Fo ₈₈₋₉₅ ; Spl : $al = 84-99$; Cpx : $mg = 89-95$ (p. ex. A4-19-2, A62 = 4a-1, p. 358 dans Morin, 1998).
16 (1)	clinopyroxénite	Cpx Phl OI Tlc Am Sul	Grain fin, hétérogène, grenue, Lamelles de déformation dans l'OI. Analyse B1-19 : Cr = 17 ppm, Ba = 790 ppm, $mg = 89$, $K_2O/Na_2O = 3,9$, $La/Yb = 11$ (p. ex. B1-19, p. 359 dans Morin, 1998).
17 (124)	clinopyroxénite 200 mm	Cpx ± Spl Phl Am ± Fsp Car Opx Grt Scp Ttn Sul	Grain fin à moyen, grenue, porphyroclastique à granoblastique. Quelques xénolites riches en Phl, Am ou Car. Cumulat déformé ou recristallisé à partir de magmas enrichis en éléments lithophiles à grand rayon ionique et en terres rares légères. Cpx et Spl alumineux. Analyse (18 échantillons) : Cr = 10-4200 ppm, $mg = 70-92$, $K_2O/Na_2O = 0,1-1,2$, $La/Yb = 0,4-16$ (p. ex. A2-7, A4-4, C44-1; A5-15, B3-6; B1-2, p. 359-362 dans Morin, 1998).
18 (18)	roche calco-silicatée 95 mm	Cpx ± Scp Fsp Qtz Ttn ± Oxy Sul (Ap Phl Car Am All)	Granulométrie communément fine, rubanée ; grenue, poëciblastique, granoblastique ou mylonitique. Analyse (3 échantillons) : $mg = 59-86$, $K_2O/Na_2O = 0,1-0,2$, $La/Yb = 5-8$.
19 (2)	roche calco-silicatée 40 mm	Cpx ± Fsp (Am Scp Car Ap Bt Ttn)	Grain fin à grossier, rubanée et foliée, microgrenue à porphyroclastique.
20 (2)	roche calco-silicatée (clinopyroxénite à Grt) 30 mm	Cpx ± Grt Scp Ep Ttn Mag (Pl Ap Car)	Grain fin à moyen, granoblastique, foliée, rubanée. Cpx : $mg = 40-63$, $Cr_2O_3 \sim 0.03$ % en poids, $Na_2O = 0,7-1,2$ % pds; Grt: And ₂₀ Gro ₇₃ à And ₃₈ Gro ₄₀ .
21 (6)	roche calco-silicatée 100 mm	Cpx Qtz ± Fsp Opa Sul ± Am (Ap Bt Ttn Zrn Tlc (?) Car)	Grain fin à moyen, hétérogène, rubanée et foliée, granoblastique, porphyroclastique, mylonitique par endroits. Riche en Qtz formant des rubans par endroits.
22 (1)	roche calco-silicatée	Cpx Opx Qtz Phl Kfs (Ap Am Sul)	Grain fin à grossier, hétérogène, rubanée, foliée et granoblastique. Px et Phl : $mg = 98$. Riche en Mg, possiblement associée au système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy.
23 (1)	webstérite 150 mm	Cpx Opx Pl Qtz Sul (Am Bt)	Grain moyen. Px à exsolutions brunes (Rt (?)). Couronnes réactionnelles riches en Bt, de 2-5 mm d'épaisseur entourant le xénolite.
24 (1)	webstérite 65 mm	Cpx Opx Phl Am Ap Opa	Grain moyen à grossier. Cpx et Opx presque entièrement remplacés par Phl et Am.
25 (2)	clinopyroxénite	Cpx ± Ttn Sul (Am Car Ms (?))	Grain fin, granoporphyroclastique, foliée. Cpx riche en Al-Ti : $mg = 70$. Analyse C14-2 : Cr = 100 ppm, $TiO_2 = 2,6$ % en poids, $mg = 66$, $K_2O/Na_2O = 0,5$, $La/Yb = 7$.

Tableau 7. (suite)

¹ Type (N)	² Type de roche ³ Longueur maximum	⁴ Minéralogie	⁵ Texture et composition (exemples d'échantillons)
26 (14)	métabasite 150 mm	Cpx Pl ± Oxy Grt Am " Bt Opx (Qtz Ap Sul Tlc (?))	Granulométrie généralement fine, foliation et rubanement métamorphiques, granoblastique, porphyroclastique et/ou mylonitique. Équivalent métamorphisé du type 9? Analyses B4-1, B7-53, B8-73 : Cr = 10-1400 ppm, mg = 36-73, K ₂ O/Na ₂ O = 0,3-1,5, La/Yb = 2-6.
27 (9)	métabasite 330 mm	Pl Cpx ± Grt ± Am Bt Oxy (Opx Ap Qtz Ttn Sul Zrn)	Grain fin à moyen, granoblastique, porphyroclastique ou mylonitique, foliée et rubanée Analyses B1-28, B3-5, B3-17 : mg = 48-58, K ₂ O/Na ₂ O = 0,2-1, La/Yb = 2-4.
28 (4)	métagabbro 480 mm	Pl ± Cpx Am Bt (Opa Qtz Ap Zrn Ttn)	Grain fin à moyen, à texture ophitique résiduelle, granoblastique ou porphyroclastique par endroits, foliation ignée (?) fruste.
29 (2)	métagabbro	Cpx Pl Opx Sul Am Qtz Oxy (Bt Ttn Ap)	Grain fin à moyen, intergranulaire, rubané. Dans un xénolite, le Cpx et le Pl sont remplacés par du Sul (lien avec le type 36?)
30 (1)	métagabbro(?)	Car Ap Am Zrn	Minéraux de remplacement à grain fin; vestiges d'une texture ophitique (gabbro altéré)
31 (2)	anorthosite 128 mm	Pl Opx (Am Ap Bt Qtz)	Grain fin, granoporphyroclastique, foliée. Un xénolite mylonitisé.
32 (5)	syénite 420 mm	Kfs Opx Pl Qtz (Bt Am Car Oxy Ap Sul Zrn)	Grain fin à grossier, hétérogranulaire, porphyroclastique à granoblastique, foliation fruste.
33 (1)	syénite 100 mm	Kfs Cpx Am Bt Ap Sul	Grain fin à moyen, recristallisée. Lien possible avec la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta.
34 (1)	granite	Kfs Pl Qtz ± Grt	Grain moyen, texture massive. Quelques équivalents pegmatitiques.
35 (2)	biotite 50 mm	Bt Ap Pl Ttn Sul Tlc	Grain fin à moyen, Bt avec plis en chevron, définie la foliation. Bt : Al ₂ O ₃ = 14 % en poids, TiO ₂ = 4,7 %, F = 1,4 %, mg = 62, similaire à la Bt de la minette hôte.
36 (1)	sulfures 25 mm	Po Py Ccp (Car)	Sulfures massifs; associés à 29 (?) ou échantillon du système hydrothermal du complexe gnessique de Bondy.
37 (2)	oxydes 20 mm	Mag Ilm (Bt Ap Zrn (?))	Ilm lamellaire d'exsolution
38 (10)	gneiss quartzofeldspathique 380 mm	Fsp Qtz Grt ± Bt Cpx Opx (Oxy Am Car Ms Rt Ttn)	Grain fin à grossier, folié et rubané, granoblastique, porphyroblastique, porphyroclastique ou mylonitique avec rubans de Qtz.
39 (12)	gneiss à Sil 560 mm	Fsp Grt ± Qtz Bt Sil (Spl Car Oxy Zrn)	Grain moyen, granoblastique, porphyroblastique, porphyroclastique, folié, litage marqué ou peu prononcé. Rubans de Qtz.
40 (2)	quartzite bleu	Qtz ± Car Ttn Zrn Cpx	Grain moyen, impur, folié. Qtz en rubans, inclusions aciculaires (Rt (?))
41 (1)	quartzite gris	Qtz Fsp Cpx Grt Oxy Ttn Sul	Grain fin, impur.

¹ Le chiffre entre parenthèses représente le nombre d'échantillons; l'échantillonnage visait surtout les roches ultramafiques.

² Type de xénolites pour lesquels une analyse a été effectuée.

³ Longueur maximale observée

⁴ Minéraux présentés par ordre d'abondance décroissant; en caractères gras, les minéraux dont la concentration modale est supérieure à 10 %; en caractères ordinaires, les minéraux dont la concentration modale est entre 1 % et 10 %; entre parenthèses, les minéraux dont la concentration modale est inférieure à 1 %.

Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz (1983), sauf Am = amphibole, Car = carbonate, Fsp = feldspath, Opa = minéraux opaques, Oxy = oxyde (Mg et/ou Ilm), Sul = sulfure (Py, Po, Ccp)

⁵ mg = 100 Mg/(Mg+Fe^{total}); al = 100 Al/(Al+Cr+Fe³⁺)

intergranulaire similaire à celle des xénolites du type 8, mais ils en diffèrent par une amphibolitisation partielle ou complète des pyroxènes et la présence de minéraux accessoires abondants (échantillons B9-41, B9-102). Ces xénolites de gabbro ont des textures semblables aux textures des intrusions de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil, mais des signatures géochimiques distinctes (Martel, 2000). En effet, deux xénolites attribués au type 8, l'un d'orthopyroxénite et l'autre de gabbro, ont des rapports $MgO/MgO + FeO = 75-76$ et des rapports des éléments ($La/Yb = 1,9-2,3$, $Hf/Sm = 0,9-1,0$, $Zr/Y = 1,3-1,7$) comparables, suggérant qu'ils appartiennent à la même série magmatique. Leur signature géochimique diffère de celle des autres xénolites et de celle des suites intrusives qui affleurent dans la région.

Les xénolites de type 9 comprennent de la webstérite, de la clinopyroxénite et du gabbro qui ont une granulométrie fine à moyenne, des textures porphyroclastiques à granoblastiques et une foliation grossière, et qui contiennent de l'orthopyroxène avec des plis en chevron. Un des xénolites de webstérite a été fortement amphibolitisé. Un xénolite composite présente un contact primaire entre une clinopyroxénite et un gabbro cogénétique. Les xénolites de type 9 sont généralement plus pauvres en orthopyroxène et plus riches en magnétite que ceux de type 8. Ils présentent également des rapports des éléments ($MgO/MgO+FeO = 56$, $Hf/Sm = 0,4$ et $Zr/Y = 0,7$) moins élevés. Sauf pour les rapports des éléments traces influencés par le plagioclase (Eu/Tb , Zr/Sr), les caractéristiques géochimiques des roches de ce type se comparent à celles des unités mafiques et ultramafiques de la suite intrusive de Chevreuil, suggérant l'existence d'un lien possible avec ces dernières (Morin, 1998).

Les xénolites des types 10 à 13 (tableau 7; fig. 56e) comportent des petits fragments de gneiss mafiques et ultramafiques dont l'association de minéraux inclut deux pyroxènes et du grenat. Ces xénolites, généralement à grain fin à moyen, sont hétérogènes, foliés et/ou rubanés; ils ont des textures porphyroblastiques, porphyroclastiques ou granoblastiques. Les couronnes réactionnelles et d'autres textures de déséquilibre sont omniprésentes, et le clinopyroxène et le plagioclase ont un aspect turbide. Une mylonite ultramafique présente une alternance de niveaux millimétriques de plagioclase et de clinopyroxène (amphibolitisé) à grain fin. La granulite C45-19 (type 11) comporte deux générations de grenat et deux générations d'orthopyroxène. De fines couronnes de grenat entourent les grenats de la première génération dont la composition est de 42 à 53 % molaire d'almandin et de 10 à 11 % molaire de grossulaire. Les grenats de la deuxième génération sont plus manganés (2-7 % molaire de spessartine), moins magnésiens (56-60 % molaire d'almandin) et plus pauvres en calcium (3-9 % molaire de grossulaire), ce qui suggère que la pression était légèrement plus élevée que lors de la formation de la première génération.

Les types 14 à 16 regroupent les xénolites à olivine (tableau 7). Les xénolites de type 14 comportent des dunites à spinelle (c.-à-d. périclase, $Ol/Ol+Opx+Cpx > 90\%$) formées

de 75 à 95 % d'olivine localement serpentinisée, riche en magnésium (Fe_{89-93}) et pauvre en nickel, et de 5 à 25 % de spinelle aluminomagnésien. Ils sont arrondis, vert foncé et à grain moyen et ils présentent des couronnes réactionnelles d'environ 15 mm d'épaisseur. Le spinelle a un diamètre qui varie de $<0,1$ à 2 mm. Il est particulièrement alumineux (66-68 % en poids de Al_2O_3) et magnésien (22-24 % en poids de MgO) et ne contient que de 4 à 8 % en poids de FeO et de 1 à 2 % en poids de Fe_2O_3 . Par exemple, l'échantillon C45-12a de dunite à spinelle (similaire à l'échantillon C45-13) présente des rapports $MgO/MgO + FeO$ de 87 et K_2O/Na_2O de 1,2. Il est très riche en MgO (42,5 % en poids) et en Al_2O_3 (12,2 % en poids). Les teneurs en éléments incompatibles sont très faibles (souvent sous le seuil de détection), et les teneurs en chrome et en nickel sont faibles (125 et 42 ppm respectivement) pour ce type de roche. Cette dunite présente des textures métamorphiques; sa composition diffère de celle des dunites mantelliques. Les inclusions de spinelle dans l'olivine sont localement très abondantes et ont été interprétées comme le produit d'une réaction entre un magma et une phase alumineuse (Morin, 1998).

Le type 15 (tableau 7) comprend deux petits xénolites de werhlite. Ces xénolites contiennent de l'olivine magnésienne (Fe_{88-95}) pauvre en nickel, du clinopyroxène alumineux (6 % en poids de Al_2O_3), chromifère (0,7 % en poids de Cr_2O_3) et sodique (1,7 % en poids de Na_2O), ainsi que de la phlogopite, de l'amphibole, des traces de sulfures et des minéraux opaques. Le spinelle peut être particulièrement alumineux (67 % en poids de Al_2O_3) et magnésien (24 % en poids de MgO) et dépourvu de chrome (échantillon A4-19), ou moins alumineux (54 % en poids de Al_2O_3) mais plus riche en fer (13 % en poids de FeO et 4 % en poids de Fe_2O_3) et en chrome (9 % en poids de Cr_2O_3 ; échantillon A6-24).

Le type 16 (tableau 7) est représenté par une clinopyroxénite à olivine hétérogène, qui est dépourvue de spinelle et localement riche en phlogopite. Ses textures et les rapports K_2O/Na_2O (3,9) et La/Yb (11) élevés suggèrent que la roche a été métasomatisée.

Les nombreux xénolites de type 17 (tableau 7) se composent de clinopyroxénite à grain fin à grossier, qui contient parfois du spinelle alumineux et, plus rarement, de l'orthopyroxène et du grenat. Certains de ces xénolites contiennent des quantités importantes de phlogopite, d'amphibole ou de carbonate de remplacement, dont le xénolite A2-7. Ces clinopyroxénites micacées ont une texture et une composition différentes de celles des pyroxénites des types 1 à 5. Leur texture peut être grenue, porphyroclastique ou granoblastique, ce qui indique que la roche a été déformée et recristallisée avant d'être transportée dans la minette. La présence de couronnes de grenat autour du spinelle dans certains xénolites (p. ex. A6-3) indique que la profondeur d'origine était d'environ 55 à 60 km. La composition de ces roches varie mais, à l'exclusion des exemples les plus métasomatisés, elles ont de 3 à 18 % en poids de Al_2O_3 , de 10 à 4200 ppm de chrome, un rapport $MgO/MgO + FeO$ de 70 à 92 et un

rapport La/Yb de 0,4 à 16; elles présentent des anomalies négatives de niobium-tantale et de titane sur les diagrammes normalisés (Morin, 1998).

Suites de xénolites métamorphiques

Les xénolites des types 18 à 22 incluent diverses roches calco-silicatées riches en clinopyroxène qui contiennent notamment du quartz, de la scapolite, du feldspath et/ou de la titanite. Les roches sont à grain fin à grossier et sont généralement hétérogènes, foliées et rubanées; elles ont des textures grenues, granoblastiques ou porphyroclastiques. Deux petits xénolites (type 20) à clinopyroxène et grenat sont classés parmi les roches calco-silicatées (plutôt que les éclogites) en raison de la composition du clinopyroxène (pauvre en chrome et en sodium) et du grenat (grossulaire). Le rapport $MgO/MgO + FeO$ extrêmement élevé (98) des pyroxènes et de la phlogopite d'un xénolite hétérogène qui contient également du quartz, suggère qu'il s'agit aussi d'une roche calco-silicatée. Ce xénolite pourrait également représenter un fragment du système hydrothermal métamorphisé du complexe gneissique de Bondy.

Les types 23 à 25 comportent chacun un seul xénolite dont la texture et/ou la composition chimique les distinguent des xénolites des types précédents. Par exemple, la clinopyroxénite du type 25 a une couleur brun foncé, un grain fin et une texture porphyroclastique; elle est riche en Al_2O_3 (12 % en poids) et en TiO_2 (2,6 % en poids). Les types 26 à 31 comprennent des xénolites mafiques à texture métamorphique (fig. 53e). Leur granulométrie est fine à moyenne et leur association de minéraux est dominée par du plagioclase et du clinopyroxène mais peut comprendre des quantités notables d'amphibole, d'orthopyroxène, de grenat ou de magnétite. La roche est généralement foliée et rubanée avec des textures granoblastiques à porphyroclastiques; toutefois, la texture ophitique originale demeure parfois visible. Un xénolite (type 30) a une texture d'apparence ophitique en dépit du remplacement complet des minéraux primaires par un carbonate et une apatite à grain très fin. Le clinopyroxène et le plagioclase d'un métagabbro (type 29) ont subi un remplacement important par des sulfures. Les exemples mylonitiques de metabasite correspondent à du gneiss mafique à porphyroclastes de plagioclase et à rubans de quartz (type 27) et à de la méta-anorthosite blanche ou grise à grain fin (type 31) qui possède une fabrique nette, définie par des niveaux anastomosés de minéraux mafiques. Le profil des éléments traces de certaines metabasites (type 26) montre une anomalie négative de niobium-tantale et de titane.

Les types 32 à 34 (tableau 7) comprennent les roches felsiques peu ou pas foliées. Leur étude pétrographique préliminaire indique qu'elles sont de composition syénitique à granitique, avec des équivalents pegmatitiques (fig. 55b). Les xénolites de type 35 sont petits et composés essentiellement de cristaux fins à moyens de biotite avec de la titanite. La biotite est déformée en plis en chevron et définit la foliation.

Elle est riche en TiO_2 (4,7 % en poids) et en fluor (1,4 % en poids) avec un rapport $MgO/MgO + FeO$ faible (62), comme la biotite de la minette. Les petits xénolites de type 36 comprennent des sulfures (pyrrhotite, pyrite et chalcoppyrite), alors que ceux de type 37 comportent des cristaux de magnétite avec de l'ilménite lamellaire d'exsolution. Les types 38 et 39 se composent de nombreux xénolites gneissiques, dont des fragments d'encaissant (fig. 53e, 56a). L'association de minéraux comprend la biotite, les feldspaths, le grenat et le quartz; les gneiss de type 39 contiennent en plus de la sillimanite. La roche est à grain fin à grossier; elle a une foliation et un rubanement plus ou moins bien développés et des textures porphyroblastiques, porphyroclastiques, pœciloclastiques ou granoblastiques. Dans certains gneiss quartzofeldspathiques (et certains xénocristaux de 8 à 30 mm de diamètre), les porphyroblastes de grenat présentent une texture kelyphitique caractérisée par une biotitisation en cristaux très fins dans les fractures et en bordure des cristaux. D'autres gneiss à grain fin, de couleur grise ou rose, ont une fabrique mylonitique (fig. 56g, h). Quelques exemples de gneiss contiennent aussi de la tourmaline, et ils pourraient être associés au système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy. Les types 40 et 41 comportent du quartzite bleu et du quartzite gris, respectivement (fig. 55a, 56a). La roche est fine à moyenne, plus ou moins foliée et rubanée, et contient des quantités variées de clinopyroxène, de feldspath potassique et de grenat. Les rubans grossiers de certains xénolites de quartzite bleu ont quelques millimètres de largeur sur plusieurs centimètres de longueur, suggérant que la fabrique s'est développée à une très haute température.

Conditions de pression et de température enregistrées par les xénolites

Les xénolites et les xénocristaux constituent la base même de l'approche de cartographie quadridimensionnelle de la lithosphère, car ils fournissent des indices directs de la pétrologie et de la géochimie de la croûte inférieure et du manteau (O'Reilly et Griffin, 1996; Webera et al., 2002). Pour en arriver à reconstituer une « stratigraphie » de la lithosphère, il est essentiel d'établir à quel niveau crustal ou mantellique les divers xénolites se sont formés. Toute une série de thermomètres et de baromètres permettent d'estimer les conditions d'équilibre des roches mafiques et ultramafiques du manteau et de la croûte profonde et, s'il n'y a pas eu rééquilibrage ultérieur, leur profondeur d'origine (p. ex. Wells, 1977; Ellis et Green, 1979; Finnerty et Ridgen, 1981; Lindsley et Anderson, 1983; Harley, 1984; Bertrand et Mercier, 1985; Nickel et Green, 1985; Powell, 1985; Adams et Bishop, 1986; O'Neill et Wall, 1987; Krogh, 1988; Brey et Köhler, 1990; Carswell, 1991; Green et Adam, 1991; Mukhopadhyay, 1991). Ces méthodes utilisent des réactions par échange de cations ou par transfert entre olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, grenat ou spinelle coexistants.

Les thermomètres qui ont pu être utilisés sont fondés sur les réactions par échange de fer et de magnésium entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène (Wells, 1977), sur la solubilité du calcium dans l'orthopyroxène en équilibre avec le clinopyroxène (Brey et Köhler, 1990), sur l'échange de fer et de magnésium entre l'orthopyroxène et le grenat (Harley, 1984), sur l'échange de fer et de magnésium entre le clinopyroxène et le grenat (Ellis et Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988) et sur l'échange de fer et de magnésium entre l'olivine et le spinelle (O'Neill et Wall, 1987). Les baromètres utilisés sont fondés sur la solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène en équilibre avec le grenat (p. ex. Nickel et Green, 1985). L'utilisation d'autres géothermobaromètres se heurte à l'absence, dans certains types de xénolites, d'associations de minéraux appropriées et à la présence de textures de déséquilibre entre les phases. Par exemple, les géobaromètres fondés sur l'échange de calcium entre l'olivine et le clinopyroxène (p. ex. Finnerty et Ridgen, 1981; Adams et Bishop, 1986) ne peuvent être utilisés pour les xénolites de dunite et werhlite, l'orthopyroxène étant absent.

Les résultats bruts obtenus à l'aide du programme inédit de G.P. Brey de l'Institut Max-Planck en Allemagne (M.L. Tellier, L. Corriveau et D. Morin, rapport d'analyse des xénolites inédit, 1995) varient en fonction des sites analysés et des couples thermomètre-baromètre utilisés. Bonnet (2000) donne une interprétation plus poussée. Les températures et les pressions d'équilibre maximales des xénolites du dyke de Rivard sont de l'ordre de 1050 °C et de 20 à 25 kbar. Cette pression est trop basse pour être dans le champ de stabilité du diamant (Nickel et Green, 1985). Les granulites mafiques (clinopyroxène+orthopyroxène+grenat) indiquent des températures de 700 à 1200 °C et des pressions d'environ 15 kbar, si on exclut certaines valeurs extrêmes. Les clinopyroxénites (clinopyroxène±orthopyroxène) indiquent des températures variant généralement de 750 à 1000 °C, les webstérites et une orthopyroxénite (orthopyroxène+clinopyroxène), des températures de 770 à 1200 °C, et les roches à olivine (olivine+spinelle±clinopyroxène), des températures de 500 à 900 °C. Des xénolites de clinopyroxénite renferment une association de spinelle et grenat compatible avec une origine à l'interface de la croûte et du manteau (env. 55 à 60 km de profondeur) dans la zone de transition spinelle-grenat. D'après des déterminations de la pression et de la température (Sen et Jones, 1988) et des données expérimentales (Chapman, 1975) tirées de xénolites similaires, le champ de stabilité de cette zone correspond à environ 19 à 20 kbar (Morin, 1998). L'absence d'une couronne de grenat autour du spinelle dans d'autres xénolites suggère que ces xénolites proviennent de profondeurs moindres. Invariablement, les températures estimées par les thermomètres olivine-spinelle et olivine-clinopyroxène sont inférieures au seuil de 600 °C et donc inférieures à la température maximale enregistrée par les gneiss encaissants (950 °C; Boggs, 1996; Boggs et Corriveau, 2004), mais à peu près à la même température

que l'encaissant lors de la mise en place du dyke lui-même (voir plus loin). Le rééquilibrage de ces paires de minéraux s'est probablement fait lors du refroidissement du dyke.

Les données préliminaires citées ci-dessus suggèrent que les xénolites proviennent d'une profondeur d'environ 70 km ou moins. Comme le Moho est actuellement à 42 km de profondeur sous le dyke de Rivard (Martignole et Calvert, 1996) et que la minette s'est mise en place à 17 km de profondeur (Morin, 1998), l'interface croûte-manteau sous la ceinture aurait été à environ 60 km de profondeur à 1,07 Ga. Cette interface semble avoir été le site d'un sous-placage magmatique et d'une accréction intrusive importante (Corriveau et Morin, 2000), comme l'attestent d'autres études sur les xénolites et la rhéologie lithosphérique (Griffin et O'Reilly, 1987; Parsons et al., 1992; Xu et al., 1996; Hansteen et al., 1998; voir Condie et Selverstone, 1999, pour une interprétation différente).

Signatures isotopiques du strontium, du néodyme et du plomb, âges modèles Nd et âges U-Pb des xénolites

Les âges modèles et les signatures isotopiques du strontium, du néodyme et du plomb recueillis sur 17 xénolites du dyke de Rivard, la minette hôte et les plutons alcalins permettent d'établir la relation qui existe entre le lamprophyre du dyke de Rivard et les autres intrusions alcalines de la région et entre les xénolites et leur magma hôte. En outre, ils offrent un aperçu de la nature et de l'âge de la lithosphère dans la région de Mont-Laurier à 1,07 Ga (Corriveau et Morin, 2000). Ces données isotopiques, obtenues au laboratoire de géochronologie du Musée royal de l'Ontario (Y. Amelin, données inédites, 1994), font l'objet d'une discussion détaillée par Amelin et al. (1994), Corriveau et Amelin (1994) et Corriveau et al. (1996a, b); les méthodes d'analyse et de préparation des échantillons utilisées sont décrites par Parrish et al. (1987), Heaman et Machado (1992) et Corriveau et al. (1996b).

Le lamprophyre du dyke de Rivard contient de nombreux cristaux de zircon et de titanite de forme particulièrement irrégulière et arrondie. La couleur et la forme des populations de cristaux varient et les résultats des analyses isotopiques (Y. Amelin, données inédites, 1994) montrent de fortes variations, indiquant que ces cristaux sont en grande partie des xénocristaux. Pour éviter d'analyser ces xénocristaux, une fraction de plagioclase et deux fractions de clinopyroxène (l'une de clinopyroxène vert, l'autre de clinopyroxène incolore) de l'échantillon BD-1 ont été analysées pour déterminer la teneur en samarium et en néodyme. L'isochrone interne obtenu donne un âge de 1088 ± 46 Ma avec un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial de 0,5117 ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0,6$; Amelin et al., 1994). Une fraction concordante de titanite du xénolite de clinopyroxénite B 3-6 a également fourni un âge maximal de 1072 ± 12 Ma pour le dyke (Amelin et al., 1994).

Des cristaux de zircon ont été séparés de deux xénolites de webstérite et d'un xénolite de granulite mafique à grenat au Musée royal de l'Ontario (Y. Amelin, données d'analyse inédites, 1994). Ils ont un aspect typique des roches de métamorphisme élevé. Ils sont incolores à rosés, clairs, xénomorphes et presque sphériques. Leur teneur en uranium varie de 60 à 200 ppm et le rapport modèle Th/U varie de 0,2 à 0,4. Six cristaux ont été analysés séparément et donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ presque concordants entre 1112 et 1182 Ma (Amelin et al., 1994; Corriveau et al. 1996a, b). Bien que dispersés entre l'âge du métamorphisme régional (1,19 Ga) et l'âge du début du magmatisme potassique (1,09 Ga), ces résultats définissent une courbe concordia avec un pôle gravitant autour de 1,3 Ga et un autre, autour de 1,11 Ga. Il est possible que le pôle supérieur représente l'âge des xénolites. Cet âge coïnciderait avec l'âge d'un important épisode de volcanisme tholéitique dans la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario. Le pôle inférieur et deux résultats concordants reflètent le début de la réactivation du manteau vers 1127 à 1110 Ma. Cette réactivation est marquée par la croissance de nouveaux cristaux de zircon à l'état solide. Deux cristaux de zircon tirés d'un échantillon de granulite et analysés séparément ont de faibles teneurs en uranium (env. 20 ppm) et des rapports modèles Th/U élevés (respectivement 9,4 et 22). Ces cristaux sont aussi presque concordants et leurs âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont beaucoup plus jeunes (1100 et 1091 Ma; Amelin et al., 1994). Cette composition inhabituelle et l'absence de composantes plus âgées suggèrent que la formation de ces cristaux de zircon a été associée à un épisode de métasomatisme dans le manteau.

Des cristaux de clinopyroxène ou de grenat ont été séparés de 14 xénolites de clinopyroxénite, de webstérite, de pyroxénite grenatifère et de granulite mafique et analysés pour déterminer les rapports des isotopes de Sm-Nd, de Rb-Sr et de U-Pb (Amelin et al., 1994). Six paires de cristaux de grenat et de clinopyroxène ont donné des âges Sm-Nd variant de 1091 à 1074 Ma; ces âges sont 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 sont également proche de 1080 Ma, soit de 1072 à 1126 Ma et de 1084 à 1194 Ma, respectivement. Compte tenu de leur précision analytique, tous les âges U-Pb et Pb-Pb, sont cohérents avec les âges Sm-Nd plus précis; ces systèmes étaient donc en équilibre vers 1,08 Ga. Cela suggère que les xénolites ont été soumis aux températures élevées de la croûte inférieure ou du manteau et qu'ils ont été rééquilibrés jusqu'à leur extraction par le magma hôte, ou encore qu'il y a eu un épisode distinct de croissance de grenat vers 1,08 Ga. La première possibilité est plus compatible avec les données régionales. Par contre, les données sur les cristaux de zircon suggèrent qu'un événement tectonique distinct, tel du métasomatisme, a eu lieu dans le manteau. Contrairement aux systèmes isotopiques Pb-Pb et Sm-Nd, il y a eu rééquilibrage du système isotopique Rb-Sr vers 630 à 840 Ma.

La composition isotopique des clinopyroxènes provenant des xénolites de granulites mafiques et de clinopyroxénites grenatifères, présentée par Amelin et al. (1994), donne des champs distincts de celle des clinopyroxènes provenant 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. 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 qui a été la source des magmas potassiques. Ces données concordent avec les âges modèles Sm-Nd et Pb d'environ 1,9 Ga (Amelin et al., 1994) obtenus pour les clinopyroxènes des xénolites et du lamprophyre et calculés à l'aide du modèle de Neymark (1990), et avec les âges modèles d'environ 1,3 Ga obtenus pour les plutons dans la région de Mont-Laurier et en Ontario (Marcantonio et al., 1990; Corriveau et Amelin, 1994). Les âges modèles Nd et Pb des xénolites varient beaucoup et diffèrent de ceux des plutons. Aucun des âges modèles n'est archéen. Ces âges laissent penser qu'à 1,08 Ga, la croûte inférieure et le manteau supérieur de la région de Mont-Laurier étaient composés de roches paléoprotérozoïques et mésoprotérozoïques. Cette région n'était donc pas chevauchée sur le craton archéen à 1,08 Ga (Corriveau et Morin, 2000) bien qu'elle le soit maintenant d'après les interprétations des levés sismiques du Programme Lithoprobe (Martignole et al., 2000).

Nature de la lithosphère

L'étude des associations de minéraux, des textures et de la composition des xénolites ultramafiques permet de les classer en 10 suites distinctes. Les clinopyroxénites du type 17, de par leurs similarités et leurs différences géochimiques, sont interprétées comme des cumulats issus de magmas légèrement différents, plus ou moins évolués, et enrichis en éléments lithophiles à grand rayon ionique et en terres rares légères (Morin, 1998). Un appauvrissement relatif en niobium-tantale et en titane suggère qu'une composante de subduction était impliquée dans la genèse de ces roches. Leur association de minéraux, qui inclut dans certains cas du spinelle avec ou sans grenat, indique une provenance de la région limite entre la croûte et le manteau (env. 55-60 km), alors que leurs textures grenues ou porphyroclastiques attestent une déformation et une recristallisation antérieures à leur transport dans la minette. Ces clinopyroxénites pourraient être associées aux rares xénolites de dunite et de werhlite (types 14 et 15) qui contiennent également un spinelle magnésio-alumineux et qui sont interprétés comme un produit de la réaction entre un magma et une phase alumineuse (Morin, 1998). Une autre suite (type 8) est représentée par une orthopyroxénite et une norite à texture cumulus qui ont des rapports des éléments traces similaires. La texture et la composition de cette suite la distinguent des autres suites ultramafiques (types 14 à 17, 23 à 25) et de deux autres suites ultramafiques-mafiques (types 6, 7 et 9). Il est important de souligner que les suites représentées par les xénolites

mafiques à ultramafiques étudiés sont géochimiquement distinctes des suites intrusives qui affleurent dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec. Les xénolites du type 9 pourraient faire exception parce que certains d'entre eux ont des caractéristiques géochimiques (c.-à-d. Hf/Sm et Zr/Y relativement faibles et Hf/Th et Tb/Yb élevés) semblables à celles des intrusions de la suite intrusive de Chevreuil (Morin, 1998). Toutefois, avant de pouvoir déterminer si les xénolites du type 9 appartiennent ou non à la suite intrusive de Chevreuil, il faudra une étude plus détaillée en raison de l'histoire magmatique très complexe des roches de la suite (mélange de magmas, assimilation de la croûte, etc.; Peck et al., 2004; ce bulletin). Les fragments de metabasite, qui présentent des indications claires de déformation et/ou de recristallisation (et dans certains cas de textures ophitiques reliques; types 10 à 12, 26 à 31), représentent vraisemblablement des intrusions et des cumulats métamorphisés plus anciens. Les xénolites d'anorthosite à fabrique mylonitique doivent avoir une origine profonde. Ils pourraient provenir d'intrusions litées verticalement (chambre ou conduit magmatique cylindrique) ou d'intrusions litées associées à de grandes chambres magmatiques près de la limite de la croûte et du manteau.

Les xénolites de clinopyroxénite et de webstérite à phlogopite (types 1 à 5), qui contiennent des mégacristaux de clinopyroxène et de feldspath potassique similaires à ceux de la minette, témoignent d'un fractionnement et d'un mélange de magmas potassiques à haute pression (Morin, 1998). Certains de ces magmas pourraient être apparentés à la minette. Un xénolite de pyroxénite, avec une signature géochimique similaire à celle du stock de Rollet, indique que des intrusions ultramafiques potassiques cogénétiques sont présentes à la fois en surface et plus en profondeur (Morin, 1998; Morin et al., 2005). Toutefois, à l'exception de ce lien, il n'est pas possible d'établir de relations génétiques directes entre les xénolites riches en mica et les intrusions potassiques de la région. De plus, aucun xénolite pouvant appartenir aux unités plutoniques de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta n'a été observé dans le dyke de Rivard (Morin, 1998). Les petits xénolites essentiellement composés de biotite (type 35) pourraient représenter des incrustations produites par la précipitation de biotite à partir de la minette ou d'un magma parental, ou un produit du métasomatisme dans le manteau. Une conséquence probable de l'accumulation en profondeur de différentes générations de magmas est le métasomatisme des intrusions antérieures. Ce processus pourrait se manifester par le remplacement parfois important du clinopyroxène par la phlogopite, l'amphibole ou un carbonate, que l'on observe dans certains xénolites (p. ex. types 4, 9, 16 et 17; Morin, 1998). La diversité et l'abondance des roches potassiques ultramafiques et mafiques que l'on trouve dans la minette du dyke de Rivard et qui affleurent dans la ceinture, suggèrent qu'une vaste région du manteau sous-jacent a subi un métasomatisme potassique.

Aucun fragment de manteau « typique », c'est-à-dire de lherzolite et d'harzburgite, n'a été observé dans le dyke de Rivard. Les xénolites abondants de clinopyroxénite et de webstérite et les fragments plus rares de dunite et de werhlite à spinelle pourraient avoir une origine mantellique. Toutefois, toutes les données acquises suggèrent qu'il s'agit de cumulats de clinopyroxène formés à partir de magmas alcalins dans la croûte inférieure ou le manteau supérieur, ou encore de pyroxénite formée à partir d'une interaction entre un magma et son encaissant (manteau modifié ou intrusions recoupant le manteau supérieur ou la croûte profonde; p. ex. Bédard et Hébert, 1996). La présence de phases secondaires comme la phlogopite, l'amphibole ou la calcite témoigne d'une circulation de magmas ou de fluides riches en H₂O, en potassium et/ou en CO₂. Ces liquides ou fluides pourraient être rattachés eux aussi, directement ou indirectement, au magmatisme potassique protérozoïque de la ceinture. Les xénolites micacés, possiblement associés à la minette encaissante ou aux plutons potassiques de la région, ont enregistré une histoire polyphasée où des accumulations de pyroxènes ont été infiltrées par des liquides apparentés à la minette, ou mélangées à ces liquides.

Composition du manteau

Les variations importantes de la nature, de la composition et des rapports initiaux des isotopes du plomb, du néodyme et du strontium des xénolites indiquent une hétérogénéité considérable dans le manteau et la croûte inférieure échantillonnés. Par contre, les données sur la composition isotopique du néodyme et du strontium dans les plutons alcalins potassiques ne révèlent qu'une faible différence dans les rapports initiaux de ces isotopes. Pour les roches shoshonitiques et potassiques de la région, les variations isotopiques à 1080 Ma étaient de +1,2 à 3,3 pour ϵ_{Nd} et de 0,7031 à 0,7038 pour le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. Les rapports initiaux des isotopes du plomb dans les plutons ont été obtenus à partir d'analyses de feldspaths qui ont été lessivés à l'acide afin d'éliminer les effets de l'altération secondaire et d'estimer la correction à apporter pour la désintégration de l'uranium dans la roche. Les rapports initiaux $^{206}Pb/^{204}Pb$ varient de 16,65 à 16,90, ceux de $^{207}Pb/^{204}Pb$, de 15,36 à 15,41, et ceux de $^{208}Pb/^{204}Pb$, de 36,25 à 36,50 (Y. Amelin, données isotopiques inédites, 1994). Les rapports initiaux calculés pour les roches analysées sont compatibles avec ceux obtenus pour les feldspaths. Les rapports initiaux des isotopes dans les clinopyroxènes provenant des xénolites du dyke de Rivard ont des variations beaucoup plus prononcées, soit de -3,3 à +5,7 pour ϵ_{Nd} (1,08 Ga) et de 16,77 à 17,79 pour le rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ (1,08 Ga). 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, il en découle qu'aucun des xénolites ne représente la source du magma.

Les rapports des isotopes du néodyme et du strontium témoignent d'un enrichissement du manteau vers 1,3 Ga (Corriveau et Amelin, 1994). La signature géochimique des roches potassiques et ultrapotassiques des plutons alcalins de la région de Mont-Laurier est très homogène d'une unité à une autre et d'un pluton à un autre (c.-à-d. on peut superposer les profils des éléments normalisés aux chondrites; Corriveau et Gorton, 1993). Tout comme le lamprophyre du dyke de Rivard, ces roches ont des teneurs élevées en aluminium, en éléments lithophiles à grand rayon ionique (c.-à-d. de 1000 à 10 000 ppm de baryum et de strontium) et en terres rares légères et de faibles teneurs en tantale et en niobium (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). Ce groupe comporte des suites d'arcs insulaires, alors que les groupes I et II se composent respectivement de roches ultrapotassiques continentales et de roches de rift. Selon un modèle qui pourrait expliquer l'homogénéité isotopique relative des plutons potassiques et leur signature géochimique caractéristique d'une zone de subduction, le manteau aurait été fortement métasomatisé et enrichi lors d'un épisode de subduction vers 1,3 Ga, puis aurait fusionné vers 1,08 Ga (Corriveau et Amelin, 1994). Le segment mantellique où ont pris naissance les magmas potassiques et shoshonitiques était probablement beaucoup plus homogène que les segments qui ont servi de source pour les xénolites ultramafiques étudiés.

QUATERNAIRE ET RÉCENT

Sédiments quaternaires

Les dépôts quaternaires d'âge Wisconsinien supérieur sont particulièrement bien représentés dans la partie est de la région de Saint-Jovite (SNRC 31 J/2) et le long des vallées de la région de Bouchette (SNRC 31 J/4). Ces dépôts comprennent des tills, des sables fluvioglaciers et glaciolacustres, des dépôts fins de la Mer de Champlain et enfin des dépôts fluviaux appartenant à un système encore actif qui inclut la rivière Rouge, la rivière du Diable, la rivière du Lièvre et la rivière Gatineau (fig. 4; Lamothe, 1977; Parent et Occhietti, 1988). Le transport glaciaire se faisait du nord vers le sud ($\pm 10^\circ$; R.-A. Daigneault, comm. pers., 1993).

On a choisi 45 sites d'échantillonnage de tills susceptibles de témoigner du transport glaciaire de minéraux lourds issus de roches ultrapotassiques. Parmi les échantillons témoins, quatre ont été prélevés en amont du dyke de Rivard, de la péridotite potassique du stock de Rolleau et du système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy, cinq en aval du dyke, cinq en aval de la péridotite, onze dans l'axe des lacs Harvey et La Vérendrye et vingt plus au sud, dans l'axe des lacs Brome et Kent (Consorminex Inc., rapport inédit, 1994). Les tills ont été tamisés puis passés deux fois sur une table à secousses Deister. Ils ont ensuite été traités à la diiodure de méthylène (analyse par liquide dense). Les

concentrés ont ensuite été passés par un tamis de 250 μm afin d'en extraire la fraction destinée à une inspection visuelle. Un traitement à l'acide tartrique a ensuite permis d'éliminer la surface d'altération. Les échantillons proviennent principalement des horizons de type B2 du sol, les horizons de type C étant généralement inexistantes.

L'analyse pétrographique des concentrés de minéraux lourds (Corriveau et al., 1996b, tableau 11) indique que l'ilménite noire anguleuse (48-52 % en poids de TiO_2 et 45-48 % en poids de $\text{FeO}_{\text{total}}$), la magnétite (73-79 % en poids de $\text{FeO}_{\text{total}}$ et 11-20 % en poids de TiO_2), le grenat rose, ambré ou orange et l'orthopyroxène brun sont communs et non diagnostiques. Par contre, plusieurs échantillons contiennent en abondance du rutile noir, rouge ou orange, du spinelle bleu-vert alumineux et magnésien mais non zincifère, de la titanite et du zircon incolore ou verdâtre. Trois localités renferment de la cordiérite, dont l'une est située à 600 m au sud-ouest (20°N) de l'affleurement 1654 où la cordiérite est abondante. À la même latitude, on a prélevé quatre autres échantillons sur une distance de 800 m au sud de l'affleurement 1654, et vingt autres échantillons répartis en éventail à une distance atteignant 6 km de l'affleurement 1654. Aucun de ces échantillons ne contenait de la cordiérite. La cordiérite est très rare dans les paragneiss de la région, mais elle est commune dans les lithofaciès hydrothermaux du complexe gneissique de Bondy. La présence de cordiérite au nord des lacs Joinville (UTM, zone 18 : 484900mE, 5129250mN) et Rolleau (UTM, zone 18 : 481950mE, 5132050mN) pourrait signifier la présence, à quelques centaines de mètres au nord-est de ces sites d'échantillonnage, de faciès hydrothermaux non décelés lors des levés à l'échelle de 1/50 000. Ces observations font penser que le système hydrothermal se prolonge considérablement au sud-est du lac Rolleau, où affleure un indice de cuivre dans de la grenatite calcique (4944, fig. 12b). Un minéral ressemblant à la scheelite a été trouvé au nord du lac Joinville (UTM, zone 18 : 484550mE, 5129250mN) ainsi qu'au cœur de l'antiforme qui replie l'unité d'amphibolite rubanée au sud du système hydrothermal. Les cristaux de zircon sont communs dans le secteur est du système hydrothermal et sont probablement issus de ce système. Du cinabre a été trouvé au sud du lac Rolleau (UTM, zone 18 : 481450mE, 5132050mN) et ce qui est probablement de la cassitérite, au nord du lac Joinville (UTM, zone 18 : 484550mE, 5129250mN).

Au sud du lac Simon (SNRC 31 G/14) et au lac Ernest (SNRC 31 J/3), on observe des crêtes morainiques qui marquent une pause durant le retrait glaciaire, ainsi que des kettles. Certaines de ces moraines sont exploitées pour le sable et le gravier. L'esker du lac Kar-Ha-Kon s'étend depuis le lac du même nom vers l'ouest jusqu'aux abords du village de Kiamika (SNRC 31 J/6). On trouve des indices de l'invasion de la Mer de Champlain (env. 55 000 km^2) le long des dépressions des lacs Minerve, Gagnon et Preston (SNRC 31 J/3) jusqu'à environ 230 m d'altitude. Les deltas de sable situés près des lacs Minerve (SNRC 31 J/3) et Gagnon représentent des accumulations formées par le déversement des

eaux de fonte des glaciers dans la Mer de Champlain il y a environ 11 000 ans. Ces régions constituaient alors l'extrémité nord de longues baies étroites, ouvertes sur la vallée du Saint-Laurent, lorsque les eaux de l'océan Atlantique ont envahi les basses terres du Saint-Laurent à la suite de la fonte des glaciers il y a entre 12 500 et 9500 ans. Les particules plus fines se sont déposées dans les parties profondes de la Mer de Champlain et ont formé, par exemple, des plaines argileuses dans la vallée du Saint-Laurent et autour du lac à l'Argile (fig. 4a). Entre les buttes de roc, on peut observer des sédiments plus fins qui ont été déposés dans cette mer. À certains endroits, des rivières ont érodé ces sédiments, créant des terrasses aux rebords abrupts. Les terrasses et les plages soulevées témoignent du retrait de la Mer de Champlain lors du soulèvement isostatique du continent. Ces éléments se rencontrent à diverses altitudes (p. ex. le long du lac Minerve, fig. 4a) et leurs positions indiquent des niveaux plus stables des eaux marines au cours de ce soulèvement.

Néotectonisme et sismicité

La ceinture métasédimentaire centrale au Québec est comprise dans la zone sismique de l'ouest du Québec (où il se produit en moyenne un tremblement de terre aux cinq jours). Les séismes se concentrent en deux sous-zones, une le long de la rivière des Outaouais et une plus active le long d'un axe entre Montréal et Maniwaki. Depuis le début des années 1980, la zone est surveillée par un réseau local de stations sismographiques dont les postes MNT (Montréal), TRQ (Mont Tremblant) et GRQ (Grand Remous). Ce réseau local est intégré au réseau sismographique national canadien. L'activité sismique principale est associée spatialement aux zones de déformation de Nominigüe-Chénéville et de Labelle, et la profondeur focale des séismes varie de 7 à 25 km (Lamontagne et al., 1994). Par contre, les séismes sont alignés selon un quadrillage est-ouest et nord-sud qui correspond aux corridors magmatiques définis par les intrusions de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (Goodacre et al., 1993, fig. 4). En particulier, les corridors orientés est-ouest suivent l'alignement est-ouest des plutons de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta ou d'une combinaison des plutons des deux suites, soulignant possiblement des structures profondes autrement cryptiques à la surface.

EMPREINTES MÉTAMORPHIQUES ET STRUCTURALES RÉGIONALES

Métamorphisme

Plusieurs auteurs ont étudié en détail le métamorphisme de la ceinture métasédimentaire centrale et des terrains avoisinants (Kretz, 1980, 1990; Perkins et al., 1982; Indares, 1982; Martignole et Nantel, 1982; Indares et Martignole, 1984, 1985, 1989, 1990a, b; Boggs, 1996; Indares et Dunning, 1997; Boggs et Corriveau, 2004). Le lecteur est invité à consulter ces

articles et thèses qui fournissent une description détaillée des assemblages du métamorphisme maximal et des divers indices de rétro-métamorphisme dans la ceinture. Dans le présent bulletin, nous traçons les grandes lignes du métamorphisme de la ceinture. Nous présentons également des détails sur les assemblages et textures observés dans le complexe gneissique de Bondy qui renferme les assemblages des températures et pressions les plus élevées documentées dans la ceinture à ce jour (Boggs, 1996; Boggs et Corriveau, 2004; ce bulletin).

Les conditions et les associations de minéraux métamorphiques dont témoigne la ceinture métasédimentaire centrale varient du faciès des amphibolites au faciès des granulites (fig. 57); le faciès des amphibolites supérieur est le plus courant. La ceinture métasédimentaire centrale au Québec présente des faciès minéraux caractéristiques d'un métamorphisme plus fort que sa contrepartie en Ontario, où les faciès prédominants vont du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites moyen (voir Easton, 2000, fig. 4). Les associations de minéraux les plus communément observées sont typiques du faciès des amphibolites supérieur :

- biotite+hornblende+oxydes de fer+plagioclase+quartz, communément avec du grenat, dans les unités d'amphibolite,
- biotite+feldspath potassique+plagioclase+quartz avec ou sans grenat ou hornblende, dans les niveaux de gneiss quartzofeldspathique,
- calcite+quartz avec diopside, grossulaire, phlogopite, plagioclase ou titanite, dans les unités de marbre et de roches métasédimentaires calco-silicatées et
- biotite+grenat+sillimanite+feldspath potassique+plagioclase+quartz, dans les unités de gneiss alumineux et de métapélite.

Du gneiss métamorphisé au faciès des granulites affleure toutefois dans les complexes gneissiques et les paragneiss qui leurs sont adjacents (Wynne-Edwards et al., 1966; Hébert, 1988; Indares et Martignole, 1990b; ce bulletin). La présence d'orthopyroxène mégascopique dans le gneiss quartzofeldspathique et la metabasite ou dans leurs leucosomes permet de tracer un isograde de l'orthopyroxène (fig. 57). L'isograde du pyroxène défini par Wynne-Edwards et al. (1966; voir Bourne, 1978, et Indares et Martignole, 1990b, p. 374, pour d'autres possibilités) s'avère précis selon les critères utilisés. Un segment oriental de cet isograde longe la zone de déformation de Labelle et sépare les paragneiss de la ceinture métasédimentaire centrale (qui sont au faciès des amphibolites) des gneiss du terrane de Morin (qui sont au faciès des granulites; Katz, 1973; Hébert et al., 1996; Martignole et Corriveau, 2000). Un autre segment de l'isograde ceinture des complexes gneissiques et les paragneiss environnants (fig. 57). Il longe le complexe gneissique de Bondy au nord, à l'est et à l'ouest et incorpore aussi les gneiss à la base du domaine de quartzite sur une distance maximale d'environ 4,5 km du contact du complexe. Cet isograde s'éloigne des flancs du complexe et se prolonge vers le sud où il ceinture

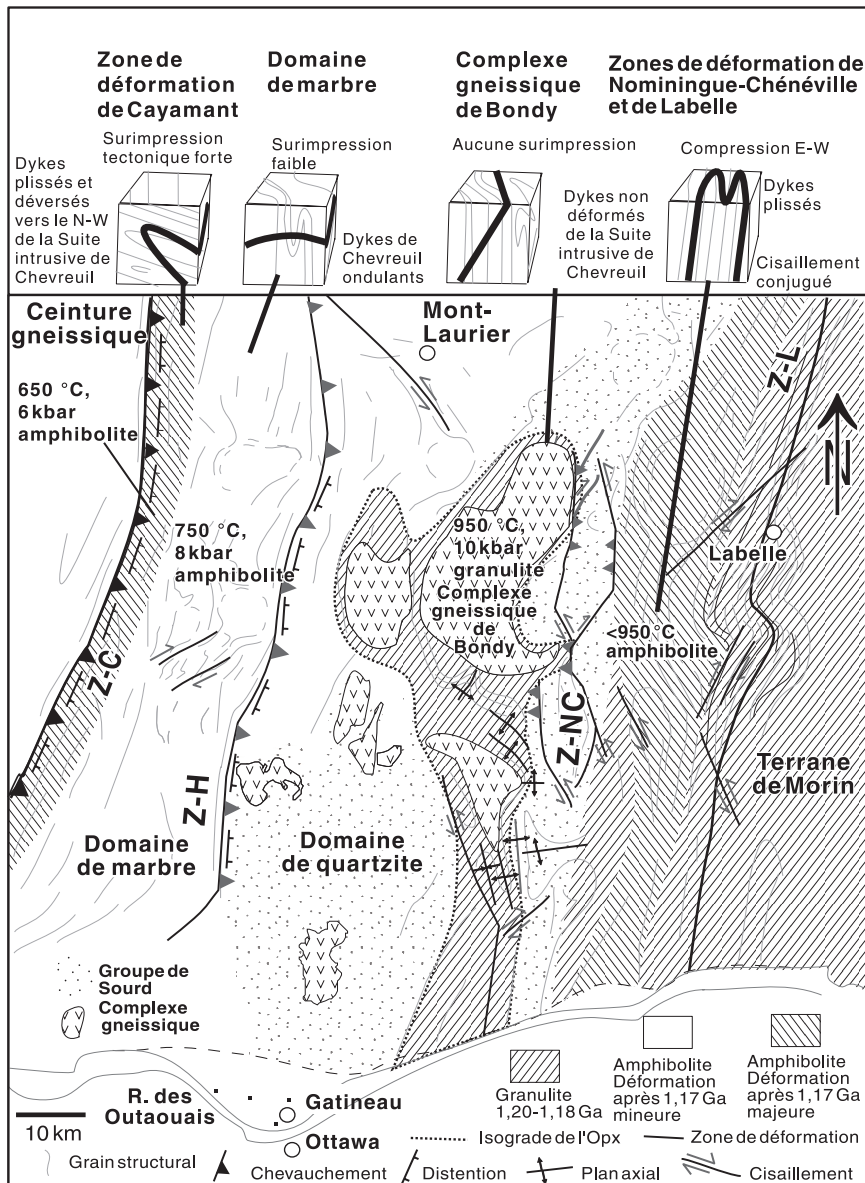


Figure 57. Conditions P-T des gneiss et caractéristiques structurales des dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la ceinture métasédimentaire centrale au sud de Mont-Laurier. Dans le domaine de marbre, les conditions métamorphiques maximales dont témoignent les roches sont de 750 °C et de 8 kbar (Indares et Martignole, 1990b), sauf à proximité du linéament de Cayamant où elles sont de 650 °C et de 6 kbar (Kretz, 1980, 1990; Perkins et al., 1982; Indares et Martignole, 1990b). Dans les complexes gneissiques, la température de métamorphisme a atteint 950 °C à 10 kbar (Boggs et Corriveau, 2004) à entre 1,20 et 1,18 Ga, d'après des âges U-Pb des cristaux de zircon et de monazite métamorphiques (Corriveau et van Breemen, 2000). La structure schématique des dykes de la suite intrusive de Chevreuil varie à l'échelle régionale, les dykes étant fortement plissés aux bordures tectoniques et non déformés dans les complexes gneissiques.

une série de complexes gneissiques plus petits ainsi qu'une bande de gneiss d'orientation nord-sud (fig. 57). Au nord du complexe, l'isograde est repris dans les paragneiss du Groupe de Sourd et les gneiss à la marge du complexe par une antiforme plurikilométrique de plan axial nord-sud dont l'axe plonge vers le nord. L'isograde suit la limite ouest de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville et la limite est du domaine de marbre (fig. 57). Plus à l'ouest et plus à l'est, les gneiss sont principalement au faciès des amphibolites, quoique des reliques d'orthopyroxène d'origine métamorphique soient présentes localement dans les gneiss (p. ex. Indares, 1982; Boggs, 1996).

La plus grande partie de la zone de déformation de Labelle est caractérisée par un métamorphisme au faciès des granulites qui se prolonge dans le terrane de Morin. La coexistence de la paragenèse disthène+sillimanite+feldspath potassique en présence de leucosomes à orthopyroxène qui

peuvent être dérivés de la fusion incongruente de la phlogopite à haute pression de CO₂ (Wendlandt, 1981; Martignole et Corriveau, 1991), permet de situer les conditions minimales du métamorphisme au faciès des granulites à environ 740 °C et 8 kbar (Indares et Martignole, 1990b). Les données U-Pb obtenues pour la monazite dans cette région donnent un âge qui varie de 1138 à 1166 Ma (Friedman et Martignole, 1995). L'intensité du métamorphisme diminue vers la zone de déformation de Nomingue-Chénéville, où seuls des îlots de roches à orthopyroxène subsistent. La région du lac Labelle et la marge ouest de la zone de déformation de Labelle sont dépourvues d'orthopyroxène. De la muscovite, formée par rétro-morphose, se rencontre dans du gneiss pélitique et semipélitique dans la partie est de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville et au nord du complexe gneissique de Bondy (fig. 57).

Paragenèses du métamorphisme maximal et de la rétromorphose dans le complexe gneissique de Bondy

Dans le complexe gneissique de Bondy, une gamme de roches alumineuses de composition variée et de granulométrie moyenne à grossière, dont des gneiss blancs, présentent des paragenèses de métamorphisme fort (fig. 58). Ces gneiss sont caractérisés par un rubanement cohérent; les lits sont de puissance variée et sont accentués par la présence de leucosomes en filons ou recoupés par des leucosomes amiboïdes (fig. 58a). Une observation minutieuse à l'œil nu, sur le terrain, des gneiss et de leurs leucosomes d'origine anatexique permet de reconstituer les associations de minéraux du diagramme AFM du métamorphisme maximal; par contre, la grande taille des cristaux les rend difficiles à observer en lames minces. Par conséquent, l'étude microscopique de ces roches fournit d'abondants exemples de paragenèses de rétromorphose (fig. 58c, 59), mais peu de reliques de paragenèses avec un maximum de minéraux du diagramme AFM associés au métamorphisme maximal (voir Boggs, 1996). L'étude pétrographique permet toutefois de décrire les sous-associations.

Les paragenèses des gneiss reconnues sur le terrain, puis en lames minces, comportent du feldspath potassique, de la magnétite, du plagioclase et du quartz ainsi que des phases alumineuses et ferromagnésiennes (fig. 58b, c). Ces dernières se présentent dans les sous-associations suivantes du diagramme AFM :

- biotite/phlogopite+grenat+sillimanite,
- biotite/phlogopite+grenat+orthopyroxène,
- cordiérite+orthopyroxène+sillimanite,
- biotite/phlogopite+cordiérite+orthopyroxène.

Les leucosomes comportent les phases suivantes du diagramme AFM : grenat+cordiérite+orthopyroxène ou biotite+grenat. La stabilité de l'orthopyroxène en présence de la sillimanite s'exprime soit par la formation par rétro-morphose de sillimanite au contact de gros cristaux de cordiérite et d'orthopyroxène appartenant à une paragenèse du métamorphisme maximal (fig. 58c), soit par la présence de prismes de sillimanite relique en contact avec de la biotite ou de la phlogopite et de la cordiérite dans un cristal d'orthopyroxène (fig. 58d). La présence de l'association sillimanite+biotite/phlogopite+cordiérite+orthopyroxène implique une pression de plus de 8 kbar (Carrington et Harley, 1995). L'orthopyroxène est commun dans les leucosomes des metabasites et sporadique dans les paléosomes et méso-somes à hornblende et plagioclase avec ou sans magnétite (fig. 58e, f, g). On retrouve communément les associations cordiérite+kornéropine+orthopyroxène et kornéropine+orthopyroxène+tourmaline du diagramme AFM dans les gneiss blancs (fig. 58h).

Les paragenèses rétro-morphosées et leur degré de déformation varient considérablement. Par exemple, la cordiérite peut être rétro-morphosée en boisseaux de sillimanite, d'orientation aléatoire, et en biotite, typiquement de couleur verte (fig. 59a). Cette association est distincte de la sous-association biotite brune et prismes de sillimanite orientés dans le plan de la foliation qui représente une association précoce à partir de laquelle s'est formée l'association biotite-cordiérite-grenat à plus gros grain du métamorphisme maximal (fig. 58b, c, 59b). Un épisode de déformation postérieur à la rétro-morphose de la cordiérite est enregistré, à l'échelle microscopique, par l'association biotite verte+sillimanite trouvée le long de zones de cisaillement (fig. 59c). L'effet de cette rétro-morphose a une étendue spatiale très restreinte puisque la majeure partie de la cordiérite demeure intacte. La présence par endroits d'une couronne de plagioclase autour de cristaux de grenat dans les metabasites à hornblende (fig. 59d) indique qu'au cours de cette rétro-morphose il y a eu une diminution de la pression.

Remobilisation dans le complexe gneissique de Bondy

La présence de fins filonnets de sulfures dans les zones de cisaillement décrites dans la section « Le complexe gneissique de Bondy, hôte d'un système hydrothermal métamorphisé » et l'existence de queues de cristallisation et de golfes de corrosion dans plusieurs minéraux (Boggs, 1996) suggèrent qu'il y a eu un faible transfert de matériau remobilisé à l'état solide dans des zones de faible pression lors du métamorphisme (Kretz, 1966, 1994; Williams, 1990; Zaleski et Pattison, 1993; Bea, 1996; Bingen et al., 1996; Pan et Fleet, 1996). Les réactions des minéraux, et notamment les réactions qui enregistrent des changements majeurs dans les faciès métamorphiques, permettent également le transfert de matériau d'un minéral à un autre. Comme l'illustre la rétro-morphose de la cordiérite (fig. 59a, b), le rééquilibrage semble avoir été limité à une échelle inframillimétrique et n'a pas entraîné de changements dans la composition chimique globale de la roche.

Un des processus susceptibles de donner lieu à des dômes gneissiques comme celui du complexe gneissique de Bondy est un soulèvement général suivant une fusion partielle répandue et la formation de diatexites (Vigneresse et al., 1996). Il est particulièrement important de déterminer le processus qui a joué dans le complexe gneissique de Bondy, car les gneiss alumineux du complexe ont une composition modale en phases ferromagnésiennes très élevée qui rappelle celle des restites laissées sur place après un épisode de fusion partielle importante. L'hypothèse d'une importante composante restitique est classique pour les gneiss alumineux de ce genre lorsque la nature hydrothermale d'une unité alumineuse n'est pas reconnue. Au cours des levés, nous avons donc tenté d'établir empiriquement l'étendue de la ségrégation et de la remobilisation des liquides d'anatexie ainsi que la nature des sites de cristallisation. Pour ce faire, nous

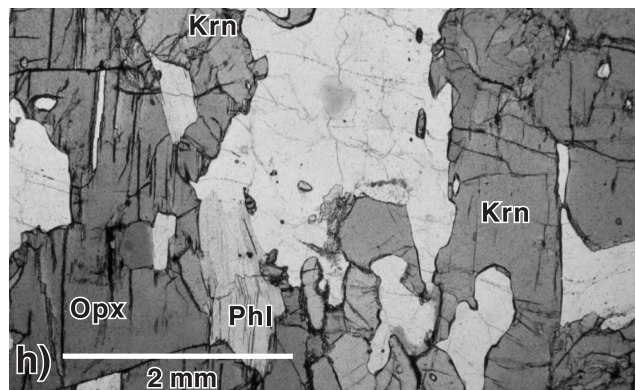
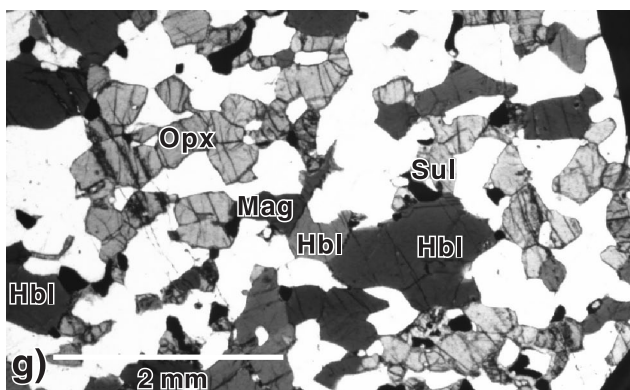
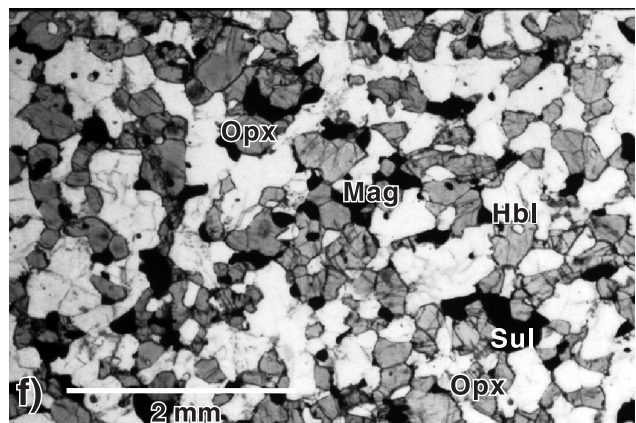
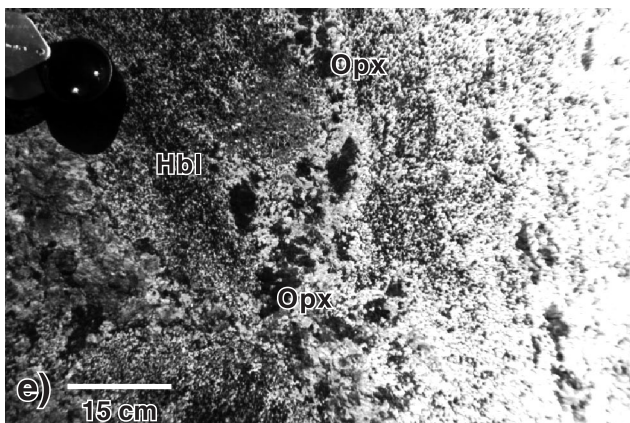
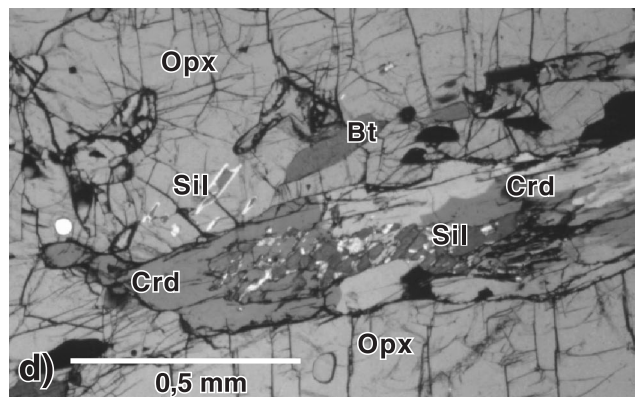
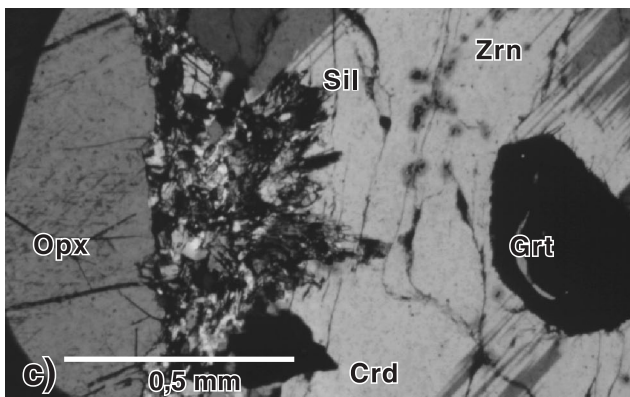
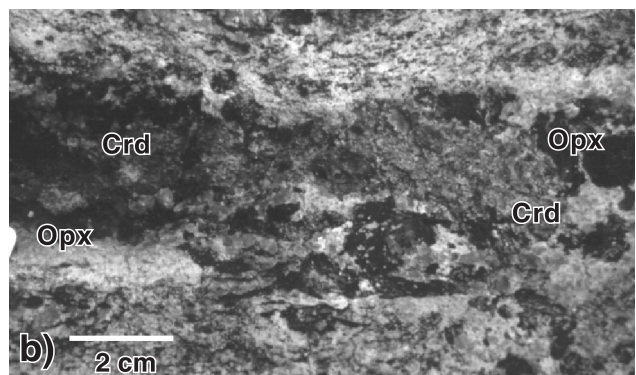
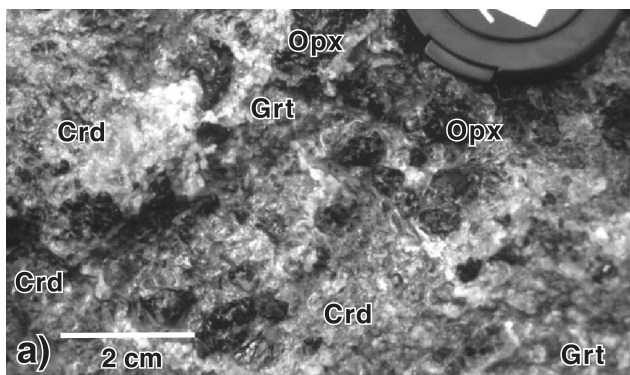


Figure 58. Paragenèses du métamorphisme maximal conservées dans les unités de gneiss et de métabasite du complexe gneissique de Bondy. **a)** Association de cordiérite-grenat-feldspath potassique-orthopyroxène-plagioclase-quartz dans un leucosome massif qui recoupe la gneissosité (CQA-4475; UTM : 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-214. **b)** Gneiss blanc magnésien à cordiérite-orthopyroxène-plagioclase-quartz (CQA-1654; UTM : 478406mE, 5131980mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-215. **c)** Photomicrographie d'un gneiss alumineux avec sillimanite formée par rétro-morphose au contact de cordiérite et d'orthopyroxène (CQA-1659-2; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-216. **d)** Association de biotite-cordiérite-orthopyroxène-sillimanite dans un gneiss alumineux (CQA-4961b; UTM : 479331mE, 5134082mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-217. **e)** Leucosomes à orthopyroxène-plagioclase-quartz dans une métabasite à hornblende-plagioclase (CQA-4365; UTM : 479108mE, 5128555mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-218. **f)** Métabasite à hornblende-magnétite-orthopyroxène-plagioclase-sulfures présentant une texture granoblastique (CQA-1659n3; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-219. **g)** Métabasite à hornblende-magnétite-orthopyroxène-plagioclase-sulfures (CQA-1659n2; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-220. **h)** Association de kornéropine-orthopyroxène-phlogopite (CQA-4475c; UTM : 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-221.

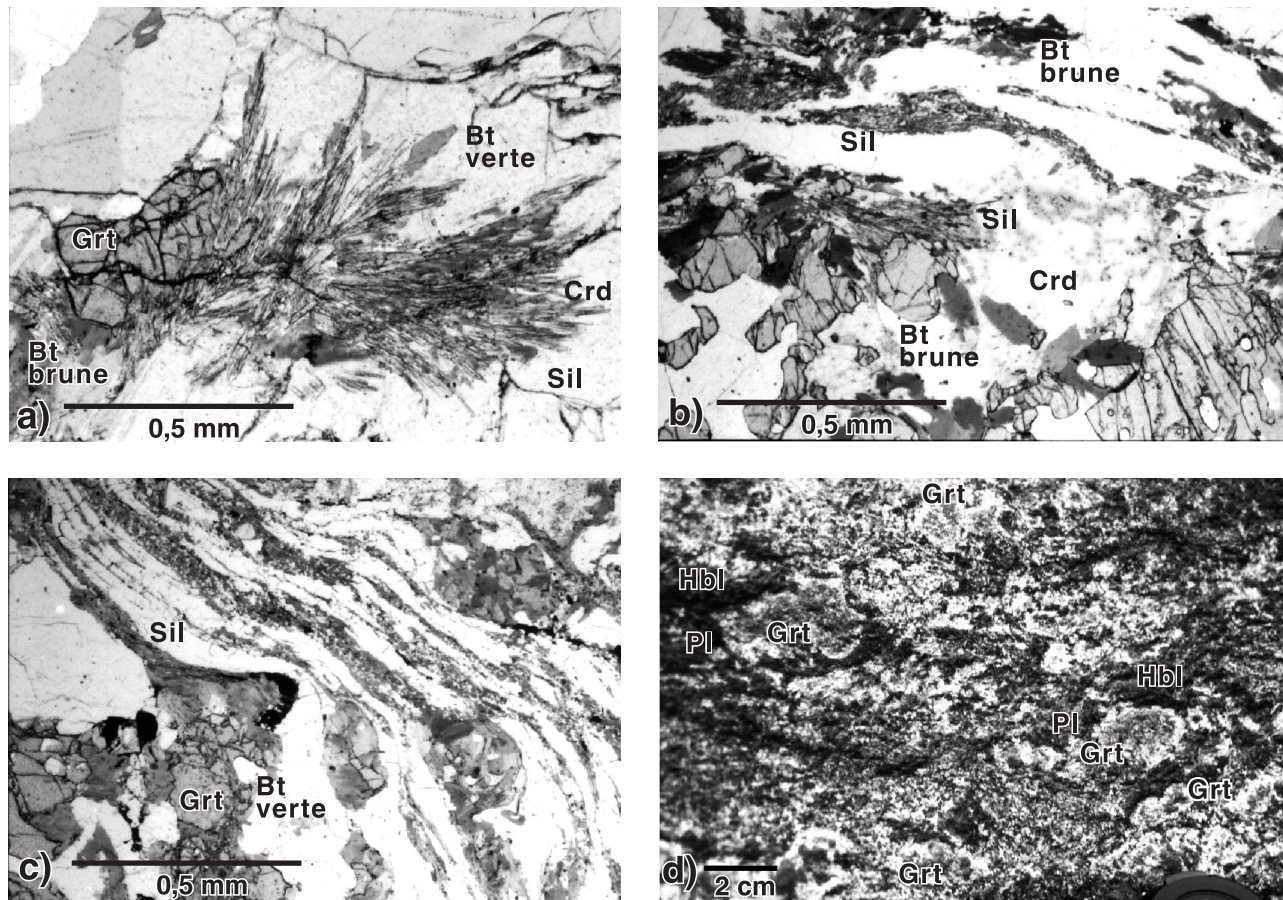


Figure 59. Paragenèses rétro-morphosées dans du gneiss alumineux et de l'amphibolite. **a)** Cordiérite rétro-morphosée en biotite verte et en boisseaux de sillimanite à orientation aléatoire (CQA-1659-2; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-222. **b)** Association précoce biotite brune-sillimanite orientée parallèlement à la foliation (CQA-1659h; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-223. **c)** Un épisode tardif de déformation survenu le long de zones de cisaillement a transposé localement l'association biotite verte-sillimanite formée par rétro-morphose de la cordiérite du métamorphisme maximal (CQA-4475a; UTM : 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-224. **d)** Couronne de plagioclase autour d'un cristal de grenat dans une amphibolite (CQA-4945; UTM : 482847mE, 5130729mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-225.

avons d'abord comparé les associations de minéraux des gneiss hôtes et celles de leurs leucosomes pour savoir si elles seraient le produit de réactions métamorphiques génératrices de liquides (Sawyer, 1999). Puis, nous avons documenté les structures et les textures des leucosomes et des filons afin de déterminer l'état de contrainte et le degré de remobilisation qui existaient lors de la formation ou de la mise en place de ces leucosomes (Sawyer, 2001). En effet, le métamorphisme de gneiss de compositions différentes produit des associations de minéraux particulières, distinctes d'une unité à une autre; leur migmatisation par anatexie (fusion partielle sur place) produit des leucosomes (le liquide généré) et des mélanosomes (le matériau restant) dont la composition reflète une réaction due à la fusion partielle de l'association de minéraux de la roche mère. Cette caractéristique permet de déterminer sur le terrain même si les leucosomes se sont formés in situ et quelle a été l'étendue de la remobilisation associée au métamorphisme (Sawyer, 1999, 2001). Pour tous les affleurements cartographiés dans le complexe gneissique de Bondy, la paragenèse des leucosomes amiboïdes et en filons est compatible avec la composition et la paragenèse des roches hôtes. On retrouve ainsi par exemple des leucosomes à cordiérite+grenat+orthopyroxène associés à des gneiss alumineux à biotite+grenat+feldspath potassique+plagioclase+quartz (fig. 58a), des leucosomes à orthopyroxène associés à des metabasites à hornblende (fig. 58e) et des filons de kornéropine+quartz associés à des tourmalinites (fig. 14). Ces résultats indiquent que les leucosomes ont été générés sur place et ne se sont pas déplacés de façon significative depuis leur site de formation.

La proportion des composantes anatectiques varie en fonction de la composition du gneiss. Les leucosomes abondent dans les niveaux de gneiss rubané (fig. 13c, d, 17h) et d'amphibolite (fig. 15c). Par contre, le gneiss alumineux dans lequel il y a eu lessivage hydrothermal du calcium, du sodium ou du potassium a peu de leucosomes, ces éléments étant indispensables à la formation de liquides granitiques lors du métamorphisme. Pour des raisons similaires, le gneiss quartzofeldspathique laminé, communément dépourvu de plagioclase, ne contient que quelques filons granitiques; ces filons auraient été formés par injection plutôt que par fusion in situ puisqu'ils recoupent la gneissosité à un angle faible et sont dépourvus de mélanosomes (fig. 16b). Enfin, la grenatite, qui est constituée essentiellement de biotite et de grenat, est dépourvue de leucosomes (fig. 17e).

La forme amiboïde, l'étendue décimétrique et la dispersion de plusieurs leucosomes dans le gneiss alumineux et l'amphibolite et l'absence commune d'interconnexions entre ces leucosomes sont d'autres signes que l'anatexie a

été faible et que les liquides d'anatexie ne se sont déplacés que sur une courte distance (migration d'ordre décimétrique pour les leucosomes; fig. 17c, d, 58a, e). Enfin, la gneissosité et les structures demeurent cohérentes à l'échelle tant de l'affleurement que de la carte (fig. 13, 15, 16, 60). La remobilisation associée au métamorphisme régional a eu lieu sur une échelle décimétrique, principalement parallèlement à la gneissosité. Bien que le complexe gneissique de Bondy forme un dôme structural, il s'est comporté comme un solide et témoigne de la déformation régionale survenue lors de l'apogée du métamorphisme (phase D₁ de Vigneresse et al., 1996). En conservant son rubanement gneissique, le complexe présente une architecture cohérente qui contraste avec l'architecture produite par le fluage marqué des dômes migmatitiques à diatexites et des granites. Cette cohérence indique que le complexe n'a pas subi de soulèvement global (phase D₂ de Vigneresse et al., 1996).

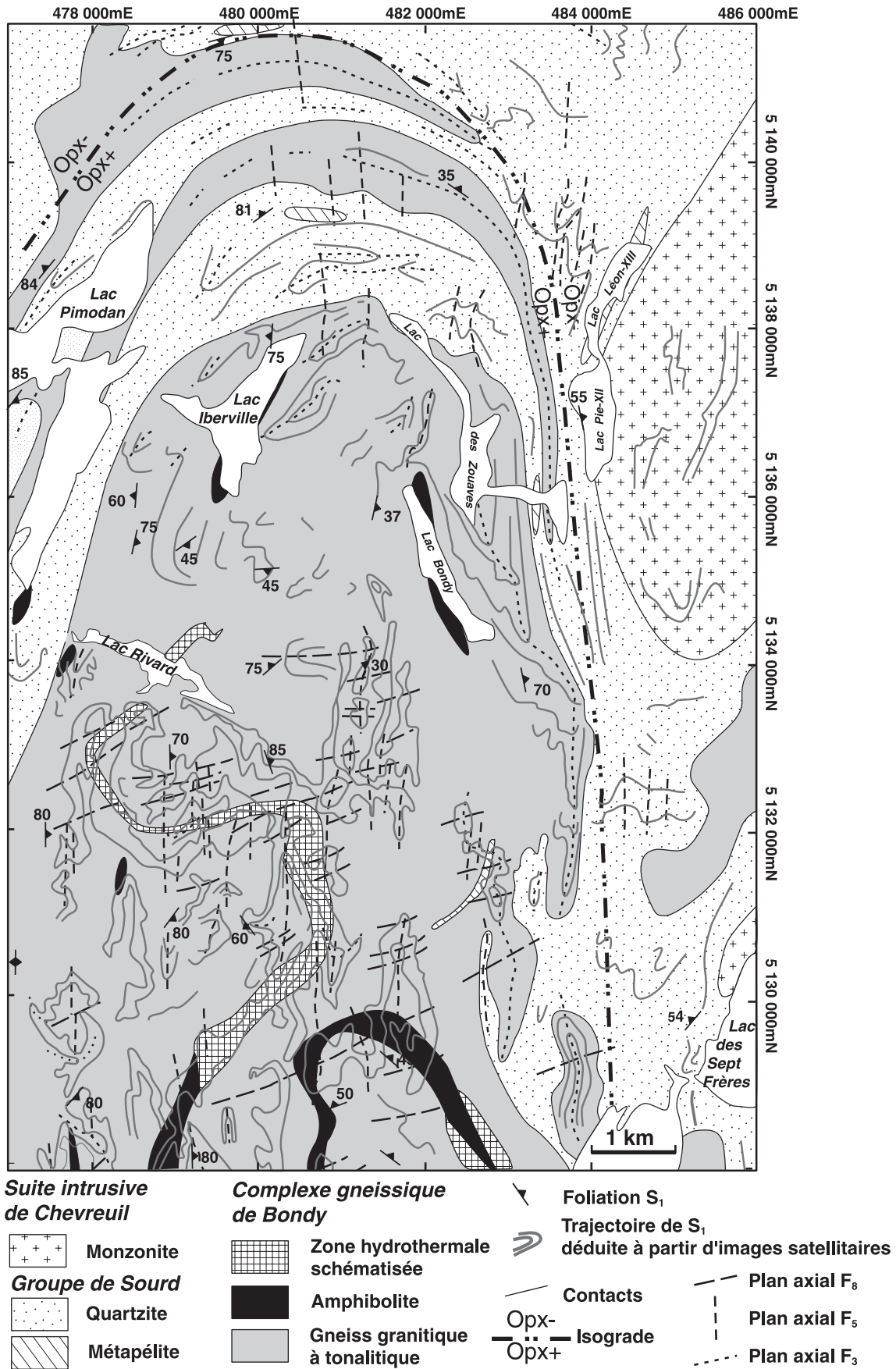
Des filons de granite à orthopyroxène recoupent tous les types de gneiss. Ils sont interprétés comme représentant du matériau remobilisé venu d'une source plus profonde et distincte de celle de leurs hôtes. Ces filons à orthopyroxène sont mis en place dans des zones de cisaillement qui recoupent la gneissosité et témoignent d'un épisode de déformation postérieur à la formation des gneiss (Harris et al., 2001).

Conditions de pression et de température

Les pressions et les températures du métamorphisme maximal ont été estimées à l'aide de géothermobaromètres et varient considérablement à l'échelle régionale. Ainsi, elles sont estimées à environ 670 °C et 5,9 kbar, dans la région d'Otter Lake et de la zone de déformation de Cayamant (Kretz, 1980, 1990; Perkins et al., 1982), à environ 750 °C et à environ 8 kbar, dans le domaine de marbre (Indares et Martignole, 1990b), à 950 °C et 10 kbar, dans le complexe gneissique de Bondy (Boggs et Corriveau, 2004), et à environ 725 °C et à environ 8,5 kbar, dans la zone de déformation de Labelle (Indares et Martignole, 1990b; Boggs, 1996).

Boggs (1996) et Boggs et Corriveau (2004) caractérisent en détail la pétrographie des gneiss alumineux et des gneiss blancs dans le complexe gneissique de Bondy. La stabilité de la biotite ou de la phlogopite en présence de plagioclase et de quartz indique une température maximale possible de 980 °C (Clemens, 1995). La limite inférieure de cette température maximale est donnée par la présence de spinelle entouré de grenat ou de sillimanite et par l'absence de cristaux de spinelle au contact du quartz; pour la réaction spinelle + quartz = grenat + aluminosilicate, elle serait de 850 °C. Pour

Figure 60. Géométrie structurale de la partie nord du complexe gneissique de Bondy et des gneiss environnants (modifié de Harris et al., 2001). Les trajectoires de la foliation présentées par Harris et al. (2001) ont été déterminées à partir de levés de terrain détaillés et d'une interprétation de la géométrie structurale d'affleurements clés (telle qu'illustrée à la figure 65), d'images RADARSAT et Landsat et de la carte géologique de Corriveau et Jourdain (2000). La déformation en plis F₂ à plan axial nord-sud des gneiss du complexe gneissique de Bondy et de l'isograde de l'orthopyroxène est postérieure au métamorphisme régional et antérieure à la mise en place des intrusions de la suite intrusive de Chevreuil.



cet intervalle de température (de 850 à 980 °C), l'absence de disthène indique que la pression était inférieure à entre 9,5 et 11,0 kbar (950-1100 MPa) et l'absence d'osumilite (un silicate ferromagnésien et alumineux similaire à la cordiérite), qu'elle était supérieure à 8,5 kbar. L'intercroissance fréquente de kornéropine et de quartz (voir Ackermann et al., 1994) porte à croire que l'osumilite existait déjà. Le géothermomètre biotite-grenat a donné une température maximale de 950 °C, ce qu'appuient les données obtenues à l'aide du géothermomètre orthopyroxène-grenat (Boggs, 1996; Boggs et Corriveau, 2004). À cette température, la pression maximale aurait été de 10 à 10,5 kbar, d'après les données obtenues à l'aide du géobaromètre grenat-plagioclase-sillimanite-quartz et la présence d'aluminium dans l'orthopyroxène. Dans de telles conditions, l'activité de l'eau serait inférieure à 0,2. Pour de plus amples détails, voir Boggs (1996). L'examen subséquent de lames minces a permis de reconnaître la stabilité de la sillimanite en présence d'orthopyroxène (fig. 58d), phénomène possible à des pressions de plus de 8 kbar, ce qui appuie également les résultats de Boggs (1996).

Dans le domaine de quartzite, les associations métamorphiques sont principalement au faciès des amphibolites supérieur. Toutefois, les cœurs de certains grenats révèlent que la température maximale du métamorphisme était de 950 °C (Boggs, 1996), ce qui indique qu'il y a eu une rétro-morphose importante des associations du métamorphisme maximal. La température et la pression du métamorphisme varient aussi significativement à l'intérieur d'une même région (Indares et Martignole, 1990b; Boggs, 1996) ou d'une même lame mince (Kretz, 1990). Ces complexités ont été attribuées à une juxtaposition tectonique postérieure au métamorphisme (voir Indares et Martignole, 1990b) et à un rééquilibrage inégal lors du refroidissement ou de la mise en place des plutons, qui ont donné lieu à des variations aléatoires de la composition des minéraux (voir Kretz, 1990).

L'âge inféré du métamorphisme maximal varie beaucoup à l'échelle de la région. Des datations U-Pb sur des cristaux de zircon provenant des gneiss du complexe gneissique de Bondy indiquent que le métamorphisme a atteint un maximum vers 1,2 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000). Les cristaux de zircon provenant des gneiss imprégnés de leucosomes dans ce complexe enregistrent un âge d'environ 1,18 Ga, alors que les cristaux de monazite donnent des âges souvent plus jeunes – soit entre environ 1,18 et 1,16 Ga – qui sont interprétés comme les âges du refroidissement qui a suivi le métamorphisme maximal (Boggs et al., 1994; Corriveau et van Breemen, 2000). Les âges du métamorphisme enregistrés dans la zone de déformation de Labelle varient entre 1,14 et 1,16 Ga (Friedman et Martignole, 1995). Dans les sections qui suivent, nous présentons des indices que ces variations reflètent des événements tectoniques polyphasés. Les conditions métamorphiques dont témoignent les roches étaient contrôlées en partie par un partitionnement régional de la déformation postérieure au métamorphisme maximal et aux rééquilibrages associés.

Structure

La ceinture métasédimentaire centrale dans le secteur d'étude au Québec comporte cinq principaux éléments structuraux régionaux, soit un grain structural régional d'orientation nord-est dans les domaines de marbre et de quartzite, une série de dômes granulitiques centrés sur les complexes gneissiques, des plis d'amplitude plurikilométrique et d'orientation nord, d'autres plis, plus rares, d'orientation est et quatre grandes zones de déformation d'orientation nord (zones de déformation de Cayamant, de Heney, de Nomingue-Chénéville et de Labelle; fig. 57). Bien que d'apparence complexe et variée, les fabriques des gneiss de la ceinture et de ses roches intrusives présentent des relations de recoupement, une superposition des styles de déformation et, pour les structures plus tardives, des orientations qui sont toutes cohérentes à une échelle tant locale que régionale. Harris et al. (2001) ont donc pu regrouper ces diverses fabriques et leur attribuer des phases de déformation distinctes, soit de D_1 à D_8 (tableau 8), affinant significativement par ces travaux détaillés l'étude structurale régionale réalisée lors des travaux de cartographie à l'échelle de 1/50 000 (Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994).

Les dykes de la suite intrusive de Chevreuil : un indicateur tectonique régional

Il a été possible d'établir la chronologie des diverses fabriques métamorphiques dans les secteurs centre et sud de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec en étudiant le degré de déformation et les fabriques des dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil et en comparant ces données à celles des gneiss et des marbres tectoniques qu'ils recoupent. Ces dykes recoupent tous les types de gneiss de la région ainsi que les plutons de tonalite métamorphisés au faciès des granulites, tel celui du complexe gneissique de Bondy et les plutons de la suite intrusive de Chevreuil (fig. 6a, b, 7, 31, 42, 61, 62, 63, 64). Ces dykes sont représentés sur quatre cartes à l'échelle de 1/50 000 (SNRC 31 J/02, J/03, J/06 et G/14, fig. 2a) et sur des coupes régionales est-ouest et nord-sud. L'approche cartographique préconisée s'inspire de celle de Bridgwater et al. (1973), tout en tenant compte du rôle important que peuvent jouer le style et le contexte de mise en place des magmas pour ce qui est du degré de déformation et de l'orientation des dykes mafiques (p. ex. Paterson et Tobish, 1988; Hanmer et al., 1997).

Les données indiquent que le degré de déformation des dykes et des plutons de la suite intrusive de Chevreuil varie systématiquement d'est en ouest dans l'ensemble de la ceinture et présente des caractéristiques similaires du nord au sud. Dans les complexes gneissiques où les températures et les pressions métamorphiques enregistrées ou conservées sont les plus élevées, les dykes de la suite intrusive de Chevreuil recoupent de manière franche et linéaire les gneiss et intrusions tonalitiques métamorphisés au faciès des

granulites, leurs leucosomes respectifs et plusieurs fabriques superposées (fig. 42). Ces dykes n'ont pas été déformés à l'état solide (à part un clivage dans un des dykes et une faible foliation tectonique dans un autre) et n'ont jamais été plissés (fig. 42). De non déformés dans les complexes de gneiss, les dykes deviennent de plus en plus déformés vers les bordures tectoniques de la ceinture. Ainsi, les dykes exposés dans les domaines de marbre et de quartzite à l'extérieur des zones de déformation sont simplement ondulés et présentent peu de signes de déformation à l'état solide (c.-à-d. que leurs textures de mélange de magmas avec ou sans fabriques d'écoulement sont intactes; fig. 61). Dans le secteur ouest de la ceinture, l'amplitude des plis dans les dykes de la suite intrusive de Chevreuil devient plus prononcée. Ces dykes recoupent des brèches tectoniques de marbre

et leurs couches d'amphibolite migmatisées et déformées en plis isoclinaux. Les axes des plis dans les unités de brèches tectoniques de marbre hôtes plongent faiblement vers le sud-est; par contre, les axes des plis dans les dykes qui recoupent ces marbres sont presque tous subhorizontaux et ont un plan axial subvertical (fig. 61a). La déformation qui a touché les dykes est donc distincte de celle qui a conduit à la formation de la fabrique métamorphique pénétrative antérieure. Par endroits dans la zone de déformation de Cayamant, qui marque la bordure ouest de la ceinture, ces dykes ont été fortement déformés en plis isoclinaux à serrés et recristallisés au faciès des amphibolites (fig. 62a, b, c). Ils y recoupent aussi les brèches tectoniques de marbre et leur fabrique métamorphique; la déformation intense de ces dykes remonte donc à un événement orogénique postérieur

Tableau 8. Phases de déformation reconnues dans le secteur à l'étude entre Nominigou et Mont-Laurier

Phase	Structures	Métamorphisme et magmatisme	Interprétations tectoniques	
			Modèle 1 : compression	Modèle 2 : distension
D ₁ Orogenèse elzévirienne	- Litage compositionnel S ₀ transposé - Foliation métamorphique S ₁ avec rares vestiges de plis intrafoliaux (F ₁) de S ₀ dans les gneiss du complexe gneissique de Bondy - S ₁ parallèle au litage S ₀ dans le Groupe de Sourd	Métamorphisme au faciès des granulites à 1,20 Ga Pmax : 10 kbar; Crd-Opx-Sil suivant S ₁	S ₁ s'est développé durant le chevauchement et l'assemblage de terrain ou au niveau d'une zone de croûte dédoublée de marge andine	S ₁ représente un S _{n+1} dans lequel S ₁ est transposé durant un effondrement orogénique ou le soulèvement d'une racine de la lithosphère épaissie
D ₂ Orogenèse elzévirienne	- Plissement de S ₁ et de S ₀ => plis isoclinaux F ₂ d'échelle centimétrique à métrique - Développement local d'une foliation de plan axial S ₂		Compression E-W durant la convergence qui continue dans l'ensemble de l'orogène	Distension E-W (effondrement orogénique ou amincissement lithosphérique)
D ₃ Orogenèse elzévirienne	- Plissement isoclinal F ₃ de plis F ₂ et des leucosomes stromatiques; échelle métrique à kilométrique; => répétition des unités entre le complexe gneissique de Bondy et le Groupe de Sourd.	Tmax : 950 °C Anatexie à 1,18 Ga Leucosomes à Grt-Crd-Opx et isograde de l'Opx recoupent F ₃	voir D ₂	voir D ₂
D ₄ Orogenèse elzévirienne	- Boudinage considérable - Zones conjuguées de cisaillement ductile de distension	Pegmatites à Opx dans les zones de cisaillement	voir D ₂	voir D ₂
D ₅ Orogenèse elzévirienne	- Plis F ₅ d'axe N-S à NNE-SSW; droits, ouverts; échelle métrique à kilométrique; => géométrie d'interférence	Plissement de l'isograde de l'Opx	voir D ₂	voir D ₂
D ₆ Orogenèse elzévirienne	- Plis F ₆ ; plan axial de faible pendage développé dans les micaschistes du Groupe de Sourd	Intrusion de la suite intrusive de Chevreuil de 1165 Ma	Distension subhorizontale et compression verticale	Distension subhorizontale et compression verticale
D ₇ Orogénie de Shawinigan	- Zone de déformation de Nominigou-Chénéville - Zones de cisaillement ductile contemporaines de la mise en place ou postérieures - Foliation tectono-magmatique N-S F ₇	Injections en feuillets N-S; filons dans les zones de cisaillement	Compression E-W et distension N-S	Compression E-W et distension N-S
D ₈ Orogénie de Shawinigan et orogénie ottawienne	- Plis F ₈ ouverts, plan axial ENE - Plis en chevrons conjugués à plan axial ESE - Cisaillement ductile-fragile dextre ESE et inverse ENE		Compression NNW-SSE à NW-SE	Compression NNW-SSE à NW-SE

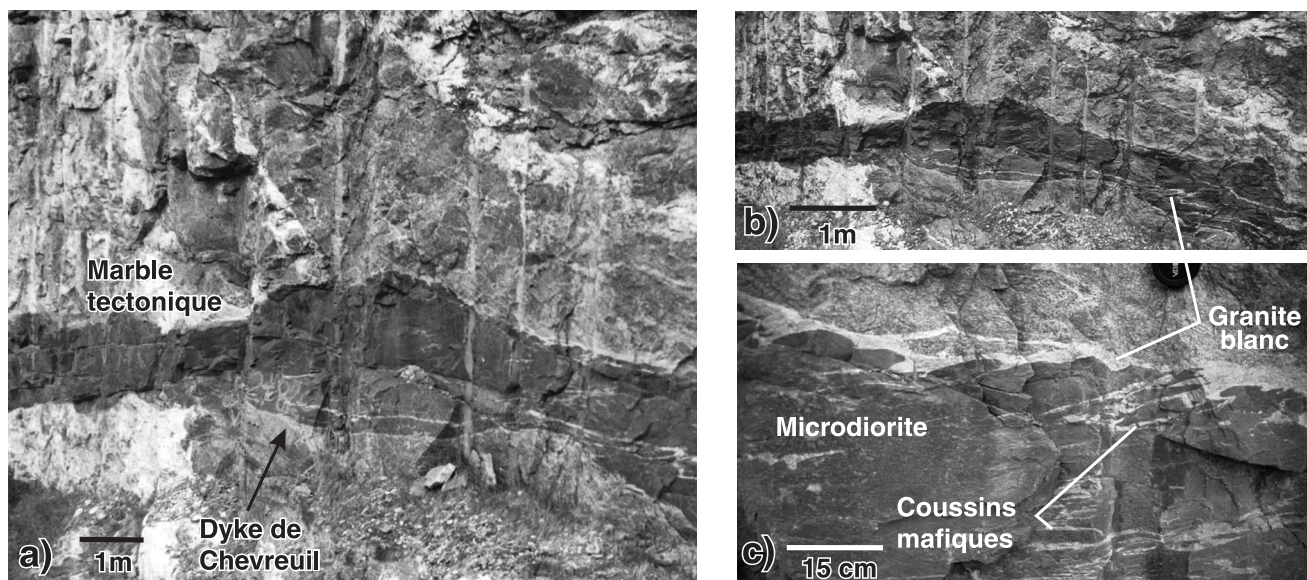
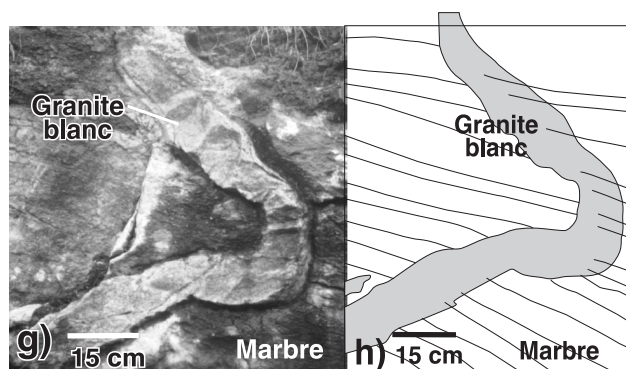
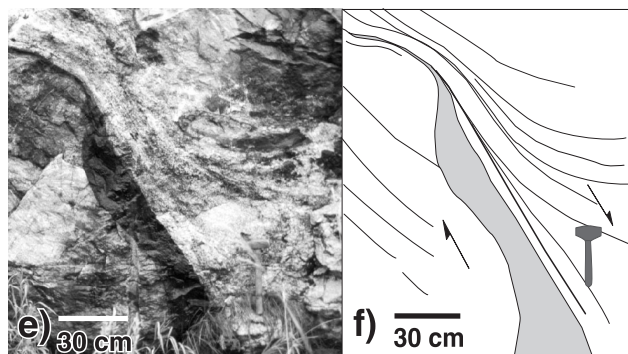
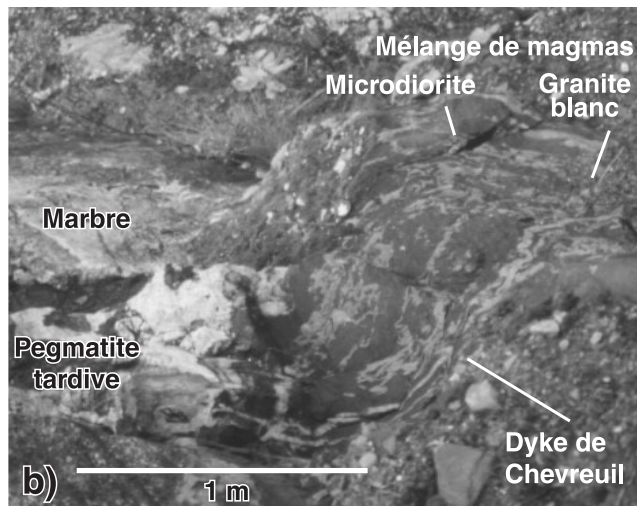
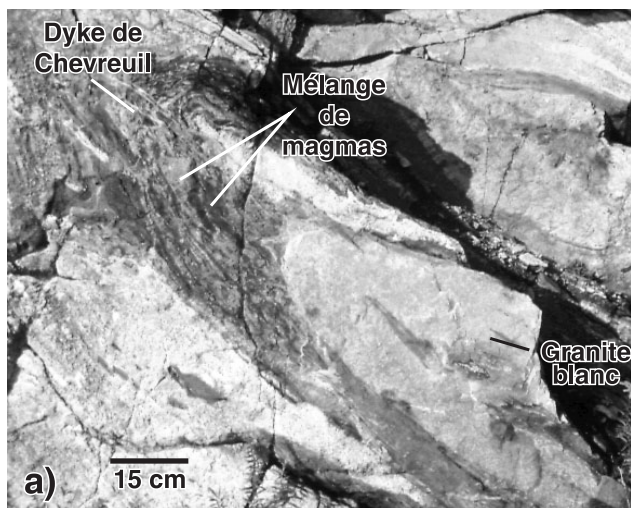


Figure 61. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans le domaine de marbre. **a)** Dyke peu déformé qui recoupe la fabrique du marbre tectonique (CQA-5022; UTM : 450178mE, 5156424mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-226. **b)** Le dyke en a) présente des textures indiquant qu'il y a eu mélange sans homogénéisation de magmas à l'origine d'un granite blanc typique de la suite intrusive de Lanthier et d'une microdiorite typique de la suite intrusive de Chevreuil. Ce type de relation suggère que la suite intrusive de Lanthier a commencé à se mettre en place en même temps que les dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil. Photographie de L. Corriveau, 2003-227. **c)** Détail montrant que la foliation magmatique est oblique à la paroi du dyke. Photographie de L. Corriveau, 2003-228.

Figure 62. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Cayamant. **a)** Pli déversé vers le nord-ouest qui implique un dyke composite de la suite intrusive de Chevreuil recoupé par un dyke de granite de la suite intrusive de Lanthier (CQA-5040; UTM : 426378mE, 5167424mN). Le pli est isoclinal et le dyke mafique-felsique de la suite intrusive de Chevreuil a été complètement recristallisé et présente une foliation de plan axial définie par la biotite et la hornblende. Les textures de mélange de magmas (visibles en b)) ont été transposées tectoniquement et recristallisées. Ce dyke se prolonge dans la photo en b), où la déformation est presque nulle et montre de manière concluante que les « filons » observés en a) sont issus d'un mélange de magmas mafiques-felsiques et non pas d'un épisode d'anatexie. Ce dyke recoupe la fabrique du marbre tectonique visible en b); cette fabrique est elle-même transposée suivant le plan axial du dyke en a). Le dyke est donc postérieur à la migmatisation des gneiss environnants. Photographie de L. Corriveau, 2003-229. **b)** Même dyke qu'en a), mais photographié quelques mètres plus à l'est. Les textures de mélange de magmas y sont très fines et bien conservées. Les figures a) et b) illustrent qu'il y a eu partitionnement de la déformation finie dans la zone de déformation de Cayamant. Photographie de L. Corriveau, 2003-230. **c)** Plis serrés déversés vers l'ouest déformant un dyke de la suite intrusive de Chevreuil qui recoupe la fabrique du marbre tectonique (CQA-5075; UTM : 393152mE, 5070323mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-231. **d)** Dykes attribués à la suite intrusive de Chevreuil et présentant une fabrique issue d'une déformation dans un régime de distension (Madore et Sawyer, 1991; CQA-5076; UTM : 397027mE, 5085254mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-232. **e)** Dyke interprété comme appartenant à la suite intrusive de Chevreuil. Il recoupe la fabrique du marbre tectonique et présente une structure compatible avec une mise en place dans un régime de distension (CQA-5029; UTM : 426478mE, 5167104mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-233. **f)** Schéma réalisé par L. Harris (données géologiques inédites, 1996) pour illustrer la relation du dyke en e) avec son encaissant. Il y a recoupement de la fabrique à gauche du dyke et transposition de la fabrique selon une géométrie typique de la mise en place du dyke dans une faille dans un régime de distension. **g)** Pli couché serré déformant un dyke attribué à la suite intrusive de Lanthier. Le dyke recoupe la fabrique du marbre tectonique (CQA-5029; UTM : 426478mE, 5167104mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-234. **h)** Croquis du dyke en g, (réalisé par L. Harris (données géologiques inédites, 1996)).



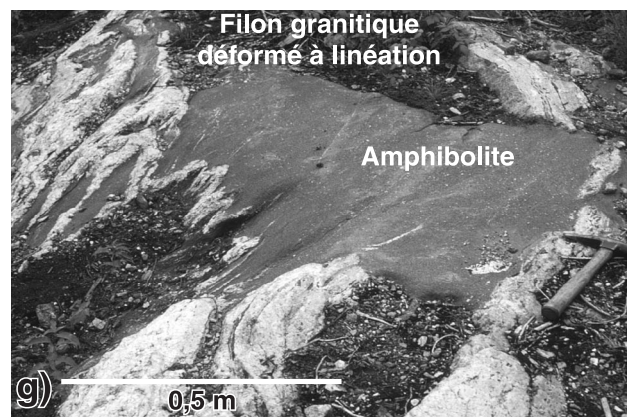
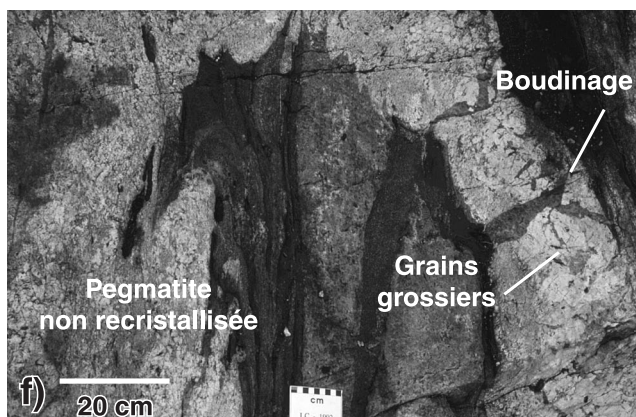
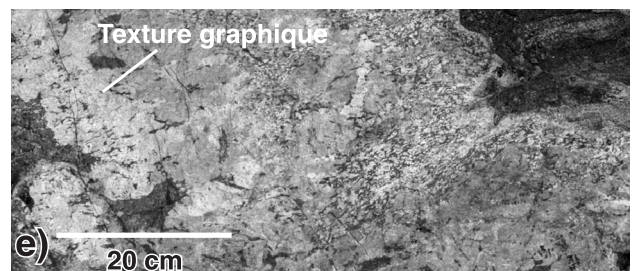
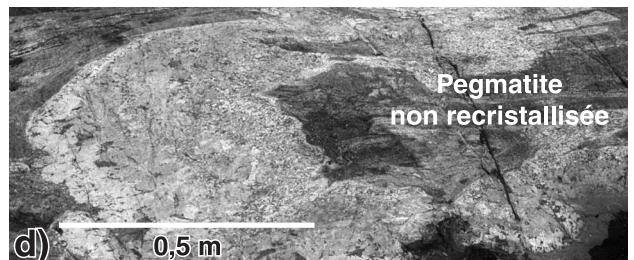
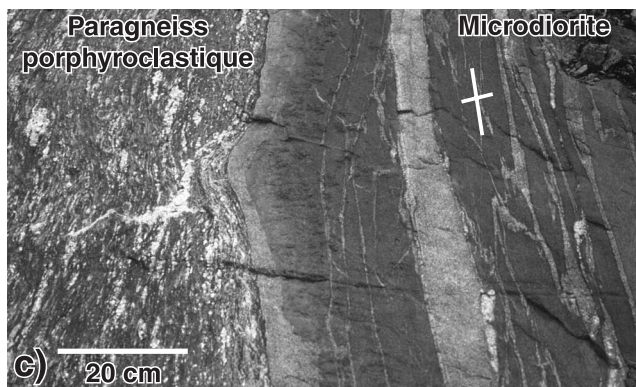
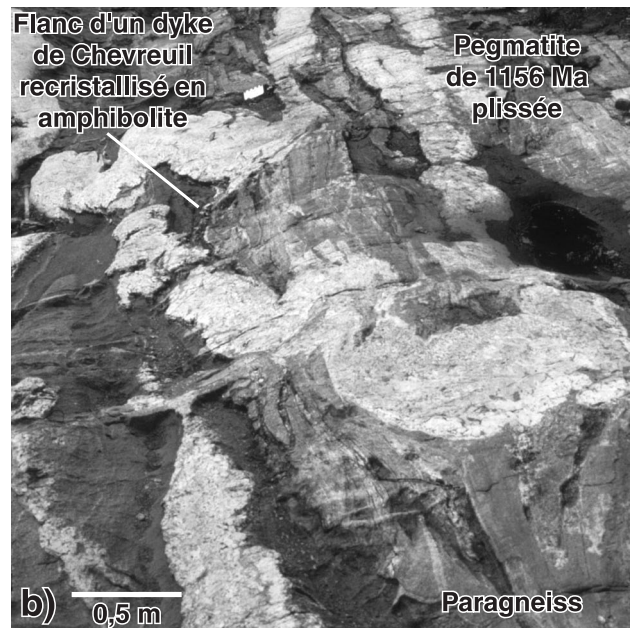
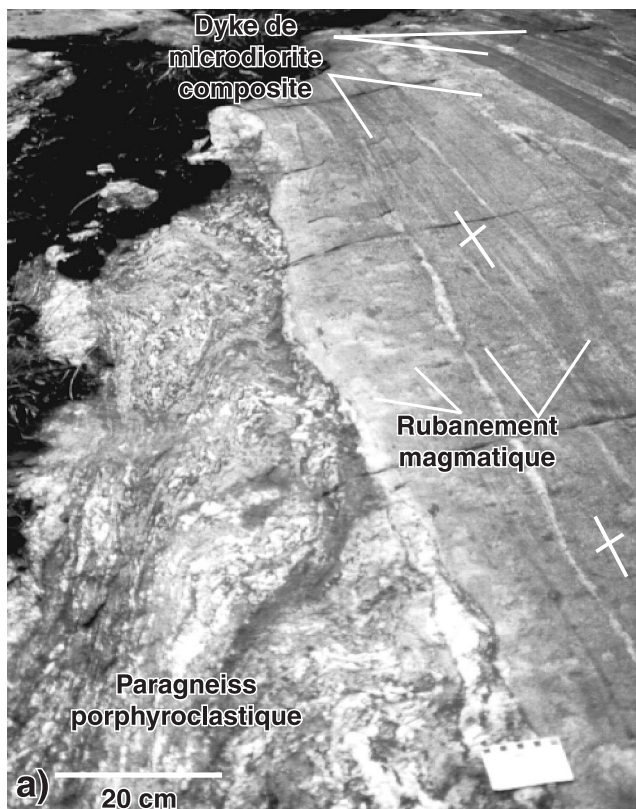


Figure 63. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. **a)** Foliation et rubanement magmatique dans un dyke qui recoupe un paragneiss migmatisé et porphyroclastique dont la fabrique est orientée nord-sud (CQA-3340; UTM : 487894mE, 5102390mN). Les leucosomes porphyroclastiques sont communs dans les gneiss de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. Leur présence implique que les gneiss ont été déformés après le métamorphisme maximal et que la structuration nord-sud a été acquise avant la mise en place des dykes de la suite intrusive de Chevreuil. Le dyke est composite et comporte des phases avec mélange de magmas et rubanement magmatique que recoupent des dykes mafiques plus homogènes. Photographie de L. Corriveau, 2003-235. **b)** Dyke de pegmatite de Forget (1156 Ma) qui recoupe un dyke de microdiorite de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-3473; UTM : 497774mE, 5114767mN). Ce dyke de pegmatite plissé est associé à la suite intrusive de Chevreuil; il n'a pas été recristallisé et conserve intactes une texture graphique et une granulométrie grossière. Les plis serrés ont un plan axial subvertical et une orientation nord-sud. Le dyke de pegmatite de Forget recoupe des unités de paragneiss mixtes, ainsi que le flanc d'un dyke de la suite intrusive de Chevreuil qui est déformé en plis isoclinaux et recoupe les paragneiss et leur gneissosité. Photographie de L. Corriveau, 2003-236. **c)** Détail de l'image en a) montrant le caractère porphyroclastique du gneiss encaissant et la texture réticulée et le rubanement magmatique du dyke de la suite intrusive de Chevreuil. Photographie de L. Corriveau, 2003-237. **d)** Détail de l'image en b). Les minéraux sont grossiers et non déformés et ont une orientation préférentielle parallèle au plan axial. Photographie de L. Corriveau, 2003-238. **e)** Détail de l'image en d). La phase marginale présente une texture graphique; l'on n'y voit aucune déformation à l'échelle mégascopique. Photographie de L. Corriveau, 2003-239. **f)** Détail de l'image en b). Le dyke a été boudiné mais n'a subi aucune déformation ductile interne. La structure magmatique avec plissement dans un plan nord-sud parallèle à la foliation du gneiss hôte et du dyke mafique précoce, et la segmentation formée perpendiculairement à ce plan nord-sud, sont compatibles avec une mise en place dans un régime de compression est-ouest. Photographie de L. Corriveau, 2003-240. **g)** Plissement parallèlement à un plan axial subvertical et recristallisation au faciès des amphibolites d'un dyke de la suite intrusive de Chevreuil (CQA-1355; UTM : 489560mE, 5147429mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-241.

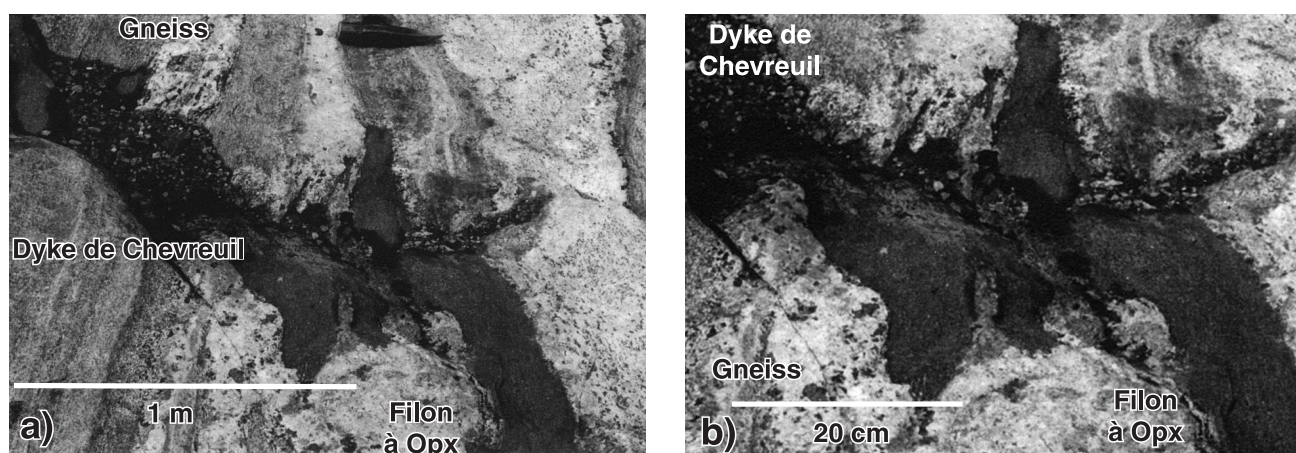


Figure 64. Dykes de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Labelle. **a)** Dyke qui recoupe du paragneiss mixte, localement plissé (CQA-620; UTM : 505428mE, 5100824mN). L'irrégularité des plis et l'aspect peu déformé des filons de pegmatite à orthopyroxène pourraient indiquer que le plissement s'est fait lors de la mise en place du dyke, la forme étant probablement en partie contrôlée par le contraste rhéologique entre la pegmatite (compétente) et le gneiss (plus ductile). Photographie de L. Corriveau, 2003-242. **b)** Détail du dyke en a). Photographie de L. Corriveau, 2003-243.

au métamorphisme régional précoce. Ces dykes plissés sont recoupés par des structures de distension à pendage est, ce qui produit localement une géométrie de plissement complexe (fig. 62d; Madore et Sawyer, 1991). Ailleurs, la géométrie des plis suggère que la distension a été en partie synmagmatique (fig. 62e, f; L.B. Harris, comm. pers., 1998). Des dykes de granite blanc apparentés à la suite intrusive de Lanthier sont localement déformés en plis couchés tardifs; l'importance régionale de ces plis demeure incertaine (fig. 62g, h). Dans cette zone, les plutons monzonitiques de la suite intrusive de Chevreuil sont localement à complètement

mylonitisés et, tout comme les dykes mafiques, ils témoignent donc d'un important épisode de déformation survenu le long de la bordure ouest de la ceinture, après l'épisode de magmatisme de la suite intrusive de Chevreuil (Jacoby, 1975; Condon, 1989; Corriveau et Gorton, 1993). Dans les zones de déformation de Nomingue-Chénéville et de Labelle, les dykes de la suite intrusive de Chevreuil sont communément très déformés et métamorphisés au faciès des amphibolites (fig. 63, 64). Toutefois, l'intensité de la déformation varie. Certains dykes mafiques présentent des textures primaires (p. ex. fig. 63a, b) et un rubanement

magmatique qui n'a pas été déformé à l'état solide et qui suit le contact du dyke et recoupe à angle fort ou faible la gneissosité porphyroclastique de l'encaissant (fig. 63a, c). Dans les dykes de pegmatite, des textures graphiques sont intactes par endroits (fig. 63b, d, e), mais on y observe aussi du boudinage et des plis (fig. 63d, f). D'autres dykes mafiques sont par ailleurs complètement recristallisés en amphibolites (fig. 63b, g). Certains des filons granitiques qui les recoupent sont eux-mêmes déformés (fig. 63g). Enfin, dans certains cas dans un même affleurement, un même dyke avec une orientation constante peut varier de fortement plissé à rectiligne selon la roche hôte (p. ex. fig. 45e, f, 64a, b). Des variations à l'échelle locale existent également dans un dyke dans la zone de déformation de Cayamant. Ce dyke présente un pli isoclinal déversé avec vergence ouest et une foliation de plan axial définie par l'orientation préférentielle de feuillets de biotite. Les textures de mélange de magmas y ont été fortement transposées parallèlement au plan axial (fig. 62a). À 1 m plus à l'est, ce même dyke n'est qu'ondulé et présente de délicates textures de mélange de magmas, l'anisotropie montrée par les filonnets felsiques étant d'origine magmatique (fig. 62b). Ces caractéristiques des dykes de la suite intrusive de Chevreuil et de leurs encaissants montrent qu'au moins un épisode de déformation et de recristallisation a eu lieu dans la région après le métamorphisme maximal et que l'empreinte structurale et métamorphique conservée varie, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale. Ces variations traduisent un partitionnement de la déformation survenu lors des événements tectoniques postérieurs au métamorphisme maximal (p. ex. Tommasi et Vauchez, 1997) et sont attribuées au comportement rhéologique différent des roches et des assemblages lithologiques qui constituent la ceinture (Corriveau et al., 1998). Seuls les complexes gneissiques conservent intacts les structures et les assemblages métamorphiques associés au métamorphisme maximal. Les unités de quartzite cumulent des vestiges des épisodes orogéniques précoces de l'ouest de la Province de Grenville alors que les unités de marbre ne conservent que les derniers épisodes orogéniques auxquels elles ont été soumises.

Phases de déformation

Pour mieux documenter les événements tectoniques précoces, Harris et al. (2001) ont axé leurs travaux sur l'étude structurale des complexes de gneiss et des unités de quartzite dans la partie centrale est de la région de Mont-Laurier (fig. 60; tableau 8). Les structures des gneiss et de leurs leucosomes dans les régions où les dykes de la suite intrusive de Chevreuil ne sont pas déformés (c.-à-d. dans les complexes gneissiques et les gneiss avoisinants) permettent de distinguer les phases précoces de déformation et de reconstituer leur évolution entre le métamorphisme maximal à 1,2 Ga, la cristallisation des leucosomes à 1,18 Ga et le magmatisme de la suite intrusive de Chevreuil à 1,17 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000). Les structures d'origine magmatique et les structures produites à l'état solide qui ont été formées dans les plutons et les dykes de la suite intrusive de Chevreuil lors

de leur mise en place permettent de caractériser la tectonique qui prévalait il y a entre 1,17 et 1,16 Ga, alors que la déformation et la recristallisation dont témoignent les dykes de la suite intrusive de Chevreuil et les dykes de la suite intrusive de Lanthier (env. 1,14 Ga) qui les recoupent permettent de caractériser les phases de déformation subséquentes. Il est à noter que les plutons et les dykes de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga) et de la suite granitique de Guénette (1,06 Ga) ne sont pas déformés dans la ceinture métasédimentaire centrale sauf dans les zones de déformation de Cayamant et de Nominigüe-Chénéville. Six « phases » (au sens large) de déformation (D_1 à D_6) qui remontent à entre 1,2 et 1,17 Ga ont donc été reconnues, ainsi qu'une phase (D_7) qui est contemporaine de la suite intrusive de Chevreuil et une autre phase (D_8) qui lui est postérieure.

Phases de déformation D_1 à D_3

À l'échelle de l'affleurement, le grain structural des gneiss est défini par l'orientation des unités métamorphiques, le litage ou rubanement, les ségrégations de minéraux métamorphiques, la gneissosité et la foliation minérale métamorphique, définie principalement par la biotite. Ces éléments structuraux définissent une surface S_1 (Harris et al., 2001) qui est surtout rectiligne et résulte de la transposition d'un litage présumé S_0 (et vraisemblablement de contacts de filons-couches et de dykes mafiques et felsiques précoces) combinée à la formation des fabriques métamorphiques lors de la phase D_1 (fig. 22a, f). Il se pourrait que des structures métamorphiques précoces aient été transposées et oblitérées lors de la déformation associée au métamorphisme maximal, et regroupées en une même phase D_1 . En effet, des plis intrafoliaux S_0 dans le plan de la gneissosité S_1 sont observés localement (fig. 65a), et les faciès hydrothermaux du complexe gneissique de Bondy, bien que très variés, définissent maintenant un même niveau parallèle à la gneissosité S_1 à l'échelle des affleurements, ce qui suggère qu'ils ont été transposés parallèlement à la gneissosité lors d'épisodes précoces de déformation (fig. 60). Toutefois, Harris et al. (2001) ont proposé pour ces unités une géométrie plus complexe qui, en l'absence d'indicateurs lithologiques (fig. 5, 60), n'a pas pu être affinée sur le terrain.

La paragenèse de haute pression sillimanite+orthopyroxène+cordiérite ($P > 8$ kbar; Carrington et Harley, 1995) se trouve sous forme d'inclusions dans une association de minéraux métamorphiques qui suit la gneissosité S_1 dans le complexe gneissique de Bondy (fig. 58d); elle révèle que l'enfouissement maximal a eu lieu lors du développement de la gneissosité, mais peut-être avant ce qui représente maintenant la gneissosité S_1 . La gneissosité S_1 comporte aussi une série de leucosomes en filons et massifs, parallèles au rubanement métamorphique. Des mélanosomes à biotite jouxtent localement ces leucosomes. La plus grande partie de ce matériau anatectique ne renferme que localement des phases incongrues telles que du grenat et de la cordiérite,

ce qui suggère que la fusion partielle a eu lieu en présence d'une phase fluide (Kriegsman, 2001). Ces leucosomes en filons, la gneissosité et le rubanement S_1 sont repris par des plis serrés ou isoclinaux F_2 (fig. 65b, c), qui sont eux-mêmes repris par des plis isoclinaux à très serrés dont la longueur d'onde est un peu plus grande que celle des plis F_2 (fig. 65b, c, d, e).

À l'échelle régionale, les complexes gneissiques étudiés (Bondy et Kennedy) sont ceinturés par le quartzite et les paragneiss mixtes du Groupe de Sourd et y sont intercalés tectoniquement et plissés (fig. 5, 60; Harris et al., 2001). Ce sont les plis F_3 qui ont produit cette intercalation de la marge du complexe gneissique de Bondy et du Groupe de Sourd (p. ex. au nord et à l'est du complexe, fig. 60; Harris et al., 2001) et qui ont oblitéré la nature du contact de ces deux entités. La présence de gneiss fortement déformé en bordure du complexe gneissique de Bondy (fig. 13d) suggère toutefois que le contact a une origine tectonique ou qu'il a été réactivé préférentiellement. À l'échelle microscopique, les plis F_3 présentent une foliation de plan axial définie par la biotite (fig. 65d). Ces plis forment localement une géométrie d'interférence en croissant de type 2, ou des plis en crochets de type 3 (Ramsay, 1967), tant à l'échelle de la carte qu'à l'échelle de l'affleurement (fig. 60, 65c). Ces plis serrés ou isoclinaux sont recoupés par des leucosomes massifs à grain grossier qui sont en filons ou amiboïdes (fig. 65c, f). Ces leucosomes renferment des associations de minéraux métamorphiques de température maximale, telles que gre-nat+cordiérite+orthopyroxène, dans le gneiss alumineux ($T > 750$ °C; Carrington et Harley, 1995), ou orthopyroxène, dans l'amphibolite (fig. 58a, e). Les leucosomes en filons prédominent (fig. 65b, c, e). Par endroits, ces leucosomes sont bordés de mélanosomes à biotite. Ils ont été injectés parallèlement au plan axial des plis F_3 , avec lequel il y a eu transposition du plan de la foliation S_1 (fig. 66a, b). La majorité des leucosomes ont donc été injectés de manière continue ou discontinue, parallèlement à la foliation S_1 , comme les leucosomes mis en place dans un régime de compression et décrits par Lucas et St-Onge (1995). De tels plis d'interférence se rencontrent aussi dans le domaine de quartzite (fig. 7a, 66c, d). La présence commune de phases incongrues (grenat, cordiérite orthopyroxène) dans ces leucosomes suggère qu'il s'est produit une fusion sous-saturée en eau (Kriegsman, 2001), ce qui représenterait un appauvrissement de la phase fluide par rapport au premier épisode d'anatexie (fig. 58a). Une telle évolution de la phase fluide du système est cohérente avec le fait que les leucosomes à phases incongrues représentent une deuxième phase de fusion partielle qui aurait été associée à la déshydratation de la biotite plutôt qu'à une phase fluide interstitielle, laquelle aurait été complètement épuisée lors de la première phase d'anatexie. Certains des leucosomes dans les complexes gneissiques ne présentent une foliation tectono-métamorphique. Par contre, ils sont communément boudinés ou plissés en plis isoclinaux ou serrés et appartiennent à l'épisode F_5 (fig. 65e). La formation de la gneissosité et la cristallisation des leucosomes remontent à environ 1,20

à 1,19 Ga et à 1,18 Ga, respectivement, d'après des âges U-Pb de 1,20 à 1,19 Ga obtenus pour des cristaux de zircon extraits de gneiss, et de 1,18 Ga obtenus pour des gneiss à leucosomes en filons (Corriveau et van Breemen, 2000). Ainsi, les leucosomes servent d'indicateurs et permettent d'estimer les effets des phases de déformation postérieures à 1,18 Ga à l'échelle régionale.

Phase de déformation D_4

Des filons massifs à orthopyroxène coupent la gneissosité et les structures D_3 de tous les types de gneiss du complexe gneissique de Bondy; ils ont été injectés parallèlement à des zones de cisaillement d'étendue métrique qui sont décrites en détail par Harris et al. (2001). Ces zones de cisaillement et le boudinage des structures D_3 représentent la phase de déformation D_4 . Certains des filons granitiques à orthopyroxène sont asymétriques et ont été injectés perpendiculairement à un plan basal et à la gneissosité; ces filons avaient tous une même polarité à partir du plan de base (fig. 15a). Leur asymétrie représente un critère de la polarité de l'ascension des magmas et permet de déterminer le paléohorizon de ces gneiss (direction d'ascension dérivée de l'asymétrie de filons anatectiques d'après Burg et Vanderhaeghe, 1993). En se fondant sur ce critère, la gneissosité aurait été subhorizontale lors de la mise en place des filons à orthopyroxène (Harris et al., 2001). Les événements au cours desquels la gneissosité devient horizontale sont couramment associés à une distension durant l'effondrement orogénique d'une chaîne de montagnes après une collision (Sandiford, 1989). Ces fabriques et la décompression isotherme dont témoignent les associations de minéraux métamorphiques (Boggs, 1996) seraient compatibles avec un épisode d'effondrement orogénique (Harris et al., 1998). Les âges du métamorphisme obtenus sur des cristaux de monazite extraits de gneiss alumineux varient de 1,18 à 1,17 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000); ils pourraient témoigner d'une rétro-morphose des associations de minéraux métamorphiques; dans ce cas, cet intervalle de temps correspondrait à un épisode relativement calme pendant lequel seul du cisaillement a été enregistré localement (p. ex. la rétro-morphose de la cordiérite, fig. 59). Ces observations et inférences seraient compatibles avec un épisode de distension tel que discuté par Harris et al. (2001).

Phases de déformation D_5 et D_6

Les structures antérieures à la déformation D_4 ou contemporaines de cette déformation ont été reprises par des plis F_5 droits, ouverts à serrés, de plan axial nord-sud et de longueur d'onde métrique à plurikilométrique. La superposition des plis F_5 sur les plis F_2 et F_3 a produit des géométries d'interférence de type 3 (crochet; p. ex. Harris et al., 2001, fig. 4A, B, 5B, C) et de type 2 (croissants et champignons; Harris et al., 2001, fig. 4D; fig. 65), selon l'orientation préalable des couches. De telles structures ont été documentées à l'échelle de l'affleurement par Harris et al. (2001), en

particulier dans les unités de quartzite (fig. 66e) et dans le complexe gneissique de Bondy (fig. 65). De plus, le pli en S de plan axial nord-sud et vertical que l'on trouve dans le secteur nord du système hydrothermal de ce complexe, présente les caractéristiques typiques de la phase F_5 . À l'échelle régionale, une antiforme de longueur d'onde plurikilométrique reprend les gneiss de la marge nord du complexe gneissique de Bondy et les niveaux de roches métasédimentaires du Groupe de Sourd. Elle a repris des charnières de plis qui reprennent à leur tour la marge du complexe gneissique (fig. 60) et a plissé l'isograde de l'orthopyroxène. Cette antiforme est attribuée à la phase F_5 , parce que le pli est droit et de plan axial nord-sud et que l'isograde qu'il a plissé recoupe obliquement les unités lithologiques reprises par les plis F_3 à la marge du complexe gneissique de Bondy (jusqu'à une distance d'approximativement 4,5 km du contact dans le Groupe de Sourd). Ces relations indiquent que les associations de minéraux métamorphiques acquises au faciès des granulites à 1,20 Ga ont été rééquilibrées à l'échelle régionale après la phase D_3 . Des indices d'un tel rééquilibrage ont été reconnus dans une grande partie de la ceinture (p. ex. Indares, 1982; Boggs, 1996) et indiquent que la transition des granulites aux amphibolites est le résultat d'une rétomorphose.

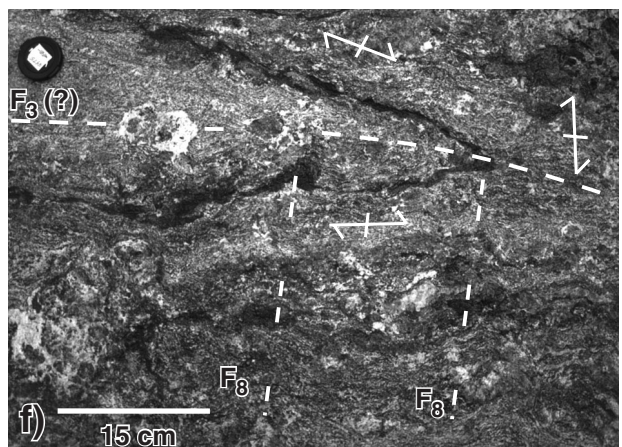
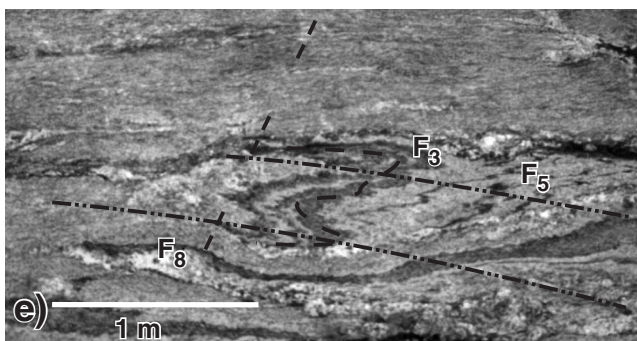
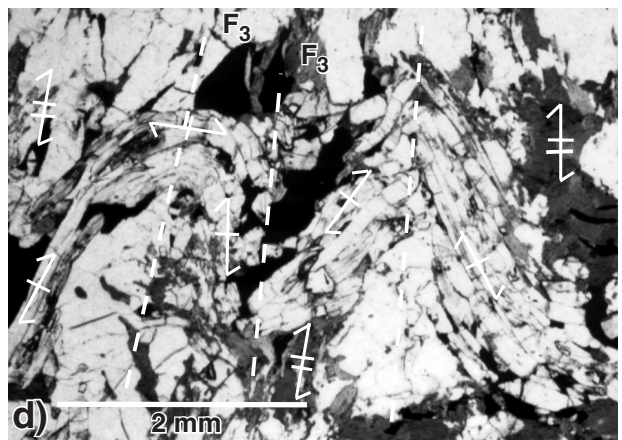
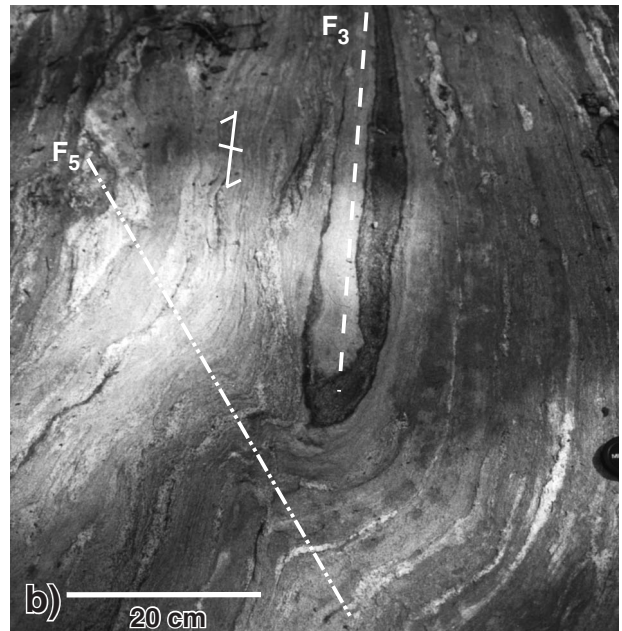
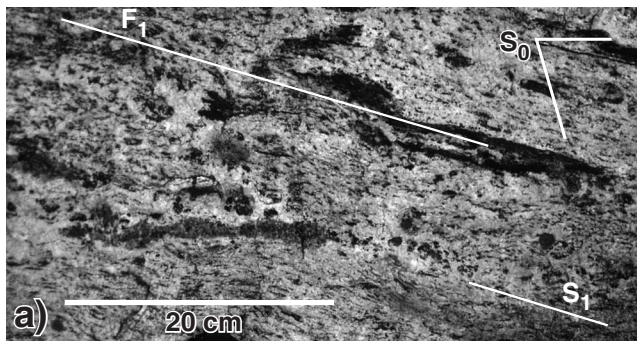
D'autres grands plis sont reconnus à l'échelle régionale. De grandes unités de marbre dolomitique et de marbre à serpentine du Groupe de Lièvre affleurent à l'ouest du complexe gneissique de Bondy et se prolongent vers le sud en direction de Chénéville (SNRC 31 G/14; fig. 2a). Ces paragneiss et ceux du Groupe de Sourd forment de grands plis ouverts d'amplitude kilométrique (cartes 31 J/2, J/3, J/6 et G/14; fig. 2a, 5). Entre les complexes gneissiques de Bondy et de Kennedy, un synforme d'étendue régionale plonge vers le sud (partie sud-ouest de la région cartographique 31 J/3; fig. 5b). À l'est du complexe gneissique de Kennedy, les structures régionales nord-sud sont reprises par, ou se terminent contre, de grands plis est-ouest de plan axial subvertical au cœur desquels affleurent par endroits d'autres complexes gneissiques (fig. 8). Certains de ces plis pourraient appartenir à la phase F_5 , mais leur chronologie respective demeure incertaine.

Les travaux détaillés de Harris et al. (2001) ont mis en évidence une génération de plis F_6 dont les surfaces axiales superficielles ont un pendage subhorizontal. Ces plis ont été reconnus dans des micaschistes du Groupe de Sourd au nord du complexe gneissique de Bondy (fig. 66f). Lors des levés régionaux entrepris dans le cadre de nos travaux, nous avons communément observé des plis couchés, tant dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville que dans la zone de déformation de Labelle (fig. 67). Une étude détaillée de tels plis a été entreprise par Lévesque et al. (1989a, b) au gîte de graphite de Carmin, dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville. Les plis couchés y abondent et sont repris par des plis d'axes subhorizontaux qui pourraient appartenir à la phase F_3 (fig. 67a). Le pendage du plan axial des plis qui reprennent les plis couchés varie dans la zone (fig. 67a à f), car les plis F_3 ont été repris, possiblement pendant la phase F_5 . En outre, ces plis couchés pourraient être des plis F_6 plutôt que des plis F_3 et ils pourraient avoir été repris par des plis F_7 (voir plus loin) plutôt que par des plis F_5 . Il est à noter qu'aucune linéation minérale systématique n'est associée aux structures de déformation D_1 à D_6 . Des plis en fourreau d'axe subvertical se rencontrent également dans les zones de déformation de Nominigüe-Chénéville et de Labelle (fig. 68). Bien qu'ils soient spectaculaires, ces plis sont répartis de façon sporadique du nord au sud dans ces zones; par endroits, ils sont associés spatialement aux intrusions de la suite intrusive de Chevreuil et pourraient alors avoir été formés lors de la mise en place de ces intrusions.

Phase de déformation D_7 : mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil

Le Groupe de Sourd à l'extérieur de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville et les complexes de gneiss présentent des plis avec des géométries d'interférence complexes et des grands plis d'amplitude et de longueur d'onde plurikilométriques (fig. 12b, 57, 65, 66). Par contre, à l'intérieur de cette zone de déformation, les unités du Groupe de Sourd, de même que leur gneissosité avec des tectonites L-S, sont orientées essentiellement nord-sud et présentent

Figure 65. Structures des gneiss du complexe gneissique de Bondy. **a)** Gneiss magnésien avec pli isoclinal intrafolial de la phase S_0 (CQA-1654; UTM : 478406mE, 5131980mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-244. **b)** Niveau d'amphibolite déformé en plis isoclinaux dont le plan axial vertical est interprété comme appartenant à la phase F_3 de Harris et al. (2001), puis repris par un pli F_5 (CQA-5008; UTM : 493259mE, 5145826mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-245. **c)** Niveau d'amphibolite déformé en plis isoclinaux dont le plan axial vertical et l'axe subhorizontal sont interprétés comme appartenant à la phase F_2 de Harris et al. (2001), puis repris par un pli F_3 (CQA-4474; UTM : 479729mE, 5131945mN). Ce qui paraît être des couches individuelles correspond en fait aux charnières des plis isoclinaux F_2 . Des plis F_5 produisent des plis d'interférence de type 2 de Ramsay (1967). Photographie de L. Corriveau, 2003-246. **d)** Photomicrographie d'un pli en M qui reprend un niveau de sillimanite prismatique sans recristallisation de la sillimanite, mais avec recristallisation de la biotite parallèlement au plan axial (CQA-4475; UTM : 479662mE, 5131906mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-247. **e)** Détail de l'image en c) montrant des plis d'interférence de type 2 attribués à la superposition des phases F_3 et F_5 de Harris et al. (2001; CQA-4474; UTM : 479729mE, 5131945mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-248. **f)** Gneiss alumineux hétérogène dans lequel les concentrations modales sont très variées, accentuées par la formation de mélanosomes et de leucosomes qui ont été plissés suivant F_3 (?); des plis ondulants sont attribués à la phase F_8 . Des leucosomes amiboïdes massifs recourent la foliation et les plis du gneiss (CQA-4475; UTM : 479662mE, 5131906mN). La figure 70a donne une vue détaillée de ces leucosomes. Photographie de L. Corriveau, 2008-153.



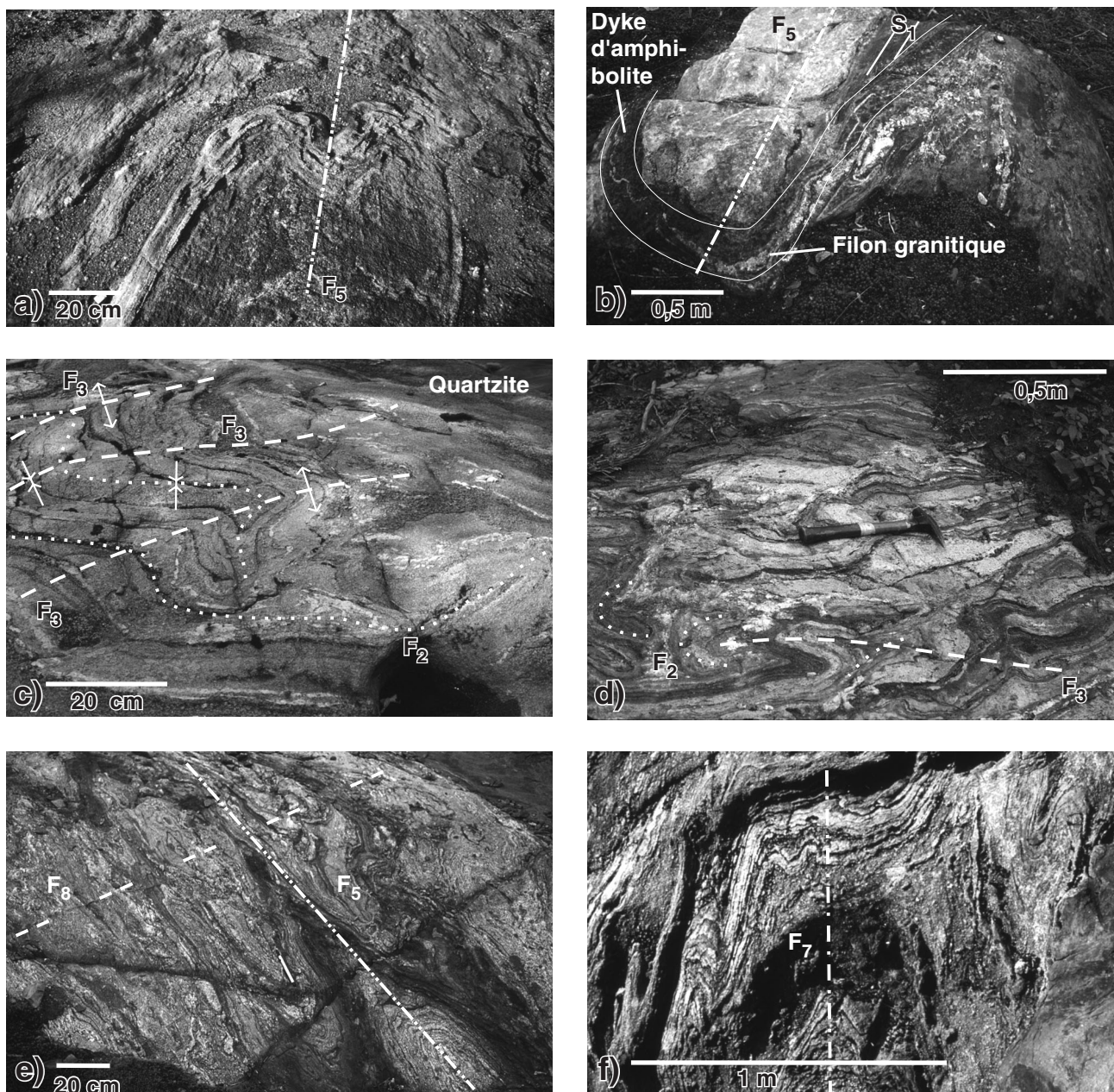


Figure 66. Structures macroscopiques dans le secteur sud de la ceinture métasédimentaire centrale, entre Mont-Laurier et Nominique, au Québec. **a)** Complexe gneissique de Bondy : la phase F_5 a produit des plis serrés de plan axial nord-sud (CQA-1659; UTM : 480513mE, 5132001mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-249. **b)** Rare exemple de dyke d'amphibolite qui recoupe la gneissosité d'un paragneiss du Groupe de Sourd tout en étant métamorphisé au faciès d'amphibolites supérieur et déformé par un plissement F_5 . Un filon granitique, typique des filons antérieurs à la suite intrusive de Chevreuil, recoupe le dyke d'amphibolite. La présence de ce dyke d'amphibolite montre qu'une faible quantité de magma mafique a été mise en place après l'épisode de métamorphisme et avant la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil, donc entre 1,18 et 1,17 Ga (CQA-5000; UTM : 477025mE, 5134875mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-250. **c)** Plis d'interférence dans un affleurement de quartzite typique du Groupe de Sourd (CQA-1963; UTM : 491556mE, 5108174mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-251. **d)** Structure complexe que l'on trouve souvent dans le Groupe de Sourd en présence de lits de rhéologie différente (CQA-2372; UTM : 471277mE, 5131742mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-252. **e)** Plis serrés fortement inclinés attribués à la phase F_5 et repris par la phase F_8 (CQA-4555; UTM : 492678mE, 5124974mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-253. **f)** Pli attribué à la phase F_7 (CQA-4722; UTM : 414080mE, 5021200mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-254.

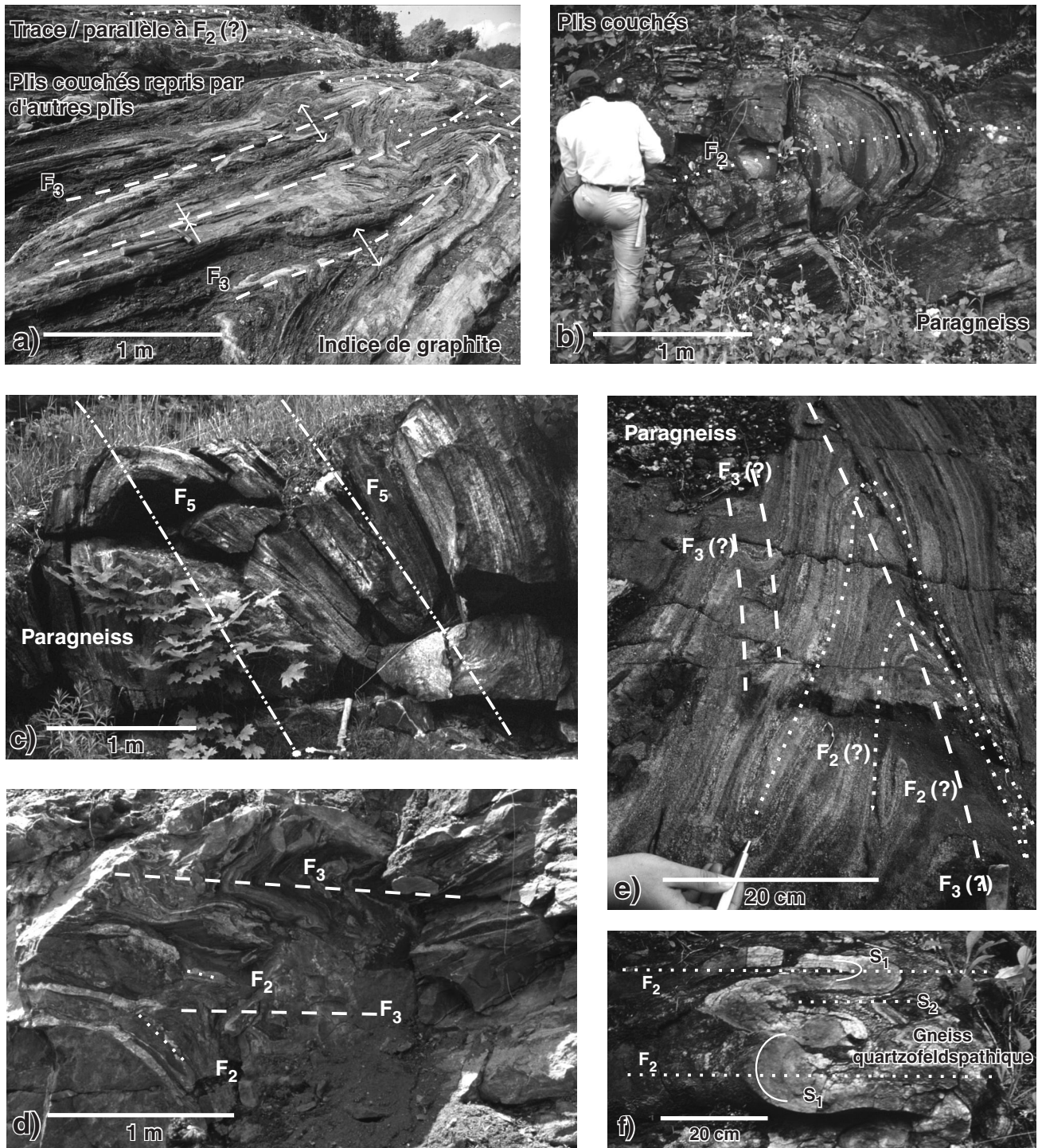


Figure 67. Structures des zones de déformation de Nomingue-Chénéville et de Labelle. **a)** Plis couchés repris par d'autres plis à l'indice de graphite du lac Carmin (CQA-118; UTM : 501103mE, 5103714mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-255. **b)** Plis couchés (CQA-4591; UTM : 420320mE, 5071700mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-256. **c)** Structuration commune en plis serrés avec un plan axial fortement incliné attribué à la phase F_5 de Harris et al. (2001; CQA-806; UTM : 481828mE, 5054123mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-257. **d)** Coupe dans laquelle on voit un pli couché dans le secteur est de la ceinture métasédimentaire centrale (CQA-1207; UTM : 497081mE, 5129989mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-258. **e)** Plis d'interférence dans une unité de paragneiss mixtes (CQA-218; UTM : 500668mE, 5099094mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-259. **f)** Coupe mettant au découvert un pli couché au même affleurement qu'en b) (CQA-4591; UTM : 420320mE, 5071700mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-260.

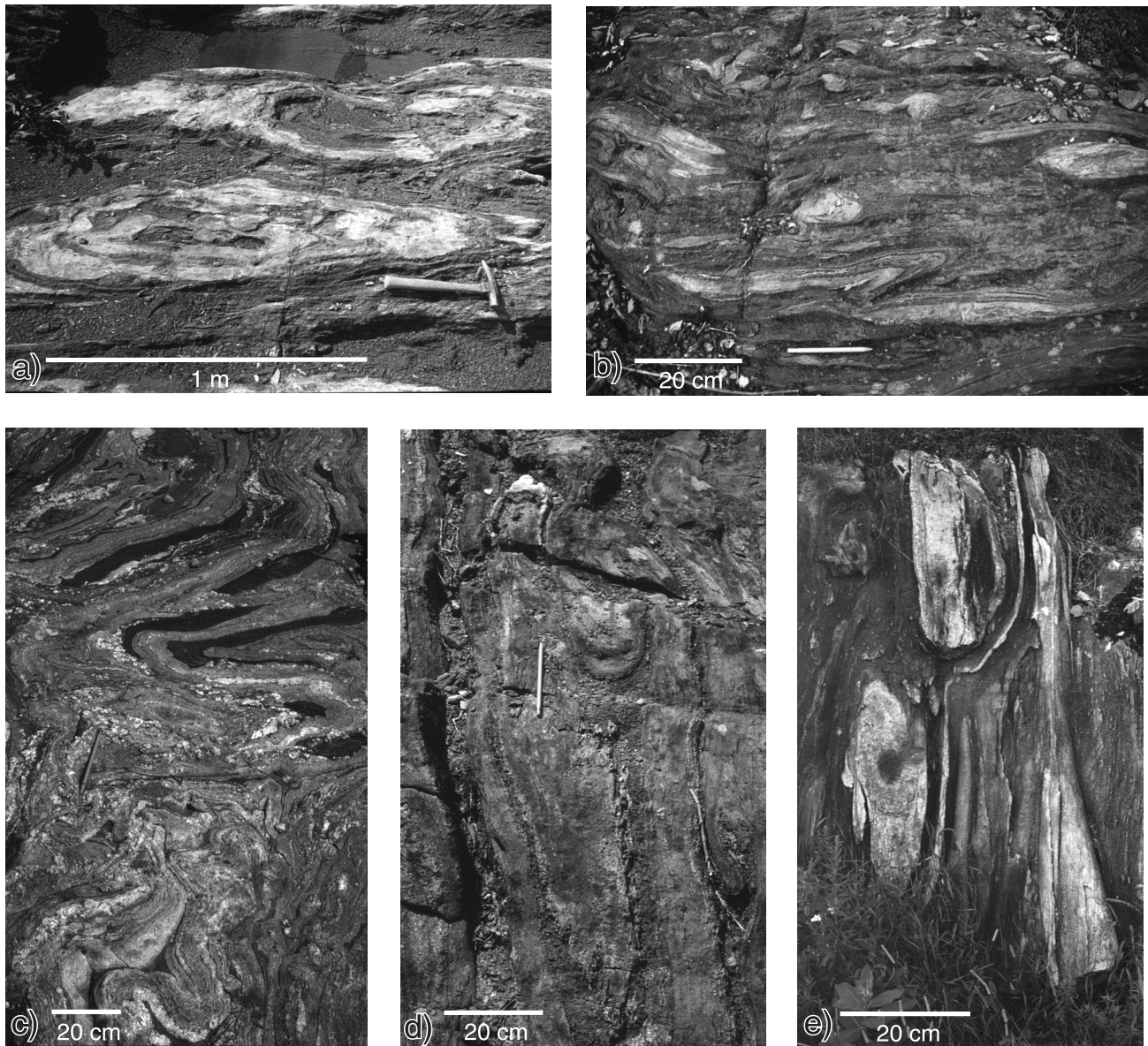


Figure 68. Plis en dômes et bassins, plis en fourreau et plis disharmoniques dans les zones de déformation de Nomingue-Chénéville et de Labelle. **a)** Plis en dômes et bassins produits par les plis d'interférence formés par les phases F_2 et F_3 illustrés à la figure 67a (CQA-118; UTM : 501103mE, 5103714mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-261. **b)** Plis disharmoniques dans des roches calco-silicatées (CQA-3348; UTM : 485259mE, 5105587mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-262. **c)** Les gneiss présentent des plis ptygmaticques disharmoniques et des plis en fourreau dans plusieurs affleurements dans cette région située à la limite nord du pluton de Preston (CQA-2193; UTM : 492201mE, 5123576mN). Ce style de déformation est rare à l'échelle régionale et pourrait correspondre à une déformation associée à la mise en place du pluton. Photographie de L. Corriveau, 2003-263. **d)** Plis en fourreau à proximité de l'endroit de la photo en c) (CQA-1381; UTM : 493091mE, 5124107mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-264. **e)** Pli en fourreau dans la zone de déformation de Labelle, au nord de Kinonge, qui témoigne d'une composante de chevauchement le long de cette zone (Corriveau et Sharma, 1990; CQA-317; UTM : 500278mE, 5112194mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-265.

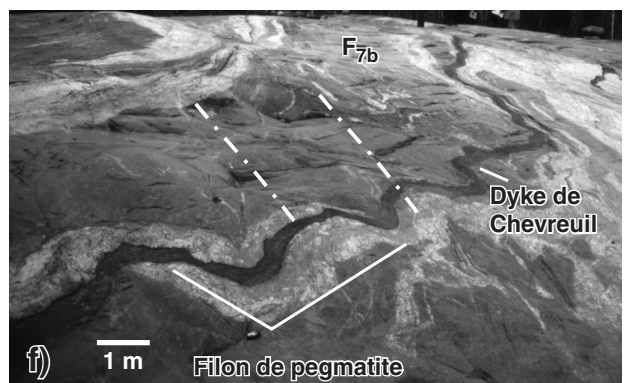
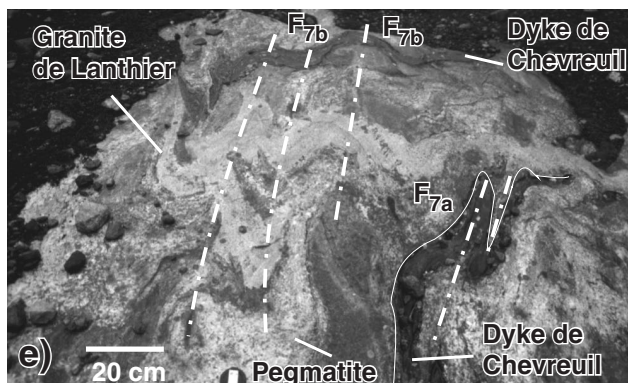
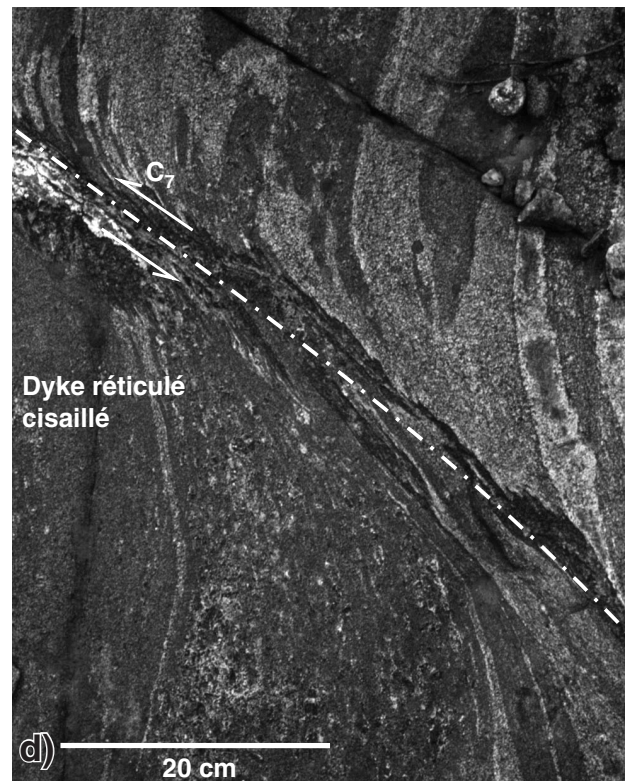
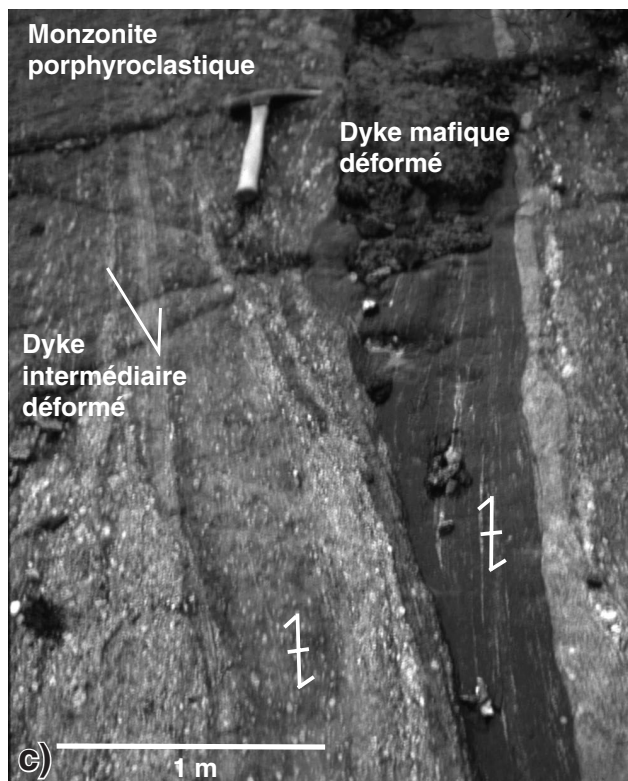
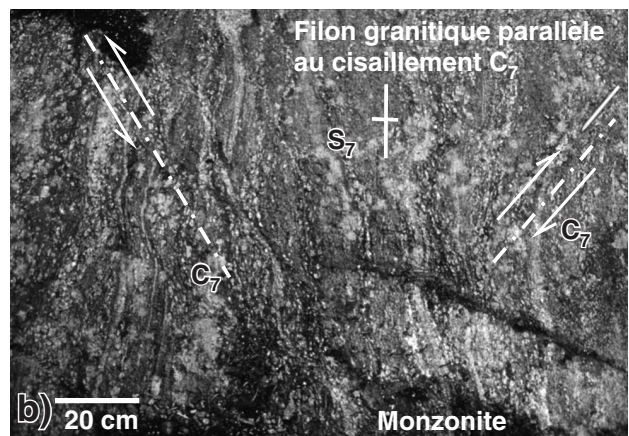
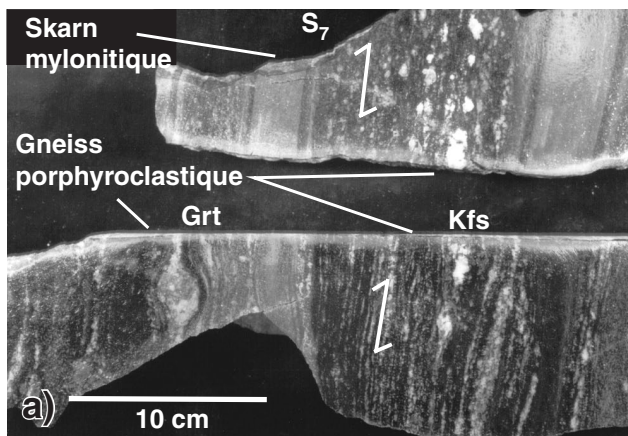
des plis isoclinaux ou serrés droits avec des géométries d'interférence de type 3 de Ramsay (1967) qui reprennent des plis couchés (fig. 63a, b, 67). Les leucosomes y sont déformés, désagrégés, porphyroclastiques et à foliation ou à linéation plutôt que massifs, ce qui contraste avec le caractère massif des leucosomes dans les gneiss à l'extérieur de la zone de déformation. La déformation des leucosomes est donc postérieure à 1,18 Ga (fig. 63a, c). Les dykes de la suite intrusive de Chevreuil coupent à angle prononcé les paragneiss du Groupe de Sourd, leur gneissosité, leurs plis serrés replissés, les leucosomes désagrégés et, là où elle existe, la foliation porphyroclastique (fig. 7a). Un fragment de roche calco-silicatée dans un gneiss pélitique porphyroclastique présente une gneissosité oblique à la foliation des gneiss porphyroclastiques. On attribue cette gneissosité à la phase S_1 qui est associée à l'apogée du métamorphisme enregistrée dans les complexes de gneiss et le Groupe de Sourd à l'extérieur de la zone de déformation. Quant aux relations de recoupement des dykes de la suite intrusive de Chevreuil et des gneiss porphyroclastiques à leucosomes désagrégés, elles indiquent que la foliation d'orientation nord-sud et communément porphyroclastique de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville témoigne d'un épisode de jeu postérieur à 1,18 Ga (c.-à-d. l'âge de cristallisation des leucosomes) et antérieure à 1,17 Ga (l'âge des plutons de la suite intrusive de Chevreuil).

Les paragneiss protomylonitiques à mylonitiques de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville et les feuillets concordants de puissance décimétrique à kilométrique de monzonite et de diorite de la suite intrusive de Chevreuil sont intercalés sur plusieurs kilomètres de largeur (fig. 24, 36a, 69a). Lorsqu'elles sont conservées, les fabriques et les textures magmatiques qu'acquièrent de tels magmas lors de leur mise en place témoignent du système de contraintes et du contexte tectonique qui existaient à ce moment. La conservation des fabriques magmatiques dépend d'abord du degré de cristallinité du magma (Paterson et al., 1998), puis de l'intensité de la déformation à l'état solide (Vernon, 2000). L'analyse cinématique de telles intrusions doit donc tenir compte des changements rhéologiques qui surviennent lors de la solidification du magma (Pavlis, 1996; Vigneresse et al., 1996). Les fabriques peuvent se confondre fortement à celles de l'encaissant, comme c'est le cas pour les intrusions syntectoniques où l'écoulement a été forcé par les contraintes externes, ou en être distinctes, comme c'est le cas dans les corps intrusifs qui se sont mis en place dans un contexte anorogénique, dans une zone de dilatation ou à un stade orogénique tardif (Paterson et al., 1998).

Les feuillets plutoniques de la suite intrusive de Chevreuil présentent une foliation magmatique d'orientation nord-sud qui est systématiquement parallèle à leurs contacts et qui se confond au grain structural des gneiss encaissants (fig. 23, 39b, 40d). L'orientation de la fabrique suggère qu'elle a été acquise par suite d'un aplatissement pur, donc lors d'un écoulement coaxial (Blanchard et al., 1979).

Dans les feuillets de monzonite, l'imbrication locale des cristaux de feldspath potassique témoigne d'une composante de cisaillement lors de l'écoulement (Blumenfeld et Bouchez, 1988). On note également des fabriques de cisaillement acquises durant le refroidissement du magma lors de la transition d'un écoulement à l'état magmatique à un écoulement à l'état solide (Vernon, 2000). En effet, des zones de cisaillement qui recoupent des filons granitiques discontinus ou anastomosés ont une étendue métrique à plurimétrique et deux orientations préférentielles, conjuguées par rapport à la foliation, soit nord-nord-ouest (p. ex. $330^\circ/90^\circ$) et dextre, d'une part, et nord-nord-est (p. ex. $015^\circ/90^\circ$) et senestre, d'autre part (fig. 69b). Des zones de cisaillement de même orientation mais dans lesquelles il n'y a pas eu injection apparente de magma sont présentes aussi, tant dans les plutons que dans les dykes mafiques (fig. 69c). On observe également qu'il y a eu recristallisation locale ou importante des feuillets qui pourrait témoigner d'un cisaillement synmagmatique concentré dans les zones qui étaient alors plus riches en liquide (fig. 41b). Les feldspaths sont recristallisés en bordure des cristaux et la présence de lamelles d'exsolution et de myrmékites est commune (fig. 38e à h). La présence de cristaux imbriqués et de zones de cisaillement combinée au parallélisme systématique des autres critères d'écoulement permettent l'interprétation selon laquelle il s'est produit un cisaillement conjugué associé à un écoulement coaxial; la composante de cisaillement était mineure.

Dans les zones qui ont subi la plus forte déformation à l'état solide, on note une déformation interne et une recristallisation des cristaux, la formation de porphyroclastes, la réduction de la taille des cristaux originaux et une forte déformation hétérogène donnant lieu à des zones mylonitiques locales et au développement d'une foliation localement pénétrative, définie par des agrégats de quartz et de feldspaths recristallisés et par l'orientation préférentielle de la biotite (fig. 41, 69d). La foliation tectonique est parallèle et superposée à la foliation magmatique. L'intensité et la chronologie de la déformation varient d'est en ouest et du nord au sud dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville. Dans l'encaissant occidental, les dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil qui recoupent les métaquartzites du Groupe de Sourd sont plissés (pli F_7 ouvert à localement serré; fig. 69e, f) et présentent une texture réticulée locale d'origine magmatique. Par contre, il existe une foliation S_7 peu marquée, à orientation nord-sud, qui est parallèle aux plans axiaux des plis F_7 et définie par des agrégats de quartz dans certains niveaux pegmatitiques plissés antérieurs aux dykes mafiques et par la biotite dans les dykes mafiques. Dans cette région, les dykes granitiques de la suite intrusive de Lanthier qui sont contemporains de la fin du magmatisme associé à la suite intrusive de Chevreuil suivent deux orientations générales (fig. 45d, f). Les dykes qui sont orientés nord-sud, parallèlement à la foliation S_7 , ont conservé leurs textures magmatiques d'échelle mégascopique, notamment un rubanement magmatique et des cristaux de feldspath potassique idiomorphes sertis dans des masses de quartz



interstitiel (fig. 44c). Les dykes qui coupent à angle fort la foliation S_7 forment des plis ouverts et présentent une faible foliation marquée par l'orientation préférentielle, parallèle à S_7 , des cristaux grenus de quartz et de feldspath. Cette foliation est présente même dans les segments rectilignes des dykes qui recoupent les dykes antérieurs (fig. 44f), suggérant que leur foliation est contemporaine de leur mise en place. À l'ouest, une grande partie des feuillets et des dykes associés ont conservé leur foliation magmatique, et les dykes de pegmatite sont rectilignes ou légèrement ondulés. À l'est, par contre, même les dykes de microdiorite et de pegmatite ont été mylonitisés (fig. 69d). Ils sont toutefois recoupés par des dykes de pegmatite à tourmaline peu ou non déformés, dont certains ont une forme sigmoïde suggérant une mise en place syncinématique tardive. Le plan moyen de la foliation est de $183^\circ/60^\circ$ (Corriveau et al., 1994, fig. 5C). Aux endroits où la monzonite a été fortement déformée, elle a été transformée en gneiss à biotite (fig. 69a) alors que la diorite a été métamorphisée en amphibolite (p. ex. feuillet de Gagnon, 42, fig. 23, 24). La présence de muscovite dans les gneiss à biotite environnants suggère que la recrystallisation a eu lieu au faciès des amphibolites intermédiaire. Cette déformation importante s'est produite dans une grande zone le long de la marge est de la zone de déformation de Nominieue-Chénéville (fig. 57).

Dans la zone de déformation de Nominieue-Chénéville, les dykes plissés et recrystallisés associés à la suite intrusive de Chevreuil présentent une linéation définie par de la hornblende et du quartz et alignée parallèlement aux axes des plis (fig. 63g). Ces dykes peuvent être foliés (biotite et hornblende) ou boudinés et renferment localement des porphyroblastes de grenat formés le long de fins filonnets (p. ex. 3473, 4450, 4012) ou dispersés dans le dyke (Corriveau et Jourdain, 1992, fig. 4F). La linéation tectono-métamorphique est commune dans les dykes déformés à faible plongement

vers le sud-sud-ouest. Elle est parallèle à la linéation et aux leucosomes (quartz) des gneiss (sillimanite, hornblende; fig. 70). Ces linéations sont toutes aussi bien développées, ce qui laisse croire qu'elles ont été acquises en même temps, après la mise en place des dykes et après la déformation qui a donné aux gneiss leur caractère porphyroclastique. On peut circonscrire l'âge relatif de cette déformation du fait que, dans la majorité des cas, les dykes granitiques et pegmatitiques qui recoupent les dykes mafiques déformés sont massifs (fig. 43d, f, 44c, f, 63b). L'un d'eux, le dyke de Forget, a été daté. Ce dyke de pegmatite massive est caractérisé par une texture graphique primaire mais présente des plis ouverts et du boudinage; il recoupe deux dykes mafiques déformés en plis serrés qui contiennent des porphyroblastes de grenat et qui sont typiques des dykes très déformés de la suite intrusive de Chevreuil (fig. 63b). Le plan axial des plis des dykes mafiques et du dyke de pegmatite, la foliation porphyroclastique des gneiss encaissants et le grain structural de la zone de déformation ont une même direction nord-sud et peuvent être interprétés comme appartenant à un système cohérent. Or, la datation U-Pb d'une monazite d'origine magmatique dans le dyke de pegmatite de Forget donne un âge de 1157 ± 3 Ma (Corriveau et van Breemen, 2000). Cet âge, les textures magmatiques conservées dans les dykes tardifs, les textures de recrystallisation et les porphyroblastes de grenat dans les dykes antérieurs, la géométrie et le parallélisme des structures et, enfin, les relations intrusives sont compatibles avec une mise en place syncinématique durant un événement de contraction est-ouest, et en sont déterminants. La formation de feuillets plutoniques parallèles les uns aux autres, dont les fabriques se confondent à celle de l'encaissant et comportent une foliation magmatique reprise à l'état solide et recoupée par une zone de cisaillement dans laquelle il y a eu injection de matériau granitique, témoigne elle aussi d'une mise en place syntectonique cohérente avec le système de contraction est-ouest dont l'existence a été

Figure 69. Déformation des dykes et des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de déformation de Nominieue-Chénéville. **a)** Détail de l'image à la figure 36a. On y voit des gneiss à biotite et des niveaux verdâtres intercalés avec des feuillets de monzonite (CQA-3347; UTM : 484698mE, 5104218mN). Les porphyroclastes de feldspath potassique dans le gneiss à biotite-grenat sont similaires aux mégacrystaux de la monzonite; le protolite de ces gneiss pourrait avoir été de la monzonite précoce ou du paragneiss porphyroclastique. Photographie de L. Corriveau, 2003-266. **b)** Monzonite avec ségrégation de minéraux magmatiques et filons granitiques cogénétiques; les filons de granite ont été mis en place dans des zones de cisaillement conjuguées (CQA-3347; UTM : 484698mE, 5104218mN). Photographie de L. Corriveau, 2003-267. **c)** Déformation pénétrative à l'état solide le long d'une zone de mylonite d'une puissance de 100 m à la marge est du pluton de Lac Chevreuil (CQA-1087; UTM : 484343mE, 5099424N). La monzonite passe à un gneiss œillé porphyroclastique et les dykes de microdiorite et de pegmatite ont été mylonitisés. Cette déformation contraste avec la fabrique magmatique bien conservée dans le reste du pluton. À noter la similarité des textures de la monzonite porphyroclastique et du gneiss à biotite porphyroclastique en a). Photographie de L. Corriveau, 2003-269. **d)** Cisaillement de la phase D_7 (Harris et al., 2001) dans un dyke réticulé du pluton de lac Chevreuil (CQA-1089; UTM : 484528mE, 5099409mN). Vue vers le sud. Les coussins mafiques orientés nord-sud et parallèles au contact avec le dyke sont transposés dans la zone de cisaillement senestre sud-est de la phase D_7 . Les coussins sont fortement allongés, ce qui illustre comment ce type de dyke peut se transformer en gneiss rubané par déformation à l'état solide. Photographie de L. Corriveau, 2003-268. **e)** et **f)** Niveaux de quartzite du Groupe de Sourd que recoupent des filons pegmatitiques blanchâtres, irréguliers, anastomosés et foliés. Ces filons sont eux-mêmes recoupés par des dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil. Une première génération de plis F_7 (plis F_{7a}) a déformé les filons granitiques et les dykes mafiques. Les dykes mafiques sont eux-mêmes recoupés par des dykes granitiques de la suite intrusive de Lanthier et plissés par une génération plus tardive de plis F_7 (plis F_{7b} ; CQA-3311; UTM : 479165mE, 5100008mN). Photographies de L. Corriveau, (e) 2003-270 et (f) 2003-271.

déduite par l'analyse des dykes. La présence, dans les gneiss et les leucosomes, de linéations à faible plongement vers le sud-sud-ouest, implique que la direction principale de distension était environ nord-sud et horizontale. Par contre, la présence de plis en fourreau avec des linéations subverticales suggère qu'il y a eu une forte composante d'étirement subvertical associée à une certaine partie de la phase D₇ (fig. 68c, d). Une telle permutation fait l'objet d'une discussion détaillée par Harris et al. (2001).

Des zones de cisaillement dextre et senestre ont été observées lors des levés entrepris dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville (voir Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994, 1995). Une interprétation litho-structurale d'images Landsat-TM, SEASAT et RADARSAT a permis d'unifier ces données de terrain en un tout cohérent et d'établir que cette zone de déformation comporte un réseau de zones de cisaillement conjuguées d'orientation nord-nord-est et sud-sud-est, qui sont obliques au grain structural pénétratif d'orientation nord-sud (fig. 71; Rivard et al., 1999). Chaque fabrique reconnue a été vérifiée sur le terrain et la correspondance entre les structures interprétées et les structures observées s'est avérée particulièrement exacte (Rivard et al., 1999). Des indicateurs cinématiques sont visibles par endroits et indiquent que le cisaillement à orientation nord-nord-est est dextre et le cisaillement à orientation sud-sud-est est senestre. Ces zones de cisaillement sont particulièrement bien visibles sur les images radar; elles sont anastomosées et par endroits ont transposé la foliation nord-sud des gneiss suivant des orientations nord-nord-est ou sud-sud-est, en particulier le long du feuillet très déformé de Gagnon

(42, fig. 71a). Ce système montre que les failles ductiles dextres, d'orientation nord-nord-est, dominent dans la partie nord du territoire étudié, alors que les failles ductiles senestres, d'orientation sud-sud-est, sont présentes surtout dans la partie sud (Rivard et al., 1999). Par endroits là où les failles sont parallèles à la foliation régionale, il y a plongement accru de la linéation minérale, indiquant une composante de chevauchement (Rivard et al., 1999). Les linéations répertoriées dans les dykes et les gneiss passent d'une direction sud-ouest, le long du lac Gagnon, à une direction ouest, à l'intérieur de la zone d'étranglement d'un boudin crustal qui a touché la zone de déformation et entraîné l'extrémité sud du complexe gneissique de Bondy, détournant les linéations de part et d'autre de la zone d'étranglement (Corriveau et al., 1994, fig. 4, 5). Ce boudinage est associé au déplacement le long des failles conjuguées et, avec les linéations à faible plongement vers le sud, il indique qu'il y a eu distension nord-sud et raccourcissement est-ouest à l'échelle régionale.

Les zones de cisaillement observées sont communes à proximité des feuillets de monzonite de la suite intrusive de Chevreuil et s'éteignent le long des bordures de ces feuillets (fig. 71; Rivard et al., 1999), ce qui serait compatible avec une déformation tardimagmatique. Les travaux de Pavlis (1996) montrent qu'une fois cristallisé, un pluton devient beaucoup plus compétent que son encaissant dont la température et la ductilité se sont accentuées suivant la mise en place des magmas chauds. Ainsi, l'encaissant est plus susceptible d'enregistrer les déformations antérieures et postérieures à la mise en place des magmas, alors que les magmas eux-mêmes enregistrent la déformation symmagmatique lorsque

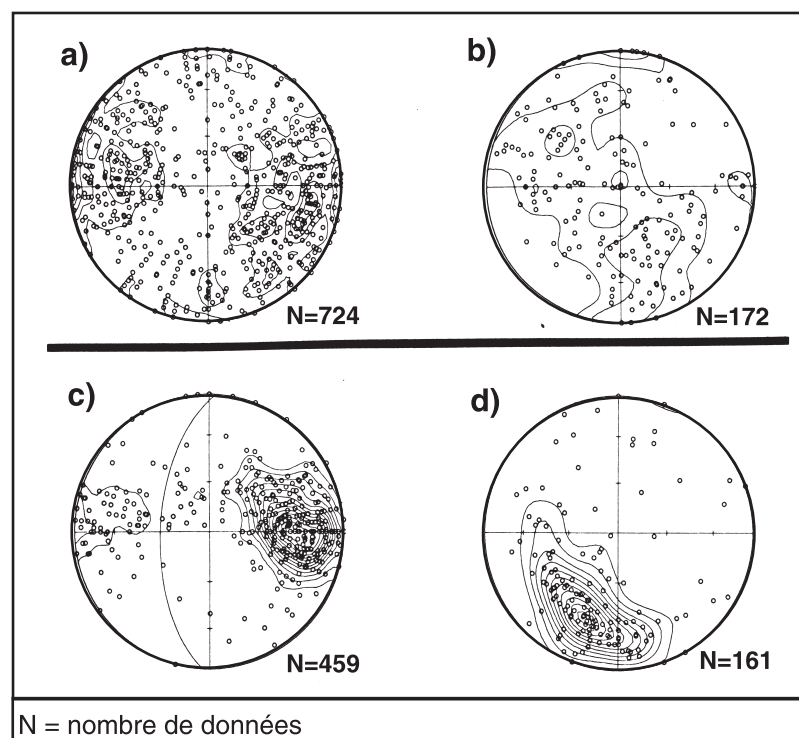


Figure 70. Projections stéréographiques équivalentes. Les courbes sont établies selon la méthode de Robin et Jowett (1986). **a)** Pôles des foliations dans les gneiss de la région cartographique 31 J/3, à l'ouest de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. **b)** Linéations minérales dans les gneiss situés à l'ouest de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. **c)** Pôles des foliations dans les gneiss de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville au lac Gagnon (le grand cercle à 183°/60° correspond au plan moyen de la foliation). **d)** Linéations minérales dans les gneiss situés dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville au lac Gagnon.

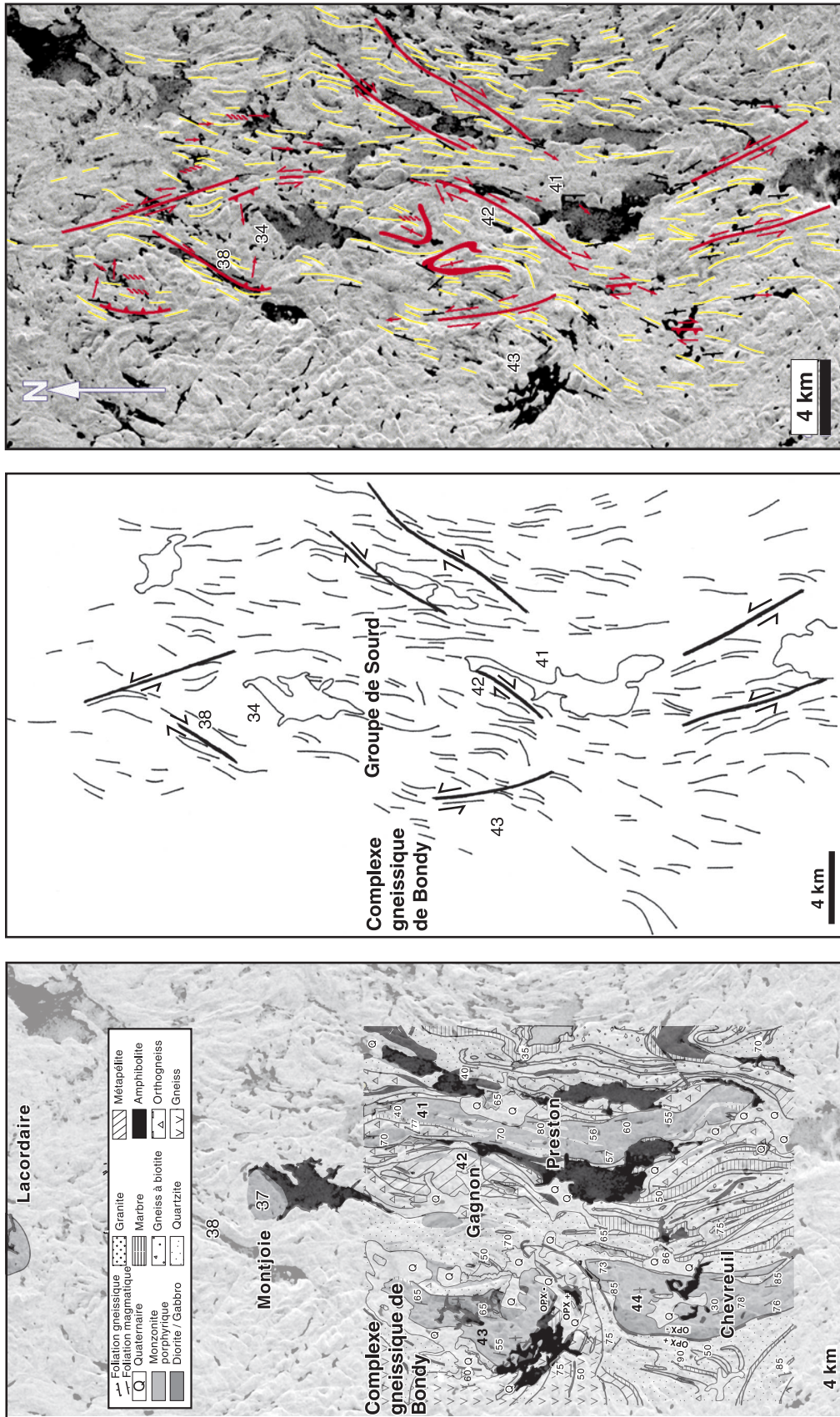


Figure 71. Images satellitaires et interprétations structurales (modifiées de Rivard et al., 1999) des zones de déformation de Nominique-Chénéville et de Labelle. Les signatures radars, obtenues pour la zone de déformation de Nominique-Chénéville après qu'elle a été cartographiée, ont permis de reconnaître tout un réseau de zones de cisaillement ductile et de plis. Les données structurales acquises au préalable dans la partie nord de la zone portaient à croire que la structure de la zone de déformation de Nominique-Chénéville était complexe. Une fois comparée aux modèles de déformation coaxiale et non coaxiale, la géométrie du système établie par télédétection a permis d'unifier les données de terrain en un tout cohérent et d'établir que la zone de déformation de Nominique-Chénéville, orientée nord-sud et d'une puissance de 10 km, comporte un réseau de zones de cisaillement conjuguées de part et d'autre d'un grain structural (foliation) nord-sud issu d'une contraction est-ouest. En reprenant l'étude à plus grande échelle, il apparaît que ce système pourrait avoir une étendue régionale et permettre de formuler certaines hypothèses en matière de tectonique et de mise en place de magmas. En effet, la zone de déformation de Nominique-Chénéville a le même style de déformation que la zone de déformation de Labelle qui lui est adjacente. Cette dernière a été réinterprétée comme une zone de cisaillement conjuguée et d'aplatissement prononcé (Rivard et al., 1999) et non pas comme une zone de cisaillement senestre, comme l'avaient postulé Rivers et al. (1989) et Martignole et Corriveau (1991). À noter que le pluton d'Armstrong (43) se trouve dans une zone de distension entre le complexe gneissique de Bondy et une zone de cisaillement d'orientation nord-ouest, que le pluton des Sept-Frères (38) est parallèle à une zone de cisaillement d'orientation nord-est et que l'intrusion liée de Montjoie (34) se trouve dans une zone de distension entre deux zones de cisaillement conjuguées.

le nombre de particules qu'ils contiennent le permet. Dans le cas présent, les gneiss auraient enregistré les phases précoces de contraction est-ouest et de distension nord-sud (acquisition du caractère porphyroclastique des gneiss, de la foliation nord-sud, de la linéation sud et des plis F_7). Lors de la mise en place des magmas, toute la déformation se serait concentrée au niveau des plutons (foliation magmatique, structures d'imbrication de cristaux, zones de cisaillement discontinues dans lesquelles il y a eu injection de magmas felsiques). Par la suite, la déformation serait devenue moins pénétrative et aurait été concentrée dans des zones de cisaillement conjuguées dans les gneiss et dans les feuillets plus minces, donc moins à l'abri des déformations, comme le pluton de Gagnon. Ce système conjugué de failles ductiles s'étend vers l'est jusqu'à la zone de dilatation de Labelle, ce qui a amené Rivard et al. (1999) à considérer la zone comme une zone d'aplatissement prononcé avec cisaillement conjugué et non pas comme une zone de cisaillement senestre, comme l'avaient postulé d'autres chercheurs (Rivers et al., 1989; Martignole et Corriveau, 1991).

Contrairement aux feuillets de la suite intrusive de Chevreuil dont les fabriques se confondent systématiquement à celles de leur encaissant, l'architecture interne des intrusions mafiques à litage vertical diffère systématiquement de celle de leur encaissant (fig. 5). Une telle différence implique que ces intrusions se sont mises en place dans un contexte anorogénique ou dans une zone de dilatation syntectonique, ou encore à un stade orogénique tardif (Paterson et al., 1998). Par contre, la gneissosité de l'encaissant dévie en bordure des intrusions pour se mouler à leur contact (fig. 5a). Une telle relation est créée lorsque la déformation est superposée à une intrusion trop compétente pour se déformer ou encore lorsqu'il y a ballonnement d'un pluton qui entraîne la formation d'une auréole structurale dans l'encaissant (Paterson et Tobish, 1988; Corriveau et al., 1998). Or, les intrusions litées comportent des blocs de quartzite métamorphisé et elles sont donc postérieures au métamorphisme régional. Cette interprétation est confirmée par l'âge de cristallisation de 1,165 Ga obtenu pour une de ces intrusions mafiques (amas de gabbro in situ dans l'intrusion litée de Lacordaire; Corriveau et van Breemen, 2000). Ces intrusions subcirculaires sont donc du même âge que les feuillets intrusifs et sont elles-mêmes syntectoniques. Elles ont été mises en place à l'intersection de zones de cisaillement ductile nord-nord-est et sud-sud-est (fig. 71; Rivard et al., 1999), qui représente un site de dilatation avec un axe long subvertical. L'ouverture épisodique syncinématique de ces zones de cisaillement pourrait entraîner la formation de conduits magmatiques cylindriques qu'aurait empruntés le magma qui a formé les intrusions; ce mode de mise en place est compatible avec les observations de terrain discutées dans la section « Suite intrusive de Chevreuil : intrusions en feuillets et intrusions litées ».

Les dykes felsiques cogénétiques tardifs, communément syntectoniques, recoupent la fabrique des gneiss encaissants et la fabrique des feuillets intrusifs et des dykes mafiques intraplutoniques (p. ex. fig. 36d). Cette différence dans la structuration des dykes cogénétiques peut s'expliquer par une différence de pression magmatique selon le modèle de Lucas et St-Onge (1995). Dans un régime de compression avec déformation coaxiale, un magma qui est soumis à de fortes pressions peut être injecté en feuillets le long des plans de la foliation, de la gneissosité et des contacts de l'encaissant perpendiculaires à la direction de raccourcissement (Lucas et St-Onge, 1995). Par contre, dans un même système de contraintes, un magma qui est soumis à de faibles pressions va plutôt se mettre en place en suivant les zones de distension et avoir une morphologie distincte qui reflète celle de la zone de distension.

Une fois les intrusions complètement cristallisées, elles auraient un comportement mécanique vraisemblablement plus compétent que celui des gneiss encaissants, car le comportement rhéologique des gneiss aurait été affaibli par le flux thermique associé à la mise en place et à la cristallisation des magmas mafiques (p. ex. Pavlis, 1996). Comme l'indique l'âge de 1157 Ma obtenu pour le dyke de pegmatite syncinématique de Forget, la déformation s'est poursuivie après la mise en place des intrusions. Le comportement mécanique ductile de l'encaissant a pu ainsi favoriser la formation des auréoles structurales autour des intrusions litées (fig. 5a).

La formation de cristaux de zircon lors de la recristallisation de dykes mafiques tels ceux de la suite intrusive de Chevreuil permet de dater l'épisode de métamorphisme qui a touché le dyke et son encaissant. Toutefois, lorsqu'elles ont été transposées tectoniquement et recristallisées, les structures de mélange de magmas qui sont parfois présentes dans ces dykes peuvent être prises pour des filons anatectiques déformés et interprétées comme indiquant que le dyke a subi le même métamorphisme régional que les gneiss migmatisés encaissants. Pour ce qui est de la ceinture métasédimentaire centrale, la datation des dykes de la suite intrusive de Chevreuil qui sont fortement déformés et transposés jusqu'à se confondre à la foliation régionale permettrait seulement d'établir l'âge du jeu après 1,17 Ga (c.-à-d. l'âge de la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil), puisque les dykes n'étaient pas encore en place au moment du métamorphisme régional qui a migmatisé les gneiss encaissants. L'âge obtenu serait d'au moins 200 millions d'années plus jeune que le métamorphisme maximal et une confusion de ce genre nuirait significativement à l'interprétation de l'histoire géologique de la région. Toutefois, ces dykes représentent des cibles clés pour contraindre plus précisément l'âge encore incertain de l'épisode de déformation survenu le long de la zone de déformation de Cayamant après la mise en place de la suite de Chevreuil.

Phase de déformation D₈ et rejeu de la déformation

Dans le complexe gneissique de Bondy et le domaine de quartzite, des plis ouverts tardifs (F₈) dont la surface axiale est orientée est-nord-est produisent une géométrie d'interférence en dômes et bassins (fig. 60; Harris et al., 2001).

Quelques observations révèlent qu'il y a eu rejeu épisodique de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. Des blocs de gabbro et de gabbro mylonitisé ont été entraînés dans une zone de cisaillement ductile où les mouvements tardifs correspondent à un cisaillement senestre dont témoigne la déformation cassante de dykes d'aplite qui recoupent la mylonite (1105; Corriveau et al., 1994, fig. 3A). Des filons de carbonate, de pyrite et de quartz recoupent ces dykes d'aplite et la zone de cisaillement le long d'un plan de distension compatible avec le mouvement senestre cassant; ils pourraient en représenter une composante tardive. Du cisaillement senestre tardif a aussi été reconnu plus à l'est dans la zone de déformation de Labelle et remonte à 1078 Ma (Martignole et Friedman, 1998). Le cisaillement dans les deux zones de déformation pourrait appartenir au même épisode. Des pseudotachylites se rencontrent par endroits (p. ex. 1473) dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. Les tremblements de terre qui se produisent dans la région présentent une association spatiale marquée avec cette zone de déformation (Goodacre et al., 1993, fig. 4). Des failles tardives d'orientation est-ouest, pouvant atteindre 1 m d'épaisseur, recoupent cette zone au sud du lac Castor. Certaines de ces failles sont remplies de filons de quartz contenant des géodes de près de 1 m³ avec des cristaux souvent zonés de quartz limpide qui atteignent 10 cm de longueur (Corriveau et al., 1994, fig. 7F). On y observe aussi des dykes de diabase d'orientation est-ouest; ils recoupent les structures ductiles mais sont parallèles aux structures cassantes et pourraient en être contemporains (fig. 9f). Des dykes de diabase affleurent aussi communément dans les régions cartographiques 31 J/2 et J/3, mais sont moins abondants plus au nord (fig. 5). Ces dykes sont interprétés comme appartenant à l'essaim de dykes de Grenville.

GÉOCHRONOLOGIE RÉGIONALE

Une cinquantaine d'âges U-Pb (sur zircon, monazite, rutile et titanite) ont été obtenus au cours de ce projet (tableau 9; fig. 72; Y. Amelin, données radiométriques inédites, 1994; O. van Breemen, données radiométriques inédites, 1995); certaines des données inédites sont présentées dans cette section. Le lecteur intéressé peut consulter Amelin et al. (1994), van Breemen et Corriveau (1995), Boggs (1996), Corriveau et al. (1996a), Corriveau et van Breemen (2000), Boggs et Corriveau (2004) et Wodicka et al. (2004). Ces âges U-Pb complètent les âges U-Pb obtenus antérieurement pour trois plutons alcalins potassiques de la région (Corriveau et al., 1990) ainsi que la banque de données géochronologiques

disponibles pour la ceinture (Friedman et Martignole, 1995; Martignole et Reynolds, 1997; Martignole et Friedman, 1998; Hébert et Nantel, 1999; Nantel, 2001b).

Des échantillons d'environ 20 kg ont été utilisés pour les études géochronologiques U-Pb des roches autres que les xénolites. Ils ont été analysés par TIMS par Otto van Breemen au laboratoire de géochronologie de la CGC. Des cristaux de zircon ainsi que quelques fractions de baddeleyite, de monazite et de titanite ont été extraits de ces échantillons, d'abord à l'aide d'une table à secousses Wilfley classique, puis par séparation par liqueurs denses, par séparation magnétique au séparateur Frantz et, enfin, manuellement à l'aide d'un microscope. Seules les fractions de zircon ont été abrasées pour enlever la couche la plus métamictique et ainsi augmenter la concordance des fractions analysées (Krogh, 1982). Une fois soigneusement sélectionnés, les cristaux ont été dissous et analysés en utilisant les procédures élaborées par Krogh (1973) et détaillées par Parrish et al. (1987). Les blancs pour les analyses de zircon étaient typiquement inférieurs à 1 pg pour l'uranium et à entre 5 et 10 pg pour le plomb. La précision des analyses a été estimée en suivant la méthode de Roddick et al. (1987). Les ellipses d'erreur sur les courbes concordia sont à 2 σ d'incertitude (niveau de confiance de 95 %). Les régressions linéaires sur les profils des données discordantes ont été dérivées en utilisant une méthode modifiée de York (1969) qui prend en considération la dispersion des points le long de la discordia (voir Parrish et al., 1987).

Âge du métamorphisme régional

Les âges U-Pb obtenus pour du gneiss pélitique, du gneiss alumineux d'origine hydrothermale et du marbre provenant des régions cartographiques 31 J/3 et J/6 permettent de contraindre les âges du métamorphisme et du rééquilibrage tectono-thermique. Les chronomètres métamorphiques U-Pb suivants ont été utilisés. Le zircon, dont la température de fermeture est d'environ 950 °C, permet de dater l'âge de cristallisation métamorphique. La monazite, avec une température de fermeture qui peut atteindre 750 °C (Parrish, 1990) à 850 °C (Bingen et van Breemen, 1998), permet de dater la cristallisation métamorphique ou le refroidissement. La titanite, dont la température de fermeture a été estimée empiriquement à 600 °C par Tucker et al. (1987) mais peut atteindre 660 à 700 °C (Scott et St-Onge, 1995), est très sensible au rééquilibrage et au refroidissement. Enfin, le rutile, dont la température de fermeture est d'environ 420 °C (Mezger et al., 1989), donne des âges de refroidissement.

Corriveau et van Breemen (2000) ont sélectionné trois échantillons provenant du complexe gneissique de Bondy où sont conservés les assemblages du métamorphisme maximal (tableau 9; fig. 72). Le gneiss à cordiérite-orthopyroxène-kornéropine (CQA-1654), d'origine hydrothermale, a une composition alumineuse et magnésienne. L'échantillon était dépourvu de filons anatectiques et renfermait du zircon métamorphique en abondance. Les études de la pétrographie et de

Tableau 9. Datations effectuées dans le cadre du projet

Échantillon	N° fig. 72	Méthode	Âge	Interprétation	Référence
Complexe gneissique de Bondy					
Tonalite, complexe gneissique de Bondy, CQA-3565A	1	Zrn (SHRIMP)	1,4 Ga	Cristallisation	O. van Breemen, données radiométriques inédites, 1995
Gneiss tonalitique CQA-4954a, n=12		Zrn (SHRIMP)	1386 ± 10 Ma	Cristallisation	Wodicka et al., 2004
Gneiss laminé CQA-4427d		Zrn (SHRIMP)	1,4 - 1,3 Ga	Cristallisation	Wodicka et al., 2004
Gneiss laminé CQA-5002l		Zrn (SHRIMP)	1,44 - 1,32 Ga	Cristallisation	Wodicka et al., 2004
Gneiss tonalitique CQA-2671, n=4		Zrn (SHRIMP)	1442 ± 79 Ma	Cristallisation	Wodicka et al., 2004
Gneiss CQA-6026d, n=2		Zrn (SHRIMP)	1,30 et 1,36 Ga	Cristallisation	Wodicka et al., 2004
Gneiss tonalitique CQA-4954a, n=10		Zrn (SHRIMP)	1212 ± 16 Ma	Métamorphisme	Wodicka et al., 2004
Gneiss à Qtz-Pl-Crd-Opx sans leucosomes, CQA-1654	2	Zrn (TIMS)	1195 ± 7 Ma	Pic, T = 950 °C	Corriveau et van Breemen, 2000
Gneiss CQA-5063b, n=6		Zrn (SHRIMP)	1194 ± 14 Ma	Métamorphisme	Wodicka et al., 2004
Gneiss laminé CQA-4427d, n=12		Zrn (SHRIMP)	1184 ± 15 Ma	Métamorphisme	Wodicka et al., 2004
Gneiss laminé CQA-5002l, n=13		Zrn (SHRIMP)	1183 ± 9 Ma	Métamorphisme	Wodicka et al., 2004
Gneiss tonalitique CQA-2671, n=15		Zrn (SHRIMP)	1186 ± 23 Ma	Métamorphisme	Wodicka et al., 2004
Gneiss CQA-6026d, n=9		Zrn (SHRIMP)	1188 ± 22 Ma	Métamorphisme	Wodicka et al., 2004
Gneiss CQA-6026d, n=3		Zrn (SHRIMP)	1153 ± 56 Ma	Réactivation	Wodicka et al., 2004
Gneiss alumineux, CQA-2401d	3	Mnz (TIMS)	1182 ± 2 Ma	T = 850 °C	Corriveau et van Breemen, 2000
Gneiss tonalitique à leucosomes, CQA-1529	4	Zrn (TIMS)	1179 ± 3 Ma	Anatexie, T = 850 °C	Corriveau et van Breemen, 2000
Orthogneiss, CQA-2688	5	Zrn (TIMS)	1176 ± 4/-6 Ma	T = 725 °C	O. van Breemen, données inédites, 1995
Orthogneiss, CQA-2688, contact pluton d'Armstrong	5	Mnz (TIMS)	1167 ± 3 Ma	Métamorphisme de contact	O. van Breemen, données inédites, 1995
Groupe de Sourd					
Gneiss alumino-magnésien Mg, CQA-3302	6	Mnz (TIMS)	1185 ± 3 Ma	T = 850 °C	Boggs, 1996, p. 245
Métapélite, CQA-1512d	7	Mnz (TIMS)	1174 ± 2 Ma	T = 725 °C	Corriveau et van Breemen, 2000
Métapélite, CQA-1280, contact intrusion de Montjoie	8	Mnz (TIMS)	1164 ± 3 Ma	Métamorphisme de contact	Boggs, 1996, p. 241
Roche calco-silicatée, CQA-1512c	9	Ttn (TIMS)	1165 ± 4 Ma	T = 650 °C	O. van Breemen, données inédites, 1995
Marbre, CQA-3603b	10	Ttn (TIMS)	1158 ± 3 Ma	T = 650 °C	O. van Breemen, données inédites, 1995
Marbre, CQA-2378	11	Ttn (TIMS)	1133 ± 4 Ma	T = 650 °C	O. van Breemen, données inédites, 1995
Marbre, CQA-1587b	12	Ttn (TIMS)	1127 ± 5 Ma	T = 650 °C	O. van Breemen, données inédites, 1995
Marbre, CQA-849	13	Ttn (TIMS)	1110 ± 10 Ma	T = 650 °C	O. van Breemen, données inédites, 1995
Gneiss alumino-magnésien, CQA-3302	6	Rt (TIMS)	970 Ma	T = 420 °C	Boggs, 1996, p. 219
Suite intrusive de Chevreuil					
Monzonite, pluton des Roches, CQA-008	14	Zrn (TIMS)	1167 ± 7/-4 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000
Monzonite, pluton de Lac Chevreuil, CQA-1085	15	Zrn (TIMS)	1166 ± 2 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000
Gabbro, intrusion de Lacordaire, CQA-1429	16	Zrn (TIMS)	1165 ± 2 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000
Pegmatite, dyke de la suite intrusive de Chevreuil, CQA-3565b	17	Zrn (TIMS)	1161 ± 3 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000
Pegmatite, dyke de Forget, CQA-3473	18	Zrn (TIMS)	1157 ± 2 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000
Suite AMCG de Morin					
Monzonite, pluton de Maskinongé, CQA-925a	19	Zrn (TIMS)	1164 ± 4/-3 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000; fig. 73
Monzonite, pluton de Maskinongé, CQA-925b	19	Ttn (TIMS)	1091 ± 5 Ma	T = 650 °C	Corriveau et van Breemen, 2000; fig. 73
Pegmatite, pluton de Maskinongé, CQA-925c	20	Zrn (TIMS)	1168 ± 4 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000; fig. 73
Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta					
Syénite, pluton de Kensington	21	Zrn (TIMS)	1083 ± 2 Ma	Cristallisation	Corriveau et al., 1990
Syénite, pluton de Kensington	21	Hbl (Ar/Ar)	env. 1020 Ma	T = 450 °C	Hanes et al., 1994
Syenite, pluton de Lac Rouge	22	Zrn,Bad(TIMs)	1081 ± 2 Ma	Cristallisation	Corriveau et al., 1990
Syénite, pluton de Montagne Noire, CQA-809	23	Zrn (TIMS)	1077 ± 2 Ma	Cristallisation	O. van Breemen, données inédites, 2001
Syénite, pluton de Loranger	24	Zrn,Bad(TIMs)	1076 ± 3/-1 Ma	Cristallisation	Corriveau et al., 1990
Syénite, pluton de Loranger	24	Hbl (Ar/Ar)	env. 1050 Ma	T = 450 °C	Hanes et al., 1994
Syénite, pluton de Baskatong	25	Hbl (Ar/Ar)	env. 925 Ma	T = 450 °C	Hanes et al., 1994
Minette, dyke de Rivard, minette, CQA-1655d	26	Ttn (TIMS)	1070 ± 40/-30 Ma	Cristallisation	Corriveau et van Breemen, 2000
Granite de Guénette					
Granite de Guénette, CQA-1137	27	Zrn (TIMS)	1065 ± 7 Ma	Cristallisation	van Breemen et Corriveau, 1995

la thermoluminescence de ce gneiss indiquent que les cristaux de zircon enregistrent plusieurs périodes de croissance, chacune étant caractérisée par un cristal de morphologie distincte. Deux fractions de petits cristaux équidimensionnels de zircon pauvre en uranium, dont les caractéristiques sont typiques du zircon métamorphique, donnent un âge peu discordant de 1195 ± 7 Ma. Le gneiss tonalitique (CQA-1529) à orthopyroxène-grenat contenait des leucosomes anatectiques en filons de 2 mm de puissance. Il renferme des cristaux trapus à facettes multiples de zircon clair. La morphologie de ces cristaux et l'abondance des leucosomes suggèrent qu'ils sont des produits de la cristallisation des leucosomes

et qu'ils en donnent l'âge. L'âge modèle $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ d'une des fractions est de $1181,3 \pm 2,5$ Ma, ce qui est compatible avec les âges modèles $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants de $1177,9 \pm 2,9$ Ma et de $1178,9 \pm 1,5$ Ma. L'âge cité est donc de 1179 ± 3 Ma. Enfin, le gneiss alumineux à biotite-grenat d'origine hydrothermale (CQA-2401d) renferme de la monazite. Quatre fractions ont été analysées; l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ le plus vieux est de 1182 ± 2 Ma. Puisque les températures estimées pour le métamorphisme maximal atteignaient 950°C et que la température de fermeture de la monazite est de 800 à 850°C , l'âge obtenu représente un âge de fermeture du système U-Pb dans la monazite et non pas l'âge

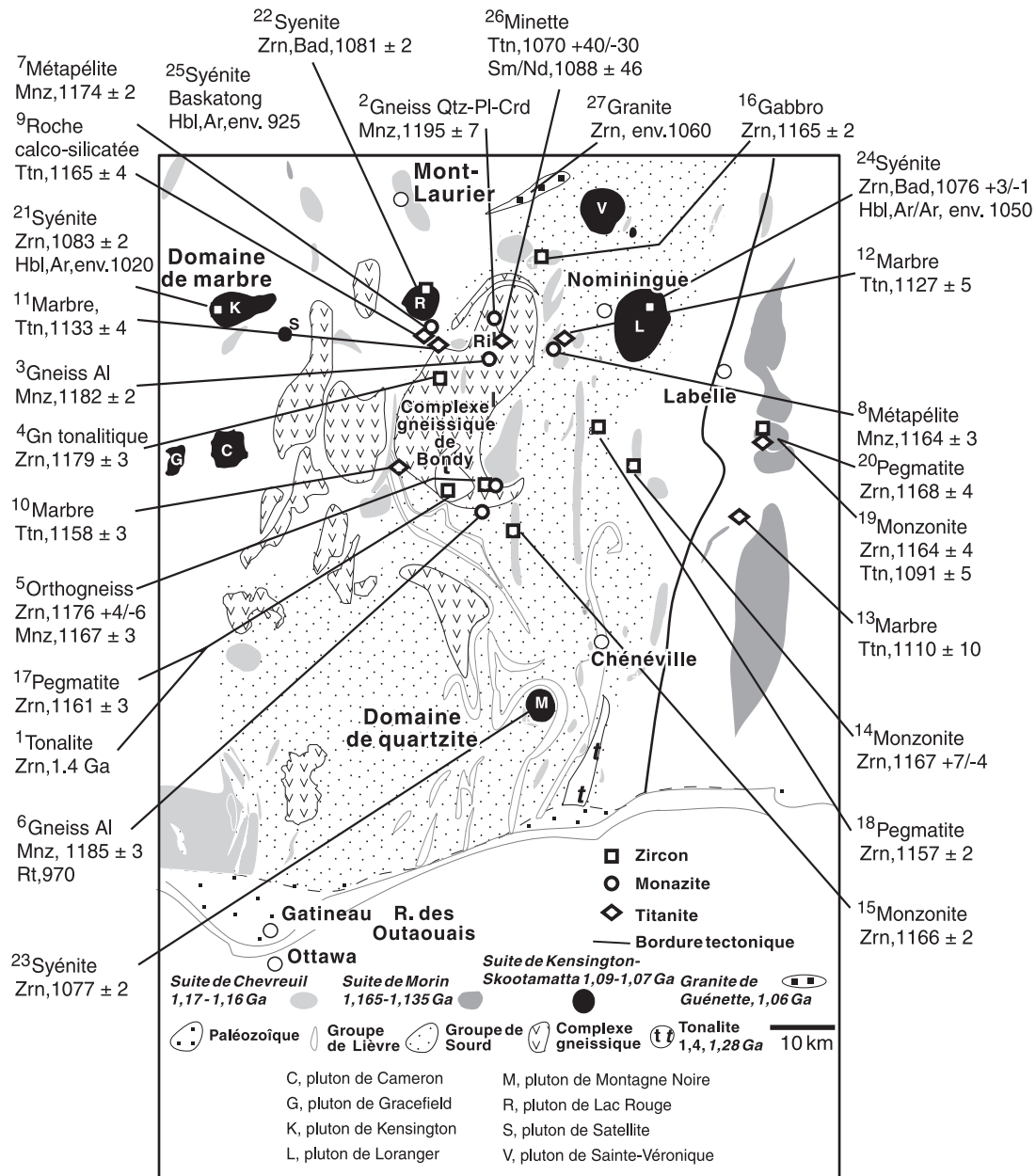


Figure 72. Compilation des données géochronologiques acquises dans le cadre du programme de géochronologie et de thermochronologie associé au présent projet et des données antérieures provenant de Corriveau et al. (1990). Les numéros en indice supérieur font référence aux échantillons du tableau 9.

de cristallisation métamorphique de la monazite. L'âge de 1182 Ma représente donc un âge minimal pour le métamorphisme maximal, ce qui concorde avec l'âge des cristaux de zircon extraits du gneiss 1654. Un quatrième échantillon (CQA-1512d) a été sélectionné dans le domaine de quartzite. C'est une métapélite à grenat-biotite qui renferme de la monazite dont l'âge est de 1174 ± 2 Ma. Cet âge est interprété comme un âge de refroidissement, mais il pourrait aussi représenter un nouvel épisode de croissance ou de recrystallisation.

On a poursuivi l'étude du métamorphisme des gneiss au moyen d'analyses détaillées à la microsonde SHRIMP de cinq gneiss du complexe gneissique de Bondy. Les données sont fournies par Wodicka et al. (2004) et résumées au tableau 9. L'âge du métamorphisme s'échelonne entre 1212 ± 16 Ma et 1183 ± 9 Ma. Une phase plus tardive bien que peu précise à 1153 ± 56 Ma a aussi été documentée dans le complexe lors de ces travaux.

Ensemble, les âges U-Pb obtenus pour des cristaux de zircon et de monazite métamorphiques permettent de circonscrire l'âge du métamorphisme régional maximal (température d'env. 950 °C) et du refroidissement (température d'env. 800 °C) à entre 1200 et 1185 Ma (tableau 9; fig. 72). Cet intervalle de temps dépasse de 20 à 60 Ma l'âge (1) de l'épisode de métamorphisme d'environ 1,17 à 1,16 Ga documenté localement dans la ceinture gneissique centrale et la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (Easton, 2000); (2) de l'empreinte métamorphique enregistrée par le zircon (1140-1160 Ma) et la monazite (1140-1182 Ma) dans le terrane de Cabonga (Friedman et Martignole, 1995); et (3) de la monazite (1138-1166 Ma) dans la région de Mont-Laurier (Friedman et Martignole, 1995). Ces âges plus précoces ont été obtenus en reconnaissant la nature polyphasée des événements orogéniques régionaux et en étudiant les zones où le rejeu de la déformation a été moindre (Corriveau et al., 1998; Corriveau et van Breemen, 2000; Boggs et Corriveau, 2004).

Une série de cristaux de titanite provenant d'échantillons de monzonite, de marbre et de roche calco-silicatée ont été analysés afin de préciser les étapes du refroidissement à l'échelle régionale (tableau 9; fig. 72). Les cristaux de titanite de l'échantillon de roche calco-silicatée CQA-1512c étaient relativement gros et ont donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1165 ± 4 Ma et un autre, plus jeune, de 1153 ± 4 Ma. L'unité de métapélite du même affleurement a donné un âge U-Pb sur monazite de 1174 ± 2 Ma. L'échantillon de marbre CQA-3603b renfermait des cristaux sphériques de 300 à 400 μm de titanite brune transparente qui ont donné un âge de 1158 ± 3 Ma. Un autre échantillon de marbre (CQA-2378) renfermait des cristaux sphériques de 150 à 350 μm de titanite brun-rouge pâle qui ont donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1133 ± 4 Ma. Des cristaux de 300 à 400 μm de largeur de titanite brun-rouge pâle transparente, provenant du marbre CQA-1587b dans la zone de déformation de Nominigue-Chénéville, donnent un âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1127 ± 5 Ma. De la titanite provenant d'un échantillon de

marbre recueilli plus à l'est, dans la zone de déformation de Labelle, à quelques kilomètres au sud-ouest de Saint-Jovite sur la route 323 (fig. 2b), a donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1110 ± 10 Ma. Dans un échantillon de mangérite du pluton de Maskinongé, plus loin à l'ouest dans la zone de déformation de Labelle, des cristaux de titanite ont donné un âge de 1091 ± 5 et des cristaux de zircon d'origine magmatique, un âge de 1168 ± 4 Ma (fig. 73). Les cristaux de titanite dans cet échantillon étant fins, soit entre 75 et 150 μm , ils ont probablement été sensibles à l'épisode de déformation locale dont atteste notamment un dyke d'aplite en échelon de 1078 Ma dans la zone de déformation de Labelle (Martignole et Friedman, 1998). Les données régionales indiquent que les cristaux de titanite donnent des âges U-Pb de plus en plus jeunes plus on s'approche de la zone de déformation de Labelle, ce qui traduit un refroidissement régional de plus en plus tardif vers l'est. La mise en place de la suite AMCG de Morin il y a entre 1165 et 1135 Ma (Emslie et Hunt, 1990; Doig, 1991) a fourni un apport de chaleur important qui pourrait être à l'origine de ce retard dans le refroidissement de la partie est de la ceinture métasédimentaire centrale.

Âge des protolites du complexe gneissique de Bondy

Bien que la méthode classique de géochronologie U-Pb (TIMS) ait permis de bien circonscrire l'évolution métamorphique des gneiss, il a été impossible de dater l'âge des protolites en raison de la perte de plomb radiogénique, la recrystallisation et l'importance des accroissements secondaires d'origine métamorphique dans ces gneiss. Une étude par microsonde ionique (SHRIMP) de sept échantillons (CQA-2671, 4427d, 4548c2-a, 4954a, 50021, 5063b, 6026d) du complexe gneissique de Bondy a donc été entreprise en suivant la méthode établie par Sterne (1997). Les résultats indiquent que si l'on exclut les résultats les plus discordants, la plupart des cœurs des cristaux de zircon extraits des gneiss felsiques donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1,30 et 1,46 Ga; ces âges sont interprétés comme représentant l'âge de cristallisation des protolites (tableau 9; Wodicka et al., 2004). L'âge de 1,40 Ga des cristaux de zircon prismatiques extraits des gneiss tonalitiques est plus homogène. Une tentative de dater l'âge de cristallisation de la métatonalite du complexe gneissique de Bondy par géochronologie U-Pb classique a donné des résultats complexes avec une intersection inférieure de la concordia à $1240 \pm 10/-20$ Ma (van Breemen et Corriveau, 2005). Une étude par microsonde ionique de cet échantillon (O. van Breemen, données radio-métriques inédites, 2001) repousse l'âge de cristallisation de cette métatonalite à 1,4 Ga. Ainsi, les gneiss tonalitiques et la métatonalite du complexe gneissique de Bondy seraient contemporains. L'intersection inférieure de la concordia de 1220 ± 20 Ma pourrait représenter un âge peu précis du métamorphisme.

Suite intrusive de Chevreuil et lien temporel avec la suite à anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin

Des âges U-Pb sur zircon ont été obtenus pour tous les types de roches intrusives de la suite intrusive de Chevreuil : monzonite, gabbro, dyke composite mafique-felsique et pegmatite (van Breemen et Corriveau, 1995; Corriveau et van Breemen, 2000). L'échantillon CQA-1429 provient d'un amas de gabbro pegmatitique qui a cristallisé sur place dans l'intrusion litée de Lacordaire (fig. 23, 25f). Les cristaux de zircon ont une morphologie irrégulière, caractéristique d'une cristallisation magmatique tardive dans des roches mafiques (Poldervaart, 1956). Deux fractions concordantes et une fraction légèrement discordante de zircon ont donné un âge de 1165 ± 2 Ma (tableau 9; fig. 72). Les échantillons CQA-008 et CQA-1085 sont des monzonites porphyroïdes provenant respectivement du complexe intrusif en feuillets du pluton des Roches, dans la zone de déformation de Labelle, et du complexe intrusif en feuillets du pluton de Lac Chevreuil, dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (fig. 23). Trois fractions de zircon automorphe prismatique ont donné un âge de 1167 ± 4 Ma pour le pluton des Roches, alors que les trois fractions discordantes de petits cristaux allongés de zircon du pluton de Lac Chevreuil ont donné un âge de 1166 ± 2 Ma (tableau 9; fig. 72). Ces trois unités ont des âges identiques et, en raison de la morphologie magmatique des cristaux de zircon, de leur abrasion intense et de leur mise en place après le métamorphisme maximal, ces trois âges sont attribués à une cristallisation magmatique (Corriveau et van Breemen, 2000).

L'échantillon CQA-3565b, dont l'âge a été documenté par Corriveau et van Breemen (2000), provient d'un dyke de pegmatite qui recoupe le pluton de métatonalite de 1,4 Ga du complexe gneissique de Bondy (fig. 42e). La pegmatite forme la phase marginale du dyke et comporte des marges festonnées ainsi qu'une phase interne composite, constituée de microdiorite et de syénite. La présence de festons indique que les phases pegmatitiques et mafiques ont été mises en place en même temps. La simplicité du système U-Pb de cet échantillon (trois fractions concordantes) permet d'interpréter ces textures comme résultant de la cristallisation in situ de ces magmas à 1161 ± 3 Ma. Cet âge, légèrement plus jeune que ceux des plutons de la suite intrusive de Chevreuil, confirme les relations de terrain indiquant que les dykes mafiques sont le produit du même événement magmatique mais qu'ils représentent une phase postérieure au plutonisme (Corriveau et van Breemen, 2000).

Enfin, le dyke de pegmatite de Forget (CQA-3473) a été daté parce qu'il présente des relations claires avec la déformation dans la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (fig. 63b; Corriveau et van Breemen, 2000). Le dyke recoupe deux dykes mafiques typiques de la suite intrusive de Chevreuil qui renferment des porphyroblastes de grenat idiomorphe dans une matrice de biotite, hornblende et plagioclase. Ces dykes mafiques recoupent la

structure des paragneiss et de leurs leucosomes. Ils ont été déformés en plis isoclinaux et complètement recristallisés au faciès des amphibolites. L'orientation nord-sud de leur foliation et du plan axial des plis indique qu'ils ont été plissés lors de la phase F_7 . Le dyke de Forget a été déformé en plis modérément serrés et boudiné, mais sa texture est systématiquement magmatique (gros cristaux, texture graphique) sans apparence de déformation mégascopique. Il est donc tardif mais syncinématique. La géométrie de toutes les structures est compatible avec un régime de compression est-ouest. Trois cristaux de monazite donnent un âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ variant de 1157 ± 2 Ma (cristallisation magmatique) à 1150 ± 2 Ma (rééquilibrage). Les données confirment que l'épisode magmatique qui a formé la suite intrusive de Chevreuil et la déformation des pegmatites tardives qui étaient associées à ce magmatisme ont été synchrones et que la déformation s'est échelonnée sur environ 10 Ma, après l'épisode de magmatisme (tableau 9).

Les âges obtenus pour la suite AMCG de Morin varient de 1165 à 1135 Ma (Emslie et Hunt, 1990; Doig, 1991; Friedman et Martignole, 1995). Les plutons de monzonite de cette suite se distinguent de ceux de la suite intrusive de Chevreuil par leur volume significativement plus grand et par leur architecture interne qui peut être isotrope alors que celle de la suite intrusive de Chevreuil est systématiquement structurée et de caractère syntectonique. Pour faire le pont entre ces styles distincts de mise en place, une monzonite (CQA-925a) du pluton de Maskinongé et un de ses dykes de pegmatite (CQA-925b) ont été datés dans la zone de déformation de Labelle. Ce pluton est un des plus occidentaux de la suite AMCG de Morin. Il présente une foliation magmatique définie par une orientation préférentielle de mégacristaux de feldspath potassique et une linéation subsolidus définie par des tiges de quartz. Le dyke de pegmatite échantillonné recoupe la foliation magmatique. Ce dyke sans foliation présente une linéation modérément inclinée vers le sud et définie par des tiges de quartz. L'âge du pluton est de 1164 ± 3 Ma et celui de la pegmatite, de 1168 ± 4 Ma; cet âge est statistiquement similaire à celui du pluton hôte (fig. 73). Par conséquent, nous attribuons la foliation magmatique et la foliation subsolidus à un même régime de contraintes qui prévalait au cours de la mise en place et de la cristallisation de ces corps intrusifs. L'âge des cristaux de titanite dans ce pluton est de 1091 ± 5 Ma (fig. 73).

Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta

Les plutons alcalins potassiques de Kensington, de Lac Rouge, de Loranger et de Montagne Noire ont été datés par la méthode U-Pb (tableau 9; Corriveau et al., 1990; van Breemen et Corriveau, 1995). Cinq fractions de zircon provenant d'une syénite du pluton de Kensington donnent un âge de 1083 ± 2 Ma, alors que les cinq fractions de zircon et la fraction de baddeleyite qui proviennent du pluton de Lac Rouge donnent un âge de 1081 ± 2 Ma. Pour

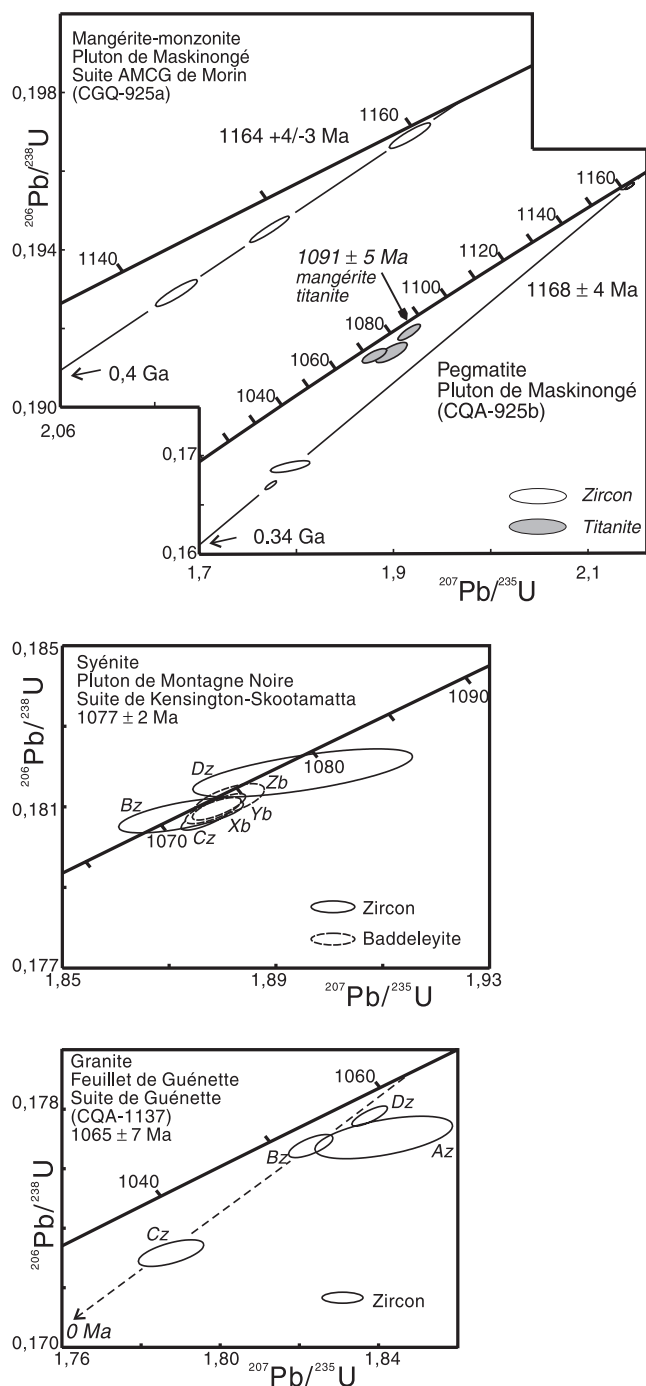


Figure 73. Diagrammes concordia pour le pluton de Maskinongé, le pluton de Montagne Noire et le granite de Guénette (van Breemen et Corriveau, données radiométriques inédites, 1995). Les différentes fractions de zircon (z) et de baddeleyite (b) sont identifiées par une lettre majuscule (p. ex. Cz)

le pluton de Loranger, deux fractions de zircon et trois de baddeleyite ont été analysées. Une des fractions de zircon était constituée de cristaux trapus et une autre, de cristaux aciculaires, typiques des lisérés d'accroissement secondaire sur les cristaux de zircon trapus. Les zircons secondaires et les fractions de baddeleyite donnent un âge de 1076 +3/-1 Ma, alors que les cœurs des cristaux de zircon de 1089 Ma pourraient représenter l'âge de phases plus précoces du pluton. À la suite des travaux de Corriveau et al. (1990), un autre pluton a été daté, le pluton de Montagne Noire (O. van Breemen, données radiométriques inédites, 2001; voir la figure 73). Les trois fractions de zircon et les trois fractions de baddeleyite du faciès de syénite dans ce pluton sont concordantes et donnent un âge de 1077 ± 2 Ma (fig. 73; tableau 9). Ces âges U-Pb diffèrent significativement des âges Rb-Sr et K-Ar obtenus antérieurement pour ces plutons (Wanless et al., 1967; Doig et Barton, 1968; Tabet Abdul-Malak, 1978; Bell et Blenkinsop, 1980) et remplacent maintenant ces âges antérieurs. Heaman et Smalley (1994) expliquent l'origine de telles différences.

Bien que le lamprophyre du dyke de Rivard contienne de nombreux xénocristaux, un échantillon comportait de la titanite avec une morphologie typiquement magmatique. Les trois fractions de titanite qui ont été séparées de cet échantillon donnent un âge de 1070 +40/-30 Ma, ce qui confirme que le dyke fait partie de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (tableau 9; Corriveau et van Breemen, 2000).

Thermochronométrie Ar/Ar

Dans le cadre de notre projet, Hanes et al. (1994) ont mené, à l'Université Queen's, une étude de thermochronologie Ar/Ar sur de la biotite, du feldspath potassique et de la hornblende provenant de trois plutons alcalins potassiques. Les données tirées de cette étude complètent l'étude menée par Martignole et Reynolds (1997) des gneiss de l'ouest de la Province de Grenville au Québec. D'ouest en est, les âges plateaux déterminés sur de la hornblende (température de fermeture de 450 °C, Baldwin et al., 1990) sont de 925, 1020 et 1050 Ma, respectivement, pour les plutons de Baskatong, de Kensington et de Loranger (Hanes et al., 1994). Les âges plateaux de la biotite (température de fermeture de 300 °C, Harrison et al., 1985) provenant des plutons de Kensington et de Loranger sont tous les deux de 950 Ma; par contre, pour le pluton de Baskatong, l'âge plateau est plus jeune, soit de 912 Ma. Les spectres du feldspath potassique (température de fermeture d'env. 200 °C, Harrison et al., 1991) sont très différents, et les plus cohérents indiquent un âge de 850 Ma pour le pluton de Loranger. Compte tenu que le pluton de Baskatong a été déformé, nous attribuons les âges plus jeunes à un ou plusieurs épisodes de rejeu de la tectonique et non pas à une érosion différentielle de la ceinture. Les âges déterminés sur de la hornblende pour les plutons de Loranger et de Kensington s'apparentent à ceux des gneiss dont les âges plateaux pour la hornblende varient entre 1035

et 1053 Ma. Par contre, les âges déterminés sur de la biotite varient de 1052 Ma à 901 Ma et à 889 Ma et diffèrent des âges de 950 Ma obtenus pour les plutons de Loranger et de Kensington. Les âges déterminés sur du feldspath sont similaires, soit de 808 Ma et de 859 Ma. Les âges obtenus pour le pluton de Baskatong sont similaires à ceux qui ont été obtenus dans la ceinture allochtone polycyclique à proximité de la ceinture métasédimentaire centrale (p. ex. 950 Ma, 962 Ma et 972 Ma).

ARCHITECTURE QUADRIDIMENSIONNELLE DE LA CEINTURE MÉTASÉDIMENTAIRE CENTRALE : MODÈLE, SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Le modèle de l'architecture et de l'évolution tectono-magmatique proposé ici pour le secteur central nord de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (fig. 74, 75) s'appuie sur des éléments de cartographie quadridimensionnelle de la lithosphère, selon la méthodologie de O'Reilly et Griffin (1996). Ce modèle intègre les informations tirées des levés régionaux menés dans le cadre du projet de la CGC intitulé *Architecture quadridimensionnelle et évolution tectono-magmatique de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec*, en particulier dans les domaines de marbre et de quartzite (p. ex. groupes de Lièvre et de Sourde); des données sur le complexe gneissique de Bondy de 1,4 Ga qui, avec la suite intrusive de Lacoste de 1,45-1,37 Ga, constitue la composante la plus ancienne de la ceinture (Hébert et Nantel, 1999; Corriveau et van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004); de la géométrie de mise en place des magmas de la suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga; Corriveau et van Breemen, 2000), de la suite intrusive de Lanthier (1,14 Ga; Hébert et Nantel, 1999), de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga; Corriveau et al., 1990; van Breemen et Corriveau, 1995; Corriveau et van Breemen, 2000; Nantel, 2001a, b), de la suite ultramafique de Rollet (Morin, 1998) et de la suite granitique de Guénette (1,06 Ga; van Breemen et Corriveau, 1995; fig. 73); des xénolites du dyke de Rivard (pétrologie, géothermobarométrie et géochronologie; Amelin et al., 1994; Corriveau et al., 1996a, b; Morin et Corriveau, 1996; Morin, 1998; Bonnet, 2000; Corriveau et Morin, 2000; M.L. Tellier, L. Corriveau et D. Morin, rapport inédit, 1995); des réflecteurs sismiques reconnus lors des levés entrepris dans le cadre du Programme Lithoprobe (Martignole et Calvert, 1996; Corriveau et Morin, 2000; Martignole et al., 2000); des données géophysiques aéroportées (Hetu et Corriveau, 1992, 1995); des datations effectuées par la méthode U-Pb classique (van Breemen et Corriveau, 1995; Corriveau et van Breemen, 2000; O. van Breemen, données radiométriques inédites, 1998, 2001) et par microsonde ionique (Wodicka et al., 2004); de la thermochronologie Ar/Ar (Hanes et al., 1994); des données pétrostructurales

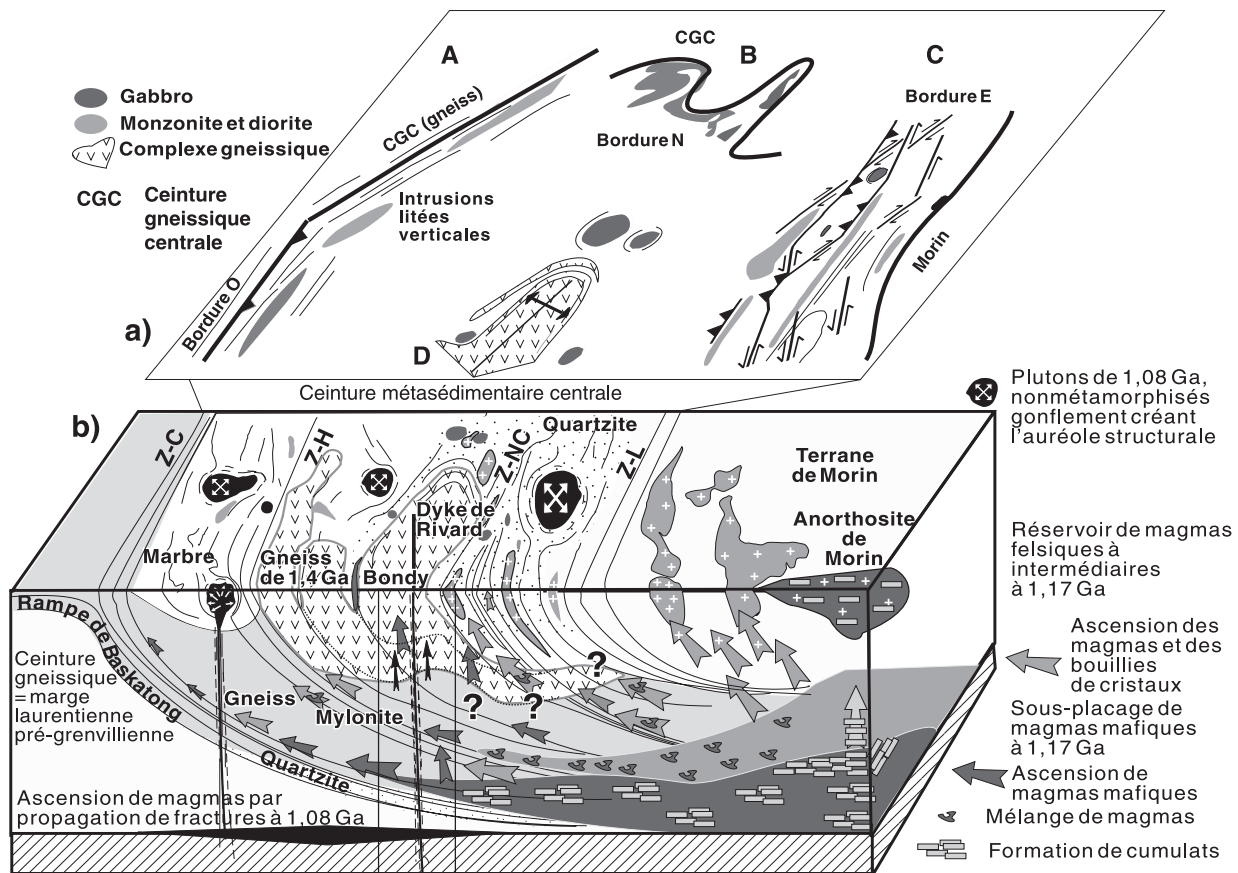
provenant d'une analyse d'images de télédétection (Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001); et de divers travaux de recherches académiques en pétrologie et en géochimie (Boggs, 1996; Couture, 1996; Andrews, 1997; Morin, 1998; Blein et al., 2003, 2004; Fu et al., 2003; Peck et al., 2004).

L'affinage des outils de terrain disponibles pour la cartographie des terrains de métamorphisme élevé a beaucoup contribué à la compréhension de la géologie régionale lors du présent projet. Ainsi, l'identification de fabriques magmatiques syntectoniques et d'un système hydrothermal métamorphisé a permis de mieux cibler les études géochimiques et géochronologiques subséquentes, notamment les études requises pour établir la nature des protolites d'unités gneissiques dont l'origine est à priori inconnue (Corriveau et al., 1996b, 1997; Blein et al., 2003, 2004). Ces connaissances permettent aussi de perfectionner les méthodes d'interprétation de la tectonique régionale des ceintures supracrustales grenvilliennes et donnent lieu à une réévaluation de certains débats classiques sur l'analyse de la tectonique (Corriveau et al., 1998) et de certaines approches utilisées pour l'exploration (Corriveau et al., 1994, 1995, 1996b, 2007) des terrains de métamorphisme élevé.

Architecture actuelle

La ceinture métasédimentaire centrale est la plus grande ceinture supracrustale de l'orogène de Grenville (fig. 1; Wynne-Edwards, 1972; Davidson, 1995). Elle est bordée à l'ouest par les gneiss archéens et paléoproterozoïques déformés qui forment la marge laurentienne pré-grenvillienne (fig. 3, 74). Elle comporte, de l'ouest vers l'est, le domaine de marbre qui forme une mince coupole et s'étend vers l'est structuralement au-dessus du domaine de quartzite (fig. 5a, 74; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Morin, 2000) et une série de dômes gneissiques qui, dans les domaines de marbre et de quartzite, représentent une fenêtre donnant sur le substrat de la ceinture métasédimentaire centrale (fig. 3, 5a, 74). Ces dômes sont constitués d'assemblages de gneiss granitiques à tonalitiques et de gneiss quartzofeldspathiques métamorphisés au faciès des granulites ainsi que de grani-toïdes (Wynne-Edwards et al., 1966; Corriveau et Madore, 2000). Avec les gneiss de la suite intrusive de Lacoste, ils forment de grands complexes gneissiques qui correspondent à des niveaux monotones dans les images Lithoprobe et RADARSAT de la croûte (fig. 4).

Le grain structural régional est orienté nord-nord-est, sauf dans la région de Chénéville où des unités de marbre couvrent sans interruption des dizaines de kilomètres et forment localement des plis d'amplitude kilométrique dont le plan axial subvertical est orienté est-ouest (fig. 3; p. ex. L. Corriveau, B. Rivard et G. Scherrer, carte géologique inédite soumise à SIGÉOM, 2000). En profondeur, le grain structural est marqué par des réflecteurs sismiques listriques prononcés dont le pendage est systématiquement vers l'est. Ces réflecteurs se prolongent en surface dans les zones de déformation et les limites tectoniques de la ceinture. À



Croûte traversée et échantillonnée par le dyke de Rivard

Métamorphisme	Type de roches	Contexte géologique	Contexte tectonique
P-T moyennes	Domaine de marbre		
P-T moyennes	Domaine de quartzite		
Hautes P-T	Métabasites Gneiss +/- alumineux Gneiss felsiques, intermédiaires et mafiques	Composante d'arc de 1,4 Ga Roches volcaniques et hydrothermales Plutons	Métamorphisme de hautes P et T à 1,2 Ga
Hautes P-T	Gneiss mafiques Roches ultramafiques		
P-T moyennes	Gabbros/monzonites Gneiss	Intrusions (1,17-1,16 Ga)	Mise en place à 1,17 Ga, après le métamorphisme maximal et lors d'un épisode orogénique; réactivation importante à 1,16 Ga et mineure à 1,06 Ga.
	Roches gabbroïques Quartzites/gneiss	Marge laurentienne pré-grenvillienne Cumulats mafiques et ultramafiques non à fortement recristallisés	
	Roches alcalines potassiques	Marge laurentienne pré-grenvillienne Sous-placage de magmas alcalins potassiques (1,08 Ga)	
Hautes P-T	Roches ultramafiques	Manteau métagénésé (?)	

Z-C, zone de déformation de Cayamant
Z-H, zone de déformation de Heney
Z-L, zone de déformation de Labelle
Z-NC, zone de déformation de Nominie-Chénéville

l'ouest, la zone de déformation de Cayamant (Z-C, fig. 74), une zone de déformation réactivée et métamorphisée au faciès des amphibolites, sépare la ceinture métasédimentaire centrale de sa zone de chevauchement d'avant-pays qui a été métamorphisée au faciès des granulites (Sharma et al., 1995b, 1999). Cette zone de chevauchement d'avant-pays correspond en profondeur à la rampe de Baskatong, rampe d'échelle crustale qui est inclinée modérément vers l'est (fig. 74; Martignole et al., 2000). À l'est, la zone de déformation de Labelle (Z-L, fig. 74) sépare la ceinture métasédimentaire centrale des grands complexes plutoniques du terrane de Morin (Indares et Martignole, 1990b). La zone de déformation de Heney (Langlais, 1994) recoupe le domaine riche en marbre et marque la limite ouest du cortège de complexes gneissiques. La zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (Z-NC, fig. 74) recoupe le domaine de quartzite et marque la limite est de ces complexes gneissiques. Cette zone de déformation, d'une puissance de 10 km, est caractérisée par un réseau de zones de cisaillement conjuguées et rejoint au nord la zone de déformation de Labelle (fig. 71, 75). Dans ces zones de déformation se sont mis en place les feuillets plutoniques concordants de la suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga, U-Pb/zircon/TIMS; Corriveau et van Breemen, 2000).

Bien que discontinus, les réflecteurs sismiques atteignent des segments très réflecteurs de la croûte à proximité du Moho sous le terrane de Morin qui borde la ceinture métasédimentaire centrale à l'est (fig. 74). Ces réflecteurs sismiques représenteraient une série de feuillets intrusifs situés le long de structures listriques d'échelle crustale dont la source se trouve au niveau de grandes intrusions très réflectrices à la base de la croûte. Les segments non réflecteurs représenteraient une croûte gneissique, matériau qui n'aurait pas favorisé l'accumulation des magmas. En se basant sur des milliers de xénolites felsiques à ultramafiques remontés par le dyke de Rivard de 1,07 Ga, Corriveau et Morin (2000) ont interprété la nature de la croûte intermédiaire et inférieure comme une intercalation d'assemblages supracrustaux quartzifères non affleurants, de mylonites, de gneiss quartzofeldspathiques et d'une série de corps intrusifs mafiques à ultramafiques issus d'un sous-placage magmatique (voir la section « Typologie de la lithosphère d'après les xénolites du dyke de Rivard »; fig. 74).

L'architecture crustale avec failles listriques de la ceinture et la présence de dômes gneissiques dont celui du complexe gneissique de Bondy rappellent les anticlinaux de compensation d'étendue crustale (Martignole et Calvert, 1996, planche 1a) formés le long d'une zone de déformation normale listrique à la fin d'une phase d'effondrement synorogénique (p. ex. Gapais et al., 1992; Marshak et al., 1997).

Paléoenvironnements

Contexte

Une des étapes fondamentales en vue d'établir l'architecture d'un orogène et la nature de ses paléoenvironnements est d'identifier les protolites et de déterminer si leur origine est volcanique, sédimentaire ou intrusive. Dans l'ouest de la Province de Grenville, deux régions seulement ont subi un métamorphisme suffisamment faible pour faciliter l'identification du contexte géodynamique de formation des roches supracrustales. Dans la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario, les roches volcaniques (1,3-1,24 Ga) et intrusives (1,28-1,23 Ga) du terrane d'Elzevir représentent une composante d'un arc magmatique dont l'environnement paléotectonique spécifique (bassin d'arrière-arc, arc continental, arc insulaire) et le lieu de formation prêtent encore à controverse (voir Carr et al., 2000; Hanmer et al., 2000). À l'est du terrane de Morin dans la région de la Mauricie, on trouve des roches volcaniques et sédimentaires faiblement métamorphisées (p. ex. Gauthier et al., 1985; Nadeau et al., 1999). Ces roches représentent un arc insulaire de 1,45 Ga – l'arc de Montauban – qui aurait été accréé à la Laurentie puis sur lequel se serait développé à 1,4 Ga un arc magmatique continental, le complexe de La Bostonnais (Hanmer et al., 2000). Il est difficile d'établir l'étendue probable vers le nord de l'arc elzévirien et l'étendue vers l'ouest de l'arc de La Bostonnais à cause du degré accru de métamorphisme, qui passe du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites supérieur et au faciès des granulites, de la perturbation marquée de l'agencement lithostructural de la ceinture métasédimentaire centrale au niveau du graben de l'Outaouais et de la mise en place de la suite AMCG de Morin (fig. 3) entre la ceinture et la région de la Mauricie. Des segments anciens de 1,4 Ga reconnus dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec n'ont pas été reconnus

Figure 74. Modèle et sites de mise en place des magmas de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta et architecture de la croûte traversée (modifié de Corriveau et Morin, 2000). **a)** Sites lithotectoniques de mise en place des magmas de la suite intrusive de Chevreuil. Les plutons sont sis le long des bordures tectoniques et des grands corridors de déformation de la ceinture métasédimentaire centrale (A, B, C), alors que les intrusions subcirculaires litées verticales sont dispersées le long des flancs et de la charnière de l'antiforme qui forme la bordure nord du complexe gneissique de Bondy (D). **b)** Le schéma montre le cheminement possible des magmas associés à la suite intrusive de Chevreuil datés à environ 1,17 à 1,16 Ga (c.-à-d. les bordures tectoniques et les zones de déformation de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec) et l'injection verticale par propagation de dykes et l'accumulation préférentielle au niveau d'unités de marbre des magmas alcalins potassiques datés à environ 1,08 Ga. Les réservoirs magmatiques de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite AMCG de Morin auraient été situés sous le terrane de Morin. La partie inférieure du diagramme présente un aperçu du type de croûte traversée et échantillonnée par le dyke de Rivard à 1,07 Ga, du contexte géologique de formation et du degré de métamorphisme. Modifié de Corriveau et Morin, 2000.

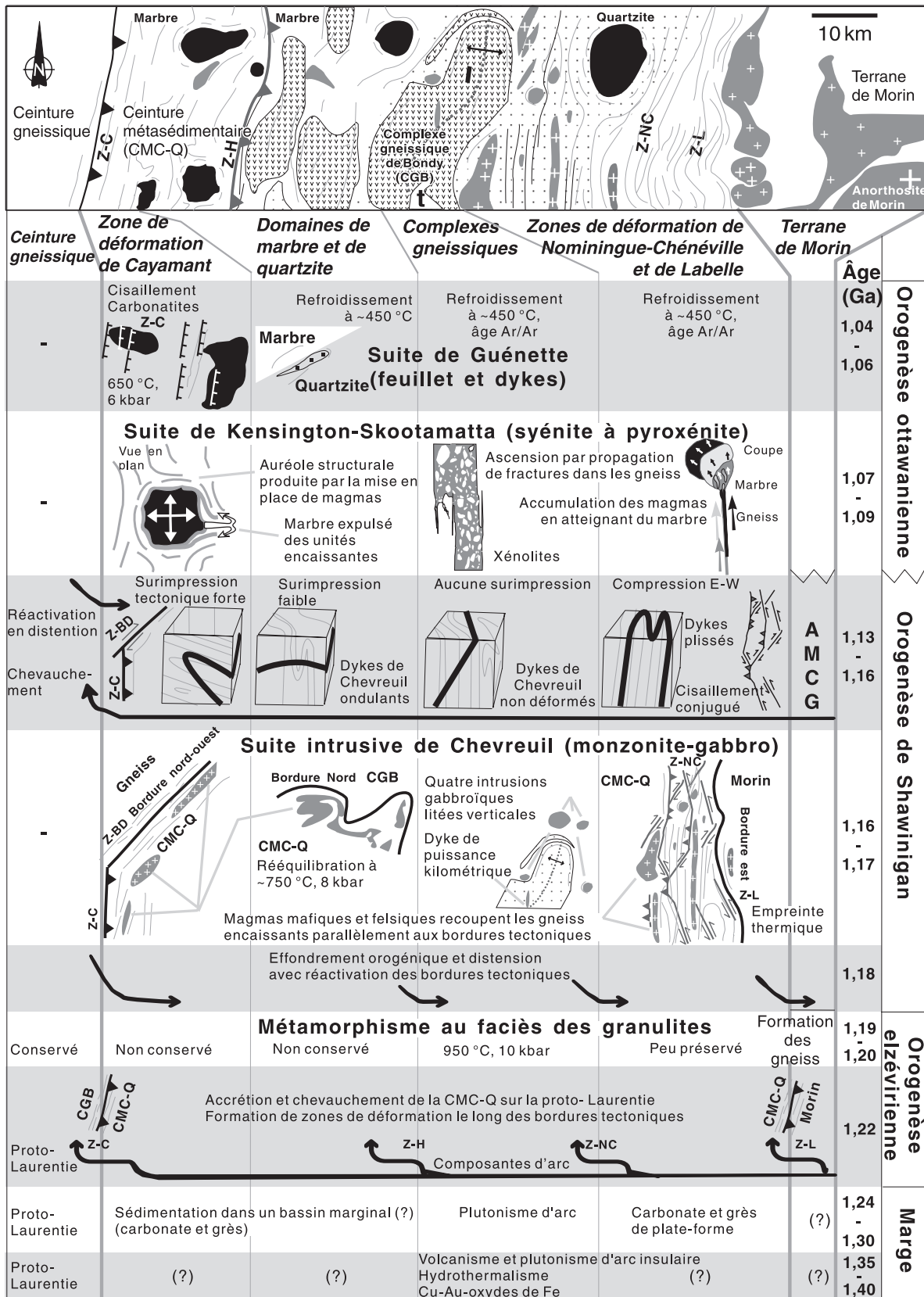


Figure 75. Événements tectono-magmatiques dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (CMC-Q; modifié de Boggs et Corriveau, 2004). Z-BD : zone de déformation de Baskatong-Désert

dans la ceinture en Ontario; par contre, de tels segments ont été reconnus plus à l'ouest dans la ceinture gneissique centrale (Slagstad et al., 2004). La caractérisation du paléoenvironnement du complexe gneissique de Bondy constitue donc un outil essentiel pour une comparaison de la ceinture métasédimentaire centrale (ou du moins son substrat) au Québec et des autres segments de la ceinture dans l'ouest de la Province de Grenville.

Dans la ceinture métasédimentaire centrale, les divers domaines et lithodèmes comportent des contextes métallogéniques distincts. On note en particulier la mine de graphite de la Stratmin Graphite Inc. et les minéralisations zincifères de type sedex du domaine de marbre (Gauthier et Brown, 1986; Nantel, 1994a; Gauthier et Chartrand, 2005), les minéralisations de cuivre, de cobalt et d'or associées à des coticules et à des tourmalinites à l'est de la ceinture (Nantel, 1994b), les sulfures magmatiques de nickel-cuivre de la suite intrusive de Chevreuil (Corriveau et al., 1996b; Roger et Lapointe, 1996) et les indices de cuivre-or-oxydes de fer du complexe gneissique de Bondy (Blein et al., 2003, 2004; ce bulletin). La caractérisation des divers paléoenvironnements permet de mettre en contexte ces différences métallogéniques.

Magmatisme et hydrothermalisme dans un milieu d'arc insulaire et de bassin d'arrière-arc à la marge de la Laurentie à 1,4 Ga

L'origine intrusive des gneiss du complexe gneissique de Bondy (superficie de 30 km sur 15 km) a été remise en question lors de la découverte, dans le segment nord du complexe, d'un système hydrothermal de cuivre-or-oxydes de fer, y compris une série d'indicateurs géologiques de minéralisations polymétalliques d'origine volcanique et exhalative (cf. Gauthier et al., 1985; Bernier et MacLean, 1993; Slack et al., 1993; Nantel, 1994a, b; Spry et al., 2000). Par leurs caractéristiques diagnostiques, ces lithofaciès hydrothermaux représentent des indicateurs géodynamiques importants pour la compréhension de l'évolution des complexes gneissiques. C'est avant tout leur présence qui a permis de mieux cibler la recherche de textures primaires reliques dans les gneiss felsiques et l'échantillonnage géochimique et géochronologique des unités clés pour établir la nature et l'âge des paléoenvironnements. Ces lithofaciès comportent des gneiss alumineux, siliceux, magnésiens et hyperalumineux, divers types de grenatite, de la tourmalinite grenue, des niveaux carbonatés et calco-silicatés, des niveaux et des filons concordants de magnétite, des niveaux de quartz-magnétite ainsi que plusieurs indices cuprifères et aurifères dont les teneurs dans des échantillons représentatifs de 10 kg atteignent 8981 ppm de cuivre et 906 ppb d'or, respectivement (voir la section « Le complexe gneissique de Bondy, hôte d'un système hydrothermal métamorphisé »).

La composition des roches altérées et précipitées indique que les fluides hydrothermaux ont eu un effet extrême, donnant lieu à l'enrichissement et à l'appauvrissement relatifs

des protolites des gneiss du système hydrothermal, notamment en potassium, en calcium, en sodium, en aluminium, en magnésium, en fer, en cuivre et en bore. Ces changements de la composition par rapport à un protolite volcanique se traduisent, après le métamorphisme, par des abondances inhabituelles respectivement de biotite, de clinopyroxène ou plagioclase, d'albite, de sillimanite, de cordiérite et grenat, d'orthopyroxène magnésien (bronzite), de magnétite, de chalcopryrite et de tourmaline ou kornéropine. Les concentrations des éléments majeurs confirment ces interprétations de terrain. Une fois métamorphisés, les niveaux d'amphibolite rubanée sont devenus localement calco-silicatés, tout en conservant l'apparence de l'amphibolite rubanée; ils renferment des niveaux calco-silicatés à magnétite de puissance décimétrique qui sont zonés, hétérogènes et très siliceux. Ces niveaux sont interprétés respectivement comme des zones d'altération et des filons carbonatés et se rencontrent principalement dans les secteurs sud-est et est du système hydrothermal. Par endroits, de l'albite est associée aux gneiss felsiques dans ces zones. Du marbre affleure localement dans des niveaux très restreints à l'est du système; il pourrait représenter des dépôts de calcaire très locaux. L'enrichissement relatif marqué en MgO des gneiss blancs à cordiérite-orthopyroxène dans le centre nord du système hydrothermal indique la présence d'une zone fossile de chloritisation. Les gneiss alumineux, à l'est et au sud-est des gneiss blancs, témoignent d'un lessivage du CaO. Plus au sud, dans les gneiss riches en feldspath potassique et dans les grenatites à biotite, il y a eu séricitisation avec enrichissement en K₂O. Ce type d'altération est typique d'un fluide chloré associé à des systèmes volcaniques sous-marins où il y a interaction de l'eau de mer et des roches volcaniques. Ce genre d'environnement est compatible avec le type de niveau de tourmalinite observé. En effet, la tourmalinite affleure systématiquement dans des niveaux laminés, concordants et très restreints. Il n'y a aucune indication de la présence de filons de tourmaline transposés. Les niveaux de tourmalinite sont donc interprétés comme des méta-exhalites.

La magnétite abonde dans une région de 9 km sur 6 km associée aux unités hydrothermales cartographiées et à la bande d'amphibolite (fig. 12b). On la trouve disséminée, en amas concordants, en filonnets anastomosés ou enfin en niveaux francs (filons ou lits) de puissance centimétrique et d'étendue plurimétrique. Ce sont principalement les unités riches en magnétite qui renferment les minéralisations sulfurées. Les sulfures (pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite) y sont disséminés ou en niveaux millimétriques anastomosés et concordants avec la gneissosité. Les zones minéralisées ont souvent une concentration modale en zircon élevée qui reflète un enrichissement en terres rares lourdes, en zirconium, en yttrium et en hafnium, quantifié géochimiquement (Fu et al., 2003; Blein et al., 2004). Les niveaux sulfurés ou magnétifères anastomosés pourraient être des stock-works qui ont été déformés et transposés parallèlement à la foliation lors du métamorphisme régional. L'ubiquité et la concentration modale élevée de la magnétite à l'échelle du système hydrothermal, l'enrichissement relatif marqué

en terres rares lourdes, en zirconium et en hafnium et les spectres de terres rares en forme de V très prononcé sont caractéristiques de fluides fluorés orthomagmatiques et portent à croire que l'hydrothermalisme a été polyphasé (Fu et al., 2003; Blein et al., 2004).

Les lithofaciès hydrothermaux sont encaissés dans des gneiss felsiques, intermédiaires et mafiques et des amphibolites. Certaines unités du complexe gneissique de Bondy, comme l'amphibolite rubanée grenatifère (fig. 12b, 15) et le gneiss quartzofeldspathique laminé (fig. 12b, 16), présentent un rubanement lithologique et des compositions compatibles avec une origine volcanique (laves, tufs ou volcanoclastites basaltiques, andésitiques et rhyolitiques (Corriveau et al., 1996, 1997; Blein et al., 2003). Ces unités ont été datées à 1,4 Ga (Wodicka et al., 2004). La présence d'un pluton de métatonalite de 1,4 Ga et de divers niveaux de métatonalite dans le complexe témoigne d'une composante intrusive importante dans cet édifice volcanique (fig. 75). De telles intrusions hypovolcaniques pourraient être la source des fluides orthomagmatiques fluorés mentionnés plus haut. L'étendue et les caractéristiques chimiques très prononcées de l'hydrothermalisme témoignent de la présence de cellules hydrothermales efficaces d'envergure. Toutefois, l'absence d'une association spatiale entre les zones d'altération et la marge de ces intrusions et l'absence de réseaux de fractures ou de filons bien développés militent contre un système hydrothermal de type porphyre cuprifère (voir Sillitoe, 1985; Tittley, 1994). Par contre, l'association cuivre-or dans un milieu volcanique felsique rappelle les contextes australiens décrits par Large et al. (2001b). Puisque les processus qui conduisent à l'altération hydrothermale sont les mêmes que ceux qui sont associés à la minéralisation, l'envergure du système et la présence commune d'indices minéralisés découverts sans prospection ni exploration sous-tendent l'existence de zones minéralisées d'envergure dans le complexe gneissique de Bondy.

Malgré qu'ils aient été métamorphisés au faciès des granulites, les gneiss adjacents au système hydrothermal ne sont pas systématiquement appauvris en éléments lithophiles; les terres rares et la majorité des éléments traces qu'ils contiennent sont restés immobiles (Blein et al., 2003). La composition en éléments majeurs, en éléments traces et en terres rares et les isotopes de néodyme dans une série de metabasite, de gneiss intermédiaire et de tonalite présentent des signatures systématiques et fortement reproductibles de roches volcaniques et plutoniques formées dans un environnement d'arc insulaire mature construit sur un mince substrat continental (Blein et al., 2003). Par contre, certaines granulites mafiques et le gneiss quartzofeldspathique laminé présentent respectivement des caractéristiques de basalte tholéitique et de rhyolite à forte teneur en silice de bassin d'arrière-arc moderne. Ce milieu volcano-plutonique d'arc et d'arrière-arc et le développement polyphasé de cellules hydrothermales, initialement chlorées et volcanogènes puis fluorées et orthomagmatiques, ouvrent de nouveaux horizons d'exploration non seulement dans la ceinture

métasédimentaire centrale du Québec, mais aussi pour tout l'orogène du Grenville. Cet environnement présente des caractéristiques en commun avec les environnements d'arcs polyphasés de la région de la Mauricie (Hanmer et al., 2000), plus à l'est, et de la ceinture gneissique centrale, en Ontario (Slagstad et al., 2004), et pourrait en être l'équivalent mais légèrement diachronique et plus jeune de quelques dizaines de millions d'années.

Bassins sédimentaires

Selon Gauthier et Brown (1986), les assemblages des domaines de marbre et de quartzite de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec représentent un bassin sédimentaire intracratonique ou péricratonique, hôte de minéralisations sous-marines exhalatives zincifères. Gauthier et Chartrand (2005) ont souligné que ces minéralisations sont sulfurées, oxydées ou silicatées et que la localisation des indices de zinc à proximité des contacts des assemblages riches en marbre et des assemblages riches en quartzite influe sur leurs diverses associations paragénetiques. Ils ont adopté le modèle d'architecture crustale de Martignole et al. (2000) qui ont proposé que ces bassins se prolongent en profondeur vers l'est sous le terrane de Morin. Selon Hanmer et al. (2000), les assemblages de marbre et de quartzite se sont formés dans un bassin marginal (d'arrière-arc) au sein de la Laurentie avec accès libre au milieu marin. Ce bassin d'arrière-arc se serait refermé vers 1,2 Ga. Dickinson et McNutt (2007) ont combiné de nouvelles données isotopiques provenant du domaine de marbre et les données obtenues par Blein et al. (2003) et Wodicka et al. (2004) pour le complexe gneissique de Bondy qui est structuralement sous-jacent au domaine, pour affirmer l'hypothèse selon laquelle il y a eu formation, dans le secteur québécois de la ceinture métasédimentaire centrale, d'un bassin d'arrière-arc dans un milieu continental sans formation de croûte océanique; toutefois, il y aurait eu ouverture plus marquée et formation d'une croûte océanique vers le sud en Ontario. Ce bassin serait bordé par les complexes gneissiques de 1,3 à 1,4 Ga. Ce modèle appuie les interprétations de Blein et al. (2003) et affine celles de Corriveau et Morin (2000). Cette section présente quelques observations faites dans ces domaines.

Le domaine de marbre comporte des unités de marbre, dont certaines forment des brèches tectoniques et d'autres présentent une stratigraphie primaire, ainsi que des unités de roches calco-silicatées, des formations de fer, des évaporites et des paragneiss mixtes (Gauthier, 1982; Gauthier et Brown, 1986; Gauthier et al., 2004b; Gauthier et Chartrand, 2005). Le domaine de quartzite est constitué principalement du Groupe de Sourd dans lequel le quartzite et le gneiss siliceux prédominent et sont intercalés avec des horizons de métapélite, de gneiss quartzofeldspathique à biotite ou graphite, de paragneiss pyriteux localement avec tourmaline, de marbre, de roche calco-silicatée et d'amphibolite (fig. 5b; p. ex. Corriveau et Madore, 2000). La bordure est du domaine de quartzite se compose de gneiss alaskitique

(fig. 5c; p. ex. Martignole et Corriveau, 2000), d'amphibolite grenatifère et rubanée et de bandes de gneiss tonalitique de 1280 Ma (Ciesielski et Sharma, 1995). La transition entre le domaine de marbre et le domaine de quartzite est marquée par la présence d'unités plurimétriques de marbre dolomitique et de marbre à serpentine. La composition plus magnésienne de ces unités représente un changement de faciès sédimentaire courant entre la sédimentation continentale et la sédimentation marine qui appuie le modèle d'une plate-forme continentale. Toutefois, les changements lithologiques entre le domaine de marbre et le domaine de quartzite, de même que ceux observés entre le domaine de quartzite et le complexe gneissique de Bondy, sont partout très abrupts. La zone de déformation de Heney, quant à elle, semble border un domaine de marbre dépourvu d'un substrat exposé formé de complexes gneissiques et un assemblage de marbre avec des complexes gneissiques structuralement sous-jacents. Ces caractéristiques pourraient refléter une juxtaposition tectonique des diverses composantes le long de failles connues, comme la zone de déformation de Heney, ou de failles cryptiques. En effet, dans les horizons de marbre limitrophes des domaines de quartzite, la présence de fragments de mylonite enclavés par des brèches de marbre tectonique témoigne d'une mylonitisation précoce de cette bordure, alors que le marbre lui-même a été complètement recristallisé en cristaux polygonaux moyens à grossiers, rendant ainsi cryptique toute trace de déformation antérieure et toute trace de bordures tectoniques (voir Corriveau et Leblanc, 1995; Corriveau et al., 1998).

Les domaines de marbre et de quartzite présentent certaines similitudes avec les terranes d'Elzevir et de Frontenac en Ontario (fig. 1b) en ce qui a trait aux signatures aéromagnétiques régionales et aux âges modèles des plutons potassiques de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (p. ex. Corriveau, 1990; Corriveau et Amelin, 1994), d'une part, et aux assemblages supracrustaux, y compris les amphibolites qui présentent une signature d'arc (Williams, 1991), d'autre part. La présence de feuillet de métatonalite de 1,28 Ga (Ciesielski et Sharma, 1995) dans le secteur sud-est du domaine de quartzite suggère qu'il y a eu sédimentation avant 1,28 Ga. Toutefois, les âges U-Pb des cristaux de zircon détritiques de ce domaine s'échelonnent de l'Archéen à 1,22 Ga (Friedman et Martignole, 1995), en excluant un âge de 1209 Ma qui pourrait être métamorphique. Le bassin sédimentaire hôte serait donc à la fois contemporain de l'arc magmatique d'Elzevir en Ontario et postérieur à cet arc. Des datations sont encore nécessaires pour circonscrire l'âge de la sédimentation dans ces domaines.

Sommaire des constituants de la ceinture métasédimentaire centrale

À partir de ces observations et inférences, et en suivant le modèle de Corriveau et Morin (2000), la ceinture métasédimentaire centrale est considérée comme un terrain composite constitué par l'assemblage (1) d'un bassin

marginal continental dans lequel les amphibolites de l'ouest de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, qui sont interprétées comme des roches volcaniques similaires aux boninites et tholéiites d'arc (Williams, 1991), et peut-être les unités de marbre à l'ouest de la zone de déformation de Heney représenteraient le prolongement des terranes d'Elzevir et de Sharbot Lake en Ontario (fig. 1b; Corfu et Easton, 1997), vraisemblablement selon une configuration en échelons, comme l'ont proposé Dickinson et McNutt (2007, fig. 6), et (2) de sédiments de plate-forme qui représenteraient le prolongement du terrane de Frontenac (fig. 1b; les assemblages de quartzite et les unités de marbre de la ceinture au Québec). Dans le modèle de Corriveau et Morin (2005), le terrane de Cabonga représenterait le prolongement du terrane de Bancroft (fig. 1b).

Un arc magmatique mature et précoce formé sur une croûte laurentienne amincie aurait marqué la limite est du bassin d'arrière-arc et ses vestiges correspondraient aux complexes gneissiques (Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004), la Laurentie se prolongeant encore plus à l'est jusqu'à la composante d'arc continental que représente le complexe de La Bostonnais (1,4 Ga; Nadeau et al., 1999; Hanmer et al., 2000). Le complexe gneissique de Bondy et les autres complexes gneissiques de la ceinture métasédimentaire centrale pourraient être apparentés aux autres arcs magmatiques (1,45-1,35 Ga) qui étaient situés à la marge de la Laurentie (Roback, 1996; Wodicka et al., 1996; Nadeau et van Breemen, 1998; Slagstad et al., 2004). Les terrains de la ceinture ne sont probablement pas exotiques mais seraient plutôt associés à la marge du proto-continent laurentien.

Développement orogénique et magmatisme

L'accrétion de terranes juvéniles et d'« allochtones » métamorphiques à la marge laurentienne pré-grenvillienne dans l'ouest de la Province de Grenville a été fort contestée dans le passé et est toujours un sujet de recherche. Divers auteurs ont suggéré qu'il y a eu accrétion à 1,22 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000), à entre 1,19 et 1,17 Ga (McEachern et van Breemen, 1993; Wasteneys et al., 1995; McLelland et al., 1996; Corrigan et Hanmer, 1997), à 1,08 Ga (Corriveau, 1990; Timmerman et al., 1997; Carr et al., 2000) ou à 1,0 Ga (Martignole et Calvert, 1996). Par contre, Hanmer et al. (2000) ont proposé que ces composantes ont vu le jour au sein de la Laurentie et qu'elles ont été chevauchées et métamorphisées par suite d'une collision continentale qui aurait commencé à 1,2 Ga. Le métamorphisme qui a eu lieu dans le secteur québécois de la ceinture métasédimentaire centrale fut longtemps considéré comme contemporain des grands complexes plutoniques associés au massif d'anorthosite de Morin de 1,16 Ga ou postérieur à ces complexes (Wynne-Edwards et al., 1966; Martignole, 1986; Indares et Martignole, 1990b; Friedman et Martignole, 1995; Zhao et al., 1997). Les variations régionales dans les conditions métamorphiques furent attribuées à la

juxtaposition tectonique de blocs de niveaux crustaux différents (p. ex. Indares et Martignole, 1990a, b; Martignole et Reynolds, 1997).

La déformation au sein d'un arc magmatique continental, l'accrétion de terranes (arcs, microcontinents), la collision avec un continent, l'épaississement de la croûte et la distension peuvent être polyphasés et diachroniques le long d'un orogène (p. ex. Rivers, 1997). Il est donc essentiel de distinguer les épisodes métamorphiques associés à un enfouissement à la suite d'un épaississement de la croûte au sein d'une marge continentale active, des épisodes d'enfouissement qui sont associés à une accrétion précoce de terrains allochtones ou à une collision continentale, au rejeu de la tectonique, à une juxtaposition tectonique de terrains préalablement métamorphisés et à une exhumation différentielle. Il est aussi essentiel de distinguer l'accrétion d'un continent ou d'un microcontinent en marge de la Laurentie (p. ex. McLelland et al., 1996), d'une part, de l'accrétion de terranes ou d'une collision avec la Laurentie (McEachern et van Breemen, 1993), d'autre part. Le modèle de Hanmer et al. (2000) et de Rivers et Corrigan (2000) semble devenir le plus accepté. Selon ce modèle, la marge laurentienne pré-grenvillienne avait la configuration d'une marge continentale active de type andine jusqu'à la fin de l'orogénèse elzévirienne et serait devenue une orogénèse de collision de type himalayen à partir d'environ 1.2 Ga avec plusieurs épisodes de rejeu de la tectonique lors de la convergence postérieure à la collision. Les sections qui suivent présentent divers éléments de la géologie de la ceinture métasédimentaire centrale dans le but d'affiner ces divers modèles.

Outils et approches utilisés

Pour distinguer et caractériser les événements tectoniques qui ont touché la ceinture métasédimentaire centrale, nous avons utilisé comme repères la répartition, les fabriques et les textures des suites intrusives postérieures au métamorphisme régional ainsi que la structure et les paragenèses des gneiss encaissants et de leurs leucosomes (fig. 75). La mise en place des suites intrusives, notamment les suites de Chevreuil (1,17-1,16 Ga), de Kensington-Skootamatta (1,08 Ga) et de Guénette (1,06 Ga), couvre des périodes critiques dans la formation de la partie ouest de la Province de Grenville, par exemple l'orogénèse de Shawinigan et l'orogénèse ottawaniennne selon la terminologie de Rivers et al. (2002; voir Tollo et al., 2004). La fabrique et le style de mise en place des corps intrusifs associés témoignent d'une tectonique régionale au cours du magmatisme (Hutton, 1988; Lucas et St-Onge, 1995; Paterson et al., 1998). Une fois cristallisés, les plutons qui forment ces suites sont devenus plus compétents que leurs encaissants, donc moins sujets aux effets pénétratifs du rejeu des structures; ils conservent donc l'empreinte tectonique des événements précoces survenus au cours des orogénèses polyphasées (Carter et Tsenn, 1987; Pavlis, 1996; Corriveau et al., 1998). Les variations à l'échelle régionale du degré et du style

de déformation dans une même suite et d'une suite à une autre, permettent de délimiter les régions où il y a eu rejeu de la tectonique et d'établir la chronologie, la cinématique et les conditions physiques des épisodes orogéniques qui se sont succédés (Corriveau et al., 1998). De ce fait, les suites intrusives constituent des repères qui permettent de comprendre l'évolution tectonique d'un orogène (Sengör et al., 1993; Speer et al., 1994; Corriveau et al., 1998; Corriveau et van Breemen, 2000).

La variation du degré de déformation des corps intrusifs de la suite intrusive de Chevreuil en fonction du lithodème hôte et du site tectonique indique que les domaines de marbre et de quartzite et les complexes gneissiques de la ceinture métasédimentaire centrale ont réagi différemment aux contraintes tectoniques tardives (fig. 75). L'absence notable de déformation significative dans les dykes de la suite intrusive de Chevreuil qui recoupent les complexes gneissiques montre que ces derniers ont subi une déformation polyphasée lors du métamorphisme régional de 1,20 à 1,18 Ga mais que par après, ils n'ont pas été déformés de façon pénétrative. Une fois métamorphisés, les complexes gneissiques sont donc devenus mécaniquement très rigides, ce qui a permis de conserver les assemblages et les structures associés à l'apogée du métamorphisme régional. Par contre, les marbres sont recristallisés dès qu'ils subissent un épisode de déformation à haute température. Par conséquent, on n'y trouve que des traces des derniers épisodes orogéniques auxquels ils ont été soumis, soit les épisodes tardifs de rejeu. Quant aux unités supracrustales riches en quartzite, elles ont un comportement rhéologique intermédiaire et conservent des vestiges des différents épisodes orogéniques.

Avant notre projet, toutes les données géothermobarométriques et géochronologiques associées au métamorphisme régional avaient été acquises dans des zones où il y a eu un rejeu important de la tectonique à en juger par la déformation des dykes de la suite intrusive de Chevreuil. Ces données, qui permettent d'établir des pressions et des températures moins élevées que celles du métamorphisme régional maximal, témoignent donc des conditions et de l'âge des épisodes subséquents de rejeu des phénomènes orogéniques. Grâce à une réinterprétation de ces données et à de nouvelles données sur le métamorphisme maximal tirées des assemblages métamorphiques du complexe gneissique de Bondy (Boggs et Corriveau, 2004), il a été possible de reconstituer en détail l'évolution de la ceinture métasédimentaire centrale pendant au moins 400 Ma, soit de 1,4 Ga à 1,0 Ga.

Les sections suivantes montrent que le partitionnement de la déformation dans l'ensemble d'une région étudiée est un outil puissant pour la reconstitution tectono-métamorphique d'orogénèses polyphasées (Corriveau et al., 1998). Elles établissent aussi un lien entre les hétérogénéités rhéologiques et la complexité de la géométrie tectono-métamorphique à l'échelle de la région et révèlent qu'il y a eu répétition du comportement rhéologique de ces composantes crustales au cours de l'orogénèse (p. ex. Tommasi et Vauchez, 1997). Plusieurs facteurs contribuent à l'ampleur du rejeu de la

déformation dans certaines régions d'un orogène, notamment la position d'anciens bassins d'arrière-arc continental (Hyndman et al., 2005).

Orogenèse elzévirienne et son apogée à 1,2 Ga

Les paragenèses du métamorphisme maximal observées dans le complexe gneissique de Bondy enregistrent des conditions allant jusqu'à 950 °C et 10 kbar (Boggs et Corriveau, 2004). La phase D_1 (tableau 8) témoigne de l'épaississement maximal de la croûte, les gneiss du complexe étant enfouis à une profondeur d'environ 33 km il y a entre 1,20 et 1,19 Ga (âges U-Pb sur zircon métamorphique; Corriveau et van Breemen, 2000; Corriveau et Morin, fig. 5; fig. 75). Les leucosomes à orthopyroxène dans les metabasites et les leucosomes à grenat-cordierite-orthopyroxène dans les gneiss alumineux recoupent les fabriques D_1 à D_3 (Harris et al., 2001) et indiquent que la température maximale a été atteinte après la formation des fabriques D_3 alors que l'âge U-Pb sur zircon de 1,18 Ga, qui enregistre la cristallisation d'un leucosome dans un gneiss (Corriveau et van Breemen, 2000), indique que cette température a été atteinte un peu avant 1,18 Ga. L'isograde de l'orthopyroxène recoupe les plis F_3 et est déformé par les plis F_5 (plissement inféré en supposant que l'isograde était rectiligne à l'origine), ce qui indique que les associations de minéraux métamorphiques du faciès des granulites (1,20-1,18 Ga) ont commencé à se rééquilibrer à l'échelle régionale après la phase D_3 et avant la phase D_5 .

Le métamorphisme de haute température et de haute pression et la présence de plis isoclinaux intrafoliaux dans les gneiss de la ceinture métasédimentaire centrale attestent un épaississement majeur de la croûte. L'architecture crustale de la région, interprétée à partir des données sismiques Lithoprobe, comporte une imbrication de plusieurs segments de la croûte, la présence d'une rampe d'échelle crustale et un chevauchement vers l'ouest des roches de la ceinture métasédimentaire centrale et du terrane de Morin sur la ceinture gneissique centrale (p. ex. Sharma et al., 1993, 1999; Corriveau et Morin, 2000; Martignole et al., 2000). En tenant compte d'un délai de 20 Ma (période de relaxation thermique; voir England et Thompson, 1984), l'enfouissement tectonique conduisant au métamorphisme maximal aurait eu lieu vers 1,22 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000). L'abondance des fragments de mylonite dans le dyke de Rivard signifie que la croûte inférieure était déjà disséquée par des zones de cisaillement majeures à 1,07 Ga.

D'après les données géothermobarométriques qui indiquent qu'il s'est produit une décompression isothermique postérieure au métamorphisme maximal puis un refroidissement plus graduel (Boggs, 1996), l'épaississement de la croûte aurait été suivi d'un effondrement orogénique qui a commencé vers 1,19 Ga et s'est terminé à 1,17 Ga (fig. 75; tableau 8). Le plissement des gneiss du complexe gneissique de Bondy et le plissement inféré de l'isograde de l'orthopyroxène selon un plan nord-sud ont eu lieu durant la phase F_5 (tableau 8), soit à la fin de cet épisode de distension

lors d'un repli anticlinal survenu le long d'une zone de cisaillement normale listrique, ou encore lors d'une reprise d'une phase de contraction est-ouest (Harris et al., 2001). Ces plis F_5 (et probablement les plis F_6) sont antérieurs à la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil (tableau 8).

Lors du métamorphisme régional, le magmatisme a cessé presque complètement, non seulement dans la ceinture métasédimentaire centrale, mais dans l'ensemble de l'orogène (Rivers et Corrigan, 2000). Dans la ceinture métasédimentaire centrale, de rares dykes mafiques métamorphisés recoupent le litage S_0 et la gneissosité S_1 et sont repris par les plis F_5 (fig. 66b). Il y a donc eu production de volumes vraisemblablement très faibles de magmas prenant leur source dans le manteau et distension locale après la formation de la gneissosité (S_1) et la cristallisation des leucosomes, mais avant la fin des épisodes de déformation associés au métamorphisme maximal. Ce magmatisme aurait donc eu lieu lors de l'épisode d'effondrement orogénique proposé.

La mise en place des magmas de la suite intrusive de Chevreuil vers 1,17 à 1,16 Ga a soudé les bordures tectoniques de la ceinture métasédimentaire centrale à la Laurentie et au terrane de Morin (voir les paragraphes qui suivent), et la relation entre les feuillets de cette suite et les gneiss encaissants suggère que l'évolution tectono-métamorphique de ces trois régions a convergé avant 1,17 Ga. Cette interprétation pourrait aussi s'appliquer au segment ontarien de la ceinture, car des feuillets de granitoides déformés de 1,16 Ga ont été reconnus sur la bordure tectonique ouest de la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur zircon de $1156 \pm 15/-8$ Ma, Childe et al., 1999). Pour être valable, tout modèle tectonique proposé pour le sud-ouest de la Province de Grenville doit avoir comme point de départ le principe que l'agencement spatial des entités lithologiques était tel qu'il est aujourd'hui (à peu de chose près) dès 1,17 Ga. Trois hypothèses ont été proposées pour expliquer la formation et l'agencement actuel des divers terranes de la ceinture métasédimentaire centrale et l'épaississement considérable de la croûte lors de la formation de la gneissosité S_1 dans le secteur québécois.

1. Modèle andin : Il y a entre 1,4 et 1,2 Ga, l'orogène était de type andin avec de rares arcs insulaires (le groupe de Montauban) et un bassin d'arrière-arc continental au niveau de la ceinture métasédimentaire centrale (Hanmer et al., 2000; Rivers et Corrigan, 2000; Dickin et McNutt, 2007). À 1,22 Ga, il y aurait eu arrêt du magmatisme d'arc et épaississement local extrême dans le segment québécois de la ceinture métasédimentaire centrale par suite de la déformation interne de la marge elle-même (voir le modèle de Kley et Eisbacher, 1999). La présence d'un bassin d'arrière-arc qui aurait persisté entre 1,4 et 1,23 Ga pourrait avoir contribué la chaleur et les failles majeures requises pour faire doubler l'épaisseur de la croûte et atteindre les hautes pressions et températures enregistrées par le complexe gneissique de Bondy et ses environs (voir le modèle de Hyndman et al., 2005). Cela expliquerait pourquoi le métamorphisme à

1,20 Ga aurait été local (enregistré par les complexes gneissiques conservés localement au sein des gneiss des domaines de marbre et de quartzite [Boggs et Corriveau, 2004] et pas encore reconnu à l'extérieur de ces régions). Un bassin d'arrière-arc ayant persisté de 1,4 à 1,23 Ga représenterait aussi un contexte tectonique régional favorable à la formation de systèmes hydrothermaux au sein des séquences supracrustales de la ceinture métasédimentaire centrale. Des exemples dans le secteur québécois de la ceinture sont les systèmes hydrothermaux, indices minéralisés et roches volcaniques du complexe gneissique de Bondy (Blein et al., 2004) et les indices minéralisés contenus dans des marbres, des quartzites et de rares roches inférées comme volcaniques (Gauthier et Brown, 1986; Bishop et Jourdain, 1987; Williams, 1991; Gauthier et Chartrand, 2005). En Ontario, il y a eu formation notamment des gneiss à cordiérite-gédrite à la base structurale de la ceinture métasédimentaire centrale (Peck et Smith, 2005). Des basaltes de fonds océaniques altérés par hydrothermalisme et enfouis au niveau de la croûte inférieure pourraient avoir été la source de magma, ce qui expliquerait les valeurs très élevées des isotopes d'oxygène obtenues dans le terrane de Frontenac en Ontario et le massif d'anorthosite de Morin (Peck et Valley, 2000; Peck et al., 2005). Selon Dickin et McNutt (2007), un bassin d'arrière-arc aurait entraîné la formation de croûte océanique dans le secteur ontarien. Une fois enfoui, ce bassin aurait été la source des magmas entre 1,17 et 1,15 Ga (Peck et al., 2005).

2. **Modèle himalayen :** Une autre hypothèse pour expliquer le métamorphisme maximal de 1,2 Ga serait l'initiation d'un orogène collisionnel (Hanmer et al., 2000; Rivers et Corrigan, 2000). Toutefois, puisque les événements orogéniques survenus à 1,2 Ga sont rares ailleurs dans l'orogène (Davidson, 1995; Rivers et Corrigan, 2000), il faudrait peut-être envisager une collision amorcée au niveau d'une saillie dans le continent qui est entré en collision, cette saillie ayant servi de « poinçon orogénique ».
3. **Modèle accréctionnaire :** Enfin, selon plusieurs modèles, certaines composantes de la ceinture métasédimentaire formant un composite d'arcs se sont fusionnées à un microcontinent extracôtier vers 1,16 Ga, puis ont fusionné et ont chevauché la Laurentie vers 1,09 Ga (Carr et al., 2000). Or, cette hypothèse ne peut tenir, compte tenu de la localisation des intrusions de la suite intrusive de Chevreuil le long des bordures tectoniques.

Événements orogéniques survenus il y a entre 1,17 et 1,15 Ga

Mise en place syntectonique de la suite intrusive de Chevreuil

La suite intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga) est constituée principalement de monzonite porphyroïde, de gabbro-norite, de diorite et d'un essaim de dykes composites

mafiques-felsiques. La nature porphyroïde des monzonites et la texture réticulée des dykes composites en constituent les principaux repères à l'échelle régionale. Les relations de recoupement à l'intérieur des plutons et les âges U-Pb obtenus indiquent que la suite intrusive de Chevreuil a été mise en place pendant un court intervalle de temps, en commençant par les plutons (1167-1165 Ma), suivis des dykes mafiques (1161 Ma) et, enfin, des dykes de pegmatite généralement non recristallisés (1157 Ma). Cette chronologie de mise en place des magmas et les relations de recoupement entre les dykes et les encaissants gneissiques indiquent que la suite est postérieure au métamorphisme régional de 1,2 à 1,18 Ga de l'orogénèse elzévirienne, et contemporaine du début de la mise en place de la suite AMCG de Morin à l'est de la ceinture (Doig, 1991; van Breemen et Corriveau, 1995) et de la suite plutonique de Frontenac dans le segment ontarien de la ceinture (van Breemen et Davidson, 1988b).

La suite intrusive de Chevreuil, la suite plutonique de Frontenac et la suite AMCG de Morin sont toutes issues d'un même épisode magmatique. Ces suites et les différences qu'elles présentent permettent de reconstituer le contexte géodynamique et l'architecture crustale qui prévalaient il y a entre 1,17 et 1,15 Ga (fig. 74, 75).

Les fabriques des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil et le fait qu'elles se confondent aux fabriques des encaissants ou les recoupent franchement témoignent d'une mise en place postérieure à l'assemblage des diverses composantes supracrustales et gneissiques du sud-ouest de la Province de Grenville au Québec, mais contemporaine d'un épisode de rejeu de la déformation tectonique dans un régime de compression (fig. 75). Le long des zones de déformation limitrophes de la ceinture métasédimentaire centrale (Z-C, Z-L, fig. 3), de sa limite nord et de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville, il existe une série de complexes intrusifs en feuillets constitués de monzonite, de diorite communément hétérogène et de gabbro-norite qui sont intercalés avec des panneaux de roches métasédimentaires (fig. 24, 74). Dans les zones de déformation de Cayamant et de Nominigüe-Chénéville, on note qu'il y a eu formation de brèches tectoniques de marbre, transposition de la fabrique S_1 des gneiss selon une orientation nord-sud et déformation de leurs leucosomes le long d'un corridor de déformation de plusieurs kilomètres de puissance et ce, avant la mise en place des dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil. Ces observations soutiennent que les grandes zones de déformation de part et d'autre de la ceinture ont modifié sur des dizaines de kilomètres d'épaisseur les fabriques acquises par les gneiss lors de l'orogénèse elzévirienne et qu'elles étaient actives un peu avant ou dès 1165 Ma.

Les feuillets mafiques à felsiques de la suite intrusive de Chevreuil, de puissance métrique à kilométrique, renferment des cortèges d'enclaves microgrenues co-génétiques de composition mafique à intermédiaire. Ces enclaves sont parallèles à la foliation magmatique définie par les bâtonnets de plagioclase ou les mégacrists de feldspath potassique de

la roche hôte. Des dykes de microdiorite et des dykes composites mafiques-felsiques à texture réticulée sont communs et recoupent les roches encaissantes parallèlement à la foliation magmatique. Des cortèges orientés nord-sud de xénolites d'encaissant en partie digérés et des inclusions de skarn sont communs. Ces caractéristiques témoignent d'une canalisation et d'un mélange de magmas le long de conduits magmatiques, les magmas ayant été injectés à maintes reprises, lit par lit, avec assimilation des éponges des conduits.

Les contacts entre les feuillets, les filons-couches mafiques et les dykes à texture réticulée cogénétiques et la foliation produite par l'écoulement des divers magmas sont tous parallèles et se confondent à la foliation tectonique de l'encaissant. Les fabriques magmatiques ont été reprises à l'état solide par des zones de cisaillement conjuguées discontinues et sporadiques dans lesquelles sont sis des filons granitiques, et par des zones mylonitiques circonscrites qui sont parallèles aux contacts et aux fabriques magmatiques. L'existence de toutes ces fabriques et leurs orientations sont compatibles avec une mise en place syntectonique dans des zones de déformation tectoniquement actives lors de la mise en place des magmas de la suite intrusive de Chevreuil.

Ces fabriques sont recoupées par des filons granitiques et des pegmatites. Ces dykes occupent communément des zones de cisaillement conjuguées et des fractures de Riedel qui sont typiques d'une mise en place syntectonique dans un régime de compression (Vigneressé et al., 1996; Sawyer, 2000). Dans le pluton de Maskinongé, un de ces dykes de pegmatite qui recoupe la foliation tectono-magmatique du pluton et qui a lui-même une linéation mais aucune foliation, fournit dans la marge d'erreur des données un âge de cristallisation identique à celui de son hôte, soit 1164 Ma. Le dyke de pegmatite de Forget donne un âge de cristallisation de 1156 ± 3 Ma. Comme il est lui-même déformé en plis ouverts et recoupe des dykes mafiques qui sont typiques du magmatisme de 1,17 à 1,16 Ga et déformés en plis isoclinaux (fig. 63b), il marque la fin de l'épisode de magmatisme de la suite intrusive de Chevreuil et indique que les dykes felsiques sont aussi syntectoniques. Bien que la discordance des dykes felsiques contraste fortement avec le parallélisme primaire des intrusions antérieures (fig. 24, 36a, d, 69b), elle peut être attribuée à une diminution de la pression magmatique au cours de la mise en place des magmas, selon le modèle de Lucas et St-Onge (1995).

Les failles majeures peuvent jouer un rôle important dans la montée et la mise en place des magmas (p. ex. Cruden et Laneau, 1994; Lacroix et al., 1998; Corriveau et Morin, 2000). De telles failles permettent notamment de créer des espaces, ce qui facilite l'accumulation locale ou régionale de magmas (p. ex. McCaffrey, 1992; Tikoff et Teyssier, 1992). Dans la ceinture métasédimentaire centrale, les corridors magmatiques définis par les cortèges de feuillets de la suite intrusive de Chevreuil et les zones tectoniques qui les encaissent sont localisés au niveau de la projection en surface des réflecteurs sismiques listriques d'étendue crustale qui sont inclinés vers l'est et qui ont été découverts dans

le cadre du Programme Lithoprobe. L'architecture interne en feuillets des intrusions, l'augmentation de la taille de ces feuillets depuis la ceinture métasédimentaire centrale, à l'ouest, jusqu'au terrane de Morin, à l'est (suite AMCG de Morin), la correspondance entre les corridors magmatiques et les réflecteurs sismiques, la forte réflectivité de la croûte sous la suite AMCG de Morin (voir Klemperer et al., 1985; Mooney et Meissner, 1992), ainsi que la mise en place de magmas felsiques et mafiques contemporains peuvent s'expliquer comme suit. Lors d'une période de rejeu des phénomènes orogéniques dans un régime de compression, les bordures tectoniques et les zones de déformation auraient constitué un réseau de failles listriques actives dont la source se trouvait à l'interface de la croûte et du manteau. Ce faisant, ces failles auraient atteint des réservoirs mafiques et felsiques distincts issus d'un sous-placage magmatique (voir Huppert et Sparks, 1988) et sis sous le terrane de Morin, soient les réservoirs pour la suite AMCG de Morin. Ces failles auraient canalisé les magmas lors de leur remontée provoquée par la compression orogénique (fig. 74; Corriveau et Morin, 2000). Au niveau crustal actuel, la mise en place des magmas a également été contrôlée par le type d'unités lithologiques : les magmas se seraient écoulés préférentiellement le long d'horizons de marbre entre des couches de quartzite qui servaient de barrières, d'où la formation de skarn et l'assimilation d'éponges. La chaleur produite par l'injection d'importantes quantités de magma a provoqué un amollissement de l'encaissant gneissique le long des zones de déformation hôtes (Pavlis, 1996) et a dû contribuer à la déformation pénétrative de cet encaissant gneissique.

La répartition, la nature et le style de mise en place de la suite intrusive de Chevreuil varient dans l'ensemble de la ceinture métasédimentaire centrale et témoignent de la présence de zones de faiblesse structurales, thermiques ou mécaniques dans la ceinture. La répartition des plutons, sous forme de cortèges de feuillets intrusifs le long des zones de déformation d'axe nord-sud et des bordures tectoniques de la ceinture métasédimentaire centrale, souligne la présence de structures d'échelle crustale dont la nature listrique et inclinée vers l'est a été mise en évidence par les données sismiques. Certaines de ces structures demeurent cryptiques, une conséquence du niveau actuel de cartographie et du fait qu'elles traversent le domaine de marbre qui a été fortement remanié. D'après nos interprétations, les domaines de marbre et de quartzite ne se prolongent pas en profondeur, comme l'ont proposé Martignole et al. (2000) et Gauthier et Chartrand (2005), mais formeraient une coupole superficielle, ce qui concorderait avec les données structurales régionales (fig. 3, 74; Corriveau et Morin, 2000) et le modèle de mise en place proposé pour les plutons de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (Corriveau et al., 1998; Corriveau et van Breemen, 2000). Selon ces interprétations, c'est la répartition des plutons en cortège de feuillets intrusifs le long des failles listriques qui donnerait lieu aux réflecteurs sismiques listriques inclinés vers l'est (fig. 74), et non pas nécessairement des changements lithologiques majeurs au sein de la croûte.

Partitionnement de la déformation lors de la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil

Une mise en place syntectonique de magmas conduit au partitionnement de la déformation à l'échelle régionale (Hollister et Crawford, 1986; Sandiford et al., 1992); ce partitionnement a influencé le style de mise en place de magma et le type de fabriques observés dans l'ensemble de la ceinture. Le style de mise en place des intrusions mafiques diffère significativement de celui des intrusions en feuillets. Les intrusions mafiques sont subcirculaires, renferment peu sinon aucun matériau felsique (mise à part une composante mineure de dykes de pegmatite), et le tri modal gabbroïque et anorthositique subvertical systématique indique un milieu de cristallisation calme. La verticalité primaire du litage et les trajectoires que définissent l'orientation des lits et des fabriques magmatiques témoignent d'une architecture cylindrique et représenteraient une cristallisation le long des épontes de conduits cylindriques subverticaux, ce qui a été proposé pour expliquer ce type de litage vertical dans les intrusions montréalaises (Corriveau et al., 1989). Ces intrusions sont recoupées par des dykes de pegmatite qui diffèrent des dykes de pegmatite de la région de par leur mylonitisation systématique. L'association restreinte entre les dykes de pegmatite mylonitisés et les gabbros suggère que les dykes représentent une phase magmatique tardive et que leur déformation est tardimagmatique. Ces intrusions se trouvent à proximité de l'intersection de zones de cisaillement conjuguées (fig. 71, 74c, 75) et à la charnière de l'antiforme autour du complexe gneissique de Bondy (fig. 74). Ces sites pourraient représenter des zones de distension associées à la déformation dans un régime de contraction dont témoignent les feuillets intrusifs. Le prolongement de ces failles dans la croûte permettrait l'ascension de magmas de composition uniquement mafique et ce, directement à partir d'un réservoir très profond.

À l'intérieur des complexes gneissiques, les plutons de la suite intrusive de Chevreuil sont rares. Par contre, les dykes composites mafiques-felsiques y sont communs; ils sont rectilignes et présentent des textures réticulées isotropes. L'un de ces dykes a été daté à 1161 Ma. Ces dykes sont parfaitement intacts et l'absence de fabrique magmatique indique que les magmas se sont consolidés sans qu'il ne se soit produit d'écoulement syntectonique. La mise en place synchrone de ces dykes et des feuillets syntectoniques indique que les complexes gneissiques se sont comportés comme des entités rigides, ce qui a permis la mise en place du magma dans un milieu calme, sans écoulement forcé. Dans les domaines de marbre et de quartzite à l'extérieur des grandes zones de déformation, les magmas mafiques et felsiques se sont mis en place sous forme de dykes à texture réticulée typique. Ils présentent systématiquement des fabriques d'écoulement distinctes de la fabrique de l'encaissant et qui ont communément été reprises à l'état submagmatique; il y aurait donc eu écoulement forcé. La suite plutonique de Frontenac en Ontario, qui est elle aussi postérieure au

métamorphisme régional maximal, témoigne d'un événement compressif qui a pris fin à 1156 Ma (Corfu et Easton, 1997; Davidson et van Breemen, 2000). Contrairement aux indices qui témoignent d'un écoulement magmatique forcé systématique des corps intrusifs de la suite intrusive de Chevreuil (sauf ceux dans les complexes gneissiques compétents), les textures magmatiques des plutons et des dykes de la suite plutonique de Frontenac sont souvent isotropes. Les granites y sont aussi beaucoup plus communs que dans la suite intrusive de Chevreuil. Dans la suite AMCG de Morin, l'anorthosite prédomine par rapport au gabbro, les plutons felsiques sont particulièrement volumineux et homogènes et les dykes mafiques sont rares; ces caractéristiques diffèrent significativement de celles de la suite intrusive de Chevreuil. Toutes ces diverses formes de mise en place sont compatibles avec un partitionnement de la déformation après le métamorphisme régional maximal.

Déformation tardive par rapport à la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil

Les intrusions en feuillets et leurs encaissants gneissiques dans lesquels prédominent les foliations magmatiques et tectoniques orientées nord-sud (S_7 ; tableau 8), sont repris par des zones conjuguées de cisaillement ductile (cisaillement dextre nord-nord-est et cisaillement senestre sud-sud-est) et localement par des failles de chevauchement (fig. 74, 75). Ces structures sont recoupées par des filons granitiques cogenétiques de la suite intrusive de Chevreuil, ou ont transposé les fabriques magmatiques et, par endroits, des intrusions entières de la suite. Cette géométrie porte à croire qu'une contraction est-ouest et une distension nord-sud ont eu lieu au cours de la phase de déformation D_7 pendant et après la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil. L'analyse structurale fondée sur des données de télédétection et de terrain (Rivard et al., 1999) indique que la déformation D_7 est coaxiale et d'étendue régionale. Cette interprétation est compatible avec les indices qui révèlent qu'il y a eu métamorphisme et compression pendant la période de 1170 à 1156 Ma dans l'est de la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (Corfu et Easton, 1997).

Dans la zone de déformation de Cayamant, les plutons de monzonite ont communément été complètement déformés à l'état solide et mylonitisés. Les dykes mafiques dans les marbres encaissants sont déformés en plis à vergence ouest; par contre, ce même essaim de dykes est peu déformé plus loin à l'est (fig. 75). Ces corps intrusifs ne sont pas migmatisés. Ils ont été déformés dans des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites, indiquant qu'il y a eu rejeu de la déformation pénétrative (chevauchement vers l'ouest) de cette marge sur plusieurs kilomètres après le métamorphisme régional au faciès des granulites associé à l'orogénèse elzévirienne (fig. 75). Ces dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil servent de repères pour les failles de chevauchement nord-ouest et la distension tardive (voir Martignole et Calvert, 1996). La fabrique des brèches

tectoniques de marbre et des gneiss gris à l'ouest de la ceinture correspond à la fabrique d'effondrement en régime de distension reconnue par Harris et al. (1998). Des plis ouverts tardifs (F_8) dont les surfaces axiales sont orientées est-nord-est produisent une géométrie d'interférence en dômes et bassins (tableau 8; Harris et al., 2001). Ces plis font penser qu'il s'est produit une contraction tardive sud-sud-est.

Magmatisme alcalin potassique (1,09-1,07 Ga)

Avec plus d'une vingtaine de plutons alcalins potassiques dans la ceinture métasédimentaire centrale, dont dix au Québec, la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1090-1075 Ma) représente un exemple particulièrement bien développé et diversifié d'une suite alcaline potassique plutonique. De telles suites sont rares, les plutons alcalins potassiques étant en général peu communs et peu diversifiés (p. ex. Nash et Wilkinson, 1970; Langworthy et Black, 1978; Nelson et al., 1989; Laval et Hottin, 1992; Ayers, 1998; Ayers et Dostal, 2000). Le magmatisme alcalin potassique produit principalement des essaims de dykes de lamprophyre et de faciès extrusifs dont le volume est généralement faible (Foley et al., 1987; Rock, 1991; Blichert-Toft et al., 1996). Ce type de magmatisme comporte aussi communément des assemblages aux termes shoshonitiques ou calco-alcalins (soit moins potassiques; Thompson et Fowler, 1986; Foley et al., 1987; Rock, 1991; Müller et al., 1992; Corriveau et Gorton, 1993; Edwards et al., 1994). C'est le cas de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta.

Au Québec, les plutons alcalins de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta renferment une série shoshonitique ainsi qu'une série potassique à ultrapotassique. La série shoshonitique est constituée de diorite, de monzonite et de syénite, légèrement saturées en silice, et de syénite quartzifère ayant comme minéraux mafiques de l'amphibole et de la biotite. La série potassique à ultrapotassique est sous-saturée en silice et constituée de pyroxénite, de diorite, de monzonite, de syénite, de syénite néphélinique et de lamprophyre avec environ 20 % de biotite et un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1. Ce pourcentage de biotite dans des phases mafiques est inhabituel et permet d'identifier les plutons alcalins potassiques lors des levés de terrain. Des dykes de carbonatite affleurent dans le pluton de Gracefield; d'autres dykes de carbonatite de 1,06 Ga sont observés dans la région de la rivière Gatineau (fig. 75).

Ces roches alcalines potassiques sont très riches en aluminium, en calcium, en potassium, en terres rares légères et en éléments lithophiles à grand rayon ionique (p. ex. baryum, strontium). Elles sont pauvres en silice et en éléments traces à forte liaison atomique (p. ex. niobium, tantale) et ont une signature d'arc insulaire. Des études isotopiques indiquent 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 vers 1,3 Ga (Amelin et al., 1994; Corriveau et Amelin, 1994).

Quelques observations à l'échelle régionale permettent d'élaborer un scénario de mise en place pour la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta dans la région de Mont-Laurier. Les plutons forment un cortège d'intrusions orienté nord-est (Corriveau et al., 1990; fig. 3, 45a, d). L'orientation de l'axe long de ces plutons varie d'une intrusion à une autre. Par contre, l'emboîtement magmatique interne se fait systématiquement à partir de l'est (p. ex. plutons de Kensington, de Gracefield, de Loranger; Corriveau et Leblanc, 1995), et les âges des plutons diminuent également vers l'est, passant de 1083 Ma à 1076 Ma (Corriveau et al., 1990). Les conduits magmatiques semblent donc avoir migré vers l'est (Corriveau et Leblanc, 1995). Des xénocristaux de zircon provenant d'au moins deux des plutons étudiés ont donné des âges qui dépassent de quelque 10 Ma l'âge de cristallisation du pluton hôte. Ces âges suggèrent que la cristallisation des magmas et, par conséquent, leur ascension, ou la formation des plutons ont eu lieu sur près d'une dizaine de millions d'années.

Le scénario de mise en place des magmas qui a été élaboré à partir des travaux effectués sur le dyke de Rivard et des plutons alcalins potassiques (Corriveau et Leblanc, 1995; Morin et Corriveau, 1996) comporte (1) la génération de magmas alcalins dans le manteau à des profondeurs de plus de 75 km, (2) une période de stagnation des magmas dans le manteau ou à la base de la croûte et (3) la remontée des magmas le long de fractures (p. ex. dyke de Rivard) sous forme d'injections distinctes de plus en plus mafiques. Ces injections de magmas de composition d'abord shoshonitique puis alcaline potassique ont produit des plutons de nature composite. Ces processus ont donné lieu, par exemple, à l'intrusion litée ultrapotassique qui se trouve au cœur du pluton de Sainte-Véronique et aux phases emboîtées du pluton de Kensington (Corriveau et Leblanc, 1995).

La répartition spatiale des plutons et des dykes de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta dans la région de Mont-Laurier est compatible avec les modèles rhéologiques qui proposent que le degré de ductilité et de compétence des roches contrôle le mode de mise en place des magmas (Clemens et Mawer, 1992; Rubin, 1993; Corriveau et Leblanc, 1995). En effet, les plutons alcalins de cette région sont associés dans l'espace à du marbre, alors que les dykes cogénétiques de minette recoupent des complexes gneissiques (fig. 45a). La compétence des complexes gneissiques favorise le déplacement des magmas le long de fractures et permet de conserver des indices de l'ascension de magmas sous la forme de dykes, comme le dyke de Rivard. Par contre, l'extrême ductilité des marbres à de hautes températures (>700 °C) empêche la formation de fracture sommitale lors du déplacement des magmas. Les premiers magmas qui parviennent aux horizons de marbre ne peuvent plus poursuivre leur ascension vers la surface puisque la propagation du conduit magmatique s'arrête. Les magmas sont

alors piégés par le marbre et s'accumulent pour former un pluton (cf. Rubin, 1993). Ils réagissent avec le marbre, provoquant son dégazage, sa fracturation et son assimilation. Les magmas sont contaminés au point de former une carapace de syénite calco-silicatée hybride autour des plutons. L'apport séquentiel de magmas produit des plutons composites qui finissent par percer et déformer de façon ductile les assemblages de marbre et de gneiss encaissants pour former des auréoles structurales circulaires qui atteignent 2 km de puissance (fig. 45, 74b). L'ascension du magma deviendrait diapirique à ce stade, car l'encaissant de paragneiss mixtes et de marbre a un comportement globalement ductile qui lui permet de se mouler au pluton (Weinberg et Podladchikov, 1994). Le marbre, qui peut représenter jusqu'à 80 % des roches environnantes, est systématiquement absent le long des contacts des plutons sauf dans certains secteurs, principalement les secteurs est des plutons. Cette situation peut s'expliquer comme suit : le marbre est expulsé des assemblages métasédimentaires lors du gonflement et de l'ascension diapirique des plutons, ce qui résulte en son absence au contact même des plutons sauf dans la zone d'expulsion (fig. 75). L'expulsion préférentiellement vers l'est du marbre à l'échelle régionale suggère un certain contrôle tectonique sur la mise en place des magmas.

Orogenèse ottawienne (1,08-1,02 Ga)

Bien que la majorité des roches alcalines aient été mises en place dans un milieu anorogénique (p. ex. Woolley, 1987), une association existe entre le magmatisme alcalin et les périodes de tectonique active (p. ex. LaFlèche et al., 1991; Arnaud et al., 1992; Yagmurlu et al., 1997). À l'échelle de l'orogène de Grenville, la mise en place des plutons alcalins potassiques coïncide avec l'orogénèse ottawienne (1,08-1,02 Ga dans Rivers et Corrigan, 2000; 1,09-0,98 Ga dans Moore et Thompson, 1980; Rivers et al., 1989). On ne connaît pas de zones de cisaillement qui pourraient avoir systématiquement contrôlé la mise en place des magmas de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta, contrairement à beaucoup d'autres intrusions qui ont été étudiées en détail (p. ex. Guillet et al., 1985; Brun et al., 1990; Hutton et al., 1990). Seul le pluton de Loranger (1076 Ma) est associé à une zone de déformation reconnue comme ayant été active localement lors de la mise en place du pluton (cisaillement senestre tardif à 1078 Ma dans la zone de déformation de Labelle; Martignole et Friedman, 1998). Toutefois, les fabriques concentriques de ce pluton ne sont pas diagnostiques d'une mise en place syntectonique, bien qu'elles puissent en résulter si elles ont été formées dans une zone de dilatation (Paterson et al., 1998).

Au niveau de la zone de déformation de Cayamant, des indices d'une déformation importante sont présents dans le pluton de Baskatong, un pluton alcalin potassique d'environ 1,08 Ga. Cette déformation a vraisemblablement conduit au rééquilibrage Ar-Ar de la hornblende à 1 Ga dans cette zone et porte l'empreinte d'un rejeu tectonique de la bordure

ouest de la ceinture postérieure au magmatisme potassique. Il y a eu imbrication de divers segments crustaux à 1060 Ma dans le sud-ouest de la Province de Grenville, par exemple dans le terrane de Cabonga (Martignole et Pouget, 1995) et dans la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (Hanmer et McEachern, 1992; McEachern et van Breemen, 1993). Les roches de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, par contre, n'ont pas été métamorphisées lors de cette imbrication. Le rejeu tectonique de la bordure ouest à 1,06 Ga a donc été très partitionné. Au cœur de la ceinture métasédimentaire centrale, le granite de Guénette a été mis en place à 1060 Ma sous forme de feuillets au contact des domaines de marbre et de quartzite. Ce type de mise en place est compatible avec le rejeu local d'une bordure tectonique interne pendant cette phase de l'orogénèse (fig. 75).

Le magmatisme alcalin potassique a été généré au sein du continent laurentien. La nature des xénolites et leurs âges modèles de 1,9 Ga font penser qu'à 1,08 Ga, la croûte inférieure et le manteau supérieur dans la région de Mont-Laurier reposaient sur des roches paléoprotérozoïques en bordure de la Laurentie et non pas sur des roches archéennes. Toutefois, l'interprétation des données sismiques tirées du Programme Lithoprobe suggère la présence de roches archéennes dans la région (Martignole et Calvert, 1996). Un chevauchement tardif vers l'ouest de la ceinture pourrait avoir provoqué le métamorphisme régional de l'avant-pays (ceinture gneissique centrale et front de Grenville) il y a environ 1 Ga (Childe et al., 1993). Des chevauchements vers le nord-ouest, survenus après la mise en place du dyke de Rivard, auraient déplacé les niveaux lithosphériques supérieurs échantillonnés directement sous la surface actuelle, alors que les niveaux profonds auraient été situés plus à l'est.

Les travaux de thermochronologie Ar-Ar sur les plutons potassiques de 1083 et 1076 Ma et les gneiss indiquent que la température était d'environ 480 °C vers 1,04 Ga dans toute la ceinture sauf la région de Baskatong, où cette température a prévalu à 980 Ma (Hanes et al., 1994; Martignole et Reynolds, 1997). La ceinture s'est donc comportée comme un ensemble monolithique depuis la mise en place des plutons, sauf à sa bordure ouest. L'exhumation devait être terminée vers 900 Ma, âge à partir duquel la perte d'argon a été identique dans les feldspaths de la région de Baskatong et du reste de la ceinture (Hanes et al., 1994).

Nature de la lithosphère à 1,07 Ga

Bien que les travaux sur les xénolites du dyke de Rivard ne nous permettent pas encore d'établir une stratigraphie précise des niveaux sous-jacents, la grande diversité des types lithologiques présents montre qu'une importante section de la lithosphère a été échantillonnée et que la géologie est probablement aussi complexe en profondeur qu'en surface.

Les xénolites du dyke de Rivard se composent de dunite à spinelle, de werhlite à spinelle, de clinopyroxénite à grenat, biotite ou spinelle, de webstérite, d'orthopyroxénite, de

biotite, de granulite mafique, d'amphibolite, de roche gabbroïque, de roche calco-silicatée, de granitoïde, de gneiss, de quartzite, de mégacristaux de clinopyroxène et de feldspath potassique et de xénocristaux de grenat, de quartz et de zircon. Plusieurs de ces types de xénolites n'ont pas d'équivalents dans les affleurements de la région et représentent ainsi des échantillons du substrat lithosphérique. En plus des fragments d'encaissant (type 38; tableau 7), le gneiss à sillimanite (type 39), le quartzite bleu et gris (types 40, 41), la roche calco-silicatée (types 18 à 22) et les divers granitoïdes (types 32 à 34), roches gabbroïques (types 6, 8, 9, 29) et métabasites (types 26 à 28) proviennent vraisemblablement de la croûte moyenne ou profonde. Les xénolites de quartzite, de roche calco-silicatée et de paragneiss ne sont probablement pas des équivalents de source profonde des roches des groupes de Sourd et de Lièvre qui affleurent dans la région de Mont-Laurier, parce que ces dernières se situent structuralement au-dessus du complexe gneissique de Bondy, hôte du dyke de Rivard (fig. 74). Les xénolites méta-sédimentaires représentent ainsi un ensemble supracrustal distinct qui pourrait représenter une séquence de plate-forme rattachée à la Laurentie dont l'âge pourrait être paléoprotérozoïque si l'on en juge par les âges modèles Sm-Nd des xénolites ultramafiques (voir plus loin). Les xénolites de quartzite du type 40 ont une couleur bleue et un rubanement grossier et sont bien distincts du quartzite qui affleure dans la région. De plus, certains fragments de gneiss contiennent du grenat à texture kelyphitique; ces textures sont absentes dans les gneiss de la région. Il n'y a pas de marbre parmi les xénolites, mais les différents xénolites calco-silicatés (types 18 à 22) pourraient représenter des fragments de marbre impur de faible puissance. Les xénolites qui pourraient provenir du système hydrothermal métamorphisé du complexe gneissique de Bondy sont le gneiss à tourmaline (inclus avec le type 38), une roche à pyroxènes-phlogopite-quartz (type 22) et les xénolites de magnétite (type 37) ou de sulfures massifs (type 36). Par contre, la présence d'un fragment de gabbro très riche en sulfures (type 29) porte à croire que les xénolites de magnétite et de sulfures massifs pourraient également avoir une origine magmatique.

Les xénolites mafiques à ultramafiques du dyke de Rivard sont les témoins de l'accumulation de magmas dans la lithosphère pendant les différentes étapes de l'évolution de l'orogène de Grenville à la marge sud-est de la Laurentie. Les xénolites ultramafiques et les granulites mafiques analysés ont enregistré des pressions inférieures à 20 à 25 kbar et des températures inférieures à 1050 °C (M.L. Tellier, L. Corriveau et D. Morin, rapport géothermobarométrique et géochronologique inédit, 1995; Bonnet, 2000). Ils ont des âges modèles Nd et Pb d'environ 1,9 Ga et 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 (Amelin et al., 1994). Aucun d'entre eux n'est en équilibre isotopique avec la source du magma de la minette (Corriveau et Amelin, 1994). D'après les études isotopiques, le manteau sous la ceinture métasédimentaire centrale aurait été fortement enrichi en éléments incompatibles vers 1,3 ou 1,4 Ga au-dessus

d'une zone de subduction. Les rapports isotopiques initiaux $\epsilon_{\text{Nd}}^{(1,08 \text{ Ga})}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(1,08 \text{ Ga})}$ des clinopyroxènes analysés dans les xénolites sont similaires à ceux des plutons potassiques de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta, mais les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1,08 \text{ Ga})}$ sont significativement plus élevés. Cela 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 absence apparente de fragments provenant de la source et la présence de xénolites de clinopyroxénite micacée, possiblement cogénétiques de la minette, font penser que la minette n'est pas montée directement à partir de sa source, mais qu'elle a fait escale dans le manteau supérieur. Ainsi, les pressions de 25 kbar enregistrées par les xénolites n'indiquent que la profondeur minimale (env. 75 km) du lieu d'origine du magma.

La diversité des associations de minéraux, des signatures géochimiques et du degré de déformation dans les xénolites ultramafiques du dyke de Rivard (tableau 7) et la répartition des réflecteurs sismiques (Corriveau et Morin, 2000) suggèrent que diverses suites magmatiques se sont mises en place dans la croûte inférieure et à l'interface de la croûte et du manteau, y compris des membres de la suite intrusive de Chevreuil, et qu'il s'est produit un important magmatisme alcalin potassique polyphasé. Certains types de xénolites ressemblent à l'assemblage lithologique de Tonsina (Alaska), interprété comme la base d'un arc insulaire mature (DeBari et Coleman, 1989), et diffèrent des xénolites provenant de l'arc magmatique continental des Andes (Webera et al., 2002). Les profils de leurs éléments traces montrent une anomalie négative de niobium et de titane compatible avec une origine dans un contexte d'arc, ou encore avec une source mantellique métagénétisée au cours d'un ou de plusieurs événements de subduction antérieurs. Ces xénolites, dont certains sont déformés (p. ex. types 17 et 26), suggèrent que les restes d'au moins un arc ancien constituent la croûte profonde sous la ceinture métasédimentaire centrale. Cette composante d'arc aurait été fortement déformée et pourrait correspondre à la base d'un bloc inférieur sismiquement transparent qui affleure au niveau des complexes gneissiques (Corriveau et Morin, 2000, fig. 3). Les xénolites de gneiss et de granulites mafiques crustaux d'âge modèle paléoprotérozoïque pourraient être des équivalents des segments d'arc dans la ceinture gneissique centrale (p. ex. les domaines de Go-Home, de Rosseau et de Kiosk dans Nadeau et van Breemen, 1998, fig. 1; Slagstad et al., 2004) et en représentent peut-être le prolongement en profondeur. Ce segment crustal, en forme de biseau, a été interprété par Martignole et al. (2000) comme un prolongement de la croûte archéenne de la Province du lac Supérieur. Toutefois, aucune roche archéenne ou provenant d'une source archéenne n'a été identifiée parmi les xénolites ou dans la ceinture métasédimentaire centrale. L'âge modèle des 17 xénolites étudiés et celui des plutons potassiques (apatite et roche totale) est paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque (Amelin et al., 1994; Corriveau et Amelin, 1994; Andrews, 1997). Une

seule fraction héritée d'âge U-Pb archéen a été relevée en dépit d'analyses géochronologiques U-Pb sur un très grand nombre d'échantillons (ionisation thermique et microsonde ionique; Friedman et Martignole, 1995; Corriveau et al., 1996a, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004). Nous attribuons donc un âge paléoprotérozoïque à la croûte sous-jacente à la ceinture métasédimentaire centrale lors de la mise en place du dyke de Rivard.

Les xénolites de metabasite (types 10 à 12, 26 à 31) présentent des indications de recristallisation intense et sont interprétés comme provenant d'intrusions ou de cumulats métamorphisés. Leur source pourrait correspondre aux réflecteurs linéaires le long des bordures tectoniques (voir Corriveau et Morin, 2000, fig. 3). Il serait toutefois difficile de les distinguer d'intrusions profondes formées durant l'ascension de magmas associés à la suite intrusive de Chevreuil. Un xénolite de gneiss mafique (type 26), que recoupe un dyke de clinopyroxénite (type 6), illustre bien l'activité magmatique polyphasée.

Les xénolites mylonitiques à grain très fin, de composition ultramafique, mafique et felsique (types 11, 21, 26, 27, 31 et 38), sont les témoins de zones de failles profondes. Ils appartiennent vraisemblablement aux zones de déformation que l'on peut suivre en profondeur sur la coupe sismique Lithoprobe (fig. 74; Corriveau et Morin, 2000, fig. 3). Les fragments de gneiss granulitique, de quartzite et de gneiss grenatifère (avec des couronnes réactionnelles) indiquent la présence éventuelle d'un assemblage supracrustal en profondeur; la présence d'autres types de protolites, comme des filons de quartz fortement métamorphisés, est beaucoup moins probable.

À partir des interprétations de Corriveau et Morin (2000) résumées ci-dessus et dans la section intitulée « Typologie de la lithosphère d'après les xénolites du dyke de Rivard », la croûte peut être subdivisée comme suit. Elle comprendrait, de bas en haut et de l'ouest vers l'est, un empilement sur la ceinture gneissique centrale d'une séquence de quartzite, maintenant associée aux réflecteurs de Baskatong, d'une série de segments d'arc avec leur substratum mafique, et des séquences de marbre et de quartzite (amincies à l'ouest) qui sont structuralement au-dessus des empilements d'arcs et se prolongent en éventail sous le terrane de Morin, ce dernier étant lui-même chevauché sur les roches de la ceinture métasédimentaire centrale. Le bloc inférieur sismiquement transparent est interprété comme un empilement de fragments d'arcs gneissiques plutôt qu'un domaine lithotectonique uniforme (fig. 74; Corriveau et Morin, 2000). Ces composantes de la croûte inférieure se prolongent peut-être plus à l'est, comme l'ont proposé Martignole et al. (2000), et marqueraient une certaine continuité avec les composantes dans le complexe de la Bostonnais (Hanmer et al., 2000).

Héritage structural pré-grenvillien et post-grenvillien : implications en métallogénie et en tectonique

Les grandes structures crustales ou mantelliques et leurs intersections représentent d'importants canaux de drainage et de piégeage pour les magmas (silicatés ou sulfurés), les hydrocarbures et les fluides diagénétiques, hydrothermaux, métamorphiques ou magmatiques (p. ex. Etheridge et al., 1988; Hutton et al., 1990; Chadha, 1992; McCaffrey, 1992; Colletta et al., 1997; Pili et al., 1997a, b; Brown et Solar, 1998; Corbett et Leach, 1998; Corriveau et Morin, 2000). Dans les terrains où se sont produits des événements orogéniques polyphasés, en particulier dans les ceintures supracrustales, l'identification de ces structures peut avoir des implications importantes en métallogénie et en tectonique, tant pour l'exploration minière que pour les recherches sur l'architecture d'un orogène. Dans les bassins sédimentaires et volcano-sédimentaires soumis à une distension de la croûte, les failles normales listriques forment des réseaux reliés par des zones de transfert ou des failles subverticales à peu près perpendiculaires aux failles normales (Morley et al., 1990; Peacock et al., 2000). De telles failles de transfert ont été proposées comme contrôle structural principal ou secondaire pour divers types de gisements d'or (Corbett et Leach, 1998). Leur position est fréquemment contrôlée par des structures associées à la formation du bassin, ces structures étant elles-mêmes contrôlées par des structures préexistantes (Colletta et al., 1997). Un lien marqué peut généralement être établi entre les failles et les grandes zones de déformation, d'une part, et des hétérogénéités dans la croûte et le manteau sous-jacent, d'autre part. La persistance de discontinuités dans le manteau expliquerait pourquoi les rifts intracontinentaux ou l'ouverture des océans sont parallèles aux anciennes ceintures orogéniques (Pili et al., 1997a; Vauchez et al., 1997). Les zones de failles et les zones de transfert qui sont actives au cours de la formation d'un bassin peuvent avoir joué (et ainsi être identifiées) suivant la superposition d'une phase de compression subséquente (p. ex. Klepeis et Austin, 1997). Ces structures peuvent devenir cryptiques à la suite d'un épisode de métamorphisme élevé et être difficiles à retracer.

En tant que zones de faiblesse, les structures régionales focalisent les mouvements néotectoniques et récents, comme dans la ceinture métasédimentaire centrale (Goodacre et al., 1993; Lamontagne et al., 1994). Goodacre et al. (1993) ont documenté un alignement nord-sud marqué des épïcêtres des tremblements de terre le long de la zone de déformation de Nominigüe-Chénéville. Ils ont attribué la présence de ces épïcêtres au rejeu de cette grande structure. Cette zone de déformation et la bordure ouest de la ceinture métasédimentaire centrale représentent des corridors magmatiques où se sont mis en place des intrusions de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta. Ce type de corridor magmatique est facile à reconnaître puisqu'il correspond à des bordures tectoniques,

à de grandes failles réactivées, à de grands réseaux de drainage et à de grandes zones de sismicité. D'autres grands corridors magmatiques ne suivent pas de grandes failles connues mais peuvent représenter des zones de faiblesse et être sismiquement actifs. Par exemple, Goodacre et al. (1993) ont reconnu une série d'épicentres alignés est-ouest au nord du graben d'Ottawa-Bonnechère, entre Ottawa et Mont-Laurier. Aucune faille n'est associée à ces épicentres. En superposant le quadrillage des épicentres à une carte géologique, on peut reconnaître un alignement notable des intrusions mafiques de la suite intrusive de Chevreuil, en particulier des intrusions litées, et des plutons alcalins potassiques de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta qui ont été mis en place près de 100 Ma plus tard. L'alignement est-ouest de ces intrusions pourrait indiquer la présence de grands corridors magmatiques qui étaient actifs il y a 1,17 et 1,08 Ga et qui ont vraisemblablement joué lors de la mise en place des volcanites de Buckingham, de l'ouverture du rift avorté d'Ottawa-Bonnechère et de la mise en place de l'essai de dykes de Grenville, les rifts et les dykes ayant une orientation générale est-ouest.

Les conduits magmatiques, actifs tant au Protérozoïque qu'au Phanérozoïque, représentent peut-être des structures grenvilliennes et pré-grenvilliennes d'échelle crustale qui ont joué pendant la période du Protérozoïque à aujourd'hui, et qui concentrent encore aujourd'hui l'activité sismique. Un tel modèle pourrait expliquer la superposition des corridors magmatiques, structuraux et sismiques dans la ceinture. Les structures parallèles à l'orogène correspondent aux rampes crustales et aux discontinuités majeures observées à la surface et représentées dans les coupes sismiques Lithoprobe. Les structures cryptiques perpendiculaires à l'orogène pourraient représenter des zones de transfert. Masquent-elles des sites préférentiels de minéralisation précoce créés lors de la formation même du bassin? Qu'elles affleurent ou non, ces grandes structures influencent aujourd'hui l'activité sismique et permettent de comprendre la localisation de cette sismicité.

RÉFÉRENCES

- Abdurahman, Z., 1989. Geology and geochemistry of the Chenaux gabbro, near Renfrew, Ontario; M.Sc. thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 36 p.
- Ackermann, 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, v. 26, p. A449.
- 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, v. 94, p. 230-237.
- Ageos Sciences Inc., 1989. Levé électromagnétique hélicopté et jalonnement (région de Ste-Véronique - Grenville et Maniwaki - Buckingham); Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM 51066, 31 p.
- Agrawal, S., 1995. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites by major element compositions; The Journal of Geology, v. 103, p. 529-537.
- Allègre, C.J., Provost, A. et Jaupart, C., 1981. Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth; Nature, v. 294, p. 223-228.
- Allen, D.M. et Michel, F.A., 1999. Characterizing a faulted aquifer by field testing and numerical simulation; Ground Water, v. 36, p. 718-728.
- 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, v. 1107, p. 68.
- Andrews, O.E.G., 1997. Apatite in the Kensington and Sainte-Véronique plutons, near Mont-Laurier, Québec: an indicator of magmatic and hydrothermal processes; M.Sc. thesis, McGill University, Montréal, Québec, 92 p.
- Arculus, R.J., 1987. The tectonic significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis; in Tectonic Control on Magma Chemistry, (ed.) S.D. Weaver and R.W. Johnson; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 1-32.
- Arnaud, N.O., Vidal, P., Tapponnier, P., Matte, P. et Deng, W.M., 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications; Earth and Planetary Science Letters, v. 111, p. 351-367.
- Aubert de la Rue, E., 1948. Les régions de Nomingue et de Sicotte; Ministère des Mines, Québec, RG 23, 74 p.
- Aubert de la Rue, E., 1953. Kensington area, Gatineau and Labelle counties; Québec Department of Mines, RG 50, 38 p.
- Aubert de la Rue, E., 1956a. Régions du Lac des Trente et un Milles, districts électoraux de Papineau, de Labelle et de Gatineau; Ministère des Mines, Québec, RG 67, 30 p.
- Aubert de la Rue, E., 1956b. Régions de McGill, districts électoraux de Papineau, de Labelle et de Gatineau; Ministère des Mines, Québec, RG 68, 23 p.
- Avramtchev, L. et Piché, G., 1981. Catalogue des gîtes minéraux du Québec; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV 809, 58 p.
- Ayers, J.A., 1998. The mafic minerals in the Falcon Island ultrapotassic pluton, Lake of the Woods, Ontario: progressive reduction during fractionation; The Canadian Mineralogist, v. 36, p. 49-66.
- Ayers, J.A. et Dostal, J., 2000. Nd and Pb isotopes from the Lake of the Woods greenstone belt, northwestern Ontario: implications for mantle evolution and the formation of crust in the southern Superior Province; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 37, p. 1677-1689.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear; Royal Society of London, Proceedings, Series A, v. 225, p. 49-64.

- Baldwin, S.L., Harrison, T.M. et Fitzgerald, J.D., 1990. Diffusion of ^{40}Ar in metamorphic hornblende; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 691-703.
- Banks, D., Reimann, C., Røyset, O., Skarphagen, H. et Sæther, O.M., 1995. Natural concentrations of major and trace elements in some Norwegian bedrock groundwaters; *Applied Geochemistry*, v. 10, p. 1-16.
- Barbarin, B., 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France); *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 49-59.
- Barnes, S.-J. et Gorton, M.P., 1984. Trace element analysis by neutron activation with a low flux reactor (Slowpoke-II): results for international reference rocks; *Geostandard Newsletter*, v. 8, p. 17-23.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks; in *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems*, (ed.) D.R. Lentz; Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 11, p. 433-467.
- Barrett, T.J., Jarvis, I. et Jarvis, K.E., 1990. Rare-earth-element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge; *Geology*, v. 18, p. 583-586.
- Barrière, M., 1976. Flowage differentiation: limitation of the "Bagnold Effect" to the narrow intrusions; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 55, p. 139-145.
- Bartholomew, M.J. (ed.), 1984. The Grenville event in Appalachians and related topics; *Geological Society of America, Special Paper* 194, 287 p.
- Barton, M. et Hamilton, D.L., 1982. Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas; *Mineralogical Magazine*, v. 45, p. 267-278.
- Bates, R.L. et Jackson, J.A., 1980. *Glossary of Geology* (second edition); American Geological Institute, Virginia, 751 p.
- Bea, R., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts; *Journal of Petrology*, v. 37, p. 521-552.
- Bédard, J.H. et Hébert, R., 1996. The lower crust of Bay of Islands ophiolite, Canada: petrology, mineralogy and importance of syntexis in magmatic differentiation in ophiolites and at ocean ridges; *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 25 105-25 124.
- Bédard, J.H., Kerr, R.C. et Hallworth, M.A., 1992. Porous sidewall and sloping floor crystallization experiments using a reactive mush: implications for the self-channelization of residual melts in cumulates; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 111, p. 319-329.
- Béland, R., 1977. Région de Wakefield; Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP 461, 94 p.
- Bell, K. et Blenkinsop, J., 1980. Whole rock Rb-Sr studies in the Grenville Province of southeastern Ontario and Western Québec — a summary of report; *Current Research, Part C*; Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 152-154.
- Bellehumeur, C. et Jébrak, M., 1992. Analyse multidimensionnelle des données géochimiques appliquées à la prospection dans la région de la Gatineau; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 92-05, 43 p.
- Benisek, A. et Finger, F., 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, p. 441-451.
- Benn, K., Roest, W.R., Rochette, P., Evans, N.G. et Pignotta, G.S., 1999. Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction: the South Mountain batholith, Meguma terrane, Nova Scotia; *Geophysical Journal International*, v. 136, p. 144-158.
- Bernier, L.R. et MacLean, W.H., 1993. Lithogeochemistry of a metamorphosed VMS alteration zone at Montauban, Grenville Province; *Exploration Mining Geology*, v. 2, p. 367-386.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone; *Journal of Structural Geology*, v. 1, p. 31-42.
- 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*, v. 76, p. 109-122.
- Bethune, K.M., 1997. The Subdury dyke swarm and its bearing on the tectonic development of the Grenville Front, Ontario, Canada; *Precambrian Research*, v. 85, p. 117-146.
- Bienvenu, P., Bougeault, H., Joron, J.-L., Treuil, M. et Dmitriev, L., 1990. MORB alteration: rare-earth element / non-rare-earth hygromagmatophile element fractionation; *Chemical Geology*, v. 82, p. 1-14.
- Bingen, B. et van Breemen, O., 1998. U-Pb monazite ages in amphibolite- to granulite-facies orthogneiss reflect hydrous mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW Norway; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 132, p. 336-353.
- Bingen, B., Austrheim, H. et Whitehouse, M., 2001. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology; *Journal of Petrology*, v. 42, p. 355-375.
- Bingen, B., Demaiffe, D. et Hertogen, J., 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 1341-1354.
- Birkett, T.C., Marchildon, N., Paradis, S. et Godue, R., 1991. The Grenville Province to the east of Val d'Or, Quebec: a geological reconnaissance and a possible extension of the Abitibi greenstone belt in the Grenville Paraautochthonous Belt; *Geological Survey of Canada, Paper* 91-1C, p. 1-7.
- Bishop, A.G. et Jourdain, V., 1987. Grenville polymetallics, the Montauban and New Calumet deposits; *The Northern Miner Magazine*, v. 2/12, p. 15-17.
- Blanchard, J.-P., Boyer, P. et Gagny, C., 1979. Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne : le pincement des minéraux aux épontes; *Tectonophysics*, v. 53, p. 1-25.

- Blein, O., Corriveau, L. et LaFlèche, M.R., 2004. Cordierite-orthopyroxene white gneiss: a key to unveiling premetamorphic hydrothermal activity in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Québec; *in* Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 19-33.
- Blein, O., LaFlèche, M.R. et Corriveau, L., 2003. Geochemistry of the granulitic Bondy Gneiss Complex: a 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada; *Precambrian Research*, v. 120, p. 193-218.
- Blichert-Toft, J., Arndt, N.T. et Ludden, J.N., 1996. Precambrian alkaline magmatism; *Lithos*, v. 37, p. 97-111.
- Blumenfeld, P. et Bouchez, J.-L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states; *Journal of Structural Geology*, v. 4, p. 361-372.
- Boggs, K.J.E., 1996. Retrograde cation exchange in garnets during slow cooling of mid crustal granulites and the P-T-t trajectories from the Mont-Laurier region, Grenville Province, Québec; M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 333 p.
- Boggs, K.J.E. et Corriveau, L., 2004. Granulite-facies P-T-t paths and retrograde cation diffusion during polyphase orogenesis, western Grenville Province, Québec; *in* Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 35-64.
- Boggs, K.J.E., van Breemen, O., Corriveau, L. et Sawyer, E.W., 1994. New insights on metamorphism in the Central Metasedimentary Belt of Québec, Grenville Province; *Mineralogical Magazine*, v. 58A, p. 105-106.
- Bonnet, A.-L., 2000. Caractérisation et géothermobarométrie de xénolites du dyke de Rivard et implications sur la nature de la lithosphère précambrienne dans l'ouest de la Province de Grenville (Mont-Laurier, Québec); Diplôme d'Études approfondies, Université de Bretagne occidentale, France, 57 p.
- Bonnet, A.-L. et Corriveau, L., 2007a. Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneiss terranes; *in* Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 1035-1049.
- Bonnet, A.-L. et Corriveau, L., 2007b. Atlas et outils de reconnaissance de systèmes hydrothermaux métamorphisés dans les terrains gneissiques; *in* Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5 (DVD), 95 p.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L. et LaFlèche, M.R., 2005. Chemical imprint of highly metamorphosed volcanic-hosted hydrothermal alterations in the La Romaine Supracrustal Belt, eastern Grenville Province, Québec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1783-1814.
- Bourne, J.H., 1970a. Géologie de la région du Lac Cayamant; Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP 598, 20 p.
- Bourne, J.H., 1970b. Geology of Pythonga Lake area; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 151, 29 p.
- Bourne, J.H., 1978. Metamorphism in the eastern and southwestern portions of the Grenville Province; Geological Survey of Canada, Paper 78-10, p. 315-328.
- Brack, W., 1996. Assessment report on the Temiscamingue diamond prospect Campeau Township, Temiscamingue county, Canada, DITEM Explorations Inc; Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 53918, 20 p.
- Brew, D.A. et Morrel, R.P., 1983. Intrusive rocks and plutonic belts of southeastern Alaska, U.S.A.; Geological Society of America, Memoir 159, p. 171-193.
- Brey, G.P. et Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers; *Journal of Petrology*, v. 31, p. 1353-1378.
- Bridgwater, D., Escher, A. et Waterson, J., 1973. Dyke swarms and the persistence of major geological boundaries in Greenland; *in* The Early Precambrian of Scotland and Related Rocks of Greenland, (ed.) R.G. Park and J. Tarney; Keele University, Keele, Staffordshire, U.K., p. 137-141.
- Britton, J.M., 1979. Late-tectonic syenite and granite plutons of the Grenville Province of southwest Québec and southeast Ontario; Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 163-166.
- Brown, M. et Solar, G.S., 1998. Shear zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts; *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 211-227.
- Bruce, P.M. et Huppert, H.E., 1990. Solidification and melting along dykes by the laminar flow of basaltic magma; *in* Magma Transport and Storage, (ed.) M.P. Ryan; J. Wiley and Sons, New York, p. 87-102.
- Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P. et Vignerresse, J.-L., 1990. The Flamanville granite (northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton; Geological Society, Journal, v. 25, p. 271-286.
- Burg, J.O. et Vanderhaeghe, O., 1993. Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central); *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 1293-1301.
- Busch, J.P., Essene, E.J. et Van der Pluijm, B.A., 1996. Evolution of deep-crustal normal faults: constraints from thermobarometry in the Grenville Orogen, Ontario, Canada; *Tectonophysics*, v. 265, p. 83-100.
- Cabanis, B. et Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale; *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Série II*, vol. 309, p. 2023-2029.
- Campbell, I.H., Leshner, C.M., Coad, P., Franklin, J.M., Gorton, M.P. et Thurston, P., 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits; *Chemical Geology*, v. 45, p. 181-202.
- 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, v. 102, p. 182-192.

- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A. et Luhr, J.F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, p. 302-333.
- Carr, S., Easton, R.M., Jamieson, R.A. et Culshaw, N.G., 2000. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 193-216.
- Carrington, D.P. et Harley, S.L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 120, p. 270-291.
- Carswell, D.A., 1991. The garnet-orthopyroxene Al barometer: problematic application to natural garnet lherzolite assemblages; *Mineralogical Magazine*, v. 55, p. 19-31.
- Carter, N.L. et Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere; *Tectonophysics*, v. 136, p. 27-63.
- Chadha, R.K., 1992. Geological contacts, thermal springs and earthquakes in Peninsular India; *Tectonophysics*, v. 213, p. 367-374.
- Chapman, N.A., 1975. An experimental study of spinel clinopyroxene xenolith from the Duncansby Ness Vent, Caithness, Scotland; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 51, p. 223-230.
- Chevé, S., Gobeil, A., Clark, T., Corriveau, L. et Perreault, S., 1999. Géologie de la région du lac Manitou (SNRC 22 I/14); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-02, 69 p.
- Childe, F., Doig, R. et Gariépy, C., 1993. Monazite as a metamorphic chronometer, south of the Grenville Front, western Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1056-1065.
- Childe, F., Mungall, J.E. et Martin, R.F., 1999. U-Pb age constraints on Mesoproterozoic shoshonitic magmatism in the Bancroft terrane, Ontario; *Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts*, v. 25 (CD-ROM).
- Choinière, J., 1990. Géochimie des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau - région de Papineau-Labelle; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-32, 122 p.
- 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, Program with Abstracts*, p. 307.
- Cimon, J., Giguère, E. et Sharma, K.N.M., 1998a. Géologie de la région du lac Saint-Patrice (31K/06); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 96-12, 16 p.
- Cimon, J., Giguère, E. et Sharma, K.N.M., 1998b. Géologie de la région de Chalk River (31K/03); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-03, 16 p.
- Clauoué-Long, J.C., King, R.W. et Kerrich, R., 1990. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 98, p. 109-128.
- Clark, T., 2003. Métallogénie des métaux usuels, précieux et énergétiques, et des éléments des terres rares, région de Manitou-Wakeham, Moyenne-Côte-Nord; in *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*, (éd.) D. Brisebois et T. Clark; Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 269-326.
- Clark, T. et Gobeil, A., 1997. Indices minéralisés de Cu-Ni-Co±EGP±Au près du Petit lac Manicouagan et de la rivière Sainte-Marguerite, Plateau de Manicouagan (22O/10, 22O/11, 22O/12); Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 96-41, 56 p.
- Clark, T., Gobeil, A. et David, J., 2005. Iron oxide-Cu-Au-type and related deposits in the Manitou Lake area, eastern Grenville Province, Quebec: variations in setting, composition, and style; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1829-1847.
- Clark, T.H., Kranck, E.H. et Philpotts, A.R., 1967. Ile Ronde breccia, Montreal; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, p. 507-513.
- Clarke, D.B., Reardon, N.C., Chatterjee, A.K. et Gregoire, D.C., 1989. Tourmaline composition as a guide to mineral exploration: a reconnaissance study from Nova Scotia using discriminant function analysis; *Economic Geology*, v. 84, p. 1921-1935.
- Clemens, J.D., 1995. Phlogopite stability in the silica-saturated portion of the system $KAlO_2$ -MgO-SiO₂-H₂O: new data and a reappraisal of phase relations to 1.5 GPa; *American Mineralogist*, v. 80, p. 982-997.
- Clemens, J.D. et Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation; *Tectonophysics*, v. 204, p. 339-360.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H. et Gou, Y., 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes; *Tectonics*, v. 16, p. 777-794.
- Condie, K.C. et Selverston, J., 1999. The crust of the Colorado plateau: new views of an old arc; *The Journal of Geology*, v. 107, p. 387-397.
- Condon, P.D., 1989. Definition of a potassic-alkaline intrusive complex in the Grenville Province: the Baskatong reservoir area, Quebec; B.Sc. thesis, St. Lawrence University, Canton, New York, 71 p.
- Conway, C.M., 1994. Precambrian massive sulfide deposits in amphibolite and granulite-facies rocks, western Arizona and southeastern California; *United States Geological Survey, Circular 1103-A*, p. 18.
- Corbett, G.J. et Leach, T.M., 1998. Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralisation; *Society of Economic Geologists, Special Publication No. 6*, 236 p.
- Corfu, F. et Davis, D.W., 1991. Comment on "Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation"; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 545-552.
- Corfu, F. et Easton, R.M., 1997. Sharbot Lake terrane and its relationships to Frontenac terrane, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province: new insights from U-Pb geochronology; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 1239-1257.

- Cornell, D.H., Humphreys, H.C., Theart, H.F.J. et Scheepers, D.J., 1992. A collision-related pressure-temperature-time path for Prieska copper mine, Namaqua-Natal tectonic province, South Africa; *Precambrian Research*, v. 59, p. 43-72.
- Corrigan, D. et Hanmer, S., 1997. Anorthositic and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere?; *Geology*, v. 25, p. 61-64.
- Corrigan, D. et van Breemen, O., 1997. U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 299-316.
- Corriveau, L., 1982. Physical conditions of the regional and retrograde metamorphism of the Chicoutimi area, Québec; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 264 p.
- Corriveau, L., 1989. Potassic alkaline plutonism in the southwestern Grenville Province; Ph.D. thesis, McGill University, Montréal, Quebec, 263 p.
- Corriveau, L., 1990. Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism; *Geology*, v. 15, p. 614-617.
- Corriveau, L., 1991. Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southwestern Grenville Province: plutonic assemblages as indicators of tectonic setting; *Geological Survey of Canada, Paper 91-1C*, p. 89-98.
- Corriveau, L., 2007. Fe oxide copper-gold deposits: a Canadian perspective; in *Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 307-328.
- 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*, p. 68.
- Corriveau, L. et Bonnet, A.-L., 2001. Volcanisme pyroclastique protérozoïque dans le Groupe de Wakeham, région des lacs Musquaro et d'Auteuil, Province de Grenville, Québec; *Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2001-D18*, 11 p.
- Corriveau, L. et Bonnet, A.-L., 2005. Pinwarian (1.5 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1749-1782.
- Corriveau, L. et Clark, T., 2005. The Grenville Province: a geological and mineral resources perspective derived from government and academic research initiatives; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1637-1642.
- Corriveau, L. et Gorton, M.P., 1987. Potential economic significance of Precambrian potassic plutons in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province of Quebec; *Geological Survey of Canada, Paper 87-1A*, p. 897-899.
- 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*, v. 113, p. 262-279.
- Corriveau, L. et Jourdain, V., 1992. Terrane characterization in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville orogen, Lac Nominie map area, Québec; *Geological Survey of Canada, Paper 92-1C*, p. 81-90.
- Corriveau, L. et Jourdain, V., 1993. Géologie de la région de lac Nominie (SNRC 31J/6); *Commission géologique du Canada, Dossier public 2641*, échelle de 1/50 000.
- Corriveau, L. et Jourdain, V., 2000. Lac Nominie - 31J06; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J06-C3G-99L*, échelle de 1/50 000.
- Corriveau, L. et Leblanc, D., 1995. Sequential nesting of magmas in marble, SW Grenville Province, Québec: from fracture propagation to diapirism; *Tectonophysics*, v. 246, p. 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*, échelle de 1/50 000.
- Corriveau, L. et Madore, L., 2000. Duhamel - SNRC 31J03; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J03-C3G-99L*, échelle de 1/50 000.
- Corriveau, L. et Morin, D., 2000. Modelling 3D architecture of western Grenville from xenoliths, styles of magma emplacement and Lithoprobe reflectors; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 235-251.
- Corriveau, L. et Rivard, B., 1997. De la source à la surface : l'extraction, le transport et la mise en place de magmas, et leur utilité pour discriminer et caractériser les événements orogéniques dans le sud-ouest de la Province de Grenville, Québec; *Association géologique du Canada / Association minéralogique du Canada, Livret-guide B4*, 82 p.
- Corriveau, L. et Sharma, K.N.M., 1990. Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southwestern Grenville Province; *LITHOPROBE Abitibi-Grenville transect, Workshop report III*, p. 49-53.
- Corriveau, L. et van Breemen, O., 2000. Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Québec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 253-269.
- Corriveau, L., Blein, O. et LaFlèche, M.R., 1997. Progress report on the Bondy gneiss complex and its cupriferous hydrothermal system, Mont-Laurier area; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 54804*, 133 p.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L., van Breemen, O. et Pilote, P., 2003. Tracking the Wakeham Group volcanic rocks and associated copper-iron oxide hydrothermal activity from La Romaine eastward, Eastern Grenville Province, Québec; *Geological Survey of Canada, Current Research 2003-C12*, 11 p.
- Corriveau, L., Gold, D., Bédard, J. et Bourne, J.H., 1989. Alkaline and calc-alkaline complexes of southern Québec; *Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Guidebook B3*, 129 p.
- 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*, v. 105, p. 473-485.

- 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; *in* Recherches en cours 1994-C; Commission géologique du Canada, p. 355-365.
- Corriveau, L., Morin, D., Tellier, M., Amelin, Y. et van Breemen, O., 1996a. Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites, témoins de la lithosphère sous-jacente à la Province de Grenville à 1.08 Ga et des mécanismes de mise en place des minettes; *in* La recherche de diamants au Canada, (éd.) A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. Dilabio et K.A. Richardson; Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 139-142.
- Corriveau, L., Morin, D., van Breemen, O., Rivard, B., Tremblay, P., Boggs, K.J.E. et Deschênes, G., 1995. Magmatisme et hydrothermalisme dans la Ceinture métasédimentaire du Québec; implications tectoniques et métallogéniques; Guide d'excursion, Amis du Grenville, 28 p.
- Corriveau, L., Perreault, S. et Davidson, A., 2007. Prospective metallogenic settings of the Grenville Province; *in* Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 819-847.
- Corriveau, L., Rivard, B. et van Breemen, O., 1998. Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: implications for tectonic analysis; *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1191-1204.
- Corriveau, L., Tellier, M. et Morin, D., 1996b. 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; Commission géologique du Canada, Dossier public 3078, 73 p.
- Couture, G., 1996. Hydrogéochimie d'eaux souterraines dans la Ceinture métasédimentaire centrale de la Province géologique de Grenville, Québec; Mémoire de maîtrise, INRS-Géoressources, Sainte-Foy, Québec, 115 p.
- Cruden, A.R., 1998. On the emplacement of tabular granites; *Geological Society, Journal*, v. 155, p. 853-862.
- Cruden, A.R. et Laneau, P., 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt; *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 677-691.
- Cuney, M. et Kish, L., 2004. Minéralisations uranifères et fusion crustale: l'exemple de Mont Laurier (Québec, Canada); 72^{ième} congrès de l'ACFAS, C-202 Premières journées De Launay, Programme et résumés, < <http://www.acfas.ca> > [consultation le 25 mars 2008].
- Currie, K.L., 1976. The alkaline rocks of Canada; *Geological Survey of Canada, Bulletin* 239, p. 198-201.
- Dalziel, I.W.D., Mosher, S. et Gahagan, L.M., 2000. Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia; *The Journal of Geology*, v. 108, p. 499-513.
- Daniellou, P., 1994. Le graphite naturel cristallin : un marché difficile. L'exemple de Stratmin graphite; Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 94-09, 12 p.
- Davidson, A., 1984. Identification of ductile shear zones in the southwestern Grenville Province of the Canadian Shield; *in* Precambrian Tectonics Illustrated, (ed.) A. Kröner and R. Greiling; E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany, p. 263-279.
- Davidson, A., 1995. A review of the Grenville orogen in its North American type area; Australian Geological Survey Organisation, *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 16, p. 3-24.
- Davidson, A., 1998. Geological map of the Grenville Province, Canada and adjacent parts of the United States of America; Geological Survey of Canada, Map 1947A, scale 1:2 000 000.
- Davidson, A. et van Breemen, O., 1988. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 291-299.
- Davidson, A. et van Breemen, O., 2000. Age and extent of the Frontenac plutonic suite in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, southeastern Ontario; Geological Survey of Canada, Current Research 2000-F4; Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 13, 15 p.
- Deb, M., Tiwary, A. et Palmer, M.R., 1997. Tourmaline in Proterozoic massive sulfide deposits from Rajasthan, India; *Mineralium Deposita*, v. 32, p. 94-99.
- DeBari, S.M. et Coleman, R.G., 1989. Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska; *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 4373-4391.
- Deblond, A., 1990. Late Kibaran layered igneous rocks from eastern Burundi. A progress report; *International Geological Correlation Program 255 Newsletter/Bulletin*, v. 3, p. 9-17.
- Deblond, A. et Tack, L., 1999. Main characteristics and review of mineral resources of the Kabanga-Musongati mafic-ultramafic alignment in Burundi; *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, p. 313-328.
- de Kimpe, C. et Miles, N., 1997. Clays and other minerals in the Laurentian Highlands southwestern Quebec; 11th International Clay Conference, Ottawa, Canada, Guidebook F1, 31 p.
- de Lorraine, W.F. et Dill, D.B., 1982. Structure, stratigraphic controls and genesis of the Balmat zinc deposits, NW Adirondacks, New York; *in* Precambrian Sulphide Deposits, (ed.) R.W. Hutchinson, C.D. Spence, and J.M. Franklin; Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 571-596.
- Demény, A., Sharp, Z.D. et Pfeifer, H.-R., 1997. Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartz phyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 128, p. 247-260.
- Dickinson, A.P. et McNutt, R.H., 2007. The Central Metasedimentary Belt (Grenville Province) as a failed back-arc rift zone: Nd isotope evidence; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 259, p. 97-106.
- DIGIM inc., 1989. Grenville de la région Gatineau-Mauricie; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-27.

- Dimroth, E., 1966. Deformation in the Grenville Province between Gatineau and Petite Nation River; *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, v. 105, p. 93-109.
- Dirks, P. et Hand, M., 1991. Structural and metamorphic controls on the distribution of zircon in an evolving quartzofeldspathic migmatite: an example from the Reynolds Range, central Australia; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 191-201.
- Doig, R., 1991. U-Pb zircon dates of the Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Quebec; *The Journal of Geology*, v. 99, p. 729-738.
- Doig, R. et Barton, J.M., Jr., 1968. Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 5, p. 1401-1407.
- Dommanget, A., Milési, J.P. et Diallo, M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit: a polymorph type in the Early Proterozoic of Mali (West Africa); *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 253-263.
- Dostal, J., 1975. Geochemistry and petrology of the Loon Lake pluton, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 12, p. 1331-1345.
- Dubé, B. et Gosselin, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits; in *Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 49-73.
- Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M. et Galley, A., 2007. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits; in *Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 75-94.
- Dunbar, N.W., Jacobs, G.K. et Naney, M.T., 1995. Crystallization processes in an artificial magma: variations in crystal shape, growth rate and composition with melt cooling history; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 120, p. 412-425.
- 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, Québec, DP 89-08, échelle de 1/20 000.
- Durocher, M.E., 1977. Petrology of the Gracefield pluton; M.Sc. thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 143 p.
- Easton, R.M., 1992. The Grenville Province and the Proterozoic history of central and southern Ontario; in *Geology of Ontario*, (ed.) P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe, and G.M. Scott; Ontario Geological Survey, Special Volume 4, p. 715-904.
- Easton, R.M., 2000. Metamorphism of the Canadian Shield, Ontario, Canada. II. Proterozoic metamorphic history; *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 319-344.
- Eaton, D.W., Hynes, A., Indares, A. et Rivers, T., 1995. Seismic image of eclogites, crustal-scale extension, and Moho relief in the eastern Grenville Province, Quebec; *Geology*, v. 23, p. 855-858.
- Eaton, P.C. et Setterfield, T.N., 1993. The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua caldera, Fiji; *Economic Geology*, v. 88, p. 1053-1083.
- Edwards, C.M.H., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morris, J.D., Leeman, W.P. et Harmon, R.S., 1994. The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser Complex, east Java, Indonesia; *Journal of Petrology*, v. 35, p. 1557-1595.
- Elburg, M.A. et Foden, J., 1999. Geochemical response to varying tectonic settings: an example from southern Sulawesi (Indonesia); *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 1155-1172.
- 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*, v. 71, p. 13-22.
- Emslie, R.F. et Hegner, E., 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada; *Chemical Geology*, v. 106, p. 279-298.
- Emslie, R.F. et Hunt, P.A., 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province; *The Journal of Geology*, v. 98, p. 213-231.
- Engel, A.E., 1956. Apropos the Grenville; in *The Grenville Problem*, (ed.) J.E. Thompson; The Royal Society of Canada, Special Publications, v. 1, p. 74-96.
- England, P.C. et Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust; *Journal of Petrology*, v. 25, p. 894-928.
- Esperança, S. et Holloway, J.R., 1986. The origin of the high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable f_{O_2} and a_{H_2O} ; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, p. 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*, v. 95, p. 207-216.
- Etheridge, M.A., Symonds, P.A. et Powell, T.C., 1988. Application of the detachment model for continental extension to hydrocarbon exploration in extensional basins; *The Australian Petroleum Exploration Association Journal*, v. 28, p. 167-187.
- Ethier, V.G. et Campbell, F.A., 1977. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 2348-2363.
- Faessler, C.W., 1948. Région du Lac Simon, Comté de Papineau; Ministère des Mines, Québec, RG 033, 40 p.
- Finnerty, A.A. et Ridgen, S.M., 1981. Olivine barometry: application to pressure estimation for terrestrial and lunar rocks; *Proceedings, Lunar and Planetary Science XII*, Houston, Texas, March 16-20, 1981, p. 279-281.
- Fleischer, R. et Routhier, P., 1973. The consanguineous origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil); *Economic Geology*, v. 68, p. 11-22.
- Floyd, P.A. et Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements; *Chemical Geology*, v. 21, p. 291-306.

- Foley, S.F., 1992. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints; *Lithos*, v. 28, p. 187-204.
- 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*, v. 24, p. 81-134.
- Fowler, T.J., 1994. Sheeted and bulbous pluton intrusion mechanisms of a small granitoid from southeastern Australia: implications for dyke-to-pluton transformation during emplacement; *Tectonophysics*, v. 234, p. 197-215.
- Franklin, J.M., 1996. Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques; in *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, (rév.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe; Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n° 8 (aussi *The Geology of North America*, vol. P-1, Geological Society of America), p. 174-202.
- Fraser, G., Ellis, D. et Eggins, S., 1999. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks; *Geology*, v. 25, p. 607-610.
- 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; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 2103-2114.
- Frietsch, R., 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type; *Economic Geology*, v. 73, p. 478-485.
- Fritz, P. et Frape, S.K., 1987. Geochemical trends for groundwaters from the Canadian Shield; in *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks*, Ottawa, (ed.) P. Fritz and S.K. Frape; Geological Association of Canada, Special Paper 33, p. 19-38.
- Fu, W., Corriveau, L., LaFlèche, M.R. et Blein, O., 2003. Birdwing-shaped REE profiles and Nb/Ta, Zr/Hf ratios in the Bondy Gneiss Complex, Grenville Province, Québec: sensitive geochemical markers of fossil hydrothermal systems in high grade metamorphic terrains; *Canadian Institute of Mining, 105th Annual General Meeting, Technical Paper (CD-ROM)*.
- Gaffield, C., 1994. Histoire de l'Outaouais; Collection Les Régions du Québec, Institut national de la recherche scientifique (INRS-Culture et société), vol. 6, 876 p.
- Galley, A.G., 1995. Target vectoring using lithogeochemistry: applications to the exploration for volcanic-hosted massive sulphide deposits; *Canadian Institute of Mining Bulletin*, v. 88, p. 15-27.
- Galley, A.G., Hannington, M.D. et Jonasson, I.R., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits; in *Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 141-161.
- Gandhi, S.S. et Bell, R.T., 1996. Gîtes de fer, de cuivre, d'uranium, d'or et d'argent de type Kiruna / Olympic Dam; in *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, (rév.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe; Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n° 8 (aussi *The Geology of North America*, vol. P-1, Geological Society of America), p. 569-579.
- Gapais, D., Pêcher, A., Gilbert, E. et Ballèvre, M., 1992. Synconvergence spreading of the higher Himalaya crystalline in Ladakh; *Tectonics*, v. 11, p. 1045-1056.
- Gauthier, M., 1982. Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 82-03, 105 p.
- Gauthier, M. et Brown, A.C., 1986. Zinc and iron metallogeny in the Maniwaki - Gracefield district, southwestern Québec; *Economic Geology*, v. 81, p. 89-112.
- Gauthier, M. et Chartrand, F., 2005. Metallogeny of the Grenville Province revisited; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1719-1734.
- Gauthier, M., Bernard, J., Poirier, G., Villeneuve, D., Bishop, C., King, L., Soever, A. et Meusy, G., 1988. Gîtes métallifères dans le sud du Grenville - livret-guide d'excursion; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 88-10, 50 p.
- Gauthier, M., Brown, A.C. et Morin, G., 1987. Small iron formations as a guide to base- and precious-metal deposits in the Grenville Province of southern Quebec; in *Precambrian Iron Formation*, (ed.) P.W. Appel and G.L. La Berge; Theophrastus, Athens, p. 297-327.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A. et David, J., 2004a. The Kwyjibo Cu-REE-U-Au-Mo-F property, Quebec: a Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the northeastern Grenville Province; *Economic Geology*, v. 99, p. 1177-1196.
- Gauthier, M., Corriveau, L. et Chouteau, M., 2004b. Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits of the Central Metasedimentary Belt, southwestern Québec and southeastern Ontario Grenville Province; *Premières Journées De Launay, Post-symposium Field Trip Guidebook*, 20 p.
- Gauthier, M., Morin, G. et Marcoux, P., 1985. Minéralisations aurifères de la partie centrale de la Province de Grenville, Bouclier canadien; *Canadian Institute of Mining Bulletin*, v. 78-874, p. 60-68.
- Geringer, G.J., Humphreys, H.C. et Scheepers, D.J., 1994. Lithostratigraphy, protolithology, and tectonic setting of the Areachap Group along the eastern margin of the Namaqua Mobile Belt, South Africa; *South Africa Journal of Geology*, v. 97, p. 78-100.
- German, C.R., Klinkhammer, G.P., Edmond, J.M., Mitrat, A. et Elderfield, H., 1990. Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean; *Nature*, v. 345, p. 516-518.
- Gibson, H.L. et Watkinson, D.H., 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec; in *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, (ed.) M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 119-133.
- Giguère, É., Hébert, R., Sharma, K.N.M. et Cimon, J., 1998. Les roches ultramafiques de la région de Témiscaming et de Fort-Coulonge; Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 98-05, p. 41.
- Gobeil, A., 1997. Géologie de la région du Grand Mesnil (SNRC 22O/05); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 96-04, 11 p.

- Gobeil, A., Brisebois, D., Clark, T., Verpaerst, P., Madore, L., Wodicka, N. et Chevé, S., 2003. Synthèse géologique de la région de Manitou-Wakeham (Moyenne-Côte-Nord); *in* Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, (ed.) D. Brisebois et T. Clark; Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 9-58.
- Gobeil, A., Chevé, S., Clark, T., Corriveau, L., Nabil, H., Togola, N. et Saint-Germain, P., 2000. Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 22I/11 et 22I/12); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-09, 45 p.
- Gobeil, A., Chevé, S., Clark, T., Corriveau, L., Perreault, S., Dion, D.J. et Nabil, H., 1999. Géologie de la région du lac Nipisso (SNRC 22I/13); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-19, 60 p.
- Goodacre, A.K., Bonham-Carter, G.F., Agterberg, F.P. et Wright, D.F., 1993. A statistical analysis of the spatial association of seismicity with drainage patterns and magnetic anomalies in western Quebec; *Tectonophysics*, v. 217, p. 285-305.
- Gorton, M.P., 1977. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1257-1270.
- Gower, C.F., 1996. The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada; *in* Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region, (ed.) T.S. Brewer; Geological Society, Special Publication, v. 112, p. 197-218.
- Gower, C.F., McConnell, J.W. et van Nostrand, T., 1995. New mineral-exploration targets in the Pinware Terrane, Grenville Province, southwest Labrador; Newfoundland and Labrador Geological Survey, Report No. 95-1, p. 15-24.
- Grant, A.G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D.R., Cannon, W.F., Lee, M.W., Agena, W.F., Behrendt, J.C. et Hinze, W.J., 1988. Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes; *Geology*, v. 16, p. 788-792.
- Grant, J.A., 1968. Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages; *American Journal of Science*, v. 266, p. 908-931.
- Grant, N.K. (ed.), 1993. Origin and structure of the Hyde School Gneiss sequence in the Carthage-Colton mylonite zone; Friends of Grenville field trip, Adirondack Lowlands, 63 p.
- Green, T.H. et Adam, J., 1991. Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 341-347.
- Greenwood, H.J., 1989. On models and modeling; *The Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 1-14.
- Griffin, W.L. et O'Reilly, S.Y., 1987. Is the continental Moho the crust-mantle boundary?; *Geology*, v. 15, p. 241-244.
- Griffin, W.L., Slack, J.F., Ramsden, A.R., Win, T.T. et Ryan, C.G., 1996. Trace elements in tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites: geochemical controls and exploration applications; *Economic Geology*, v. 91, p. 657-675.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. et Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2469-2482.
- Guillet, P., Bouchez, J.-L. et Vigneresse, J.-L., 1985. Le complexe granitique de Plouaret (Bretagne) : mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés; *Société géologique de France, Bulletin*, vol. 8, p. 503-513.
- Guiraud, M., Powell, R. et Cottin, J.-Y., 1996. Hydration of orthopyroxene-cordierite bearing assemblages at Laouni, Central Hoggar, Algeria; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 467-476.
- Guo, A. et Dickin, A.P., 1996. Tectonic significance of Nd model age mapping in the Grenville Province of western Québec; *Precambrian Research*, v. 77, p. 231-241.
- Hammarstrom, J.M. et Zen, E.-A., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer; *American Mineralogist*, v. 71, p. 1297-1313.
- Hanchar, J.M. et Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories; *Chemical Geology*, v. 110, p. 1-13.
- Hand, M., Scrimgeour, E., Powell, R., Stüwe, K. et Wilson, C.J.L., 1994. Metapelitic granulites from Jetty Peninsula, east Antarctica: formation during a single event or by polymetamorphism?; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, p. 557-573.
- 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; *Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts*, v. 19, p. A46.
- Hanmer, S., 1988. Ductile thrusting at mid-crustal level, southwestern Grenville Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 1049-1059.
- Hanmer, S. et Ciesielski, A., 1984. A structural reconnaissance of the northwest boundary of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario and Quebec; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 121-131.
- Hanmer, S. et McEachern, S.J., 1992. Kinematical and rheological evolution of a crustal-scale ductile thrust zone, Central Metasedimentary Belt, Grenville orogen, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1779-1790.
- Hanmer, S. et Passchier, C.W., 1991. Shear-sense indicators: a review; *Geological Survey of Canada, Paper* 90-17, 72 p.
- Hanmer, S., Corrigan, D., Pehrsson, S. et Nadeau, L., 2000. SW Grenville Province, Canada: the case against post-1.4 Ga accretionary tectonics; *Tectonophysics*, v. 319, p. 33-51.
- Hanmer, S., Mengel, F., Connelly, J. et van Gool, J., 1997. Significance of crustal-scale shear zones and synkinematic mafic dykes in the Nagssugtoqidian orogen, SW Greenland: a re-examination; *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 59-75.
- Hansteen, T.H., Klügel, A. et Schmincke, H.-U., 1998. Multi-stage magma ascent beneath the Canary Islands: evidence from fluid inclusions; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 132, p. 48-64.
- Harley, S.L., 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 359-373.

- Harley, S.L., 1985. Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole-bearing gneisses from Enderby Land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 3, p. 179-200.
- Harris, J., Graham, D., Newton, R., Yatabe, S. et Miree, H., 1992. Regional structural reconnaissance of the southwestern Grenville Province using remotely-sensed imagery; *in* *Basement Tectonics 7*, (ed.) R. Mason; Kluwer Academic Publisher, Netherlands, p. 441-463.
- Harris, L., Rivard, B. et Corriveau, L., 1998. Crustal-scale extensional collapse of the Elzevir orogen, Grenville Province, SW Quebec imaged by Lithoprobe; *Geological Society of Australia, Abstracts*, v. 50, p. 39.
- Harris, L., Rivard, B. et Corriveau, L., 2001. Structure of the Lac Nominingue-Chénéville zone in the Mont-Laurier region, Central Metasedimentary Belt, Québec, Grenville Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 787-802.
- Harris, M., 1991. Petrology, geochemistry, and field studies on the Skootamatta pluton in the central Grenville Province, eastern Ontario; B.Sc. thesis, University of Windsor, Windsor, Ontario, 58 p.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. et Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism; *in* *Collision Tectonics*, (ed.) M. Coward and A.C. Ries; Geological Society, Special Publication no. 19, p. 67-81.
- Harrison, T.M., Duncan, I. et McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and composition effects; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2461-2468.
- Harrison, T.M., Lovera, O.M. et Heizler, M.T., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for alkali feldspars containing diffusion domains with differing activation energy; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1435-1448.
- Harte, B. et Gurney, J.J., 1981. The mode of formation of chromium-poor megacryst suites from kimberlites; *Journal of Geology*, v. 89, p. 749-753.
- Hashiguchi, H., Yamada, R. et Inoue, T., 1983. Practical application of low Na_2O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefectural, Japan; *in* *The Kuroko Massive Sulfide Deposits*, (ed.) H. Ohmoto and B.J. Skinner; Economic Geology, Monograph 5, p. 387-394.
- Heaman, L.M. et Machado, N., 1992. Timing and origin of mid-continent rift alkaline magmatism, North America: evidence from the Coldwell Complex; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 289-303.
- Heaman, L.M. et Smalley, P.C., 1994. A U-Pb study of the Morkheia Complex and associated gneisses, southern Norway: implications for disturbed Rb-Sr system and for the temporal evolution of Mesoproterozoic magmatism in Laurentia; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 1899-1911.
- Heaman, L.M., Bowins, R. et Crocket, J., 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 1597-1607.
- Hébert, C. et Nantel, S., 1999. Géologie de la région de l'Ascension (SNRC 31J/10); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-03, 31 p.
- Hébert, C., Lacoste, P., Nantel, S. et Nadeau, J., 1996. L'Ascension (SNRC 31J/10); Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J10-C3G-96K, échelle de 1/50 000.
- Hébert, Y., 1988. Géologie de la région de Buckingham; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 88-11.
- Henry, D.J. et Dutrow, B.L., 1992. Tourmaline in a low grade clastic sedimentary rocks: an example of the petrogenetic potential of tourmaline; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 112, p. 203-218.
- Henry, D.J. et Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine; *American Mineralogist*, v. 70, p. 1-15.
- Hetu, R.J. et Corriveau, L., 1992. Levé géophysique aéroporté, Bouchette, Québec; Commission géologique du Canada, Séries géophysiques 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 Quinville; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV 816, 28 p.
- Hogarth, D.D., 1997. Carbonatites, fenites and associated phenomena near Ottawa; Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Guidebook A4.
- Hogarth, D.D. et van Breemen, O., 1996. Geology and age of the Lac à la Perdrix fenite, southern Gatineau district, Quebec; *in* *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 9*; Geological Survey of Canada, Current Research 1995-F, p. 33-41.
- Hogarth, D.D., Hartree, R., Loop, J. et Solberg, T.N., 1985. Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec; *American Mineralogist*, v. 70, p. 1135-1142.
- Hollister, L.S. et Crawford, M.L., 1986. Melt-enhanced deformation: a major tectonic process; *Geology*, v. 14, p. 558-561.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. et Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons; *American Mineralogist*, v. 72, p. 231-239.
- Hudson, N.F.C. et Harte, B., 1985. K_2O -poor, aluminous assemblages from the Buchan Dalradian and the variety of orthoamphibole assemblages in aluminous bulk compositions in the amphibolite facies; *American Journal of Science*, v. 285, p. 224-266.
- Hunter, R.H., 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks; *in* *Origins of Igneous Layering*, (ed.) I. Parsons; NATO ASI Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, v. 196, p. 473-503.
- Huppert, H.E. et Sparks, S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust; *Journal of Petrology*, v. 29, p. 599-624.
- Hutton, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies; *Royal Society of Edinburgh, Transaction, Earth Sciences*, v. 79, p. 245-255.

- Hutton, D.H.W., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism; Royal Society of Edinburgh, Transaction, Earth Sciences, v. 83, p. 377-382.
- Hutton, D.H.W., Dempster, T.J., Brown, P.E. et Becker, S.D., 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones; *Nature*, v. 343, p. 452-455.
- Hyndman, R.D., Currie, C. et Mazzotti, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat; *GSA Today*, v. 15, no. 2, p. 4-10.
- Indares, A., 1982. L'évolution des conditions de température et de pression pendant le métamorphisme catazonal dans la région de Maniwaki, Province de Grenville, Bouclier canadien; Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Montréal, Québec, 255 p.
- Indares, A. et Dunning, G., 1997. Coronitic metagabbro and eclogite from the Grenville Province of western Quebec: interpretation of U-Pb geochronology and metamorphism; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 891-901.
- Indares, A. et Martignole, J., 1984. Evolution of P-T conditions during a high-grade metamorphic event in the Maniwaki area (Grenville Province); *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, p. 853-863.
- Indares, A. et Martignole, J., 1985. Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: evaluation of equilibrium criteria; *The Canadian Mineralogist*, v. 23, p. 187-193.
- Indares, A. et Martignole, J., 1989. The Grenville Front south of Val d'Or; *Tectonophysics*, v. 157, p. 221-239.
- Indares, A. et Martignole, J., 1990a. Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the parautochthonous and allochthonous polycyclic belts, Grenville Province, western Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 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 Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 371-386.
- Irvine, T.N., 1980. Magmatic density currents and cumulus processes; *American Journal of Science*, v. 280, p. 1-58.
- Irvine, T.N., 1987. Glossary of terms for layered intrusions; in *Origins of Igneous Layering*, (ed.) I. Parsons; NATO ASI Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, v. 196, p. 641-647.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Irvine, T.N., Andersen, J.C.O. et Brooks, C.K., 1998. Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: geologic relations and the origin of rhythmic modally graded layers; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 110, p. 1398-1447.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. et Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes; *Mining Geology*, v. 26, p. 105-117.
- Ishizuka, O., Yuasa, M. et Uto, K., 2002. Evidence of porphyry copper-type hydrothermal activity from a submerged remnant back-arc volcano of the Izu-Bonin arc: implications for the volcanotectonic history of back-arc seamounts; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 198, p. 381-399.
- Jacoby, R., 1975. Région du réservoir Baskatong; Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG 167, 51 p.
- Jiang, S.-Y., Palmer, M.R., Li, Y.-H. et Xue, C.-J., 1995. Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling, China: implications for hydrothermal ore-forming processes; *Mineralium Deposita*, v. 30, p. 225-234.
- Jiang, S.-Y., Palmer, M.R., Peng, Q.M. et Yang, J.H., 1997. Chemical and stable isotopic compositions of Proterozoic metamorphosed evaporites and associated tourmalinites from the Houxianyu borate deposit, eastern Liaoning, China; *Chemical Geology*, v. 135, p. 1889-211.
- Katz, M.B., 1973. Région de Rolland, Cousineau, Legendre; Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG 153, 126 p.
- Ketchum, J.W.F. et Davidson, A., 2000. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 217-234.
- Kirkham, R.V. et Sinclair, W.D., 1996. Gîtes porphyriques de cuivre, de molybdène, d'or, de tungstène, d'étain et d'argent; in *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, (rév.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe; Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n° 8 (aussi *The Geology of North America*, vol. P-1, Geological Society of America), p. 468-495.
- Kish, L., 1977. Patibre (Axe) lake area; Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV 487, 15 p.
- Kish, L. et Bourque, Y., 1982. Région du lac Norman; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 83-12, échelle de 1/10 000.
- Klemperer, S.L., Brown, L.D., Oliver, J.E., Ando, C.J., Czuchra, B.L. et Kaufman, S., 1985. Some results of COCORP seismic reflection profiling in the Grenville-age Adirondack Mountains, New York State; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 141-153.
- Klepeis, K.A. et Austin, J.A., Jr., 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes; *Tectonics*, v. 16, p. 755-776.
- Kley, J. et Eisbacher, G.H., 1999. How alpine or himalayan are the central Andes?; *International Journal of Earth Sciences*, v. 88, p. 175-189.
- Kretz, R., 1966. Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks; *Journal of Petrology*, v. 7, p. 68-94.
- Kretz, R., 1977. Fort-Coulonge - Otter Lake - Kazabazua area, Pontiac - Temiscamingue and Gatineau electoral districts; Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV 514, 309 p.
- Kretz, R., 1980. Occurrence, mineral chemistry, and metamorphism of Precambrian carbonate rocks in a portion of the Grenville Province; *Journal of Petrology*, v. 21, p. 573-620.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals; *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279.

- Kretz, R., 1990. Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otter Lake area, Quebec; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 8, p. 493-506.
- Kretz, R., 1994. Petrology of veined gneisses of the Otter complex, southern Grenville Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 835-851.
- Kretz, R., 1997. Metamorphic crystallization: examples from the Ottawa valley and Laurentian highlands; Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Guidebook A6, 28 p.
- Kretz, R., Jones, P. et Hartree, R., 1989. Grenville metagabbro complexes of the Otter Lake area, Québec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 215-230.
- Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites; *Lithos*, v. 56, p. 75-96.
- Krogh, E.J., 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - reinterpretation of existing experimental data; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 44-48.
- Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 485-494.
- 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*, v. 46, p. 637-649.
- Label-Drolet, S. et Avramtchev, L., 1979. Gîte minéraux du Québec, Région de l'Abitibi, feuillet Deep River; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte M314, 31K, échelle de 1/50 000.
- Lacoste, P., 2000. Compilation géoscientifique, géologie 1/50 000, 31J11, Ferme-Neuve; Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J11-C3G-00K.
- Lacoste, P., 2001. Géologie de la région de Ferme-Neuve (SNRC 31J/11); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2000-01, 34 p.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. et Chown, E.H., 1998. Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the late Archean Abitibi Greenstone Belt; *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 43-59.
- LaFlèche, M.R., Birkett, T. et Corriveau, L., 2005. Crustal development at the pre-Grenvillian Laurentian margin: a record from contrasting geochemistry of mafic and ultramafic orthogneisses in the Chochocouane River area, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1653-1675.
- LaFlèche, M.R., Camiré, G.E., Carrier, A., Moorhead, J., Potvin, R. et Riopel, J., 1999. Géochimie des terres rares dans les sulfures et la magnétite de minéralisations syngénétiques et épigénétiques de l'Abitibi et de la sous-province de la Grande; Actes du Congrès Association des Prospecteurs, des Géologues et des Géophysiciens du Québec, Rouyn-Noranda, p. 289-302.
- LaFlèche, M.R., Dupuy, C. et Bougault, H., 1992. Geochemistry and petrogenesis of mafic volcanic rocks from the southern Abitibi Belt, Québec; *Precambrian Research*, v. 57, p. 207-241.
- LaFlèche, M.R., Dupuy, C. et Dostal, J., 1991. Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt; *Precambrian Research*, v. 52, p. 71-96.
- Lafrance, B., John, B.E. et Scoates, J.S., 1996. Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 122, p. 431-440.
- Lal, R.K. et Moorhouse, W.W., 1969. Cordierite-gedrite rocks associated gneisses of Fishtail Lake, Harcourt Township, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 145-165.
- Lamontagne, M., Hasegawa, H.S., Forsyth, D.A., Buchbinder, G.G.R. et Cajka, M., 1994. The Mont-Laurier, Québec, earthquake of 19 October 1990 and its seismotectonic environment; *Seismological Society of America, Bulletin*, v. 84, p. 1506-1522.
- Lamothe, M., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin – Saint-Jovite, Québec, cartographie, sédimentologie et stratigraphie; Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 118 p.
- Langlais, L., 1994. Géologie de la région du Lac Sainte-Marie, comté de Gatineau; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 93-51, 210 p.
- Langworthy, A.P. et Black, L.P., 1978. The Mordor complex: a highly differentiated potassic intrusion with kimberlitic affinities in central Australia; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 51-62.
- 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, Montréal, Québec, 218 p.
- Large, R.R., Gemmel, J.B. et Paulick, H., 2001a. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits; *Economic Geology*, v. 96, p. 957-971.
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmel, J.B., Herrmann, W. et Davidson, J., 2001b. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions: some examples from Australia; *Economic Geology*, v. 96, p. 913-938.
- Laurin, S., 1995. Histoire des Laurentides; Collection Les Régions du Québec, Institut national de la recherche scientifique (INRS-Culture et société), vol. 3, 892 p.
- Laval, M. et Hottin, A.M., 1992. The Mlindi ring structure. An example of an ultrapotassic pyroxenite to syenite differentiated complex; *Geologische Rundschau*, v. 81/3, p. 737-757.
- Leduc, M. et Bureau, M., 1993. Rapport d'un levé électromagnétique MAX MIN II, propriété Rivard 1; Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 52053, 39 p.
- Leistel, J.M., Bonijoly, D., Braux, C., Freyssinet, P., Kosakevitch, A., Leca, X., Lescuyer, J.L., Marcoux, E., Milési, J.P., Piantone, P., Sobol, F., Tegye, M., Thiéblemont, D. et Viallefond, L., 1992. The massive sulphide deposits of the South Iberian pyrite province: geological setting and exploration criteria; *Documents du BRGM* 234, 243 p.

- Lentz, D.R., 1996. U, Mo, and REE mineralization in the late-tectonic granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canada; *Ore Geology Reviews*, v. 11, p. 197-227.
- Lentz, D.R. et Creaser, R., 2005. Re-Os model age constraints on the genesis of the Moss molybdenite pegmatite-aplite deposits, southwestern Grenville Province, Quyon, Quebec, Canada; *Exploration and Mining Geology*, v. 14, p. 95-103.
- 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, Québec, MB 94-10, 22 p.
- Lévesque, S., Marchand, J. et Dumont, R., 1989a. Projet La Loutre, SOQUEM; Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 49615, 68 p., 10 cartes et profils géophysiques.
- Lévesque, S., Marchand, J., Dumont, R. et St-Julien, P., 1989b. Projet Carmin, SOQUEM; Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 49604, 259 p., 24 cartes et profils géophysiques.
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry; *American Mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- Lindsley, D.H. et Anderson, D.J., 1983. A two pyroxene thermometer; *Journal of Geophysical Research*, v. 88A, p. 887-906.
- Lipman, P.W. et Glazner, A.F., 1991. Introduction to Middle Tertiary Cordilleran volcanism: magma sources and relations to regional tectonics; *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13 193-13 199.
- Logan, W.E., Ells, R.W., Adams, F.D. et Giroux, N.J., 1912. Géologie du feuillet Grenville à l'échelle du 1/253 440; Commission géologique du Canada, Carte 750.
- Loney, R.A. et Himmelberg, G.R., 1983. Structure and petrology of the La Perouse gabbro intrusion, Fairweather range, southeastern Alaska; *Journal of Petrology*, v. 24, p. 377-423.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes; *Ore Geology Reviews*, v. 7, p. 25-41.
- Lottermoser, B.G. et Ashley, P.M., 1996. Geochemistry and exploration significance of ironstones and barite-rich rocks in the Proterozoic Willyama Supergroup, Olary Block, South Australia; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 57, p. 57-73.
- Lucas, S.B. et St-Onge, M.R., 1995. Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada); *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 475-491.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E. et Nelson, S.A., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican volcanic belt; *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 4515-4530.
- Lumbers, S.B., Heaman, L.M., Vertolli, V.M. et Wu, T.M., 1990. Nature and timing of Middle Proterozoic magmatism in the Central Metasedimentary belt, Ontario; in *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*, (ed.) C.F. Gower, T. Rivers, and A.B. Ryan; Geological Association of Canada, Special Paper 38, p. 243-276.
- Luth, W.C., 1967. Studies in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-Mg}_2\text{SiO}_5\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: I, inferred phase relations and petrologic applications; *Journal of Petrology*, v. 8, p. 372-416.
- Lydon, J.W., 1996. Gîtes de sulfures exhalatifs dans des roches sédimentaires (gîtes SEDEX); in *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, (rév.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe; Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n° 8 (aussi *The Geology of North America*, vol. P-1, Geological Society of America), p. 202-217.
- Madore, L. et Sawyer, E.W., 1991. Extension phenomena in the Grenville Province of Quebec; Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Program and Abstracts, v. 16, p. A79.
- Madore, L., Sharma, K.N.M., Globensky, Y. et Giguère, É., 1994. Synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge (SNRC 31F); Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-39, 23 p.
- Mahlburg Kay, S., Snedden, W.T., Foster, B.P. et Kay, R.W., 1983. Upper mantle and crustal fragments in the Ithaca kimberlites; *The Journal of Geology*, v. 91, p. 277-290.
- Mandziuk, W.S., Brisbin, W.C. et Scoates, R.F.J., 1989. Igneous structures in the Falcon Lake intrusive complex, southeastern Manitoba; *The Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 81-92.
- Mao, J., 1995. Tourmalinite from northern Guangxi, China; *Mineralium Deposita*, v. 30, p. 235-245.
- 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*, v. 83, p. 297-314.
- Marschik, R. et Fontboté, L., 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits Chile; *Economic Geology*, v. 96, p. 1799-1826.
- Marshak, S., Tinkham, D., Alkmim, F., Brueckner, H. et Bornhorst, T., 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse - core complexes, diapirs, or neither? Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penocean orogen; *Geology*, v. 25, p. 415-418.
- Marshall, B., Vokes, F.M. et Larocque, A.C.L., 2000. Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits; in *Metamorphic and Metamorphogenic Ore Deposits*, (ed.) P.G. Spry, B. Marshall, and F.M. Vokes; Reviews in Economic Geology, v. 11, p. 19-38.
- Martel, C., 2000. Caractérisation mésoscopique et microscopique des xénolites gabbroïques de la brèche intrusive de Rivard; Essais de baccalauréat, Université Laval, Québec, Québec, 13 p.
- Martignole, J., 1974. L'évolution magmatique du Complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 44, p. 117-137.
- Martignole, J., 1986. Some questions about crustal thickening in the central part of the Grenville Province; in *The Grenville Province*, (ed.) J.M. Moore, A. Davidson, and A.J. Baer; Geological Association of Canada, Special Paper 31, p. 327-339.
- Martignole, J., 1996. Tectonic setting of anorthositic complexes of the Grenville Province, Canada; in *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts*, (ed.) D. Demaiffe; Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, Belgique, p. 3-18.

- Martignole, J. et Calvert, A.J., 1996. Crustal-scale shortening and extension across the Grenville Province of western Québec; *Tectonics*, v. 15, p. 376-386.
- 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; Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, p. 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, échelle de 1/50 000.
- Martignole, J. et Corriveau, L., 2000. Saint-Jovite - 31J02; ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J02-C3G-99L, échelle de 1/50 000.
- Martignole, J. et Friedman, R., 1998. Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province; *Precambrian Research*, v. 92, p. 145-164.
- Martignole, J. et Nantel, S., 1982. Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville Province, Quebec; *The Canadian Mineralogist*, v. 20, p. 307-318.
- 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; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1714-1726.
- Martignole, J. et Reynolds, P., 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology along the western Québec transect of the Grenville Province, Canada; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, p. 283-296.
- Martignole, J. et Schrijver, K., 1970a. Tectonic setting and evolution of the Morin anorthosite, Grenville Province, Quebec; *Geological Society of Finland, Bulletin*, v. 42, p. 165-209.
- Martignole, J. et Schrijver, K., 1970b. The level of anorthosites and its tectonic pattern; *Tectonophysics*, v. 10, p. 403-409.
- Martignole, J. et Schrijver, K., 1973. Effect of rock composition on appearance of garnet in anorthosite-charnockite suites; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 10, p. 1132-1139.
- Martignole, J., Calvert, A.J., Friedman, R. et Reynolds, P., 2000. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Québec); *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 291-306.
- Martignole, J., Machado, N. et Nantel, S., 1993. Timing of intrusion and deformation of the rivière-Pentecôte anorthosite (Grenville Province); *The Journal of Geology*, v. 101, p. 652-658.
- McCaffrey, K.J.W., 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex; *Geological Society of London, Journal*, v. 149, p. 221-235.
- 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; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 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; *The Journal of Geology*, v. 100, p. 69-90.
- McLelland, J., Daly, J.S. et McLelland, J.M., 1996. The Grenville orogenic cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective; *Tectonophysics*, v. 265, p. 1-28.
- McLelland, J., Hamilton, M., Selleck, B., McLelland, J.M., Walker, D. et Orrell, S., 2001. Zircon U-Pb geochronology of the Ottawa orogeny, Adirondack Highlands, New York: regional and tectonic implications; *Precambrian Research*, v. 109, p. 39-72.
- Mezger, K., Hanson, G.N. et Bohlen, S.R., 1989. High precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 96, p. 106-118.
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 745-750.
- Ministère des Ressources naturelles, Québec, 1995. Bouchette (31J04); Ministère des Ressources naturelles, Québec, cartes 31J04-C3G-95A et 31J04-C3F-95H, échelle de 1/20 000.
- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2008. Gros plan sur les ressources naturelles, Produits et services en ligne - Mines; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, <<http://www.mrnf.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>> [consultation le 21 janvier 2008].
- Mitchell, R.H. et Bergman, S.C., 1991. Petrology of lamproites; Plenum Press, New York, 471 p.
- Mooney, W.D. et Meissner, R., 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho; in *Continental Lower Crust*, (ed.) D.M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Ray; *Development in Geotectonics*, v. 23, p. 45-79.
- Moore, J.M., 1986. Introduction: the 'Grenville Problem' then and now; in *The Grenville Province*, (ed.) J.M. Moore, A. Davidson, and A.J. Baer; *Geological Association of Canada, Special Paper 31*, p. 107-117.
- Moore, J.M. et Thompson, P.H., 1980. The Flinton Group: a late Precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 1685-1707.
- Moore, J.M. et Waters, D.J., 1990. Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole/orthopyroxene-phlogopite rocks from Namaqualand, South Africa; *Chemical Geology*, v. 85, p. 77-100.
- Moore, M., 2007. Assessment Report Mont Laurier Uranium project 'South Claim Block', Southwestern Québec, Canada – Nova Uranium Corporation; Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 62778, 120 p.
- Moores, E.M., 1991. Southwest U.S.-East Antarctica (SWEAT) connection: a hypothesis; *Geology*, v. 19, p. 425-428.
- Morin, D., 1998. La brèche intrusive de Rivard - mise en place, nature et origine d'un lamprophyre ultrapotassique grenvilien et de ses xénolites ultramafiques, région de Mont-Laurier, Québec; Thèse de doctorat, INRS-Géoressources, Sainte-Foy, Québec, 538 p.

- Morin, D. et Corriveau, L., 1996. Fragmentation processes and xenolith transport in a Proterozoic minette dyke, Grenville Province, Québec; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 125, p. 319-331.
- Morin, D., Hébert, R. et Corriveau, L., 2005. Mesoproterozoic deep K-magmatism recorded in a megacryst- and xenolith-bearing minette dyke, western Grenville Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1881-1906.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L. et Munn, S.G., 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts; *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 74, p. 1234-1253.
- Mukhopadhyay, B., 1991. Garnet-clinopyroxene geobarometry: the problems, a prospect, and an approximate solution with some applications; *American Mineralogist*, v. 76, p. 512-529.
- Müller, D., Rock, N.M.S. et Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study; *Mineralogy and Petrology*, v. 46, p. 259-289.
- Munz, I.A., 1990. Whiteschists and orthoamphibole-cordierite rocks and the P-T-t path of the Modum Complex, south Norway; *Lithos*, v. 24, p. 181-200.
- Nadeau, L. et Brouillette, P., 1997. Field relationships and petrology of the Lapeyrère gabbro-norite, south-central Grenville Province, Québec; *in Current Research 1997-E; Geological Survey of Canada*, p. 61-71.
- Nadeau, L. et van Breemen, O., 1998. Plutonic ages and tectonic settings of the Algonquin and Muskoka allochthons, Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 1423-1438.
- Nadeau, L., Brouillette, P. et Bédard, J., 1998. Geochemistry and petrogenesis of the Lapeyrère gabbro-norite, south-central Grenville Province, Québec; *in Current Research 1998-C; Geological Survey of Canada*, p. 179-188.
- Nadeau, L., Brouillette, P. et Hébert, C., 1999. New observations on relict volcanic features in medium grade gneisses of the Montauban Group, Grenville Province, Québec; *in Current Research 1999-E; Geological Survey of Canada*, p. 149-160.
- Nadeau, L., Nadeau, S. et Brouillette, P., 1994. Origin of a carbonate-rich breccia at Lake Minogami, Shawinigan area, Grenville Province; *in Current Research 1994-E; Geological Survey of Canada*, p. 193-202.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Nantel, S., 1994a. Les tourmalinites 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*, 24 p.
- 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 métallotect pour l'exploration de gîtes de type exhalatif; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-15*, 16 p.
- Nantel, S., 2001a. Compilation géoscientifique, géologie 1: 50 000, 31J14, Sainte-Anne-du-Lac; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J14-C3G-01A*.
- Nantel, S., 2001b. Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J/14); *Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2000-06*, 44 p.
- Nantel, S., 2001c. Compilation géoscientifique, géologie 1: 50 000, 31J15, Lac de la Maison de Pierre; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J15-C3G-01K*.
- Nantel, S., 2002. Géologie 1: 50 000, 31O/3, Lac Dieppe; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31O03-C3G-02C*.
- Nantel, S., 2008. Géologie et aperçu de la géochronologie et des indices métalliques découverts entre 1996 et 2007 dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier; *Ministères des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DV 2008-04*, 18p.
- Nantel, S. et Pintson, H., 2001. Géologie de la région du lac de la Maison de Pierre (SNRC 31J/15); *Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2001-12*, 36 p.
- Nantel, S. et Pintson, H., 2002. Géologie de la région du Lac Dieppe (31O/3); *Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2001-16*, 36 p.
- Nantel, S., Clark, T. et Giguère, É., 2002. Géologie de la région du lac Duplessis, Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville; *Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 2002-10*, 47 p.
- Nash, W.P. et Wilkinson, J.F.G., 1970. Shonkin Sag laccolith, Montana. I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 25, p. 241-269.
- Nelson, D.R., Black, L.P. et McCulloch, T., 1989. Nd-Pb isotopic characteristics of the Mordor complex, Northern Territory: Mid-Proterozoic potassic magmatism from an enriched mantle source; *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 36, p. 541-551.
- Neymark, L.A., 1990. Lead isotopes, Pb TDM parameter, and the crustal pre-history of rocks; *International Conference on Geochronology, Geological Society of Australia*, v. 27, p. 70.
- Ngoyi, K., Liégeois, J.-P., Demaiffe, D. et Dumont, P., 1991. Âge tardi-ubendien (Protérozoïque supérieur) des dômes granitiques de l'arc cuprifère zairo-zambien; *Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, vol. 313, p. 83-89.
- 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*, v. 73, p. 158-170.
- Nicolas, A., 1991. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbro; *Journal of Petrology*, v. 33, p. 891-915.
- Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal structure modeling; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 121, p. 115-125.
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective; *Ore Geology Reviews*, v. 10, p. 135-177.

- 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*, v. 28, p. 1169-1191.
- O'Reilly, S.Y. et Griffin, W.L., 1996. 4-D lithosphere mapping: methodology and examples; *Tectonophysics*, v. 262, p. 3-18.
- Oreskes, N. et Einaudi, M.T., 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia; *Economic Geology*, v. 85, p. 1-28.
- Oreskes, N. et Einaudi, M.T., 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes; *Economic Geology*, v. 87, p. 64-90.
- Osborne, F.F., 1935. Labelle-L'Annonciation map area; Ministère des Mines, Québec, Rapport annuel 1935, Partie E, 52 p.
- Osborne, F.F., 1936a. Intrusives of part of the Laurentian complex in Quebec; *American Journal of Science*, v. 32, p. 407-434.
- Osborne, F.F., 1936b. Sainte-Agathe - Saint-Jovite map area; Ministère des Mines, Québec, Rapport annuel 1936, Partie C, 60 p.
- Osborne, F.F., 1956. The Grenville region of Quebec; in *The Grenville Problem*, (ed.) J.E. Thompson; The Royal Society of Canada, Special Publications, v. 1, p. 3-13.
- Osborne, F.F. et Morin, M., 1962. Tectonics of part of the Grenville Subprovince; in *The Tectonics of the Canadian Shield*, (ed.) J.S. Stevenson; The Royal Society of Canada, Special Publications, v. 4, p. 118-143.
- Owen, J.V., Greenough, J.D. et Fryer, B.J., 1991. The nature of sialic basement to the Dunnage zone, northern Newfoundland: evidence from crustal xenoliths; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 1073-1077.
- Pan, Y. et Fleet, M.E., 1996. Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: significance of fluorine; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 251-262.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 42, p. 215-246.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb of monazite and its application to geological problems; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1431-1450.
- 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*, p. 3-9.
- Parsons, T., Sleep, N.H. et Thompson, G.A., 1992. Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: implications for underplating of extending crust; *Tectonics*, v. 11, p. 1348-1356.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. et Kröner, A., 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*; Springer Verlag, Germany, 150 p.
- Paterson, S.R. et Tobish, O.T., 1988. Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria; *Geology*, v. 16, p. 1108-1111.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Jr., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. et Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons; *Lithos*, v. 44, p. 53-82.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. et Tobish, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids; *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 349-363.
- Pavlis, T.L., 1996. Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust; *Tectonophysics*, v. 253, p. 1-31.
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J. et Sanderson, D.J., 2000. Glossary of normal faults; *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 291-305.
- Peccerillo, A. et Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Peck, W.H. et Smith, M.S., 2005. Cordierite-gedrite rocks from the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone (Grenville Province, Ontario): Mesoproterozoic metavolcanic rocks with affinities to the Composite Arc Belt; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1815-1828.
- Peck, W.H. et Valley, J.W., 2000. Large crustal input to high $\delta^{18}\text{O}$ anorthosite massifs of the southwestern Grenville Province: New evidence from the Morin Complex; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 402-417.
- Peck, W.H., De Angelis, M.T., Meredith, M.T. et Morin, E., 2005. Polymetamorphism of marbles in the Morin terrane, Grenville Province, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1949-1965.
- Peck, W.H., Valley, J.W., Corriveau, L., Davidson, A., McLelland, J. et Farber, D., 2004. Oxygen-isotope constraints on terrane boundaries and origin of 1.18-1.13 Ga granitoids in the southern Grenville Province; in *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 163-182.
- Pehrsson, S., Hanmer, S. et van Breemen, O., 1996. U-Pb geochronology of the Raglan gabbro belt, Central Metasedimentary Belt, Ontario: implications for an ensialic marginal basin in the Grenville orogen; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 691-702.
- Perkins, D., III, Essene, E.J. et Marcotty, L.A., 1982. Thermometry and barometry of some amphibolite-granulite facies rocks from the Otter Lake area, southern Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1759-1774.
- Perreault, S., Clark, T., Gobeil, A., Chevé, S., Dion, D.-J., Corriveau, L., Nabil, H. et Lortie, P., 1996. Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant; Ministère des Ressources naturelles, Québec, Pro-96-06, 12 p.
- Perry, C. et Raymond, D., 1996. Le projet Nipissis de SOQUEM-IOC : un nouveau type de minéralisation cuprifère sur la Côte-Nord; Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 96-02, 16 p.
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 463-472.
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A. et Hitchen, G.J., 1998. Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 132, p. 288-299.

- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.-M. et Sheppard, S.M.F., 1997a. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections; *Tectonophysics*, v. 280, p. 15-29.
- Pili, E., Sheppard, S.M.F., Martelat, J.-E. et Nicollet, C., 1997b. Fluid flow vs. scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox; *Geology*, v. 25, p. 15-18.
- Pitcher, W.S., 1975. On the rate of emplacement of batholiths; *Geological Society, Journal*, v. 131, p. 587-591.
- Plimer, I.R., 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, northern Australia; *Mineralium Deposita*, v. 21, p. 263-270.
- Poldervaart, A., 1956. Zircon in rocks: igneous rocks; *American Journal of Science*, v. 254, p. 521-554.
- Pollock, D.W., 1956. Rapport préliminaire sur la région d'Addington-Labelle, comtés de Papineau et de Labelle; Ministère des Mines, Québec, Rapport préliminaire 321, 5 p.
- Pollock, D.W., 1957. Rapport préliminaire sur la région de Preston-Gagnon, districts électoraux de Papineau et de Labelle; Ministère des Mines, Québec, Rapport préliminaire 334, 6 p.
- Pollock, D.W., 1960. Rapport préliminaire sur la région de Rocheblave, districts électoraux de Papineau et de Labelle; Ministère des Mines, Québec, Rapport préliminaire 408, 8 p.
- Pollock, D.W., 1961. Rapport préliminaire sur la région de Lesage-Rivard, comté de Labelle; Ministère des Richesses naturelles, Québec, Rapport préliminaire 441, 12 p.
- Poulsen, K.H., 1996. Gîtes d'or primaires; in *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, (rév.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe; Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n° 8 (aussi *The Geology of North America*, vol. P-1, Geological Society of America), p. 355-361.
- Poulsen, K.H. et Hannington, M.D., 1996. Gîtes de sulfures massifs aurifères associés à des roches volcaniques; in *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, (rév.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe; Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n° 8 (aussi *The Geology of North America*, vol. P-1, Geological Society of America), p. 142-167.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 3, p. 231-243.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 207-220.
- Raesside, R.P. et Helmstaedt, H., 1982. The Île Bizard intrusion, Montréal, Québec - kimberlite or lamprophyre?; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1996-2011.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*; McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Regan, P.F., 1985. The early basic intrusions; in *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*, (ed.) W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing, and R.D. Beckinsale; Halsted Press, John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 72-89.
- Reinhardt, J., 1987. Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia: metamorphosed magnesian pelites; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 4, p. 451-472.
- Renard, A., 1978. Sur la structure et la composition minéralogique du coticule et sur ses rapports avec le phyllade oligistifère; *Mémoires couronnés de l'Académie Royale de Belgique*, v. 41, 42 p.
- Righter, K. et Carmichael, I.S.E., 1996. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 1-21.
- Rivard, B., Corriveau, L. et Harris, L.B., 1999. Structural reconnaissance of a deep crustal orogen using satellite imagery and airborne geophysics; *Canadian Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 258-267.
- Rive, M., 1976. Région de Sainte-Véronique; Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG 182, 68 p.
- Rivers, T., 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications; *Precambrian Research*, v. 86, p. 117-154.
- Rivers, T. et Corrigan, D., 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 359-383.
- Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A. et Hynes, A., 2002. The high pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 867-893.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield; *Tectonics*, v. 8, p. 63-84.
- Roback, R.C., 1996. Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the southern Grenville orogen, Llano uplift, central Texas; *Tectonophysics*, v. 265, p. 29-52.
- Roberts, M.P. et Finger, F., 1997. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions?; *Geology*, v. 25, p. 319-322.
- Robin, P.-Y. et Jowett, C.E., 1986. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions; *Tectonophysics*, v. 121, p. 207-223.
- Rock, N.M.S., 1991. *Lamprophyres*; Blackie and Son Ltd., Glasgow, U.K., 285 p.
- Roddick, J.C., Loveridge, W.D. et Parrish, R.R., 1987. Precise U/Pb dating of zircon at the subnanogram Pb level; *Isotope Geoscience*, v. 66, p. 111-121.
- Rodgers, J., 1994. Is the West Karmoy Complex igneous or metasedimentary?; *Tectonophysics*, v. 231, p. 113-122.
- Roger, G. et Lapointe, S., 1996. Rapport sur les travaux d'exploration, propriété Filion; Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 54646, 61 p.
- Rogers, J.W.J., 1996. A history of continents in the past three billion years; *The Journal of Geology*, v. 104, p. 91-107.
- Rogers, N., 2001. Preliminary report on the stratigraphy and structure of the Bee Lake greenstone belt, Superior Province, northwestern Ontario; Geological Survey of Canada, Current Research 2001-C17, 25 p.
- Rubin, A.M., 1993. Tensile fracture of rock at high confining pressure: implication for dyke propagation; *Journal of Geophysical Research*, v. 98B9, p. 15 919-15 935.

- Rubin, J.N., Henry, C.D. et Price, J.G., 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration; *Chemical Geology*, v. 110, p. 29-47.
- Rudnick, R.L., 1992. Xenoliths - samples of the lower continental crust; *in* *Continental Lower Crust*, (ed.) D.M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Ray; *Development in Geotectonics*, v. 23, p. 269-308.
- Saint-Germain, P., 1998. Comparaison des processus de fragmentation dans un pipe bréchique et dans un dyke; *Essai de baccalauréat*, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 30 p.
- Saint-Germain, P. et Corriveau, L., 2003. Évolution magmatique et géochimique du Complexe de gabbro-norite et de monzonite de Matamec; *in* *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*, (éd.) D. Brisebois et T. Clark; Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 179-212.
- Sandiford, M., 1989. Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse?; *Geology*, v. 17, p. 449-452.
- Sandiford, M., Foden, J., Zhou, S. et Turner, S., 1992. Granite genesis and the mechanics of convergent orogenic belts with application to the southern Adelaide Fold Belt; *Royal Society of Edinburgh, Transaction, Earth Sciences*, v. 83, p. 83-93.
- Sangster, A., Gauthier, M. et Gower, C.F., 1992. Metallogeny of structural zones, Grenville Province, northeastern North America; *Precambrian Research*, v. 58, p. 410-426.
- Sawkins, F.J., 1990. Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulfide deposits; *Geology*, v. 18, p. 1061-1064.
- Sawyer, E.W., 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada; *Chemical Geology*, v. 55, p. 77-95.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting; *Physical Chemistry of the Earth*, v. 24, p. 269-279.
- Sawyer, E.W., 2000. Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite; *Royal Society of Edinburgh, Transaction, Earth Sciences*, v. 91, p. 73-85.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 291-309.
- Schade, D.H., Cornell, D.H. et Theart, H.F.J., 1989. Rare earth element and isotopic evidence for the genesis of the Prieska massive sulfide deposit, South Africa; *Economic Geology*, v. 84, p. 49-63.
- Schandl, E.S. et Wicks, F.J., 1993. Carbonate and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingway property, Kidd Creek Volcanic Complex, Timmins, Ontario; *Economic Geology*, v. 88, p. 1615-1635.
- Scheepers, D.J. et Cornell, D.H., 1990. Host rock protolithology of metamorphosed ore deposits; *in* *Metamorphism of Massive Sulphide Deposits*, (ed.) P. Spry; V.S.P. Scientific Publishers, The Netherlands, p. 141-159.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304-310.
- Schneiderman, J.S. et Tracy, R.J., 1991. Petrology of orthoamphibole-cordierite gneisses from the Orijarvi area, southwest Finland; *American Mineralogist*, v. 76, p. 942-955.
- Schreurs, J. et Westra, L., 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijarvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland; *Lithos*, v. 18, p. 215-228.
- Schreyer, W. et Werding, G., 1997. High-pressure behaviour of selected boron minerals and the question of boron distribution between fluids and rocks; *Lithos*, v. 41, p. 251-266.
- Schümacher, J.C. et Robinson, P., 1987. Mineral chemistry and metasomatic growth of aluminous enclaves in gedrite-cordierite-gneiss from southwestern New Hampshire, USA; *Journal of Petrology*, v. 28, p. 1033-1073.
- Schwerdtner, W.M., Downey, M.W. et Alexander, S.A., 2004. L-S shape fabrics in the Mazinaw domain and the issue of northwest-directed thrusting in the Composite Arc Belt, southeastern Ontario; *in* *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 183-208.
- Scott, D.J. et St-Onge, M., 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: implication for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations; *Geology*, v. 23, p. 1123-1126.
- Selleck, B., McLelland, J. et Hamilton, M.A., 2004. Magmatic-hydrothermal leaching and origin of late- to post-tectonic quartz-rich rocks, Adirondack Highlands, New York; *in* *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland and M. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 379-390.
- Sen, G. et Jones, R.E., 1988. Exsolved silicate and oxide phases from clinopyroxene in a single Hawaiian xenolith: implications for oxidation state of the Hawaiian upper mantle; *Geology*, v. 16, p. 69-72.
- Sengör, A.M.C., Cin, A., Rowley, D.B. et Nie, S.Y., 1993. Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study; *The Journal of Geology*, v. 101, p. 51-84.
- Sharma, K.N.M., 1996. Légende générale de la carte géologique (édition revue et augmentée); Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 96-28, 95 p.
- Sharma, K.N.M., Giguère, É., 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, 10 p.
- 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, 48 p.

- 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; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 1474-1478.
- Sharma, K.N.M., Singhroy, V.H., Madore, J.L., Lévesque, J., Hébert, C. et Hinse, M., 1999. Use of radar images in the identification of major regional structures in the Grenville Province, western Quebec; *Canadian Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 278-290.
- Sillitoe, R.H., 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs; *Economic Geology*, v. 80, p. 1467-1514.
- Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view; *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 787-812.
- Simandl, G.J., 1989a. La wollastonite dans le sud-ouest du Québec, régions de Grenville-Saint-Jovite et du parc de la Gatineau; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-09, 49 p.
- Simandl, G.J., 1989b. Inventaire de gîtes de graphite dans la région de Lachute - Hull - Mont-Laurier; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-05, 25 p.
- Sinclair, W.D., 2007. Porphyry deposits; in *Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 223-243.
- Slack, J.F., 1997. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits; in *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, (ed.) E.S. Grew and L.M. Anovitz; Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v. 33, p. 559-643.
- Slack, J.F. et Stevens, B.P.J., 1994. Clastic metasediments of the Early Proterozoic Broken Hill Group, New South Wales, Australia: geochemistry, provenance, and metallogenic significance; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 3633-3652.
- Slack, J.F., Herriman, N., Barnes, R.G. et Plimer, I.R., 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance; *Geology*, v. 12, p. 713-716.
- Slack, J.F., Palmer, M.R., Stevens, B.P.J. et Barnes, R.G., 1993. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia; *Economic Geology*, v. 88, p. 505-541.
- Slack, J.F., Turner, R.J.W. et Ware, P.L.G., 1998. Boron-rich mud volcanoes of the Black Sea region: modern analogues to ancient sea-floor tourmalinites associated with Sullivan-type Pb-Zn deposits?; *Geology*, v. 26, p. 439-442.
- Slagstad, T., Culshaw, N.G., Jamieson, R.A. et Ketchum, J.W.F., 2004. Early Mesoproterozoic tectonic history of the southwestern Grenville Province, Ontario: constraints from geochemistry and geochronology of high-grade gneisses; in *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, *Memoir* 197, p. 209-242.
- Smith, M.S., Dymek, R.F. et Schneiderman, J.S., 1992. Implications of trace element geochemistry for the origin of cordierite-orthoamphibole rocks from Orijarvi, SW Finland; *The Journal of Geology*, v. 100, p. 545-559.
- Spear, F. et Schümacher, J.C., 1982. Origin of cordierite-anthophyllite rocks; in *Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations*, (ed.) P.H. Ribbe; Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v. 9B, p. 160-163.
- Speer, J.A., McSween, H.Y., Jr. et Gates, A.E., 1994. Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the southern Appalachians; *The Journal of Geology*, v. 102, p. 249-267.
- Spry, P.G., 2000. Sulfidation and oxidation haloes as guide in the exploration for metamorphosed massive sulphide ores; in *Metamorphic and Metamorphogenic Ore Deposits*, (ed.) P.G. Spry, B. Marshall, and F.M. Vokes; *Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 149-162.
- Spry, P.G. et Scott, S.D., 1986. Zincian spinel and staurolite as guides to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides; *The Canadian Mineralogist*, v. 24, p. 147-163.
- Spry, P.G., Peter, J.M. et Slack, J.F., 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore; in *Metamorphic and Metamorphogenic Ore Deposits*, (ed.) P.G. Spry, B. Marshall, and F.M. Vokes; *Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 163-201.
- Stern, R.A., 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Pb-Th age determinations and performance evaluation; in *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10*; Geological Survey of Canada, *Current Research 1997-F*, p. 1-31.
- Stoddard, E.F. et Miller, C.F., 1990. Chemistry and phase petrology of amphiboles and orthoamphibole-cordierite rocks, Old Woman Mountains, SE California, USA; *Mineralogical Magazine*, v. 54, p. 393-406.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name; *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.
- Sun, S.-S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs; *Royal Society of London, Philosophical Transactions*, v. A297, p. 409-445.
- Tabet Abdul-Malak, V., 1978. Le complexe alcalin de Sainte-Véronique (Québec, Canada) : pétrologie et géochimie; thèse de 3^{ème} cycle, Université Claude Bernard, Lyon, France, 204 p.
- Thompson, J.E., 1956. Preface; in *The Grenville Problem*, (ed.) J.E. Thompson; The Royal Society of Canada, *Special Publications*, v. 1, p. 3-13.
- Thompson, R.N. et Fowler, M.B., 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonides; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 94, p. 507-522.
- Thomson, J.A., 2001. Relationships of cotecule geochemistry to stratigraphy in the Perry Mountain and Megunticook formations, New England Appalachians; *The Canadian Mineralogist*, v. 39, no. 4, p. 1021-1037.
- Tikoff, B. et Teyssier, C., 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shea" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem; *Geology*, v. 20, p. 927-930.

- Timmerman, H., Parrish, R.R., Jamieson, R.A. et Culshaw, N.G., 1997. Time of metamorphism beneath the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone, Grenville orogen, Ontario: accretion at 1080 Ma?; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 1023-1029.
- Titley, S.R., 1994. Evolutionary habits of hydrothermal and supergene alteration in intrusion-centred ore systems, southwestern America; *in* *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems*, (ed.) D.R. Lentz; Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 11, p. 237-260.
- Tobish, O.T. et Cruden, A.R., 1995. Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc; *Geology*, v. 23, p. 941-944.
- Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J. et Bartholomew, M.J., 2004. Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: an introduction; *in* *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 1-18.
- Tommasi, A. et Vauchez, A., 1997. Continental-scale rheological heterogeneities and complex intraplate tectono-metamorphic patterns: insights from a case-study and numerical models; *Tectonophysics*, v. 279, p. 327-350.
- Trägårdh, J., 1991. Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden. A transition from mg-chlorite- to cordierite-rich rocks; *Ore Geology Reviews*, v. 6, p. 485-497.
- 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, 64 p.
- Tremblay, P., Corriveau, L. et Daigneault, R.A., 1997. Un aperçu du Bouclier canadien dans la région de la réserve faunique de Papineau-Labelle, Québec, à l'intention des enseignants / An introduction for teachers to the Canadian Shield in the Papineau-Labelle wildlife reserve, Quebec; Association géologique du Canada / Association minéralogique du Canada, Guide d'excursion A3, 29 p.
- Trzcieski, W.E. et Marchildon, N., 1989. Kyanite-garnet-bearing Cambrian rocks and Grenville granulites from the Ayer's Cliff, Québec, Canada, lamprophyre dyke suite: deep crustal fragments from the northern Appalachians; *Geology*, v. 17, p. 637-640.
- Tucker, R.D., Raaheim, A., Krogh, T.E. et Corfu, F., 1987. Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss region, south-central Norway; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 81, p. 203-211.
- Turcotte, B., 2007. Technical report on the Laurentides property (according to Regulation 43-101 and Form 43-101F1). Report prepared for U Mining Resources Inc, Orlando, Florida, by InnovExplo Consulting Firm, Val d'Or, Quebec, <<http://www.uminig.com/>> [consultation le 17 septembre 2007].
- Uitterdijk Appel, P.W., 1984. Tourmaline in the early Archean Isua supracrustal belt, west Greenland; *The Journal of Geology*, v. 92, p. 599-605.
- Uitterdijk Appel, P.W., 1985. Strata-bound tourmaline in the Archean Malene supracrustals, West Greenland; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 1485-1491.
- Ulrich, T. et Heinrich, C.A., 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina; *Economic Geology*, v. 96, p. 1719-1742.
- Vallance, T.G., 1967. Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks; *Journal of Petrology*, v. 8, p. 84-96.
- Valley, J.W., Chiarenzelli, J.R. et McLelland, J.M., 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 126, p. 187-206.
- 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, Program with Abstracts*, p. 137.
- van Breemen, O. et Corriveau, L., 2005. U-Pb age constraints on arenaceous and volcanic rocks of the Wakeham Group, eastern Grenville Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1677-1697.
- van Breemen, O. et Davidson, A., 1988a. Northeast extension of Proterozoic terranes of mid-continental North America; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 100, p. 630-638.
- van Breemen, O. et Davidson, A., 1988b. U-Pb zircon ages of granites and syenites in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario; *Geological Survey of Canada, Paper 88-2*, p. 45-50.
- van Breemen, O. et Hanmer, S., 1986. Zircon morphology and U-Pb geochronology in active shear zones: studies on syntectonic intrusions along the northwest boundary of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario; *in* *Current Research, Part B*; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 775-784.
- van Breemen, O., Davidson, A., Loveridge, W.D. et Sullivan, R.W., 1986. U-Pb zircon geochronology of Grenville tectonites, granulites and igneous precursors, Parry Sound, Ontario; *in* *The Grenville Province*, (ed.) J.M. Moore, A. Davidson, and A.J. Baer; Geological Association of Canada, Special Paper 31, p. 191-207.
- Van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Cosca, M.A. et Essene, E.J., 1994. Determining the significance of high-grade shear zones by using temperature - time paths, with examples from the Grenville orogen; *Geology*, v. 22, p. 743-746.
- Vauchez, A., Barruol, G. et Tommasi, A., 1997. Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts; *Terra Nova*, v. 9, p. 62-66.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, p. 90-99.
- Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves; *in* *Enclaves and Granite Petrology*, (ed.) J.D. Didier and B. Barbarin; *Developments in Petrology*, v. 17, p. 277-292.
- Vernon, R.H., 1999. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks; *The Canadian Mineralogist*, v. 37, p. 513-524.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow; *Electronic Geosciences*, v. 5, no. 2, p. 1-23.

- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.J. et David, J., 1997. Géologie de la région du lac Bohier (12N/03); Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 97-07, 29 p.
- Vignerresse, J.L., Barbey, P. et Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer; *Journal of Petrology*, v. 37, p. 1579-1600.
- Vokes, F.M., 2000. Ores and metamorphism: Introduction and historical perspective; in *Metamorphic and Metamorphogenic Ore Deposits*, (ed.) P.G. Spry, B. Marshall, and F.M. Vokes; *Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 1-18.
- Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R. et Edmonds, C.M., 1967. Age determinations and geological studies; K-Ar isotopic ages, report 7; Geological Survey of Canada, Paper 66-17, 120 p.
- Wareham, C.D., Pankhurst, R.J., Thomas, R.J., Storey, B.G., Grantham, G.H., Jacobs, J. et Eglington, B.M., 1998. Pb, Nd, and Sr isotope mapping of Grenville-age crustal provinces in Rodinia; *The Journal of Geology*, v. 106, p. 647-659.
- Warren, R.G. et Shaw, R.D., 1985. Volcanogenic Cu-Pb-Zn bodies in granulites of the central Arunta block, central Australia; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 3, p. 481-499.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Farrar, E. et Langridge, R.J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 63-73.
- Weaver, B.L. et Tarney, J., 1983. Element depletion in Archean granulite-facies rocks; in *Migmatites, Melting and Metamorphism*, (ed.) M.P. Atherton and C.D. Gribble; Shiva Publication, Nantwich, p. 250-263.
- Webera, M.B.I., Tarney, J., Kempton, P.D. et Kent, R.W., 2002. Crustal make-up of the northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia; *Tectonophysics*, v. 345, p. 49-82.
- Weinberg, R.F. et Podladchikov, Y., 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle; *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 9543-9559.
- Wells, P.R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 62, p. 129-139.
- Wendlandt, R.F., 1981. Influence of CO₂ on melting model granulite facies assemblage: a model for the genesis of charnockites; *American Mineralogist*, v. 66, p. 1164-1174.
- Wiebe, R.A., 1994. Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: the Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine; *The Journal of Geology*, v. 102, p. 423-437.
- Wiebe, R.A. et Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma; *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1273-1289.
- Wilcox, R.A., 1999. The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance; *The Journal of Geology*, v. 107, p. 421-432.
- Williams, P.F., 1990. Differentiated layering in metamorphic rocks; *Earth-Science Reviews*, v. 29, p. 267-281.
- Williams, P.J., 1991. Metamorphosed boninitic basalts, arc tholeiites, and cryptic volcanic stratigraphy from the Elzevir terrane of the Grenville Province, Calumet mine, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 9, p. 26-34.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Fontboté, L., De Haller, A., Johnson, D., Mark, G., Marschick, R. et Oliver, N.H.S., 2005. Iron oxide-copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin; *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371-405.
- Willner, A.P., 1992. Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaqua Mobile Belt (South Africa); *Mineralium Deposita*, v. 27, p. 304-313.
- Willner, A.P., Pawlig, S., Massonne, H.-J. et Hervé, F., 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (cotecules) in the high-pressure, low-temperature complex at Bahia Mansa, Coastal Cordillera of south-central Chile; *The Canadian Mineralogist*, v. 39, p. 1547-1569.
- 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, Open File, Report 5880, 195 p.
- Wilson, J.R. et Larsen, S.B., 1985. Two-dimensional study of a layered intrusion - the Hyllingen series, Norway; *Geological Magazine*, v. 122, p. 97-124.
- Wodicka, N., Corriveau, L. et Stern, R., 2004. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Bondy gneiss complex: evidence for circa 1.39 Ga arc magmatism and polyphase Grenvillian metamorphism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Québec; in *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, (ed.) R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew; Geological Society of America, Memoir 197, p. 243-266.
- Wodicka, N., Parrish, R.R. et Jamieson, R.A., 1996. The Parry Sound domain: a far travelled allochthon? New evidence from U-Pb zircon geochronology; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 1087-1104.
- Woolley, A.R., 1987. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part I: North and South America; University of Texas Press, Austin, Texas, 372 p.
- Wynne-Edwards, H.R., 1969. Tectonic overprinting in the Grenville Province, southwestern Quebec; *Geological Association of Canada, Special Paper 5*, p. 163-182.
- Wynne-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province; *Geological Association of Canada, Special Paper 11*, p. 265-334.
- 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; Geological Survey of Canada, Paper 66, 32 p.
- Xu, X., O'Reilly, S.Y., Zhou, X. et Griffin, W.L., 1996. A xenolith-derived geotherm and the crust-mantle boundary at Qilin, southeastern China; *Lithos*, v. 38, p. 41-62.
- Yagmurlu, F., Savasçin, Y. et Ergün, M., 1997. Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey; *The Journal of Geology*, v. 105, p. 717-728.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a line with correlated errors; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 320-324.

Young, D.A., 1995. Korneupine-group minerals in Grenville granulite-facies paragneiss, Reading Prong, New Jersey; The Canadian Mineralogist, v. 33, p. 1255-1262.

Zaleski, E. et Pattison, D.R.M., 1993. Metamorphism in the generation of granulite veins: mass balance, mass transfer, and reference frames; Journal of Petrology, v. 34, p. 1303-1323.

Zaleski, E. et Peterson, V.L., 1995. Depositional setting and deformation of massive sulfide deposits, iron-formation, and associated alteration in the Manitouwadge Greenstone Belt, Superior Province, Ontario; Economic Geology, v. 90, p. 2244-2261.

Zhao, X., Ji, S. et Martignole, J., 1997. Quartz microstructures and c-axis preferred orientations in high-grade gneisses and mylonites around the Morin anorthosite (Grenville Province); Canadian Journal of Earth Sciences, v. 34, p. 819-832.

Annexe A

Duplicata des résultats d'analyses interlaboratoires d'échantillons provenant du pluton de Kensington

Échantillon	DMC 50		DMC 101g		DMC 109a		DMC 183d		DMC 215		918b	918b
Laboratoire	INRS	¹ U-TO	INRS	U-TO	INRS	U-TO	INRS	U-TO	INRS	U-TO	U-TO	U-TO
% en poids												
SiO ₂ *	40,69	41,03	43,36	43,16	60,24	61,87	44,66	45,29	49,58	48,47	47,93	47,95
TiO ₂ *	2,37	2,30	2,16	2,13	0,84	0,82	1,91	1,85	1,36	1,27	1,99	2,05
Al ₂ O ₃ *	15,58	16,03	15,42	15,86	16,61	17,96	8,51	9,07	18,10	18,70	19,38	19,44
Fe ₂ O ₃ *	13,30	13,06	13,00	13,19	3,23	3,25	10,21	10,38	8,35	8,13	8,67	8,70
MnO*	0,12	0,15	0,14	0,13	0,09	0,09	0,14	0,14	0,07	0,08	0,12	0,08
MgO*	7,17	7,34	6,73	6,45	0,85	0,95	13,08	12,90	3,58	3,50	3,00	3,00
CaO*	9,05	9,30	7,85	7,95	2,13	2,19	13,47	13,59	6,30	6,26	7,08	7,05
Na ₂ O**	2,20	2,09	2,34	2,49	4,64	4,55	1,21	1,20	3,21	3,53	3,88	3,76
K ₂ O*	3,68	3,67	4,37	4,51	7,15	7,35	2,96	3,00	4,59	4,52	3,05	3,04
P ₂ O ₅ *	1,69	2,01	1,67	2,00	0,18	0,17	0,92	0,98	0,94	0,98	1,21	1,28
PAF	1,33	2,01	1,08	1,28	0,78	0,95	1,89	2,60	1,25	1,40	1,04	1,04
Total	97,18	98,99	98,12	99,15	96,74	100,15	98,96	101,00	97,33	96,84	97,35	97,39
ppm												
Nb*		11		13		19	<3	7		13	10	
Zr*		444		422		651	75	197		638	398	
Y*		44		47		48	19	32		38	34	
Sr*		6136		5215		617	1072	1130		8684	5008	
Rb*		83		102		187	62	80		77	47	
Ni**		9		44		0	143	139		5	2	0
Cu**		0		0		0	27	0		0	0	0
Au**	<0 ,005	0	<0 ,005	8	< 0,005	11	< 0,005	10	<0 ,005	8	10	9
As**		0		0		0		0		0	0	0
Zn**		100		100		60	92	105		103	100	73
V**		183		193			262	195		112	137	
Ba**	7411	6800	5653	5310	903	770	3996	3730	9656	9390	8700	8680
Cs**	1,2	1,4	1,2	1,1	2,9	2,9	1,2	1,1	0,7	0,5	0,3	0,4
U**	<0,5	0,3	0,8	0,4	3,3	2,5	0,7	0,52	<0,5	0,55	0,25	0,20
Th**	2,0	1,9	4,3	4,3	12,5	13,5	4,1	4,1	2,6	2,8	1,78	1,70
Sc**	14,2	14,27	13,8	14,29	4,4	4,69	29,7	30,49	6,8	7,78	14,36	13,34
Hf**	3,7	2,3	4,0	2,6	12,1	11	4,3	3,3	4,5	2,2	1,90	2,00
Ta**	<0,3	0,16	0,5	0,2	1,3	1,27	<0,3	0,17	<0,3	0,22	0,26	0,26
Cr**	11	13	61	67	<5	0	585	591	<5	4	2	2
Co**	39	36,8	37	38,4	2	1,5	47	46,5	24	25,0	16,3	15,9
La**	81,2	87,9	103,1	109,3	125,4	136,8	50,4	56,5	46,0	48,8	61,7	67,9
Ce**	187	185	229	233	303	320	116	120	93	107	140,5	123,3
Nd**	118	86	137	125	172	143	81	67	54	37	55,0	49,0
Sm**	18,61	18,65	21,01	24	24,71	24,69	15,06	15,77	9,09	10,05	13,11	12,77
Eu**	4,9	4,4	5,3	5,04	4,3	4,2	3,4	3,16	3,3	3,51	4,10	3,41
Tb**	1,3	1,3	1,5	1,4	2,0	1,9	1,3	1,29	0,7	0,72	0,93	0,89
Yb**	1,7	1,9	1,5	2,4	4,1	4,7	2,0	2,7	1,0	1,4	1,9	2,1
Lu**	0,25	0,25	0,30	0,29	0,58	0,63	0,26	0,3	0,15	0,16	0,21	0,24
F**		6600		4300				3300		1600		
* fluorescence X; ** activation neutronique; PAF = perte au feu; INRS = Institut national de la recherche scientifique; U-TO = Université de Toronto ¹ Statistiques analytiques pour le laboratoire de l'Université de Toronto tirées de Barnes et Gorton (1984)												

Annexe B

Description pétrographique représentative des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil

Type (Échantillon)	¹Minéraux (abondance/caractéristiques)									²Granulométrie	³Phase de recristallisation	⁴Homogénéité/ hétérogénéité	Textures	
	Qtz	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Autres					
GABBRO LITÉ DU DIABLE														
Leucogabbro (CQA-1399a)	tr	74 m-z-hd		20 xm	tr v-xm	5 br-hd	tr id	1			M	R1	ho	subophtique à ophtique; Bt parallèle aux clivages Px, remplace Pl
	tr	3 m-xm	5 hd	81 hd	5 v-xm	2 ro-hd		4			M	I	ho	très altéré; Oxy d'exsolution parallèles aux clivages du Px; texture adcumulats: Pl et Op remplissent les interstices.
Gabbroonorite (CQA-1408)		60 m-hd	5 hd	30 hd	1 v-xm	2 br-hd	2	tr			M	R1	ho	texture intergranulaire; am deutérique; Oxy d'exsolution parallèles aux clivages du Px
	tr	6 m-xm	2 hd	88 m-hd	tr v-xm	Tr br-hd	4				G	I	ho	adcumulat : Pl et ±Op interstitiels (Op parfois id); Oxy d'exsolution parallèles aux clivages du Px; Bt mal développée
GABBRO LITÉ DE KAR-HA-KON														
Gabbro (dyke) (CQA-1799)	x	x		30		tr		10			F		±ho	phéno. Pl; texture intergranulaire; antiperthites
GABBRO LITÉ DE LACORDAIRE														
Leucogabbro (CQA-1420)		78 m-hd	3 hd	17 hd	tr v-xm	1 b-hd		1	tr		M	I	ho	altéré et fracturé; Oxy d'exsolution parallèles aux clivages du Px; texture subophtique à ophtique; Bt mal développée
	x	x		25	5	2	tr	12			F		±ho	Px entouré d'Am; Px altéré
Gabbroonorite (dyke) (CQA-1421a)	x	x	15	15		3	tr	15			F		ho	contact gabbro-dyke; équi granulaire ou granoblastique
											F		ho	
Gabbroonorite (dyke) (CQA-1425a)	x	x	10	10	5	12	tr	8			F		ho	
											F		ho	
Gabbroonorite leuco. (CQA-1433)		79 m-hd	6 hd	10 hd	4 v-xm	1 br-hd		>tr			G	R1	±ho	altéré et fracturé; Fo ignée; cristaux déformés; cumulat de Pl+Opx, Cpx interstitiel entouré d'Am; Oxy d'exsolution parallèles aux clivages du Px; Bt mal développée
	tr	53 m-hd	10 hd	30 hd	1 vo-xm	2 ro-hd	4	tr			M	R1	ho	texture intergranulaire à subophtique Pl un peu déformé; Spl en inclusions dans l'Op
GABBRO LITÉ DE MONTJOIE														
Gabbro (CQA-1283a)	tr	65 m-déf-hd	3 xm	7 m-xm	20 vb-xm	3 br-id		2	tr		G	R1	ho	texture subophtique; texture cloisonnée; Px entouré d'Am; Am deutérique ou de recrystallisation
	X(?)	x	tr	10	15	5	1	10			F		hé	texture intergranulaire et sous-grain; 10 % phéno. (3-8 mm) de Pl ± déformé
Métabasite(? ,dyke) (CQA-1289a)	x	55	15	20		tr	tr	10			F		±ho	Cristallisation à haute température

¹ Abréviations des minéraux : Kretz (1983), sauf amphibolite (Am), oxydes (Oxy), minéraux opaques (op)

² F = grain fin; G = grain grossier; M = grain moyen

³ I – texture magmatique; R1 – recrystallisation subsolidus caractérisée par une texture sous-grain

⁴ hé = hétérogène; ho = homogène

Abréviations et symboles : br = brun-rouge; déf = déformé; hd = hypidiomorphe; id = idiomorphe; m = macle; ro = rouge-orange; tr = trace; v = vert; vb = vert-bleu; vo = vert olive; x = composition modale non estimée; xm = xénomorphe; z = zonation magmatique ou métamorphique; (?) = identification incertaine

Annexe C

Description pétrographique représentative des intrusions en feuillets de la suite intrusive de Chevreuil

Type (Échantillon)	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Ttn	Zrn	Autres	² Granulométrie	³ Phase de recristallisation	⁴ Homogénéité/ hétérogénéité	Textures
¹ Minéraux (abondance/caractéristiques)																
PLUTON D'AMRSTRONG																
Monzonite qtz (COA-953)	x	x	x			x	x	tr	x	tr	tr(?)	x(?)	F+M	R3	hé	porphyroïde : phéno. de Pl (2-4 mm); deux composantes (partie plus felsique +partie plus mafique)
		OR-xm	m-xm			v-hd	bo-hd									
Granite (COA-1062)	25	53	15	(?)	3(?)		2	1	1		tr		F+M	R2-R3	hé	porphyrique : phéno. de Kfs (>2.5 cm) avec inclusions de Px zoné; perthite; myrmékite; texture engrenée du Qtz; symplectite Bt-Qtz
	pla-xm	OR-xm	m-xm		alt-hd		ro-hd	id			id					
Gabbroriorite COA-1068		3(?)	67	10	15	tr	tr	1	4			tr	M	R2	±ho	porphyrique : phéno. de Pl à inclusions de Px+Bt; perthite; Ap (2-3 mm); texture subophtique à intergranulaire; Bt parallèle aux clivages du Px
		OR-xm	m-hd	hd	hd	v-m-xm	br-xm	id				Cal				texture intergranulaire
Diorite (COA-3498a)			x	3(?)	7	40	tr	tr	5						±ho	
Gabbroriorite (COA-3526l)			60	10	23	tr	4	tr	3				M	I	ho	texture intergranulaire à subophtique; Oxy d'exsolution parallèles aux clivages du Px; Bt mal développée
			m-hd	hd	m-hd	v-xm	or-hd	id								
Diorite (COA-3526l)	10	5	55			19	3	1	7		tr			R3	hé	porphyroïde : phéno. de Pl (4-7 mm); antiperthite; myrmékite; symplectite Bt-Qtz; texture engrenée du Qtz
	pla-xm	OR-xm	m-xm			v-hd	br-hd	op+mat- hd			id					
Monzodiorite qtz (COA-4064)	15	7(?)	55	4	6	4	3	tr	6	tr(?)	tr		F+M	R3	hé	phénocristaux de Pl-Kfs; myrmékite; perthite
	pla-xm	OR-xm	m-z-xm			v-hd	ro-hd	id			id					
PLUTON DE BRUCHÉSI																
Diorite (COA-1100)			48			43	7	1	1		tr	tr	M	R5	ho	Fo (Bt + Am) bien développée Ap et Zrn très petites; Zrn dans Bt
			m-xm			v-xm	br-hd	id			id	Cal				
PLUTON DES ÉCORCES																
Syénite qtz (COA-1116a)	5	40	25			7	18	tr	2	3	tr		M	R1	hé	Fo (Bt + Am); porphyrique : phéno. de Kfs; perthite; myrmékite; 2 populations de Ttn : cristaux id rs + cristaux xm brunâtres
	pla-xm	ML-xm	m-xm			vb-hd	vo-hd	id		hd	id					
Monzonite qtz (COA-1122)	10	30	45				10	1	2	2	tr		M	R3	ho	Fo (Bt); myrmékite; perthite; ±altéré; Bt altérée en Chl; Ttn souvent associée aux Op
	pla-xm	ML-xm	m-alt-xm				vo-id	id		hd	id					
Monzonite qtz (COA-1126)	15	25	43			5	5	1	2	4	>tr	tr	M	R3	±ho	Fo (Bt+Am+Ttn); myrmékite; Kfs et Pl altérés; Ttn(?) autour d'Oxy; perthite; Ttn maculée (1-2 mm) à inclusions Ap,Op,Qtz,Zrn,Am et Kfs.
	pla-xm	ML-xm	m-xm			vb-hd	v-hd	hd	hd	rs-m-xm	id	Cal				perthite; texture squelettique des Op; couronne d'Oxy autour de la Ttn
Granite (COA-1127)	20	45	30			tr	2	tr	1	1	1	1	M	R3	ho	texture ophtique relique; cristaux de Am granoblastiques; Couronne de Ttn autour d'Oxy
	pla-xm	ML-xm	m-z-xm			v-hm	v-hd	id		xm		(?)				
Diorite (enclave) (COA-1129)	tr		45			49	5	>tr	tr	1			M	R3	ho	
			m-z-alt-x m			v-hd	or-hd	id-1 mm		xm	xm					

Annexe C. (suite)

Type (Échantillon)	Minéraux (abondance/caractéristiques)												2Granulométrie	3Phase de recristallisation	4Homogénéité/ hétérogénéité	Textures
	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Ttn	Zrn	Autres				
Monzonite (COA-1135a)	3	40 ML-xm	30			8	12 v-hd	1 id	2	4 m	tr			R1	hé	porphyrique : phéno. de Kfs centimétriques; perthite; myrmékte; Ap en inclusions dans Ttn et Op
Monzonite (COA-1151a)	2	30 OR-xm	33		20	5	1 br-id	tr	tr		tr		M	R1-R2	hé	porphyrique : phéno. de Pl et Kfs à inclusions de Pl+Qtz+Bt+Op; Fo magmatique; symplectite Bt-Qtz; texture subophitique; myrmékte; Bt envahit Pl
Monzodiorite (COA-1152)	tr	10 OR-xm	55	5	18	4	5 br-id	tr	3			Tr (?)	G	I-R1	hé	aspect textural non caractéristique de la suite; texture subophitique à intergranulaire; symplectite Px-Pl; Am autour de Px; perthite; antiperthite; altéré; Oxy d'exsolution le long des clivages du Px
PLUTON DE LAC CHEVREUIL																
Monzonite qtz (COA-1076)	15	50 ML-m-xm	25				7	tr	2	1			F+M	R2	hé	porphyrique : phéno. de OR + ML (1-2 cm); texture cloisonnée; Oxy squelettiques associés à Ttn; Bt/Oxy entre phéno. de Kfs; Fo (Bt); myrmékte; perthite; texture œillée
Monzonite qtz (enclave) (COA-1086d)	15	50 OR-xm	12			12	7	1	2	1			F+M	R1-R2	hé	Porphyrique : phéno. de OR + ML (jusqu'à 2,5 cm); couronne de Ttn autour des Op (squelettiques); texture sous-grain le long des plans de macle des phéno. de Kfs; Texture cloisonnée; texture engrenée du Qtz
Monzodiorite (COA-1087)	2	15 OR-xm	56			15	7	2	3		tr		F+M	R3	ho	myrmékte; perthite; symplectite Bt-Qtz
Monzodiorite qtz (COA-3313)	10	5 OR-xm	40	5	10	5	13	2	10		tr		F+M	R3	hé	Porphyroïde : phéno. de Pl (35-40 % An) et Kfs (?) de 5 mm; myrmékte; Fo (Bt)
PLUTON DE PRESTON																
Monzonite (COA-939)	20	44 ML-xm	18			7	7	tr	2	2	tr	tr	F+M	R2	hé	Porphyroïde : phéno. de Kfs +Pl (3-5 mm); texture cloisonnée; perthite échantillon très altéré;
Diorite (COA-955a)			70		2	20	3	tr	5				M		ho	Cpx remplacé par Am; Am granoblastique
Diorite (COA-960)	5(?)		50			30	13	tr	2				F+M	R3	ho	Fo (Bt + Am)
Monzonite (COA-961)	5(?)	30 ML+OR-xm	55				7	tr	3		tr		F	R3	ho	porphyroïde : phéno. d'orthose (2-4 mm) peu perthitique; Fo(Bt); ML essentiellement dans matrice

Annexe C. (suite)

Type (Échantillon)	¹ Minéraux (abondance/caractéristiques)													² Granulométrie	³ Phase de recristallisation	⁴ Homogénéité/ hétérogénéité	Textures
	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Ttn	Zrn	Autres					
Diorite (COA-964)	5	2(?) OR-xm	55 m-xm			25 vb-hd	10 bj-hd	tr id	3	tr	tr id			F+M	R2-R3	hé	porphyroïde : phéno. de Pl (2-4 mm); Fo (Bt); Am comporte inclusions de Op+Ap
Granite (COA-1372)	20 pla-xm	52 ML-m-xm	15 m-xm			4 v-xm	5 b-id	>tr b-id	3	1 xm	tr			G	R2	hé	porphyrique : phéno. de Kfs + myrmérite + perthite; Ttn autour d'Oxy; Fo (Bt+Op); texture engrenée
Monzonite qtz (COA-2206)	10 pla-xm	37(?) ML-xm	30(?) m-xm			12 vb-xm	6 b-id	1 hd	4		tr id			F	R3	±ho	porphyroïde : phéno. de Pl + ML (2-5 mm); Fo (Bt-Am) bien marquée; déformée; Qtz en ruban
Diorite (COA-3500)	2		49 m-z-xm			30 vf-hd	15 rv-hd	1 hd	3		tr id			M	R3	ho	déformation subsolidus; recristallisation thermique
PLUTON DE HENN																	
Gabbro (COA-1606)			65		10	13	8	tr	4		tr	tr		F	R2	hé	porphyrique : phéno. de Pl (1-2 cm)- Beaux cristaux de Zrn; texture ophitique; Am entoure Px; symplectite Bt-Qtz; fractures de distension au sein des phéno. de Pl remplis d'Op
Gabbro (COA-1607)	tr		56			40	3		1	tr	tr	tr		M	R3	ho	échantillon altéré; texture subophitique relique; couronne de Ttn autour d'Oxy; Am granoblastique et zonée (vf en bordure et vp au centre)
PLUTON DES POLONAIS																	
Syérite qtz (COA-1603a)	15 pla-xm	50 OR-m-xm	19 m-xm			8	5	>tr	2	1	tr			F+M	R2-R3	hé	porphyrique : phéno. centimétriques de Kfs; myrmérite; perthite; couronne de Ttn autour d'Oxy; beau cristal de Zrn; très déformée; Fo (Bt+Am); texture engrenée du Qtz
PLUTON DE RÉMI																	
Gabbro norite (COA-515a)	tr(?)		62 m-xm	7 hd	20 hd	3 v-xm	5 br-hd	tr	3			tr	Cal	M	R3	ho	couronne de Cpx autour d'Opx; Am deutérique; conservation de la texture subophitique à intergranulaire ;
Gabbro norite (dyke) (COA-515b)	x		x	20	10	tr	tr	tr	5					F		ho	texture sous grain; ±folié
PLUTON DES ROCHES																	
Monzonite qtz (COA-008)	10 pla-xm	35 OR-hd	39 m-hd			7 v-hd	7 b-id	tr	2		tr			F+M	R1-R2	hé	porphyrique : phéno. de Kfs (1-2 cm) avec inclusions de Pl et Am; myrmérite + perthite (exsolution peu abondante); texture cloisonnée + texture engrenée du Qtz

Annexe C. (suite)

Type (Échantillon)	Minéraux (abondance/caractéristiques)												2 Granulométrie	3 Phase de recristallisation	Homogénéité/ hétérogénéité	Textures
	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Ttn	Zrn	Autres				
Granite (COA-019)	20 pla-xm	55 ML-xm	20 m-alt				5 b-hd	tr	tr	tr			M	I-R1	hé	porphyrique : phéno. de Kfs (1-2 cm) avec inclusions Kfs, Bt et Pl; texture sous-grain autour des phéno.
	2		53 m-z-xm	7 xm	3 xm	35 vp-hd	10 bo-hd	tr	1				M	R3	ho	Am entoure et remplace les grains de Px; conservation de la texture optique à subophitique; conservation des anciennes mades du Px
Monzonite qtz (COA-349)	15	25	45		tr	10	3	tr	2	tr	tr		M	R2	hé	Porphyrique : phéno. de Kfs (1-2 cm) avec inclusions de Pl, Bt et Op; foliation magmatique; perthite; myrmékte en bordure des phéno; Ttn(?) souvent associée avec Op; beau cristal de Zrn (0,1 mm)
	pla-q-xm	ML+OR-xm	m-xm			v-xm	bo-hd			xm	id					
Monzonite qtz (COA-355)	15	26	40		tr	7	10	tr	2	tr			F+M	R2	hé	porphyrique : phéno. de Kfs (1-2 cm) avec inclusions de Pl, Bt; Am truffée d'inclusions d'Op; perthite ± abondante; Ttn autour des Op dans matrice; texture engrenée du Qtz
	xm	OR-xm	m-xm			V	bj-id			xm						
Monzodiorite qtz (COA-557)	7	7(?)	51			17	13		3	tr	tr	(?)	F+M	R3	hé	porphyrique : phéno. de Pl + Kfs; antiperthite; déformée; Fo (Bt+Am)
		OR-xm	m-xm			v-xm	br-hd	id		id	id-gros	ocre				
PLUTON DE SAINT-FRANÇOIS-D'ASSISE																
Monzonite qtz (COA-1091a)	10	47	30			7	4	tr	2	tr	tr	tr	F+M	R2	hé	porphyrique : phéno. de Kfs +Pl (7 mm); difficile de distinguer Pl de Kfs dans la matrice; texture ±cloisonnée; texture engrenée du Qtz; texture squelettique des Op; beaux cristaux de Zrn
		OR-xm	m-xm			v-hd	br-hd	id-mat +Am		hd-mat	id-mat	Chl				
Diorite (COA-1097b)	tr		60		10	24	3	tr	3		tr		M	R3	hé	texture subophitique relique; filon de chlorite + calcite; bordure d'Am autour de Px; Am : texture de résorption
			m-xm		xm	v-xm	br-hd	hd			id					
Monzonite qtz (COA-1455)	15	35	24			15	6	1	4	tr	tr		F	R3	hé	porphyroïde : phéno. de Kfs+Pl (5-7 mm); mésoperthites; myrmékte; couronne de Ttn autour d'Oxy
	pla-xm	OR-xm	m-xm			v-xm	b-hd	mat-id	phéno. +mat	mat-hd						

Annexe C. (suite)

Type (Échantillon)	¹Minéraux (abondance/caractéristiques)												²Granulométrie	³Phase de recristallisation	⁴Homogénéité/ hétérogénéité	Textures	
	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Ttn	Zrn	Autres					
PLUTON DE SEPT-FRÈRES																	
Syénite qtz CQA-2076	10	53	25			7	2	tr	3		tr		M	R3	hé	porphyrique : phéno. de Kfs (jusqu'à 1 cm); échantillon altéré; myrmékite; texture engrenée du Qtz	
	pla-xm	OR-xm	m-xm	v-hd	br-hd						id						
PLUTON DE SERPENT																	
Monzodiorite (CQA-1022)		5(?)	45	5	20	5	15	1	4				M-G	I	±ho	texture intergranulaire; Ap dans matrice et en inclusions dans Bt	
		OR-xm	m-z-hd	hd	m-hd	v-hd	br-or-hd	id-0.5 mm									
Monzodiorite (CQA-4107)	tr	5(?)	63	5	10	12	tr	tr	5		tr			R3	ho	porphyrique : phéno. de Pl avec antiperthites	
		OR-xm	m-xm	hd	hd	bv-hd	br-hd	hd			id						
PLUTON DE LA SUCRIERIE																	
Diorite (CQA-134)	1	(?)	38		5	50	5	tr	1				M	I-R1	ho	texture ophtique et sous-grain; Am entoure cristaux de Px; Am deutérique et Am de recristallisation (texture de résorption)	
			m-z-hd		xm	v-hd	bo-hd	hd									
Monzonite qtz (CQA-136)	10	30	53				5	tr	2			tr(?)	F	R2	hé	porphyrique : phéno. fracturés de Kfs (1-2 cm) avec inclusions de Pl; myrmékite; Fo (Bt); minéral brunâtre	
	pla-xm	OR-xm	m-xm				b-hd	hd									
Monzonite qtz (CQA-198)	5	20	60			10	5	tr	tr		tr		M	R2	hé	porphyrique : phéno. fracturés de Kfs (1-2 cm) avec inclusions de Pl; myrmékite; Fo (Bt+Am); ML essentiellement dans matrice	
	pla-xm	OR+ML-xm	m-hd				vb-xm	b-id	id		id						
Monzonite qtz CQA-207	15	49	30				5	tr	1				M	R3	ho	Fo (Bt) bien développée	
	pla-xm	ML-xm	m-xm				b-id	hd									
PLUTON DE MASKINONGÉ																	
Granite (CQA-920)	30	55	10			3		tr	1	1		1(?)	M	R4	hé	porphyrique; mésoperthites; texture cloisonnée; couronne de Ttn autour d'Oxy	
	ond-xm	OR-xm	m-xm			vp-xm		id		xm							
Granite à Kfs (CQA-921)	23	75	1				tr	tr	tr	tr	tr	1	M	R1	ho	Mésoperthites; texture cloisonnée à engrenée	
	pla-xm	OR-xm	m-xm				bo-hd	id		hd	id						
PLUTON DE GREY VALLEY																	
Syénite qtz (CQA-877)	15	50	18			15	tr	tr	tr	2			F+M	R1	ho	mésoperthites	
		ML-xm	m-z-xm			vb-hd	ro-xm	id		xm							
Granite (CQA-878)	50	32	10		3	4	tr	tr	1	tr		(?)	G	R1	hé	Am entoure les grains de Px; mésoperthites; myrmékite	
	ond-xm	OR-xm	m-xm		xm	vp-xm	bo-xm	id		xm		jv				mésoperthites; perthite; texture	
Granite (CQA-883)	45	30	17			4	2	tr	1	1	tr	(?)	M	R3	hé	porphyrique; myrmékite; texture engrenée du Qtz; Am deutérique (?); Ttn souvent associée aux Op	
	ond-xm	ML-xm	m-hd			vp-xm	bo-hd	id		xm	id	j					

Annexe C. (suite)

Type (Échantillon)	1Minéraux (abondance/caractéristiques)											2Granulométrie	3Phase de recristallisation	4Homogénéité/ hétérogénéité	Textures
	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxy	Ttn	Zrn				
Monzonite (CQA-891)	20	20	39	(?)	7	10	Tr	1	3	tr			R2	hé	porphyrique : phéno. de Kfs avec inclusions de Pl+Qtz+Px; myrmékte; Am deutérique (2 %)+ Am de recristallisation (8 %); antiperthite; perthite; Oxy à inclusions d'Ap
	pla-xm	OR-xm	m-xm		xm	vo-hd	bo-hd	mat+ Op-id		xm	id				
DYKES DE DIORITE ET DE GABBRO															
Diorite (CQA-1294a)	(?)		x		3	30	5	tr	4					±ho	texture équi-granulaire, sous-grain des phéno. de Pl zoné; Fo magmatique
Gabbro (CQA-1776b)			x		40	5	5	tr	10				G	±ho	Px remplacé par Am et entouré d'Am
Diorite (CQA-1776c)	(?)		x			30	12	2	8		tr		F	ho	texture réticulée; phéno. de Pl zoné; filon de Scp(?)
Diorite (CQA-3340a)	x		x			20	10	2	5	tr	tr			±ho	phéno. de Pl, texture sous-grain; texture intergranulaire

1Abréviation des minéraux : Kretz (1983), sauf amphibolite (Am), oxydes (Oxy), minéraux opaques (Op)

2F = grain fin; G = grain grossier; M = grain moyen

3I = texture magmatique

R1 = recristallisation subsolidus caractérisée par une texture sous-grain

R2 = recristallisation subsolidus plus évoluée, la bordure originelle des cristaux étant définie par des minéraux mafiques

R3 = recristallisation subsolidus complète, la bordure originelle des cristaux pouvant être reconnue localement par l'agencement des plages de minéraux mafiques

R4 = superposition de deux phases de recristallisation subsolidus

R5 = recristallisation dynamothermique

4hé = hétérogène; ho = homogène

Abréviations et symboles :

alt = altéré

b = brun

bj = brun-jaune

bo = brun-orange

br = brun-rouge

bv = brun-vert

déf = déformé

hd = hypidiomorphe

id = idiomorphe

j = jaune

jv = jaune-vert

m = macle

mat = matrice

MG = magnétite

ML = microcline

ond = extinction onduleuse

OR = orthose; or = orangé

phéno. = phénocristaux

pla = extinction lamellaire

qtz = quartzifère

r = rouge

ro = rouge-orange

rs = rose saumon

rv = rouge vin

tr = trace

v = vert

vb = vert-bleu

vbp = vert-bleu pâle

vf = vert foncé

vo = vert olive

vp = vert pâle

x = aucune distinction entre quartz et feldspath;

xm = xénomorphe

z = zonation ignée ou métamorphique

(?) = identification incertaine

Annexe D

Description pétrographique des dykes de la suite intrusive de Chevreuil

Échantillon	Minéraux											2Granulométrie	3Homogénéité/hétérogénéité	4Pluton	Textures
	Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cpx	Am	Bt	Ap	Oxi	Ttn	Zn				
COA-837b	x		x		65	tr	1	7					ho		Pl :altéré; ±foliée
COA-1044	x			7	3	60	5	tr	1				he		Recristallisée et cisailée
COA-1064	x		x		13	10	7	3	4				ho	A	Fo (Bt+Am); texture granoblastique
COA-1091b	(?)		x	5	5	70	10	tr	2		tr		ho	SFA	Fo (Bt+Am); faciès des granulites; petites fractures de muscovite
COA-1096	(?)		x	Tr(?)	13	13	8	1	6				ho	SFA	±Fo (Bt+Am); déformée; granoblastique
COA-1159	(?)	x	(?)		7	22	15	4	2	5			±ho	E (p)	±Fo (Bt+Am); amoncellement de Am -> anciens phéno. ou enclaves
COA-1278a			x	7		40	5	1	2				ho	M (p)	vestige de texture magmatique; filon de Bt
COA-1370a	x		x			25	3	1	3	2			ho	G (p)	Fo (Bt+Am); granoblastique
COA-1372b	x		x			35	8	tr	1		tr		ho	G	± Fo (Bt) ± granoblastique; extinction en plaquettes du Qtz
COA-1538a	x		x	10	30		3 (ro)	1	3	tr (ds Bt)			ho	H (p)	granoblastique; texture sous-grain dans filon felsique déformé
COA-1550a	x		x	1	10	30	4	1	5				ho		Fo (Am+Bt+Op); granoblastique
COA-1562a	x		x	1	8	30	5	tr	1		tr		ho		granoblastique; gros cristal de zircon
COA-1596a	x		x	Tr	1	40	3	tr	1		tr		ho	M (p)	Fo (Bt+Am); granoblastique - Px concentré dans des filons (déshydratation)
COA-1603b	x		x			40	3	tr	3	tr			ho	P	granoblastique
COA-1947d	(?)		x	tr(?)	20	5 (ro)	20	2	6				±ho	A (p)	ressemble à une texture magmatique; texture sous-grain
COA-1655e	x		x		15	25	1	tr	3						granoblastique; Fo (Am)
COA-1658	x		x	Tr	10		10	2	5		tr	Scp (10)	ho		Fo (Bt); phéno. de Pl; granoblastique
COA-1659c	pla-xm	(?)	x	3	3		15	1	6			Scp (10)	ho		Fo (Bt)
COA-1698b	tr		x		55 (v)	3 (ro)	tr	3					ho	SFA	Phéno. d'Am recristallisée + phéno. de Kfs de l'ordre du mm; matrice
COA-1708a		61	1		45	3	3	4					ho		equigranulaire massive
	phéno. (1)					phéno.	mat	mat							20 % de phéno. d'Am vert-bleu
COA-1947c	x		x	2	10	25	3	1	8				ho	A (p)	Fo (Am, Pl); foliation magmatique; granoblastique
COA-2187	(?)		x		tr	50 (v)	3 (ro)	tr	4				ho	G (p)	Fo (Am); Px entouré d'Am; granoblastique
COA-2306	(?)		x			25 (vb)	5	tr	2	1			ho	SFA (p)	Fo (Bt+Am); zonation diffuse dans phéno. de Pl; granoblastique
COA-2348a	x		x		5	90 (vb)	1	tr	tr				±ho	B (p)	foliation bien développée
COA-2672f	x		x	15 (id)	3hd	1	5	1	2		tr		ho	A (p)	Fo (Bt+Grt); gros cristal de zircon; sous-grains; phéno. de Bt (4 mm)
COA-3340d	x		x			40	7	1	3	1			ho	C (p)	Pl granoblastique; résorption des cristaux d'Am
COA-3423	x		x				25	5	3			Grt (10)	he	C (p)	texture granoblastique de la matrice; Grt poecloblastique
COA-3473i	(?)		x			25	7	1	5		tr	Grt (10)	±ho	G (p)	Grtpoecloblastique; granoblastique
COA-3561	x	65	(?)		15 (hd)		25 (id)	1 (id)	tr	tr		Cal (tr)			Fo (Bt ±Cpx); ±phéno. de Cpx
COA-3565c	(?)		x	15	?	50			2	tr			ho	A (p)	granoblastique; Am maculé
COA-3952	x		x	1(?)	20	3	3		12			F	ho		texture intergranulaire
COA-3965	x		x	tr	25	tr		2	10				ho		Ap en inclusions dans Pl

1 Abréviations des minéraux : Kretz (1983), sauf amphibolite (Am), oxydes (Oxy), minéraux opaques (Op)

2 F = grain fin

3 hé = hétérogène; ho = homogène

4 A = pluton d'Armstrong

B = pluton de Bruchési

C = pluton de Cameron

E = pluton des Ecorces

G = pluton de Gagnon

Abréviations et symboles :

hd = hypidiomorphe

id = idiomorphe

mat = matrice

phéno. = phénocristaux

pla = extinction lamellaire

ro = rouge-orange

tr = trace

vb = vert-bleu

x = aucune distinction entre quartz et feldspath

xm = xénomorphe

(?) = identification incertaine

Note : Les lames minces ont le même numéro que l'échantillon de roche à partir duquel elles ont été faites.

Les échantillons portent tous le numéro de l'affileurement d'où ils proviennent et sont individualisés à l'aide d'une lettre alphabétique qui fait allusion au corps lithologique décrit dans les géofiches et dont la description est versée dans la banque de données SIGEOM

Annexe E

Résultats d'analyses chimiques des intrusions litées de la suite intrusive de Chevreuil

Stock Échantillon 'Type	Diable						Kar-Ha-Kon						Lacordaire						Montjoie				
	1369a G	1398a G	1398b P	1399a LG	1399b P	1402a G	1408a Gn	1573a G	1573b P	1799 (d)G	1800a G	1801a G	1348a G	1420a LG	1421a (d)G	1425a (d)Gn	1426a (d)Gn	1433a LGn	2159a Gn	2597a G(?)	1283b (d)G	1284b (d)G	1289a (d)G
% en poids																							
SiO ₂ *	53,19	54,07	50,01	52,48	49,38	50,54	51,75	52,09	48,51	48,59	51,13	14,34	48,14	52,95	47,24	46,97	48,35	51,74	50,05	51,73	44,53	46,69	48,99
TiO ₂ *	0,36	0,66	0,72	0,39	0,96	1,03	0,33	0,27	0,77	2,31	1,14	8,87	0,76	0,28	1,45	1,84	1,40	0,22	0,78	0,74	1,71	1,77	1,56
Al ₂ O ₃ *	18,81	16,81	7,38	25,42	8,24	17,57	18,26	18,20	6,31	14,70	14,77	5,68	14,63	22,88	16,98	16,35	17,17	22,37	16,11	18,30	14,80	16,05	14,97
Fe ₂ O ₃ *	6,97	7,02	11,36	2,81	12,60	9,83	6,62	6,91	12,67	13,76	10,08	57,16	10,04	5,08	12,38	14,67	11,74	4,70	10,16	9,54	18,37	13,99	15,57
MnO*	0,12	0,11	0,20	0,03	0,16	0,13	0,11	0,11	0,18	0,19	0,17	0,27	0,16	0,08	0,16	0,20	0,17	0,08	0,14	0,18	0,16	0,18	0,20
MgO*	7,50	7,56	15,11	2,05	12,97	5,82	7,75	8,30	12,44	6,49	6,42	5,18	10,68	4,89	6,05	6,50	6,39	4,90	7,78	3,77	6,85	5,39	6,13
CaO*	9,72	10,31	12,46	11,70	12,43	9,62	10,49	10,22	14,75	9,23	10,40	4,00	12,09	9,79	9,66	9,42	9,11	9,98	11,74	7,92	9,61	8,61	8,98
Na ₂ O*	2,85	2,44	0,86	3,36	0,93	2,79	2,81	2,57	0,84	2,95	3,00	0,37	1,21	3,53	2,72	2,73	3,07	3,29	2,55	3,50	2,57	3,26	2,84
K ₂ O*	0,46	1,12	0,25	0,76	0,24	0,58	0,36	0,31	0,14	0,86	0,74	0,09	1,27	0,47	0,38	0,61	0,94	0,41	0,32	2,68	0,31	0,71	0,53
P ₂ O ₅ *	0,07	0,17	0,16	0,12	0,03	0,13	0,04	0,03	0,08	0,79	0,35	0,02	0,53	0,03	0,36	0,54	0,37	0,02	0,00	0,63	0,05	0,53	0,08
S	0,09	0,01	0,25	0,07	0,75	0,18	0,25	0,14	1,90	0,20	0,05	1,69	0,07	0,00	0,22	0,32	0,18	0,05	0,23	0,08	0,30	0,22	0,21
PAF	0,44	0,27	0,45	1,05	2,00	0,50	1,67	1,39	1,81	0,52	0,29	0,41	0,92	2,93	0,78	0,61	1,05	0,38	0,15	0,46	1,05	0,96	0,49
Total	100,58	100,55	99,21	100,24	100,69	98,72	100,44	100,54	100,40	100,59	98,54	98,08	100,50	102,91	98,38	100,76	99,94	98,14	100,01	99,53	100,31	98,36	100,55

ppm																							
Nb* (2)***	<2	<2	8	<2	6	<2	<2	<2	13		3	67	4	<2	5	5	<2	<2	<2	6	12	8	10
Zr* (2)***	12	44	71	<2	75	22	7	11	63		49	62	29	4	24	36	52	<2	15	176	5	12	<2
Y* (5)***	7	13	28	<5	27	8	6	5	27		27	24	21	<5	22	29	27	<5	12	27	18	41	27
Sr* (2)***	928	1335	374	2049	449	1086	872	799	189		622	69	604	898	820	852	786	905	649	690	566	859	681
Rb* (2)***	<2	13	3	<2	3	<2	4	<2	<2		5	<2	39	<2	<2	<2	6	<2	3	62	<2	7	3
Ni* (5)***	35	23	216	52	427	20	78	125	323		51	276	16	43	66	50	81	48	52	9	68	45	74
Cu* (3)***	26	31	128	51	994	34	85	73	252		53	274	31	27	90	143	37	28	87	19	133	118	102
Zn*	59	57	91	23	80	73	50	48	76		97	581	75	38	113	123	111	39	77	105	130	152	122
Ga* (3)***	13	12	8	10	5	14	11	9	7		11	23	10	13	14	15	16	13	10	17	17	19	21
V*	94	128	246	63	271	238	92	88	386		197	8596	276	65	292	353	256	57	281	103	895	359	457
Ba** (100)***	257	417	146	479	101	492	339	187	161	473,2	354	<100	573	219	241	390	506	182	<100	651	162	566	303
Cs** (0,5)***	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5		<0,5	<0,5	1,0	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	
U** (0,5)***	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5		<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	
Th** (0,2)***	0,0	2,2	0,4	0,3	0,3	0,4	0,0	0,0	0,4	0,2	0,3	0,0	0,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,3	0,0
Sc** (0,1)***	18,9	24,7	47,0	7,9	46,1	22,2	21,4	18,3	54,5	23,2	27,7	22,9	32,6	10,0	25,2	27,6	24,3	11,3	32,1	14,4	34,0	24,8	31,2
Hf** (0,2)***	0,5	2,0	2,3	0,8	2,4	1,0	0,5	0,3	1,6	3,2	1,6	1,0	1,1	0,3	1,0	1,6	2,1	0,2	0,6	5,3	0,9	2,3	1,1
Cr** (5)***	45	20	341	15	866	45	90	99	322	143	103	68	65	97	42	19	26	70	73	31	34	44	44
Co** (1)***	32	32	63	13	86	32	41	32	96	38	30	197	38	22	43	51	43	22	45	20	74	44	54
La** (0,5)***	6,2	13,8	9,0	9,2	7,3	5,9	3,5	2,1	6,0	23,9	11,3	1,3	18,0	3,1	9,2	17,1	17,1	2,4	2,2	40,6	4,2	21,9	7,5
Ce** (2)***	10	32	27	19	24	13	8	5	19	58	29	3	47	6	25	46	45	5	6	90	10	58	18
Nd** (5)***	7	18	25	9	25	8	<5	<5	14	45	22	<5	32	<5	21	33	31	<5	<5	48	8	40	14
Sm** (0,05)***	1,59	4,46	6,39	2,09	6,69	1,99	1,41	0,90	4,75	9,72	5,29	1,26	6,81	0,74	5,23	7,83	6,92	0,63	1,65	9,26	2,23	9,28	3,86
Eu** (0,1)***	0,7	1,3	1,5	1,1	1,4	0,9	0,6	0,5	1,1	2,5	1,7	0,4	1,7	0,6	1,7	2,2	2,0	0,5	0,8	2,8	0,8	2,6	1,4
Tb** (0,1)***	0,2	0,5	0,8	0,2	0,9	0,3	0,2	0,2	0,7	1,3	0,7	0,2	0,7	0,0	0,7	1,0	0,9	0,0	0,3	0,9	0,3	1,1	0,6
Yb** (0,2)***	0,8	1,9	2,4	0,7	2,4	0,8	0,6	0,6	2,4	3,6	2,6	0,7	1,6	0,5	2,1	3,0	3,0	0,3	1,0	2,4	1,5	3,7	2,4
Lu** (0,05)***	0,12	0,22	0,35	0,08	0,34	0,14	0,11	0,10	0,36	0,54	0,36	0,14	0,26	0,06	0,30	0,42	0,45	0,07	0,16	0,41	0,19	0,54	0,37
La/Yb	7,7	7,4	3,7	13,1	3,0	7,1	5,4	3,7	2,5	6,6	4,4	1,8	11,4	6,5	4,3	5,7	5,7	7,9	2,2	16,7	2,8	6,0	3,1
Zr/Hf	22,1	21,7	31,1	0,0	31,4	22,8	14,7	32,9	38,9		30,6	62,8	26,1	14,2	24,4	22,2	24,6		26,4	33,1	5,5	5,3	

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu; Pb et Ta sous le seuil de détection

¹D = dlorite; G = gabbro; Gn = gabbroïte; LG = leucogabbro; LGn = leucogabbroïte; P = pyroxénite; (d) = dyke

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu; Pb et Ta sous le seuil de détection
'D' = diorite; G = gabbro; Gn = gabbro; LG = leucogabbro; LGn = leucogabbro; P = pyroxénite; (d) = dyke

Annexe F

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu
 Pb sous la limite de détection sauf 5035 (33 ppm) et 1372a (16 ppm)
 D = diorite; (d) = dyke; e = enclave; G = gabbro; Gn = gabbroïte; Gr = granite; M = monzonite; Md = monzodiorite; qtz = quartzifère; S = syénite; Umin = roche ultramafique minéralisée
 1 Irvine et Baragar (1971); Na₂O + K₂O par rapport à SiO₂; A = alcalin; S = subalcalin
 2 Peccerillo et Taylor (1976); K₂O par rapport à SiO₂; A = alcalin (champ shoshonitique); C = calco-alcalin

Annexe F. (suite)

Pluton	Écorces										Grand Remous		Preston											
	1116a S-qtz	1122 M-qtz	1126 M-qtz	1127 Gr	1129 eD	1135a M	1151a M	1152 Md	5035 Umin	939 M	961 M	964 D	968 D-qtz	1372a Gr	1951 M	1953 S ou M	1965 M-qtz	2200a G	2206a M-qtz	2647 Md	2648 M	2651 M	2958 D	3500 D
	% en poids																							
SiO [*]	58,15	65,87	65,61	75,22	51,44	55,41	59,50	53,97	27,07	64,78	58,92	55,75	71,97	66,86	62,99	65,57	72,63	48,11	62,53	52,85	64,30	62,36	49,36	51,94
TiO [*]	1,65	0,86	0,80	0,37	0,86	1,78	0,76	0,93	2,31	1,01	1,01	1,67	0,68	0,64	1,22	0,91	0,47	0,68	1,19	1,94	0,91	1,18	2,08	1,68
Al ₂ O [*]	17,04	17,38	16,50	13,54	16,80	17,54	16,21	16,24	5,81	15,39	19,39	18,49	14,91	14,61	14,91	14,31	13,62	15,45	14,61	16,00	14,66	14,94	15,57	17,69
Fe ₂ O [*]	7,14	3,57	3,92	2,13	9,46	7,30	6,05	8,41	26,25	6,03	5,38	10,26	2,44	3,89	7,51	5,40	2,58	9,02	7,38	12,02	6,05	7,23	14,42	10,31
MnO [*]	0,14	0,06	0,08	0,03	0,18	0,13	0,09	0,16	0,19	0,09	0,06	0,17	0,01	0,06	0,13	0,08	0,02	0,13	0,14	0,19	0,13	0,14	0,21	0,15
MgO [*]	2,50	1,20	1,03	0,39	6,92	2,63	4,16	6,97	9,16	1,83	1,59	3,78	0,72	0,83	1,11	1,19	0,68	8,74	1,40	4,12	0,88	1,32	4,09	3,97
CaO [*]	4,26	1,92	2,67	0,99	9,58	4,59	5,74	10,27	11,20	3,57	2,95	6,51	2,03	2,25	3,99	2,61	1,26	13,11	3,93	7,37	3,18	3,80	7,44	7,89
Na ₂ O [*]	3,82	4,22	4,92	4,10	3,49	3,70	3,11	2,86	0,93	4,27	4,47	3,96	3,67	3,15	3,45	3,40	3,03	1,75	3,42	3,57	3,31	3,54	3,93	3,65
K ₂ O [*]	5,50	6,40	4,61	5,09	1,24	5,20	4,57	1,63	0,33	3,32	5,02	1,92	4,76	5,04	3,99	3,78	5,60	0,89	3,55	1,18	4,35	3,61	0,93	0,86
P ₂ O [*]	0,72	0,27	0,24	0,10	0,13	0,75	0,46	0,39	2,86	0,37	0,31	0,55	0,15	0,19	0,39	0,44	0,13	0,43	0,39	0,28	0,43	0,67	0,34	
S	0,08	0,06	0,08	0,00	0,09	0,05	0,01	0,03		0,09	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	
PAF	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	9,61	0,06	0,05	0,04	0,03	0,74	0,39	0,91	0,62	1,35	0,34	0,93	0,38	0,93	1,02	0,61
Total	101,03	101,82	100,49	101,98	100,21	99,11	100,68	101,88	95,72	100,81	99,15	103,10	101,60	98,26	100,08	98,60	100,64	99,38	98,92	100,62	98,43	99,48	99,73	99,09
Affinité	² A, ³ A	² A, ³ A	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² A, ³ A	² S, ³ C	² S, ³ C		² A, ³ A	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² S, ³ C	² A, ³ C	² S, ³ C	
ppm																								
Nb ⁺ (2)***	12	24	20	11	<2	6	<2	<2	<2	14	4	7	<2	4				<2	7					
Zr ⁺ (2)***	504	502	411	230	59	605	235	98	35	406	638	230	60	335				55	417					
Y ⁺ (5)***	43	55	70	37	22	33	25	26	39	57	25	37	25	43				20	45					
Sr ⁺ (2)***	1042	644	385	163	459	1249	949	1117	941	430	542	459	366	356				859	616					
Rb ⁺ (2)***	116	139	95	90	62	210	124	35	<2	63	79	53	10	81				10	52					
Ni ⁺ (5)***									5154					7				10	10					
Cu ⁺ (3)***									6185					5				28	9					
Zn ⁺									204					68				67	131					
V ⁺	103		46			131			552					31				270	29					
Ba ⁺⁺ (100)***	2607	1344	914	520	258	2699	1133	739	380	895	2989	485	141	1508	2297	1525	1102	215	1734	403	2842	1827	392	628
Cs ⁺ (0,5)***	2,1	1,1	2,0	0,8	1,9	6,8	1,2	1,0	<0,5	0,5	0,9	1,0	0,4	0,0	<0,5	1,7	0,7	<0,5	<0,5	1,4	0,5	<0,5	0,6	1,4
U ⁺⁺ (0,5)***	2,9	3,6	2,7	1,0	1,3	1,8	1,0	0,9	1,9	0,8	1,1	1,1	0,0	0,5	<0,5	1,1	1,3	0,5	1,1	1,7	0,8	0,7	1,4	0,8
Th ⁺⁺ (0,2)***	7,7	10,0	8,4	4,5	1,3	3,0	2,1	2,4	2,5	4,1	1,2	1,4	0,7	4,1	1,3	1,0	11,8	0,5	4,4	2,4	1,6	4,2	1,4	2,2
Sc ⁺⁺ (0,1)***	14,0	4,4	7,9	1,4	33,0	12,0	15,0	27,0	22,6	15,0	7,7	15,0	48,0	7,7	12,9	10,8	3,9	34,2	12,9	19,9	11,5	12,7	23,6	22,8
Hf ⁺⁺ (0,2)***	16,0	14,0	12,0	7,2	1,9	15,0	7,7	2,9	2,2	11,0	14,0	6,3	1,8	9,6	13,3	10,1	7,8	2,3	12,2	2,7	17,9	14,0	4,0	4,5
Ta ⁺⁺ (0,3)***	1,0	2,1	2,2	1,0	0,1	0,9	0,5	0,3	<0,3	0,7	0,3	0,5	0,1	0,6	0,6	0,7	<0,3	0,5	0,4	0,7	0,7	0,7	0,5	0,6
Cr ⁺⁺ (5)***	55	64	94	126	174	50	226	172	193	115	46	69	421	8	8	10	9	37	7	37	10	8	15	16
Co ⁺⁺ (1)***	16	10	8	4	48	21	25	33	461	11	12	29	44	5	6	6	4	32	7	34	5	7	37	21
La ⁺⁺ (0,5)***	110,0	130,0	81,0	58,0	10,0	89,0	55,0	31,0	77,3	40,0	26,0	25,0	11,0	37,3	27,6	15,8	117,8	12,5	60,2	20,6	33,0	44,9	25,8	33,5
Ce ⁺⁺ (2)***	240	296	193	134	26	184	129	73	193	93	52	65	32	89	63	34	234	34	134	46	73	97	61	88
Nd ⁺⁺ (5)***	111	130	90	60	17	93	66	41	132	52	27	35	23	56	44	23	91	23	66	29	48	64	40	62
Sm ⁺⁺ (0,05)***	19,00	22,00	19,00	11,00	3,90	17,00	12,00	8,40	21,34	12,00	6,00	7,80	6,00	12,40	8,77	5,13	10,20	6,23	13,60	5,98	9,71	12,20	8,43	12,52
Eu ⁺⁺ (0,1)***	4,1	3,2	2,3	1,5	1,1	3,8	2,6	2,0	4,8	2,4	2,3	1,8	1,4	2,7	3,8	2,1	1,8	1,7	4,0	1,7	4,6	3,8	2,2	3,4
Tb ⁺⁺ (0,1)***	1,8	2,0	2,4	1,2	0,6	1,5	1,1	1,0	1,7	1,7	0,7	1,0	0,9	1,5	1,2	0,8	0,7	0,6	1,5	1,0	1,3	1,6	1,2	1,7
Yb ⁺⁺ (0,2)***	4,7	5,2	7,2	3,6	2,2	3,5	2,4	3,0	2,6	4,9	2,4	3,7	2,2	4,1	3,2	3,7	1,2	1,7	4,6	2,3	4,1	3,4	3,4	4,2
Lu ⁺⁺ (0,05)***	0,69	0,85	1,10	0,49	0,37	0,52	0,33	0,44	0,36	0,72	0,38	0,56	0,34	0,54	0,47	0,52	0,21	0,24	0,66	0,39	0,63	0,68	0,53	0,58
La/Yb	23,4	25,0	11,3	16,1	4,5	25,4	22,9	10,3	30,1	8,2	10,8	6,8	5,0	9,0	8,7	4,3	95,4	7,3	13,1	8,8	8,1	10,4	7,5	8,0
Zr/Hf	31,5	35,9	34,3	31,9	31,1	40,3	30,5	33,8	15,7	36,9	45,6	36,5	33,3	34,8				23,5	34,2					
* fluorescence X; ** activation neutronique; () ***** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu																								
Pb sous la limite de détection sauf 5035 (33 ppm) et 1372a (16 ppm)																								
¹ D = diorite; (d) = dyke; e = enclave; G = gabbro; Gn = gabbroïnite; Gr = granite; M = monzonite; Md = monzodiorite; qtz = quartzfère; S = syénite; Umin = roche ultramafique minéralisée																								
² Irvine et Baragor (1971; Na ₂ O + K ₂ O par rapport à SiO ₂) : A = alcalin; S = subalcalin																								
Pecorillo et Taylor (1976; K ₂ O par rapport à SiO ₂) : A = alcalin (champ shoshonitique); C = calco-alcalin																								

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu

Pb sous la limite de détection sauf 5035 (33 ppm) et 1372a (16 ppm)

¹ D = diorite; (D) = dyke; e = enclave; G = gabbro; Gr = gabbro; Gr = granite; M = monzonite; Md = monzodiorite; qtz = quartzifère; S = syénite; Umin = roche ultramafique minéralisée

² Irvine et Baragar (1971); Na₂O + K₂O par rapport à SiO₂; A = alcalin; S = subalcalin

³ Peccerillo et Taylor (1976); K₂O par rapport à SiO₂; A = alcalin (champ shoshonitique); C = calco-alcalin

Annexe F. (suite)

Pluton Echantillon l' type	Grey Valley				Henn		Hydroplane		Janet				Maskinongé		Polonais		Rémi	
	877 S-qtz	878 Gr	883 Gr	891 M	928 M	1606 G	1607 G	2584a G	2589a G	1172 S-qtz	1176 S-qtz	1178 S-qtz	1181 S-qtz	920 Gr	921 Gr	1603a S-qtz	515a Gn	515b (d)Gn
	65,34	70,68	70,59	63,68	65,05	51,63	52,22	49,11	50,37	64,19	63,55	62,31	62,10	74,46	77,89	63,78	52,38	50,23
	1,02	0,58	0,58	1,54	1,27	1,61	0,68	0,71	0,72	0,67	0,99	1,33	1,13	0,30	0,18	1,04	0,68	2,25
	14,72	14,37	13,11	14,92	15,01	16,14	17,57	12,44	15,15	14,94	15,68	14,70	15,19	13,18	12,35	15,46	18,93	15,42
	6,27	3,28	3,35	7,64	7,61	11,06	7,14	8,53	9,83	3,80	5,85	7,28	6,18	1,48	1,07	5,26	7,32	14,31
	0,10	0,07	0,05	0,14	0,11	0,17	0,13	0,16	0,17	0,10	0,11	0,12	0,12	0,02	0,03	0,09	0,12	0,21
	0,77	0,87	0,80	1,94	1,45	3,92	6,05	9,73	9,73	0,67	0,99	1,41	1,02	0,26	0,15	1,33	4,86	4,82
	3,41	2,51	1,79	3,94	3,75	6,69	9,13	13,72	10,35	1,91	3,18	3,61	2,96	1,05	0,73	2,96	8,12	8,45
	3,54	3,35	3,04	3,58	2,92	4,07	3,57	2,06	2,31	3,72	3,78	3,33	3,85	3,67	3,59	4,16	3,95	2,83
	5,31	5,44	4,33	3,36	4,41	1,69	0,95	0,43	0,55	5,95	5,16	4,45	5,08	5,53	4,74	4,86	0,80	0,65
	0,22	0,21	0,23	0,51	0,47	0,47	0,23	0,07	0,09	0,26	0,39	0,63	0,44	0,04	0,02	0,38	0,10	0,38
	0,00	0,17	0,02	0,02	0,01	0,16	0,16	0,07	0,16	0,01	0,05	0,10	0,01	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00
	0,03	0,01	1,17	0,06	0,03	0,94	1,70	1,14	0,84	2,33	0,07	0,05	0,05	0,03	0,23	0,26	1,12	0,06
Total	100,73	101,54	99,06	101,33	102,09	98,55	99,53	98,17	100,27	98,55	99,80	99,32	98,13	100,02	100,98	99,61	98,46	99,61
Affinité	² S: ³ A				² S: ³ A,C	² A: ³ C	² S: ³ C	² S: ³ C	² S: ³ C					² S: ³ C			² S: ³ C	
ppm																		
Nb ⁺ (2)***	9	13	4	14	19	10	<2	<2	<2	21	9	10	13	9	8	7	<2	7
Zr ⁺ (2)***	580	331	383	474	506	220	35	49	40	830	655	733	782	182	117	370	8	169
Y ⁺ (5)***	35	56	53	75	85	38	15	23	19	90	55	56	56	41	29	50	<2	51
Sr ⁺ (2)***	599	403	364	399	312	500	1188	603	521	247	640	631	624	178	65	336	7	370
Rb ⁺ (2)***	142	157	75	64	121	13	10	6	6	111	70	67	83	138	187	<2	<2	6
Ni ⁺ (5)***						30	127	103	113							13		
Cu ⁺ (3)***						54	113	41	68							14		
Zn ⁺						113	74	64	76							76		
V ⁺	16			111	68	220	110	168	180		23		29			47		
Ba ⁺⁺ (100)***	1250	972	1259	864	961	713	601	217	282	1303	2369	2142	2252	707	137	1247	189	353
Cs ⁺⁺ (0,5)***	0,7	1,3	<0,5	0,3	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,2	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	<0,5	<0,5	<0,5
U ⁺⁺ (0,5)***	1,3	2,1	0,6	<0,5	1,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,9	0,5	0,8	1,3	1,0	2,2	0,6	<0,5	<0,5
Th ⁺⁺ (0,2)***	4,2	7,4	1,1	1,6	6,5	0,2	0,4	0,5	0,0	5,5	1,5	2,1	2,7	7,0	18,0	0,9	0,4	0,0
Sc ⁺⁺ (0,1)***	3,0	6,1	6,8	12,0	12,0	19,7	17,6	36,8	34,6	7,6	8,4	11,0	9,4	2,3	2,1	9,8	20,0	31,0
Hf ⁺⁺ (0,2)***	14,0	9,4	11,0	14,0	14,0	6,2	1,3	1,8	1,2	23,0	17,0	22,0	21,0	6,0	4,4	11,1	1,8	4,9
Ta ⁺⁺ (0,3)***	0,5	1,0	0,6	1,1	1,4	0,4	<0,3	<0,3	<0,3	1,3	0,6	0,8	0,9	0,8	0,7	0,5	0,1	0,4
Cr ⁺⁺ (5)***	104	96	112	103	115	24	98	828	113	86	81	70	90	140	148	8	72	46
Co ⁺⁺ (1)***	8	10	8	17	18	31	28	35	46	5	10	11	11	4	5	8	40	52
La ⁺⁺ (0,5)***	37,0	72,0	37,0	58,0	74,0	29,6	13,7	6,8	6,2	135,0	71,0	67,0	78,0	37,0	37,0	43,2	11,0	20,0
Ce ⁺⁺ (2)***	90	153	90	145	176	73	30	19	16	362	168	156	181	81	73	106	24	52
Nd ⁺⁺ (5)***	40	70	55	79	91	40	17	18	8	213	96	89	97	36	24	60	13	36
Sm ⁺⁺ (0,05)***	7,60	13,00	13,00	17,00	19,00	8,89	3,61	5,03	3,37	39,00	19,00	18,00	18,00	7,10	4,20	12,60	3,20	9,40
Eu ⁺⁺ (0,1)***	2,6	2,4	2,6	2,9	3,0	2,2	1,4	1,5	1,1	6,2	5,4	5,0	4,7	1,2	0,4	2,6	1,1	2,3
Tb ⁺⁺ (0,1)***	1,0	1,6	1,6	2,2	2,6	1,1	0,4	0,8	0,5	3,6	2,1	1,9	1,9	1,0	0,7	1,5	0,5	1,4
Yb ⁺⁺ (0,2)***	4,6	6,0	4,9	7,1	8,4	3,3	1,1	2,5	1,9	7,2	4,0	4,7	5,0	4,0	3,4	4,5	2,2	5,0
Lu ⁺⁺ (0,05)***	0,81	0,87	0,69	1,10	1,20	0,50	0,19	0,35	0,29	0,99	0,60	0,74	0,75	0,63	0,55	0,63	0,30	0,77
La/Yb	8,0	12,0	7,6	8,2	8,8	9,0	13	2,8	3,2	18,8	17,8	14,3	15,6	9,3	10,9	9,6	5,0	4,0
Zr/Hf	41,4	35,2	34,8	33,9	36,1	35,7	26,5	26,9	32,5	36,1	38,5	33,3	37,2	30,3	26,6	33,3	4,4	34,5

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu

Pb sous la limite de détection sauf 5035 (33 ppm) et 1372a (16 ppm)

¹ D = diorite; (d) = dyke; e = enclave; G = gabbro; Gn = gabbro; Gr = granite; M = monzonite; Md = monzodiorite; qtz = quartzifère; S = syénite;

Umin = roche ultramafique minéralisée

² Irvine et Baragar (1971; Na₂O + K₂O par rapport à SiO₂) : A = alcalin; S = subalcalin

³ Peccerillo et Taylor (1976; K₂O par rapport à SiO₂) : A = alcalin (champ shoshonitique); C = calco-alcalin

Annexe F. (suite)

Pluton		Roches				Saint-François-d'Assise				Sept-Frères		Serpent		Sucrerie					
Échantillon		008	019	023	349	355	557	1091a	1097b	1455a	2125a	2076a	4107	133	134	136	198	207	2605a
Type		M-qtz	Gr	Gn	M-qtz	M-qtz	Md-qtz	M-qtz	D	M-qtz	G	S-qtz	Md	G	D	M-qtz	M-qtz	M-qtz	G
% en poids																			
SiO ₂ *		62,09	72,79	51,81	64,96	62,06	55,01	62,39	50,72	62,50	51,36	61,26	48,34	50,77	50,56	53,01	58,65	57,43	65,44
TiO ₂ *		0,84	0,36	0,76	0,81	0,78	2,18	1,13	1,28	1,10	0,37	0,98	2,76	1,92	0,47	0,57	1,00	1,07	0,52
Al ₂ O ₃ *		17,32	14,77	13,59	17,40	16,53	17,99	16,50	18,23	15,74	17,31	16,40	15,50	15,88	10,08	17,31	17,63	17,82	17,79
Fe ₂ O ₃ *		5,40	2,72	9,05	5,14	5,00	8,88	5,98	10,32	6,00	7,42	5,27	13,00	11,71	9,21	6,84	6,05	6,03	2,91
MnO*		0,07	0,06	0,15	0,07	0,07	0,18	0,10	0,17	0,11	0,13	0,08	0,14	0,18	0,16	0,11	0,07	0,11	0,02
MgO*		1,71	0,86	10,69	1,60	1,81	3,26	1,60	6,02	1,38	8,37	1,32	5,60	4,30	17,38	7,12	1,84	1,43	0,83
CaO*		3,48	1,61	8,62	3,43	3,40	5,75	3,43	8,22	3,15	9,44	3,33	8,42	7,97	8,41	9,57	3,56	3,48	1,79
Na ₂ O*		4,32	4,09	2,93	4,71	3,40	4,52	3,79	3,38	3,94	2,56	4,08	2,16	4,11	1,53	2,85	4,06	4,32	5,37
K ₂ O*		4,04	4,56	1,45	4,32	4,07	2,35	4,80	1,04	4,68	0,57	4,84	2,10	1,79	1,32	1,55	3,11	4,30	4,99
P ₂ O ₅ *		0,33	0,13	0,19	0,34	0,32	0,94	0,46	0,37	0,40	0,05	0,29	1,03	0,77	0,24	0,26	0,37	0,44	0,25
S		0,00	0,00	0,14	0,01	0,00	0,02	0,05	0,18	0,00	0,00	0,00	0,06	0,17	0,20	0,22	0,00	0,19	0,00
PAF		0,14	-	0,11	0,01	1,03	0,02	0,02	0,01	0,54	0,54	1,12	0,03	0,75	0,09	0,07	1,86	1,09	0,08
Total		99,74	101,95	99,49	102,80	98,47	101,10	100,25	99,94	99,54	98,12	98,97	99,14	100,32	99,65	99,48	98,20	97,71	99,99
Affinité		² Si: ³ A	² Si: ³ C	² Si: ³ C	² Si: ³ A	² Si: ³ A	² Si: ³ C	² Si: ³ A	² Si: ³ C	² Si: ³ A	² Si: ³ C	² A: ³ A	² A: ³ C	² Si: ³ C	² Si: ³ C	² Si: ³ C	² A: ³ A	² A: ³ A	² A: ³ A
ppm																			
Nb ⁺ (2)***		4	7	<2	6	6	6	8	<2	11	<2	6	<2		<2	6	<2	3	<2
Zr ⁺ (2)***		368	173	103	309	321	175	480	98	483	25	398	130	130	97	101	422	569	493
Y ⁺ (5)***		38	30	21	36	37	52	39	20	46	11	36	21	21	18	18	26	31	22
Sr ⁺ (2)***		546	245	484	532	521	913	488	781	359	534	439	1324		472	955	595	669	258
Rb ⁺ (2)***		90	116	32	84	81	48	69	21	66	9	63	35		28	27	90	58	68
Ni ⁺ (5)***										8	121	10							96
Cu ⁺ (3)***										12	53	14							52
Zn ⁺										88	60	82							57
V ⁺		75	180			68		59		37	112	46							134
Ba ⁺⁺ (100)***		1412	596	436	1440	1530	941	1623	520	1415	302	1867	949	634,7	586	631	1272	2752	1386
Cs ⁺⁺ (0,5)***		1,1	0,8	1,0	0,8	0,8	0,5	0,5	2,0	0,7	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	0,8	0,9	1,8	1,1	0,6
U ⁺⁺ (0,5)***		1,0	1,2	1,2	1,6	1,5	0,0	0,8	<0,5	1,4	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	1,7	1,4	1,1	1,7	1,2
Th ⁺⁺ (0,2)***		4,7	9,7	3,0	4,9	4,3	3,1	1,3	0,3	2,2	0,5	0,5	1,2	0,8	3,5	3,5	2,9	1,9	1,5
Sc ⁺⁺ (0,1)***		8,5	3,2	27,0	8,4	9,4	15,0	12,0	22,0	13,0	19,9	10,1	17,0	14,3	28,0	22,0	8,9	10,0	4,4
Hf ⁺⁺ (0,2)***		9,3	4,9	2,2	8,7	9,4	5,0	13,0	3,0	14,0	0,8	12,2	3,6	5,5	2,4	2,8	10,0	15,0	12,0
Ta ⁺⁺ (0,3)***		0,5	0,7	0,3	0,6	0,9	0,9	0,5	0,3	0,7	<0,3	0,3	0,4	0,5	0,2	0,2	0,5	0,5	0,2
Cr ⁺⁺ (5)***		103	117	658	69	106	55	62	105	9	387	9	50	47	2150	148	66	48	62
Co ⁺⁺ (1)***		13	6	51	13	13	19	12	46	8	35	8	38	26	69	35	15	15	6
La ⁺⁺ (0,5)***		52,0	38,0	17,0	54,0	58,0	59,0	46,0	21,0	49,1	5,6	32,2	33,0	44,4	25,0	30,0	46,0	35,0	19,0
Ce ⁺⁺ (2)***		104	77	41	113	124	139	105	51	119	12	75	80	104	59	68	99	72	40
Nd ⁺⁺ (5)***		49	29	21	50	55	77	57	30	70	7	40	46	60	30	36	46	41	23
Sm ⁺⁺ (0,05)***		9,80	5,40	4,40	9,30	10,00	15,00	12,00	6,70	13,60	1,50	9,64	9,00	11,89	5,80	6,90	8,70	8,70	5,60
Eu ⁺⁺ (0,1)***		1,8	0,9	1,0	1,8	2,0	3,9	2,9	1,7	3,2	0,7	3,0	2,1	2,5	1,2	1,5	1,8	3,4	2,4
Tb ⁺⁺ (0,1)***		1,1	0,7	0,6	1,1	1,2	1,8	1,3	0,9	1,6	0,2	1,0	0,9	1,4	0,6	0,6	0,9	0,9	0,7
Yb ⁺⁺ (0,2)***		3,4	2,6	1,8	3,3	3,7	4,5	3,2	2,4	4,2	0,9	3,2	1,9	3,5	1,7	1,8	1,9	2,7	1,4
Lu ⁺⁺ (0,05)***		0,52	0,41	0,30	0,51	0,56	0,73	0,47	0,37	0,62	0,15	0,48	0,31	0,59	0,28	0,32	0,32	0,47	0,25
La/Yb		15,3	14,6	9,4	16,4	15,7	13,1	14,4	8,8	11,7	6,4	10,0	17,4	12,7	14,7	16,7	24,2	13,0	13,6
Zr/Hf		39,6	35,3	46,8	35,5	34,1	35,0	36,9	32,7	34,5	32,7	32,6	36,1		40,4	36,1	42,2	37,9	41,1
* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu																			
Pb sous la limite de détection sauf 5035 (33 ppm) et 1372a (16 ppm)																			
1 D = chlorite; (d) = dyke; e = enclave; G = gabbro; Gn = gabbroïnite; Gr = granite; M = monzonite; Md = monzodiorite; qtz = quartzifère; S = syénite; Umin = roche ultramafique minéralisée																			
2 Irvine et Baragar (1971; Na ₂ O + K ₂ O par rapport à SiO ₂) : A = alcalin; S = subalcalin																			
3 Pecerillo et Taylor (1976; K ₂ O par rapport à SiO ₂) : A = alcalin (champ shoshonitique); C = calcoo-alcalin																			

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu

Pb sous la limite de détection sauf 5035 (33 ppm) et 1372a (16 ppm)

¹ D = diorite; (d) = dyke; e = enclave; G = gabbro; Gn = gabbro; Gr = granite; M = monzonite; Md = monzodiorite; qtz = quartzifère; S = syénite; Umin = roche ultramafique minéralisée

² Irvine et Baragar (1971; Na₂O + K₂O par rapport à SiO₂) ; A = alcalin; S = subalcalin

³ Peccerillo et Taylor (1976; K₂O par rapport à SiO₂) ; A = alcalin (champ shoshonitique); C = calco-alcalin

Résultats d'analyses chimiques des dykes de la suite intrusive de Chevreuil

¹ Pluton	² Type	Échantillon	% en poids																							
			8	32	33	33	33	34	34	34	34	34	34	36	37	37	37	41	43	43	43	43	44	52	53	
am	G	G	G	Gn	Gn	Gn	CP	mdr	mdr	1602a	1445a	1091b	1096	mda	mda	mda	mda	mda	mda	mda	mda	1089a	515b	182b		
1603b	1799	1421a	1425a	1426a	1283b	1284b	1289a	5021	1602a	1445a	1091b	1096	mda	mda	mda	mda	mda	mda	mda	mda	mda	1089a	515b	182b		
SiO ₂ *	51,19	48,59	47,24	46,97	48,35	44,53	46,69	48,99	46,84	50,45	48,49	46,34	49,76	51,23	48,85	50,33	67,69	48,85	48,53	48,85	50,83	50,23	51,09			
TiO ₂ *	1,07	2,31	1,45	1,84	1,40	1,71	1,77	1,56	0,88	1,78	1,63	0,94	1,48	1,06	2,19	1,23	0,63	1,89	1,14	2,19	1,98	2,25	0,65			
Al ₂ O ₃ *	15,63	14,70	16,98	16,35	17,17	14,80	16,05	14,97	4,24	17,11	18,05	10,98	17,50	17,16	12,93	17,43	16,40	16,84	13,69	12,93	17,63	15,42	17,78			
Fe ₂ O ₃ *	9,72	13,76	12,38	14,67	11,74	18,37	13,99	15,57	14,09	11,61	12,20	9,42	10,91	10,54	14,83	10,62	4,49	13,57	11,81	14,83	11,76	14,31	7,80			
MnO*	0,17	0,19	0,16	0,20	0,17	0,16	0,18	0,20	0,24	0,20	0,18	0,16	0,18	0,16	0,22	0,16	0,06	0,20	0,17	0,22	0,17	0,21	0,12			
MgO*	6,55	6,49	6,05	6,50	6,39	6,85	5,39	6,13	13,80	3,20	4,75	15,71	5,57	6,05	5,42	5,76	1,57	5,00	11,14	5,42	3,66	4,82	6,47			
CaO*	8,06	9,23	9,66	9,42	9,11	9,61	8,61	8,98	15,88	6,78	7,69	10,00	7,88	8,06	10,10	7,94	4,24	7,59	9,41	10,10	7,06	8,45	9,65			
Na ₂ O*	4,18	2,95	2,72	2,73	3,07	2,57	3,26	2,84	0,49	4,88	4,05	1,30	3,63	3,37	2,12	3,60	2,95	3,53	2,07	2,12	3,56	2,83	3,26			
K ₂ O *	1,48	0,86	0,38	0,61	0,94	0,31	0,71	0,53	0,05	1,46	1,61	2,05	1,54	1,69	0,57	1,97	3,09	1,14	0,42	0,57	1,95	0,65	1,12			
P ₂ O ₅ *	0,19	0,79	0,36	0,54	0,37	0,05	0,53	0,08	0,05	1,05	0,58	0,54	0,45	0,25	0,23	0,35	0,22	0,76	0,09	0,23	0,88	0,38	0,07			
S	0,13	0,20	0,22	0,32	0,18	0,30	0,22	0,21		0,29	0,48	0,18	0,19	0,00	0,00	0,15	0,14	0,17	0,16	0,00	0,16	0,00	0,01			
PAF	0,87	0,52	0,78	0,61	1,05	1,05	0,96	0,49	1,29	0,69	0,96	0,03	0,02	0,87	1,70	0,03	0,02	0,03	1,25	1,70	0,03	0,06	0,11			
Total	99,24	100,59	98,38	100,76	99,94	100,31	98,36	100,55	97,85	99,50	100,67	97,65	99,11	100,44	99,16	99,57	101,50	99,57	99,88	99,16	99,67	99,61	98,13			
ppm																										
Nb* (2)***	8		5		<3	12	8	10	7	10	6	<2	<2	6												
Zr* (2)***	112		24	36	52	5	12	<4	52	220	190	166	154	105								8	7	<2		
Y*(5)***	31		22	29	27	18	41	27	40	40	38	26	32	30								307	169	48		
Sr* (2)***	226		820	852	786	566	859	681	54	773	917	668	727	601								50	51	12		
Rb* (2)***	34		<3	<3	6	<3	7	3	10	13	20	32	25	29								734	370	804		
Ni* (5)***	87		66	50	81	68	45	74	368	15	39			59								24	6	29		
Cu* (3)***	40		90	143	37	133	118	102	808	87	90			53												
Zn*	87		113	123	111	130	152	122	70	153	229			98												
Ga* (3)***	14		14	15	16	17	19	21	9	15	15			17												
V*	215		292	353	256	895	359	457	369	177	258			214												
Ba** (100)***	286	473,2	241	390	506	162	566	303	202	927	837	1216	643	467	456	677	786	576	<100	456	844	353	245			
Cs** (0,5)***	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,2	0,9	0,5	0,6	1,9	<0,2	<0,5	0,5	<0,2	<0,5	1,9			
U** (0,5)***	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	1,3	0,5	0,7	0,6	<0,5	0,6	0,5	<0,5	<0,5	1,0			
Th** (0,2)***	1,4	0,2	<2	0,3	<0,2	<0,2	0,3	<0,2	<0,2	1,5	0,7	3,3	0,7	2,9	1,7	1,9	0,6	0,4	0,7	1,7	1,1	<0,2	1,8			
Sc** (0,1)***	26,2	23,2	25,2	27,6	24,3	34,0	24,8	31,2	63,0	16,7	20,6	38,0	23,0	23,7	25,2	26,0	8,8	24,0	28,4	25,2	19,0	31,0	23,0			
Hf** (0,2)***	2,9	3,2	1,0	1,6	2,1	0,9	2,3	1,1	1,5	5,5	5,1	4,9	4,8	3,8	1,9	4,2	4,4	4,7	2,1	1,9	8,2	4,9	1,2			
Ta** (0,3)***	<0,3	0,4	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,3	0,5	0,3	0,0	0,3	1,8	0,4	<0,3	<0,3	0,4	0,4	0,1			
Cr** (5)***	126	143	42	19	26	34	44	44	191	13	17	1696	71	35	29	69	88	56	723	29	48	46	131			
Co** (1)***	37	38	43	51	43	74	44	54	73	24	36	69	46	42	48	49	10	49	56	48	36	52	40			
La** (0,5)***	16,3	23,9	9,2	17,1	17,1	4,2	21,9	7,5	3,1	45,0	31,6	38,0	30,0	23,2	18,2	25,0	20,0	36,0	5,1	18,2	54,0	20,0	8,2			
Ce** (2)***	40	58	25	46	45	10	58	18	11	112	81	90	72	56	44	61	43	91	11	44	133	52	17			
Nd** (5)***	24	45	21	33	31	8	40	14	14	65	50	51	41	29	28	33	22	53	11	28	71	36	10			
Sm** (0,05)***	5,38	9,72	5,23	7,83	6,92	2,23	9,28	3,86	4,30	12,90	10,30	10,00	8,80	6,08	5,63	7,50	4,60	11,00	3,17	5,63	15,00	9,40	2,40			
Eu** (0,1)***	1,3	2,5	1,7	2,2	2,0	0,8	2,6	1,4	1,2	3,1	2,7	2,3	2,2	1,6	1,6	1,9	1,6	2,6	1,1	1,6	2,9	2,3	0,8			
Tb** (0,1)***	0,8	1,3	0,7	1,0	0,9	0,3	1,1	0,6	0,9	1,3	1,1	1,1	1,1	0,8	0,9	1,0	0,5	1,3	0,7	0,9	1,7	1,4	0,4			
Yb** (0,2)***	2,8	3,6	2,1	3,0	3,0	1,5	3,7	2,4	2,8	3,3	3,4	2,1	3,4	2,7	2,4	3,3	1,4	4,0	2,2	2,4	4,9	5,0	1,1			
Lu** (0,05)***	0,42	0,54	0,30	0,42	0,45	0,19	0,54	0,37	0,39	0,47	0,51	0,31	0,52	0,42	0,40	0,54	0,21	0,62	0,35	0,40	0,76	0,77	0,19			
La/Yb	5,8	6,6	4,3	5,7	5,7	2,8	6,0	3,1	1,1	13,5	9,3	18,1	8,8	8,8	7,5	7,6	14,3	9,0	2,3	7,5	11,0	4,0	7,5			
Zr/Hf	38,1	0,0	24,4	22,2	24,6	5,5	5,3	0,0	34,0	39,8	37,2	33,9	32,1	27,3		1,7	40,0	40,6	0,0	0,0	37,4	34,5	40,0			

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu

Pb sous la limite de détection

¹ Plutons de la suite intrusive de Chevreuil, voir les numéros à la figure 23

² A-Grt = amphibolite grenatifère; am = dyke d'amphibolite; Cp = clinopyroxénite; D = diorite; Da = diorite alcaline; e = enclave; G = gabbro; Gn = gabbro; H = hornblende; KS = suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta; L = lamprophyre; mda = dyke de microdiorite et amphibolite; mdr = dyke de microdiorite grenatifère; mdr = dyke de microdiorite à texture réticulée; P = péridotite

248

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu
Pb sous la limite de détection
1 Plutons de la suite intrusive de Chevreuil, voir les numéros à la figure 23
2 A-Grt = amphibolite grenatifère; am = dyke d'amphibolite; Cp = clinopyroxénite; D = diorite; Da = enclave; G = gabbro; Gn = gabbro; H = hornblende; KS = suite alcaline potassique de Kensington-Skooldamatta; L = lamprophyre; mda = dyke de microdiorite et amphibolite; md-Grt = dyke de microdiorite et amphibolite; mdr = dyke de microdiorite à texture réticulée; p = péridotite

Annexe H

Résultats d'analyses chimiques de la suite granitique de Guénette et d'autres dykes granitiques

Échantillon	1135b	1137	1140	1141a	1141b	1141c	1141d	1143	1146b	1156	1160	1161b	297a
¹ Type	(d)Grg	Grg	(d)Lg	Grg	(d)Dg	Grg	(d)Dg	Grg	(d)Grg	Grg	(d)Grg	(d)Grg	(d)Gr
² Site	23	PGué	PGué	PGué	PGué	PGué	PGué	PGué	PGué	-23	31 J/12	3	-53
% en poids													
SiO ₂ *	73,33	73,07	49,38	73,51	50,14	72,70	52,21	71,85	72,71	72,05	73,10	73,01	60,75
TiO ₂ *	0,30	0,34	2,65	0,38	2,67	0,41	2,54	0,37	0,33	0,26	0,38	0,36	1,01
Al ₂ O ₃ *	14,82	14,16	13,81	14,06	15,08	14,22	14,67	15,18	15,26	15,05	14,40	15,26	18,62
Fe ₂ O ₃ *	2,29	2,50	13,67	2,53	10,88	3,04	10,43	2,58	2,52	1,31	2,46	2,22	5,24
MnO *	0,02	0,02	0,02	0,03	0,23	0,03	0,16	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,06
MgO *	0,47	0,39	3,37	0,26	3,88	0,31	3,15	0,61	0,31	0,50	0,42	0,48	1,05
CaO *	1,43	1,65	5,70	1,31	6,05	1,74	5,96	1,19	1,44	1,73	1,37	1,25	2,04
Na ₂ O *	3,77	3,69	2,49	3,17	1,44	3,66	2,71	3,61	4,73	3,50	3,65	4,14	4,39
K ₂ O *	5,63	5,62	5,52	5,97	5,13	5,78	3,98	5,55	5,35	4,81	5,69	5,44	6,48
P ₂ O ₅ *	0,07	0,06	2,06	0,08	2,39	0,04	1,68	0,14	0,12	0,03	0,09	0,14	0,27
S	0,00	0,01	0,17	0,03	0,10	0,04	0,25	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00
PAF	0,02	0,01	1,35	0,02	0,04	0,03	0,34	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Total	102,15	101,52	100,19	101,35	98,03	102,00	98,08	101,13	102,81	99,28	101,67	102,36	99,94
ppm													
Nb* (2)***	8	31		30	23	46	24	14	14	4	23	14	7
Zr* (2)***	269	383		421	365	511	569	286	292	162	377	282	448
Y* (5)***	22	32		44	41	50	52	18	20	9	45	15	33
Sr* (2)***	351	359		252	549	264	1880	314	327	342	304	323	369
Rb* (2)***	172	287		270	341	262	151	193	178	135	351	246	121
Ni* (5)***													
Cu* (3)													
Zn*													
V*													
Ba** (100)***	1699	772	1703	695	2262	743	3593	1424	1469	776	625	1272	3989
Cs** (0,5)***	1,6	1,5	9,0	1,7	7,8	1,5	2,4	1,8	1,4	0,9	4,3	3,0	1,2
U** (0,5)***	8,1	6,3	11,2	6,0	8,2	5,7	4,8	3,6	5,8	1,1	6,4	3,8	0,6
Th** (0,2)***	35,0	96,0	19,8	87,0	17,0	98,0	21,0	48,0	46,0	49,0	75,0	34,0	2,6
Sc** (0,1)***	2,0	0,6	11,7	2,2	15,0	1,4	11,0	2,4	2,0	1,7	2,0	1,7	9,5
Hf** (0,2)***	7,3	11,0	9,9	11,0	10,0	14,0	13,0	8,5	7,7	4,4	10,0	7,4	12,0
Ta** (0,3)***	1,4	2,0	1,7	2,0	2,1	2,7	2,2	1,8	1,9	0,3	1,8	1,8	0,4
Cr** (5)***	106	110	21	113	53	119	40	107	126	112	106	120	39
Co** (1)***	7	7	18	6	28	7	26	9	8	8	8	6	5
La** (0,5)***	88,0	271,0	211,7	285,0	182,0	405,0	269,0	105,0	87,0	118,0	206,0	84,0	34,0
Ce** (2)***	165	470	424	498	430	700	552	201	168	215	394	162	75
Nd** (5)***	58	126	212	138	195	188	229	72	60	63	126	59	40
Sm** (0,05)***	8,90	14,00	30,44	17,00	32,00	21,00	34,00	10,00	8,80	5,60	17,00	8,90	8,70
Eu** (0,1)***	1,3	1,8	6,9	1,8	7,3	2,7	7,2	1,4	1,4	1,6	1,5	1,4	4,3
Tb** (0,1)***	0,9	1,4	2,5	1,7	2,5	1,8	2,4	0,9	0,8	0,4	1,8	0,7	1,0
Yb** (0,2)***	1,6	3,8	5,2	3,9	4,8	5,0	5,1	1,6	1,1	0,4	4,2	1,0	2,7
Lu** (0,05)***	0,27	0,53	0,86	0,64	0,75	0,77	0,79	0,20	0,20	0,08	0,61	0,15	0,41

* fluorescence X; ** activation neutronique; ()*** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu

Pb sous la limite de détection

¹ A = aplite; (d) - dyke; Dg = diorite de Guénette; Gr = granite; Grg = granite de Guénette; Grl = granite de Lanthier; Lg - lamprophyre de Guénette; Peg = pegmatite; Tur = tourmalinite

² PGué = pluton de la suite intrusive de Guénette; 3, 23, 41, 43 = pluton de la suite intrusive de Chevreuil

(voir la figure 23); -23, -41, -43, -44, -53, -63 = près du pluton de la suite intrusive de Chevreuil (voir la figure 23)

Annexe H. (suite)

Échantillon	841c	1613	1716a	1742a	1743a	1744b	1942a	1964	3417	3420	3473a	3528	3553
¹ Type	(d)Gr	(d)Gr	PegTur	(d)Gr	(d)Grl	(d)Grl	(d)A	(d)Gr	(d)Gr	(d)Gr	(d)Gr	(d)Gr	(d)Gr
² Site	-63	31-O/6	31 J/6	31 J/14	31 J/15	31-O/2	-43	41	-44	-44	-41	43	43
% en poids													
SiO ₂ *	71,96	67,35	68,68	63,66	68,78	71,20	76,09	75,02	72,67	74,10	69,35	71,09	72,47
TiO ₂ *	0,38	0,46	0,34	0,67	0,43	0,35	0,05	0,07	0,29	0,22	0,07	0,37	0,19
Al ₂ O ₃ *	14,33	16,02	11,78	16,11	14,27	14,16	13,40	13,41	13,16	13,05	16,08	14,50	13,97
Fe ₂ O ₃ *	2,80	2,28	3,22	3,93	2,32	2,39	0,57	0,65	1,98	1,55	0,27	2,22	1,38
MnO*	0,03	0,02	0,13	0,07	0,05	0,05	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,03	0,02
MgO*	0,59	0,39	1,62	0,83	0,40	0,51	0,04	0,24	0,38	0,34	0,15	0,64	0,42
CaO*	1,08	0,56	4,11	1,18	1,27	1,31	1,02	1,00	0,85	0,60	1,40	1,88	1,35
Na ₂ O*	3,80	4,16	2,21	3,58	2,50	2,59	3,64	2,57	3,33	3,37	3,43	3,66	3,72
K ₂ O*	5,07	7,10	4,58	6,81	7,15	6,47	5,28	6,41	5,18	5,12	6,40	4,34	4,80
P ₂ O ₅ *	0,09	0,07	0,25	0,15	0,07	0,11	0,01	0,09	0,06	0,06	0,03	0,08	0,05
S	0,00	0,00	0,26	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PAF	0,06	0,67	2,81	0,69	1,02	0,55	0,25	0,41	0,67	0,82	1,21	0,85	0,75
Total	100,19	99,08	99,99	97,71	98,26	99,69	100,37	99,88	98,61	99,26	98,39	99,66	99,12
ppm													
Nb* (2)***	51	<3	9	28		11							
Zr* (2)***	432	427	128	839		269							
Y*(5)***	29	17	37	70		30							
Sr* (2)***	131	73	983	116		362							
Rb* (2)***	231	87	145	142		155							
Ni* (5)***		<5	21	22		14							
Cu* (3)***		<3	11	14		<3							
Zn*		27	55	59		50							
V*		17	42	14		24							
Ba** (100)***	608	471	999	710	405	1178	308	750	481	477	368	1000	501
Cs** (0,5)***	2,8	<0,5	3,4	2,5	4,1	2,9	8,7	1,3	2,0	1,7	1,7	0,8	0,8
U** (0,5)***	8,1	<0,5	13,4	4,3	3,8	2,0	16,4	1,2	2,2	3,3	7,6	0,5	6,0
Th** (0,2)***	49,0	6,2	24,9	32,1	44,3	30,8	19,5	3,8	19,3	18,1	14,0	1,1	10,1
Sc** (0,1)***	3,8	8,1	6,1	7,5	1,8	2,0	2,2	1,0	4,4	3,1	1,2	2,0	3,1
Hf** (0,2)***	12,0	12,4	4,9	21,7	15,6	7,4	3,8	2,2	6,5	5,4	1,5	5,8	3,5
Ta** (0,3)***	1,7	<0,3	1,1	2,0	1,5	1,6	5,4	<0,3	1,1	0,8	<0,3	0,3	0,3
Cr** (5)***	113	7	24	13	14	8	8	11	10	12	<5	19	19
Co** (1)***	8	2	5	2	1	3	<1	3	3	3	2	7	3
La** (0,5)***	151,0	141,0	180,0	275,0	239,8	97,4	4,4	15,4	40,6	37,5	17,0	20,2	13,6
Ce** (2)***	317	238	326	613	480	192	9	27	96	83	36	33	25
Nd** (5)***	94	104	116	242	213	65	6	13	44	37	16	14	10
Sm** (0,05)***	12,00	12,20	15,50	34,50	26,55	10,10	1,24	2,26	8,20	5,38	3,53	1,85	1,53
Eu** (0,1)***	1,2	3,7	3,1	5,3	3,4	1,8	0,3	1,5	0,7	0,6	0,7	1,3	0,5
Tb** (0,1)***	1,3	0,7	1,3	2,7	2,3	1,0	0,4	0,3	1,2	0,7	1,0	0,2	0,3
Yb** (0,2)***	2,9	1,6	4,2	6,9	4,7	3,4	1,5	0,6	3,9	2,6	5,4	0,8	0,7
Lu** (0,05)***	0,54	0,27	0,64	0,89	0,64	0,44	0,20	0,12	0,64	0,40	0,93	0,12	0,10
* fluorescence X; ** activation neutronique; ()*** limite de détection en ppm; PAF = perte au feu													
Pb sous la limite de détection													
¹ A = aplite; (d) - dyke; Dg = diorite de Guénette; Gr = granite; Grg = granite de Guénette; Grl = granite de Lanthier;													
Lg - lamprophyre de Guénette; Peg = pegmatite; Tur = tourmalinite													
² PGue = pluton de la suite intrusive de Guénette; 3, 23, 41, 43 = pluton de la suite intrusive de Chevreuil													
(voir la figure 23); -23, -41, -43, -44, -53, -63 = près du pluton de la suite intrusive de Chevreuil (voir la figure 23)													

Annexe I

Résultats d'analyses chimiques des dykes de diabase

Pluton	805	827	1257a	3346	3473g	3970	4009	4015a
¹ Type	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di
Échantillon			31 J/6	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3
% en poids								
SiO ₂ *	47,54	51,91	48,38	49,52	45,98	47,69	49,48	49,57
TiO ₂ *	1,05	1,35	1,03	1,51	1,13	0,78	1,45	1,18
Al ₂ O ₃ *	16,38	13,86	16,14	13,31	16,63	14,91	13,49	15,75
Fe ₂ O ₃ *	9,11	10,22	10,60	14,54	12,27	10,60	14,25	12,18
MnO*	0,15	0,15	0,17	0,23	0,17	0,17	0,22	0,19
MgO*	8,84	6,35	8,07	6,97	7,18	10,49	7,02	6,97
CaO*	10,21	7,08	9,78	11,46	9,23	9,77	11,28	11,64
Na ₂ O*	2,18	4,43	3,39	2,07	3,55	3,59	2,02	2,14
K ₂ O*	0,96	0,85	0,95	0,30	0,57	0,85	0,28	0,37
P ₂ O ₅ *	0,09	0,19	0,18	0,12	0,22	0,09	0,12	0,09
S	0,11	0,17	0,10	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
PAF	2,41	2,12	1,38	0,35	0,97	1,40	0,27	0,63
Total	98,95	98,56	100,24	100,38	97,91	100,35	99,89	100,70
ppm								
Nb* (2)***	3	<2	8					
Zr* (2)***	63	150	85					
Y* (5)***	19	30	31					
Sr* (2)***	224	357	328					
Rb* (2)***	40	12	18					
Ni* (5)***			70					
Cu* (3)***			133					
Zn*			92					
Ga* (3)***			15					
V*			253					
Ba** (100)***	151	142	421	<100	163	130	<100	<100
Cs** (0,5)***	0,5	< ,2	<0,5	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	<0,5
U** (0,5)***	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6
Th** (0,2)***	0,3	0,8	1,1	0,6	1,2	1,8	0,6	0,4
Sc** (0,1)***	32,0	22,0	31,8	42,0	37,3	34,2	42,8	37,0
Hf** (0,2)***	1,4	3,6	2,7	2,1	4,2	1,8	2,2	1,9
Ta** (0,3)***	<0,1	0,1	<0,3	0,4	0,4	<0,3	0,5	0,3
Cr** (5)***	358	389	161	103	69	653	122	111
Co** (1)***	50	45	46	50	45	52	49	45
La** (0,5)***	3,3	12,0	12,9	5,1	12,4	8,7	5,2	5,3
Ce** (2)***	9	29	30	13	30	20	12	12
Nd** (5)***	7	19	20	10	22	10	9	10
Sm** (0,05)***	2,40	5,20	4,47	3,07	5,64	3,09	3,30	2,80
Eu** (0,1)***	0,8	1,4	1,4	1,2	1,7	0,9	1,2	1,0
Tb** (0,1)***	0,4	0,9	0,7	0,7	1,1	0,7	0,7	0,6
Yb** (0,2)***	1,5	2,7	2,4	2,2	3,3	2,7	2,3	1,8
Lu** (0,05)***	0,27	0,43	0,38	0,36	0,52	0,41	0,38	0,31
La/Yb	2,2	4,4	5,3	2,3	3,7	3,2	2,2	2,9
Zr/Hf	45,0	41,7	31,3					

* fluorescence X; ** activation neutronique; () *** limite de détection en ppm;
PAF = perte au feu
¹ Di = diacase

Contenu

Le CD-ROM qui accompagne cette publication renferme le rapport au complet, y compris les figures surdimensionnées ou les cartes de série A, en format PDF.

Configuration requise

PC avec processeur 486 ou plus rapide, ou Mac® avec OS® X v. 10.2.2 ou ultérieure; Reader® v. 6 d'Adobe® ou version ultérieure; résolution vidéo de 1280 x 1024.

Démarrage rapide

Ceci est un disque à lancement automatique pour les systèmes d'exploitation Windows®. Si le lancement automatique ne fonctionne pas, allez au répertoire principal du CD-ROM et faites un double clic sur le fichier autoplay.exe. Les utilisateurs de systèmes Mac® doivent procéder de cette façon pour débiter la consultation.

Contents

The CD-ROM accompanying this publication contains the full report, including any oversized figures and/or A-Series Maps, in Portable Document Format (PDF).

System requirements

PC with 486 or greater processor, or Mac® with OS® X v. 10.2.2 or later; Adobe® Reader® v. 6.0 or later; video resolution of 1280 x 1024.

Quick start

This is a Windows®-based autoplay disk. Should the autoplay fail, navigate to the root of your CD-ROM drive and double-click on the autoplay.exe file. Mac® users must use this method to begin.

