

RG 2015-04

Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville)

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi, Saïd Belkacim, Lars Eivind Augland et Jean David



Grenatite à grenat (rouge orangé) et à quartz. Complexe de Wabash.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Auteurs

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi, Saïd Belkacim, Lars Eivind Augland et Jean David

Lecture critique

Pierre Lacoste et Aphrodite Indares

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Dessin

Johanne Jobidon

Assistance technique

Frédéric St-Pierre

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville)

Abdelali Moukhsil¹, Fabien Solgadi¹, Saïd Belkacim², Lars Eivind Augland³ et Jean David¹

RG 2015-04

Mots clés : Grenville, opdalite, enderbite, syénite, terres rares

Résumé

La région étudiée constitue la première phase d'un projet de cartographie régionale visant à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans la région du réservoir Gouin dans le Haut-Saint-Maurice (feuilles SNRC 31O09, 31O10, 31O15, 31O16, 32B01 et 32B02). Toutes les roches cartographiées font partie de la province géologique de Grenville. Cette cartographie a été réalisée à l'échelle 1/50 000 dans les secteurs accessibles par des chemins forestiers et au 1/125 000 dans les secteurs sans accès terrestre. Un levé aéromagnétique récent de haute résolution combiné à la cartographie nous a permis d'identifier et de circonscrire plusieurs unités géologiques.

La géologie de région est principalement représentée par trois suites intrusives majeures. La plus ancienne intrusion, d'âge labradorien, est constituée de la Suite plutonique de Dugré (1674 ±15 Ma) composée d'opdalite, d'enderbite, de charnockite, de jotunite et de monzodiorite et est injectée par la Suite plutonique de Hibbard de même composition, mais d'âge pinwarien (1468 ±7 Ma). La Suite magmatique de Lacoste, d'âge elsonien (1450 à 1365 Ma), est constituée d'orthogneiss, de monzogranite, de diorite et localement de tonalite. Un bassin constitué de roches supracrustales a été reconnu dans la région. Il s'agit du Complexe de Wabash dont l'âge maximal de dépôt est 1204 Ma (elsonien ou plus jeune). Ce complexe est formé de paragneiss à grenat (rose lilas), à graphite et à sillimanite, de quartzite à pyrite ainsi que de marbre, de roches calco-silicatées et de grenatite, en quantité mineure. Des zones d'altération hydrothermale métamorphisées ont été identifiées dans plusieurs secteurs. Ces zones sont constituées de gneiss quartzofeldspathiques à pyrite, à pyrrhotite et à traces de chalcopyrite, de roches mafiques riches en grenat (grenatite, amphibolite) et de roches felsiques blanchâtres à sillimanite et à grenat, dont l'origine est probablement volcanique. La région renferme de nombreuses intrusions mafiques à ultramafiques constituées de gabbro-norite, de pyroxénite et de webstérite à olivine (Suite de Roc, non datée) et de lentilles ou dykes de glimmerite (roches riches en phlogopite, Intrusions ultramafiques de Suzor, non datées). Toutes ces roches sont coupées par des filons ou des dykes de pegmatite granitique. D'autres intrusions, d'âge grenvillien (1038 à 1009 Ma), composées de syénite (± orthopyroxène ± clinopyroxène ± biotite) rose ou grise et fortement magnétique, de gabbro-norite et de roches ultramafiques, ont été observées sur le territoire cartographié. Il s'agit de la Syénite de Bourguet (1038 ±15/-13 Ma), de la Syénite de Core (1014 ±4 Ma), de la Syénite de Bouvreuril (1009 ±3 Ma), de la Syénite de Lortie (non datée) et de la Syénite des Dix Mille (non datée). Ces intrusions sont donc plus jeunes que les syénites de Kensington-Skootamatta (1,09 à 1,07 Ga), observées dans la région de Mont-Laurier.

La géochimie des suites plutoniques de Dugré, de Hibbard et de la Suite magmatique de Lacoste indique une mise en place dans un environnement d'arc volcanique. Par contre, la géochimie des roches plus alcalines, associées à ces suites, indique un environnement intraplaque à la fin des accrétiens de ces suites. Les intrusions syénitiques sont alcalines et leur mise en place a eu lieu dans un environnement anorogénique. Malgré leur hétérogénéité, la plupart des roches du Complexe de Wabash semblent faiblement altérées. Seuls quelques échantillons montrent des altérations plus prononcées de type potassique ou calcique. Les roches mafiques et ultramafiques de la Suite de Roc sont d'affinité tholéitique, alors que les Intrusions ultramafiques de Suzor sont ultrapotassiques contenant jusqu'à 90 % de phlogopite et sont nommées glimmerites. Les gîtes constitués par ces glimmerites ont des caractéristiques chimiques différentes. Ces différences sont probablement présentes dans les magmas qui ont mené à leur cristallisation.

1- Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

2- UQAT-URSTM (Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Unité de recherche et de service en technologie minérale)

3- GEOTOP-UQAM-McGill

D'un point de vue structural, les roches de la région sont généralement très déformées et présentent des plis isoclinaux (P2) correspondant à la phase de déformation D2. La troisième phase de déformation a généré principalement des plis ouverts. La deuxième phase est responsable du grain structural de la région (dômes et bassins) avec une attitude qui est principalement orientée NE-SW. Les intrusions de syénite et les dykes de pegmatite présentent des structures magmatiques primaires et peuvent être considérés d'âge syn- à post-grenvillien. Des failles majeures inverses, normales, obliques et de décrochement ont été cartographiées dans la région. Ces failles correspondent à de larges couloirs mylonitiques de direction NNE-SSW à N-S. Ces couloirs entourent également la plupart des intrusions syénitiques et pourraient avoir favorisé leur mise en place et celle des autres magmas ultrapotassiques.

D'un point de vue métamorphique, les roches ont atteint le faciès des granulites moyenne pression, diagnostiqué, entre autres, par la présence ubiquiste de l'orthopyroxène. On note également un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites ici et là dans la région. Dans l'ensemble, trois événements métamorphiques ont été documentés. L'événement métamorphique M1, pré-grenvillien, est reconnu dans la Suite magmatique de Lacoste (1161 ± 57 Ma), dans le Complexe de Wabash (1160 ± 9 Ma) et dans la Suite plutonique de Dugré (1123 Ma). Cet événement s'est produit en partie pendant l'orogénèse shawinigienne (1190 à 1140 Ma). L'événement métamorphique M2, grenvillien (1088 et 1060 Ma) est observé dans le Complexe de Wabash et serait probablement associé à la migmatitisation des roches formant ce complexe pendant l'orogénèse ottawaniennne (1080 à 1020 Ma). L'événement métamorphique M3 (1012 et 960 Ma), le plus documenté, représenterait une perturbation associée au métamorphisme tardi à post-grenvillien, plus précisément pendant la phase orogénique Rigolet.

D'un point de vue économique, plusieurs indices et cibles minéralisés ont été mis au jour. Les minéralisations en terres rares (type magmatique dans les pegmatites granitiques) ainsi que celles en cuivre (type magmatique et/ou hydrothermal) sont les plus importantes. Un contexte probablement d'origine volcanique associé à des zones d'altération hydrothermale a été défini dans la région étudiée avec, entre autres, des roches quartzofeldspathiques à sillimanite et des grenatites zincifères. Des sites d'intérêt contenant des teneurs anormales en graphite, en zinc et en phosphore ont été découverts lors de cette étude. Ce secteur révèle également un potentiel minéral non négligeable en mica noir (phlogopite) dans les glimmérites, ainsi que des sites d'intérêt pour la pierre architecturale.

Table des matières

INTRODUCTION ET ACCÈS	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	7
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	7
STRATIGRAPHIE	7
Description des lithodèmes	7
Suite plutonique de Dugré (pPdue)	7
Suite plutonique de Hibbard (mPhid)	10
Suite magmatique de Lacoste (mPlac)	11
Complexe de Wabash (mPwab)	11
Intrusions ultramafiques de Suzor (mPlas)	13
Suite de Roc (mPsro)	13
Syénite de Bourguet (mPbog)	14
Syénite de Core (mPcoe)	14
Syénite de Bouvreuil (mPbul)	15
Syénite de Lortie (mPlot)	15
Syénite des Dix Milles (mPdix)	15
UNITÉS LITHOLOGIQUES	16
LITHOGÉOCHIMIE	16
Introduction	16
Roches felsiques à intermédiaires	16
Suite plutonique de Dugré	16
Suite Plutonique de Hibbard	16
Suite magmatique de Lacoste	18
Syénites	18
Syénite de Bourguet	18
Syénite de Bouvreuil	18
Syénite de Core	19
Syénite des Dix Milles	19
Syénite de Lortie	19
Roches métasédimentaires, volcaniques et altérées du Complexe de Wabash	20
Paragneiss	20
Marbres	20
Roches granitoïdes d'anatexie	20
Amphibolites d'origine volcanique	20
Roches d'altération d'origine volcanique	22
Roches mafiques et ultramafiques	22
Suite de Roc	22
Intrusions ultramafiques de Suzor	22
Lithogéochimie roche totale	22
Analyses minéralogiques	23
Microanalyses de la phlogopite	23
Microanalyses du clinopyroxène	25
Microanalyses du feldspath potassique	25
Microanalyses de l'amphibole	25
MÉTAMORPHISME	25
GÉOLOGIE STRUCTURALE	28
Phases de déformation et de plissement	28
Phases de déformation D2 et de plissement P2	28
Phases de déformation D3 et de plissement P3	30
Phase de déformation D4	30
Déformation synmagmatique	30
Coupes géologiques transversales	30

GÉOCHRONOLOGIE	30
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	35
Introduction	35
Indices connus	35
Cuivre dans des métasédiments	35
Cuivre magmatique remobilisé	36
Mine du Lac Letondal	36
Mine Siscoe	36
Gîte Mica Lamy	36
Gîte Dépôt Wapoos	37
Indice Dépôt Groupe Nord	37
Nouveaux indices	37
Cuivre hydrothermal	37
Indice Manouane	37
Cuivre-nickel magmatique	37
Indice Dumais 2	37
Indice Wabash sud	38
Indice 14-AM-295E	38
Terres rares magmatiques	38
Indice Raoul	38
Indice Haltaparche	38
Indice 14-AM-28B	38
Indice 14-AM-004A	38
Graphite sédimentaire	39
Indice Fourchu	39
Indice Wilbo	39
Indice Jean-Pierre	39
Nouvelle cibles	39
Terre rares magmatiques	39
Cible Capimit	39
Cible Lars	39
Zn grenatite	39
Cible Lac Feu	39
Apatite	39
Cible Lajoie	39
Pierre architecturale	39
Cible Bourguet	39
DISCUSSION ET CONCLUSION	40
Événements magmatiques	40
Événements sédimentaires	42
Événements métamorphiques	42
Déformation	42
Géochimie	43
Métallogénie	43
RÉFÉRENCES	44
ANNEXE 1 - PHOTOGRAPHIES	48
ANNEXE 2 - TABLEAUX	51
CARTE HORS-TEXTE	
Géologie 1/125 000 – Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville), carte RG 2015-04-C001	

INTRODUCTION ET ACCÈS

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique effectué par le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN) au cours de l'été 2014. La région cartographiée couvre les feuillets SNRC 31O09, 31O10, 31O15, 31O16, 32B01 et 32B02 situés dans la région de Parent dans le Haut-Saint-Maurice (figure 1).

La région cartographiée est localisée au sud du réservoir Gouin (figure 1). Elle est accessible par la ville de La Tuque (R155) et en prenant le chemin forestier Parent-Wemotaci (R25), aussi par la route gravelée (R309) à partir de Mont-Laurier ou par le chemin forestier R0404 à partir de Senneterre en Abitibi. Un chemin de fer (CN) traverse la région de partance de Senneterre à l'ouest ou de Montréal à l'est. Le secteur cartographié est couvert par une multitude de chemins forestiers. Les berges de grands lacs comme Dandurand et Manouane donnent accès à d'importants affleurements alors que les secteurs non accessibles par voie terrestre ont été couverts par hélicoptère.

Méthode de travail

La cartographie a été effectuée par une équipe multidisciplinaire (cartographe, métallogéniste, structurologue, géochronologue, géochimiste). Elle a été réalisée à l'échelle 1/50 000 en utilisant les chemins forestiers ou les berges de grands lacs. Les secteurs sans accès terrestre ont été couverts à l'échelle de 1/125 000 par des cheminements stratégiques espacés de 4 à 5 km et par des sauts-de-mouton en hélicoptère. Les données de terrain ont été saisies de deux façons : sur la géofiche papier et sur des tablettes électroniques (projet pilote). Les tablettes utilisées ont été très utiles en évitant, entre autres, les erreurs de transcription vers le système central de terrain. Des propriétés physiques comme la densité, la susceptibilité magnétique et la radioactivité émise par trois éléments U/K/Th (utilisation d'un scintillomètre de type RS 125), ont été prises sur le terrain et ont été saisies en même temps que les autres données.

Durant l'été, un total de 313 échantillons représentatifs des lithologies cartographiées ont été analysés (analyses économiques et globales). Cent soixante-neuf (169) lames minces ont été réalisées pour une étude pétrographique des différents faciès cartographiés et cent soixante-deux (162) lames polies ont été étudiées pour définir les types de minéralisations potentielles du secteur d'étude. Pour compléter l'étude pétrographique et faire des analyses modales, plusieurs plaques d'échantillons de roches plutoniques felsiques et intermédiaires (40) ont fait l'objet d'une coloration à la cobaltinitrite. Des analyses à la microsonde électronique et au microscope électronique à balayage ont été réalisées sur quelques minéraux pour documenter leur composition chimique. Enfin, dix échantillons ont été choisis pour des analyses isotopiques U-Pb sur zircon, et sont traités par le centre de recherche du GEOTOP à l'Université du Québec à Montréal.

Travaux antérieurs

Le plus ancien rapport géologique couvrant la région étudiée date de 1916 et a été réalisé par Bancroft du Service des Mines du ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries du Québec. Ce rapport présente les gîtes et gisements de cuivre découverts dans la région des Cantons-de-l'Est. Pour en savoir plus sur les contextes géologiques de ces gisements cuprifères, des travaux de cartographie ont été menés durant l'été 1936 par Faessler du Service des Mines de Québec (1937a) dans la région de Parent et ont mené, entre autres, à la découverte de plusieurs occurrences de roches riches en phlogopite (glimmèrites), nommées alors « suzorites » en raison de leurs découvertes dans le canton de Suzor (Faessler, 1939). Plus au sud du secteur étudié, dans les régions de Labelle-L'Annonciation et de Mont-Laurier, des travaux de cartographie ont été réalisés à l'échelle 1/250 000, respectivement par Osborne (1935) du Ministère et par Wynne-Edwards (1966), de la Commission géologique du Canada. La partie nord du village de Parent a été couverte par les travaux de cartographie de 1962 et 1963 de Laurin (1965) à l'échelle 1/253 440. Cette cartographie a couvert tout le bassin du réservoir Gouin. Rondot (1978) a cartographié la région du Saint-Maurice. Récemment, plus au sud de notre région, près de Mont-Laurier, des travaux de cartographie ont été effectués par plusieurs auteurs (Hébert et Nantel, 1999; Lacoste, 2000; Nantel et Lacoste, 2005; Nantel et Giroux, 2005; Nantel, 2008; Corriveau 2013). Les travaux de cartographie les plus récents dans la région étudiée ont été réalisés durant les années 70 par Lee (1970 et 1972).

Une reconnaissance géologique couvrant l'agglomération de La Tuque qui comprend également les secteurs de Parent et de Clova, a été effectuée par Hébert (2012). Cette reconnaissance a permis de définir quelques zones à potentiel minéral non négligeable.

Plus à l'est de notre région et plus précisément dans la région de Press-Clova, Girard *et al.* (1993) et Girard et Moorhead (1994) y ont réalisé des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 ainsi qu'une carte lithologique synthèse au 1/100 000.

De plus, dans la région cartographiée, des travaux d'exploration minière ont été réalisés par des compagnies d'exploration minière et/ou des prospecteurs autonomes depuis plusieurs décennies à la recherche de métaux usuels, de métaux précieux ainsi que de minéraux industriels. Actuellement, seule la mine du Lac Letondal est en exploitation dans la région (voir le chapitre « Géologie économique »).

Toute la région cartographiée a été couverte par un levé magnétique aéroporté de haute résolution (lignes de vol espacées au 300 m de distance et à environ 100 m d'altitude) (Benahmed *et al.*, 2014).

En 1997, un levé de sédiments de fond de lac a couvert la région de Parent (Lalonde, 1997). Le levé (2637 échantillons) a été réalisé par le Ministère dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

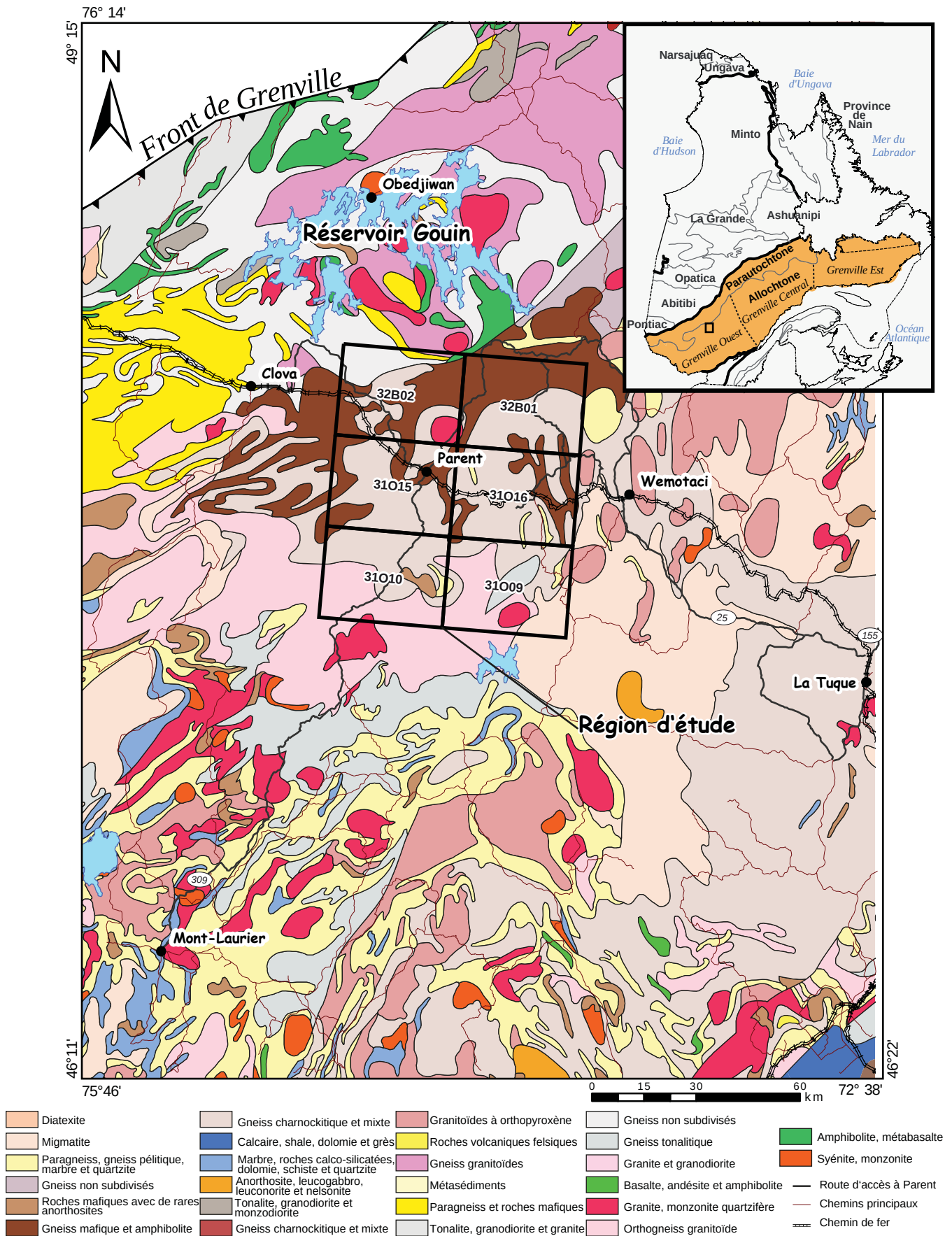


FIGURE 1 - Localisation de la région de Parent (SNRC 31009, 31010, 31015, 31016, 32B01et 32B02).

Cinquante-cinq éléments chimiques ont alors été analysés et ont permis de localiser plusieurs cibles. En 2009, le MERNQ a réanalysé des échantillons de la grande région de Parent et de Clova, soit 2631 échantillons pour 53 éléments chimiques (Labbé, 2009). Les données de la géochimie des sédiments de fond de lac ainsi que celles du levé aéromagnétique sont disponibles dans la base de données géominière (SIGÉOM) à partir de la page web « Produits et services en ligne-Mines », à l'adresse www.mern.gouv.qc.ca/produits-service/mines.jsp.

Remerciements

Nos remerciements s'adressent à toutes les personnes qui ont participé aux travaux sur le terrain : les géologues Thomas Clark et Daniel Lamothe; les stagiaires Abdelaziz Elbasbas, M'Hamed Eljanati, Pierre-Arthur Groulier et François Turlin; les aides-géologues Audrey Bédard et Lisa Côté; Charles Blais et Félix Comtois-Boutet pour l'aide technique sur le terrain et au bureau pour, entre autres, l'utilisation des tablettes électroniques; les personnes de soutien Robert Canapé, Raynald Petiquay et Wellie St-Onge, ainsi que notre cuisinière Louise Bélanger. Nous remercions aussi Lars Augland (géochronologue) et Mohamed Bara (stagiaire) qui ont participé à la collecte des données; Hassan Bouzahzah pour les analyses au microscope électronique à balayage à l'UQAT-URSTM; Marc Choquette pour les analyses à la microsonde de l'Université Laval et le pilote Michael Vaugeois de la compagnie Héli-Express Inc. pour son professionnalisme. Louise Corriveau et Félix Gervais sont également remerciés pour les échanges et discussions à distance sur les systèmes d'altération hydrothermale observés dans notre région. Merci à Rachid Intissar pour la réalisation de la figure du magnétisme de la région sous étude, également à Aphrodite Indares et à Pierre Lacoste pour la lecture critique de ce rapport et à Joanne Nadeau pour l'édition.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région cartographiée est située dans la province géologique de Grenville (Rivers *et al.* 1989) et plus précisément dans sa partie ouest au Québec (figure 1). Elle est la plus jeune province géologique du Bouclier Canadien construite étape par étape le long de la marge est du continent Laurentia (noyau continental de l'Amérique du Nord). Le Grenville représente la racine profonde d'une ancienne chaîne de montagnes comparable à l'Himalaya d'aujourd'hui (Dewey et Burke, 1973). Rivers *et al.* (1989) ont divisé la Province de Grenville en une zone parautochtone, constituée de roches d'âge archéen à paléoprotérozoïque, située près de la bordure nord-ouest de la chaîne et une zone allochtone d'âge paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque, plus au sud-est. Les deux zones sont séparées par une structure majeure de

chevauchement (zone de charriage de l'Allochtone) nommée **ABT** (*Allochtone Boundary Thrust*, Rivers *et al.*, 1989). Jusqu'à maintenant, une partie de cette structure traverse le nord de la région cartographiée. Cependant, les affleurements visités dans le cadre de cette étude au nord de la région ne permettent pas de confirmer l'existence de cette zone de charriage (voir le chapitre « Géologie structurale »).

Toutes les roches cartographiées dans le cadre de ce projet font partie de l'Allochtone de la partie ouest la Province de Grenville.

La stratigraphie définie pour les lithologies cartographiées est basée sur les relations observées sur le terrain et sur des datations (U/Pb sur zircon) effectuées dans la région. En plus de réaliser les cartes géologiques et de documenter le potentiel minéral de la région, nous avons tenté de répondre aux questions suivantes :

1. La Ceinture centrale des métasédiments (CCM, 1200 à 1280 Ma, par exemple la Suite supracrustale de l'Ascension) reconnue dans le sud dans la région de Mont-Laurier au Québec (par exemple : Nantel, 2008 et Corriveau, 2013), est-elle aussi présente dans notre région?
2. La Suite alcaline (potassique) de Kensington-Skootamatta (1,08 à 1,07 Ga) cartographiée plus au sud dans la région de Mont-Laurier (par exemple : Nantel, 2008, Corriveau et Gorton 1993) se prolonge-t-elle dans notre région ?
3. Le Complexe gneissique de Bondy (1,4 Ga), qui emprisonne un système hydrothermal cuprifère métamorphisé, reconnu plus au sud (Corriveau, 2013), peut-il avoir des extensions ou des équivalents vers le nord ? Les roches que nous avons cartographiées pourraient-elles faire partie de ce complexe ?

STRATIGRAPHIE

Description des lithodèmes

Suite plutonique de Dugré (pPdue)

La Suite plutonique de Dugré est une nouvelle intrusion de composition felsique à intermédiaire. Elle a été surtout cartographiée dans le nord-ouest de la région dans le feuillet 32B02 (figure 2, carte hors-texte). Elle est facile à circonscrire sur les cartes aéromagnétiques et a une orientation NE-SW (figure 3). Un échantillon (A) de cette suite (unité mPdue1, 14-TC-5108, 510641E, 5328429N) a été daté dans le cadre de cette cartographie (U-Pb sur zircon) et a retourné un âge de mise en place pendant le Paléoprotérozoïque précoce à 1674 ± 15 Ma. Cette suite est considérée comme la plus ancienne intrusion de la région (voir le chapitre « Géochronologie »).

La Suite plutonique de Dugré est représentée par trois unités (pPdue1, pPdue2 et pPdue3).

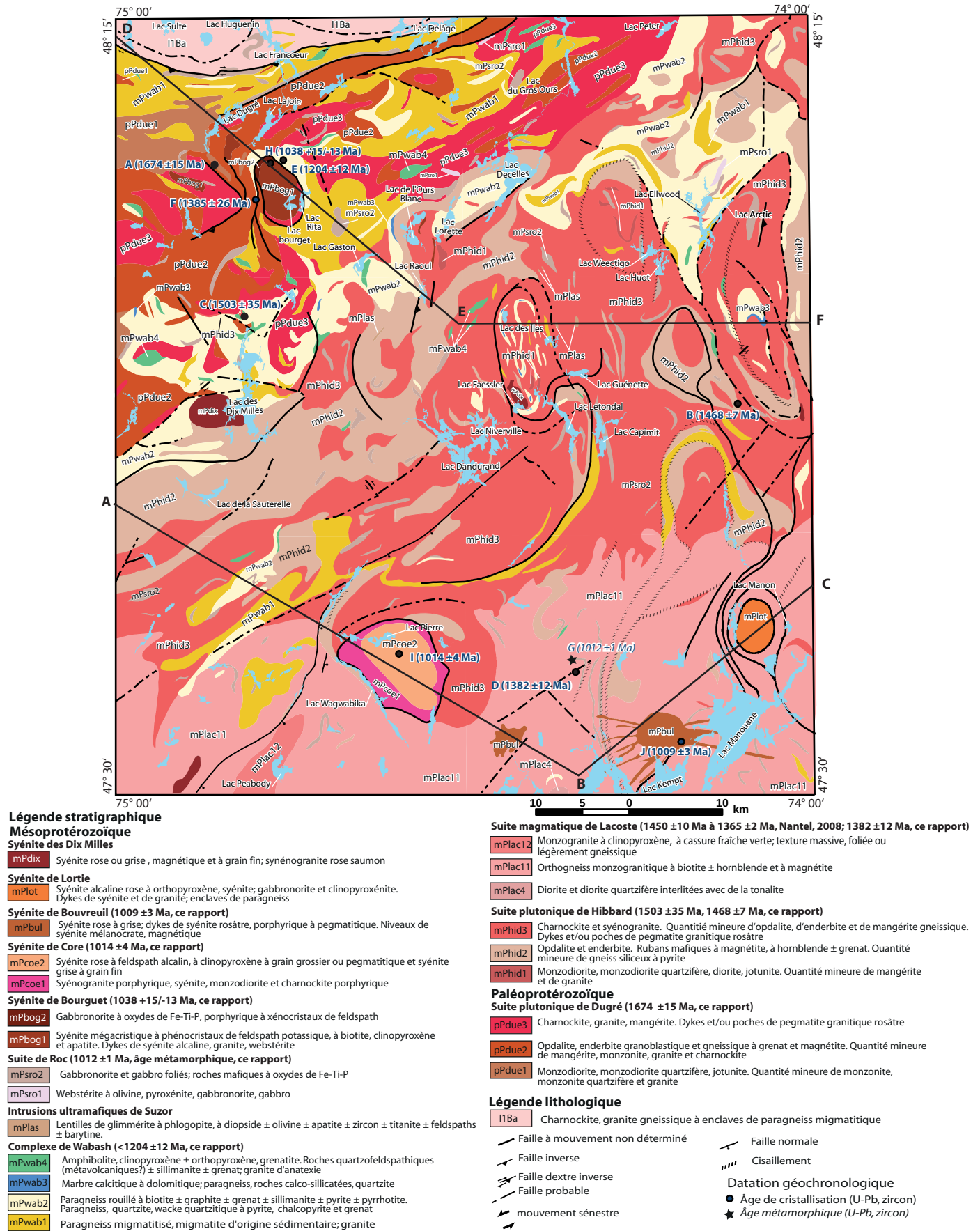


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région de Parent et localisation des datations géochronologiques.

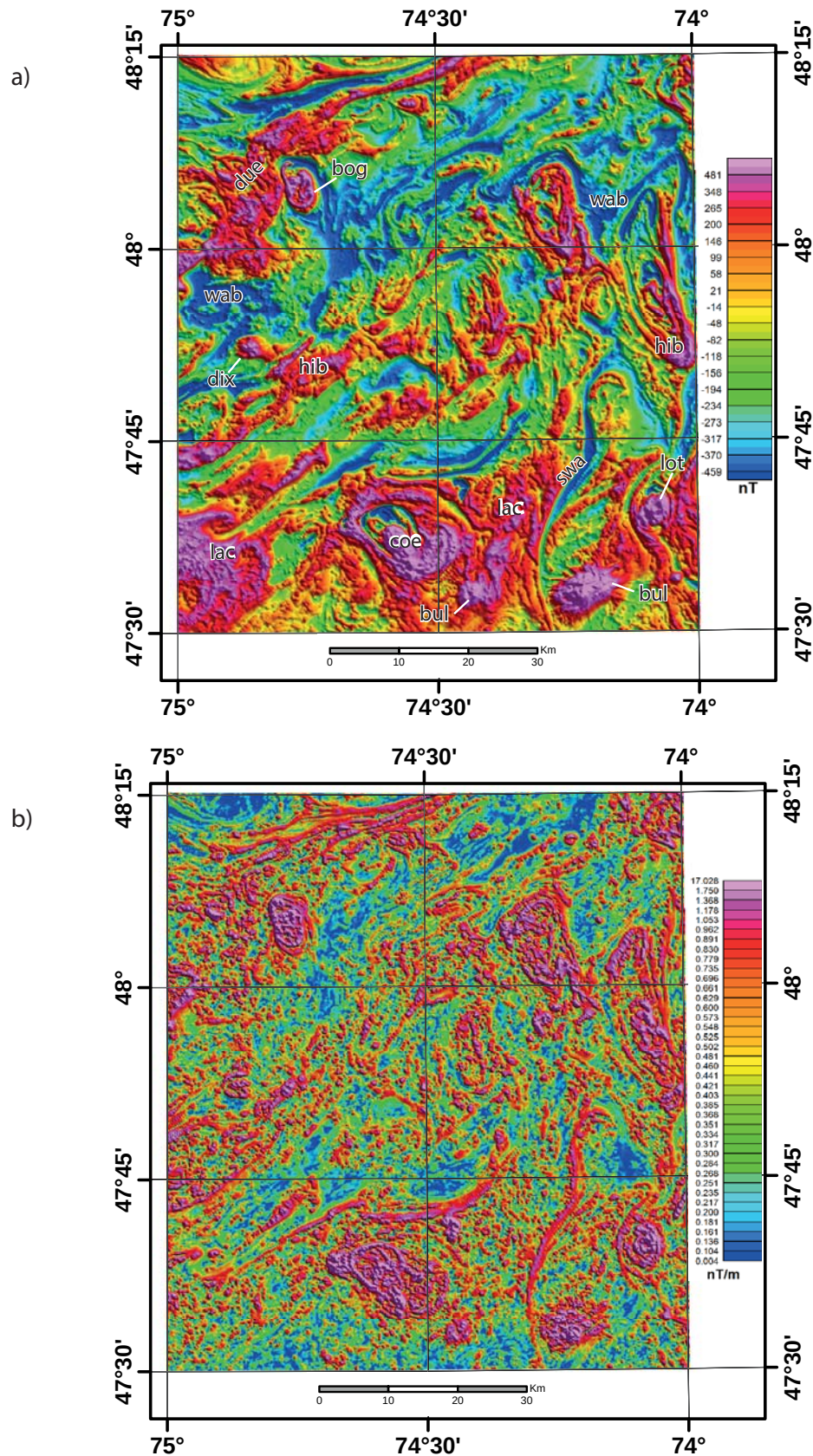


FIGURE 3 - Cartes aéromagnétiques de la région de Parent : **a)** composante résiduelle du champ magnétique total; **b)** signal analytique de la composante résiduelle du champ magnétique total (Intissar *et al.*, 2014). Suites plutoniques de Dugré = due; de Hibbard = hib; Suite magmatique de Lacoste = lac; Complexe de Wabash = wab; syénites de Bourguet = bog; de Core = coe; de Bouvreuil = bul; de Lortie = lot; des Dix Mille = dix; couloir de déformation de Swamp = saw.

L'unité pPdue1, la moins abondante, est constituée de monzodiorite, de monzodiorite quartzifère, de monzodiorite à hypersthène (jotunite) et de quantités mineures de monzonite quartzifère et de granite. L'orthopyroxène est généralement de type magmatique (présence également du type métamorphique) d'où le nom jotunite. Cette unité contient des boudins (enclaves tectoniques) des deux autres unités (pPdue2 et pPdue3) et de paragneiss migmatitiques du Complexe de Wabash. La monzodiorite et la monzodiorite quartzifères sont à grain grossier, granoblastiques et sont constituées de plagioclase, de biotite, d'hornblende, de magnétite, de traces de feldspath potassique et de quelques minéraux opaques (pyrite). La jotunite, de couleur beige verdâtre en surface fraîche et grisâtre à beige en surface altérée, représente un faciès dominant dans la partie ouest de l'unité mPdue1 (32B02). Elle est à grain fin à moyen, à texture granoblastique, localement déformée à mylonitique (14-TC-5108). On y observe, sous le microscope, du plagioclase, du quartz, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la hornblende, de la biotite, de la magnétite, du grenat, des traces de feldspath potassique et de minéraux opaques (pyrite et pyrrhotite), et un peu d'apatite normative. Les monzonites et les granites de cette unité sont à grain moyen, leucocrates, magnétiques et contiennent une faible quantité de biotite et d'amphibole.

L'unité pPdue2 couvre une superficie importante de cette suite. Elle est composée surtout d'opdalite (granodiorite à orthopyroxène, photo 1, annexe 1), d'enderbite (tonalite à orthopyroxène) et de quantité mineure de granite et de mangérite. Le granite, à grain moyen et de couleur rosâtre, s'injecte en forme de lits dans ces roches à orthopyroxène. La mangérite, verdâtre et à grain moyen, présente une recristallisation des feldspaths. Les opdalites et les enderbites, généralement de couleur verdâtre en surface fraîche, sont affectées par une fusion partielle et montrent des lentilles de mobilisat de composition granitique à monzonitique. L'opdalite, de texture granoblastique, est composée de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, d'orthopyroxène, de hornblende verte, de magnétite et de biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et les opaques (pyrite). L'enderbite est à grain grossier, granoblastique et localement gneissique. Elle a la même composition minéralogique que l'opdalite, mais elle est moins riche en feldspath potassique. Sous le microscope, on observe de la hornblende en remplacement partiel à total de l'orthopyroxène, et de la myrmékite constituée de vermicule de quartz et de plagioclase. Des quantités mineures de mangérite, de monzonite, de granite et de charnockite de l'unité mPdue3 sont présentes ici et là dans cette unité (pPdue2).

L'unité pPdue3 est constituée de charnockite, de granite et de mangérite, à biotite, à grenat et à clinopyroxène. Une quantité mineure des roches de l'unité mPdue2 ainsi que des dykes et/ou des poches de pegmatite granitique rosâtre ont été cartographiés dans cette unité.

Suite plutonique de Hibbard (mPhid)

La Suite plutonique de Hibbard regroupe des intrusions felsiques à intermédiaires renfermant de l'orthopyroxène (magmatique et métamorphique). Elle occupe une grande partie du territoire cartographié. Les affleurements typiques sont observés le long de la route R25 menant à Parent (figures 1 et 2, carte hors-texte).

Un échantillon (B) de cette suite (unité mPhid2, 14-AM-014A, 566755E, 5302809N) a été daté dans le cadre de cette cartographie (U-Pb sur zircon) et a retourné un âge de cristallisation de 1468 ± 7 Ma. Un autre échantillon (C) assigné à cette suite (14-AM-243A, 513714E, 5312247N) a aussi été daté et son âge est estimé à 1503 ± 35 Ma. Bien que cet âge n'est pas très précis, nous pouvons conclure que cette suite a été mise en place pendant le Pinwarrien entre 1503 et 1468 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »).

La Suite plutonique de Hibbard est subdivisée en trois unités (mPhid1, mPhid2, mPhid3).

L'unité mPhid1 est constituée principalement des mêmes faciès que l'unité mPdue1. Il s'agit de monzodiorite, de monzodiorite quartzifère, de diorite et de jotunite. Sur le terrain, des quantités mineures de mangérite et de granite y sont également observées. La diorite, de couleur noirâtre à grisâtre est à grain fin, granoblastique et foliée à gneissique. Le granite est à grain moyen, de couleur rose et est intimement lié aux autres faciès, surtout sous forme d'injections centimétriques à métriques.

L'unité mPhid2 représente l'unité la plus abondante de cette suite. Elle se compose principalement d'opdalite (photo 2, annexe 1), d'enderbite et d'une quantité mineure de mangérite (mPhid3). Ces roches sont granoblastiques, gneissiques et rubanées. Les rubans sont de composition mafique et sont constitués de magnétite, de hornblende et de grenat. L'affleurement typique de l'opdalite (14-AM-14A) est à grain grossier et la roche est recristallisée. Sous le microscope, l'opdalite montre du quartz à extinction ondulante; localement la hornblende remplace l'orthopyroxène (l'ouralitisait se fait principalement de la périphérie vers le centre, rarement le contraire); du feldspath potassique généralement perthitique, de la biotite en traces (semble représenter les reliques de l'orthopyroxène, voir le chapitre « Métamorphisme »), et des minéraux accessoires comme l'apatite, le zircon et les opaques. Quelques gneiss plus ou moins siliceux et à pyrite sont reconnus ici et là à l'intérieur de cette unité et pourraient être interprétés comme des zones d'altération.

L'unité mPhid3 est constituée de charnockite à magnétite, à biotite $\pm$ grenat $\pm$ clinopyroxène et de quelques affleurements de syénogranite. Une quantité mineure des roches de l'unité mPhid2 ainsi que des dykes et/ou des poches de pegmatite granitique rosâtre font partie de cette unité. Sous le microscope, les roches de la Suite plutonique de Hibbard contiennent du quartz (18 à 35 %) à extinction ondulante, en grosse plage et sans sous-grain, du plagioclase (10 à 40 %) avec des macles polysynthétiques, de l'orthopyroxène

(< 5 %), de la biotite (1 à 6 %), du microcline (1 à 20 %) et des traces de titanite, d'apatite et de zircon.

Suite magmatique de Lacoste (mPlac)

La Suite magmatique de Lacoste a été introduite pour la première fois comme une intrusion métamorphique par Osborne (1935) qui lui a donné le nom de Série de Lacoste. Hébert *et al.* (1997) et par la suite Hébert et Nantel (1999) et Lacoste (2000) l'ont renommée Suite intrusive de Lacoste. En 2008, lors de la synthèse métallogénique de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments dans la région de Mont-Laurier, Nantel l'a nommée Suite magmatique de Lacoste. Elle a été alors subdivisée en 12 unités (mPlac1 à mPlac12) regroupant surtout des gneiss de composition felsique à intermédiaire. Des âges de 1450 ± 10 Ma et 1365 ± 2 Ma lui ont été assignés par Nantel (2008). L'unité mPlac11, localisée dans le feuillet 31O07, a retourné un âge de cristallisation de 1405 ± 15 Ma (Nantel, 2008). Un échantillon (D) de gneiss granitique de cette suite (unité mPlac11, 14-AM-161A, 549371E, 5274017N) a été daté dans le cadre de cette étude (U-Pb sur zircon). Un âge de mise en place de cette suite a été estimé à 1382 ± 12 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Ce dernier coïncide avec la fourchette d'âges établie par Nantel (2008) pour cette suite.

La Suite magmatique de Lacoste a été reconnue dans la partie sud de la région cartographiée (feuillet 31O09 et 31O10, figure 2, carte hors-texte) où elle est composée uniquement de trois unités (mPlac4, mPlac11 et mPlac12).

L'unité mPlac4 a été bien documentée au sud par Nantel *et al.* (2004) lors de la cartographie de la région du lac Duplessis (feuillet 31O06); elle a été définie comme une unité constituée de diorite et de diorite quartzifère à hornblende $\pm$ biotite $\pm$ magnétite, le tout interlité localement avec des tonalites. Dans notre région, un seul affleurement, caractérisé par plusieurs plissements, a été observé dans le sud du feuillet 31O09 et est assigné à cette unité (14-TC-5128, 547853E, 5261300N). Il s'agit d'une diorite quartzifère à grain fin à moyen, porphyroclastique à hornblende $\pm$ biotite $\pm$ magnétite $\pm$ clinopyroxène. Les cristaux de magnétite ont un diamètre de 1 à 5 mm et sont entourés par une couronne de plagioclase. Des gabbonorites amphibolitiques sont concordants avec la diorite quartzifère alors que des dykes de pegmatite la recoupent.

L'unité mPlac11 est nettement dominante; elle occupe plus de 80 % du feuillet 31O09 et plus de 40 % du feuillet 31O10. Elle est constituée d'orthogneiss monzogranitique rose, leucocrate ou hololeucocrate, à biotite $\pm$ hornblende et à magnétite, et de gneiss granitique à grain grossier (photo 3, annexe 1). Ce dernier est composé de quartz en grosses plages, de feldspath potassique perthitique, de plagioclase, ainsi que des traces de biotite, de hornblende verte et de magnétite. Localement, un faciès tonalitique folié, à grain fin à moyen à texture granoblastique, se retrouve dans cette unité. Des enclaves de gneiss gris ainsi que des injections, surtout concordantes, millimétriques à centimétriques de

pegmatite rosâtre ou blanchâtre, sont observées également dans cette unité.

L'unité mPlac12 a été définie au sud par Nantel *et al.* (2004;2008). Elle est composée de monzogranite hololeucocrate à clinopyroxène, à patine blanche ou cassonade et à cassure fraîche verte, à texture massive, foliée ou légèrement gneissique. Dans notre région, cette unité est représentée par deux affleurements de monzogranite (14-AE-2142, 520396E, 5267985N, 14-SB-6159, 516908E, 5264489N) dans le sud du feuillet 31O10. Ce monzogranite, à granulométrie moyenne à grossière, est constitué de clinopyroxène, de biotite, d'amphibole, de magnétite et de pyrite.

Complexe de Wabash (mPwab)

Le Complexe de Wabash est un nouvel assemblage lithologique formel, qui a été reconnu surtout au nord de la région cartographiée, soit dans les feuillets SNRC 32B01, 32B02 et 31O15, et au sud de la région dans le feuillet 31O10. On retrouve également de minces bandes de cette unité coincées entre les roches intrusives (enclaves tectoniques ?) ici et là dans les feuillets 31O09 et 31O16 (figure 2, carte hors-texte).

Le Complexe de Wabash est constitué d'un assemblage de roches métasédimentaires et métavolcaniques réparti en quatre unités (mPwab1, mPwab2, mPwab3 et mPwab4). Un échantillon (E) de paragneiss à graphite (unité mPwab2, 14-AM-005A, 518019E, 5328931N) et un échantillon (F) de quartzite (unité mPwab4, 14-TC-5114C, 515062E, 5324704N) ont été datés dans le cadre de cette étude par la méthode U-Pb sur zircon. L'échantillon E a retourné un âge de 1160 ± 9 Ma qui est interprété comme âge métamorphique, et un âge maximum de déposition de 1204 ± 12 Ma, alors que l'échantillon F a donné un âge maximum de déposition de 1385 ± 26 Ma. Cet âge n'est pas très précis et aurait besoin de plus de raffinement. Actuellement, on peut conclure que l'âge maximal de dépôt du Complexe de Wabash est plus jeune que 1204 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Des unités lithologiques de ce complexe se retrouvent également en boudins métriques à décamétriques (enclaves tectoniques ?) dans la Suite magmatique de Lacoste (1450 ± 10 Ma et 1365 ± 2 Ma, Nantel, 2008) et dans les suites plutoniques de Hibbard et de Dugré.

L'unité mPwab1 représente l'unité dominante et est constituée de paragneiss à biotite, migmatitisés, de migmatite d'origine sédimentaire et de granite. Le tout est injecté par des dykes de granite et de pegmatite. Les migmatites sont généralement de type stromatique contenant du mobilisé leucogranitique, à grain moyen à grossier, et localement pegmatitique. Les paragneiss migmatitisés (< 50 % de mobilisé) sont composés de quartz, de feldspath potassique (perthitique), de plagioclase, de biotite, de grenat (rose lilas), d'orthopyroxène, d'amphibole, de traces de graphite et de myrmékite (association de vermicules de quartz et de feldspath). Des plis isoclinaux et ouverts associés à des veines de quartz dans les flancs sont observés dans cette unité.

L'unité mPwab2 est formée de paragneiss rouillés à biotite $\pm$ graphite $\pm$ grenat $\pm$ sillimanite $\pm$ pyrite $\pm$ pyrrhotite, de quantités mineures de quartzite impur en lits millimétriques et de wacke quartzitique à pyrite, à chalcoppyrite et à grenat. Les paragneiss rouillés constituent le faciès le plus abondant de cette unité. Ce sont des métapélites à granulométrie fine à moyenne et de teinte rouille faciles à reconnaître sur le terrain. Un niveau dans un quartzite impur (affleurement 14-AM-148B, 518773E, 5315949N), contient un lit mince ($< 1\%$ de l'affleurement) constitué de quartz, de grenat, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de plagioclase, de magnétite, de pyrite et de spinelle vert. Ce dernier est en inclusions dans les grenats et est aussi associé à des minéraux opaques.

L'unité mPwab 3 est composée de marbre calcitique à dolomitique, à grain moyen à grossier et de couleur grisâtre à blanchâtre en surface fraîche. Les affleurements de marbre forment des niveaux centimétriques à décimétriques restreints dans la partie nord du feuillet 31O15 et au sud-ouest du feuillet 32B02. Quelques affleurements de marbre ont été cartographiés dans les travaux antérieurs (Lee, 1972), surtout dans la partie nord-ouest du feuillet 31O16. Ces marbres forment des lentilles minces, grisâtres à rosâtres, intercalées avec des paragneiss à biotite et à graphite. Les minéraux observés dans tous les marbres de la région sont : la calcite (55 à 65 %), la dolomite (jusqu'à 10 %), le diopside (5 à 20 %), la biotite ($< 2\%$), le quartz à extinction ondulante (3 à 10 %) et les minéraux en traces comme l'apatite, l'actinote et les feldspaths. Localement, quelques paillettes de graphite sont présentes dans quelques affleurements. On note également dans cette unité, des quantités mineures de paragneiss rouillés à graphite et à grenat, de roches calco-silicatées en boudins et de niveaux centimétriques à métriques de quartzite impur. Les niveaux de quartzite impur sont intercalés avec le marbre dans les paragneiss rouillés. L'affleurement typique où on rencontre ces niveaux est le 14-TC-5087 (521793E, 5312927N). En effet, cet affleurement montre un assemblage de roches intimement liées dont un paragneiss à fine lamine de sillimanite, un paragneiss quartzeux à grenat et du marbre. De petites lentilles de grenatite ainsi que des veines de carbonates-pyroxène observés dans cette unité suggèrent que celle-ci a subi une altération hydrothermale (métasomatisme). Une pegmatite d'environ 6 mètres de largeur, à orthopyroxène, à clinopyroxène et à sulfures (1 à 2 %, pyrite et pyrrhotite), est injectée dans les faciès quartzeux de cette unité.

L'unité mPwab 4 est constituée de plusieurs faciès qui ne peuvent pas être individualisés à l'échelle de notre cartographie (1/50 000) : amphibolite/grenatite, roches quartzofeldspathiques et roches granitoïdes d'anatexie.

L'amphibolite, à grain fin à grossier, a été observée ici est là sur le territoire cartographié. Les affleurements typiques (14-AM-210A, 14-TC-5087 (lithologies D et F, 521793E, 5312927N)) consistent en des métasédiments à grenat et à graphite. Ils sont associés à des niveaux de marbre et de roches calco-silicatées (unité mPwab4). L'amphibolite

contient de la hornblende, des porphyroblastes de grenat (jusqu'à 2 cm de diamètre), du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et de la biotite. Certains niveaux de cette amphibolite sont localement très riches en grenat (30 à 60 %) et sont alors nommés grenatite. Dans toute la région cartographiée, deux types de grenatite y sont observés.

Le premier type qu'on peut qualifier de grenatite felsique à intermédiaire se présente sous forme de boudins décimétriques à métriques, de largeur 20 à 50 cm, au contact avec des amphibolites (par exemple l'affleurement 14-FS-1205B, 548183E, 5278736N). La grenatite (30 à 60 % grenat) est faiblement manganésifère (1,64 % MnO) et contient du diopside (20 à 25 %), du quartz (15 à 22 %) et de la calcite (2 à 5 %). L'analyse au microscope électronique à balayage (MEB) d'une grenatite, montre que la composition du grenat se trouve entre le pôle grossulaire et andradite (alumineux, calcique et ferrique) et que le diopside contient du zinc. Le protolithe de cette grenatite a probablement subi une altération calcique (voir le chapitre « Géochimie »).

Le deuxième type de grenatite est une roche mafique (par exemple l'affleurement 14-AM-210A, 513665E, 5312511N) riche en grenat rougeâtre (pyrope, 35 à 60 %), associé aux paragneiss rouillés à graphite et à une roche quartzofeldspathique à grenat (voir plus bas). La grenatite est à grain fin à grossier, magnétique, et est constituée de plagioclase (25 à 30 %), de biotite (3 à 20 %) et d'orthopyroxène ($< 8\%$), de phénocristaux xénomorphes d'augite maclés (clinopyroxène, 5 %) et de traces de pigeonite (clinopyroxène peu calcique). Cette dernière est observée principalement dans des basaltes. Ceci suggère que ce deuxième type de grenatite pourrait être d'origine volcanique.

La roche quartzofeldspathique est un faciès felsique (65 à 85 % SiO_2) contenant localement des niveaux millimétriques à centimétriques riches en sillimanite (par exemple l'affleurement 14-FS-1206C, 548472E, 5278989N). Ces niveaux sont parallèles à la fabrique planaire régionale et alternent avec des niveaux plus riches en quartz et en feldspath potassique. Quelques cristaux de biotite, de grenat et de pyrrhotite sont observés sous le microscope. Un autre affleurement de roche quartzofeldspathique (14-AM-210B), qui pourrait provenir également d'une roche volcanique altérée, a été observé dans le feuillet 31O15. Sous le microscope, on y observe de gros cristaux de quartz (25 à 30 %) à extinction ondulante, du graphite en petites paillettes (1 à 2 %) généralement associées à de la biotite (2 à 3 %), du grenat (1 à 3 %), du plagioclase (30 %), du microcline (25 à 30 %) rarement perthitique, de la magnétite et des sulfures en traces (pyrite et pyrrhotite). La composition de ces roches peut être expliquée par l'effet d'une altération hydrothermale siliceuse, potassique et alumineuse (voir le chapitre « Géochimie »). Ceci suggère, en plus de l'assemblage lithologique (métasédiments à graphite) auxquelles elles sont associées, qu'elles proviennent probablement d'un protolithe volcanique métamorphisé au faciès des granulites (voir le chapitre « Métamorphisme »).

Les granitoïdes d'anatexie ont été cartographiées ici et là dans la région et sont généralement localisés aux environs des paragneiss ou encore dans des zones de déformation. En général, ils correspondent à des granites, mais dans le cas des roches rencontrées dans les zones de déformation, leur composition est plus granodioritique à tonalitique (voir le chapitre « Géochimie »). Les granites d'anatexie sont homogènes, leucocrates, essentiellement de couleur grisâtre ou blanchâtre, de granulométrie moyenne ou grossière et sont caractérisés par la présence de petits grains de grenat de teinte rose lilas. Ils contiennent également du quartz, du plagioclase, du feldspath potassique perthitique, des traces de biotite et localement de la sillimanite. D'un point de vue structural, ces granites sont généralement massifs, peu altérés et sont caractérisés par la présence des textures ignées.

Intrusions ultramafiques de Suzor (mPlas)

Les Intrusions ultramafiques de Suzor constituent une nouvelle unité formelle. Cette unité est formée de lentilles métriques à hectométriques (1 à 100 m) de roches ultramafiques riches en phlogopite (biotite magnésienne) qui se retrouvent dans les feuillets 31O15 près du village de Parent, dans la partie nord-ouest du feuillet 31O16 et dans le sud du feuillet 32B01 (figure 2, carte hors-texte). Faessler (1937a) a découvert les premiers affleurements de cette unité dans la région de Parent et les a nommés alors « suzorites » en raison de leur découverte dans le Canton de Suzor.

Nous avons opté pour le terme glimmérite (roche riche en phlogopite) pour les roches formant cette intrusion. Le nom glimmérite a été utilisé la première fois par Larsen et Pardee (1929) pour décrire une roche ultramafique riche en biotite (98 %), comme alternative au terme biotitite ou phlogopitite.

Dans la région cartographiée, la glimmérite des Intrusions ultramafiques de Suzor est injectée dans la Suite plutonique de Hibbard. La région contient cinq occurrences de cette glimmérite (voir le chapitre « Géologie économique » pour la description détaillée de chacune des occurrences). En général, la glimmérite est de granulométrie moyenne à grossière (3 mm à 2,5 cm) et à textures hétérogranulaire et lamellaire. Le minéral principal est la phlogopite qui peut représenter de 45 à 90 % de la roche. Les autres minéraux sont le diopside (16 à 25 %), l'olivine serpentinisée (5 à 10 %), l'apatite (< 5 %), le zircon (< 2 %), le rutile (< 1 %), le feldspath potassique albitisé (0 à 8 %), l'orthopyroxène (1 à 2 %), la calcite (< 3 %), la hornblende (< 2%), des traces de titanite, de quartz, de magnétite et de pyrite, et de barytine (< 2 %). Cette dernière est observée à l'analyse par microsonde électronique (ME) dans la bordure et dans les fractures des feldspaths ainsi qu'en petits grains dans la phlogopite. Du chrome a également été observé dans les glimmérites. Voir le chapitre « Géochimie » pour la composition chimique des minéraux formant la glimmérite (la phlogopite, la hornblende, le diopside).

Des dykes centimétriques de syénite rose à grain grossier coupent les glimmérites. Ces dernières sont peu déformées et présentent un alignement subparallèle des phlogopites.

Suite de Roc (mPsro)

La Suite de Roc est une nouvelle intrusion introduite pour décrire l'ensemble des intrusions, des dykes et des lambeaux de composition mafique à ultramafique de la région cartographiée. Cette suite est généralement injectée dans toutes les roches de la région, sauf dans les syénites et les pegmatites (figure 2, carte hors-texte). Elle est subdivisée en deux unités cartographiables (mPsro1 et mPsro2). Un échantillon (**G**) qui constitue l'affleurement typique de cette suite (unité mPsro2, 14-AM-163A, 548969E, 5275295N, gabbronorite), a été daté dans le cadre de cette cartographie (U-Pb sur zircon) et a retourné uniquement un âge métamorphique de 1012 ± 1 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »).

L'unité mPsro1 représente l'unité la moins abondante en termes de superficie. Elle est constituée surtout de roches ultramafiques comme la webstérite à olivine avec une quantité mineure de pyroxénite, de gabbronorite et de gabbro. L'affleurement typique de cette unité (14-FS-1288, 535972E, 5327528N) consiste en une webstérite à olivine à grain fin, de couleur grisâtre à noirâtre en surface fraîche. Elle est constituée d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'amphibole, de grenat et de minéraux opaques (pyrite). La webstérite à olivine peut contenir des boudins, des enclaves ou des amas verdâtres à rosés en surface fraîche et blanchâtre en surface altérée. Ces boudins, enclaves ou amas pourraient être le résultat d'une altération métasomatique de la pyroxénite.

L'unité mPsro2 est composée de gabbronorite et de gabbro foliés, à grain grossier et à textures subophitique (rarement ophitique) ou granoblastique. Localement des oxydes de Fe-Ti-P sont observés dans cette unité (« OAGN = Oxyde-Apatite-Gabbronorite », acronyme proposé par Dymek et Owens, 2001). La texture de ces OAGN est rubanée à tachetée (texture léopard). Une quantité mineure de roches ultramafiques (mPsro1) se retrouve dans cette unité. Le gabbronorite typique de cette unité (14-AM-163A) est folié, avec localement des amas millimétriques à centimétriques de composition gabbronoritique à noritique et de texture grossière à pegmatitique. En général, la minéralogie de cette unité est constituée d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de grenat et de magnétite. Localement, des niveaux décimétriques (10 m) de gabbronorite mylonitique sont observés. Ces derniers représentent des zones de déformation dans le gabbronorite. Des poches ou dykes de pegmatite granitique sont injectés dans l'unité mPsro2. Les OAGN associés à cette unité se présentent sous forme de petits niveaux, de dykes et/ou d'amas irréguliers millimétriques à centimétriques. Ils sont composés de plagioclases, de biotite, de pyroxène, d'un peu d'apatite, d'ilménite et de magnétite.

Syénite de Bourguet (mPbog)

La Syénite de Bourguet est une nouvelle intrusion formelle facile à circonscrire sur les cartes aéromagnétiques avec une forme grossièrement elliptique d'environ 7,5 km d'axe long sur 4 km de large avec une orientation NW-SE (figures 2 et 3, carte hors-texte). Elle affleure environ au centre du feuillet SNRC 32B02 englobant le lac du même nom. Deux petites intrusions sont aussi visibles au nord-ouest de l'intrusion principale (carte hors-texte). On la trouve également sous forme de deux dykes, dans le coin SE du même feuillet, à l'est du lac de l'Ours Blanc. La Syénite de Bourguet est constituée de deux unités (mPbog1 et mPbog2). Un échantillon (**H**) (unité mPbog1, 14-AM-007A, 516641E, 5328616N) a été daté dans le cadre de cette cartographie (U-Pb sur zircon) et a retourné un âge de mise en place de 1038 $\pm$ 15/-13 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »).

L'unité mPbog1 constitue le principal faciès de la Syénite de Bourguet (figure 2). Elle occupe le centre de l'intrusion et est composée de syénite mégacrastique, à phénocristaux de feldspath potassique, de couleur gris bleuté (jusqu'à 4 cm de longueur, photo 4, annexe 1), à magnétite, à biotite, à clinopyroxène, à apatite et à traces d'ilménite et de titanite. Les phénocristaux de feldspath potassique sont perthitiques, contiennent des inclusions d'apatite et de biotite, et localement, ils présentent une macule de Carlsbad (orthose) sans déformation importante. Les phénocristaux indiquent une légère orientation préférentielle témoignant ainsi d'une texture magmatique de la syénite. Par contre, l'encaissant de l'intrusion est très déformé développant une mylonitisation (cisaillement); des gneiss droits et rubanés sont observés. En effet, un couloir de déformation a été créé lors de la mise en place de la Syénite de Bourguet (voir le chapitre « Géologie structurale »).

Localement, une séricitisation est observée dans la syénite, principalement dans les fractures des feldspaths potassiques. Ceci est probablement causé par une circulation tardive de fluide.

Des dykes de syénite alcaline rose saumon et une quantité mineure de webstérite et de granite sont associés à cette unité. Les dykes de syénite sont à grain fin et coupent le faciès principal; ces dykes sont foliés et mégaporphyriques à phénocristaux de feldspath potassique perthitique (40 à 65 % de la roche, de 1 à 3 cm de longueur). Les deux types de dyke sont composés de biotite interstitielle, avec une faible quantité d'orthopyroxène, de magnétite, d'ilménite et d'apatite comme minéraux accessoires. La webstérite est verdâtre en surface fraîche, à grain moyen et contient du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, de la biotite, de l'olivine et de la hornblende verte. Les minéraux accessoires sont l'apatite et l'ilménite.

Le granite associé à cette syénite est rosâtre à grain grossier. Sa minéralogie est constituée de quartz, de plagioclase de feldspath potassique, généralement perthitique, et de minéraux opaques. Ce granite contient une cible pour les terres rares (voir le chapitre « Géologie économique »).

L'unité mPbog2 occupe la périphérie nord de cette intrusion. Elle est composée de gabbro-norite à oxydes de fer et titane et à apatite (type OAGN), caractérisé par une texture porphyrique à xénocristaux de feldspath potassique. Ces xénocristaux de forme rectangulaire (2 mm à 1 cm de longueur) sont de même composition que les phénocristaux de la syénite formant l'unité principale (mPbog1). L'affleurement typique de l'unité mPbog2 (échantillon 14-TC-5022A, 516510E, 5328819N) est un OAGN de granulométrie moyenne à grossière, fortement magnétique avec des traces de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite). Il est constitué de cristaux poikiloblastiques de biotite (~1 cm de longueur), de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase, de magnétite, de hornblende et d'apatite avec présence d'ilménite normative.

Syénite de Core (mPcoe)

La Syénite de Core est une nouvelle intrusion formelle qui affleure à l'est du feuillet SNRC 31O10, à l'est du lac Wagwabika. Un échantillon (**I**) typique de cette intrusion (unité mPcoe2, affleurement 14-TC-5016A, 530433E, 5275940N) a été daté dans le cadre de cette étude (U-Pb sur zircon) et a retourné un âge de mise en place de 1014 $\pm$ 4 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »).

La Syénite de Core est une intrusion de forme grossièrement elliptique orientée NW-SE selon un axe de 12 km de long sur environ 7,5 km de large (figure 2, carte hors-texte). Elle est facile à circonscrire sur la carte aéromagnétique (figure 3). Elle est injectée dans les suites de Lacoste et de Hibbard et est composée de deux unités (mPcoe1 et mPcoe2). La première unité constitue la périphérie de l'intrusion alors que la deuxième forme le cœur. Les roches formant le cœur de l'intrusion ne montrent aucune déformation à l'état solide. Alors que celles de la périphérie sont déformées et définissent un couloir de déformation due à la mise en place de l'unité mPcoe2.

L'unité mPcoe1 est formée principalement de syénogranite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique et de quantités mineures de syénite, de monzodiorite et de charnockite porphyrique. Des enclaves de roches calco-silicatées ont été observées dans cette unité. Le syénogranite est rosé en surface fraîche et beige en surface altérée. Il est à grain grossier et est constitué de quartz, de feldspath potassique (perthitique), de magnétite, de biotite et d'amphibole. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'ilménite, la titanite et le zircon.

L'unité mPcoe2 est composée de syénite rose à feldspath alcalin et à clinopyroxène et de syénite grise à grain fin et riche en albite (photo 5, annexe 1). Ces roches, à texture grenue, présentent des figures de mélange de magma (photo 5, annexe 1), témoignant ainsi de leur caractère co-génétique. Sous le microscope, les minéraux principaux dans les deux faciès de syénite renferment du feldspath potassique, de l'albite, de la magnétite, du clinopyroxène, de la biotite, de l'apatite, de la hornblende et des traces d'orthopyroxène,

d'ilménite et de titanite. Les feldspaths potassiques sont généralement perthitiques. Quelques dykes de granite foliés, à biotite et moyennement magnétiques, ainsi que des dykes centimétriques de pegmatite granitique, sont injectés dans la Syénite de Core. Sur le terrain, nous avons également observé des dykes de composition syénitique à biotite et à magnétite recoupant les syénites grises et roses.

Syénite de Bouvreuil (mPbul)

La Syénite de Bouvreuil est une nouvelle intrusion formelle très facile à délimiter à partir de la carte aéromagnétique avec une forme de pieuvre tentaculaire (figures 2 et 3, carte hors-texte). Elle affleure surtout au sud du feuillet SNRC 31O09 à l'ouest du lac Manouane. Un échantillon (J) de cette syénite (unité mPbul, 14-FS-1029A, 560710E, 5266540N) a été daté dans le cadre de cette cartographie (U-Pb sur zircon) et a retourné un âge de mise en place de 1009 ± 3 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »).

La partie principale de cette syénite montre une forme subarrondie avec des ramifications (tentacules) de direction E-W (dykes). Une petite intrusion éparse, de forme amiboïde plus à l'ouest du même feuillet, fait partie de cette syénite. Elle a été interprétée à partir des cartes géophysiques (figure 3). La Syénite de Bouvreuil est injectée dans la Suite magmatique de Lacoste. Le faciès principal de cette intrusion est constitué d'une syénite de couleur rose saumon, à grain grossier et d'une syénite grise à grain fin. Une texture massive de type magmatique et des textures de mélange magmatique sont aussi visibles entre ces deux faciès. Sous le microscope, les minéraux principaux dans les deux types de syénite (rose et grise) sont le feldspath potassique perthitique, le plagioclase (albite), la magnétite, le clinopyroxène, la biotite, la hornblende, l'apatite et on observe aussi des traces d'ilménite et de pyrite.

Les faciès de cette syénite sont injectés par des dykes métriques à décimétriques de syénite rose mégaporphyrique à phénocristaux de feldspath potassique tabulaires (40 à 50 % de la roche). D'autres dykes de syénite rose à grain grossier ou de syénite grise s'injectent également dans le faciès principal. Des enclaves centimétriques à décimétriques de gabbro à grain fin à moyen sont communément présentes dans le faciès principal de la Syénite de Bouvreuil. On note également la présence de niveaux de syénite mélanocrate à grain fin, magnétique et riche en biotite (30 % de la roche). En lame mince, les principaux minéraux sont la hornblende, le clinopyroxène, l'apatite et on observe des traces d'ilménite. Les cristaux tabulaires de feldspath potassique perthitique (0,5 à 1 cm) sont également visibles dans ces niveaux. Des dykes de syénite rose et à grain grossier formant « les tentacules » partent vers l'est et l'ouest de la partie centrale de la Syénite de Bouvreuil selon une direction grossièrement E-W. Un de ces dykes partant vers l'ouest coupe le couloir de déformation de Swamp qui est associé à la Suite magmatique de Lacoste (photo 6, annexe 1, voir le chapitre « Géologie structurale »).

Syénite de Lortie (mPlot)

La Syénite de Lortie est une nouvelle unité formelle qui consiste en une forme subarrondie d'environ 5,5 km de long sur 4 km de large. Elle a été reconnue uniquement dans le coin nord-est du feuillet SNRC 31O09 à quelques kilomètres à l'est du lac Lortie. Elle est facilement identifiable sur la carte aéromagnétique (figure 3). Nous avons visité peu d'affleurements de cette intrusion lors de notre étude. L'affleurement typique (14-TC-5039A, 567441E, 5280566N) est constitué de syénite rose saumon de granulométrie moyenne, à feldspath alcalin (perthitique), à hypersthène, à plagioclase (albite), à hornblende, à magnétite et à biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'ilménite et le clinopyroxène. Des sulfures disséminés (pyrite, chalcoppyrite, < 1 %) sont également observés dans les zones rouillées de cette syénite. Les sulfures sont en amas de 5 mm de diamètre ou en grains de 1 mm. Quelques veines de quartz centimétriques contiennent environ 2 % de pyrite. Un faciès de clinopyroxénite riche en biotite et faiblement magnétique, et un faciès de gabbronorite (dyke ?) sont associés à la Syénite de Lortie. Des dykes de granite coupent l'intrusion et des enclaves de paragneiss (Complexe de Wabash) sont observées à l'intérieur de cette syénite. Localement, des filonnets de syénite rose coupent les clinopyroxénites et longent le gabbronorite. Ceci témoigne du caractère tardif des faciès syénitiques par rapport aux faciès mafiques à ultramafiques.

Syénite des Dix Mille (mPdix)

La Syénite des Dix Mille est une nouvelle unité formelle facile à circonscrire sur les cartes aéromagnétiques (figures 2 et 3, carte hors-texte). Elle forme trois intrusions éparées, la plus grande est située au sud-ouest du lac des Dix Mille dans le feuillet SNRC 31O15. Elle a une orientation E-W avec un axe long de 6,2 km sur 3,5 km de large, et s'injecte dans le Complexe de Wabash. Les deux plus petites intrusions se trouvent dans la partie sud du feuillet 31O10 et à l'est du lac Faessler dans le feuillet 31O16. La première intrusion, d'environ 5 km de long sur 1 km de large, est orientée NE-SW. La deuxième, d'environ 3,5 km d'axe long sur 1,3 km de large, est orientée N-S et est injectée dans la Suite plutonique de Hibbard.

La Syénite des Dix Mille est constituée d'une syénite rose ou grise. Les deux faciès sont magnétiques, à grain fin à moyen et à texture magmatique sans déformation importante. Dans les deux cas, les principaux minéraux sont le feldspath potassique perthitique, l'amphibole, le clinopyroxène, l'apatite; on observe également une faible quantité d'ilménite et d'orthopyroxène. Quelques affleurements de syénogranite de couleur rose saumon à grain grossier, à feldspath potassique perthitique et à plagioclase ont été cartographiés dans cette intrusion. Le syénogranite contient également des traces d'ilménite, d'apatite, de biotite, d'hornblende verte et de minéraux opaques.

UNITÉS LITHOLOGIQUES

Quelques affleurements ont été cartographiés dans le nord-ouest de la région (nord du feuillet SNRC 32B02). Sur la carte géophysique, ce secteur semble être un domaine géologique à part (figure 3), bordé par une faille l'isolant du reste de la région (voir le chapitre « Géologie structurale »). En raison du manque d'affleurements et d'informations, nous avons opté pour une légende lithologique dans ce secteur. Ce domaine sera ultérieurement mis en valeur à la suite de la cartographie des feuillets SNRC 32B07 et 32B08 au cours des prochaines années. Ce secteur est constitué de charnockite et de granite gneissique à enclaves de paragneiss migmatitique. La charnockite, magnétique et à grain moyen à grossier, comprend de l'orthopyroxène, du plagioclase, du feldspath potassique, de la biotite et des traces d'ilménite, de titanite et d'apatite. Le granite gneissique est composé des mêmes minéraux que la charnockite, mais sans orthopyroxène. Le granite contient également un peu d'hornblende verte et presque tous les feldspaths potassiques sont perthitiques. Les enclaves de paragneiss migmatitique présentes dans cette unité lithologique sont centimétriques à décimétriques et ressemblent aux paragneiss du Complexe de Wabash (unité mPwab1).

LITHOGÉOCHIMIE

Introduction

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur 313 échantillons représentatifs des différentes lithologies de la région cartographiée. La majorité de ces échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les métaux de base. Quelques échantillons choisis de roches mafiques à ultramafiques ont aussi été analysés pour les éléments Pt, Pd et Au. Les analyses ont été effectuées chez Actlabs par différentes techniques selon les éléments, tels que la spectrométrie de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS), la spectrométrie d'émission optique au plasma par induction couplée (ICP-AES) et l'activation neutronique (INAA). Les résultats complets des analyses sont disponibles, en version numérique, et peuvent être consultés sur le site du Ministère à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte ». Des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont été réalisées à l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) sur différents échantillons choisis. Ces analyses étant semi-quantitatives, elles ne seront pas attachées à ce rapport. Par contre, des analyses de certaines phases minérales ont aussi été réalisées sur quelques échantillons choisis de l'Intrusion ultramafique de Suzor. Ces analyses ont été réalisées à la microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval, Québec (Canada)

avec des conditions d'opération de 15 kV et 20 nA pour le courant du faisceau. L'erreur sur les mesures obtenues par microsonde est inférieure à 2 % pour les analyses de plus de 10 % pds (poids d'oxyde) et est considérée inférieure à 10 % pour les valeurs inférieures à 10 % pds. Les résultats ainsi obtenus sont reportés dans les tableaux 1, 2, 3 et 4 de l'annexe 2.

Roches felsiques à intermédiaires

Suite plutonique de Dugré

Les analyses lithogéochimiques des roches de la Suite plutonique de Dugré ont permis de calculer la norme CIPW en prenant en compte la biotite et la hornblende (Hutchison, 1974; 1975). Les variations de composition de cette suite se reflètent par les pourcentages de quartz normatif qui varient entre 1 et 40 %. Cette norme reportée sur le diagramme QAP de Streckeisen (1976) indique que ces roches se situent principalement dans le champ de monzogranite (figure 4a). Ces charnockites, opdalites, enderbites et jotunites contiennent de l'orthopyroxène. Sur le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985; figure 4b), les spectres de ces roches sont assez semblables, excepté pour les quatre premiers éléments (Ba, Rb, Th, et K). On observe des concentrations moins élevées de ces éléments dans les opdalites, les enderbites et les jotunites. Les éléments Ba, Rb et K sont généralement compatibles avec le feldspath potassique; leur faible concentration s'explique par la faible proportion de ce minéral dans ces roches. Dans le cas du Th, ce sont probablement les minéraux accessoires tels que le zircon ou l'allanite qui se retrouvent en faible proportion dans ces roches. L'ensemble des spectres des roches de cette suite montrent une anomalie négative en Nb-Ta, caractéristique des magmas mis en place dans un contexte d'arc volcanique. Cette interprétation est confirmée par le diagramme d'environnement tectonique Ta+Yb vs Rb de Pearce *et al.* (1984) (figure 4c). Dans ce diagramme, la majorité des roches de cette suite coïncide clairement avec le domaine des granites d'arc volcanique. Gower (1996) mentionne un contexte d'arc volcanique pour des roches de même âge (labradorien, voir le chapitre « Géochronologie »), dans l'est de la Province de Grenville.

Suite Plutonique de Hibbard

Les roches de la Suite plutonique de Hibbard ont des compositions variées qui ressemblent en termes de géochimie à celles de Dugré. Sur le diagramme QAP de Streckeisen (1976), la norme CIPW calculée coïncide majoritairement avec les champs de monzogranite et de granodiorite (figure 4d). Quelques analyses correspondent également à des tonalites ou à des diorites quartzifères. Les roches de cette suite étant principalement à orthopyroxène, sont nommées charnockite, opdalite, enderbite et jotunite. Seuls trois échantillons

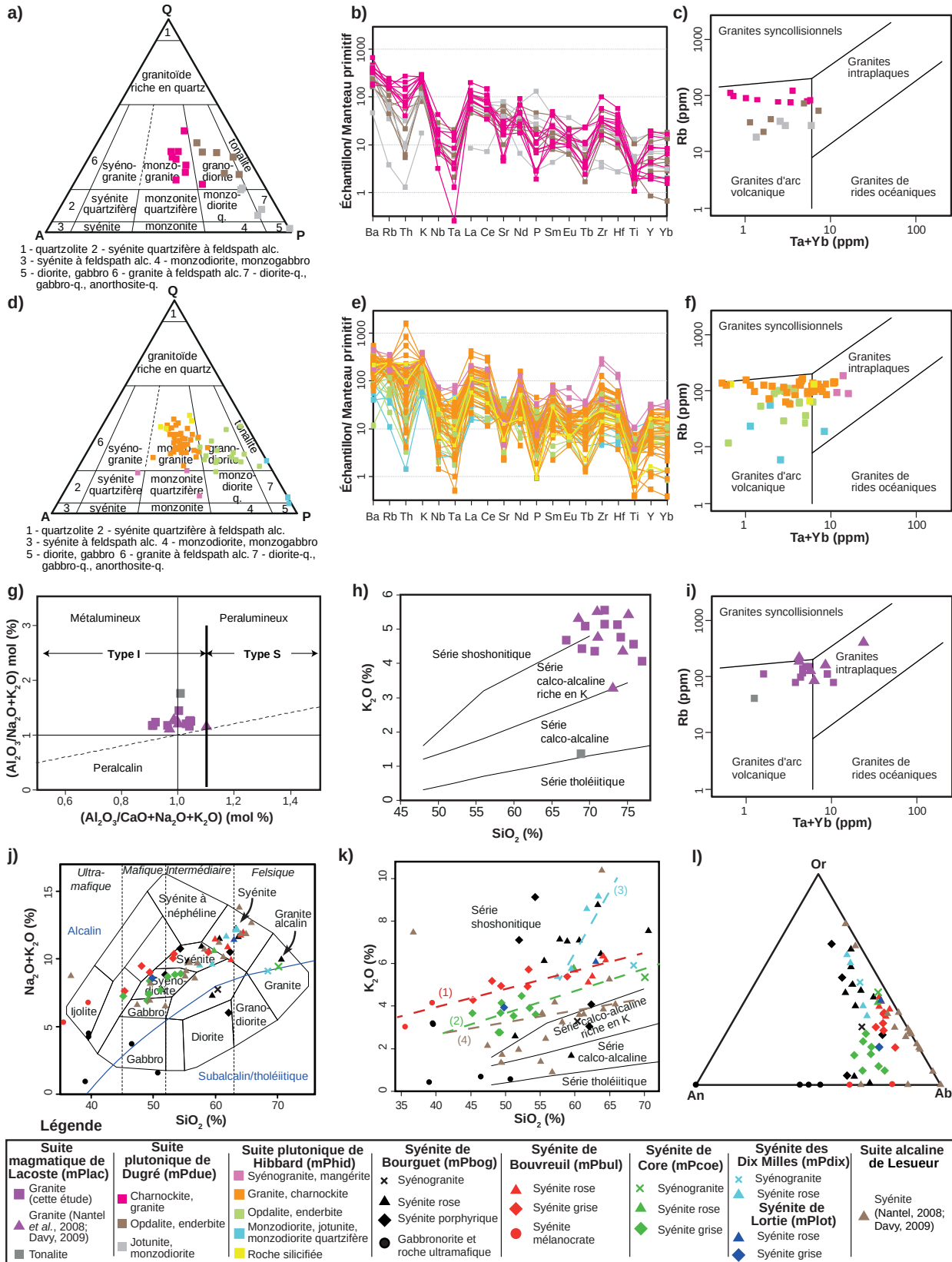


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des roches de la région étudiée : **a** et **d**) diagrammes QAP de Streckeisen (1976), calculé à partir de la norme CIPW en tenant compte de la biotite et de la hornblende (Hutchison, 1974; 1975); **b** et **e**) diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985); **c**, **f** et **i**) diagrammes Ta+Yb vs Rb (Pearce *et al.*, 1984); **g**) diagramme Al/Ca+Na+K vs Al/Na+K (Maniar et Piccoli, 1989); type I = source ignée; type S = source sédimentaire; Chappell et White, 1974; **h** et **k**) diagramme SiO₂ vs K₂O (Peccerillo et Taylor, 1976); **j**) diagramme SiO₂ vs Na₂O+K₂O (Cox *et al.*, 1979); **l**) diagramme An-Or-Ab calculé à partir de la norme CIPW en prenant en compte la biotite et la hornblende (Hutchison, 1974; 1975).

représentés en rose sur la figure 4d sont enrichis en feldspath potassique. Deux de ces analyses correspondent à des mangérites et une autre correspond à un syénogranite ou à une syénite quartzifère. Sur le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985; figure 4e), les spectres des charnockites, des opdalites, des enderbites et des jotunités montrent une forte anomalie négative en Nb-Ta. Cette anomalie est caractéristique de roches mises en place en domaine d'arc volcanique. Tandis que les mangérites et le syénogranite ont une anomalie négative en Nb-Ta beaucoup plus restreinte. Sur le diagramme d'environnement tectonique Ta+Yb vs Rb de Pearce *et al.* (1984), la même observation sur l'environnement tectonique peut être faite (figure 4f). En effet, la majorité des roches de la Suite plutonique de Hibbard coïncident avec le champ des granites d'arc volcanique. Quelques échantillons de charnockite, de syénogranite et de mangérite de cette suite coïncident aussi avec le champ des granites intraplaques. Une interprétation possible pour la mise en place de la Suite plutonique de Hibbard serait que la majorité des roches se mettraient en place en contexte d'arc volcanique. Après l'accrétion de l'arc, une quantité plus limitée de magmas plus alcalins pourrait alors s'introduire ici et là dans un contexte plutôt intraplaque.

Suite magmatique de Lacoste

Onze échantillons de roche de l'unité mPlac11 de la Suite magmatique de Lacoste ont été analysés. Pour fin de comparaison géochimique de cette suite, six autres analyses de cette unité provenant des travaux antérieurs dans la région de Mont-Laurier (Nantel, 2008; Davy, 2009), sont aussi représentées sur les figures 4g, 4h et 4i. Il est à noter que les analyses antérieures ont, pour la majorité des éléments, des valeurs assez similaires à celles de cette étude. Nous pouvons donc considérer que cette unité est homogène et ne montre pas de grande variation. Les roches analysées sont essentiellement des granites; seul un échantillon correspond à une tonalite. L'ensemble des roches de cette suite sont métalumineuses à peralumineuses, mais coïncident toutes avec le domaine des granites de type I (origine ignée, Chappell et White, 1974; figure 4g). Les granites de cette suite ont des valeurs en K₂O variant de 3,26 à 5,56 %, ce qui les situe sur le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) entre des roches appartenant à une série calco-alcaline riche en potassium et une série shoshonitique (figure 4h). Les roches de la Suite magmatique de Lacoste coïncident majoritairement avec le domaine des granites d'arc volcanique même si quelques échantillons suggèrent une mise en place dans un environnement plutôt intraplaque (Pearce *et al.*, 1984; figure 4i). Cet environnement de mise en place semble être cohérent avec le contexte d'arc ou d'arrière arc évoqué notamment dans le Grenville central avec le Groupe du Montauban ou le Complexe de la Bostonnais datés entre 1450 et 1390 Ma (Nadeau et Van Breemen, 1994).

Syénites

Les intrusions syénitiques occupent environ 10 % de la superficie de la région et correspondent principalement à cinq intrusions très localisées. Les analyses de la Suite alcaline de Lesueur (Nantel, 2008, Davy, 2009), située plus au sud de nos feuillets, ont aussi été reportées sur les diagrammes afin de les comparer aux autres syénites de la région. En effet, les syénites de Lesueur sont en moyenne moins riches en K₂O par rapport à celles observées dans la région cartographiée.

Syénite de Bourguet

La Syénite de Bourguet correspond à l'intrusion syénitique contenant le plus grand nombre de faciès associés qui varient des roches ultramafiques à des syénogranites. D'un point de vue géochimique, on observe des concentrations en SiO₂ comprises entre 39 et 64 %. L'unité mPbog1 a une teneur moyenne en K₂O de 5,8 %, tandis que l'unité mPbog2 révèle une teneur de l'ordre de 1,6 %. Ce qui est plutôt anormal pour des roches mafiques à ultramafiques. Sur le diagramme de classification SiO₂ vs Na₂O+K₂O de Cox *et al.* (1979), les roches formant cette syénite sont réparties dans différents domaines (figure 4j). Les roches mafiques et ultramafiques sont principalement d'affinité alcaline (figure 4j). Cette observation combinée au fait que l'on retrouve localement des phénocristaux de feldspath potassique dans les roches mafiques, démontre bien que ces roches sont contemporaines aux syénites. Même si certains des échantillons des roches mafiques se retrouvent à la limite avec le champ des ijolites, aucun feldspathoïde n'a été observé en lames minces. Les syénites porphyriques qui constituent la principale lithologie de cette syénite ont des compositions géochimiques assez variables (figure 4j, 4k, et 4l). Ces variations peuvent s'expliquer par la présence de cumulats de feldspath potassique. De façon générale, et malgré ces variations, les syénites roses ou porphyriques de Bourguet correspondent aux syénites les plus riches en K₂O et en feldspath potassique (figure 4k et 4l).

Syénite de Bouvreuil

La Syénite de Bouvreuil est constituée de nombreuses injections de syénite variant des syénites mélanocrates aux syénites roses. On note des concentrations en SiO₂ comprises entre 35 et 64,5 %. En moyenne, les échantillons de cette suite présentent une teneur de K₂O de 5,1 %. La syénite mélanocrate de cette suite coïncide avec le champ des ijolites (figure 4j), sans toutefois qu'aucun feldspathoïde ne soit observé en lame mince ni déduit par calcul normatif. Sur les figures 4j et 4k, l'ensemble des roches de cette syénite s'alignent en formant la tendance 1 (figure 4k). Celle-ci correspond clairement à une série shoshonitique et est marquée par un alignement des syénites mélanocartes, des syénites grises et des syénites roses. Cette observation peut être interprétée de deux façons :

1) Cette tendance correspondrait à l'évolution d'un magma mafique qui par différenciation, donnera des liquides de plus en plus évolués jusqu'à des termes leucocrates; et 2) elle représenterait un mélange entre les magmas des syénites mélanocrates et les magmas des syénites leucocrates.

Compte tenu des observations de terrain, la deuxième hypothèse semble plus probable, car des textures de mélange de magmas ont été observées dans ces roches sur le terrain. Par exemple, des phénocristaux de feldspath potassique caractéristiques des syénites roses se retrouvent à l'intérieur de syénites mélanocrates. De plus, de telles roches hybrides ont des contours souvent diffus avec leurs encaissants, renforçant ainsi l'idée d'un mélange à l'état magmatique. On notera aussi que cette tendance (1) est la plus enrichie en K_2O comparée aux tendances (2) et (3) représentant respectivement, les syénites de Core et de Lesueur (figure 4k). Ceci est confirmé sur le diagramme de feldspath établi avec le calcul de la norme CIPW (figure 4i). Sur ce diagramme, les syénites grises et roses de Bouvreuil ont des teneurs en orthose assez élevées par rapport à la Syénite de Core. Ces différences démontrent que ces syénites ont des caractéristiques chimiques différentes et ne sont probablement pas reliées à un seul événement de mise en place.

Syénite de Core

La Syénite de Core est essentiellement constituée d'un faciès gris dont la géochimie est assez uniforme. Par exemple, les concentrations en SiO_2 des syénites grises de cette intrusion varient entre 45 et 54,5 %. Les échantillons des faciès gris sont relativement pauvres en potassium par rapport aux autres syénites avec une moyenne de 3,6 % K_2O . Cependant, la teneur en Na_2O est élevée avec une valeur moyenne de 4,3 %. Sur le diagramme de classification SiO_2 vs Na_2O+K_2O de Cox *et al.* (1979), les syénites grises de Core coïncident majoritairement avec le champ des syénodiorites (figure 4j). Ce terme de syénodiorite, bien que non conventionnel par rapport à la classification habituelle de Streckeisen (1976), indique pourtant que ces roches sont riches en plagioclases. L'étude au microscope électronique à balayage (MEB) de ces plagioclases, a révélé une composition d'oligoclase, donc riche en sodium avec une composition moyenne de 81 % Ab. Sur le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976), l'ensemble des roches de cette syénite s'alignent en formant la tendance 2 (figure 4k) qui correspond clairement à une série shoshonitique. Elle se distingue assez bien de la tendance (1) avec des teneurs moins élevées en K_2O que pour la Syénite de Bouvreuil. Cette différence se remarque aussi sur la figure 4l où les syénites grises de Core sont clairement appauvries en orthose comparé aux autres syénites de la région. Malgré un âge similaire à la Syénite de Bouvreuil, la Syénite de Core a des caractéristiques chimiques et minéralogiques très différentes et ceci suggère que ces deux intrusions proviennent de deux magmas différents.

Syénite des Dix Milles

La Syénite des Dix Milles correspond à de petites intrusions essentiellement constituées d'un faciès rose, plus rarement d'un faciès gris, ainsi que de syénogranite. En raison de la faible quantité d'affleurements, seuls les syénites roses et un syénogranite de cette unité ont été analysés. Les concentrations en SiO_2 des syénites roses varient entre 57,4 et 63,3 %. En moyenne, ces échantillons donnent des valeurs de K_2O de 6,9 %, ce qui correspond aux valeurs moyennes les plus élevées pour les syénites de la région. Sur le diagramme de classification SiO_2 vs Na_2O+K_2O de Cox *et al.* (1979) (figure 4j), les syénites roses coïncident majoritairement avec le champ des syénites alors que le syénogranite se situe à la limite entre le champ des granites et celui des granites alcalins (figure 4j). Sur le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976), les analyses des syénites roses s'alignent en créant une tendance (3) qui correspond clairement à une série shoshonitique (figure 4k). On notera cependant que cet alignement ne tient pas compte de l'analyse du syénogranite qui ne s'alignerait pas avec les autres points. La tendance (3) a une pente forte, ce qui la différencie des autres alignements de ce diagramme. Sur la figure 4l, les syénites roses s'alignent et pointent vers le pôle de l'orthose. Ceci indique que les variations de composition chimique de ces roches sont essentiellement contrôlées par la proportion de feldspath potassique.

Syénite de Lortie

La Syénite de Lortie représente une petite intrusion constituée de syénite à faciès roses et gris. Cette intrusion n'affleure que très rarement et les échantillons analysés dans cette intrusion sont donc limités. Cette faible quantité d'analyses ne permet pas d'avoir une bonne représentativité de l'intrusion dans son ensemble. Les deux analyses de syénites de cette intrusion donnent des concentrations en SiO_2 qui varient entre 49,8 et 63 %. Ces échantillons présentent une valeur moyenne de K_2O de 5,1 %. Sur le diagramme de classification SiO_2 vs Na_2O+K_2O (Cox *et al.*, 1979) (figure 4j), la syénite grise de Lortie se trouve dans le champ des syénodiorites alors que la syénite rose coïncide avec le champ des syénites. Ces observations sont confirmées sur la figure 4l qui montre des compositions en feldspath normatif de la syénite grise de Lortie qui se rapprochent du pôle des plagioclases de type albite. Par contre, la syénite rose est plus enrichie en orthose comme c'est le cas pour la majorité des autres syénites roses des autres intrusions. Sur la figure 4k, les analyses des syénites de Lortie se situent entre celles observées pour la syénite de Core et celles de Bouvreuil. Par contre, avec seulement deux points, il est difficile de tirer une conclusion sur une tendance et donc de les comparer aux autres syénites.

Roches métasédimentaires, volcaniques et altérées du Complexe de Wabash

Les roches métasédimentaires et métavolcaniques du Complexe de Wabash (mPwab1, mPwab2, mPwab3 et mPwab4) occupent environ 15 % de la superficie de la région cartographiée.

Paragneiss

Sur le diagramme ternaire Al_2O_3 -($\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}$)- K_2O de Nesbitt (2003), les paragneiss de Wabash montrent une faible altération (figure 5a). La composition de ces paragneiss s'étale du pôle granitique au pôle tonalitique et ceci sans distinction entre les unités mPwab1 ou mPwab2. Les paragneiss du Complexe de Wabash forment trois tendances distinctes sur le diagramme binaire SiO_2 vs K_2O (figure 5b). La tendance 1, représentée principalement par des quartzites, indique une diminution du K_2O et une augmentation du SiO_2 . En reportant les pôles des principaux minéraux que l'on retrouve dans ces roches, cette tendance peut s'expliquer par une variation de la teneur en quartz et en plagioclase dans ces métasédiments. La tendance 2 est caractérisée par une augmentation du K_2O associée à une diminution du SiO_2 . D'un point de vue minéralogique, cette tendance s'explique principalement par une variation de la proportion de biotite dans les métasédiments. La tendance 3 montre une diminution de la teneur en SiO_2 et de la teneur en K_2O . Cette tendance s'explique principalement par une variation de la proportion de diopside dans les métasédiments.

La tendance 1 correspondant à une variation dans la quantité de quartz et de plagioclase des métasédiments peut s'expliquer par deux processus : 1) un processus initial de tri avec des sédiments plus ou moins matures avec un enrichissement en quartz et plagioclase; et 2) un processus plus tardif de silicification des sédiments à partir de fluide métamorphique. Dans la plupart des cas, le premier processus est sans doute le plus courant, car comme on l'observe sur la figure 5a, la majorité des sédiments sont faiblement altérés.

La tendance 2 correspondant majoritairement à une variation dans la quantité de biotite, peut s'expliquer aussi par deux processus : 1) les sédiments initiaux avaient des concentrations en minéraux argileux différents, ce qui entraînerait après le métamorphisme, des concentrations en biotite variables; et 2) la fusion partielle des métasédiments peut influencer la concentration de la biotite.

Les deux processus peuvent aussi se superposer, ce qui est probablement le cas ici. En effet, les analyses formant cette tendance comptent un plus grand nombre d'échantillons de paragneiss de l'unité mPwab1 qui ont subi un plus fort taux de fusion partielle. Ce qui favoriserait la deuxième hypothèse. On notera aussi la présence des échantillons de l'unité mPwab2, moins migmatitisés, qui implique que des variations initiales dans la composition des sédiments sont possibles.

La tendance 3, reliée à une variation de la quantité de diopside dans le métasédiment, peut être expliquée par une composante calcaireuse initialement présente lors de la sédimentation. Une altération calcique pourrait aussi être envisagée pour expliquer cette tendance. Toutefois, comme dans le cas de la tendance 1, l'altération des sédiments étant plutôt limitée, il serait peu probable que cette hypothèse ait un effet significatif, sauf pour les échantillons de grenatite qui seront traités ci-après dans le paragraphe des roches altérées.

Marbres

Quelques marbres ou sédiments à matrice carbonaté ont été analysés et sont reportés sur le diagramme de Storey et Vos (1981), figure 5c). Malgré la faible quantité d'échantillons analysés, on observe que les marbres analysés sont très impurs et se retrouvent tous dans le champ des marbres calco-silicatés. D'après les analyses, un des marbres est calcitique, alors que le second est dolomitique.

Roches granitoïdes d'anatexie

Les roches granitoïdes d'anatexie associées au Complexe de Wabash ont une composition variant du pôle tonalitique à granitique (figure 5a). Ce qui implique probablement des taux de fusion et des sources variables de roches produisant ces liquides. Un des échantillons (13-AM-190A, 50443E, 5313395N) est pourtant plus enrichi en Al_2O_3 comparé aux pôles granitiques ou tonalitiques (figure 5a). Cet échantillon a probablement subi de l'altération et par lessivage, a créé un enrichissement relatif en aluminium (présence importante de la sillimanite).

Amphibolites d'origine volcanique

Les amphibolites associées aux métasédiments du Complexe de Wabash pourraient correspondre à des roches volcaniques mafiques comme décrites précédemment. D'un point de vue chimique, il est très difficile d'affirmer ou d'infirmer cette hypothèse. Cependant, quelques singularités géochimiques propres à ce groupe de roches peuvent être notées. Sur la figure 5d représentant un graphique d'altération (Large *et al.* 2001, modifié de Trépanier, 2011), les amphibolites coïncident en majorité avec le champ des basaltes frais. Ceci indique que ces roches n'ont pas subi de forte altération, comme la majorité des métasédiments de ce complexe. Ces amphibolites se distinguent aussi des roches mafiques de la Suite de Roc par des valeurs en Na_2O et en Zr, généralement inférieures à ces dernières (figure 5e). Cette différence se remarque aussi avec le calcul normatif des plagioclases qui est en moyenne de $\text{An}_{61,3}$ pour les amphibolites et de An_{56} pour les roches de la Suite de Roc. Les spectres de terres rares de ces amphibolites sont plutôt plats (figure 5f) avec de faibles anomalies négatives ou positives en europium. Cette observation supporte une origine volcanique pour ces roches, car il ne semble pas y avoir eu

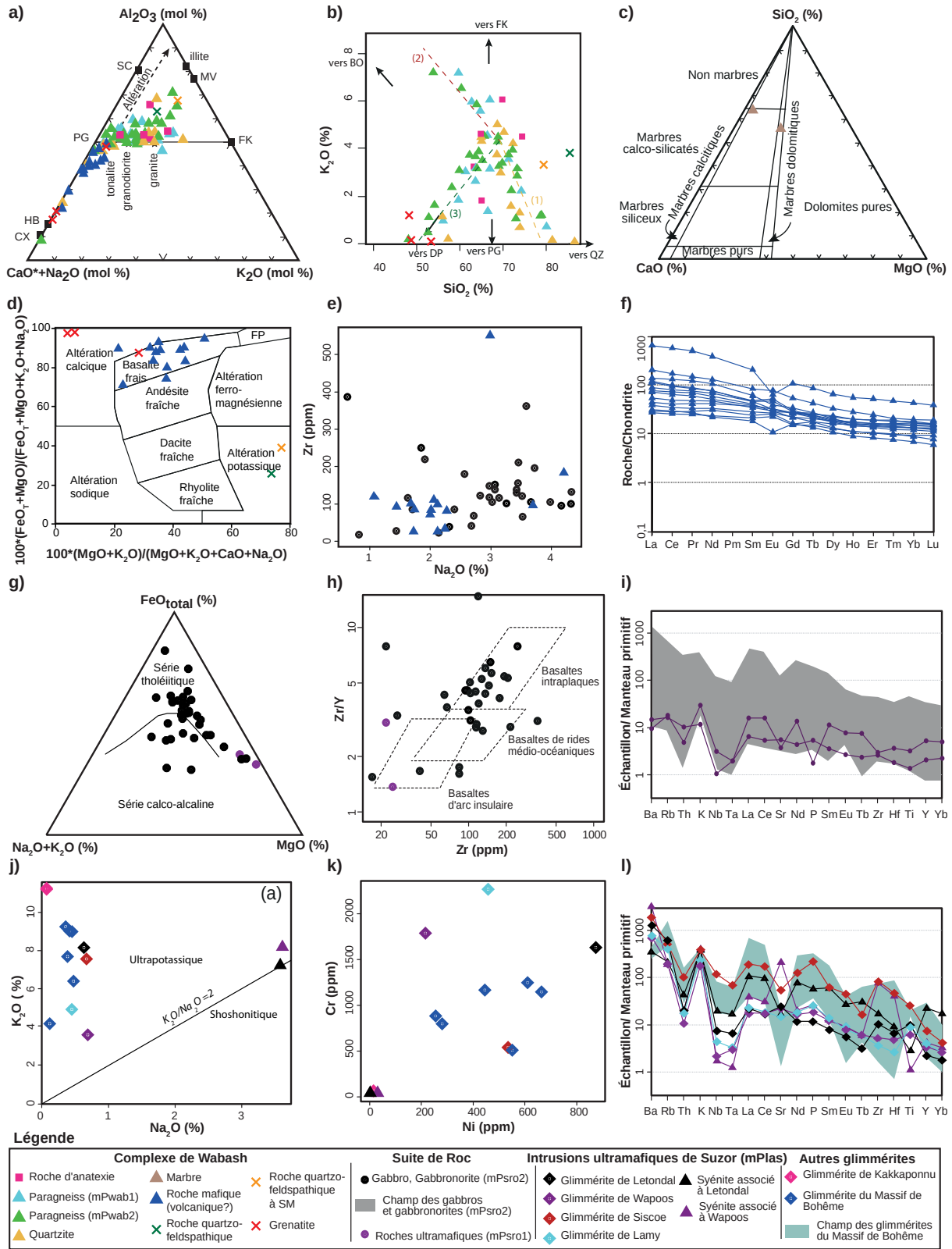


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches de la région étudiée : **a**) diagramme A-CN-K (Nesbitt, 2003). $\text{CaO}^* = \text{CaO}$ molaire (total)- CaO molaire de l'apatite; FK = feldspath potassique; HB = hornblende; MV = muscovite; PG = plagioclase; SC = smectite; CX = clinopyroxène; **b**) Diagramme binaire SiO_2 vs K_2O ; FK = feldspath potassique; PG = plagioclase; QZ = quartz; BO = biotite; DP = diopside; **c**) diagramme CaO - SiO_2 - MgO pour les marbres (Storey et Vos, 1981); **d**) diagramme d'altération $100^*(\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})/(\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ vs $100^*(\text{FeOT}+\text{MgO})/(\text{FeOT}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ de Large *et al.*, (2001) modifié de Trépanier (2011); **e**) diagramme binaire Na_2O vs Zr; **f**) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995); **g**) diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); **h**) diagramme Zr vs Zr/Y (Pearce et Norry, 1979); **i** et **l**) diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985); **j**) diagramme binaire Na_2O vs K_2O limite $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=2$ (défini par Foley *et al.*, 1987); **k**) diagramme binaire Ni vs Cr.

de cristallisation fractionnée de plagioclase contrairement à ce qui pourrait se produire dans un gabbro.

Roches d'altération d'origine volcanique

Deux types de roches d'altération ont été rencontrés dans l'unité mPwab4. Les roches quartzofeldspathiques avec ou sans sillimanite, et des grenatites associées aux amphibolites.

Les roches quartzofeldspathiques avec ou sans sillimanite de l'unité mPwab4 montrent une forte altération sur le diagramme ternaire Al_2O_3 -(CaO^*+Na_2O)- K_2O de Nesbitt (2003) en se rapprochant des pôles illite et muscovite (figure 5a). Elles se distinguent aussi clairement des métasédiments ou des roches d'anatexis sur le diagramme SiO_2 vs K_2O (figure 5b) avec des valeurs plus élevées en SiO_2 . Pour mieux définir le type d'altération, ces analyses ont été reportées sur un graphique d'altération de Large *et al.* (2001), modifié de Trépanier (2011) (figure 5d). Les roches quartzofeldspathiques de cette unité coïncident nettement avec le champ de l'altération potassique. Dans ces roches quartzofeldspathiques, la sillimanite peut se retrouver concentrée, jusqu'à 50 %, dans de petits lits millimétriques. La formation de ces lits peut s'expliquer par le lessivage de fluides hydrothermaux acides (Bonnet et Corriveau, 2007; Corriveau, 2013) qui circulent selon des plans de faiblesse préférentiels dans la roche initiale.

En recalculant par un bilan de masse les précurseurs de ces roches quartzofeldspathiques grâce à la méthode de Trépanier (2011), nous obtenons des compositions pour la roche initiale qui coïncident avec le champ des dacites fraîches. Cependant, ce calcul est à prendre avec beaucoup de précautions, car ce modèle ne s'applique pas pour des roches au faciès des granulites. Cela peut nous indiquer que la roche initiale était une roche felsique.

Les grenatites de l'unité mPwab4, felsiques à intermédiaires (affleurement 14-FS-1205B) et mafiques (échantillon 14-TC-5087D) ont été analysées. Ces grenatites ont des compositions variables, mais sur le diagramme ternaire Al_2O_3 -(CaO^*+Na_2O)- K_2O de Nesbitt (2003) (figure 5a), elles se retrouvent proches des compositions des amphibolites. Dans certains cas, les analyses des grenatites se rapprochent du pôle des clinopyroxènes (figures 5a et 5b). On notera cependant que l'échantillon de grenatite mafique (14-TC-5087D) est moins riche en calcium que les deux autres échantillons de grenatite felsique à intermédiaire. L'échantillon de grenatite mafique a aussi une composition chimique plus proche de celle des amphibolites (figure 5d). L'échantillon qui coïncide avec le champ des basaltes frais, comme la majorité des amphibolites de cette unité, correspond à la grenatite mafique (échantillon 14-TC-5087D, figure 5d). Cet échantillon a donc subi une altération modérée qui n'a pas changé sa chimie. Par contre, les deux autres échantillons de grenatite felsique à intermédiaire (échantillon 14-FS-1205B) se situent clairement dans le champ de l'altération calcique. Des analyses au microscope électronique à balayage ont permis de déterminer que les

grenats présents dans l'échantillon 14-FS-1205B sont riches en calcium avec de faibles teneurs en fer. Leur composition se situe donc entre le pôle grossulaire et le pôle andradite. Une altération propylitique au faciès des granulites permettrait d'avoir l'assemblage grossulaire, diopside et carbonate (Bonnet et Corriveau, 2007) que l'on retrouve dans l'échantillon 14-FS-1205B.

Roches mafiques et ultramafiques

Les roches mafiques et ultramafiques occupent environ 5 % de la superficie de la région cartographiée. Ces roches font partie de la Suite de Roc et des Intrusions ultramafiques de Suzor.

Suite de Roc

Les échantillons analysés de la Suite de Roc sont à grain fin afin de représenter le plus possible un liquide magmatique. Ces roches sont principalement d'affinité tholéitique (figure 5g). Quelques échantillons sont d'affinité calco-alcaline. Comme discuté précédemment, les roches de la Suite de Roc se distinguent des amphibolites de l'unité mPwab4 par une teneur en Na_2O légèrement supérieure (figure 5e). On notera également une dispersion importante de ces roches. Elles se retrouvent principalement dans le domaine des basaltes intraplaques sur le diagramme de Pearce et Norry (1979) (figure 5h). Sur ce diagramme, les roches de l'unité mPsro1 se distinguent de la majorité des roches de l'unité mPsro2 par des teneurs plus faibles en Zr. Concernant le nombre de magnésium (*Mg number*) ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$), il est en moyenne de 79,8 pour l'unité mPsro1 alors qu'il est en moyenne de 47,6 pour l'unité mPsro2. Ces observations confirment que les roches de l'unité mPsro1 correspondent à des roches de composition plus primitive. Sur le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985), les spectres de cette suite montrent une forte dispersion (figure 5i). Une partie des spectres montrent aussi une légère anomalie négative en Nb et Ta. Si la majorité de ces roches se mettent en place dans un environnement intraplaque comme le suggère la figure 5h, les anomalies négatives en Nb et Ta proviendraient probablement de la contamination des roches encaissantes. Par exemple, les roches encaissantes des complexes de Hibbard et de Dugré possèdent des spectres avec un fort pic négatif en Nb et Ta (figure 4b et 4e). Cette contamination pourrait aussi expliquer en partie la forte hétérogénéité rencontrée dans les roches de la Suite de Roc.

Intrusions ultramafiques de Suzor

Lithogéochimie roche totale

Les échantillons de glimmérite des Intrusions ultramafiques de Suzor sont tous ultrapotassiques selon la définition de Foley *et al.* (1987), avec un rapport K_2O/Na_2O bien

supérieur à 2 (figure 5j) et des valeurs de MgO de 18 % en moyenne. On notera cependant que les syénites qui leur sont associées ne sont pas ultrapotassiques, car leurs teneurs en MgO sont inférieures à 3 %. Les glimmérites de la région d'étude ont des compositions en éléments majeurs assez similaires à celles étudiées dans le massif de Bohême en Europe centrale (Becker *et al.*, 1999) ou de Kakkapponnu dans le sud de l'Inde (Rajesh *et al.*, 2004). Les éléments traces caractéristiques des roches ultramafiques, tels que le Ni et le Cr, sont présents de façon non négligeable dans ces roches (figure 5k). D'un point de vue géochimique, les glimmérites des Intrusions ultramafiques de Suzor présentent des différences remarquables. Par exemple, la glimmérite du gîte Mica Lamy se caractérise par une teneur de 2270 ppm Cr alors que celle du gîte de la mine Siscoe indique une valeur plus faible à 540 ppm Cr. On notera aussi que les autres glimmérites étudiées dans le monde ont des valeurs en Cr de l'ordre de 730 ppm (figure 5k). Sur le diagramme multi-éléments (figure 5l), les glimmérites du massif de Bohême ont une teneur faible en Ba et une anomalie négative en Sr, ce que l'on n'observe pas dans les roches des Intrusions ultramafiques de Suzor. Cette différence s'explique probablement par la présence de feldspath potassique dans nos roches par rapport à celles du massif de Bohême. La présence de clinopyroxène dans nos glimmérites pourrait également expliquer l'anomalie négative en Sr, car ce dernier peut facilement être substitué au Ca dans le clinopyroxène. L'absence de feldspath a d'ailleurs été interprétée comme une preuve que les glimmérites étaient formées par le métasomatisme (Becker *et al.*, 1999). Il est probable que la présence de feldspath potassique indique plutôt une origine magmatique pour ces roches. De plus, les spectres des glimmérites et des syénites qui leur sont associées sont assez similaires (figure 5l) et indiquent qu'un lien génétique existerait probablement entre ces deux types de roche.

Analyses minéralogiques

Quatre lames minces correspondant chacune à une des Intrusions ultramafiques de Suzor (mine du Lac Letondal, mine Siscoe, gîte Mica Lamy et Dépôt Wapoos) ont été choisies pour faire des analyses minéralogiques à la microsonde afin de mieux déterminer les caractéristiques de chaque gîte. Seuls la phlogopite et le clinopyroxène se retrouvent en assez grande quantité dans tous les gîtes pour permettre de faire une bonne comparaison.

Microanalyses de la phlogopite

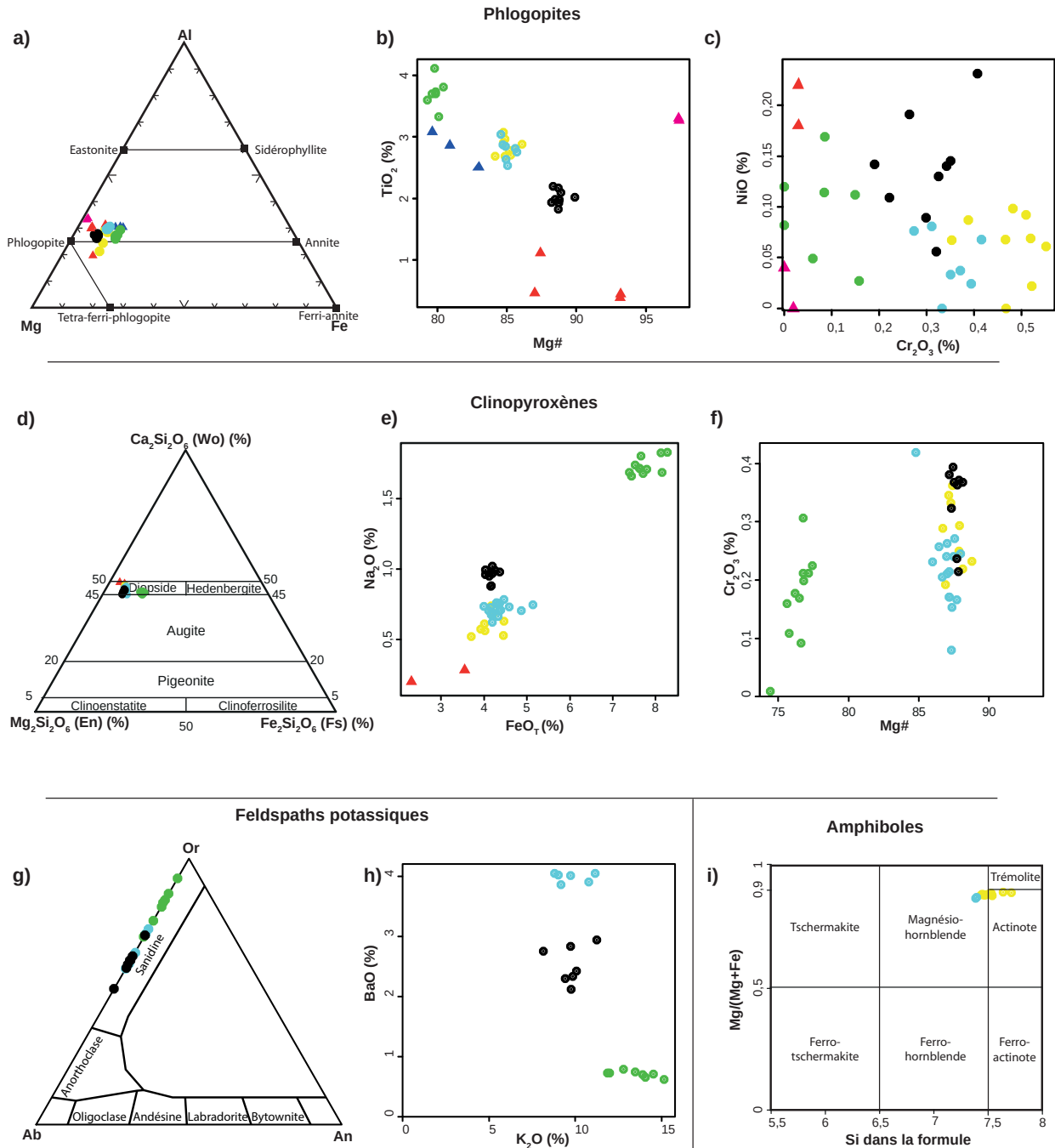
Les analyses de phlogopite des différents gîtes ont été reportées dans le tableau 1 et sur un diagramme Mg-Al-Fe (figure 6a) de classification des micas trioctaédriques d'après les pôles de Rieder *et al.* (1998). Sur ce graphique, l'ensemble des analyses ont une composition située entre

le pôle de la phlogopite et de l'annite, et se rapprochent du pôle de la phlogopite. Les analyses de trois autres glimmérites étudiées dans différents emplacements de la planète (Becker *et al.*, 1999; Krasnova, 2001; Rajesh *et al.*, 2004), ont aussi été reportées sur la figure 6a. Les compositions des phlogopites de ces glimmérites sont assez similaires à celles observées dans notre région. Certains autres éléments comme le titane permettent de mieux différencier les gîtes. Sur le diagramme Mg# vs TiO₂ (figure 6b), les phlogopites de la mine du Lac Letondal ont un nombre de magnésium (Mg#) parmi les plus élevés et des valeurs en TiO₂ parmi les plus faibles. À l'opposé, les phlogopites de la mine Siscoe se distinguent avec un Mg# plus faible, mais des valeurs en TiO₂ plus importantes. D'autres éléments tels que le Ni et le Cr qui sont caractéristiques des roches ultramafiques, sont en assez grande abondance pour être analysés à la microsonde dans les phlogopites. Les quatre gisements se distinguent assez bien sur le diagramme binaire Cr₂O₃ vs NiO (figure 6c). Même les gîtes Dépôt Wapoos et Mica Lamy qui montrent en général des analyses pour les minéraux assez similaires, se distinguent sur la figure 6c avec des valeurs en chrome plus importantes pour les phlogopites du gîte Mica Lamy. Ces teneurs importantes en chrome dans les silicates expliquent aussi en partie la valeur de 2270 ppm que l'on retrouve au niveau des analyses de la roche totale. On notera aussi qu'aucun grain de chromite n'a été observé au microscope électronique à balayage (MEB) ou à la microsonde lors de nos analyses en lame mince de la glimmérite du gîte Mica Lamy. Ce qui suggère que le chrome est principalement inclus dans les silicates.

Plusieurs facteurs pourraient expliquer les variations de composition de la phlogopite observées dans les différents gisements : (1) un magma initialement différent; (2) une contamination de la roche encaissante lors de la mise en place; (3) un métamorphisme différent de ces gisements; et (4) un métasomatisme dû à des fluides issus de magmas alcalins de compositions différentes.

La première hypothèse semble être le facteur dominant pour expliquer ces variations de composition car :

- aucune enclave de l'encaissant n'a été observée dans les glimmérites, ce qui aurait prouvé une contamination par les roches avoisinantes;
- les gîtes de la mine Siscoe et de la mine du Lac Letondal sont situés à environ 2 km l'un de l'autre, mais montrent cependant des compositions minéralogiques très différentes. Il est donc peu probable que le métamorphisme modifie autant la composition des phlogopites sur une si petite distance;
- le métasomatisme de ces roches par un important volume de fluides alcalins est peu probable, car les syénites associées à ces roches ont un volume très limité. De plus, nous n'avons pas observé de réactions métasomatiques qui auraient pu changer la composition minéralogique de la roche encaissante.



Légende

Intrusions ultramafiques de Suzor (mPlas)		Autres glimmerites	
● Glimmélite de la mine du Lac Letondal	● Glimmélite de la mine Siscoe	▲ Glimmélite de Kakkaponnu (Rajesh <i>et al.</i> , 2004)	
● Glimmélite de Dépôt Wapoo	● Glimmélite du gîte Mica Lamy	▲ Glimmélite de Kovdor (Krasnova, 2001)	
		▲ Glimmélite du Massif de Bohème (Becker <i>et al.</i> , 1999)	

FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des analyses à la microsonde des glimmerites : **a)** diagramme En-Wo-Fs de classification des phlogopites (Mori-moto, 1988); **b)** diagramme binaire FeOT vs Na_2O pour la composition des phlogopites; **c)** diagramme binaire $\text{Mg\#}$ vs Cr_2O_3 pour la composition des phlogopites; **d)** diagramme Mg-Al-Fe de classification des micas trioctaédriques d'après les pôles de Rieder *et al.* (1998); **e)** diagramme binaire $\text{Mg\#}$ vs TiO_2 pour la composition des clinopyroxènes; **f)** diagramme binaire Cr_2O_3 vs NiO pour la composition des clinopyroxènes; **g)** diagramme Ab-Or-An de classification des feldspaths; **h)** diagramme binaire K_2O vs BaO pour la composition des feldspaths **i)** diagramme Si vs $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ de classification des amphiboles calciques (Leake *et al.*, 1997).

Microanalyses du clinopyroxène

Toutes les analyses du clinopyroxène des différents gîtes ont été reportées dans le tableau 2, annexe 2. Dans l'ensemble des gisements, les clinopyroxènes analysés ont la composition de diopside (figure 6d) sur le diagramme de classification de Morimoto (1988). Des analyses sur des clinopyroxènes ont aussi été faites sur des glimmérites dans la région de Kovdor, en Russie (Krasnova, 2001) et ont également une composition de diopside très semblable à celle observée pour les gisements de notre région. On notera cependant que les diopsides de la glimmérite de la mine Siscoe semblent se distinguer sur la figure 6d avec des valeurs en fer un peu plus élevées que tous les autres gîtes. Cette différence se matérialise plus clairement sur le diagramme FeO_T vs Na_2O (figure 6e) où les analyses des diopsides de la mine Siscoe ont en moyenne 7,76 % de FeO_T contre 4,26 % pour tous les diopsides des autres gisements. Les figures 6e et 6f montrent aussi que les diopsides de la mine Siscoe sont enrichis en Na_2O avec un nombre de magnésium ($\text{Mg\#}$) inférieur aux autres gîtes. Concernant les trois autres gîtes, les diopsides ont des valeurs en éléments majeurs plus semblables. Si on considère que les diopsides ont cristallisé à l'équilibre avec le magma de cette intrusion, les différences observées pour le gîte de la mine Siscoe laissent supposer un magma de composition nettement différente. Cette interprétation est aussi confirmée par la présence d'apatite (jusqu'à 5 %) principalement associée au gîte de la mine Siscoe et non aux autres occurrences. L'ensemble des gîtes ont des valeurs anormales en chrome dans le diopside (figure 6f). Ces valeurs en chrome associées à celles dans la phlogopite expliquent donc les teneurs de 540 à 2270 ppm que l'on retrouve dans les analyses de la roche totale.

Microanalyses du feldspath potassique

Le feldspath potassique est observé dans presque tous les gîtes de glimmérites. Seul l'échantillon de glimmérite du gîte Mica Lamy ne possède pas de feldspath potassique. Pour l'ensemble des échantillons, le pourcentage d'orthose (Or), d'albite (Ab) et d'anorthite (An) a été recalculé et les résultats ont été reportés dans le tableau 3, annexe 2. Sur la figure 6g, les feldspaths de tous les gisements coïncident avec le champ de la sanidine. Il existe cependant des différences entre les analyses du gisement de la mine Siscoe et les autres gisements. En effet, les feldspaths potassiques de la mine Siscoe ont une valeur moyenne de Or_{81} alors qu'il est de Or_{61} pour la mine du Lac Letondal et de Or_{65} pour le Dépôt Wappos. Un élément tel que le Ba qui est compatible avec les feldspaths potassiques, se retrouve en assez grande abondance pour être analysé. Des exolutions de barytine ont été observées à la microsonde dans ou près des feldspaths potassiques de la glimmérite du gîte de la mine du Lac Letondal. Ceci pourrait expliquer les plus grandes variations de teneur en BaO observées dans les feldspaths potassiques de ce gîte (figure 6h). Les teneurs en BaO

obtenues permettent de faire une bonne distinction entre les trois gîtes sur le diagramme K_2O vs BaO (figure 6h). Les feldspaths potassiques de la glimmérite de la mine Siscoe ont une valeur moyenne en BaO de 0,7 % alors qu'elle est de 2,5 % pour la glimmérite de la mine du Lac Letondal et de 4 % pour celle du Dépôt Wappos. Ces différences indiquent que les conditions de cristallisation et/ou de métamorphisme sont différentes pour ces trois gîtes.

Microanalyses de l'amphibole

L'amphibole n'est pas présente dans toutes les glimmérites de la zone d'étude. Pourtant elle est abondante dans les glimmérites du gîte Mica Lamy et on en observe aussi dans le gîte du Dépôt Wappos. Sur le diagramme de classification des amphiboles calciques de Leake *et al.* (1997), les analyses des amphiboles du gîte de Mica Lamy se situent entre le champ des magésiohornblendes et des actinotes (figure 6i). Les analyses d'amphiboles du gîte Dépôt Wappos coïncident avec le champ des magnésiohornblendes. Ces analyses démontrent donc que les amphiboles des glimmérites sont riches en magnésium comme c'est aussi le cas pour les clinopyroxènes. En microscopie électronique, nous avons observée de très petites inclusions d'amphibole dans les diopsides, ce qui suppose que des réactions rétrogrades très localisées pourraient avoir eu lieu pour transformer une petite partie des pyroxènes en amphiboles.

MÉTAMORPHISME

Quarante lames minces ont été observées pour définir le degré de métamorphisme régional subi par les roches de la région cartographiée. Ce métamorphisme est dû à leur enfouissement causé, entre autres, par l'épaississement de la croûte lors d'un événement orogénique (grenvillien). Les paragneiss du Complexe de Wabash (mPwab2) et les roches mafiques associées (mPwab4) ont été étudiés, car elles contiennent des assemblages minéralogiques diagnostiques. La répartition des minéraux montrant certains domaines métamorphiques de la région est présentée à la figure 7. Le grenat, le clinopyroxène et la biotite n'y figurent pas, car ils sont présents dans presque toutes les roches de la région et ne reflètent pas le degré du métamorphisme.

Les opdalites, les enderbites et les charnockites des suites plutoniques de Dugré et de Hibbard présentent des associations minéralogiques correspondant au faciès des granulites. En effet, en plus de leur texture granoblastique et de la présence de l'orthopyroxène, on y observe du quartz, de la perthite et du grenat. Bien que très difficile à diagnostiquer, l'orthopyroxène peut être d'origine magmatique et/ou métamorphique. Dans tous les cas, sa présence indique soit une cristallisation de haute température (type magmatique), soit une néoformation à partir des minéraux

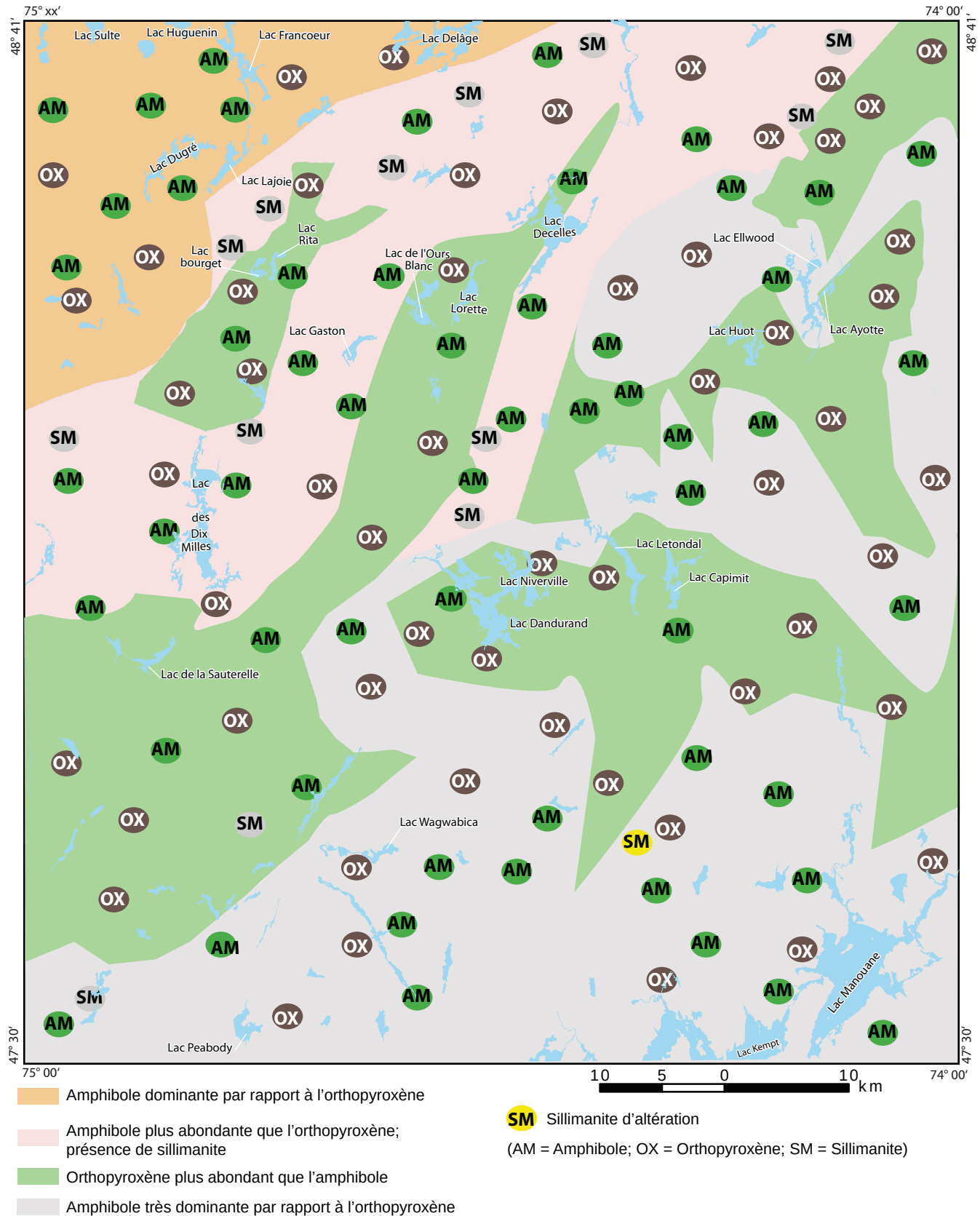


FIGURE 7 - Répartition des minéraux diagnostiques du métamorphisme subi par les roches de la région. Le faciès métamorphique varie de granulite à amphibolite. À noter que ces minéraux ont été observés sur le terrain et/ou en lames minces.

comme la biotite et l'amphibole (type métamorphique) lors du métamorphisme prograde.

D'autres associations minéralogiques sont observées dans ces suites plutoniques et définissent un domaine métamorphique de haute température variant du faciès supérieur des amphibolites au faciès des granulites. Ces associations sont :

- orthopyroxène ± clinopyroxène - grenat - plagioclase - biotite - quartz; orthopyroxène ± clinopyroxène - amphibole - biotite - plagioclase - perthite - quartz;
- orthopyroxène - amphibole - plagioclase - quartz;
- clinopyroxène - grenat - plagioclase - perthite - quartz;
- amphibole ± biotite - plagioclase - perthite - quartz;
- orthopyroxène + plagioclase ± clinopyroxène ± grenat.

Cette dernière association est indicative également, du faciès des granulites à moyenne pression (Patisson, 2003).

Un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites est observé dans ces suites. On observe une ouralitisaiton de l'orthopyroxène et un accroissement autour des clinopyroxènes et des orthopyroxènes, d'une couronne riche en biotite secondaire (rouge à orange) et des minéraux opaques (magnétite).

La Suite magmatique de Lacoste est constituée principalement de roches felsiques avec rarement de l'orthopyroxène et un assemblage minéralogique se limitant à la biotite, la hornblende verte, le quartz, le clinopyroxène et la magnétite. Cet assemblage indique que cette suite n'a pas dépassé le métamorphisme des amphibolites.

Les paragneiss migmatitiques et les migmatites de la région témoignent d'un haut degré de métamorphisme allant même jusqu'à la fusion partielle de leurs protolites. Le mobilisat (leucosome) formé dans ces roches contient de l'orthopyroxène et du grenat. Des conditions de haute température et de moyenne pression du faciès des granulites sont observées.

Les paragneiss alumineux (mPwab2) du Complexe de Wabash, de couleur brun rouille, présentent un assemblage minéralogique constitué de biotite, de grenat et de sillimanite ± graphite. Cet assemblage est noyé dans une matrice à feldspath potassique (± perthitique), à quartz et à plagioclase. La muscovite n'a pas été observée sur le terrain. Par contre, sous le microscope, une quantité en traces (dont l'origine n'est pas déterminée) a été observée dans un échantillon riche en sillimanite provenant d'un lambeau quartzofeldspathique de l'unité mPwab4 (Trapy *et al.*, en préparation). Cette quasi-absence de la muscovite et l'association sillimanite + biotite + feldspath-potassique + grenat, indiquent que le métamorphisme a atteint le stade granulitique de moyenne pression. La sillimanite, en aiguilles millimétriques, forme localement une paragenèse avec le grenat et la biotite. Le grenat montre une texture porphyroblastique, de taille

millimétrique à centimétrique. La biotite est en général de couleur brun-rouge et se trouve intimement liée au grenat. Cette association, la présence de mobilisat à orthopyroxène dans quelques affleurements de paragneiss, ainsi que la teinte foncée de la biotite sont également des caractéristiques d'un faciès métamorphique élevé. Ce dernier conduit à une anatexie de ces roches alumineuses du Complexe de Wabash en formant des granites d'anatexie à grenat (rose lilas). Des zones alumineuses riches en sillimanite (niveaux millimétriques à centimétriques) sont observées dans des faciès quartzofeldspathiques du Complexe de Wabash. Ces zones sont probablement le résultat du métamorphisme de zones de lessivage associées à un système hydrothermal par des fluides acides. Des exemples ont été documentés au sud de notre région par Nantel et Lacoste (2005) et Corriveau (2013).

Les amphibolites du Complexe de Wabash ont été nommées grenatites, car elles contiennent plus de 30 % de grenat. Elles sont : 1) felsiques à intermédiaires, faiblement manganifères (< 1,64 % MnO) et contiennent du diopside zincifère et un peu de quartz; et 2) mafiques et riches en grenat rougeâtre pyrope, riches en Al_2O_3 (17,54 %), en titane (1,60 %) et un peu de baryum (427 ppm). Dans l'ensemble, elles sont composées de plagioclase, de biotite, d'orthopyroxène et de clinopyroxène.

Les amphibolites (métavolcanites) contiennent de la hornblende, du plagioclase, des porphyroblastes de grenat, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et de la biotite. L'étude pétrographique et texturale sous le microscope indique que la hornblende (HB), l'orthopyroxène (OX), le plagioclase (PG) et le clinopyroxène (CX), constituent la paragenèse primaire de ces metavolcanites. Sur le terrain et dans quelques lames minces de ces amphibolites, le clinopyroxène montre souvent une texture coronitique et est associé au grenat et au quartz, autour de l'orthopyroxène. Nous avons également observé dans de rares cas, des inclusions de quartz, biotite ± clinopyroxène dans les grenats. Ceci suggère que des réactions ont eu lieu dans ces amphibolites à la suite d'un métamorphisme de haut grade permettant la néoformation de ces minéraux secondaires comme dans les réactions suivantes :

1. $\text{OX} + \text{PG} \rightarrow \text{CX} + \text{grenat (GR)} + \text{quartz (QZ)}$;
2. $\text{CX} + \text{PG} \rightarrow \text{GR} + \text{QZ}$; et 3) $\text{OX} + \text{PG} \rightarrow \text{GR} + \text{HB} + \text{QZ}$ (métamorphisme rétrograde)

D'autres réactions déjà décrites ailleurs par Winkler (1979) ont été observées dans les amphibolites de la région :

1. $\text{HB} + \text{QZ} \rightarrow \text{OX} + \text{CX} + \text{PG} + \text{H}_2\text{O}$;
2. $\text{HB} + \text{biotite (BO)} + \text{QZ} \rightarrow \text{OX} + \text{feldspath potassique (FK)} + \text{PG} + \text{H}_2\text{O}$

Ces roches mafiques présentent alors un assemblage minéralogique qui indique un métamorphisme au faciès des granulites de moyenne pression, tel que discuté ailleurs par Pattison (2003).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches de la région sont caractérisées par une déformation importante qui se traduit par le développement de zones de mylonite. Les seules roches non déformées sont les intrusions syénitiques et la plupart des dykes de pegmatites. Une analyse structurale des fabriques planaires (foliation, schistosité, gneissosité, plan axial) et linéaires (linéations minérale et d'étirement, charnières de plis) a été appliquée à la région cartographiée. Elle montre que ces fabriques forment des associations permettant de définir cinq domaines structuraux. Les domaines, les trajectoires et les attitudes de ces fabriques sont résumés à la figure 8. Voir également la carte hors-texte pour les différentes structures (plis, zones de déformation, linéaments, etc.).

Le domaine I occupe la partie sud de la région et comprend surtout les fabriques de la Suite magmatique de Lacoste. Ce domaine présente des trajectoires de la fabrique planaire assez homogène de direction principale N-S avec un pendage modéré vers l'est (figure 8b). Les linéations (minérales) portées par ces fabriques sont généralement à composante pendage et rarement directionnelles. Quelques fabriques planaires ont des pendages vers l'ouest et indiquent la présence de plis localisés et régionaux.

Le domaine II occupe principalement le feuillet 31O16 et le coin NE du feuillet 31O10. Ce domaine représente surtout les fabriques planaires et linéaires de la Suite plutonique de Hibbard ainsi que celles des lambeaux décamétriques à kilométriques du Complexe de Wabash. Bien que ce domaine montre des structures de plissement (dôme et bassin), il s'en dégage une structure homogène (figure 8c). La fabrique planaire montre une direction dominante presque nord-sud avec un faible pendage vers l'est (moyenne de $354^{\circ}/40^{\circ}$). Cette fabrique porte des linéations (minérales et étirements) de type directionnel (moyenne de $55^{\circ}/30^{\circ}$). On observe dans ce domaine, à toutes les échelles, de la transposition des lambeaux et des niveaux de paragneiss et des anciens dykes de gabbro-norite. Ces lambeaux, niveaux et dykes sont très déformés et leur étirement est subparallèle à la gneissosité régionale. Ils forment également des plis isoclinaux sur plusieurs mètres. Dans ce domaine, les grands plis en dôme et bassin se matérialisent en une succession sur plusieurs kilomètres d'antiformes et de synformes de direction N-S à NE-SW à vergence sud. Ils sont constitués de dômes à opdalite, à enderbite et à mangérite (rarement) gneissiques et rubanés, intercalés avec des métasédiments généralement migmatitiques.

Le domaine III englobe les fabriques du Complexe de Wabash et de la Suite plutonique de Hibbard (figure 8d) qui sont très déformés et plissés. Comme dans le domaine II, on observe des plis isoclinaux surtout dans les secteurs migmatitiques du Complexe de Wabash. Dans ce domaine, la fabrique planaire (gneissosité et foliation) dessine une trajectoire dominante de direction ENE-WSW à pendage modéré (35°) surtout vers l'est (figure c). Les trajectoires

de la fabrique planaire porte des linéations à composante pendage (32°) avec une direction moyenne E-W.

Le domaine IV représente des structures observées dans la Suite plutonique de Dugré ainsi que dans la partie du Complexe de Wabash qui est spatialement associée à ce domaine. Ce domaine se retrouve entre le domaine III au sud et la faille majeure au nord. Les trajectoires de la fabrique planaire tendent à se paralléliser avec celles au niveau de la faille de direction $30^{\circ}/37^{\circ}$ (figure 8e). Ces fabriques portent des linéations à composante pendage ($110^{\circ}/34^{\circ}$).

Le domaine V, localisé dans la partie nord de la région (figure 8a et 8f), englobe les structures observées dans des granites et celles mesurées au niveau de la faille régionale majeure. Cette faille constitue la bordure sud de ce domaine. Il y a peu d'affleurements dans ce domaine et ceux visités montrent une déformation sans réduction importante de la taille des grains (faible mylonitisation). Jusqu'à maintenant, cette faille était reconnue comme représentant la zone de charriage de l'allochtone désignée sous le nom **ABT** (*Allochthone Boundary Thrust*, Rivers et al., 1989). Les affleurements cartographiés dans ce domaine ne permettent pas de confirmer la présence de l'ABT au niveau de cette faille. En effet, les roches observées sont déformées mais non mylonitisées et aucun gneiss droit n'a été observé. On note la présence de plis isoclinaux, de boudins en lentille et de plis intrafoliaux plus ou moins déracinés. Quelques affleurements visités montrent qu'il s'agit d'une faille inverse dextre. Dans ce domaine, la fabrique planaire est généralement E-W à pendage modéré portant des linéations obliques (figure 8f). D'autres failles subparallèles à cette structure sont observées dans le domaine IV. Cependant, nous n'avons pu établir ni le type, ni le mouvement résultant de cette faille par absence d'indicateurs cinématiques, car les roches sont recristallisées. À ce stade, nous pouvons supposer qu'il s'agit d'une faille à pendage modéré à subabrupt portant des linéations obliques.

Phases de déformation et de plissement

La région a subi au moins trois phases de déformation et de plissement. La première phase (D1/P1) n'a pas été observée. Les unités lithologiques de la Suite plutonique de Dugré qui forme le socle de la région (âge labradorien) ont été recristallisées et la première structure de déformation a été oblitérée par les déformations majeures subséquentes (D2 et D3), notamment celle qu'on attribue à l'orogénèse grenvillienne (D2).

Phases de déformation D2 et de plissement P2

La deuxième phase de plissement correspond à des plis P2 générés lors de la déformation D2. Cette dernière a généré une fabrique planaire G2 indiquée par un alignement des minéraux mafiques comme la biotite, la hornblende, le pyroxène et la magnétite. Les plis sont généralement

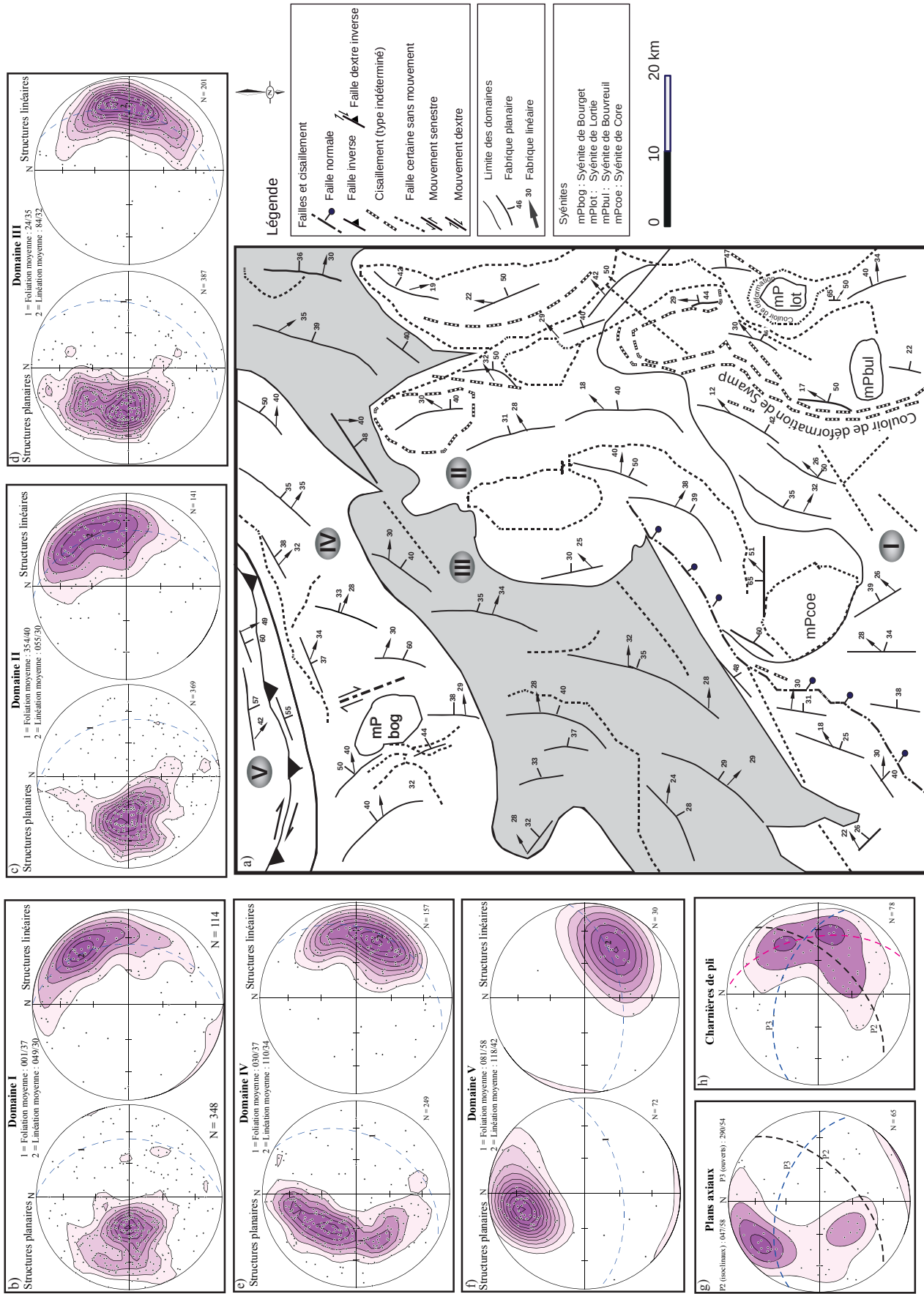


FIGURE 8 - Analyse structurale appliquée à la région étudiée. Répartition des trajectoires en domaines structuraux homogènes. La projection des fabriques a été effectuée selon le canevas de Wulf dans l'hémisphère inférieur.

isoclinaux, millimétriques à métriques, avec des plans axiaux de direction N-S à NE-SW, et à pendage modéré (figure 8g). En général, le grain structural de la région (G2) oscille entre ces deux directions en allant du sud vers le nord de la région impliquant des contraintes de direction E-W à NW-SE. À noter que les charnières des plis (figure 8g) ont été mesurées sur le terrain sans égard aux types de plis ni aux plans axiaux auxquels elles peuvent être associées. Ceci explique la non-concordance des plans axiaux de la figure 8g et les structures linéaires à la figure 8h.

Phases de déformation D3 et de plissement P3

Une phase de déformation D3 impliquant des contraintes ayant créé des plis ouverts (P3) est observée ici et là dans les lithologies formant le Complexe de Wabash. Ces plis ont une direction générale E-W avec des pendages modérés à vergence NE. La déformation D3 a généré une fabrique plane (G3, gneissosité) non pénétrative marquée, entre autres, par un alignement des minéraux comme la biotite, la hornblende et le grenat. Quelques dykes de pegmatite se sont mis en place pendant cette déformation selon une direction parallèle à G3.

Phase de déformation D4

Plusieurs failles ductiles et cassantes avec ou sans mouvement sont associées à une quatrième phase de déformation tardive (D4). Cette dernière a affecté presque toutes les roches de la région. Certaines de ces failles peuvent être hématitisées et épidotisées.

Déformation synmagmatique

Le cœur des intrusions des syénites de la région présente des structures magmatiques (carte hors-texte), définies sur le terrain par un faible alignement des phénocristaux de feldspath potassique baignant dans une matrice à minéraux mafiques. Ceci a produit une foliation magmatique difficile à mesurer. Localement, un alignement préférentiel des phénocristaux est observé. Cet état magmatique a également été observé sous le microscope par les phénocristaux de feldspath potassique qui sont non cassés et non tordus, accompagnés de pyroxène et de biotite automorphes.

Les bordures des intrusions de syénites (de Bourguet, de Lortie et de Core) sont très déformées et localement mylonitiques. La mise en place de ces intrusions a créé des couloirs de déformation qui moulent ces dernières. Ceci témoigne de leur caractère tardif qui est aussi supporté par leur âge plus jeune que celui de leur encaissant (voir le chapitre « Géochronologie »).

Coupes géologiques transversales

Deux coupes transversales montrent les relations existantes entre les différentes unités. La coupe ABC (figure 9),

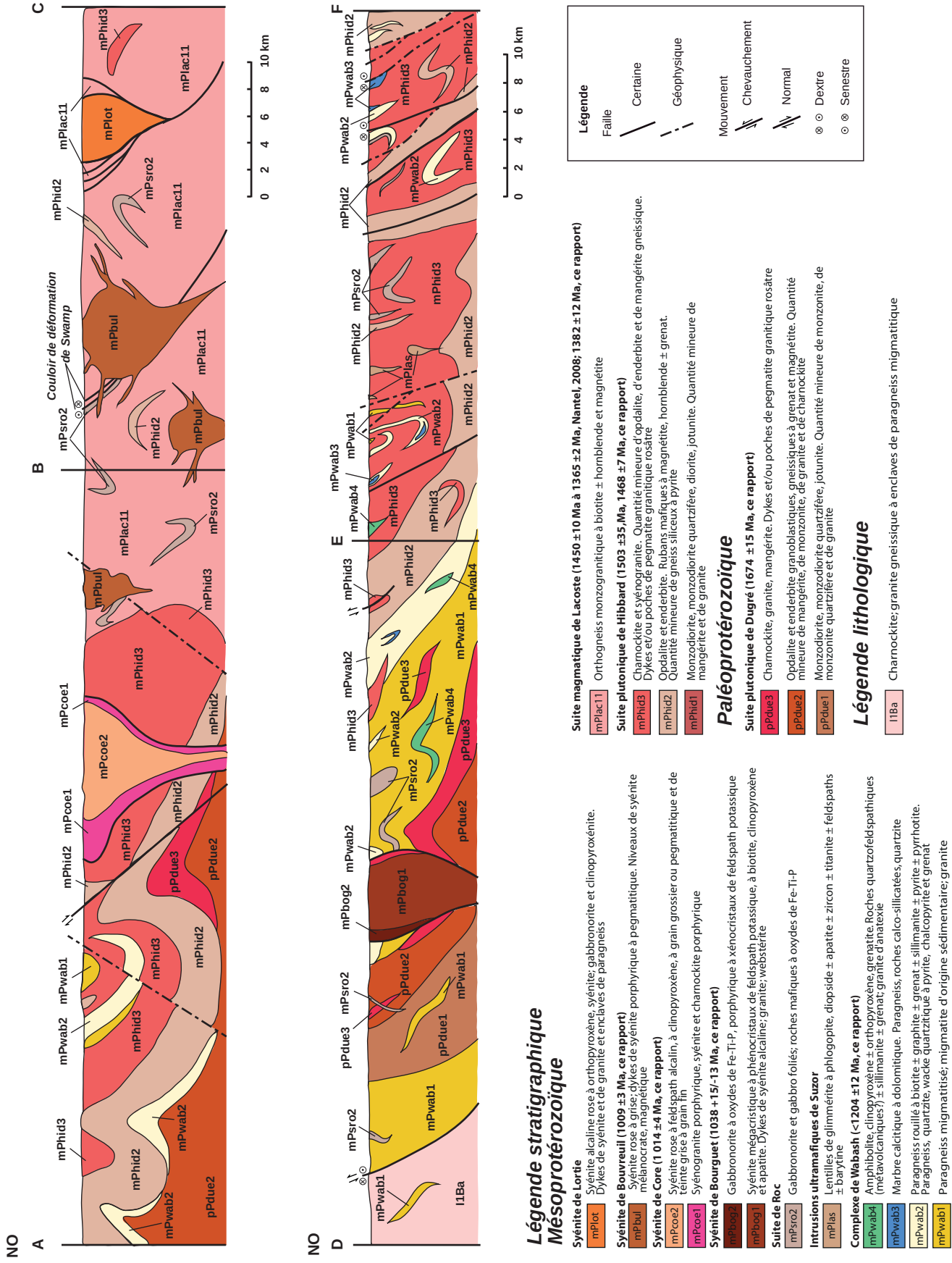
située dans la partie sud de la zone d'étude (figure 2), montre principalement les relations entre les roches de la Suite magmatique de Lacoste et de la Suite plutonique de Hibbard. Ces deux unités sont fortement déformées et plissées, car elles encaissent les déformations grenvilliennes et antérieures. Ces différentes déformations se matérialisent par des failles ou des couloirs de déformation. Sur cette coupe, on notera aussi que les syénites recoupent l'ensemble des unités et parfois les zones de déformation. La Syénite de Bouvreuil recoupe le Couloir de déformation de Swamp (photo 6, annexe 1). Dans d'autres cas, les syénites créent des couloirs de déformation lors de leur mise en place, comme c'est le cas pour la Syénite de Lortie.

Sur la coupe DEF (figure 9) située plus au nord (figure 2), on notera principalement les relations entre les roches des suites plutoniques de Hibbard, de Dugré et le Complexe de Wabash. On remarque que les deux suites plutoniques sont séparées par des roches métasédimentaires du Complexe de Wabash. Dans la partie est de la coupe, dominée par des roches de la Suite plutonique de Hibbard, de nombreux dômes et bassins représentés par des plis isoclinaux déjetés sont visibles. Ces plis sont généralement associés à des failles avec de forts pendages vers l'est. Au nord-ouest de la coupe, la Suite plutonique de Dugré constitue le socle dans la région et se retrouve stratigraphiquement en dessous de la Suite plutonique de Hibbard. Les roches du Complexe de Wabash qui sont plus jeunes que les deux suites plutoniques, ont des pendages plus faibles, mais restent orientées vers l'est. On retrouve aussi des lambeaux de roches métasédimentaires ici et là, dans les suites plutoniques de Hibbard et de Dugré. Ces informations indiquent que le bassin sédimentaire de Wabash initialement présent dans la région s'est fait coincer entre ses deux suites plutoniques, probablement lors d'un raccourcissement relié à l'orogénèse grenvillienne. Ce raccourcissement aurait créé des chevauchements observés entre les suites plutoniques et le Complexe de Wabash, et expliquerait alors la vergence, très constante, vers le sud-est.

GÉOCHRONOLOGIE

Dix échantillons (A à J) provenant de la région cartographiée ont été sélectionnés sur plusieurs lithologies pour datation isotopique U/Pb sur zircon. Les objectifs sont de documenter les âges de cristallisation des roches intrusives et de déterminer l'âge maximal de dépôt des sédiments. Quelques zircons ont retourné des âges métamorphiques.

Les analyses des roches ignées ont été effectuées par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique-TIMS. Les analyses de zircons des échantillons de paragneiss et de quartzite ont été faites par ablation laser couplé à un ICPMS. Toutes ces analyses ont été réalisées au laboratoire GEOTOP de UQAM-McGill. La description des méthodes d'analyses est présentée en détail dans le rapport de David *et al.* (2006).



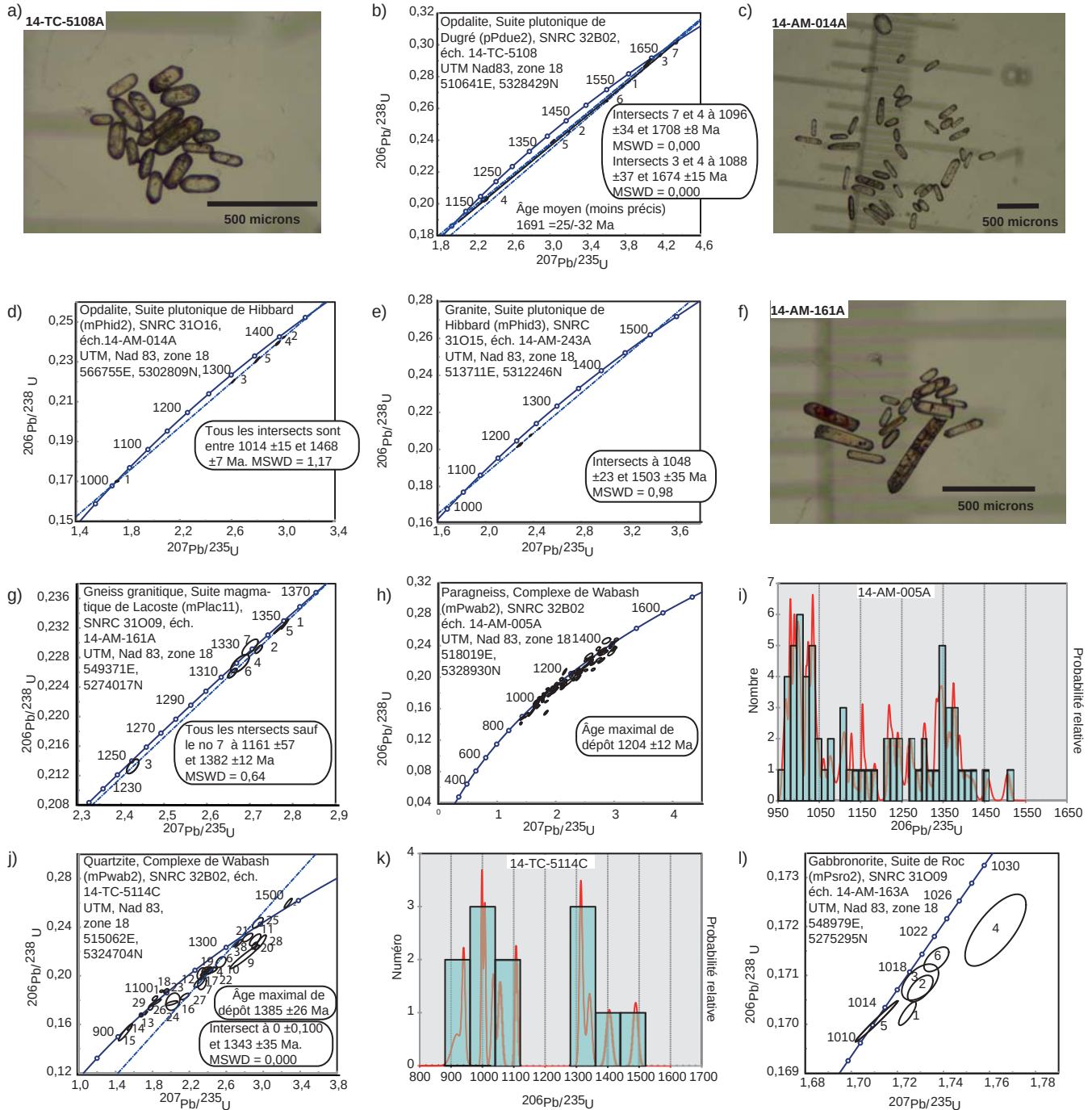


FIGURE 10 - Diagrammes concordia des analyses U-Pb et photos des zircons pour les échantillons provenant : **a** et **b**) d'une opalite de la Suite plutonique de Dugré; **c** et **d**) d'une opalite de la Suite plutonique de Hibbard; **e**) d'un granite de la Suite plutonique de Hibbard; **f** et **g**) d'un gneiss granitique de la Suite magmatique de Lacoste; **h** et **i**) d'un paragneiss du Complexe de Wabash; **j** et **k**) d'un quartzite du Complexe de Wabash; **l**) d'un gabbronorite de la Suite de Roc. MSWD = Mean Squared Weighted Derivates.

La figure 10 présente les diagrammes concordia pour les échantillons datés et les photos de quelques zircons traités. Voir la figure 2 et la carte hors-texte pour la localisation des échantillons analysés.

L'échantillon A (14-TC-5108, SNRC 32B02, 510641E, 5328429N) a été prélevé dans une opalite de la Suite plutonique de Dugré (mPdue2). Le traitement de cet échantillon a permis de récupérer une bonne quantité de zircons ayant deux types morphologiques de cristaux (figure 10a). Le

premier est constitué de prismes brunâtres de grande taille, automorphes et légèrement émoussés et caractérisés par d'abondantes microfractures et par une apparence métamictique. Le deuxième type est constitué de prismes courts et arrondis. Les cristaux sont généralement limpides et peuvent être incolores, roses ou jaunâtres. La plupart des cristaux ont des inclusions en quantité variable et se caractérisent par des faces cristallines peu complexes du type (100). Des surcroissances sont observées sur un faible pourcentage de

cristaux. Les rapports Th/U affichent des valeurs qui varient entre 0,36 et 0,76. Des analyses ont été effectuées à partir de fractions provenant de chacune des deux populations séparément (un à quatre cristaux par fraction). Les résultats analytiques des sept fractions ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre ca. 1255 Ma et 1680 Ma. Les résultats se dispersent le long de la courbe concordia et présentent des pourcentages de discordance qui varient entre 1 % à 7 %. Une interprétation préliminaire des résultats permet de faire ressortir trois courbes discordia dont les intersections supérieures représentent un premier âge à 1677 ± 18 Ma et 1674 ± 15 Ma et un âge plus ancien à 1708 ± 8 Ma (âge de zircons hérités, figure 10b). Les intersections inférieures correspondent à des âges d'environ 981 Ma, 1088 Ma et 1123 Ma. L'interprétation de ces données suggère un âge de cristallisation de la Suite plutonique de Dugré de 1674 ± 15 Ma; elle aurait subi plusieurs phases de métamorphisme entre 1123 et 981 Ma.

L'échantillon B (14-AM-014A, SNRC 31016, 566755E, 5302809N) correspond à une opdalite de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). Le traitement de l'échantillon a produit des zircons en abondance (figure 10c). Certains cristaux sont automorphes, moyennement allongés et de couleur rose avec des faces cristallines de type (100). Les grains sont légèrement métamictes, fracturés et présentent des inclusions incolores. On distingue un deuxième type de cristaux limpides et incolores avec des sections prismatiques allongées. Quelques zircons se présentent comme des cristaux prismatiques trapus et incolores. La plupart des cristaux ont des terminaisons arrondies.

Cinq zircons ont été analysés à partir de cette opdalite. Les teneurs en uranium sont variables et se situent entre 21 à 271 ppm. Les rapports Th/U affichent des valeurs typiquement magmatiques qui varient entre 0,53 et 0,79. Les analyses sont discordantes de 0,5 % et 4,2 %, alignées et dispersées de l'intersection supérieure à inférieure, donnant ainsi des âges bien définis. L'âge de l'intersection supérieure de 1468 ± 7 Ma est considéré comme un âge de mise en place (figure 10d). Tandis que l'âge de l'intersection inférieure de 1004 ± 15 Ma est interprété comme étant un âge du métamorphisme grenvillien. Cette interprétation est supportée par la présence de zircons fortement recristallisés.

L'échantillon C (14-AM-243A, SNRC 31015, 513711E, 5312246N) est un granite assigné à la Suite plutonique de Hibbard (mPhid3). Les zircons sont très abondants et la plupart sont limpides, incolores à rosâtres, automorphes avec peu d'inclusions. La grande majorité des zircons est dominée par la face cristalline (100). Certains grains de grande taille et sous forme de prismes trapus métamictes ont également été identifiés. Les zircons montrent aussi des zonations oscillatoires avec des textures de résorption notées dans certains grains. Ces textures ont été interprétées comme étant magmatiques. De minces rebords métamorphiques sont présents sur certains zircons. D'autres grains non zonés et interprétés comme étant complètement métamorphiques ont été observés.

Quatre zircons ont été analysés. Les teneurs en uranium varient de 58 à 125 ppm, avec des rapports U/Th entre 0,44 et 0,64. Toutes les analyses sont discordantes et colinéaires. L'âge de l'interception supérieure de 1503 ± 35 Ma correspond à la mise en place du granite. Tandis que l'âge de l'interception inférieure de 1048 ± 23 Ma représente le métamorphisme grenvillien ayant conduit à la recristallisation et à la perte du Pb dans les zircons (figure 10e).

L'échantillon D (14-AM-161A, SNRC 31009, 549371E, 5274017N) correspond à un gneiss granitique de la Suite magmatique de Lacoste (mPlac11). Les zircons provenant de cette roche se regroupent en deux populations (figure 10f). Le premier groupe, le plus abondant, comprend des cristaux automorphes ayant des sections prismatiques allongées et des faces cristallines simples du type (110). Les cristaux, de couleur brune à légèrement rose jaunâtre, présentent des fractures et des inclusions. On distingue la présence de surcroissances sur quelques cristaux. Le deuxième groupe est constitué de cristaux à section prismatique courte et des terminaisons légèrement émoussées. Les cristaux sont limpides, incolores à rose pâle et on y observe de petites inclusions.

Les résultats obtenus à la suite de l'analyse de sept fractions constituées d'un à deux cristaux chacune, indiquent des concentrations moyennement faibles en uranium et des rapports Th/U autour de 0,3 à 0,4. Les résultats ont livré des âges qui varient entre 1320 Ma et 1350 Ma, sauf exception. Ces résultats analytiques se situent très près de la courbe concordia et sont discordants de moins que 1 %. L'ensemble des données sont colinéaires et ont permis de calculer une droite de régression dont l'intersection supérieure représente un âge de 1382 ± 12 Ma, vraisemblablement l'âge de mise en place (figure 10g). Cet âge coïncide avec la fourchette établie par Nantel (2008) pour la Suite magmatique de Lacoste (1450 ± 10 Ma à 1365 ± 2 Ma). Le plus jeune âge estimé à 1161 ± 57 Ma a été interprété comme métamorphique.

L'échantillon E (14-AM-005A, SNRC 32BO2, 518019E, 5328930N) a été prélevé dans un paragneiss rouillé siliceux et à graphite du Complexe de Wabash (mPwab2). Plusieurs zircons de grande taille ont été récoltés dans cet échantillon. Ces zircons se présentent en petits prismes légèrement subarrondie ou sous forme de grains arrondis. Les textures internes montrent, en image cathodoluminescence (CL; non présentée dans ce rapport), la présence de zircons magmatiques à zonation oscillatoire et de zircons métamorphiques non zonés. D'autres zircons sont considérés à la fois magmatiques et métamorphiques.

Les résultats sont rapportés dans un diagramme de probabilité de densité où tous les points d'analyse sont discordants de moins que 5 % (figure 10h). L'âge maximal de sédimentation du protolithe est calculé à partir du plus jeune zircon concordant avec des textures magmatiques bien observées. Ces critères sont accomplis par l'analyse n° 44 qui a donné un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 1160 ± 9 Ma, qui peut être considéré comme l'âge maximal de sédimentation du Complexe de Wabash. Cependant, cet âge peut être aussi considéré comme

un âge métamorphique. Il est identique à celui estimé pour le métamorphisme de la Suite magmatique de Lacoste (ce rapport), des métapélites du terrane du Réservoir Cabonga (1140 à 1160 Ma, Friedman et Martignole, 2000) et très proche de celui subi par la Suite supracrustale de Rabot dans la région de Mont-Laurier (1184 Ma, David *et al.*, 2009). Une population constituée de 12 zircons magmatiques (n° 2, 3, 13, 14, 15, 32, 52, 60, 76, 90, 93 et 100, tableau 6.1, annexe 2, figures 10h et 10i) ont retourné des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ qui varient entre 1204 ± 12 Ma et $1270,5 \pm 8,5$ Ma). Ces âges sont plus proches de ceux établis pour l'âge maximal de dépôt de la Ceinture centrale des métasédiments dans la région de Mont-Laurier (1,2 Ga, Nantel, 2008; Corriveau 2013).

Tous les autres âges plus jeunes sont issus du métamorphisme grenvillien, expliquant ainsi les différences d'âges. Le pic du métamorphisme grenvillien s'étend entre 1060 et 960 Ma, reflétant probablement le prolongement du métamorphisme ottawien de haut grade métamorphique et le métamorphisme lors de l'orogénèse Rigolet. Par contre, les plus anciens grains de zircons détritiques sont datés entre 1291 et 1506 Ma avec des pics principaux à 1305 Ma et 1350 à 1420 Ma (figure 10i).

L'échantillon F (14-AM-5114C, SNRC 32B02, 515062E, 5324704N) correspond à un quartzite assigné au Complexe de Wabash (mPwab2). Les zircons sont abondants dans cet échantillon, mais la majorité se présente sous forme de grains minuscules et arrondis. Vingt-neuf zircons sur plus de 100 choisis au hasard étaient assez grands pour des analyses. La majorité des zircons ne montrent pas de zonation visible et seraient interprétés comme étant d'origine métamorphique. Toutefois, plusieurs grains montrent également des formes de zonage oscillatoire interprétées comme étant magmatiques.

Le plus jeune grain subconcordant d'origine magmatique dans cet échantillon a retourné un âge de 1385 ± 26 Ma (n° 25, tableau 6.2, annexe 2), définissant ainsi un âge maximal absolu de sédimentation du protolithe. Toutefois, il y a plusieurs analyses discordantes qui fournissent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus jeunes. Ces zircons sont d'origine incertaine (textures internes ambiguës) et le sédiment peut ainsi avoir un âge maximal jeune qui ne peut être confirmé par les présentes données. Les zircons détritiques subconcordants montrent une tendance similaire à celle de l'échantillon 14-AM-005A, avec des âges entre 1380 et 1500 Ma (figures 10j et 10k).

À la suite de la datation des échantillons E et F, on peut conclure que l'âge de dépôt du Complexe de Wabash est plus jeune que 1204 ± 12 Ma.

L'échantillon G (14-AM-163A, SNRC 31O09, 548979E, 5275295N) est un gabbroïte de la Suite de Roc (mPso2). Certains zircons limpides, incolores à légèrement rosés, sont présents dans cet échantillon. La plupart des grains sont équants avec des phases de cristaux bien développés, alors que certains sont clairement subarrondis à arrondis. Quelques prismes légèrement allongés avec des terminaisons partiellement arrondies sont également observés. Ces

zircons montrent des textures internes typiques des zircons métamorphiques. Huit zircons de ce gabbroïte ont été analysés. Les teneurs en uranium varient entre 62 et 133 ppm avec des rapports Th/U assez homogènes compris entre 0,28 et 0,4 (tableau 5.1, annexe 2). Les différents résultats se situent entre ceux concordants et ceux discordants de 2,7%. Tous les discordants ont un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus ancien que les concordants. Les textures internes (images en cathodoluminescence) observées indiquent une origine métamorphique pour ces zircons. Les résultats obtenus soutiennent cette interprétation; les analyses n° 1 à 4 et n° 6 (tableau 5.1, annexe 2) contiennent certains xénocristaux du protolithe (figure 10l). L'analyse concordante n° 5 traduit un événement métamorphique avec un âge correspondant de 1012 ± 1 Ma (figure 10l).

L'échantillon H (14-AM-007A, SNRC 32B02, 516641E, 5328616N) provient d'une syénite mégacrastique de la Syénite de Bourguet (mPbog1). Le traitement de la syénite a permis de récupérer des zircons en abondance. Les cristaux sont subautomorphes à xénomorphes et on ne distingue que de rares faces cristallines (figure 11m). Ils sont relativement incolores à jaunâtres ou légèrement roses. La forme des cristaux suggère qu'ils se sont formés tardivement et de façon interstitielle.

Les résultats analytiques de sept fractions montrent que les zircons ont des concentrations en uranium peu élevées et des rapports Th/U faibles, soit entre 0,22 et 0,41. Les analyses ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 1079 Ma et 953 Ma et se dispersent de part et d'autre de la courbe concordia (figure 11n). Un âge moyen de $1038 \pm 15/-13$ Ma a été calculé et correspondrait à l'âge de cristallisation de la syénite.

L'échantillon I (14-TC-5016A, SNRC 31O10, 530433E, 5275940N) provient d'un mélange de syénite rose et grise de la Syénite de Core (mPco2). Sur le terrain, on observe des enclaves des syénites l'une dans l'autre (mélange de magma). Cet échantillon a livré des zircons en abondance. Les cristaux de la population principale représentent des fragments de cristaux xénomorphes, mais sur lesquels il est toujours possible de distinguer des faces cristallines (figure 11o). Les zircons sont limpides et légèrement rosés, mais peuvent aussi contenir quelques inclusions. Une deuxième population de zircons est constituée de cristaux prismatiques trapus à moyennement allongés et caractérisée par des faces cristallines de type (100). Les cristaux sont de couleur rose à jaunâtre et présentent parfois un aspect métamicté.

Six fragments de zircon ont été analysés pour cette syénite. Les teneurs en uranium sont faibles et varient entre 15 et 65 ppm. Les rapports Th/U se rangent entre 0,54 à 0,69. Les analyses sont discordantes de 1 à 2,6 % et quatre d'entre elles (n° 1, 2, 3 et 6) sont alignées avec les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chevauchant, et deux autres analyses (n° 4 et 5) ont un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ un peu plus jeune (figure 11p). Les analyses n° 1, 2, 3 et 6 donnent un âge d'interception supérieur (ancré à 0 ± 100 Ma) de 1014 ± 4 Ma. Cet âge est interprété comme étant l'âge de mise en place de la Syénite de Core. Les deux

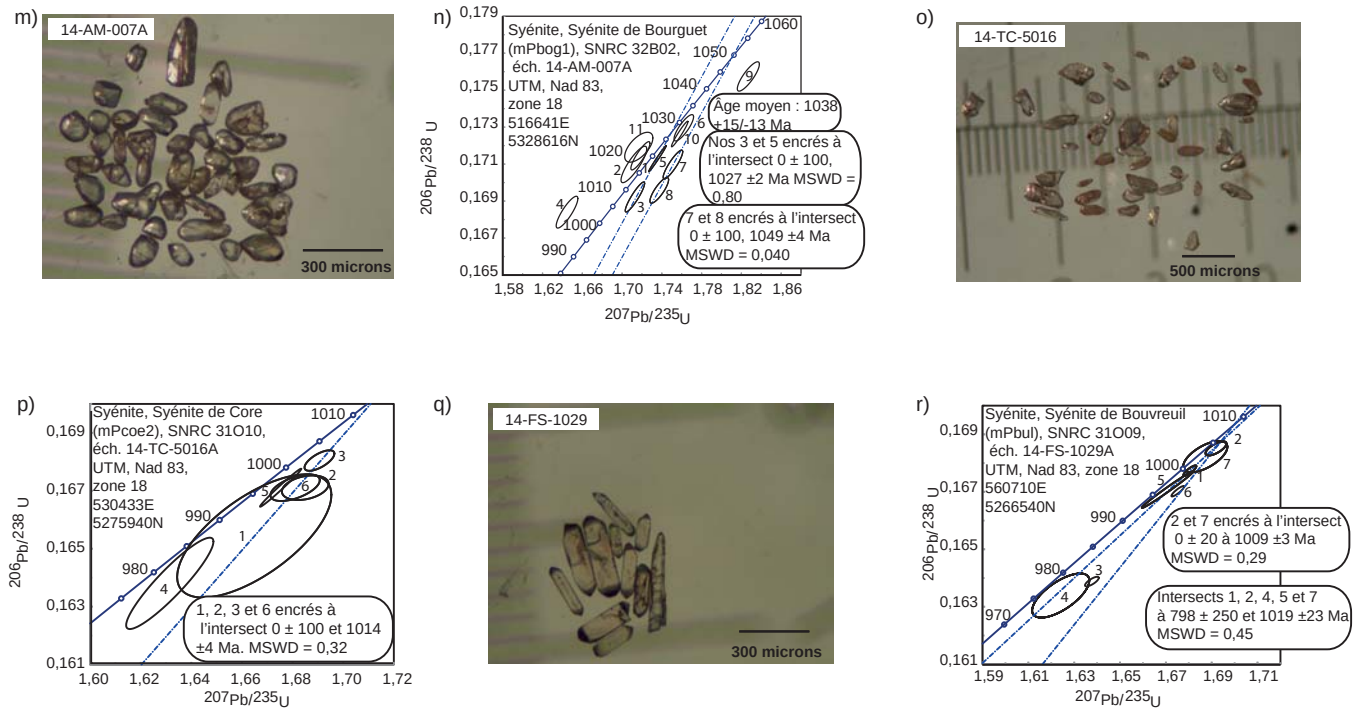


FIGURE 11 - Diagramme concordia des analyses U-Pb et photos des zircons pour les échantillons provenant : **m** et **n**) de la Syénite de Bourguet; **o** et **p**) de la Syénite de Core; **q** et **r**) de la Syénite de Bouvreuil. MSWD = Mean Squared Weighted Derivates

analyses n°s 4 et 5, un peu plus jeunes, montrent qu'un événement thermique post-magmatique est enregistré dans certains zircons de cet échantillon. Cet événement serait probablement lié au rétro-morphisme hydrothermal ou encore au métasomatisme associé à la fin de l'effondrement post-orogénique de l'orogénèse grenvillienne.

L'échantillon J (14-FS-1029, SNRC 310009, 560710E, 5266540N) correspond à une syénite rose de la Syénite de Bouvreuil (mPbul). Les zircons récupérés de la syénite sont abondants, de dimensions très variables et peuvent être associés à une même population morphologique (figure 11q). Les cristaux automorphes ont une section prismatique moyennement allongée et présentent des faces cristallines de types (100), mais il est aussi possible de reconnaître des faces (110). Les zircons sont limpides, incolores à roses et contiennent des inclusions et des microfractures.

Les sept zircons analysés sont discordants d'au moins de 2,1 %. La concentration en uranium de ces zircons varie de 75 à 290 ppm et le rapport Th/U se situe entre 0,43 et 0,96. Ce rapport est typique des zircons magmatiques. Les résultats analytiques de sept fractions ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui même s'ils ne sont pas semblables, en fonction des erreurs, montrent une dispersion restreinte qui varie de 989 Ma à 1009 Ma. Un calcul de régression linéaire a été effectué à partir des zircons n°s 2 et 7 et l'intersection supérieure donne un âge de cristallisation pour cette syénite de 1009 ± 3 Ma (figure 11r). Les âges plus jeunes sont interprétés comme des âges métamorphiques.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

Nos travaux de cartographie dans la région de Parent ont permis la découverte de nouveaux indices et de définir quelques cibles d'exploration minière. Des indices de cuivre sont connus dans la région depuis les années quarante. Quatre gîtes de mica (phlogopite) sur cinq, dont la mine du Lac Letondal, ont été visités et échantillonnés. Des informations plus détaillées sur les minéralisations de ces indices sont présentées dans les fiches de gîtes qui peuvent être consultées à partir de la page Web du Ministère à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>. À partir de cette page, ouvrir le produit « E-Sigéom à la carte », puis la section « indice, gîte et gisement », qui vous donne accès à différents outils d'interrogation. Le PRO 2014-01 présente les nouvelles cibles d'exploration incluant celles de la région (MERN, 2014).

Indices connus

Cuivre dans des métasédiments

Trois indices de cuivre, localisés dans le feuillet SNRC 31016, sont associés aux métasédiments du Complexe de Wabash. Ces indices n'ont pas pu être retrouvés sur le terrain à partir de leurs coordonnées indiquées sur les fiches de gîtes.

L'indice Lac Richer (n° 1; carte hors-texte) est localisé à 4,5 km à l'ouest-nord-ouest du village de McCarthy. Il est associé à un paragneiss et à un marbre calcitique du

Complexe de Wabash. Un dyke de pegmatite granitique coupe les paragneiss minéralisés. La minéralisation correspond à des sulfures disséminés de chalcopryrite et de bornite. La teneur est de 2 % Cu sur 1,2 m et 1,5 m (Faessler, 1937b).

L'indice Lac Cloutier (n° 2; carte hors-texte) est localisé à 18,5 km à l'ouest de Casey. Il est associé à un paragneiss et un marbre calcitique du Complexe de Wabash, coupé par des dykes de pegmatite. La minéralisation consiste en chalcopryrite et bornite disséminées dans la roche encaissante. La teneur est de 1,96 % Cu (moyenne de six échantillons choisis; Bichoff, 1969).

L'indice Ruisseau Cloutier (non visité, n° 3; carte hors-texte) est localisé à 15 m au nord du lac Cloutier et à 20 km à l'ouest de Casey. Il est associé à un paragneiss et à un marbre calcitique de l'unité mPwab3 du Complexe de Wabash. La minéralisation est composée de chalcopryrite et de bornite. La teneur maximale obtenue est de 2,3 % Cu sur de faibles largeurs (Christopher, 1958).

Cuivre magmatique remobilisé

L'indice Abeille (non visité; 32B02; n° 4; carte hors-texte) est localisé à l'extrémité nord du canton de Bazin, à environ 300 m à l'est du lac Meunier et le long d'une faille à mouvement non déterminé. Il est associé aux roches mafiques (gabbro folié à grain moyen) de l'unité mPsr2 de la Suite de Roc. Il s'agit d'une minéralisation disséminée à massive le long de la faille, qui forme un chapeau de fer. Des échantillons choisis ont retourné des teneurs de 0,23 % à 0,25 % Ni et de 0,20 % à 0,28 % Cu (Beaulieu, 2003).

Minéraux industriels (glimmélite à phlogopite)

Faessler (1937a) est le premier auteur à avoir décrit la présence des glimmérites dans la région cartographiée et les a nommées suzorites, car elles ont été découvertes dans le canton de Suzor (Gaudreau et Pitre, 1981). Ces roches ultramafiques sont essentiellement constituées de phlogopite (jusqu'à 85 %), de diopside (jusqu'à 15 %), avec des traces d'orthopyroxène, d'amphibole, de feldspath potassique, d'apatite et rarement de l'olivine et de la titanite. Les gîtes de glimmélite identifiés dans la région sont : 1) la mine du Lac Letondal (1930); 2) la mine Siscoe (1937); 3) le gîte Mica Lamy (1964); 4) le gîte Dépôt Wapoo (1972); et 5) l'indice Dépôt Groupe Nord (1961).

Mine du Lac Letondal

La mine du Lac Letondal est un gisement associé aux Intrusions ultramafiques de Suzor. Elle est située à environ 8 km au nord-est du lac Letondal dans le canton de Suzor (n° 13; carte hors-texte). Ce gisement encaissé dans la Suite plutonique de Hibbard se présente sous forme lenticulaire, dont les dimensions sont estimées à 792 m de longueur, 275 m de largeur et jusqu'à 182 m de profondeur. La roche est une glimmélite hétérogranulaire (photo 7a, annexe 1).

Elle est constituée de phlogopite (80 %), d'olivine partiellement transformée en antigorite (5 %, serpentine), de clinopyroxène (8 %), d'orthopyroxène (1 %), de feldspath potassique fortement albitisé (5 %) et de quelques grains d'apatite et de barytine (1 %). Cette roche est injectée par un réseau anastomosé de filons de carbonatite et de dykes de syénite. Ces derniers ne dépassent pas 20 cm d'épaisseur. Les filons de carbonatite sont constitués de calcite (80 %), de clinopyroxène (15 %) et d'un peu de biotite. Les injections de carbonatite sont discordantes par rapport à la foliation. Elles peuvent se présenter également sous forme de poches pegmatitiques et en gros cristaux allant jusqu'à 4 cm de long. Les analyses minéralogiques réalisées à la microsonde ionique de cette glimmélite, montrent la présence de la barytine sous forme de microcristaux occupant les interstices ou en inclusion dans les feldspaths potassiques (photo 7b, annexe 1).

L'analyse d'échantillons de glimmélite de la mine du Lac Letondal (échantillon 14-SB-6165A; 31O16; 549413E, 5311330N) donne des teneurs de 43,52 % SiO₂, 11,1 % Al₂O₃, 5,54 % Fe₂O₃, 21,11 % MgO, 3,23 % CaO, 0,63 % Na₂O, 8,16 % K₂O, 1,6 % TiO₂, 0,13 % P₂O₅, 61,44 ppm TRt, 874 ppm Ni, 700 ppm S et 1630 ppm Cr. Ces analyses montrent une teneur anormale en nickel et en chrome témoignant de l'origine magmatique de cette roche. Les travaux antérieurs indiquent que ce gisement renferme 30 Mt contenant entre 80 et 95 % de phlogopite (Jacob, 1987).

Mine Siscoe

La mine Siscoe correspond à une glimmélite des Intrusions ultramafiques de Suzor, connue depuis 1937 (Faessler, 1939). Ce gisement, situé à 1,3 km au nord-est du lac des Îles, est actuellement en arrêt d'exploitation (31O16; n° 14; carte hors-texte). L'intrusion a une forme lenticulaire orientée NW-SE avec un pendage subvertical et une dimension de 335 m de longueur, 61 m de largeur et 91 m de profondeur. La glimmélite est intrusive dans la Suite plutonique de Hibbard. Elle est constituée essentiellement de phlogopite (80 %), de diopside (8 %), d'apatite (4 à 5 %), de feldspath potassique (7 %) et de titanite (3 %) (photo 8, annexe 1). Les cristaux de phlogopite présentent une structure lamellaire et sont de taille centimétrique (1 à 1,5 cm), définissant une foliation orientée 165° avec un pendage de 5°. Nos analyses sur un échantillon choisi (14-SB-6167A; 31O16; 547292E, 5311198N) ont retourné des teneurs de 41,55 % SiO₂, 9,28 % Al₂O₃, 7,64 % Fe₂O₃, 14,04 % MgO, 6,79 % CaO, 0,67 % Na₂O, 7,52 % K₂O, 4,036 % TiO₂, 2,32 % P₂O₅, 566,77 ppm TRt, 534 ppm Ni, 600 ppm S et 540 ppm Cr. La glimmélite de la mine Siscoe est caractérisée par des quantités élevées d'apatite et de titanite qui se reflètent par sa chimie.

Les travaux antérieurs des années 1946 et 1948 indiquent des réserves probables de 1,17 Mt à 60 % de phlogopite et à 10 % d'apatite (Marleau, 1980).

Gîte Mica Lamy

Le gîte Mica Lamy correspond à un dyke ou une lentille de glimmérite des Intrusions ultramafiques de Suzor (31O15; n° 15; carte hors-texte). Cet indice, situé à 2,7 km au nord du village de Parent, a été découvert en 1964 par prospection (Eddy Talbot) et les premiers travaux comme l'examen minéralogique et l'étude de marché, ont été réalisés durant les années 70 (Marleau, 1971). Le dyke d'une puissance de 30 m et d'une longueur de 185 m traverse la Suite plutonique de Hibbard. La glimmérite présente une texture foliée à grain grossier, constituée majoritairement de paillettes de phlogopite (60 à 80 %) de taille variable (1 mm à 1 cm). Les paillettes se présentent sous forme lamellaire avec une orientation préférentielle selon la direction de la foliation. Les cristaux de phlogopite définissent une linéation minérale tectono-métamorphique de type pendage. La glimmérite est constituée également de diopside (5 à 15 %) de couleur vert pâle, d'amphibole (jusqu'à 10 %) en phénocristaux millimétriques, d'orthopyroxène (1 %) en microcristaux et de rares cristaux de feldspath potassique (1 %) (photo 9, annexe 1). L'analyse d'échantillons de glimmérite de Mica Lamy (14-SB-6135B; 31O15; 528123E, 5310299N) a donné des teneurs de 45,56 % SiO₂, 7,54 % Al₂O₃, 6,76 % Fe₂O₃, 20,21 % MgO, 8 % CaO, 0,45 % Na₂O, 4,86 % K₂O, 1,46 % TiO₂, 0,28 % P₂O₅, 79,58 ppm TRt, 458 ppm Ni, 700 ppm S et 2270 ppm Cr. Cette glimmérite est caractérisée par une teneur élevée en MgO et en Cr. Les réserves, de catégorie non déterminée, sont estimées à 9 Mt à environ 85 à 90 % de phlogopite (Jacob, 1987).

Gîte Dépôt Wapoos

Le gîte Dépôt Wapoos est situé à 330 m au nord du lac Dandurand (31O16; n° 16; carte hors-texte). Ce gîte a été découvert lors des travaux de construction du chemin de fer, dans la région de Parent. Lee (1972) l'avait cartographié dans la région de Casey. Nos travaux ont associé ce dépôt aux Intrusions ultramafiques de Suzor qui est injectée dans la Suite plutonique de Hibbard. Ce gîte est représenté par un dyke de glimmérite de 600 m de longueur, de 60 m de largeur et de 80 m d'épaisseur. La roche est foliée, homogène et à grain grossier (<7 mm). Elle contient 35 à 80 % de phlogopite, 5 à 30 % de diopside, 7 à 10 % de feldspath potassique, environ 1 % d'orthopyroxène, avec des traces d'apatite, d'amphibole, de carbonate, de titanite, de quartz, de magnétite et de pyrite disséminée. La phlogopite se présente sous forme de paillettes d'environ 0,5 à 1 cm. Ces paillettes sont légèrement orientées définissant une foliation minérale orientée à 340° avec un faible pendage de 15°. Cette roche est coupée par un dyke de syénite à feldspath alcalin et à hypersthène. Ce dyke orienté E-W est d'environ 10 cm d'épaisseur. Un échantillon choisi de la glimmérite du Dépôt Wapoos (14-TC-5122A; 31O16, 538269E,

5301762N) a donné des teneurs de 49,82 % SiO₂, 5,94 % Al₂O₃, 5,39 % Fe₂O₃, 16,62 % MgO, 13,67 % CaO, 0,69 % Na₂O, 3,53 % K₂O, 1,012 % TiO₂, 0,20 % P₂O₅, 71,46 ppm TRt, 216 ppm Ni, 500 ppm S et 1790 ppm Cr. Cette glimmérite est plus calcique que celles des autres gîtes et semble aussi anormale en Cr. Marleau (1976) a estimé une production (à ciel ouvert) de 181 400 t/m annuelle sur 25 ans pour ce dépôt.

Indice Dépôt Groupe Nord

L'indice Dépôt Groupe Nord est situé au sud du feuillet 32B01, à 7,6 km au sud-est du lac Decelles (n° 17; carte hors-texte). Cet indice n'a pas été visité et les informations proviennent des travaux antérieurs (Benoit, 1972; Gélinas, 1973). Il est constitué de deux lentilles de glimmérite de même orientation (NNW-SSE). La première lentille mesure 610 m de long et 61 m de large alors que la deuxième plus à l'ouest est de 304 m de long sur 31 m de large. Les deux lentilles sont séparées de 137 m. La roche, à grain grossier, est composée de phlogopite (45 à 90 %), de diopside (10 à 25 %), de plagioclases (2 à 3 %), de feldspath potassique (orthose perthitique, < 2 %), d'apatite (< 1 %) et de quelques traces de carbonate, de trémolite et de quartz logés dans le clivage de la phlogopite. Quelques grains d'olivine altérée en hornblende verte ont été rapportés (Gélinas, 1973). Les réserves, de type non déterminé, sont estimées à 450 000 t contenant 90 % de phlogopite (Benoit, 1972).

Nouveaux indices

Cuivre hydrothermal

Indice Manouane

L'indice Manouane, situé à 2,8 km au sud-est du lac portant le même nom (31O09; n° 5; carte hors-texte), est associé à une zone silicifiée localisée entre un granite gneissique à grain moyen, faiblement magnétique et localement hématisé de la Suite magmatique de Lacoste, et un dyke de leucogabbro folié à grain moyen et magnétique de la Suite de Roc. Cette zone orientée NE-SW (N44) mesure 2 m de largeur sur 30 m de longueur pour 10 cm de profondeur (observable) et semble fortement silicifiée. Les sulfures (5 %) sont constitués de chalcoppyrite et de pyrite. Ils se présentent sous forme de plages millimétriques disséminées (photo 10, annexe 1). En plus, la molybdénite (< 1 %) a été localement observée sur le terrain, sous forme de petites lamelles d'une taille variant de 2 à 5 mm. Un échantillon choisi (14-PA-3067G; 31O09, 568919E, 5262885N) a retourné des teneurs de 3390 ppm Cu et 8,3 % S.

Cuivre-nickel magmatique

Indice Dumais 2

L'indice Dumais 2 est situé à 6,3 km au nord du lac Dandurand (31O16; n° 6; carte hors-texte). La minéralisation est contenue dans une zone silicifiée à pyrite. Cette zone est associée à l'enderbite et au granite rose de la Suite plutonique de Hibbard. La minéralisation se présente sous forme de veinules à sulfures massifs de 1 à 5 cm de large. La paragenèse minéralogique identifiée sous le microscope est composée de pyrite, de pyrrhotite et rarement de chalcopryrite et de molybdénite (photo 11, annexe 1). La chalcopryrite a été observée au contact entre la pyrite et la pyrrhotite et dans les fractures associées à la pyrrhotite. Un échantillon choisi (14-SB-6132E; 31O16; 537429E, 5307930N) a donné des teneurs de 1020 ppm Cu, 719 ppm Ni et 30 % S.

Indice Wabash sud

L'indice Wabash sud est situé à 1,4 km au nord du lac des Dix Milles (31O15; n° 7; carte hors-texte). Il est associé à un boudin décimétrique de pyroxénite, contenu dans un paragneiss silicifié à pyrite du Complexe de Wabash (mPwab3). La pyroxénite est à grain fin à moyen et renferme environ 1 % de sulfures disséminés : pyrite, chalcopryrite et pyrrhotite. Les sulfures se présentent en plages millimétriques à centimétriques. Un échantillon choisi (14-AM-209D; 31O15; 513709E, 5312325N) a retourné des teneurs de 0,157 % Cu et 604 ppm Ni (5,72 % S).

Indice 14-AM-295E

L'indice 14-AM-295E est situé à 1,8 km au sud du lac Raoul au bord d'un chemin forestier (31O15; n° 8; carte hors-texte). Il est associé à un niveau rouillé de sulfures disséminés (3 %). Ce niveau d'une trentaine de centimètres est contenu dans un gabbro norite de la Suite de Roc (mPsr2). La minéralisation consiste essentiellement en pyrrhotite (1,5 %) et pyrite (1 %) souvent en cristaux millimétriques disséminés dans la roche. Les cristaux de pyrrhotite sont souvent xénomorphes et les cristaux de pyrite sont craquelés et automorphes à subautomorphes. La chalcopryrite (< 1 %) est peu abondante et est souvent associée à la pyrrhotite (photo 12, annexe 1). Des traces de pentlandite, en petits grains, sont également présentes. Un échantillon choisi (14-AM-295E; 31O15) a retourné des teneurs de 0,174 % Cu, 350 ppm Ni, 7,39 % S et 32 ppb Pt.

Terres rares magmatiques

Indice Raoul

L'indice Raoul est situé à 4,5 km au sud-est du lac portant le même nom (31O15; n° 9; carte hors-texte). Cet indice est associé à un dyke de pegmatite granitique rosâtre, à magné-

tite et à biotite (1 cm à 4 m d'épaisseur). Le dyke coupe le paragneiss à biotite, à sillimanite et à pyrite du Complexe de Wabash (mPwab4). Le scintillomètre portatif (type RS-125) a retourné des teneurs de 5,9 % K, 0 ppm U et 247 ppm Th sur un échantillon de pegmatite. Les analyses réalisées au (MEB) ont permis de conclure que les minéraux porteurs de terres rares sont la monazite et l'allanite (photo 13, annexe 1). Un échantillon choisi (14-PA-3097B; 31O15; 535989E, 5309822N) a retourné des teneurs de 6660 ppm TR (3280 ppm Ce, 1980 ppm La et 935 ppm Nd).

Indice Haltaparche

L'indice Haltaparche est situé à 4,7 km au nord-ouest du lac Ellwood (32B01; n° 10; carte hors-texte). Il est représenté par un dyke de pegmatite d'épaisseur variant de 10 cm à 3 m. Ce dyke à texture graphique coupe une charnockite foliée à grain moyen contenant de l'amphibole, de la biotite, de l'orthopyroxène et de la magnétite de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid3). Ce dyke montre macroscopiquement de gros cristaux de biotite et des cristaux millimétriques d'allanite. Ces derniers sont sous forme de petites baguettes allongées avec une texture fibro-radiée. Au MEB, des carbonates de terres rares (bastnaésite) sont présents sous forme de grains localement millimétriques et en remplissage dans des fractures (photo 14, annexe 1). Un échantillon choisi (14-FS-1203B; 32B01; 558789E, 5329531N) a retourné des teneurs de 8336 ppm TR (3950 ppm Ce, 2040 ppm La et 1520 ppm Nd).

Indice 14-AM-28B

L'indice 14-AM-28B est situé à 2 km au sud-ouest du lac Guénette (31O16; n° 11; carte hors-texte). La minéralisation est associée à un dyke de pegmatite granitique à magnétite d'environ 1 à 10 cm de puissance. Ce dyke coupe un granite magnétique, folié à gneissique et granoblastique de la Suite plutonique de Hibbard (photo 15, annexe 1). Sur le terrain, le scintillomètre portatif (type RS-125) a mesuré des teneurs de 5 % K et 170 ppm Th et a retourné une valeur de 1080 cps pour la pegmatite. Un échantillon choisi de cette pegmatite (14-AM-28B; 31O16; 547593E, 5303836N) a retourné des valeurs de 2427 ppm TR (1180 ppm Ce, 628 ppm La et 405 ppm Nd).

Indice 14-AM-004A

L'indice 14-AM-004A est situé à 1,9 km au nord du lac Bourguet (32B02; n° 12; carte hors-texte). La minéralisation en terres rares est associée à un granite leucocrate folié et à grain moyen de la Syénite de Bourguet (mPbog 1). Ce granite rosâtre en surface fraîche et blanc rosâtre en surface altérée est localement constitué de poches pegmatitiques de composition granitique. De nombreux boudins de webstérite à olivine allant jusqu'à 5 m d'épaisseur sont observés dans

ce granite. Ces boudins sont plus au moins discordants par rapport à la foliation.

Sur le terrain, le scintillomètre portatif (RS-125) a retourné une valeur de 750 cps par spectrométrie du rayonnement gamma. Un échantillon choisi dans le granite (14-AM-004A, 32B02, 518905E, 5327126N) a donné des valeurs de 2547 ppm TR (417 ppm La, 905 ppm Ce, 518 ppm Nd) avec 11 ppm U et 170 ppm Th. Cette minéralisation en terres rares est probablement contenue dans des microcristaux de monazite.

Graphite sédimentaire

Indice Fourchu

L'indice Fourchu est localisé à 5 km à l'ouest du lac du Gros Ours (32B01; n° 18; carte hors-texte). La minéralisation en graphite est contenue dans un paragneiss à grain fin, à graphite, biotite, grenat et pyrite du Complexe de Wabash (mPwab1). Le graphite peut représenter jusqu'à 6 % de la roche. Il se présente en paillettes millimétriques disséminées. Le graphite est également associé à la biotite et à la pyrite le long des plans de gneissosité. Au MEB, du zinc est associé à de la gahnite (spinelle d'Al et de Zn avec des traces de Fe, Mg et de V) (photo 16, annexe 1). L'assemblage minéralogique et le contexte géologique de ce paragneiss peuvent être favorables à la formation de gisements de type stratiforme encaissés dans des sédiments. Un échantillon choisi (14-FS-1214A; 32B01; 543479E, 5337075N) a donné des valeurs de 3,50 % C, 1600 ppm Zn et 1,9 % S.

Indice Wilbo

L'indice Wilbo est situé à 3,4 km au sud-est du lac Lajoie (32B02; n° 19; carte hors-texte). Il est associé à un paragneiss à grenat, sillimanite, biotite et graphite avec des traces de pyrite du Complexe de Wabash (mPwab2) (photo 17, annexe 1). Le graphite constitue jusqu'à 8 % de la roche; il est disséminé en paillettes millimétriques dans la roche et est associé à de la biotite dans les plans de gneissosité. Un échantillon choisi (14-AM-05A; 32B02; 518019E, 5328931N) a retourné des teneurs de 3,97 % C et 0,9 % S.

Indice Jean-Pierre

L'indice Jean-Pierre est situé à environ 8,2 km au sud-ouest du lac Peter (32B01; n° 20; carte hors-texte). La roche encaissante correspond à un paragneiss rouillé à grain fin à moyen, à grenat, graphite, biotite et pyrite du Complexe de Wabash (mPwab1). Le paragneiss contient jusqu'à 8 % de graphite, sous forme de petites paillettes millimétriques orientées selon la direction de la gneissosité. Un échantillon choisi (14-FS-1200A; 32B01; 561259E, 5334544N) a donné des teneurs de 3,28 % C et 1,13 % S.

Nouvelle cibles

Terre rares magmatiques

Cible Capimit

La cible Capimit (SNRC 31O16) est située au bord du chemin Parent-Wemontaci à 940 m au nord-est du lac même nom. Elle est associée à un dyke de pegmatite granitique rosâtre d'une puissance de 1 à 20 cm. Ce dyke est injecté dans une opdalite gneissique à grain grossier de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). Un échantillon choisi (14-AM-23B; 31O16; 550721E, 5302720N) a retourné des teneurs de 1208 ppm TR, 157 ppm Nb et 15 ppm Ta.

Cible Lars

La cible Lars (SNRC 31O16) est située à 520 m au nord-nord-est du lac Faessler. Elle est encaissée dans un syénogranite massif, à magnétite, de la Syénite des Dix Milles. Cette roche présente une composition minéralogique composée de feldspath potassique, de clinopyroxène, de biotite et d'orthopyroxène. Au MEB, la minéralisation en terres rares est concentrée dans l'allanite. Cette dernière est localement altérée en carbonate de terres rares. Un échantillon choisi (14-AM-241A; 31O16; 543838E, 5303238N) a retourné une teneur de 1067 ppm en terres rares.

Zn grenatite

Cible Lac Feu

La cible Lac Feu (SNRC 31O09) est située à 12 km au nord-nord-est du lac Kempt. Elle est associée à des boudins de grenatite à clinopyroxène en contact net avec une amphibolite à grenat, à biotite et à clinopyroxène du Complexe de Wabash (mPwab4). Les boudins, de taille décimétrique à métrique, constituent environ 5 % de l'affleurement. La grenatite, foliée et à grain fin, est composée d'environ 60 % de grenat. Un échantillon choisi (14-FS-1205B; 31O09; 548183E, 5278736N) a retourné une teneur de 2330 ppm Zn (0,1 % S). Au MEB, le Zn semble être principalement contenu dans les pyroxènes.

Apatite

Cible Lajoie

La cible Lajoie (SNRC 32B02) est située à 2,5 km au sud du lac Lajoie. Elle est associée à un gabbronorite de la Syénite de Bourguet (unité mPbog2). L'affleurement s'étend sur environ 100 m². Le gabbronorite est faiblement folié et est caractérisé par une texture porphyrique à xénocristaux de feldspath potassique de grain moyen à grossier. On y observe environ 5 % d'oxydes de fer et titane (magnétite et hémilménite) et 6 à 7 % de fluorapatite (photo 18, annexe 1).

Cette dernière est sous forme de petites baguettes de taille inférieure à 1 mm. Un échantillon choisi (14-TC-5021A; 32B02; 515586E, 5328483N) a donné des teneurs de 3,37 % P_2O_5 , 12 % Fe et 3,44 % TiO_2 .

Pierre architecturale

Cible Bourguet

La cible Bourguet correspond à un affleurement de la Syénite de Bourguet (n° 21; carte hors-texte, 14-AM-007A; 32B02, 516641E; 5328616N). Il s'agit d'une syénite massive bleu grisâtre porphyrique et mégacristique à phénocristaux de feldspath potassique. Elle est traversée par des dykes (< 2 %) centimétriques à décimétriques d'une syénite de couleur rose à blanchâtre à grain fin à moyen. Les phénocristaux de la syénite mégacristique sont de couleur gris bleuté (jusqu'à 4 cm de long) et baignent dans une matrice à biotite, amphibole, clinopyroxène et apatite (photo 4, annexe 1). Cette syénite peu fracturée et facilement accessible lors de nos travaux de cartographie, pourrait être utilisée comme pierre architecturale. Toutefois, le volume de cette roche ainsi que sa qualité restent à déterminer.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les travaux de cartographie au sud du réservoir Gouin dans le Haut-Saint-Maurice (secteur de Parent, feuillets SNRC 31O09, 31O10, 31O15, 31O16, 32B01 et 32B02) ont permis de définir plusieurs unités stratigraphiques et lithologiques, d'évaluer le potentiel minéral et de faire la mise à jour des cartes géologiques de la région. Les unités cartographiées sont méta-ignées felsiques à ultramafiques, métasédimentaires et/ou métavolcaniques et sont localisées dans la partie ouest de la Province de Grenville, partie québécoise. Les relations de terrain entre ces unités ainsi que leurs datations géochronologiques (Paléoprotérozoïque à Mésoprotérozoïque) ont permis de définir un ordre géochronologique contenant plusieurs événements magmatiques, sédimentaires, tectoniques et métamorphiques (figure 12).

Événements magmatiques

Le premier événement magmatique (I) a été rapporté dans la région de Mont-Laurier à l'aide d'âge modèle Sm, Nd et Pb à 1,9 Ga (Corriveau, 2013). Cet âge a été interprété comme l'âge de la formation de la lithosphère continentale dans cette région pendant le Paléoprotérozoïque (par exemple l'âge des orogénèses de l'Ungava, Torngat). La région de Parent que nous avons cartographiée, proche de celle de Mont-Laurier, a probablement enregistré ce même âge modèle. Il est donc possible d'envisager une première activité de formation de la croûte avant l'orogénèse pré-labradorienne dans notre région (>1,81 Ga, figure 12).

Le deuxième événement magmatique (II) qui constitue le premier événement documenté dans la région cartographiée, est défini par la mise en place de la Suite plutonique de Dugré, datée à 1674 ± 15 Ma (figure 12). Elle constitue la roche la plus ancienne de la région et est composée surtout de roches intrusives felsiques à orthopyroxène. L'âge de cette suite coïncide avec celui établi dans le Grenville est, pour l'orogénèse labradorienne (1,71 à 1,6 Ga, Gower 1996) et plus précisément sa phase précoce. Cette orogénèse correspond à l'accrétion d'un arc magmatique qui a débuté par un magmatisme calco-alcalin juvénile (Gower, 1996). La géochimie de la Suite plutonique de Dugré témoigne de cet environnement tectonique de mise en place.

Le troisième événement magmatique (III) (1520 à 1460 Ma) est défini par la mise en place de la Suite plutonique de Hibbard constituée surtout d'opdalite et d'enderbite très déformées et recristallisées mises en place à 1468 ± 7 Ma (figure 12). Cet âge coïncide avec celui établi pour l'orogénèse pinwarienne dans le Grenville est (Tucker et Gower, 1994, Gower et Tucker, 1994, Gower, 1996), où elle est caractérisée par la mise en place de plusieurs masses de granite et correspond au développement de l'arc magmatique juvénile d'âge pinwarien (Gower et Krogh, 2002; Perreault et Heaman, 2003; Gobeil *et al.*, 2003; Wodicka *et al.*, 2003). Cette orogénèse est reconnue également dans la partie centrale de Grenville (Moukhsil *et al.*, 2009, 2013a et b, 2014). La géochimie de la Suite plutonique de Hibbard indique le même environnement de mise en place.

Le quatrième événement (IV) (1460 à 1350 Ma) est caractérisé dans notre région, par la mise en place de la Suite magmatique de Lacoste (1450 à 1365 Ma), formée de roches plutoniques porphyriques et de gneiss tonalitiques à granitiques. Cette suite se poursuit aussi au sud de notre région (Mont-Laurier, Nantel, 2008). De plus, au sud, le Complexe gneissique de Bondy qui est hôte d'un système hydrothermal métamorphisé (1,4 Ga, Corriveau, 2013), appartient au même événement. Dans la région de Parent, les altérations hydrothermales sont plus limitées et se retrouvent associées au Complexe de Wabash qui a un âge (<1204 Ma) un peu plus jeune que celui de Complexe gneissique de Bondy.

Cet événement s'insère à l'intérieur de ce qui est convenu d'appeler l'Elsonien précoce défini dans le Grenville est par Gower et Krogh (2002, figure 12) et qui correspond à une mise en place de magmas dans un environnement de bassin d'arrière arc.

Le cinquième événement (V) (1180 à 1080 Ma) correspondrait à l'événement Adirondien (Gower et Krogh, 2002); il n'est pas cependant pas clairement défini dans notre région. Bien que non datés, nous supposons que des magmas mafiques à ultramafiques (la Suite de Roc et des Intrusions ultramafiques de Suzor) se sont mis en place pendant cette période. En effet, cet événement est connu par la mise en place de gros volumes de roches mafiques entre 1160 et 1135 Ma ailleurs dans la Province de Grenville (par exemple l'Anorthosite de Morin dans la région de

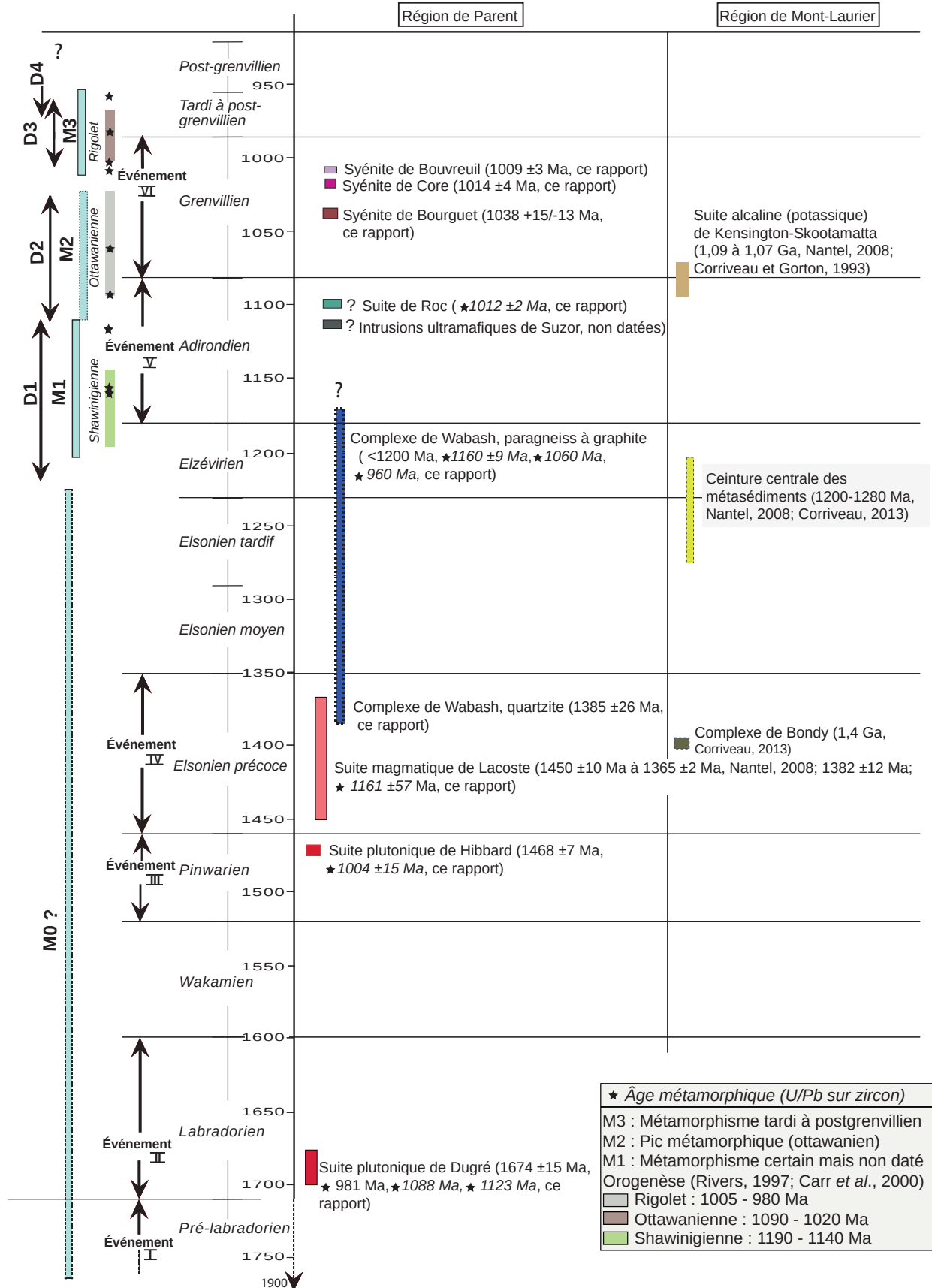


FIGURE 12 - Résumé de la stratigraphie de la région de Parent. Notez quelques comparaisons avec la région de Mont-Laurier. Les divisions de la colonne stratigraphique sont celles utilisées par Gower et Krogh (2002).

Mont-Laurier, Martignole, 1974; les suites anorthositiques de Vallant et de Lac-Saint-Jean entre 1150 et 1135 Ma dans le Grenville est, Moukhsil *et al.*, 2009)

Le sixième événement, **VI** (1085 à 985; Gower et Krogh, 2002; 1090 à 980 Ma, Rivers *et al.*, 2002 et 2012) correspond à l'orogénèse grenvillienne. Selon Rivers (1997) et Carr *et al.* (2000), cette orogénèse correspond à deux grandes phases orogéniques (pulsations) de raccourcissement crustal, soit la phase ottawienne (~1090 à 1020 Ma) et la phase de Rigolet (~1005-980 Ma) (figure 10). Avant ces deux phases orogéniques, il y a eu l'orogénèse shawinigienne (~1190 à 1140 Ma, Rivers *et al.*, 2012), qui est contenue en partie dans les événements adirondien et elzévirien de Gower et Krogh (2002).

Dans la région de Mont-Laurier, on observe la mise en place de la Suite alcaline, potassique de Kensington-Skootamatta entre 1,09 à 1,07 Ga (Nantel, 2008; Corriveau et Gorton, 1993). Cette fourchette d'âges coïncide avec une mise en place pendant le début de l'orogénèse ottawienne et représenterait donc un âge de début du magmatisme potassique du sud vers le nord. En effet, dans la région, située plus au nord de Mont-Laurier, il y a eu la mise en place de la Syénite de Bourguet à 1038 ± 15/-13 Ma, suivie plus tard par deux autres syénites potassiques (syénites de Core et de Bouvreuil, entre 1014 et 1009 Ma). Dans la région de Parent, on peut associer l'activité magmatique potassique à un événement syn- à post orogénèse ottawienne (1,09 à 1,02 Ga) ou au Grenville moyen à tardif.

Le dernier événement est caractérisé par un effondrement gravitaire avec une perte de la racine (par exemple le modèle dans l'Himalaya, les Appalaches et le Massif central de France, Nelson, 1992). Dans la Province de Grenville centrale, pendant cet événement tardif, il y a eu la mise en place, entre autres, des syénites, des dykes de lamprophyre (1000 Ma, Patts et Tomascak, 2001) ou encore de suites de type AMCG (anorthosite-monzonite-charnockite-granite) de Valin, Labrieville et Betchie (1016 à 1002 Ma, Hébert *et al.*, 2009, Moukhsil *et al.*, 2009). Ce même environnement peut être appliqué à la région de Parent.

Événements sédimentaires

À la suite de datations géochronologiques réalisées dans notre région, on peut conclure à la présence d'un seul événement sédimentaire avec la déposition du Complexe de Wabash entre 1385 et 1204 Ma (figure 12). L'âge de dépôt connu pour la Ceinture centrale des métasédiments dans la région de Mont-Laurier se situe plutôt entre 1200 et 1280 Ma (Nantel, 2008; Corriveau 2013). Une période de sédimentation dans la région de Mont-Laurier aurait donc été contemporaine à celle de la région de Parent.

Événements métamorphiques

La datation des zircons interprétés comme néoformés pendant le métamorphisme sera utilisée dans notre région pour définir les événements métamorphiques. Les âges obtenus ont été estimés avec une précision moyenne avec des erreurs variant de ±1 à ±57 Ma. Aucune datation géochronologique n'a été effectuée sur les monazites ou les titanites. Les événements métamorphiques documentés dans ce rapport sont présentés à titre indicatif pour générer une discussion à ce sujet.

Comme discuté précédemment dans le sous-chapitre « Événements magmatiques », l'âge de certaines roches coïncide avec deux anciennes orogénèses (labradorienne et pinwarienne). Durant ces orogénèses, les roches formant les suites plutoniques de Dugré et de Hibbard ont subi un premier événement métamorphique **M0** (non documenté; figure 12). Ces roches renfermant de l'orthopyroxène suggèrent un métamorphisme de haut grade. Elles ont aussi été affectées par les événements métamorphiques subséquents.

Le deuxième événement métamorphique **M1** a été documenté par une datation dans la Suite magmatique de Lacoste à 1161 ± 57 Ma, par les âges métamorphiques du Complexe de Wabash à 1160 ± 9 Ma et l'âge de la Suite plutonique de Dugré à 1123 Ma (figure 12). Cet événement correspond en partie à l'orogénèse shawinigienne (Rivers *et al.*, 2012, 1190 à 1140 Ma; figure 12) et serait induit par un épaississement de la croûte pré-grenvillienne. Dans la région de Mont-Laurier, cette orogénèse a été reconnue entre 1200 et 1120 Ma par plusieurs auteurs (Corriveau et van Breemen 2000; Boggs et Corriveau 2004; Wodicka *et al.*, 2004). En effet, dans cette région, la Suite supracrustale de Rabot (âge maximal de 1,22 Ma, Nantel, 2008) a donné un âge métamorphique de 1184 Ma.

L'événement métamorphique **M2** est documenté par deux datations qui ont livré des âges absolus de 1088 et 1060 Ma (figure 12). Ces âges sont interprétés comme des âges représentant une perturbation associée au métamorphisme grenvillien de la phase orogénique ottawienne (1090 à 1020 Ma, Rivers *et al.*, 2002; 1080 à 1020 Ma, Corriveau, 2013). En effet, cet événement coïncide avec l'orogénèse grenvillienne dans les parties est et centrale de la Province de Grenville (Gower *et al.*, 2008, Moukhsil *et al.*, 2009). Dans notre région, cet événement est probablement responsable, entre autres, de la migmatitisation des paragneiss du Complexe de Wabash.

L'événement métamorphique **M3** est le plus documenté, car plusieurs zircons ont livré des âges absolus variant entre 1012 et 960 Ma, interprétés comme des âges provenant d'une perturbation associée au métamorphisme grenvillien (tard à post, figure 12). La phase orogénique Rigolet a été définie par Rivers *et al.* (2002) dans la fourchette d'âges allant de 1005 à 980 Ma alors que pour Corriveau (2013), ce serait entre 1000 et 850 Ma. À la lumière de nos résultats géochronologiques sur le métamorphisme, on peut conclure que dans le secteur étudié, le métamorphisme Rigolet s'étend de 1012 à 960 Ma et a touché toutes les roches de la région.

Déformation

Nous possédons une trop faible quantité de données géochronologiques pour bien définir les différentes phases de déformation affectant les lithologies de la région. Par contre, si on associe les déformations aux phases orogéniques définies plus haut ainsi que les observations de terrain, trois phases majeures de déformation ductiles (**D1** à **D3**, figure 12) et une quatrième phase mineure peuvent être définies. Ces phases sont le résultat de plusieurs événements tectoniques qui ont eu lieu principalement du Prégrenvillien au Grenvillien (figure 12).

La déformation **D1** a affecté les unités les plus anciennes (du Labradorien à l'Adirondien). Cette déformation (orogénèse shawinigienne) n'a pas pu être observée, car elle est affectée par les déformations subséquentes.

La déformation **D2** est caractérisée par des plis P2 isoclinaux et par une foliation ou une gneissosité (G2) de plan axial. Cette structure planaire donne le grain structural de la région qui est généralement d'une orientation N-S à NE-SW (354° à 30°) à pendage modéré (30° à 50°) vers l'est, et est générée par des contraintes principalement d'orientation NW-SE. Toutes les linéations (minérales ou d'étirement) mesurées dans les lithologies de la région plongent vers l'est et semblent être associées à un seul événement majeur entre 1088 à 1020 Ma (phase ottawienne, D2). Une phase d'expansion plutonique favorisant la mise en place de la Syénite de Bourguet à 1038 Ma, est observée dans cet événement. Sur le terrain, cette intrusion montre une faible déformation ductile. Ceci est dû soit à son caractère syndéformationnel et/ou à sa rigidité. En général, les contraintes de déformation qu'elle a subie sont de direction NW-SE à N-S.

La déformation **D3**, caractérisée par des plis ouverts (P3), est observée principalement dans les paragneiss du Complexe de Wabash. Ces plis ont une direction générale E-W avec des pendages modérés à vergence NE. Une fabrique planaire (G3, gneissosité) non pénétrative est associée à cette déformation. Cette dernière, surtout reliée aux structures d'orientation WNW-ESE, est considérée comme tardi- à post-grenvillienne.

Une phase d'expansion plutonique favorisant la mise en place des syénites de Core et de Bouvreuil entre 1014 et 1009 Ma serait plutôt présente dans un intervalle entre les orogénèses ottawienne et Rigolet (figure 12), ce qui correspondrait à un environnement tectonique anorogénique (extension).

Le Couloir de cisaillement de Swamp (figure 9) est coupé par un dyke de la Syénite de Bouvreuil (1009 ± 3 Ma), il est donc antérieur à 1009 Ma.. Il est plus jeune que 1382 Ma,

qui est l'âge de la Suite magmatique de Lacoste qu'il traverse. Il est fort probable que ce cisaillement ainsi que les autres qui lui sont parallèles à subparallèles soient actifs lors de la déformation D2 (orogénèse ottawienne).

La déformation **D4**, moins importante, a affecté presque toutes les roches de la région. Elle est associée à la formation de plusieurs failles ductiles et cassantes avec ou sans mouvement.

Géochimie

La géochimie a permis de caractériser les environnements de mise en place des suites plutoniques de Dugré et de Hibbard ainsi que de la Suite magmatique de Lacoste. La majorité de ces roches ont une chimie compatible avec un environnement d'arc volcanique et quelques roches, plus alcalines, laissent supposer un environnement intraplaque à la fin des accrétions de ces suites. Les intrusions syénitiques sont clairement alcalines et se mettent en place dans un environnement anorogénique. Par contre, il y a suffisamment de différences géochimiques entre les intrusions pour pouvoir les séparer et supposer qu'elles proviennent de différentes injections magmatiques.

Les roches du Complexe de Wabash, malgré leurs hétérogénéités, semblent faiblement altérées. Seuls quelques échantillons montrent des altérations plus prononcées, de type potassique ou calcique. Les roches mafiques et ultramafiques de la Suite de Roc sont pour la majorité d'affinité tholéiitique, alors que les Intrusions ultramafiques de Suzor sont ultrapotassiques. Les analyses minéralogiques des glimmérites des Intrusions ultramafiques de Suzor démontrent que ces gîtes ont des caractéristiques chimiques différentes. Ces différences sont probablement initialement présentes dans les magmas qui ont mené à la cristallisation de chaque gîte.

Métallogénie

La région recèle un potentiel minéral varié. En effet, huit types de minéralisation ont été identifiés durant les travaux de terrain : 1) minéralisations en Cu dans les métasédiments; 2) minéralisations en Cu-Ni magmatique; 3) minéralisations en Zn; 4) minéralisations magmatiques en terres rares dans les pegmatites granitiques; 5) minéralisations en phosphore (apatite) dans des roches mafiques; 6) minéralisations en graphite dans les paragneiss; 7) minéraux industriels représentés par la phlogopite dans les glimmérites, et 8) pierre architecturale dans une syénite mégacristique.

RÉFÉRENCES

- BANCROFT, J.A., 1916 – Rapport sur les gisements de cuivre des Cantons-de-l'Est de la province de Québec. Service des Mines, Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec. AP 1916-01, 267 pages, 1 carte à l'échelle 1/500 000.
- BEAULIEU, P., 2003 – Rapport de travaux d'exploration simplifiée, Projet Abeille. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 60432, 39 pages, 2 plans.
- BECKER, H. – WENZEL, T. – VOLKER, F., 1999 – Geochemistry of glimmerite veins in peridotites from Lower Austria implications for the origin of K-rich magmas in collision zones. *Journal of Petrology*; volume 40, pages 315-338.
- BENAHMED, S. – INTISSAR, R. – THÉRIAULT, R., 2014 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur du réservoir Gouin, Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, DP 2014-04, 9 pages, 42 cartes à l'échelle 1/50 000.
- BENOIT, F.W., 1972 – North Group Geology – Suzorite Project. Benoit et Associés, Services Professionnels. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; Québec, GM 28224, 5 pages.
- BOGGS, K.J.E. – CORRIVEAU, L., 2004 – Granulite-facies *P-Tt* paths and the influence of retrograde cation diffusion during polyphase orogenesis, western Grenville Province, Quebec. In: *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*. Edited by: R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland and M.J. Bartholomew. Geological Society of America, Memoir 197, pages 35-64.
- BONNET, A. – CORRIVEAU, L., 2007 – Atlas et outils de reconnaissance de système hydrothermaux métamorphisés dans les terrains gneissiques. Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-type, District metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, editor: W.D. Goodfellow. Geological Association of Canada, mineral deposits division, Special Publication 5, pages 1035-1049.
- CARR, S. – MCMULLEN, S., 2000 – Geologic transect through parts of the Central Gneiss belt (Muskoka Domain), the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone and the Bancroft shear zone in the Barry's Bay – Bark Lake – Papineau Lake – Maynooth – Gooderham region of the Ontario Grenville. *Friends of Grenville Field Trip Guide*, (September 29-October 1, 2000), Carleton University, Ottawa, Ontario.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two contrasting granite types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CHRISTOPHER, I. C., 1958 – Geological report. American Mines and Minerals Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 06329, 7 pages, un plan.
- CORRIVEAU, L., 2013 – Architecture des 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, 252 pages, un CD-ROM.
- CORRIVEAU, L. – GORTON, M., 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*, volume 113, pages 262-279.
- CORRIVEAU, L. – 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*, volume 37, pages 253-269.
- COX, K.G. – BELL, J.D. – PANKHURST, R.J., 1979 – *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin; 450 pages.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – NANTEL, S. – DION, C. – SAPPIN, A., 2009 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et de Churchill en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2009-03, 32 pages.
- DAVY, J., 2009 – 2007 and 2008 Exploration program on the Pump Lake property (NioGold; Mining Corporation). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64199, 350 pages.
- DEWEY, J.F. – BURKE, K., 1973 – Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *Journal of Geology*, volume 81, no. 6, pages 683-692. doi:10.1029/JB075i014p02625
- DYMEK, R.F. – OWENS, B.E., 2001 – Petrogenesis of Apatite-rich rocks (nelsonite and oxide-apatite gabbro-norite) associated with massif anorthosites. *Economic Geology*; volume 96, pages 797-815.
- FAESSLER, C., 1937a – Région de Suzor-Letondal, comtés de Laviolette, Saint-Maurice et Abitibi. Ministère des Mines et des Pêches, Services des Mines du Québec. RASM 1936-B2, pages 25-39, 1 carte à l'échelle 1/63 360.
- FAESSLER, C., 1937b – Rapport de visite de claims. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 07173, 2 pages.
- FAESSLER, C., 1939 – The stock of «suzorite» in Suzor Township, Québec – University of Toronto Studies, Geological Series. Toronto, volume 42, pages 42-52.
- FOLEY, S.F. – VENTURELLI, G. – GREEN, D.H. – TOSCANI, L., 1987 – The utrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Sciences Reviews*, volume 24, pages 81-134.
- FRIEDMAN R.M. – MARTIGNOLE, J., 2000 – Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences* volume 32, no. 12, pages 2130-2114.
- GAUDREAU, Y. – PITRE, R., 1981 – Preliminary report on Guenette lake property suzorite mica. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 37853, 22 pages.
- GÉLINAS, L., 1973 – Petrographic study of Suzorite Mica Deposits from Suzor TWP. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 28223, 11 pages.
- GIRARD, R. – MOORHEAD, J., 1994 – Géologie de la région de Press-Clova : Phase 2 de 3 et 3 de 3, Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-34, 39 pages, 1 carte.

- GIRARD, R. – BIRCKETT, T.C. – MOORHEAD, J. – MARCHILDON, N., 1993 – Géologie de la région de Press-Clova, Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-04, 58 pages, 7 plans.
- GOBEIL, A. – BRISEBOIS, D. – CLARK, T. – VERPAELST, P. – MADORE, L. – WODICKA, N. – CHEVE, S., 2003 – Géologie de la moyenne Côte-Nord. *Dans* : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville. Édité par : D. Brisebois and T. Clark. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03, pages 9-57.
- GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in Eastern Labrador, Canada. *In*: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. T.S. Brewer (editor). Geological Society, Special Publication, volume 112, pages 197-218.
- GOWER, C.F. – KROGH, T.E., 2002 – A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the Eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 39, pages 795-829.
- GOWER, C.F. – TUCKER, R.D., 1994 – The distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenville Province: implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14. *Geology*, volume 22, pages 827-830.
- GOWER, C.F. – KAMO, S. – KROGH, E.T., 2008 – Indentor tectonism in the eastern Grenville Province. *Precambrian Research*; volume 167, pages 201-212.
- HÉBERT, C., 2012 – Potentiel minier du secteur sud du réservoir Gouin. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66595, 17 pages.
- HÉBERT, C. – NANTEL, S., 1999 – Géologie de la région de l'Ascension (SNRC 31J10). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 33 pages, 1 carte à l'échelle 1/50 000.
- HÉBERT, C. – CADIEUX, A.M. – van BREEMEN, O., 2009 – Région du réservoir Pipmuacan, SNRC 22E, synthèse géologique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RG 2009-01, 56 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.
- HÉBERT, C. – CHOINIÈRE, J. – NANTEL, S. – LACOSTE, P., 1997 – Zinc : Région de l'Ascension, SNRC 31J10. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 97-01, 6 pages.
- HUTCHISON, C.S., 1974 – Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. New York: John Wiley & Sons, 558 pages.
- HUTCHISON, C.S., 1975 – The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweizerische mineralogische und petrografische Mitteilungen*; volume 55, pages 243-256.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-546.
- JACOB, H.L., 1987 – Inventaire des gisements de minéraux industriels offrant un potentiel pour la production de charges minérales. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 87-43, 72 pages.
- JAFFEY, A.H. – FLYNN, K.F. – GLENDENIN, L.E. – BENTLEY, W.C. – ESSLING, A.M., 1971 – Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review*, volume 4, no. 5, pages 1889-1906.
- KRASNOVA, N.I., 2001 – The Kovdor phlogopite deposit, Kola Peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, volume 39, pages 33-44.
- LABBÉ, J.-Y., 2009 – Nouvelles données géochimiques de sédiments de fond de lac dans la partie occidentale du Grenville québécois : secteurs de Val-d'Or, Chibougamau et La Tuque. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 2009-03, 8 pages.
- LACOSTE, P., 2000 – Géologie de la région de Ferme-Neuve (SNRC 31J11). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-01, 35 pages, une carte à l'échelle 1/50 000.
- LALONDE, J.P., 1997 – Géochimie des sédiments de lacs, région de Parent. Travaux réalisés dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 96-42, 17 pages, 13 plans.
- LARGE, R.R. – GEMMELL, J.B. – PAULICK, H. – HUSTON, D.L., 2001. – 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*, volume 96, pages 957-971.
- LARSEN, E.S. – PARDEE, J.T., 1929 – The stock of alkaline rocks near Libby, Montana. *Journal of Geology*. Chicago, volume 37, pages 97-112.
- LAURIN, A.F., 1965 – Le Bassin du réservoir Gouin. Comtés d'Abitibi-Est et de Lavolette. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 130, 31 pages, 1 carte à l'échelle 1/253 440 (4 milles au pouce).
- LEAKE, B.E. – WOOLLEY, A.R. – ARPS, C.E.S. – BIRCH, W.D. – GILBERT, M.C. – GRICE, J.D. – HAWTHORNE, F.C. – KATO, A. – KISCH, H.J. – KRIVOVICHEV, V.G. – LINTHOUT, K. – LAIRD, J. – MANDARINO, J.A. – MARESCH, W.V. – NICKEL, E.H. – ROCK, N.M.S. – SCHUMACHER, J.C. – SMITH, D.C. – STEPHENSON, N.C.N. – UNGARETTI, L. – WHITTAKER, E.J.W. – GUO, Y.Z., 1997 – Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, volume 35, pages 219-246.
- LEE, S.M., 1970 – Geology of the Casey-East area, Champlain county, Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 147, 12 pages, 1 carte à l'échelle 1/2 mille au pouce.
- LEE, S.M., 1972 – Geology of the Casey-West area, Champlain county, Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 101, 21 pages, 1 carte à l'échelle 1/2 mille au pouce.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARLEAU, R.A., 1971 – Comprehensive report on the Parent Mica Deposit, Lamy TWP, Champlain CTY, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 27489, 52 pages, 2 plans.
- MARLEAU, R.A., 1976 – Report on the Wappos Mica Deposit, Dandurand TWP, Champlain CTY, Québec, Canada. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 32536, 24 pages.

- MARLEAU, R.A., 1980 – Corrélation lithologique et magnéto-métrique, propriété Siscoe. Lavolette Minning and Metallurgy (1960). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 36494, 10 pages, 1 plan.
- MARTIGNOLE, J., 1974 – L'évolution magmatique du Complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 44, pages 117-137.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- MERN, 2014 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale. Travaux géoscientifiques 2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; Pro 2014-01, 8 pages.
- MORIMOTO, N., 1988 – Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, volume 73, pages 1123-1133.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – GOBEIL, A. – DAVID, J., 2009 – Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-03, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – CLARK, T. – BLOUIN, S. – INDARES, A. – DAVIS, D.W., 2013a – Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord (22K14, 22K15, 22K16, 22N02 et 22N03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-01, 44 pages, 1 carte à l'échelle 1/125 000 et 5 cartes au 1/50 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – INDARES, A. – BELKACIM, S., 2013b – Géologie de la région septentrionale du réservoir aux Outardes 4, Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-03, 31 pages, 1 carte à l'échelle 1/125 000 et 5 cartes au 1/50 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – BELKACIM, S. – ELBASBAS, A. – AUGLAND, L.E., 2014 – Géologie de la région du lac Okaopéo, Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2014-03, 33 pages, 6 cartes à l'échelle 1/50 000 et une carte au 125 000.
- NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 1994 – Do the 1,45-1,39 Montauban Group and La Bostonais Complex constitute a Grenvillian accreted terrane? In: *Programme with Abstract. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada*; volume 19, page A81.
- NANTEL, S., 2002 – Carte de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, et lexique des unités lithodémiques. *Dans : Études en cours 2001-2002*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV-2002-12, pages 15-26.
- 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. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; DV 2008-04, 20 pages, une carte à l'échelle 1/100 000.
- NANTEL, S. – GIROUX, F., 2005 – Géologie de la région du lac Pine, partie sud (31O02). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2004-03, 31 pages, une carte à l'échelle 1/50 000.
- NANTEL, S. – LACOSTE, P., 2005 – Géologie de la région du lac Pine, partie nord (31O02) et du lac Adonis (31O07). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2005-03, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/50 000.
- NANTEL, S., – GIGUÈRE, E. – CLARK, T., 2004 – Géologie de la région du lac Duplessis (31O06). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2003-01, 51 pages, 1 carte à l'échelle 1/50 000.
- NELSON, K.D., 1992 – Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? *Geology*, volume 20, pages 498-502.
- NESBITT, H.W., 2003 – Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In *Lentz, D.R. (editor), Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Consideration to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geological Association of Canada; volume 4, pages 39-51.
- OSBORNE, F.F., 1935 – Région de Labelle-L'Annonciation. Service des Mines, Québec. RASM 1934-E, 65 pages, 1 carte géologique à l'échelle 1 mille au pouce.
- PATTISON, D.R.M., 2003 – Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase + quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 21, pages 21-34.
- PEARCE, J.A. – NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 69, pages 33-47.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PERREAULT, S. – HEAMAN, L., 2003 – Géologie et géochronologie de la Basse-Côte-Nord (entre Chevery et Blanc Sablon) dans la province géologique de Grenville. *Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*. D. Brisebois and T. Clark (éditeurs). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03, pages 119-145.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- RAJESH, V.J. – ARIMA, M. – SANTOSH, M., 2004 – Dunite, glimmerite and spinellite in achankovil shear zone, South India: implications for highly potassic CO₂-rich melt influx along an intra-continental shear zone. *Gondwana Research*; volume 7, pages 961-974.
- RIEDER, M. – CAVAZZINI, G. – D'YAKONOV, Y. S. – FRANK-KAMENETSKII, V.A. – GOTTARDI, G. – GUGGENHEIM, S. – KOVAL, P.V. – MÜLLER, G. – NEIVA, A.M.R. – RADOSLOVICH, E.W. – ROBERT, J.-L. – SASSI, F.P. – TAKEDA, H. – WEISS Z. – WONES, D.R., 1998. – Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*; volume 36, pages 905-912.
- RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, volume 86: pages 117-154.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonics division of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- RIVERS, T. – KETCHUM, J. – INDARES, A. – HYNES, A., 2002 – The high pressure belt in the Grenville Province : architecture, timing, and exhumation; *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 39, pages 867-893.

- RIVERS, T. – CULSHAW, N. – HYNES, A. – INDARES, A. – JAMIESON, R. – MARTIGNOLE, J., 2012 – The Grenville Orogen – A post-LITHOPROBE perspective. Chapter 3, *Dans : Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*. Editors: J.A. Percival, F.A. Cook, and R.M. Clowes. Geological Association of Canada, Special Paper 49, pages 97-236.
- RONDOT, J., 1978 – Région du Saint-Maurice, Ministère des Ressources naturelles, Québec; DPV 594, 91 pages, 2 cartes à l'échelle 1/100 000.
- SCHMITZ, M. D. - SCHOENE, B., 2007 - Derivation of isotope ratios, errors, and error correlations for U-Pb geochronology using ^{205}Pb - ^{235}U -(^{233}U)-spiked isotope dilution thermal ionization mass spectrometric data. *Geochemistry Geophysics Geosystems (G³)*. An Electronic Journal of the Earth Sciences, AGU and the Geochemical Society, volume 8, numéro 8, 20 pages.
- STOREY, C.C. – VOS, M.A., 1981 – Industrial minerals of the Pembroke-Renfrew area; Part 1: Marble. Ontario Geological Survey; Mineral Deposits; Circular 21, 129 pages.
- STRECKEISEN A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- TAYLOR, S.R. – MCLENNAN, S.M., 1985 – The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pages.
- TRAPY, P.H. – GERVAIS, F. – CORRIVEAU, L. – MOUKHSIL, A., 2015 – La modélisation pétrogénétique des gîtes d'oxydes de fer à cuivre-or comme outil d'exploration dans les terrains de haut grade métamorphique : application à la zone de Parent (Haute-Mauricie, Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2015-05, 52 pages.
- TRÉPANIÉ, S., 2011 – Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07, 209 pages.
- TUCKER, R.D. – GOWER, C.F., 1994 – A U-Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador. *Journal of Geology*, volume 102, pages 67-78.
- WODICKA, N. – DAVID, J. – PARENT, M. – GOBEIL, A. – VERPAELST, P., 2003 – Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles-Natashquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord. *Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*. Édité par : D. Brisebois et T. Clark. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, DV2002-03, pages 59–117.
- WODICKA, N. – CORRIVEAU, L. – STERN, R.A., 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, Quebec. *Dans : Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*. Editors: R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland and M.J. Bartholomew. Geological Society of America, Memoir 197, pages. 243-266.
- WYNNE-EDWARDS, H. H., 1966 – Mont Laurier and Kempt Lake Map-Areas, Québec – A preliminary report on the Grenville Project. Geological Survey of Canada, Paper 66-32, 32 pages, 1 map at 1/253 440 scale (4 miles to the inch).

ANNEXE 1 – Photographies



PHOTO 1 - Opdalite foliée à gneissique, Suite plutonique de Dugré (pPdue2), affleurement 14-AM-193.



PHOTO 2 - Opdalite gneissique et rubanée, Suite plutonique de Hibbard (mPhid2), affleurement 14-AM-014.



PHOTO 3 - Gneiss granitique, Suite magmatique de Lacoste (pPlac11), affleurement 14-FS-1037A.



PHOTO 4 - Syénite mégacristique à phénocristaux de feldspath potassique, Syénite de Bourguet (mPbog1), affleurement 14-AM-007A.



PHOTO 5 - Syénite grise et rose montrant des figures de mélange de magma. Syénite de Core (mPcoe), affleurement 14-TC-5015.



PHOTO 6 - Dyke de syénite rose saumon (mPbul) coupant le couloir de déformation de Swamp dans la Suite magmatique de Lacoste, affleurement 14-FS-1034.

ANNEXE 1 – Photographies (suite).

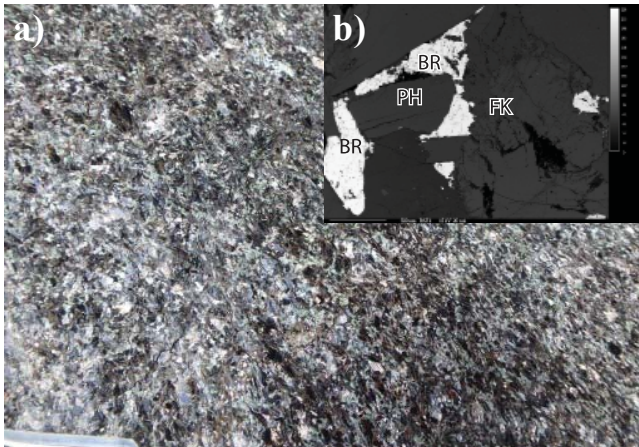


PHOTO 7 - a) Vue macroscopique de la glimmérite à phlogopite (PH) de la mine du lac Letondal; b) la barytine (BR) en microcristaux ou en inclusions dans le feldspath potassique (FK), affleurement 14-SB-6165A.

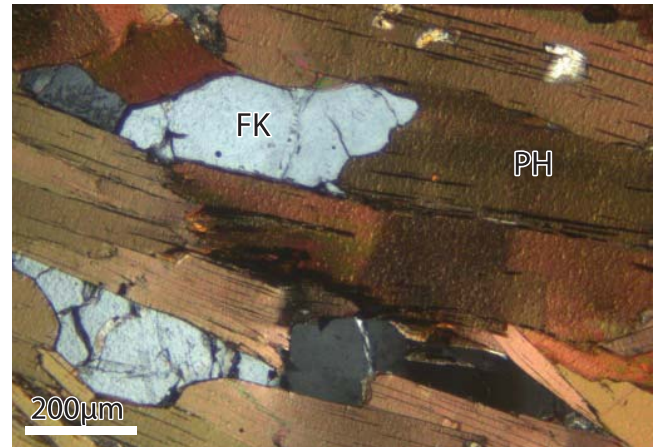


PHOTO 8 - Photomicrographie de la glimmérite à phlogopite (PH) et à feldspath potassique (FK) de la mine Siscoe, affleurement 14-SB-6167A.

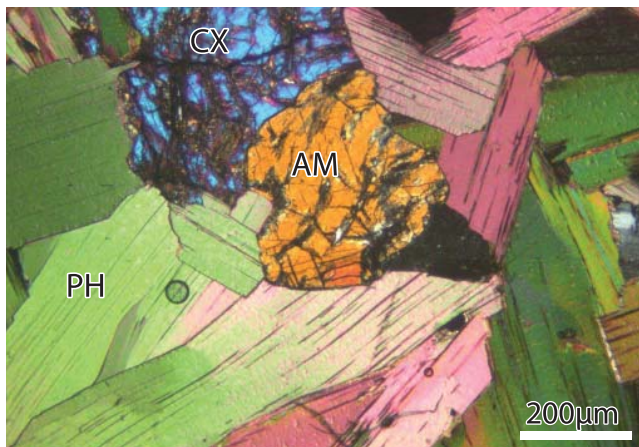


PHOTO 9 - Photomicrographie de la glimmérite à phlogopite (PH), à amphibole (AM) et à clinopyroxène (CX) du gîte Mica Lamy, affleurement 14-SB-6135B.

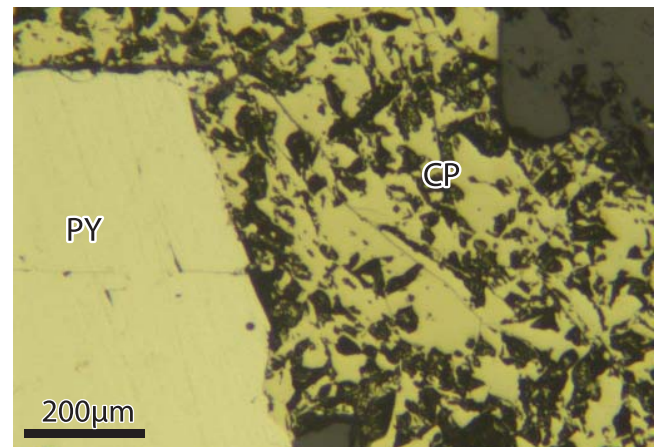


PHOTO 10 - Photomicrographie provenant de la zone silicifiée et minéralisée à chalcopyrite (CP) et à pyrite (PY) de l'indice Manouane, affleurement 14-PA-3067G.



PHOTO 11 - Veinules à sulfures (PY : pyrite; PO : pyrrhotite; MO : molybdénite) dans l'enderbite de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). Indice Dumais, affleurement 14-SB-6132E.

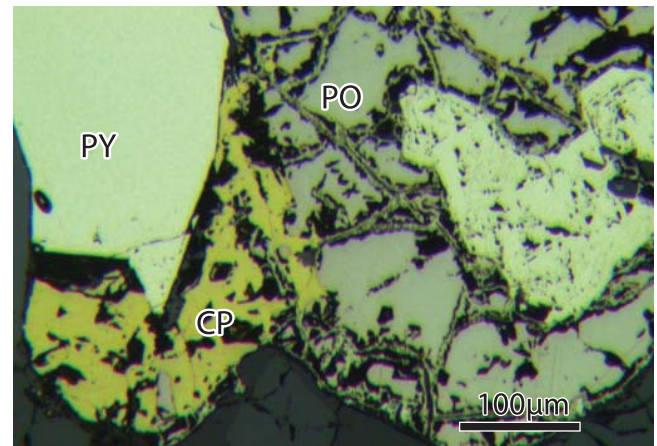


PHOTO 12 - Photomicrographie du niveau à sulfures de l'indice 14-AM-295E (PO : pyrrhotite; CP : chalcopyrite; PY : pyrite), affleurement 14-AM-295E.

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).

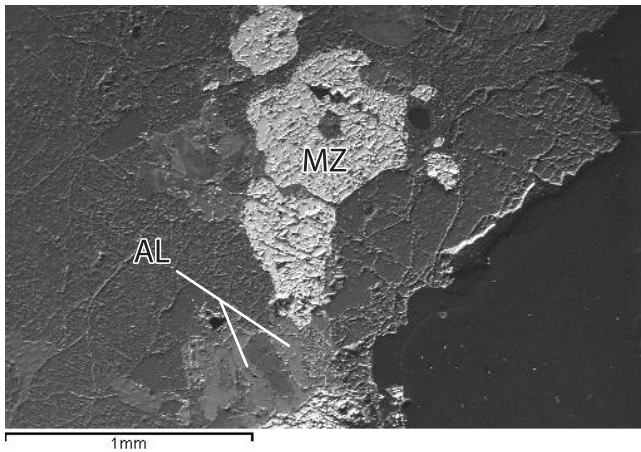


PHOTO 13 - Photomicrographie des cristaux de monazite (MZ) et d'allanite (AL) dans la pegmatite granitique de l'indice Raoul, affleurement 14-PA-3097B.



PHOTO 14 - Dyke de pegmatite granitique coupant la charnockite foliée de la Suite plutonique de Hibbard. Indice Haltaparche, affleurement 14-FS-1203B.

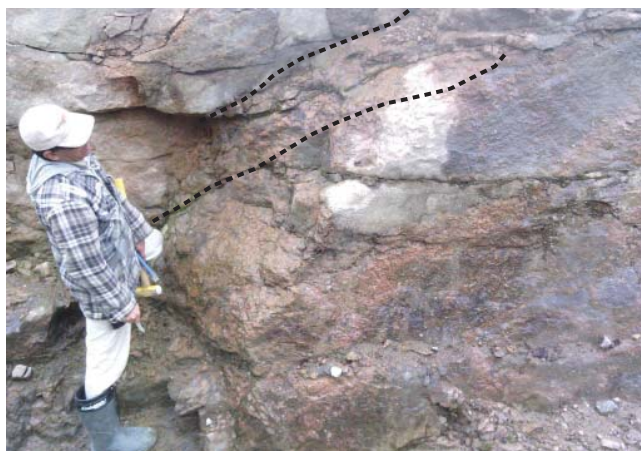


PHOTO 15 - Dyke de pegmatite granitique coupant un granite magnétique, folié à gneissique et granoblastique de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). Indice 14-AM-028B, affleurement 14-AM-028B.

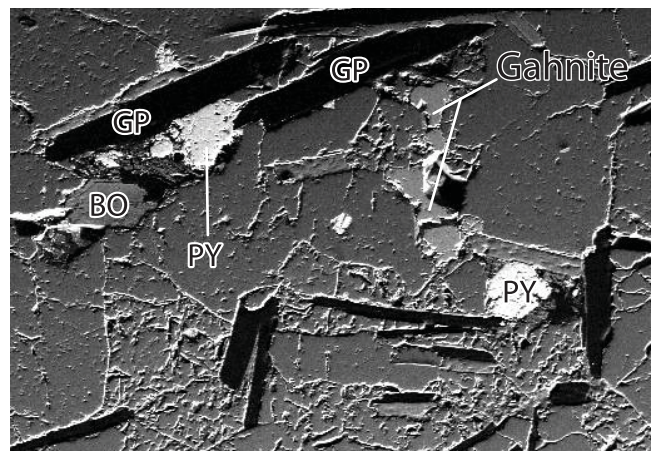


PHOTO 16 - Photomicrographie du paragneiss à graphite (GP), à biotite (BO), à grenat (GR), et à pyrite (PY) du Complexe de Wabash. Notez la présence des microcristaux de gahnite. Indice Fourchu, affleurement 14-FS-1214A.



PHOTO 17 - Paragneiss rouillé à grenat, sillimanite, biotite et graphite. Indice Wilbo, affleurement 14-AM-05A.

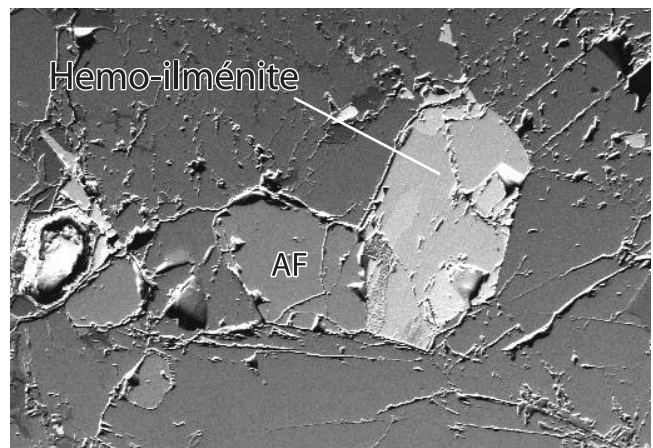


PHOTO 18 - Photomicrographie du gabbro-norite de la Syénite de Bourguet, à hemo-ilménite et fluorapatite (AF). Cible Lajoie, affleurement 14-TC-5021A.

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 2 - Analyses à la microsonde des clinopyroxènes. Les cations ont été calculés pour une formule basée sur 6 oxygènes.

[illegible]

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 3 - Analyses à la microsonde des feldspaths potassiques. Les cations ont été calculés pour une formule basée sur 8 oxygènes.

Gîte	Mine Siscoe								Dépôt Wapoos								Mine du Lac Letondal							
Affleurement	14-SB-6167A								14-TC-5122A								14-SB-6165A							
Numéro d'analyse	4-1	4-2	5-2	5-3	8-1	8-2	12-1	12-2	2-1	2-2	3-3	7-1	7-2	8-1	2-1	3-2	3-3	5-1	5-2	7-1	7-3			
SiO ₂ (% poids)	65,22	64,90	65,54	64,64	64,02	64,93	64,87	64,80	62,55	62,31	62,21	62,13	62,32	62,00	63,99	64,01	64,42	63,37	63,66	64,11	63,30			
TiO ₂ (% poids)	0,00	0,04	0,09	0,07	0,09	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,07	0,03	0,00	0,05	0,05	0,01	0,00	0,05			
Al ₂ O ₃ (% poids)	18,75	18,58	18,77	18,70	18,50	18,62	18,73	18,86	19,68	19,73	19,76	19,68	19,79	19,71	19,25	19,31	19,52	19,10	19,38	19,27	19,19			
MgO (% poids)	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01			
CaO (% poids)	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03			
MnO (% poids)	0,02	0,00	0,03	0,05	0,04	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05			
FeO (% poids)	0,21	0,25	0,23	0,31	0,24	0,21	0,19	0,21	0,06	0,03	0,09	0,05	0,06	0,02	0,06	0,08	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07			
SrO (% poids)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,67	0,78	0,42	0,51	0,29	0,00	0,05	0,12	0,11	0,16	0,00	0,00			
BaO (% poids)	0,72	0,65	0,72	0,74	0,61	0,70	0,78	0,69	4,02	4,05	3,85	3,90	4,01	4,04	2,12	2,29	2,75	2,33	2,83	2,42	2,94			
Na ₂ O (% poids)	3,25	1,71	3,16	1,95	0,79	1,45	2,56	1,82	3,86	4,10	3,84	2,79	3,48	2,66	4,25	4,31	5,16	4,04	3,98	3,85	3,00			
K ₂ O (% poids)	11,86	14,06	11,99	13,49	15,17	14,54	12,82	13,92	9,04	8,83	9,20	10,78	9,73	11,17	9,79	9,42	8,16	9,87	9,73	10,09	11,25			
Total	100,04	100,20	100,54	99,98	99,51	100,47	99,99	100,34	99,71	99,79	99,80	99,80	99,94	100,07	99,51	99,51	100,29	98,93	99,86	99,85	99,89			
Cations basés sur 8 O																								
Si	2,99	2,99	2,99	2,98	2,98	2,99	2,98	2,98	2,92	2,91	2,91	2,92	2,91	2,91	2,95	2,95	2,95	2,95	2,94	2,96	2,95			
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Al	1,01	1,01	1,01	1,02	1,02	1,01	1,02	1,02	1,08	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,05	1,05	1,05	1,05	1,06	1,05	1,05			
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05			
Na	0,29	0,15	0,28	0,17	0,07	0,13	0,23	0,16	0,35	0,37	0,35	0,25	0,32	0,24	0,38	0,39	0,46	0,37	0,36	0,34	0,27			
K	0,69	0,83	0,70	0,79	0,90	0,85	0,75	0,82	0,54	0,53	0,55	0,65	0,58	0,67	0,58	0,56	0,48	0,59	0,57	0,59	0,67			
An mol (%)	0,01	0,00	0,05	0,11	0,19	0,00	0,02	0,00	0,29	0,28	0,26	0,11	0,18	0,06	0,06	0,16	0,16	0,00	0,09	0,10	0,15			
Ab mol (%)	29,39	15,61	28,57	17,97	7,29	13,18	23,29	16,57	39,28	41,29	38,70	28,18	35,15	26,54	39,76	40,96	48,93	38,33	38,29	36,63	28,77			
Or mol (%)	70,60	84,39	71,38	81,92	92,52	86,82	76,69	83,43	60,43	58,43	61,04	71,71	64,67	73,40	60,18	58,88	50,91	61,67	61,62	63,27	71,08			

TABLEAU 4 - Analyses à la microsonde des amphiboles. Les cations ont été calculés pour une formule basée sur 23 oxygènes.

Gîte	Mica Lamy												Dépôt Wapoos			
Affleurement	14-SB-6135B												14-TC-5122A			
Numéro d'analyse	2-1	2-2	3-1	3-3	4-1	5-1	6-1	7-2	8-1	9-1	10-1	8-2	8-3			
SiO ₂ (% poids)	53,76	53,85	53,64	53,53	53,77	53,42	53,77	53,73	55,93	54,06	55,15	53,02	53,08			
TiO ₂ (% poids)	0,44	0,43	0,49	0,55	0,27	0,44	0,29	0,44	0,19	0,41	0,20	0,55	0,58			
Al ₂ O ₃ (% poids)	3,51	3,39	3,80	4,10	3,96	4,23	3,70	3,68	1,93	3,48	2,78	4,71	4,60			
Cr ₂ O ₃ (% poids)	0,32	0,21	0,33	0,35	0,37	0,30	0,29	0,50	0,25	0,31	0,20	0,17	0,27			
MgO (% poids)	20,69	20,63	20,87	20,69	20,57	20,72	20,70	19,87	21,83	20,86	21,33	20,33	20,35			
CaO (% poids)	12,52	12,56	12,22	12,31	12,67	12,17	12,54	12,53	12,24	12,51	12,57	12,15	12,17			
MnO (% poids)	0,10	0,15	0,11	0,12	0,10	0,10	0,12	0,09	0,16	0,09	0,10	0,12	0,09			
FeO (% poids)	4,94	4,96	5,12	4,85	4,95	5,02	4,77	5,01	4,85	4,69	4,64	5,37	5,57			
CoO (% poids)	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01			
NiO (% poids)	0,01	0,03	0,00	0,04	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,04	0,04	0,01	0,01			
Na ₂ O (% poids)	1,26	1,12	1,32	1,30	1,19	1,34	1,16	1,19	0,92	1,17	0,93	1,43	1,46			
K ₂ O (% poids)	0,49	0,43	0,55	0,53	0,50	0,52	0,46	0,38	0,27	0,46	0,34	0,49	0,49			
H ₂ O (% poids)	1,71	1,60	1,75	1,69	1,64	1,67	1,60	1,76	1,72	1,76	1,72	1,77	1,77			
F	0,89	1,11	0,82	0,94	1,04	0,99	1,12	0,77	0,93	0,80	0,91	0,79	0,80			
F=O	-0,38	-0,47	-0,34	-0,40	-0,44	-0,42	-0,47	-0,32	-0,39	-0,34	-0,38	-0,33	-0,34			
Cl	0,08	0,07	0,08	0,10	0,08	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,05	0,04			
Cl=O	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01			
Total	100,34	100,08	100,72	100,71	100,74	100,60	100,16	99,75	100,90	100,37	100,57	100,61	100,92			
Cations basés sur 23 O																
Si	7,50	7,53	7,46	7,44	7,48	7,44	7,51	7,54	7,71	7,53	7,64	7,39	7,38			
Ti	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02	0,06	0,06			
Al	0,58	0,56	0,62	0,67	0,65	0,69	0,61	0,61	0,31	0,57	0,45	0,77	0,76			
Cr	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03			
Mg	4,31	4,30	4,33	4,29	4,26	4,30	4,31	4,15	4,49	4,33	4,40	4,22	4,22			
Ca	1,87	1,88	1,82	1,83	1,89	1,82	1,88	1,88	1,81	1,87	1,86	1,81	1,81			
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01			
Fe	0,58	0,58	0,60	0,56	0,58	0,59	0,56	0,59	0,56	0,55	0,54	0,63	0,65			
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00			
Na	0,34	0,30	0,36	0,35	0,32	0,36	0,32	0,32	0,25	0,32	0,25	0,39	0,39			
K	0,09	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,05	0,08	0,06	0,09	0,09			

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 5.1 - Résultats analytiques associées aux datations isotopiques (U/Pb sur zircon) des échantillons des suites plutoniques de Dugré (A), de Hibbard (B et C), de la Suite magmatique de Lacoste (D) et de la Suite de Roc (G).

N° de zircon	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	Pb (ppm)	Pbc (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	% err.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	% err.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	% err.	corr. coef.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	2σ ±	²⁰⁶ Pb/U ²³⁸	Disc (%)	
Échantillon A (14TC5108, SNRC 32B02, 510641E, 5328429N)																					
1	1 lrg met ear zr	0,007	123	0,53	37	2,0	7599	0,099698	0,06	3,76903	0,14	0,2742	0,11	0,923	1618,4	1,1	1586,2	1,14	1562,0	1,5	3,5
2	1 lrg met ear zr	0,005	82	0,76	23	1,2	5244	0,094773	0,085	3,20297	0,14	0,2451	0,09	0,813	1523,6	1,6	1457,9	1,09	1413,2	1,2	7,2
3	1 inc clair med ar zr	0,001	189	0,65	64	3,4	1002	0,101497	0,18	4,03577	0,76	0,2884	0,73	0,972	1651,7	3,3	1641,4	6,19	1633,5	10,6	1,1
4	1 petit med met ar euhr zr	0,002	30	0,51	11	9,0	97	0,082379	1,03	2,30363	1,19	0,2028	0,59	0,499	1255	20	1213,4	8,43	1190,4	6,4	5,1
5	1 petit med ar clair zr	0,001	69	0,72	20	1,8	609	0,091744	0,33	3,02551	0,45	0,2392	0,34	0,990	1462,1	6,2	1414,1	3,42	1382,4	4,2	5,5
6	1 met med ar zr	0,006	68	0,36	19	3,2	2097	0,098778	0,15	3,60361	0,21	0,2646	0,13	0,692	1601,2	2,9	1550,3	1,69	1513,3	1,7	5,5
7	1 met zr tip	0,001	95	0,60	33	2,1	840	0,103120	0,14	4,17199	0,22	0,2934	0,22	0,785	1681,0	2,7	1668,5	1,80	1658,6	3,2	1,3
Échantillon B (14-AM-014A, SNRC 31016, 566755E, 5302809N)																					
1	1 euh ear zr	0,012	21	0,79	4	2,1	1311	0,073130	0,57	1,71486	0,62	0,1701	0,19	0,421	1018	11	1014,1	3,97	1012,5	1,7	0,5
2	1 euh ear zr	0,001	271	0,58	73	1,7	2459	0,089921	0,14	3,00417	0,20	0,2423	0,14	0,729	1423,9	2,7	1408,7	1,55	1398,7	1,7	1,8
3	1 euh met ear zr	0,004	92	0,63	23	1,8	2865	0,086047	0,13	2,61367	0,39	0,2203	0,33	0,948	1339,4	2,5	1304,5	2,86	1283,5	3,9	4,2
4	1 euh clair inc med ar zr	0,003	76	0,70	21	3,3	1052	0,089604	0,22	2,95611	0,44	0,2393	0,34	0,865	1417,1	4,2	1396,4	3,30	1382,9	4,2	2,4
5	1 euh ear zr	0,004	193	0,53	50	9,0	1230	0,087887	0,16	2,79839	0,55	0,2309	0,50	0,957	1380,0	3,1	1355,1	4,14	1339,4	6,1	2,9
Échantillon C (14-AM-243A, SNRC 31015, 513711E, 5312246N)																					
1	1 euh, clair, inc ear zr	0,007	58	0,51	13	3,8	1324	0,081637	0,15	2,26849	0,22	0,2015	0,14	0,743	1236,8	2,9	1202,5	1,54	1183,5	1,6	4,3
2	1 euh, clair, inc, ear, zr	0,002	125	0,44	28	2,3	1401	0,083003	0,20	2,37524	0,30	0,2075	0,21	0,742	1269,3	3,9	1235,2	2,15	1215,7	2,3	4,2
3	1 euh, moyen met, inc, ear zr	0,004	85	0,64	20	2,5	1812	0,084054	0,10	2,44918	0,16	0,2113	0,11	0,765	1293,8	2,0	1257,2	1,12	1235,9	1,2	4,5
4	1 euh, clair, inc, ear zr	0,002	68	0,51	18	6,3	283	0,081924	0,37	2,28853	0,57	0,2026	0,38	0,771	1243,8	7,2	1208,8	4,04	1189,3	4,2	4,4
Échantillon D (14-AM-161A, SNRC 31010, 549371E, 5274017N)																					
1	1 lrg met ear zr	0,003	244	0,29	58	2,5	4264	0,086757	0,062	2,78155	0,25	0,2325	0,23	0,972	1355,1	1,2	1350,6	1,89	1347,8	2,8	0,5
2	1 clair, inc, ear euhr zr	0,002	94	0,44	23	1,5	1790	0,086124	0,16	2,72070	0,25	0,2291	0,19	0,764	1341,0	3,2	1334,1	1,89	1329,9	2,3	0,8
3	1 petit euh, très ear zr	0,001	57	0,31	14	1,4	559	0,082550	0,38	2,42724	0,48	0,2133	0,37	0,635	1258,6	7,3	1250,7	3,44	1246,1	4,2	1,0
4	1 petit euh, ear zr	0,002	36	0,31	10	3,1	348	0,085470	0,48	2,67717	0,65	0,2272	0,44	0,676	1326,4	9,3	1322,2	4,83	1319,7	5,2	0,5
5	1 tip ear zr	0,002	127	0,09	30	2,9	1277	0,086562	0,18	2,76651	0,31	0,2318	0,20	0,990	1350,8	3,5	1346,5	2,28	1343,9	2,4	0,5
6	1 euh ear zr	0,002	113	0,40	28	2,3	1415	0,085389	0,22	2,65940	0,32	0,2259	0,23	0,728	1324,4	4,3	1317,3	2,36	1312,9	2,7	0,9
7	1 fragm. de ear euhr zr	0,001	139	0,38	35	1,9	1058	0,085393	0,38	2,70067	0,56	0,2294	0,39	0,732	1324,5	7,4	1328,6	4,15	1331,2	4,7	-0,5
Échantillon G (14-AM-163A, SNRC 31010, 548979E, 5275295N)																					
1	1 lrg clair, inc, trapu, euhr zr	0,007	62	0,39	11	2,6	1806	0,073471	0,11	1,72435	0,18	0,1702	0,11	0,824	1027,0	2,1	1017,6	1,15	1013,3	1,1	1,3
2	1 lr. clair, inc, trapu, euhr zr	0,003	71	0,34	13	3,7	619	0,073430	0,33	1,72989	0,38	0,1709	0,18	0,503	1025,8	6,6	1019,7	2,43	1016,9	1,7	0,9
3	1 lrg clair, inc, trapu, euhr zr	0,003	78	0,40	14	1,4	1783	0,073488	0,21	1,72994	0,26	0,1707	0,13	0,581	1027,4	4,3	1019,7	1,67	1016,1	1,2	1,1
4	1 lrg clair, inc, trapu, euhr zr	0,002	116	0,28	24	8,1	321	0,074356	0,44	1,76283	0,61	0,1719	0,35	0,704	1051,3	8,9	1031,8	3,97	1022,7	3,3	2,7
5	1 lrg clair, inc, trapu, euhr zr	0,002	64	0,39	12	1,1	1283	0,072969	0,28	1,71097	0,44	0,1701	0,20	0,990	1013,1	5,7	1012,6	2,82	1012,4	1,9	0,1
6	1 clair, inc, trapu, euhr zr	0,002	133	0,32	25	3,1	924	0,073528	0,21	1,73693	0,25	0,1713	0,12	0,578	1028,5	4,2	1022,3	1,63	1019,4	1,1	0,9

Abréviations : ar : rapport aspect ; e : élevé; met : métamictic; nm : non mesuré; zr : grain de zircon; euhr : éuhedral; lrg : large; med : médium; extr : extrême; inc : incolore; coef : coefficient; fragm : fragment; tip : terminaison

(a) L'incertitude de la microbalance est de 0,001 mg, (b) U nominal et concentration de Pb totale soumise à des aléas poids.

(c) Rapport modèle Th/U calculé à partir du rapport radiogénique ²⁰⁶Pb/²³⁸U et l'âge ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

(d) Pb* et Pbc représentent le Pb radiogénique et commun; % mol ²⁰⁶Pb* par rapport à radiogénique, vide et Pb initial commun.

(e) Correction pour le fractionnement, 0,14 ‰; ²⁰⁷Pb/²³⁵Pb = 15,55 ± 0,13 ‰; Pb commun; à 2 pg de Pb commun a été supposé être sans procédure :

²⁰⁶Pb/²³²Pb = 18,60 ± ²⁰⁶Pb/²³²Pb = 37,8 ± 0,13 ‰ (toutes les incertitudes 1-sigma). Excès a été affecté à au Pb commun.

(f) Les erreurs sont 2-sigma, selon les algorithmes de Schmitz et Schoene (2007).

(g) Les calculs sont basés sur les constantes de désintégration de Jaffey et al., (1971).

²⁰⁶Pb/²³⁸U et ²⁰⁷Pb/²³⁵Pb : âges corrigés pour déséquilibre initial dans ²³⁰Th/²³²U utilisant Th/U [magma] = 3.

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 5.2 - Résultats analytiques associées aux datations isotopiques (U/Pb sur zircon) des échantillons des syénites de Bourguet (H), de Bouvreuil (I) et de Lortie (J).

N° de zircon	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	Pb (ppm)	Pbc (pg)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% err.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% err.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	% err.	corr. coef.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	$2\sigma \pm$	Disc. (%)
Échantillon H (14-AM-007A, SNRC 32B02, 516641E, 5328616N)																						
1	1 clair, rose, xén, zr	0,002	234	0,24	44	9,5	530	0,0726	0,0726	0,33	1,71188	0,62	0,170983	0,47	0,854	1003,2	6,6	1013,0	3,95	1017,5	4,4	-1,4
2	1 clair, inc euh zr prisme	0,002	199	0,31	36	3,3	1312	0,0727	0,0727	0,22	1,71844	0,46	0,171452	0,36	0,883	1005,4	4,4	1015,4	2,92	1020,1	3,4	-1,5
3	1 clair, rose, xén, zr	0,003	137	0,41	24	1,7	2537	0,0734	0,0734	0,20	1,71294	0,46	0,169223	0,39	0,910	1025,4	4,0	1013,4	2,98	1007,8	3,6	1,7
4	1 clair inc euh zr prisme	0,003	255	0,22	44	6,7	1191	0,0708	0,0708	0,28	1,64463	0,54	0,168402	0,42	0,855	952,7	5,8	987,5	3,42	1003,3	3,9	-5,3
5	1 lg rose met zr	0,004	199	0,31	35	1,8	4679	0,0735	0,0735	0,20	1,73558	0,41	0,171293	0,34	0,990	1027,4	4,0	1021,8	2,67	1019,2	3,2	0,8
6	1 clair, rose, xén, zr	0,001	278	0,31	51	3,0	1014	0,0739	0,0739	0,25	1,76211	0,45	0,172965	0,34	0,835	1038,4	5,1	1031,6	2,95	1028,4	3,2	1,0
7	1 euh met trapu zr prisme	0,001	261	0,23	47	3,1	901	0,0743	0,0743	0,21	1,75118	0,46	0,170979	0,37	0,887	1049,1	4,3	1027,6	2,96	1017,5	3,5	3,0
8	1 lg met zr tip	0,002	101	0,26	18	2,5	878	0,0743	0,0743	0,25	1,73743	0,44	0,169582	0,33	0,832	1049,8	5,0	1022,5	2,84	1009,8	3,1	3,8
9	1 rose clair zr prisme	0,001	281	0,37	54	3,9	801	0,0754	0,0754	0,28	1,82704	0,50	0,175741	0,37	0,837	1079,2	5,5	1055,2	3,26	1043,7	3,6	3,3
10	1 rose clair zr prisme	0,001	239	0,30	43	1,7	1517	0,0739	0,0739	0,11	1,75799	0,39	0,172630	0,33	0,966	1037,6	2,2	1030,1	2,50	1026,6	3,1	1,1
11	1 petit met. euh zr prisme	0,001	76	0,29	14	1,1	764	0,0724	0,0724	0,53	1,71682	0,67	0,171915	0,38	0,620	998	11	1014,8	4,33	1022,7	3,6	-2,5
Échantillon I (14-TC-5016A, SNRC 31O10, 530433E, 5275940N)																						
1	1 euh met ear zr	0,048	89	0,81	17	3,6	12313	0,0727	0,0727	0,08	1,68048	0,14	0,167738	0,09	0,852	1004,5	1,6	1001,2	0,88	999,6	0,8	0,5
2	1 euh moyen met ear zr	0,013	103	0,43	19	13,8	1019	0,0728	0,0728	0,16	1,69188	0,22	0,168510	0,12	0,694	1008,9	3,3	1005,5	1,41	1003,9	1,1	0,5
3	1 euh moyen met med ar zr	0,021	75	0,73	14	4,2	3858	0,0725	0,0725	0,10	1,63772	0,15	0,163877	0,08	0,775	999,5	2,0	984,8	0,94	978,3	0,8	2,1
4	1 euh clair inc med ar zr	0,008	156	0,74	29	6,8	1867	0,0721	0,0721	0,46	1,62413	0,63	0,163391	0,38	0,680	988,7	9,4	979,6	3,94	975,6	3,5	1,3
5	1 euh claire inc ear zr	0,001	290	0,78	60	5,1	608	0,0725	0,0725	0,40	1,67075	0,55	0,167079	0,31	0,990	1000,7	8,2	997,5	3,50	996,0	2,9	0,5
6	1 euh met ear zr	0,005	213	0,95	43	4,3	2555	0,0727	0,0727	0,07	1,67520	0,14	0,167021	0,09	0,894	1006,8	1,4	999,2	0,86	995,7	0,8	1,1
7	1 euh met ear zr	0,004	109	0,96	23	6,1	753	0,0727	0,0727	0,37	1,68721	0,47	0,168226	0,26	0,627	1006,7	7,4	1003,7	2,98	1002,3	2,5	0,4
Échantillon J (14-FS-1029, SNRC 31O09, 560710E, 5266540N)																						
1	1 lg rose clair fragm zr	0,028	28	0,69	5	5,9	1381	0,0731	0,0731	1,1	1,68501	1,5	0,16711	1,0	0,667	1014	23	995,2	9,49	986,9	9,6	2,6
2	1 lg rose clair fragm zr	0,007	15	0,66	3	3,5	321	0,0730	0,0730	0,43	1,69062	0,45	0,16805	0,21	0,309	1017,6	8,7	1002,9	2,85	996,1	1,9	2,1
3	1 lg rose clair fragm zr	0,013	37	0,63	7	2,8	1834	0,0722	0,0722	0,21	1,63149	0,29	0,16380	0,17	0,676	1013,0	4,3	1005,0	1,82	1001,3	1,6	1,2
4	1 lg rose clair fragm zr	0,005	65	0,52	12	2,3	1456	0,0727	0,0727	0,35	1,67528	0,86	0,16711	0,79	0,915	992,8	7,1	982,4	5,44	977,9	7,1	1,5
5	1 lg rose clair fragm zr	0,033	18	0,69	3	4,4	1407	0,0730	0,0730	0,16	1,68099	0,40	0,16711	0,32	0,990	1005,9	3,3	999,2	2,53	996,2	3,0	1,0
6	1 lg rose clair fragm zr	0,006	30	0,54	6	3,0	635	0,073	0,073	0,39	1,681	0,47	0,167	0,22	0,564	1012,8	8,0	1001,4	3,02	996,2	2,1	1,6

Abréviations : ar : rapport aspect ; e : élevé ; nm : non mesuré ; zr : grain de zircon ; euh : euhédral ; xéno : xénomorphe ; lg : large ; extr : extrême ; inc : incolore ; coef : coefficient ; fragm : fragment, tip : terminaison

(a) L'incertitude de la microbalance est de 0,001 mg. (b) U nominale et concentration de Pb totale soumise à des aléas poids.

(c) Rapport modèle Th/U calculé à partir du rapport radiogénique $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

(d) Pb* et Pbc représentent le Pb radiogénique et commun ; % mol ^{206}Pb par rapport à radiogénique, vide et Pb initial commun. (e) correction pour le fractionnement. 0,14 % ; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 15,55 \pm 0,13$ % ;

(f) Pb commun ; à 2 pg de Pb commun a été supposé être sans procédure : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,60 \pm 0,13$ % (toutes les incertitudes 1-sigma). L'excès a été affecté au Pb commun.

(g) Les erreurs sont 2-sigma, selon les algorithmes de Schmitz et Schoene (2007).

(h) Les calculs sont basés sur les constantes de désintégration de Jaffey *et al.* (1971). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$: âges corrigés pour déséquilibre initial dans $^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ utilisant Th/U [magma] = 3.

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 6.1 - Résultats analytiques associées aux datations isotopiques (U/Pb sur zircon) des échantillons des syénites de Bourguet (H), de Bouvreuil (I) et de Lortie (J).

N°	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	Corr.	Âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	Âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	Âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	Disc. (%)	Remarque
1	0,03	0,07354	0,00041	1,784	0,013	0,1766	0,001	0,74286	1029	11	1039,4	4,8	1048,1	6,9	-1,9	Non zoné CL
2	0,30	0,08481	0,00059	2,381	0,035	0,2053	0,002	0,92037	1312	13	1236	10	1204	12	8,2	Magmatique CL
3	0,38	0,08454	0,00079	2,419	0,028	0,2121	0,001	0,48164	1303	18	1247,5	8,4	1240,1	6,9	4,8	Magmatique CL
4	0,09	0,07311	0,00048	1,776	0,029	0,1788	0,002	0,82636	1016	13	1036	11	1060,2	8,1	-4,4	Incertain/mélange CL
5	0,28	0,1038	0,0012	3,6	0,13	0,2588	0,006	0,92089	1691	21	1546	28	1483	30	12,3	Magmatique CL
6	0,10	0,07231	0,00071	1,373	0,041	0,1426	0,003	0,95252	994	20	876	17	859	19	13,6	Non zoné CL
7	0,07	0,07271	0,00055	1,724	0,027	0,1717	0,002	0,78383	1004	15	1019,2	9,9	1021,5	9,8	-1,7	Non zoné CL
8	0,56	0,08658	0,00061	2,388	0,022	0,2245	0,002	0,66804	1351	14	1238,8	6,6	1305	10	3,4	Magmatique CL
9	0,23	0,08652	0,00044	2,885	0,016	0,2408	0,001	0,53659	1349,3	9,8	1377,9	4,1	1390,6	6,8	-3,1	Non zoné CL
10	0,47	0,08242	0,00056	2,298	0,038	0,2006	0,002	0,74984	1254	13	1212	12	1178,3	9,3	6,0	Magmatique CL
11	0,19	0,07389	0,00051	1,779	0,04	0,1737	0,002	0,92379	1037	14	1037	15	1032	13	0,5	Magmatique/mélange CL
12	0,16	0,07749	0,0005	2,027	0,028	0,1882	0,002	0,7604	1135	13	1123,7	9,7	1111,6	8,1	2,1	Magmatique CL
13	0,10	0,07861	0,00072	2,409	0,058	0,2154	0,005	0,894	1164	19	1246	18	1257	25	-8,0	Magmatique CL
14	0,23	0,0834	0,001	2,493	0,049	0,2101	0,004	0,79551	1279	24	1269	14	1229	22	3,9	Magmatique CL
15	0,34	0,0871	0,00056	2,605	0,028	0,2179	0,002	0,73055	1364	12	1301,5	8,1	1270,5	8,7	6,9	Magmatique CL
16	0,13	0,08977	0,0004	3,132	0,032	0,2537	0,003	0,88097	1421,7	8,2	1440,2	8	1458	14	-2,6	Magmatique CL
17	0,14	0,07359	0,00045	1,723	0,021	0,1723	0,002	0,82015	1029	12	1016,7	8	1024,9	8,3	0,4	Non zoné CL
18	0,90	0,08915	0,00065	2,816	0,04	0,227	0,003	0,84042	1407	14	1359	11	1319	14	6,3	Magmatique CL
19	0,32	0,09386	0,0009	3,421	0,053	0,2633	0,002	0,7953	1504	18	1509	12	1506	12	-0,1	Magmatique CL
20	0,37	0,08689	0,00037	2,925	0,031	0,2395	0,002	0,91893	1357,7	8,3	1387,9	8,1	1383,9	9	-1,9	Non zoné CL
21	0,14	0,07205	0,00045	1,499	0,017	0,1471	0,002	0,85101	987	13	929,7	6,8	884,5	8,8	10,4	Cœur et bordure non zonés CL
22	0,36	0,08452	0,00048	2,461	0,046	0,2112	0,002	0,91455	1304	11	1259	14	1237	11	5,1	Non zoné CL
23	0,11	0,07239	0,00036	1,681	0,018	0,1641	0,002	0,85363	997	10	1001,2	6,9	979	10	1,8	Non zoné CL
24	0,13	0,07124	0,00037	1,607	0,013	0,1612	0,002	0,7386	964	11	972,9	5	963,4	8,1	0,1	Non zoné CL
25	0,36	0,07195	0,00042	1,676	0,009	0,16591	0,001	0,04008	984	12	999,3	3,4	989,5	4	-0,6	Non zoné CL
26	0,37	0,08887	0,00041	2,979	0,052	0,2432	0,003	0,94091	1400,9	8,8	1402	13	1403	14	-0,1	Non zoné CL
27	0,12	0,07207	0,0006	1,659	0,031	0,1655	0,002	0,8678	988	17	993	13	987	11	0,1	Non zoné CL
28	0,03	0,07189	0,00031	1,699	0,015	0,1679	0,001	0,86432	982,7	8,9	1007,9	5,6	1000,3	7,8	-1,8	Non zoné CL
29	0,46	0,07192	0,00058	1,672	0,026	0,1678	0,002	0,83144	984	16	998,1	9,9	999,8	8,1	-1,6	Non zoné CL
30	0,41	0,07261	0,00061	1,753	0,015	0,17104	0,001	0,29904	1005	17	1028	5,5	1017,8	3,9	-1,3	Non zoné CL
31	0,21	0,08655	0,00068	3,036	0,027	0,2476	0,002	0,3015	1350	15	1416,4	6,8	1426,1	8,1	-5,6	Magmatique CL
32	0,13	0,08453	0,00042	2,507	0,049	0,2137	0,003	0,93728	1304,2	9,6	1272	15	1248	15	4,3	Magmatique CL
33	0,08	0,08659	0,00083	2,136	0,043	0,1926	0,004	0,86461	1351	19	1160	14	1135	21	16,0	Magmatique CL
34	0,19	0,07273	0,00064	1,498	0,034	0,1515	0,003	0,84438	1005	18	929	14	909	15	9,6	Non zoné CL
35	0,17	0,07159	0,00061	1,429	0,034	0,1479	0,002	0,87002	974	17	906	13	889	12	8,7	Non zoné CL
36	0,28	0,07948	0,00043	2,096	0,011	0,18685	0,001	0,31592	1185	11	1147,3	3,6	1104,3	5	6,8	Incertain/mélange CL
37	0,12	0,07265	0,00066	1,667	0,026	0,1648	0,002	0,36694	1002	18	995	10	983	11	1,9	Magmatique/mélange CL
38	0,03	0,08343	0,00072	1,833	0,027	0,1547	0,002	0,84758	1279	17	1057,1	9,8	927	13	27,5	CL incertain/mélange
39	0,41	0,08461	0,00069	1,597	0,05	0,1564	0,005	0,97407	1309	15	972	19	936	28	28,5	Magmatique CL
40	0,08	0,07431	0,00047	1,803	0,013	0,1751	0,001	0,71226	1051	13	1046,4	4,9	1040,3	6,6	1,0	Magmatique/mélange CL

Disc. = discordance

CL = image en cathodoluminescence

Corr. = corrigé

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 6.2 - Résultats analytiques associées aux datations isotopiques (U/Pb) des échantillons des zircons de 41 à 80 du paragneiss siliceux et à graphite du Complexe de Wabash (mPwab2, échantillon 14-AM-005A).

N°	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	Corr.	Âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	Âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	Âge $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	Disc. (%)	Remarque
41	0,41	0,08787	0,00067	2,809	0,044	0,234	0,003	0,82582	1380	14	1357	12	1355	15	1,8	Magmatique CL
42	0,46	0,08587	0,00054	2,615	0,035	0,2243	0,002	0,87185	1336	12	1304	10	1304,3	9,3	2,4	Magmatique CL
43	0,60	0,0893	0,0011	2,868	0,057	0,2462	0,003	0,54413	1410	24	1373	15	1419	16	-0,6	Magmatique CL
44	0,30	0,07811	0,00057	2,099	0,023	0,1973	0,002	0,47097	1148	14	1149,2	7,4	1160,6	8,5	-1,1	Magmatique CL
45	0,11	0,07302	0,00095	1,663	0,036	0,1679	0,003	0,74527	1012	27	994	14	1000	15	1,2	Incertain/mélange CL
46	0,22	0,0795	0,0014	2,201	0,073	0,1929	0,004	0,90723	1180	35	1179	23	1137	24	3,6	Non zoné CL
47	0,21	0,07768	0,00075	2,288	0,03	0,2053	0,002	0,70789	1142	20	1208,4	9,2	1204	11	-5,4	Incertain/mélange CL
48	0,19	0,07992	0,00065	2,523	0,027	0,2218	0,002	0,69312	1194	16	1278,6	7,7	1291	10	-8,1	Incertain/mélange CL
49	0,17	0,08563	0,00055	2,581	0,037	0,218	0,002	0,78405	1334	13	1294	11	1271	10	4,7	Incertain/mélange CL
50	0,40	0,08176	0,00043	1,814	0,053	0,1776	0,006	0,984	1239	10	1048	20	1053	30	15,0	Magmatique CL
51	0,29	0,08611	0,0007	2,754	0,022	0,2297	0,001	0,39111	1342	15	1343	6	1332,7	5,8	0,7	Magmatique CL
52	0,22	0,08329	0,00066	2,391	0,03	0,2081	0,002	0,73841	1275	16	1239	9,1	1218,5	9,5	4,4	Magmatique CL
53	0,29	0,08357	0,0006	2,375	0,019	0,2043	0,001	0,45696	1284	14	1234,9	5,7	1198,2	6,7	6,7	Magmatique CL
54	0,08	0,07273	0,00055	1,771	0,012	0,17408	0,001	0,26364	1008	15	1034,9	4,3	1034,5	4,2	-2,6	Non zoné CL
55	0,49	0,07234	0,00037	1,665	0,022	0,1671	0,001	0,86292	995	10	995,4	8,5	996	7,9	-0,1	Non zoné CL
56	0,39	0,07274	0,00061	1,86	0,02	0,185	0,001	0,52404	1007	17	1066,4	7,1	1095	5,9	-8,7	Incertain/mélange CL
57	0,55	0,08775	0,00048	2,936	0,017	0,2377	0,001	0,61486	1377	11	1391,2	4,4	1374,5	6,3	0,2	Magmatique CL
58	0,42	0,07321	0,00047	1,693	0,022	0,1622	0,002	0,82369	1019	13	1005,7	8,1	968,8	9,4	4,9	Non zoné CL
59	0,25	0,08346	0,0007	2,373	0,063	0,2024	0,004	0,91175	1278	16	1231	20	1188	20	7,0	Magmatique CL
60	0,54	0,08777	0,00061	2,64	0,024	0,2096	0,001	0,5777	1379	13	1311,6	6,7	1226,6	7,3	11,1	Magmatique CL
61	0,08	0,08682	0,00051	2,781	0,046	0,2211	0,003	0,91302	1356	11	1350	12	1287	15	5,1	Non zoné CL
62	0,60	0,07363	0,00044	1,709	0,014	0,16354	0,001	0,69005	1030	12	1011,6	5,1	976,4	4,4	5,2	Non zoné CL
63	0,17	0,07358	0,00045	1,788	0,01	0,17196	0,001	0,10617	1032	13	1041	3,8	1022,9	4,6	0,9	Non zoné CL
64	0,23	0,07305	0,00043	1,667	0,035	0,1671	0,003	0,94233	1014	12	996	13	998	15	1,6	Non zoné CL
65	0,20	0,07313	0,00042	1,736	0,027	0,1735	0,002	0,91163	1017	12	1021	10	1031	10	-1,4	Incertain/mélange CL
66	0,10	0,07225	0,00077	1,796	0,02	0,1787	0,001	0,26726	996	21	1043,9	7,3	1059,8	5,8	-6,4	Non zoné CL
67	0,14	0,07279	0,00066	1,717	0,02	0,1738	0,001	0,62374	1013	18	1014,2	7,7	1033	6,7	-2,0	Incertain/mélange CL
68	0,08	0,07585	0,00051	1,979	0,05	0,1826	0,003	0,95547	1090	14	1105	18	1081	19	0,8	Incertain/mélange CL
69	0,23	0,08293	0,00084	2,603	0,03	0,2203	0,002	0,65576	1270	20	1301,7	8,3	1283	11	-1,0	Magmatique CL
70	0,32	0,082	0,0006	2,387	0,032	0,1991	0,003	0,9149	1245	14	1238,6	9,4	1170	15	6,0	Magmatique CL
71	0,09	0,07529	0,00037	1,84	0,021	0,1689	0,001	0,80464	1077	9,7	1060,2	7,5	1005,9	6,5	6,6	Magmatique CL
72	0,54	0,0879	0,001	2,951	0,048	0,2313	0,003	0,75639	1382	22	1395	12	1341	17	3,0	Magmatique CL
73	0,19	0,08025	0,00044	2,308	0,014	0,19617	0,001	0,4415	1203	11	1214,7	4,4	1154,7	4,2	4,0	Magmatique CL
74	0,14	0,08467	0,00044	2,632	0,033	0,217	0,002	0,7995	1307	10	1308,8	9,5	1265,7	8,4	3,2	Magmatique CL
75	0,52	0,08746	0,00049	3,006	0,016	0,238	0,001	0,29122	1370	11	1409	4,1	1376,3	6	-0,5	Magmatique CL
76	0,62	0,08502	0,00049	2,518	0,022	0,2087	0,001	0,46269	1315	11	1276,8	6,5	1221,8	6,5	7,1	Magmatique CL
77	0,15	0,07498	0,0007	1,979	0,065	0,187	0,004	0,95015	1068	19	1106	23	1107	22	-3,7	Non zoné CL
78	0,16	0,0708	0,00024	1,648	0,007	0,16417	0,001	0,62633	952,7	7,2	988,5	2,6	979,9	4,2	-2,9	Magmatique CL
79	0,33	0,0837	0,0006	2,153	0,028	0,2068	0,003	0,89565	1287	14	1167,1	8,7	1214	17	5,7	Magmatique CL
80	0,45	0,08767	0,00039	2,734	0,039	0,222	0,002	0,78957	1377,2	8,6	1337	11	1292	11	6,2	Non zoné CL

Disc. = discordance

CL = image en cathodoluminescence

Corr. = corrigé

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 6.3 - Résultats analytiques associées aux datations isotopiques (U/Pb) des échantillons des zircons de 81 à 107 du paragneiss siliceux et à graphite du Complexe de Wabash (mPwab2, échantillon 14-AM-005A).

N°	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	Corr.	Âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	Âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	Âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	Disc. (%)	Remarque
81	0,10	0,0712	0,00067	1,802	0,017	0,17696	0,001	0,23466	962	19	1045,9	6,2	1050,3	3,7	-9,2	Non zoné CL
82	0,04	0,07177	0,00025	1,657	0,018	0,1643	0,001	0,89842	980,1	7,3	991,9	6,9	980,5	6,5	-0,0	Non zoné CL
83	0,34	0,07826	0,00067	2,096	0,018	0,1912	0,001	0,4314	1153	17	1147,4	5,9	1128	5,9	2,2	Magmatique CL
84	0,29	0,0802	0,00083	2,261	0,023	0,2017	0,002	0,32456	1201	20	1199,9	7,1	1184,4	8,7	1,4	Magmatique CL
85	0,53	0,08745	0,00049	2,756	0,037	0,2312	0,002	0,72966	1370	11	1343	10	1340,8	8,6	2,1	Magmatique CL
86	0,30	0,08311	0,00063	2,373	0,038	0,2058	0,002	0,76309	1270	15	1237	11	1206	10	5,0	Magmatique CL
87	0,38	0,0862	0,0012	2,764	0,03	0,2307	0,003	0,16342	1344	28	1345,3	8	1340	15	0,3	Magmatique CL
88	0,17	0,0828	0,001	1,943	0,039	0,1851	0,003	0,63896	1263	24	1095	14	1095	14	13,3	Magmatique CL
89	0,37	0,07296	0,00074	1,646	0,022	0,1624	0,001	0,60793	1013	20	988,4	8,4	970	6,7	4,2	Incertain/mélange CL
90	0,12	0,0834	0,00055	2,451	0,019	0,2082	0,001	0,64348	1278	13	1257,5	5,5	1218,9	6,6	4,6	Magmatique CL
91	0,16	0,08006	0,00075	2,12	0,032	0,1869	0,002	0,80063	1197	18	1155	10	1104	12	7,8	Magmatique CL
92	0,28	0,07663	0,00079	1,89	0,026	0,1775	0,002	0,69952	1114	21	1078	8,8	1053,4	9,7	5,4	Magmatique CL
93	0,09	0,08391	0,00047	2,384	0,022	0,2097	0,001	0,77928	1290	11	1237,5	6,8	1227,3	7,2	4,9	Magmatique CL
94	0,31	0,08463	0,00094	2,566	0,054	0,2262	0,003	0,75416	1305	21	1290	16	1314	18	-0,7	Magmatique CL
95	0,18	0,08429	0,00075	2,727	0,028	0,2361	0,002	0,5839	1304	16	1336,5	7,3	1366	11	-4,8	Magmatique CL
96	0,16	0,08834	0,0008	2,823	0,034	0,2317	0,003	0,58477	1393	17	1364,7	8,8	1343	13	3,6	Magmatique CL
97	0,17	0,0842	0,0011	2,001	0,03	0,1888	0,004	0,60774	1298	25	1115	10	1114	19	14,2	Magmatique CL
98	0,09	0,07664	0,00073	1,962	0,032	0,1818	0,002	0,5525	1112	19	1101	11	1076	11	3,2	Incertain/mélange CL
99	0,18	0,09054	0,0007	2,997	0,039	0,2357	0,002	0,79949	1436	15	1406	10	1364	11	5,0	Magmatique CL
100	0,35	0,08334	0,00067	2,388	0,044	0,2052	0,003	0,87738	1276	16	1237	13	1203	14	5,7	Magmatique CL
101	0,13	0,07544	0,00064	1,779	0,016	0,1692	0,001	0,47065	1081	17	1037,3	5,9	1007,5	6,4	6,8	Magmatique CL
102	0,33	0,0806	0,0013	2,145	0,032	0,1913	0,003	0,34453	1208	31	1163	10	1128	14	6,6	Magmatique CL
103	0,10	0,07367	0,00054	1,773	0,023	0,1749	0,002	0,67418	1031	15	1034,9	8,6	1038,8	8,2	-0,8	Non zoné CL
104	0,41	0,0892	0,00055	2,862	0,023	0,2328	0,001	0,4246	1409	12	1371,7	6	1349	7,1	4,3	Magmatique CL
105	0,10	0,07276	0,00092	1,664	0,022	0,1665	0,002	0,4917	1010	25	994,4	8,3	992,9	9,4	1,7	Incertain/mélange CL
106	0,41	0,07258	0,00059	1,69	0,014	0,1688	0,001	0,12418	1005	17	1005,3	5	1005,5	7,3	-0,0	Non zoné CL
107	0,27	0,07177	0,0006	1,405	0,014	0,1412	0,002	0,41059	978	17	890,6	5,9	851,3	8,7	13,0	Non zoné CL

Disc. = discordance

CL = image en cathodoluminescence

Corr. = corrigé

ANNEXE 2 – Tableaux (suite et fin).

TABLEAU 7 - Résultats analytiques associées aux datations isotopiques (U/Pb) des échantillons des zircons de 1 à 29 du quartzite du Complexe de Wabash (mPwab2, échantillon 14-TC-5114C).

N°	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	Corr.	Âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	Âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	Âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	Disc. (%)	Remarque
1	0,00770416	0,07371	0,00048	1,897	0,014	0,18732	0,00078	0,34584	1033	13	1079,8	4,8	1107,6	4,4	-7,222	CL incertain
2	0,12642225	0,0915	0,00046	3,27	0,034	0,2598	0,0032	0,90026	1456,9	9,6	1473,7	8,1	1489	16	-2,203	Magmatique CL
3	0,26745119	0,08679	0,00035	2,702	0,022	0,226	0,0016	0,85234	1355,5	7,9	1330,4	6,3	1313,5	8,3	3,098	CL incertain
4	0,202020202	0,08631	0,00076	2,422	0,022	0,2034	0,0016	0,75151	1344	17	1248,9	6,5	1193,3	8,6	11,213	Magmatique CL
5	0,016920474	0,0821	0,0016	2,007	0,053	0,1775	0,0015	0,72902	1243	38	1115	18	1053,1	8,4	15,278	CL incertain
6	0,41322314	0,0868	0,0016	2,542	0,044	0,2113	0,0036	0,43044	1357	35	1284	13	1236	19	8,917	CL incertain
7	0,157728707	0,088	0,0023	2,337	0,038	0,1942	0,0045	0,2761	1380	51	1223	11	1144	24	17,101	CL incertain
8	0,091240876	0,08708	0,00052	2,733	0,034	0,227	0,0025	0,88328	1362	11	1336,9	9,5	1318	13	3,231	Magmatique CL
9	0,251256281	0,0944	0,0011	2,8	0,13	0,2156	0,0079	0,96504	1516	23	1353	35	1258	42	17,018	CL incertain
10	0,175131349	0,0859	0,0015	2,429	0,055	0,2043	0,0021	0,64751	1334	34	1253	16	1198	11	10,195	Magmatique CL
11	0,095602294	0,0934	0,0011	2,913	0,05	0,2296	0,0039	0,71168	1499	23	1385	13	1332	20	11,141	CL incertain
12	0,181488203	0,0881	0,0012	2,307	0,046	0,1944	0,0033	0,75103	1384	25	1214	14	1145	18	17,269	CL incertain
13	0,158478605	0,07217	0,00068	1,676	0,013	0,16753	0,00094	0,53572	990	19	999,4	5	998,5	5,2	-0,859	CL incertain
14	0,113765643	0,07196	0,00055	1,552	0,018	0,1571	0,0017	0,74407	984	16	951	7	940,3	9,6	4,441	Non zoné CL
15	0,568181818	0,0711	0,001	1,507	0,061	0,1535	0,0057	0,93684	960	30	937	24	919	32	4,271	Non zoné CL
16	0,287356322	0,0828	0,0032	2,021	0,062	0,1787	0,0058	0,2656	1255	79	1121	21	1060	31	15,538	CL incertain
17	0,083194676	0,08437	0,00062	2,373	0,043	0,2034	0,0028	0,91531	1302	14	1233	13	1193	15	8,372	CL incertain
18	0,16236402	0,07301	0,00058	1,826	0,023	0,1815	0,0016	0,65511	1013	16	1054	8,4	1075,1	8,9	-6,130	CL incertain
19	0,141843972	0,0854	0,0018	2,394	0,047	0,2043	0,0026	0,34156	1320	41	1240	14	1198	14	9,242	CL incertain
20	0,269034167	0,09366	0,00071	2,907	0,024	0,2248	0,0023	0,60875	1500	14	1383,4	6,3	1309	13	12,733	CL incertain
21	0,127713921	0,08862	0,00095	2,831	0,045	0,2315	0,0028	0,68902	1395	21	1363	12	1342	14	3,799	Pas de CL
22	0,138888889	0,0841	0,0019	2,332	0,039	0,2017	0,004	0,34229	1303	40	1222	12	1184	21	9,133	Pas de CL
23	0,017667845	0,07519	0,00071	1,948	0,021	0,1875	0,0015	0,51323	1071	19	1097,2	7,3	1107,5	8,4	-3,408	Pas de CL
24	0,097465887	0,0757	0,0014	1,834	0,047	0,1781	0,0022	0,90472	1083	36	1059	17	1057	12	2,401	Pas de CL
25	0,133155792	0,0879	0,0011	2,941	0,047	0,2436	0,0035	0,69058	1385	26	1392	12	1405	18	-1,444	Pas de CL
26	0,024576063	0,07496	0,00094	1,781	0,021	0,1741	0,0019	0,42152	1066	25	1038,3	7,8	1035	11	2,908	Pas de CL
27	0,15600624	0,08541	0,00095	2,151	0,038	0,183	0,0021	0,72364	1324	21	1165	12	1083	12	18,202	Pas de CL
28	0,199163513	0,0948	0,0011	2,97	0,05	0,2275	0,005	0,86776	1523	22	1400	13	1321	26	13,263	Pas de CL
29	0,007751938	0,07419	0,00035	1,729	0,012	0,1692	0,0011	0,9091	1046,1	9,3	1019,1	4,5	1007,6	6,2	3,680	Pas de CL

Disc. = discordance

CL = image en cathodoluminescence

Corr. = corrigé

Résumé

La région étudiée constitue la première phase d'un projet de cartographie régionale visant à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans la région du réservoir Gouin dans le Haut-Saint-Maurice (feuilles SNRC 31O09, 31O10, 31O15, 31O16, 32B01 et 32B02). Toutes les roches cartographiées font partie de la province géologique de Grenville. Cette cartographie a été réalisée à l'échelle 1/50 000 dans les secteurs accessibles par des chemins forestiers et au 1/125 000 dans les secteurs sans accès terrestre. Un levé aéromagnétique récent de haute résolution combiné à la cartographie nous a permis d'identifier et de circonscrire plusieurs unités géologiques.

La géologie de région est principalement représentée par trois suites intrusives majeures. La plus ancienne intrusion, d'âge labradorien, est constituée de la Suite plutonique de Dugré (1674 ± 15 Ma) composée d'opdalite, d'enderbite, de charnockite, de jotunite et de monzodiorite et est injectée par la Suite plutonique de Hibbard de même composition, mais d'âge pinvarien (1468 ± 7 Ma). La Suite magmatique de Lacoste, d'âge elsonien (1450 à 1365 Ma), est constituée d'orthogneiss, de monzogranite, de diorite et localement de tonalite. Un bassin constitué de roches supracrustales a été reconnu dans la région. Il s'agit du Complexe de Wabash dont l'âge maximal de dépôt est 1204 Ma (elsonien ou plus jeune). Ce complexe est formé de paragneiss à grenat (rose lilas), à graphite et à sillimanite, de quartzite à pyrite ainsi que de marbre, de roches calco-silicatées et de grenatite, en quantité mineure. Des zones d'altération hydrothermale métamorphisées ont été identifiées dans plusieurs secteurs. Ces zones sont constituées de gneiss quartzofeldspathiques à pyrite, à pyrrhotite et à traces de chalcopryrite, de roches mafiques riches en grenat (grenatite, amphibolite) et de roches felsiques blanchâtres à sillimanite et à grenat, dont l'origine est probablement volcanique. La région renferme de nombreuses intrusions mafiques à ultramafiques constituées de gabbronorite, de pyroxénite et de webstérite à olivine (Suite de Roc, non datée) et de lentilles ou dykes de glimmerite (roches riches en phlogopite, Intrusions ultramafiques de Suzor, non datées). Toutes ces roches sont coupées par des filons ou des dykes de pegmatite granitique. D'autres intrusions, d'âge grenvillien (1038 à 1009 Ma), composées de syénite (± orthopyroxène ± clinopyroxène ± biotite) rose ou grise et fortement magnétique, de gabbronorite et de roches ultramafiques, ont été observées sur le territoire cartographié. Il s'agit de la Syénite de Bourguet (1038 ± 15/-13 Ma), de la Syénite de Core (1014 ± 4 Ma), de la Syénite de Bouvreuil (1009 ± 3 Ma), de la Syénite de Lortie (non datée) et de la Syénite des Dix Mille (non datée). Ces intrusions sont donc plus jeunes que les syénites de Kensington-Skootamatta (1,09 à 1,07 Ga), observées dans la région de Mont-Laurier.

La géochimie des suites plutoniques de Dugré, de Hibbard et de la Suite magmatique de Lacoste indique une mise en place dans un environnement d'arc volcanique. Par contre, la géochimie des roches plus alcalines, associées à ces suites, indique un environnement intraplaque à la fin des accrétiens de ces suites. Les intrusions syénitiques sont alcalines et leur mise en place a eu lieu dans un environnement anorogénique. Malgré leur hétérogénéité, la plupart des roches du Complexe de Wabash semblent faiblement altérées. Seuls quelques échantillons montrent des

altérations plus prononcées de type potassique ou calcique. Les roches mafiques et ultramafiques de la Suite de Roc sont d'affinité tholéitique, alors que les Intrusions ultramafiques de Suzor sont ultrapotassiques contenant jusqu'à 90 % de phlogopite et sont nommées glimmerites. Les gîtes constitués par ces glimmerites ont des caractéristiques chimiques différentes. Ces différences sont probablement présentes dans les magmas qui ont mené à leur cristallisation.

D'un point de vue structural, les roches de la région sont généralement très déformées et présentent des plis isoclinaux (P2) correspondant à la phase de déformation D2. La troisième phase de déformation a généré principalement des plis ouverts. La deuxième phase est responsable du grain structural de la région (dômes et bassins) avec une attitude qui est principalement orientée NE-SW. Les intrusions de syénite et les dykes de pegmatite présentent des structures magmatiques primaires et peuvent être considérés d'âge syn- à post-grenvillien. Des failles majeures inverses, normales, obliques et de décrochement ont été cartographiées dans la région. Ces failles correspondent à de larges couloirs mylonitiques de direction NNE-SSW à N-S. Ces couloirs entourent également la plupart des intrusions syénitiques et pourraient avoir favorisé leur mise en place et celle des autres magmas ultrapotassiques.

D'un point de vue métamorphique, les roches ont atteint le faciès des granulites moyenne pression, diagnostiqué, entre autres, par la présence ubiquiste de l'orthopyroxène. On note également un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites ici et là dans la région. Dans l'ensemble, trois événements métamorphiques ont été documentés. L'événement métamorphique M1, pré-grenvillien, est reconnu dans la Suite magmatique de Lacoste (1161 ± 57 Ma), dans le Complexe de Wabash (1160 ± 9 Ma) et dans la Suite plutonique de Dugré (1123 Ma). Cet événement s'est produit en partie pendant l'orogénèse shawinigienne (1190 à 1140 Ma). L'événement métamorphique M2, grenvillien (1088 et 1060 Ma) est observé dans le Complexe de Wabash et serait probablement associé à la migmatitisation des roches formant ce complexe pendant l'orogénèse ottawienne (1080 à 1020 Ma). L'événement métamorphique M3 (1012 et 960 Ma), le plus documenté, représenterait une perturbation associée au métamorphisme tardi à post-grenvillien, plus précisément pendant la phase orogénique Rigolet.

D'un point de vue économique, plusieurs indices et cibles minéralisés ont été mis au jour. Les minéralisations en terres rares (type magmatique dans les pegmatites granitiques) ainsi que celles en cuivre (type magmatique et/ou hydrothermal) sont les plus importantes. Un contexte probablement d'origine volcanique associé à des zones d'altération hydrothermale a été défini dans la région étudiée avec, entre autres, des roches quartzofeldspathiques à sillimanite et des grenatites zincifères. Des sites d'intérêt contenant des teneurs anormales en graphite, en zinc et en phosphore ont été découverts lors de cette étude. Ce secteur révèle également un potentiel minéral non négligeable en mica noir (phlogopite) dans les glimmerites, ainsi que des sites d'intérêt pour la pierre architecturale.