RG 2013-04

Géologie de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (SRNC 24J, 24K)

Martin Simard, Isabelle Lafrance, Hanafi Hammouche et Claire Legouix

Documents complémentaires / Additional files
Licence / License

Campement en bordure du lac Qikirtatuuq

2013

Québec

Géologie de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (SRNC 24J, 24K)

Martin Simard, Isabelle Lafrance, Hanafi Hammouche et Claire Legouix

RG 2013-04

Résumé

Ce nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2011 dans la région de Kuujjuaq et couvre les feuillets 24J et 24K. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill et plus précisément à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau.

La Zone de Rachel-Laporte correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador. Elle est majoritairement constituée de roches métasédimentaires et d'amphibolites assignées à la Supersuite de Laporte, considérée comme un équivalent métamorphisé du Supergroupe de Kaniapiskau, l'unité principale de la Fosse du Labrador. La Zone noyau est composée d'assemblages complexes de gneiss rubanés, de paragneiss et d'amphibolite, souvent migmatitiques, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, ainsi que de nombreuses intrusions paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques de granodiorite, de granite et de pegmatite. Toutes ces roches sont recoupées par des dykes de diabase mésoprotérozoïques. La partie ouest de la Zone noyau a été divisée en deux nouveaux domaines d'âge paléoprotérozoïque interprétés comme des écailles limitées par des failles de chevauchement. Il s'agit du Domaine de Gabriel, composé de roches volcano-sédimentaires métamorphisées, et du Domaine de Baie aux Feuilles, constitué d'unités intrusives déformées et mylonitiques.

Les roches de la région ont été déformées au Paléoprotérozoïque lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec. La collision oblique entre les roches archéennes de la Zone noyau et celles du craton du Supérieur a engendré une phase de déformation compressive responsable du grain structural régional NW-SE, avec un déversement vers l'ouest. Celui-ci est souligné par une foliation à faible pendage vers l'est, par des plis couchés ou déversés et par des failles de chevauchements qui limitent les écailles dans la partie ouest de la région. Une phase de déformation tardive reliée à la composante oblique de la collision a généré un mouvement dextre le long des failles de chevauchements et produit les grands cisaillements dans la partie est de la région. Elle est également à l'origine de grands plis ouverts à faible plongée vers le sud-est.

Plusieurs secteurs d'intérêt économique, correspondant principalement à des zones rouillées et sulfurées métriques à décamétriques, ont été mises au jour. Ces zones se trouvent dans des séquences de roches volcano-sédimentaires et dans des roches intrusives mafiques à ultramafiques et sont souvent associées à des anomalies de sédiments de fond de lac. La minéralisation se présente généralement sous forme de fines disséminations et de filonnets et est souvent associée à des veinules de quartz ± carbonates. Des zones de sulfures semi-massifs à texture bréchique ont localement été observées. Plusieurs de ces sites d'intérêt sont localisés à proximité des grandes failles de chevauchement ou à l'intérieur de corridors de déformation reliés aux grandes structures de cisaillement régionales. Les sites d'intérêt économique localisés dans de la Zone de Rachel-Laporte sont particulièrement intéressants puisqu'ils semblent correspondre à des contextes équivalents aux nombreux indices situés à quelques kilomètres à l'ouest, dans les séquences volcano-sédimentaires moins métamorphisées de la Fosse du Labrador. Finalement, un nouvel indice de terres rares a été découvert dans une intrusion ultramafique à proximité d'une syénite et un nouvel indice uranifère a été trouvé dans un granite blanchâtre localisé juste au-delà de la limite sud de la région.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale
Robert Giguère

Bureau de l'exploration géologique du Québec
Patrice Roy, par intérim

Direction de l'information géologique du Québec
Luc Charbonneau, par intérim

Lecture critique
Charles Gosselin

Édition
Charles Gosselin

Assistance technique
Pierre-Thomas Poulin et Frédéric St-Pierre

Dessin
Pierre-Thomas Poulin et Frédéric St-Pierre

Graphisme
André Tremblay

Document accepté pour publication le 8 mai 2013

Dépôt légal – Bibliothèque et Archives nationales du Québec
ISBN : 978-2-550-69495-3
© Gouvernement du Québec, 2013

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 5
Localisation et accès 5
Méthode de travail 5
Travaux antérieurs 5
Remerciements 7

GÉOLOGIE RÉGIONALE 8

LITHOSTRATIGRAPHIE 11
Zone noyau 12
Zone noyau non divisée – Assemblages archéens à paléoprotérozoïques 12
Complexe d'Ungava (nouvelle unité, ApPung) 12
Unité de gneiss rubané (ApPung1) 13
Unité de gneiss tonalitique (ApPung2) 13
Unité de gneiss tonalitique riche en rubans de granite (ApPung3) 14
Unité de gneiss granitique (ApPung4) 14
Suite de la Baleine (nouvelle unité, ApPbln) 14
Unité de paragneiss à biotite (ApPbln1) 15
Unité de marbre et de roches calco-silicatées (ApPbln2) 15
Unité de quartzite (ApPbln3) 15
Suite de Ralleau (nouvelle unité, ApPral) 15
Complexe de Qurlutuq (nouvelle unité, ApPqur) 15
Unité de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1) 16
Unité de roches migmatitiques rubanées et de tonalite foliée (ApPqur2) 16
Unité de roches migmatitiques rubanées injectées de granite (ApPqur3) 16
Zone noyau non divisée – Unités paléoprotérozoïques 16
Groupe de Lake Harbour (pPhb) 17
Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv) 17
Métagabbro (pPnuv1) 17
Méta-ultramafites (pPnuv2) 17
Suite de la rivière False (nouvelle unité, pPfas) et Suite de Winnie (nouvelle unité, pPwii) 18
Suite granitique de De Pas (pPdep) 18
Unité de granite et granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4) 19
Unité de granite à biotite (pPdep5) 19
Unité de syénite (pPdep8) 19
Suite d'Aveneau (nouvelle unité, pPavn) 19
Suite de Dancelou (nouvelle unité, pPdac) 20
Domaine de Baie aux Feuilles (nouvelle division) 20
Complexe de Kaslac (nouvelle unité, pPkaa) 20
Diorite et diorite quartzifère (pPkaa1) 21
Métagabbro riche en grenat et magnétite (pPkaa2) 21
Intrusions mafiques à ultramafiques (pPkaa3) 22
Granitoïde riche en quartz (pPkaa4) 22
Suite de Tasialuk (nouvelle unité, pPtak) 22
Pluton de Kuujjuaq (pPkuu) 22
Domaine de Gabriel 23
Suite de la rivière Curot (nouvelle unité, pPcut) 23
Unité d'amphibolite (pPcut1) 23
Unité de roches ultramafiques (pPcut2) 23
Suite d'Akiasirviup (nouvelle unité, pPaki) 23
Fosse du Labrador – Zone de Rachel-Laporte 24
Complexes gneissiques de Rénia (Area), de Boulder (Ablr) et de Moyer (Amoy) 24
Suite de Ballantyne (nouvelle unité, ApPbyn) 25
Supersuite de Laporte (Paléoprotérozoïque) 25
Suite de Klein (nouvelle unité, pPkle) 25
Unité d'amphibolite (pPkle1) 25
Unité de roches ultramafiques (pPkle2) 26
Unité de métagabbro (pPkle3) 26
Suite de Freneuse (nouvelle unité pPfru) 26
Unité de paraschiste et de paragneiss (pPfru1) 26
Unité d'argilite et de phyllade (pPfru2) 27

Unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPfru3) 27
Unité de formations de fer (pPfru4) 27
Unité de quartzite (pPfru5) 27
Unité de conglomérat ou brèche (pPfru6) 27
Suite de Mercier (nouvelle unité, pPmrc) 28
Mésoprotérozoïque 28
Essaim de Falcoz (mPfal) 28

LITHOGÉOCHIMIE 28
Roches mafiques et ultramafiques 28
Roches felsiques et intermédiaires 32
Gneiss archéen à paléoprotérozoïque du Complexe d'Ungava 32
Intrusions paléoprotérozoïques 32

MÉTAMORPHISME 33
Zone de Rachel-Laporte, Domaine de Gabriel et Domaine de Baie aux Feuilles 33
Zone noyau non divisée 34

GÉOLOGIE STRUCTURALE 35
Analyse structurale 35
Les failles régionales 39
Les failles de chevauchement 39
Nappes de charriage 40
Zones de cisaillement 40
Zone de cisaillement de la rivière George 40
Zone de cisaillement de Falcoz 41

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 41
Sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires 42
Amphibolites et schistes de la Supersuite de Laporte (Zone de Rachel-Laporte) 42
Amphibolites de la Suite de la rivière Curot (Domaine de Gabriel) 43
Paragneiss de la Suite de la Baleine 43
Métatexites de la Suite de Winnie 43
Roches métasédimentaires du Groupe de Lake Harbour 48
Sites d'intérêt associés à des roches intrusives intermédiaires, mafiques et ultramafiques 48
Intrusions ultramafiques dans la Zone de Rachel-Laporte 48
Intrusions ultramafiques du Domaine de Gabriel 49
Roches intrusives intermédiaires à ultramafiques du Complexe de Kaslac (Domaine de Baie aux Feuilles) 49
Minéralisations Cu-Ni 49
Minéralisations Fe-Ti ± V 49
Dykes de diabase de l'Essaim de Falcoz 50
Minéralisations Cu-Ni 50
Minéralisations Fe-Ti ± V 50
Roches intrusives intermédiaires à mafiques de la Suite de Ralleau 50
Roches intrusives mafiques et ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk 50
Sites d'intérêt associés à des intrusions alcalines 50
Sites d'intérêt associés à des roches granitiques 51
Pegmatites à métaux rares 51
Minéralisations en Cu-Ag ± Au 51
Site d'intérêt associé à des veines de quartz 51
Indice d'uranium à l'extérieur de la région cartographiée 51
Cibles régionales d'exploration 52

CONCLUSIONS 52

RÉFÉRENCES 54

ANNEXE – Photographies 58

HORS-TEXTE
Carte au 1/250 000 – Géologie de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (SNRC 24J, 24K) ..... RG 2013-04-C001

INTRODUCTION

Le levé géologique de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (figure 1) s'intègre dans un vaste projet qui vise à compléter la cartographie géologique et à évaluer le potentiel minéral de la partie québécoise de la Province de Churchill. Le projet a débuté à l'été 2009 et s'est poursuivi en 2010 dans l'extrémité sud de ce territoire par des levés géologiques à l'échelle de 1/50 000 (Hammouche *et al.*, 2011 et 2012; figure 1). Les travaux réalisés dans la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava en 2011, ainsi que ceux prévus pour les années futures, permettront de couvrir à l'échelle de 1/250 000 la partie nord et centrale du Churchill, au Québec.

La partie sud-est de la Province de Churchill comprend la Zone noyau au centre, constituée de roches archéennes et protérozoïques, et de part et d'autre, les roches paléoprotérozoïques de l'Orogène des Torngat, à l'est, et celles de la partie occidentale de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador; figure 1), à l'ouest.

Localisation et accès

La région cartographiée à l'été 2011 se trouve en bordure de la baie d'Ungava (figure 1) et couvre le feuillet 24J et les deux tiers est du feuillet 24K (figure 2). Elle s'étend sur une superficie d'environ 13 000 km^2 comprise entre les longitudes 66° 00' et 69° 30' et les latitudes 58° 00' et 59° 00'.

La ville de Kuujjuaq, localisée dans la partie sud-ouest de la région (figures 1 et 2), est desservie par les vols commerciaux en provenance de Québec ou Montréal. Les nombreux lacs permettent l'accès à l'ensemble du territoire à partir d'une base d'hydravion située à proximité de la ville. La végétation clairsemée permet à un hélicoptère de se poser aisément un peu partout dans la région.

Méthode de travail

Les travaux de l'été 2011 se sont concentrés principalement dans la Zone noyau (figure 1) qui a été couverte de façon systématique. La Zone de Rachel-Laporte a fait l'objet de traverses de vérification plus espacées et l'interprétation présentée sur la carte géologique (hors-texte) provient en bonne partie d'une compilation des travaux antérieurs (figure 2). Aucun travail n'a été effectué au cours de l'été 2011 dans les unités de la Fosse du Labrador localisées à l'ouest de la Zone de Rachel-Laporte.

Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de sept géologues et de huit assistants. Ils se sont échelonnés sur une période de 10 semaines entre les mois de juin et août 2011. La majorité de la superficie de la région a été couverte par des cheminements sur le terrain. Les équipes de cartographie, composées d'un géologue et d'un assistant, étaient positionnées par hélicoptère à partir du camp de base localisé dans la partie sud de la région, en bordure du lac Qikirtatuuq (figure 2). Les cheminements avaient une longueur variant entre 8 et 12 km et étaient espacés de 4 à 10 km. Toute la zone côtière de la baie d'Ungava ainsi que quelques secteurs marécageux ont été couverts par des séries de sauts à l'aide de l'hélicoptère.

Un total de 304 échantillons représentatifs des unités lithologiques et des zones minéralisées ont été analysés. Les lames minces de roches (335) ainsi que les lames polies (70) ont été étudiées pour caractériser les diverses unités stratigraphiques et décrire les zones minéralisées. La surface de 184 échantillons provenant d'intrusions felsiques et intermédiaires a été attaquée à l'acide fluorhydrique et colorée à l'aide d'une solution de cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer la proportion du feldspath potassique, du plagioclase et du quartz. Sept échantillons ont été prélevés aux fins d'analyse isotopique U-Pb. Les âges U-Pb sont fournis dans ce rapport et les données analytiques sont présentées dans une autre publication (Davis *et al.*, en préparation). Les cartes ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux sont disponibles, sur demande, en version numérique, ou encore, peuvent être consultées à l'aide du produit « *E-Sigeom à la carte* », à l'adresse suivante : http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp.

Travaux antérieurs

Les premières observations géologiques de la région ont été réalisées par Low (Low, 1896; Bell et Low, 1900) sur les rives de la baie d'Ungava et le long des berges de la rivière Koksoak. Low reconnaît de grandes unités de gneiss et identifie les roches de la Fosse du Labrador le long de la rivière Koksoak, auxquelles il attribue à un âge cambrien. Les premiers levés géologiques touchant notre territoire ont été réalisés durant les années cinquante par le ministère des Mines du Québec, à l'échelle de 1 mille au pouce, et couvrent principalement la Fosse du Labrador et sa limite est (figure 2). Au cours de cette période, des mémoires de maîtrise (Gélinas, 1956; De Romer, 1956; Fergusson, 1958) et de doctorat (Bérard, 1959; Sauvé, 1957b; Gélinas, 1965) ont également été réalisés. Tous ces travaux ont permis de définir dans ce secteur la stratigraphie et le style de déformation des roches de la Fosse du Labrador et de tracer leur limite avec les roches plus métamorphisées de la Zone noyau. Au cours des années soixante, la Commission géologique du Canada réalise plusieurs travaux de cartographie géologique régionale dans le nord du Québec. Ces travaux mènent à la publication d'une carte géologique à l'échelle de 4 milles au pouce (Taylor et Skinner, 1964) de la partie nord-est du feuillet SNRC 24K (figure 2) et de plusieurs cartes à l'échelle de 1/250 000 dans le nord-est du Québec et au Labrador, dont le feuillet 24J (Taylor, 1979). Plus tard, Bélanger (1982, figure 2) réalise un levé géologique à l'échelle de 1/50 000 de la demi est du feuillet 24K05 complétant la couverture géologique du feuillet 24K.

D'autres levés géologiques réalisés dans le sud-est du Churchill se trouvent en périphérie de la région (figure 2).

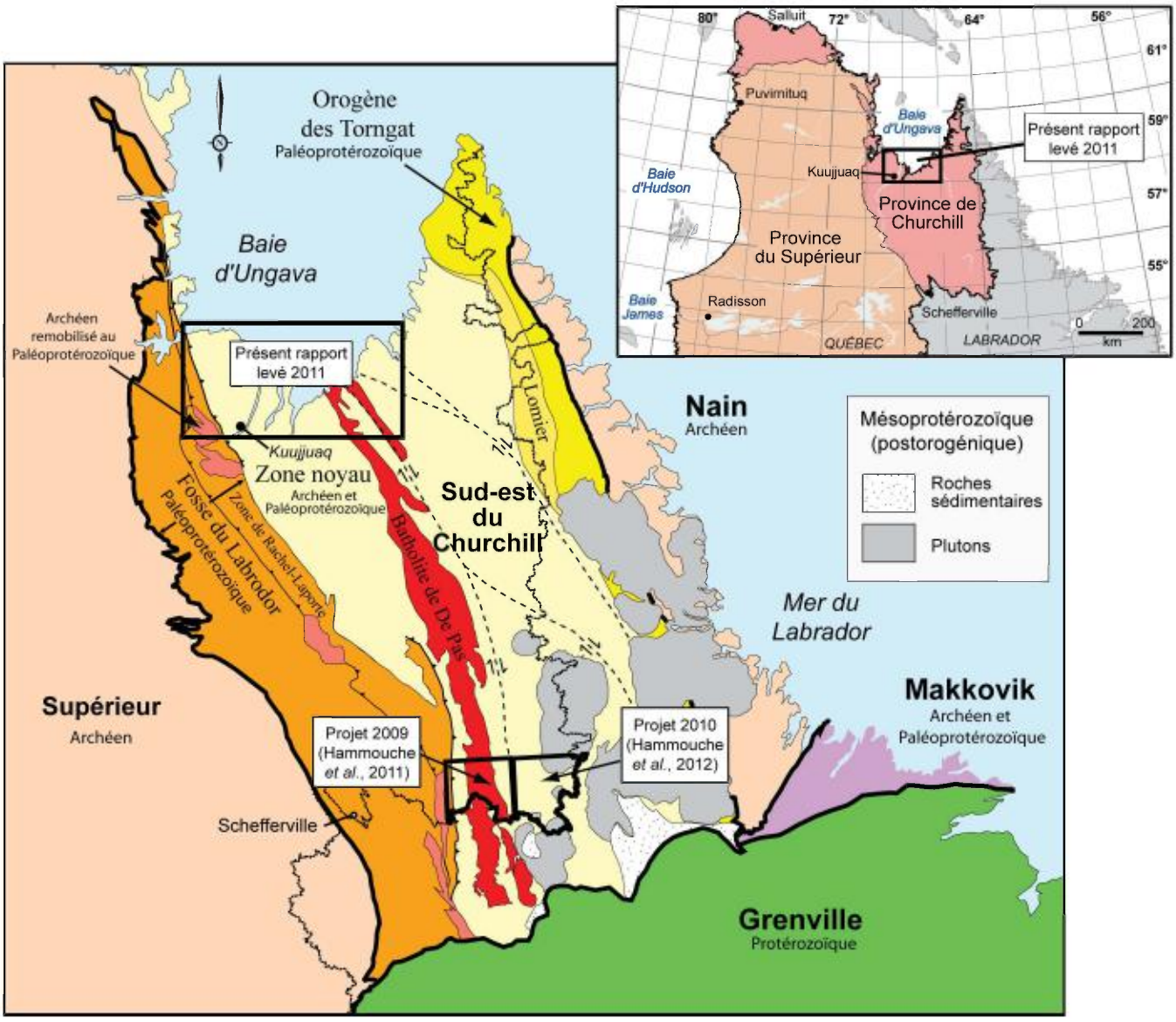


FIGURE 1 - Localisation de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (présent rapport) et des principales divisions géologiques de la partie sud-est de la Province de Churchill.

Mentionnons ceux de Taylor (1979; feuillets 24I, 24G et 24H) et de Fahrig (1962; feuillet 24F). Les travaux de Clark (1979, 1980), réalisés au sud du feuillet 24K, ont permis de corréler entre elles, plusieurs unités de la Fosse du Labrador (Clark, 1988). Plus récemment, Verpaelst *et al.* (2000) ont réalisé un levé qui couvre le feuillet 24I à l'échelle de 1/250 000. Mentionnons finalement, les levés de Gold (1962) et de Freedman et Philpotts (1958) juste au nord-ouest du feuillet 24K (non présentés sur la figure 2), réalisés à une échelle de 1 mille au pouce et ½ mille au pouce respectivement, dans la Fosse du Labrador.

Goulet (1986, 1987, 1995) a réalisé une étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Il propose des corrélations stratigraphiques entre le nord et le sud de la fosse et interprète la présence de grandes structures coulissantes à sa limite orientale. Deux projets de maîtrise ont été réalisés juste à l'est de la Fosse du Labrador (secteurs 17 et 18 de la figure 2). Le premier (Moorhead, 1989) est une étude stratigraphique, structurale et métamorphique des gneiss archéens et des unités environnantes dans la Zone de Rachel-Laporte et le second traite de la structure et du métamorphisme de la Zone de Rachel-Laporte et de la partie ouest de la Zone noyau (Poirier, 1989). Deux autres thèses de maîtrise ont été réalisées dans la partie ouest du feuillet 24K (non localisées sur la figure 2). Celle de Boone (1987) traite des roches volcaniques de la Formation d'Hellancourt et celle de Fournier (1983) concerne les gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni dans ce secteur. Finalement, une synthèse lithotectonique et métallogénique de toute la partie québécoise de la Fosse du Labrador a été réalisée par Clark et Wares (2004).

Au cours des années 80, les efforts concertés de plusieurs chercheurs ont permis l'élaboration de modèles tectoniques concernant l'ensemble de l'Orogène Trans-Hudsonien

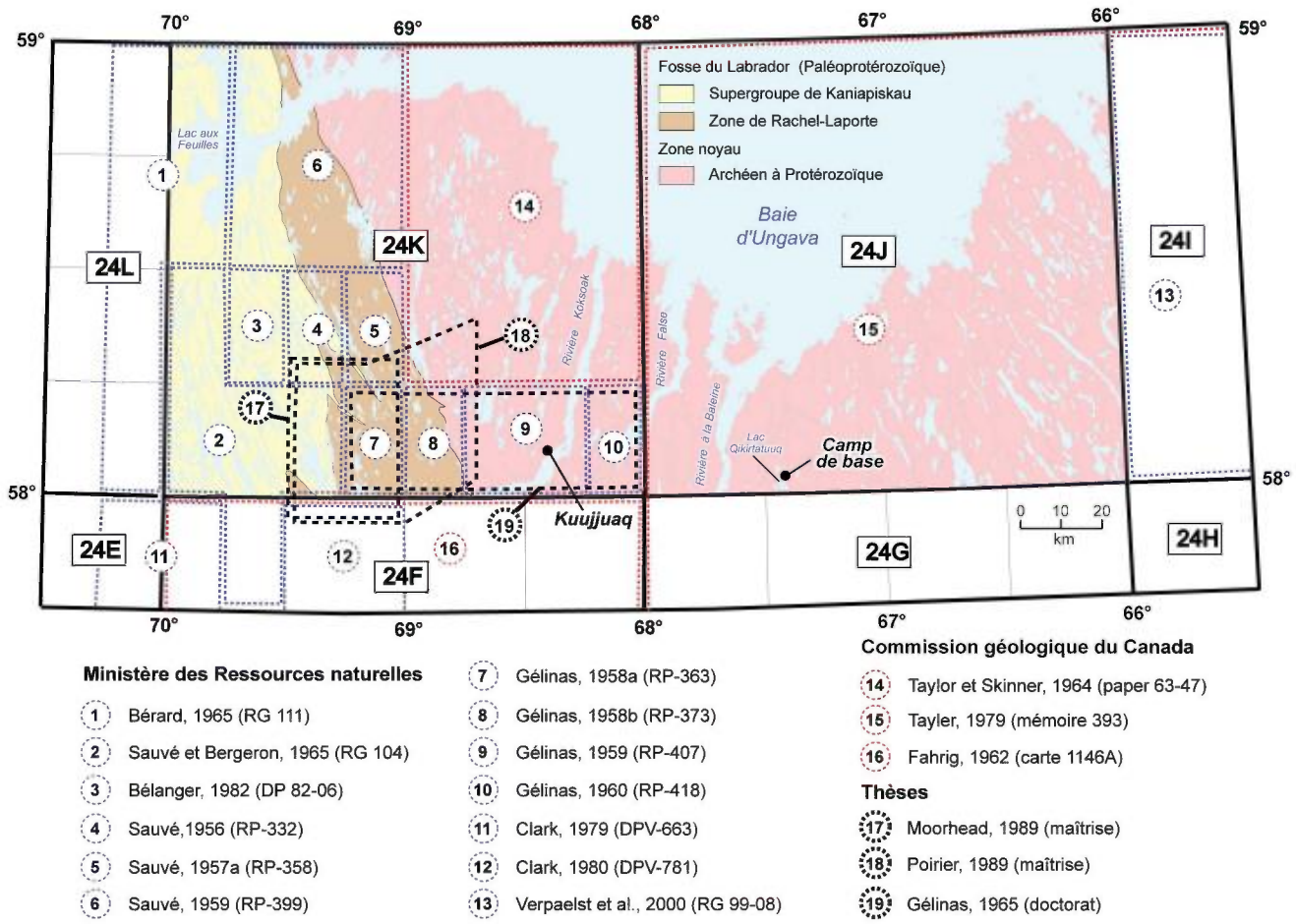


FIGURE 2 - Localisation des principaux travaux de cartographie et des thèses géologiques qui touchent la région étudiée.

(Hoffman, 1988 et 1990; Wardle, 1983). Ces travaux ont mené à la rédaction de nombreux articles regroupés dans un volume spécial publié par l'Association géologique du Canada (1990, Special Paper 37) dont l'une des sections traite spécifiquement de la partie sud-est de la Province de Churchill. Durant la même période, une autre série d'articles traitant de cette partie du Churchill a été publiée dans un numéro spécial de la revue Géoscience Canada (1990, volume 17 numéro 4). Au début des années 90, la réalisation d'un levé de séismique profonde dans la baie d'Ungava et dans la mer du Labrador (Programme Lithoprobe, transect ECSOOT) jumelé à des travaux de géochimie des isotopes, de géochronologie et de géologie structurale ont permis de mieux comprendre la partie sud-est de la Province de Churchill et de relier son évolution à celle du Groenland. Les dernières interprétations concernant ces travaux ont été publiées sous forme de plusieurs articles regroupés dans un numéro complet du Journal Canadien des Sciences de la Terre (volume 39, numéro 5).

Des levés aéromagnétiques régionaux couvrent toute la région (Dion et Lefebvre, 2006; Dumont et Dostaler, 2010; Deveau *et al.*, 2001). Des analyses de sédiments de fond de lac provenant de différents levés couvrent toute la partie québécoise de la Province de Churchill. Les feuillets 24K et 24J ont été couverts en 1997 dans le cadre du Programme Grand Nord. L'ensemble des données du sud-est du Churchill a été réanalysé en 2009 (Maurice et Labbé, 2009) de façon à niveler les données analytiques acquises sur plusieurs années. Toutes ces données sont disponibles dans le système d'information géominière (SIGÉOM) du ministère.

Finalement, plusieurs travaux d'exploration ont été réalisés dans la région. Ceux-ci sont principalement concentrés dans le feuillet 24K (voir le chapitre « Géologie économique »).

Remerciements

Nous tenons à remercier tous les membres de l'équipe de cartographie pour leur travail efficace et leur enthousiasme tout au long de l'été. L'équipe comprenait, en plus des auteurs, les géologues Martin Parent, Lynda Paquette, Pierre-Luc Deschênes, les étudiants stagiaires Alexandre Néron, Céline Tomczyk, Julien Avard, Maggy Arsenault-Morin, Jean-Charles Girard, Marili Vincent-Couture ainsi que deux Inuits provenant du village de Kangiqsualujjuaq, Neekallak Annanack et Angutinguaq Etok. Nous remercions le cuisinier Yves Brisson pour son excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie d'hélicoptère Panorama. Nous remercions les pilotes Marie-Josée Lacroix et Philippe B. Lamontagne et le mécanicien Jean-François Kirouac. Nous voulons remercier Jean-Marc Séguin,

du fond minier du Nunavik, qui a agit comme personne ressource dans le village de Kuujjuaq. Pierre-Thomas Poulin et Frédérick St-Pierre ont réalisé le dessin technique des cartes géologiques à l'aide du logiciel ArcGIS. Nous remercions Daniel Lamothe qui nous a fourni des cartes d'anomalies géochimiques de sédiments de lac identifiées à partir de ses travaux ainsi qu'Isabelle D'Amours qui a préparé les cartes géophysiques à différentes échelles. Nous remercions sincèrement Tom Clark, James Moorhead et Jean Goutier pour leurs discussions de nature géologique et plus particulièrement Serge Perreault qui nous a également fourni des documents inédits concernant la géologie de la région de Kuujjuaq. Enfin, nous tenons à remercier Charles Gosselin du MRN pour la lecture critique de ce manuscrit et pour son travail d'édition.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La partie sud-est de la Province de Churchill est limitée par les cratons archéens du Supérieur à l'ouest et de Nain à l'est, et par la Province protérozoïque de Grenville, au sud (figure 1). Cette partie du Churchill constitue une branche de l'Orogène Trans-Hudsonien (figure 3), une vaste ceinture orogénique paléoprotérozoïque qui s'étend du centre des États-Unis jusqu'au Groenland. Le sud-est du Churchill comprend trois entités géologiques. La Zone noyau, au centre, correspond à un craton archéen déformé et remanié au Paléoprotérozoïque. Cette zone se compose de gneiss archéens et de roches supracrustales et plutoniques d'âge paléoprotérozoïque. Elle est bordée à l'ouest et à l'est par les unités paléoprotérozoïques déformées de la Fosse du Labrador et de l'Orogène des Torngat respectivement (figure 1). La région étudiée se trouve principalement dans la Zone noyau et comprend, dans sa portion ouest, la Zone de Rachel-Laporte qui marque la limite orientale de la Fosse du Labrador (figure 1).

La Zone noyau forme un couloir NNW-SSE atteignant 280 km de largeur. Hoffman (1988) considérait cette zone comme une extension vers le sud de la Province archéenne de Rae dont la majeure partie se trouve dans les Territoires du Nord-Ouest. Toutefois, St-Onge *et al.* (1998) ont prolongé l'Orogène Trans-Hudsonien jusque dans le sud de l'île de Baffin (figure 3) démontrant ainsi qu'il n'y avait pas de connexion possible entre la Province de Rae et la partie sud-est du Churchill. Le terme Zone noyau (*Core zone*) a été introduit par James *et al.* (1996) pour désigner la partie centrale du Churchill sud-est, partie correspondant à la « Division centrale » (*Central Division*) de Wardle *et al.* (1990b). Le terme Zone noyau a par la suite été utilisé dans de nombreuses publications.

À l'est de notre région, Verpaelst *et al.* (2000) ont proposé de remplacer le terme « *Core zone* » par celui de « craton du Grand Nord ». Cette suggestion n'a toutefois pas été retenue et nous préférons conserver le terme de « Zone noyau » puisque le terme Grand Nord est généralement utilisé au Québec pour désigner le territoire du Nunavik (au nord du 55^{ième} parallèle) correspondant en majeure partie à la Province du Supérieur.

Selon Wardle *et al.* (2002), la Zone noyau représente un microcontinent archéen séparé de la Province du Supérieur par un rift (1,91 à 1,89 Ga) et qui serait entré en collision avec le craton archéen de la Province de Nain (1,87 à 1,85 Ga) lors de l'orogenèse des Torngat. Subséquemment, le craton du Supérieur serait entré en collision (1,82 à 1,77 Ga) avec la Zone noyau lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec.

La Zone noyau est composée de gneiss, de migmatites, de roches intrusives, de paragneiss et d'amphibolites, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, métamorphisés au faciès des amphibolites et des granulites. Elle comprend une intrusion granitique et charnockitique d'envergure régionale, le Batholite de De Pas (1840 à 1805 Ma). Ce grand batholite s'étend vers le sud sur une distance de plus de 600 km (figure 1) et est interprété comme un arc magmatique subductionnel dans l'arrière-pays de l'Orogène du Nouveau-Québec. La partie sud de la Zone noyau a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie et d'étude, tant du côté québécois, qu'au Labrador. Dans ces secteurs, elle a été divisée en différents domaines lithotectoniques en fonction de la composition et de l'âge des roches dominantes (Van der Leeden *et al.*, 1990; James *et al.*, 1996, Hammouche *et al.*, 2011 et 2012; figure 1). Ces domaines sont séparés par de grands couloirs de cisaillement ayant une forte composante de décrochement. La partie sud de la Zone noyau est également recoupée par des intrusions postorogéniques mésoprotérozoïques de compositions variées (anorthosite-gabbro-troctolite, granite, syénite, granite hyperalcalin) qui transcendent la limite entre les provinces de Churchill et de Nain (figure 1).

Au-delà de la latitude 56,5°N, la Zone noyau a plutôt été couverte par des levés de reconnaissance régionale (Taylor, 1979; Verpaelst *et al.*, 2000). Par contre, à la hauteur de notre région, des travaux plus détaillés ont été réalisés près de sa bordure occidentale et dans la Fosse du Labrador (figure 2). La partie nord de la Zone noyau a d'abord été divisée en deux grands segments tectoniques séparés par la Zone de cisaillement de la rivière George, celui de Kuujjuaq à l'ouest et celui de la rivière George, à l'est (Goulet et Ciesielski, 1990). Durant la même période, Perreault et Hynes (1990) définissent le Terrane de Kuujjuaq dans le secteur de la ville de Kuujjuaq, dans lequel ils identifient le Batholite de Kuujjuaq dont l'âge (1,84 à 1,83 Ga) est comparable à celui du Batholite de De Pas. Plus récemment, Wardle *et al.* (2002) n'ont pas retenu ces divisions en segments de Kuujjuaq et de la rivière George, n'y le Terrane de Kuujjuaq. Par contre, ces auteurs définissent au sud de notre région, le Domaine de Kuujjuaq. Ce domaine correspond à une bande de gneiss et de paragneiss située à la bordure est de la Zone de Rachel-Laporte et limitée à l'est, par la zone de cisaillement du lac

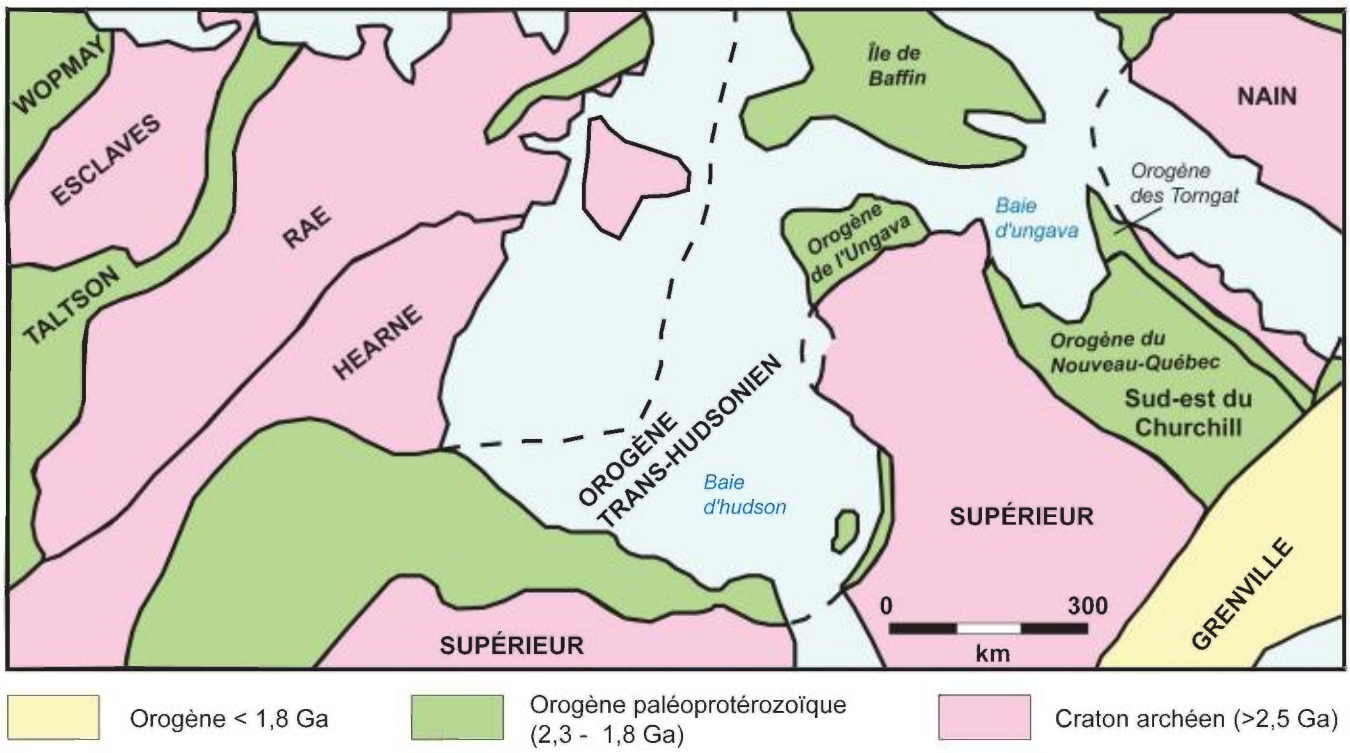
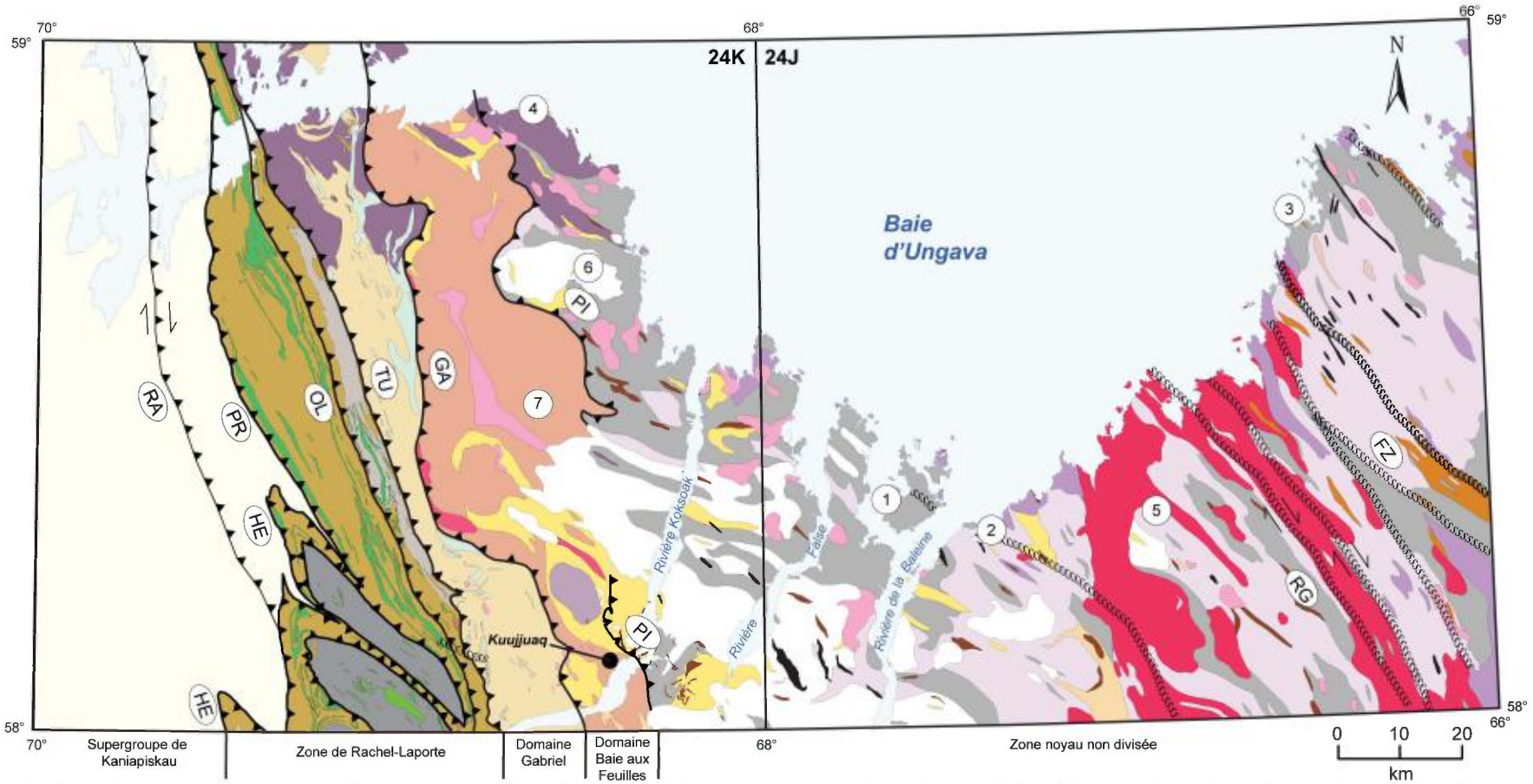


FIGURE 3 - Localisation de la partie sud-est de la Province de Churchill à l'intérieur de l'Orogène Trans-Hudsonien.

Tudor. À l'instar de ces auteurs, nos travaux ont permis de définir, plus au nord, deux nouveaux domaines également situés en bordure de la Zone de Rachel-Laporte mais que nous considérons comme faisant partie de la Zone noyau (figure 4). Ces domaines sont constitués majoritairement de roches paléoprotérozoïques et sont limités par des failles de chevauchement. Le Domaine de Gabriel se compose d'unités volcano-sédimentaires métamorphisées alors que le Domaine de Baie aux Feuilles est constitué d'unités intrusives, incluant le Batholite de Kuujjuaq identifié par Perreault et Hynes (1990). Les roches du Domaine de Baie aux Feuilles sont chevauchées par les unités archéennes gneissiques de la partie non divisée de la Zone noyau.

La Fosse du Labrador est une ceinture volcano-sédimentaire d'âge paléoprotérozoïque (2,17 à 1,87 Ga) plissée et chevauchée vers l'ouest-sud-ouest sur le craton du Supérieur lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec. Elle s'étend sur plus de 850 km de longueur, de la limite du Grenville, au sud, jusqu'à la baie d'Ungava, au nord (figure 1). Les roches de la fosse ont été divisées en plusieurs formations et groupes (Harrison, 1952; Frarey and Duffell, 1964; Bérard, 1965; Sauvé et Bergeron, 1965; Dimroth, 1978) puis assignées au Supergroupe de Kaniapiskau (Frarey and Duffell, 1964). Ces nombreux travaux ont mené à une multiplication des unités stratigraphiques et une complexité de la nomenclature. Les travaux de synthèse de Clark et Wares (2004), dans la partie québécoise de la fosse, ont permis d'uniformiser cette nomenclature. Ces auteurs ont divisé le Supergroupe de Kaniapiskau en trois cycles : deux cycles volcano-sédimentaires à la base, surmontés par un cycle de roches métasédimentaires de type molasse. Ils ont aussi subdivisé l'orogène en onze zones lithotectoniques dont la plupart sont allochtones et limitées par des failles de chevauchement ou des discordances d'érosion. On retrouve aussi des blocs imbriqués de socle archéen ayant appartenus à la Province du Supérieur ou à la Zone noyau, probablement exhumés ou chevauchés.

La bordure est de la Fosse du Labrador se compose de roches volcano-sédimentaires métamorphisées (schistes et amphibolites) considérées équivalentes au Supergroupe de Kaniapiskau. Cette séquence métamorphisée est limitée, à l'ouest et à l'est, par des failles de chevauchement. Plusieurs noms ont été utilisés pour désigner cette zone métamorphisée. Le terme « Zone de Rachel » a été utilisé dans la partie nord (Wares et Goutier, 1990a et 1990b; Wardle *et al.*, 1990a; Hall *et al.*, 2002) et les termes « Terrane de Laporte » (Wardle *et al.*, 1990a; Hall *et al.*, 2002) et « Domaine de Laporte » (Van der Leeden *et al.*, 1990), dans la partie sud. Le terme « Zone de Rachel-Laporte » a été utilisé plus récemment par Wardle *et al.* (2002) pour l'ensemble de la zone, et ce dernier sera employé dans le présent rapport (figure 1). Les roches volcano-sédimentaires métamorphisées de la Zone de Rachel-Laporte ont été originellement assignées au « Groupe de Laporte » (Harrison, 1952). Cette grande unité régionale sera maintenant désignée par le terme « Supersuite de Laporte » conformément à la nomenclature des roches lithodémiques proposée par le code stratigraphique nord-américain (MER, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005). Mentionnons que la Zone de Rachel-Laporte comprend également des complexes archéens allochtones qui n'appartiennent pas à la Supersuite de Laporte.



RA - Faille du lac Rachel; **HE** - Faille du lac Hérodier; **PR** - Faille de Pointe Reef; **OL** - Faille du lac Olmstead; **TU** - Faille du lac Turcotte; **GA** - Faille du lac Gabriel; **PI** - Faille du lac Pingiajjulik; **RG** - Zone de cisaillement de la rivière George; **FZ** - Zone de cisaillement de Falcoz.

Mézoprotérozoïque

Essaim de Falcoz (mPfal)

Dyke de diabase

ZONE DE RACHEL-LAPORTE

Paléoprotérozoïque

Suite de Freneuse (pPfru)

Roches métasédimentaires

Suite de Klein (pPkle)

Roches mafiques (intrusives ou effusives)

Archéen et Protérozoïque

Suite de Ballantyne (ApPbyn)

Gneiss

Complexes de Boulder (Ablr), de Rénia (Area) et de Moyer (Amoy)

Gneiss tonalitique et granitique

Roches mafiques métamorphisées

ZONE NOYAU

Paléoprotérozoïque

Domaine de Gabriel

Suite d'Akiasirviup (pPaki)

Roches métasédimentaires

Suite de la rivière Curot (pPcut)

Roches mafiques (intrusives ou effusives)

Domaine de Baie aux Feuilles

Pluton de Kuujjuaq (pPkuu)

Gneiss tonalitique à granitique

Suite de Tasialuk (pPtak)

Granodiorite et monzogranite quartzifère à texture porphyroïde

Complexe de Kaslac (pPkaa)

Roches intrusives intermédiaires, mafiques et felsiques à pyroxène

Zone noyau non divisée

Paléoprotérozoïque

Suite de Dancelou (pPdac)

Granite rosâtre et grisâtre

Suite d'Aveneau (pPavn)

Tonalite et granite blanchâtres

Suite granitique de De Pas (pPdep)

Granite et granodiorite rosâtres avec ou sans texture porphyroïde; syénite

Suites de la rivière False (pPfas) et de Winnie (pPwii)

Paragneiss migmatitique, métatexite et diatexite

Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv)

Intrusions mafiques et ultramafiques

Groupe de Lake Harbour (Pphb)

Paragneiss et amphibolite

Archéen à paléoprotérozoïque

Complexe de Qurlutuq (ApPqur)

Roches à texture migmatitique

Suite de Ralleau (ApPral)

Roches intrusives mafiques à ultramafiques

Suite de la Baleine (ApPbln)

Roches métasédimentaires

Complexe d'Ungava (ApPung)

Gneiss granitique

Gneiss tonalitique à rubans granitiques roses

Gneiss tonalitique à rubans blanchâtres

(1) Site d'échantillonage pour la géochronologie (U-Pb)

FIGURE 4 - Géologie simplifiée de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava.

Le sud-est du Churchill a un grain structural dominant NNW-SSE caractérisé par la présence de nombreuses zones de cisaillement plurihectométriques à plurikilométriques et, près de la Fosse du Labrador, par des structures chevauchantes vers l'ouest-sud-ouest. L'agencement structural de la région résulterait de collisions obliques entre les cratons de Nain et du Supérieur et de l'écrasement des blocs archéens et paléoprotérozoïques de la Zone noyau contre les roches de la Fosse du Labrador durant l'orogenèse trans-hudsonienne entre 1860 et 1775 Ma (Stockwell *et al.*, 1982; Wardle *et al.*, 2002). Ces collisions ont généré des systèmes de plis déversés et couchés et des chevauchements vers l'ouest ainsi que de grands couloirs de cisaillement dextre.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les roches de la région ont été regroupées en différentes unités lithodémiques, principalement des suites et des complexes, en respectant les normes du code stratigraphique nord-américain (MRN, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). Ces unités ont été définies en fonction de l'âge des roches, de leurs textures et structures et de leur distribution régionale.

La région cartographiée se divise en deux grands ensembles lithotectoniques : la Zone noyau et la Zone de Rachel-Laporte (figure 4). La portion non divisée de la Zone noyau correspond à un substratum archéen remanié au Paléoprotérozoïque et recoupé par des roches intrusives paléoprotérozoïques. Dans la partie ouest de la Zone noyau, deux nouveaux domaines paléoprotérozoïques ont été définis : le Domaine de Baie aux Feuilles, caractérisé par des unités intrusives déformées et mylonitiques, et le Domaine de Gabriel, constitué principalement de roches métamorphiques d'origine volcano-sédimentaire. La Zone de Rachel-Laporte, à l'ouest de la faille du lac Turcotte (figure 4), correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador. Elle est constituée de roches volcano-sédimentaires métamorphisées d'âge paléoprotérozoïque et interprétées comme équivalentes aux roches du Supergroupe de Kaniapiskau qui forment la Fosse du Labrador, à l'ouest.

La partie non divisée de la Zone noyau couvrent la majeure partie de la région (figure 4). Elle se compose surtout de gneiss de composition tonalitique à granitique, d'aspect rubané ou migmatitique, fortement injectés par des phases granitiques plus jeunes. Les gneiss rubanés ont été assignés au Complexe d'Ungava et ceux à texture migmatitique, au Complexe de Qurlutuq. Plusieurs datations réalisées dans ces gneiss ont donné à la fois des âges archéens, correspondant aux protolithes des gneiss, et des âges paléoprotérozoïques correspondant aux événements de fusion ou de métamorphisme associés à l'orogenèse du Nouveau-Québec. Taylor (1979) avait également reconnu dans cette partie de notre région deux grandes unités, l'une gneissique et l'autre d'aspect migmatitique. Plus à l'est, Verpaelst *et al.* (2000) ont divisé les gneiss de la Zone noyau en deux complexes : le Complexe de Kangiqsualujjuaq constitué de gneiss tonalitiques, et le Complexe de Baudan composé de gneiss granitiques, de pegmatite et de petits plutons de granite. Ces auteurs mentionnent que les gneiss sont fréquemment migmatitisés à divers degrés. Les subdivisions de Verpaelst *et al.* (2000) n'ont pas été retenues dans notre région puisqu'elles ne permettent pas de distinguer les zones migmatitiques d'envergure régionale comme l'avait fait Taylor (1979). Nous considérons important de bien identifier ces zones que nous avons assignées au Complexe de Qurlutuq. Ce complexe de migmatites serait le résultat d'une fusion majeure qui aurait affecté les gneiss du Complexe d'Ungava, possiblement au Paléoprotérozoïque, comme en témoignent les nombreuses enclaves de gneiss qu'il renferme.

Des niveaux de roches métasédimentaires et des lambeaux de gabbro et de diorite granoblastiques d'âge indéterminé, localisés dans la moitié ouest de la partie non divisée de la Zone noyau, ont été assignés respectivement aux suites de la Baleine et de Ralleau. Près de la limite sud de la région, des paragneiss migmatitiques et des diatexites, d'âge paléoprotérozoïque, ont été inclus dans les suites de False et de Winnie. Des paragneiss paléoprotérozoïques appartenant au Groupe de Lake Harbour ainsi que des roches intrusives de la Suite mafique de Nuvulialuk ont été reconnus dans la partie est de la région. Les gneiss de la Zone noyau sont recoupés par de nombreuses intrusions felsiques paléoprotérozoïques. Parmi celles-ci, le Batholite de De Pas est la plus connue et la mieux documentée. Ce batholite est constitué de différentes phases granitiques et granodioritiques avec ou sans texture porphyroïde. Les autres intrusions felsiques de la région ont été assignées à de nouvelles unités. La Suite de Dancelou regroupe des granites d'aspect massif, de teinte grisâtre ou rosâtre et de granulométrie fine à pegmatitique. La Suite d'Aveneau comprend des tonalites et granites blanchâtres, de granulométrie variable et ayant l'apparence d'un mobilisat. Finalement, des dykes de diabase mésoprotérozoïques non déformés, assignés à l'Essaim de Falcoz, recoupent les autres unités.

Dans la partie ouest de la Zone noyau, Poirier *et al.* (1990) et Perreault et Hynes (1990) avaient défini le Domaine du lac Gabriel entre les failles du lac Turcotte, à l'ouest, et du lac Pingiajjulik, à l'est, dans le secteur de Kuujjuaq (figure 4). Nos travaux démontrent toutefois que ce domaine comprend en fait deux assemblages lithologiques distincts séparés par une faille que nous avons nommé Faille du lac Gabriel. Cette partie de la Zone noyau a donc été divisée en deux nouveaux domaines : les domaines de Baie aux Feuilles et de Gabriel (figure 4). Ces domaines sont interprétés comme étant des écailles constituées d'unités paléoprotérozoïques et limitées par des failles de chevauchement. Le Domaine de Baie aux Feuilles se compose d'unités intrusives principalement représentées par le Complexe de Kaslac (1835 Ma), la Suite de Tasialuk et le Pluton de Kuujjuaq (1,84 à 1,83 Ga). Le Domaine du lac Gabriel se compose de roches volcano-sédimentaires assignées à deux nouvelles unités : la Suite

d'Akiasirviup regroupe les roches métasédimentaires et la Suite de la rivière Curot, les roches mafiques à ultramafiques.

Les roches volcano-sédimentaires métamorphisées d'âge protérozoïque de la Zone de Rachel-Laporte ont été assignées à une nouvelle unité, la Supersuite de Laporte (anciennement Groupe de Laporte). Cette supersuite est interprétée comme un équivalent métamorphique des unités volcano-sédimentaires de la Fosse du Labrador assignées au Supergroupe de Kaniapiskau. Elle a été divisée en deux nouvelles unités : la Suite de Freneuse, constituée de roches métasédimentaires comprenant des schistes, des phyllades, des marbres, des roches calcosilicatées, des niveaux de quartzite et des formations de fer, et la Suite de Klein, composée d'amphibolite, de métabasalte, de métagabbro et de roches ultramafiques. Des gneiss d'âge incertain, localisés à la bordure est de la Zone de Rachel-Laporte, ont été assignés à une nouvelle unité, la Suite de Ballantyne. On retrouve également, plus au sud, les complexes gneissiques archéens de Boulder, de Rénia et de Moyer transportés sur le recouvrement paléoprotérozoïque par des nappes de charriage lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec.

Zone noyau

Zone noyau non divisée – Assemblages archéens à paléoprotérozoïques

Les roches d'âge archéen à paléoprotérozoïque de la Zone noyau ont été assignées à quatre nouvelles unités principales : 1) le Complexe d'Ungava regroupe des gneiss tonalitiques à granitiques qui correspondent aux roches les plus vieilles de la région; 2) la Suite de la Baleine est composée de séquences métasédimentaires; 3) la Suite de Ralleau comprend des diorites et des gabbros amphibolitisés; et 4) le Complexe de Qurlutuq est constitué de roches migmatitiques qui proviennent en bonne partie de la fusion des roches du Complexe d'Ungava et de la Suite de la Baleine.

Complexe d'Ungava (nouvelle unité, ApPung)

Le Complexe d'Ungava est introduit pour décrire un assemblage de gneiss de composition tonalitique à granitique qui couvre une superficie importante à l'intérieur de la partie non divisée de la Zone noyau. Ces roches sont recoupées par des phases granitiques plus jeunes sous forme d'injections multiples et de dykes. Ces injections sont de dimension non cartographique et font donc partie intégrante du complexe. Le Complexe d'Ungava a été divisé en quatre unités informelles. L'unité ApPung1 est constituée d'un gneiss tonalitique à dioritique au rubanement très contrasté. L'unité ApPung2 est formée de gneiss tonalitique et de tonalite gneissique caractérisés par la présence de rubans centimétriques blanchâtres. L'unité ApPung3 est constituée de roches semblables à celles de l'unité ApPung2 mais elles renferment plus de 25 % de rubans centimétriques de granite rose parallèles à la gneissosité. Finalement, l'unité ApPung4 est composée d'un gneiss rubané de composition granitique. Les gneiss du Complexe d'Ungava contiennent, à plusieurs endroits, des enclaves et des niveaux métriques à décamétriques d'amphibolite et de paragneiss.

Des analyses U-Pb ont permis de dater les gneiss à plusieurs endroits dans notre région (Isnard *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1989) et quatre nouvelles datations ont été réalisées au cours de nos travaux (figure 4; tableau 1; Davis *et al.*, en préparation). Ces quatre échantillons ont été prélevés dans les unités ApPung1, ApPung2 (2 échantillons) et ApPung4. Ils contiennent plusieurs familles de zircons qui ont livré à la fois des âges archéens et protérozoïques, tout comme ceux analysés auparavant (Isnard *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1989; Verpaelst *et al.*, 2000). L'étalement important des âges archéens obtenus (3031 à 2600 Ma) suggère une évolution complexe du sud-est du Churchill faisant intervenir plusieurs événements de construction et de remaniement de la croûte à l'Archéen, tout comme il a été démontré dans la partie nord-est de la Province du Supérieur

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 4. Les données analytiques sont présentées dans Davis *et al.* (en préparation).

Numéro de site	Localisation UTM (Nad83) Zone 19	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Âge d'héritage	Âge métamorphique	Lithologie
1	577597 m E 6463601 m N	2011-CL-5255A	Complexe d'Ungava (ApPung1)	2739 ±10 Ma	3154 ±20 Ma	1786 ±15 Ma	Gneiss rubané, tonalitique à dioritique
2	594489 m E 6460639 m N	2011-MS-0106A	Complexe d'Ungava (ApPung2)	2803 ±7 Ma		1813 ±11 Ma 1803 ±23 Ma (Mz)	Gneiss tonalitique rubané
3	643536 m E 6512186 m N	2011-MS-0070A	Complexe d'Ungava (ApPung2)	2861 ±11 Ma		1874 ±31 Ma	Gneiss tonalitique rubané
4	522871 m E 6530450 m N	2011-HH-4084A	Complexe d'Ungava (ApPung4)	2723 ±9 Ma		1864 ±17 Ma 1792 ±8 Ma (Mz)	Gneiss granitique rubané
5	620928 m E 6464967 m N	2011-LP-2151A	Complexe de Qurlutuq (ApPqur2)	2663 ±7 Ma		1818 ±13 Ma	Tonalite blanchâtre
6	530260 m E 6503289 m N	2011-IL-3141A	Suite d'Aveneau (pPavn)	1817 ±10 Ma	2697 ±18 Ma		Granite homogène à grain fin
7	522747 m E 6479931 m N	2011-PL-6182A	Complexe de Kaslac (pPkaa1b)	1835 ±2 Ma			Tonalite très déformée à orthopyroxène et grenat

(Simard *et al.*, 2008). Les âges paléoprotérozoïques obtenus dans les échantillons de gneiss sont généralement compris entre 1850 et 1760 Ma ce qui correspond en bonne partie aux événements reliés à l'Orogène du Nouveau-Québec et à la mise en place des intrusions paléoprotérozoïques de la région. Ces âges correspondraient donc aux phénomènes de fusion partielle, aux injections granitiques ou au métamorphisme, associés à cette orogenèse. Mentionnons que nous considérons que la texture gneissique des roches archéennes du Complexe d'Ungava s'est probablement développée lors de cette période.

Les différentes injections granitiques qui recoupent les gneiss dans le Complexe d'Ungava n'ont pas été datées. Toutefois, leur relation avec les gneiss suggère qu'elles seraient reliées à plusieurs phases d'âge protérozoïque. Les plus anciennes recoupent la gneissosité mais ont été déformées et plissées indiquant qu'elles sont pré à syn-tectonique. D'autres injections granitiques centimétriques à décamétriques recoupent les gneiss et les injections plus anciennes sans direction préférentielle. Elles ne sont pas plissées, mais possèdent souvent une foliation plus ou moins bien développée et peuvent être localement affectées par les zones de cisaillement. Finalement, des dykes rectilignes, massifs et non déformés de granite et de pegmatite appartenant à plus d'une phase tardive, recoupent les autres lithologies et se recoupent entre eux. Aucun travail de détails n'a été réalisé sur ces différentes familles d'injections granitiques, mais leurs relations complexes avec les gneiss sont très bien exposées sur les vastes affleurements qui se trouvent en bordure de la baie d'Ungava.

Unité de gneiss rubané (ApPung1)

L'unité ApPung1 se présente en bandes lenticulaires plurikilométriques dans la partie ouest de la Zone noyau non divisée (carte hors-texte). Cette unité de gneiss est caractérisée par un rubanement net, régulier et très contrasté (photo 1, en annexe). Une datation U-Pb (n° 1, figure 4 et tableau 1) a donné un âge principal archéen de 2739 ±10 Ma considéré comme l'âge du protolithe du gneiss, un âge secondaire de 3154 ±20 Ma interprété comme de l'héritage, et un âge secondaire paléoprotérozoïque de 1786 ±15 Ma relié à l'Orogène du Nouveau-Québec (1840 à 1770 Ma).

Le rubanement du gneiss est produit par une alternance de bandes millimétriques à décimétriques de teintes blanchâtres, grisâtres et noirâtres (photo 1, en annexe). La composition des bandes blanchâtres à grisâtres varie de tonalitique à dioritique alors que les bandes noirâtres sont des amphibolites. Ces rubans de diverses compositions peuvent également former des horizons d'épaisseur métrique. Les bandes ou rubans tonalitiques à dioritiques ont une granulométrie fine à moyenne et montrent une texture de recristallisation partielle à complète. Ils renferment entre 10 et 25 % de minéraux mafiques constitués de hornblende et de biotite en proportion variable. Les rubans d'amphibolite ont une granulométrie fine et une texture granoblastique bien développée. Les gneiss de l'unité ApPung1 ont subi une faible fusion partielle soulignée par la présence de rubans centimétriques de mobilisat tonalitique blanchâtre, souvent lenticulaires et discontinus, parallèles à la gneissosité. Le mobilisat représente moins de 10 % de la roche et contient localement du grenat.

Unité de gneiss tonalitique (ApPung2)

Cette unité de gneiss tonalitique est la plus importante, en superficie, du Complexe d'Ungava (carte hors-texte). Deux échantillons ont été prélevés pour datations U-Pb. Le premier, localisé dans le centre-est de la région (n° 2, figure 4 et tableau 1), a rendu un âge archéen de 2803 ±7 Ma (protolithe du gneiss) et un âge de métamorphisme de 1813 ±11 Ma obtenu sur zircon et confirmé par un âge sur monazite de 1803 ±23 Ma. Le second échantillon, situé dans le nord-est de la région (n° 3, figure 4 et tableau 1), a donné un âge principal plus ancien de 2861 ±11 Ma, et un âge de métamorphisme également plus ancien de 1874 ±31 Ma. Cet âge métamorphique correspond d'avantage à la déformation reliée à l'Orogène des Torngat (1870 à 1850 Ma) qu'à celui du Nouveau-Québec (1840 à 1770 Ma).

L'unité ApPung2 est constituée principalement d'un gneiss tonalitique grisâtre renfermant entre 10 et 35 % de bandes centimétriques blanchâtres de composition tonalitique à granitique (photo 2, en annexe). Le gneiss est fortement folié et montre un rubanement plus ou moins bien défini produit par une ségrégation minérale reliée au métamorphisme. Il renferme entre 5 et 20 % de feuillets de biotite bien alignés dans la foliation, fréquemment concentrés en rubans diffus. La roche a une granulométrie fine à moyenne et possède une texture granoblastique partielle. On observe également, dans plusieurs échantillons, une texture mylonitique qui affecte le pourtour des grains de plagioclase et de quartz. La présence des bandes blanchâtres tonalitiques à granitiques accentue le rubanement du gneiss. Ces bandes semblent provenir de trois sources différentes. 1) On observe des bandes très rectilignes en contact net avec le gneiss. Elles ont subi la même déformation et la même recristallisation que le gneiss et pourraient correspondre à un mobilisat ancien complètement transposé lors de la déformation paléoprotérozoïque. 2) Le second type de bandes correspond à un mobilisat semblable à celui observé et décrit dans l'unité ApPung1.Ces bandes proviennent d'une fusion partielle de la roche, probablement reliée au métamorphisme paléoprotérozoïque. Elles sont centimétriques, parallèles à la gneissosité, discontinues ou lenticulaires et généralement bordées par un mince liseré de biotite. 3) Finalement, dans la partie ouest de la région, des injections blanchâtres associées à la Suite d'Aveneau (décrite plus loin) coupent les gneiss. À certains endroits, ces injections forment des bandes centimétriques à décimétriques, parallèles ou légèrement à angle par rapport à la gneissosité.

On observe également, à l'intérieur de l'unité ApPung2, des horizons décamétriques à hectométriques de gneiss très bien rubanés, de composition mafique à felsique, semblables aux gneiss de l'unité ApPung1. Ces horizons se trouvent généralement dans les secteurs où les niveaux et les enclaves mafiques sont plus abondants. Finalement, l'unité contient par endroits des tonalites gris clair à gris blanchâtre, homogènes, foliées mais non gneissiques. Elles renferment 5 à 20 % de feuillets de biotite verdâtre, bien alignés dans la foliation. La recristallisation de la roche est plus faible que dans les gneiss et se limite en général au pourtour des grains de quartz et de plagioclase. La relation entre ces tonalites et les gneiss est parfois concordante à la gneissosité et parfois légèrement discordante. Elles forment des horizons de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres et plus rarement, de plusieurs centaines de mètres de largeur.

Des roches gneissiques dont la composition varie de diorite à diorite quartzifère ont été assignées à la sous-unité ApPung2a. Outre leur couleur plus foncée, elles s'apparentent aux gneiss de l'unité principale. Ces roches sont relativement homogènes et renferment entre 20 et 40 % de minéraux mafiques, bien alignés dans la foliation et constitués de hornblende verte et d'un peu de biotite. Leur aspect gneissique est attribuable en bonne partie, aux bandes blanchâtres centimétriques décrites précédemment.

Unité de gneiss tonalitique riche en rubans de granite (ApPung3)

L'unité ApPung3 se trouve principalement dans la partie nord de la région, près de la baie d'Ungava (carte hors-texte). Elle est constituée de gneiss tonalitiques similaires à ceux de l'unité ApPung2 mais qui se distinguent par la présence de nombreux rubans centimétriques (plus de 20 %) de granite rose à biotite, parallèles à la gneissosité (photo 3, en annexe). Ces rubans sont intimement liés au gneiss. Ils ont subi le même patron de déformation et ont également une texture granoblastique. L'unité ApPung3 correspond probablement à des secteurs où les tonalites archéennes étaient recoupées par des granites archéens ou paléoprotérozoïques prétectoniques. Ces roches ont ensuite été déformées, plissées et parallélisées lors de la déformation et du métamorphisme. L'unité ApPung3 n'a pas été datée mais sa ressemblance et son association spatiale avec l'unité ApPung2 suggèrent un âge comparable.

Unité de gneiss granitique (ApPung4)

L'unité de gneiss granitique ApPung4 est concentrée dans le secteur nord-ouest de la région et s'étend dans les domaines de Baie aux Feuilles et de Gabriel (figure 4; carte hors-texte). Ces roches correspondent aux « gneiss à microcline » identifiés dans le centre-nord du feuillet 24K par Sauvé (1957a, 1959). Sur le terrain, les gneiss se présentent comme ceux des unités ApPung2 et ApPung3. Ils possèdent une teinte grisâtre et contiennent des rubans blanchâtres et rosés, parallèles à la gneissosité. Toutefois, les lames minces et les colorations de feldspaths indiquent une composition granitique plutôt que tonalitique. Ce gneiss granitique contient 5 à 15 % de feuillets de biotite bien alignés dans la foliation. Le feldspath potassique (35 à 45 %) est bien distribué dans la roche et a subi une recristallisation moyenne à forte, tout comme le plagioclase et le quartz. Une datation U-Pb sur zircon (n° 4, figure 4 et tableau 1) a donné un âge archéen moyen de 2723 ±9 Ma et un âge paléprotérozoïque de 1864 ±17 Ma. Un autre âge bien défini de 1792 ±8 Ma a également été obtenu sur des monazites. Ces données indiquent que l'unité ApPung4 correspond à des intrusions potassiques archéennes remobilisées lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec (1792 Ma). L'âge de cristallisation de cette roche potassique (2723 ±9 Ma) est comparable à celui des grandes unités potassiques de la Sous-province de Minto, à l'ouest de la Fosse du Labrador, et misent en place durant la période comprise entre 2735 et 2710 Ma (Simard *et al.*, 2008). L'âge de 1864 ±17 Ma est interprété comme une phase de métamorphisme qui aurait précédé celle reliée à l'orogenèse du Nouveau-Québec.

Suite de la Baleine (nouvelle unité, ApPbln)

La Suite de la Baleine (ApPbln) est une nouvelle unité qui regroupe les roches métasédimentaires rencontrées entre la Faille du lac Gabriel, à l'ouest, et la Suite granitique de De Pas, à l'est (figure 4; carte hors-texte). La Suite de la Baleine a été divisée en trois unités informelles : une unité principale de paragneiss (ApPbln1); une unité de marbre et de roches calco-silicatées (ApPbln2); et une unité de quartzite (ApPbln3).

Dans le secteur de Kuujjuaq, l'unité de paragneiss ApPbln1 couvre de grandes superficies mais n'a toutefois pas été visitée lors de nos travaux. Dans cette partie de la région, ses limites ont été interprétées à partir des travaux de Serge Perreault (documents inédits) et Perreault et Hynes (1990). Ces auteurs y décrivent un ensemble de gneiss quartzo-feldspathique et de gneiss pélitique à biotite renfermant des proportions mineures de marbre, de roches calco-silicatées, d'amphibolite, de quartzite, de schiste ultramafique, de métaconglomérat et de formations de fer. Toujours dans le secteur de Kuujjuaq, des analyses d'isotopes du soufre ont été effectuées sur trois échantillons de paragneiss prélevés à l'intérieur des limites du Domaine de Baie aux Feuilles et un quatrième juste à l'est de la Faille du lac Pingiajjulik (Wing *et al.*, 2012). Cette étude suggère un âge paléoprotérozoïque pour ces roches. Plus à l'est, dans la partie non divisée de la Zone noyau, des enclaves et des lambeaux de paragneiss assignés à la Suite de la Baleine ont été observés à l'intérieur des gneiss archéens du Complexe d'Ungava. Il est donc possible que la Suite de la Baleine renferme également des roches supracrustales d'âge archéen.

Unité de paragneiss à biotite (ApPbln1)

Les paragneiss de l'unité ApPbln1 sont fortement granoblastiques, finement à moyennement grenus, de couleur gris moyen à gris clair en cassure fraîche et avec une patine brunâtre. Ils montrent généralement un rubanement produit par des concentrations variables de biotite. Cette roche a subi les effets d'une fusion partielle qui se traduit par la présence de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre, plus ou mois continus ou lenticulaires, et dont la composition varie de tonalitique à granitique. Le paragneiss renferme presque toujours une forte proportion (jusqu'à 40 %) d'injections décimétriques à métriques de granite blanc, souvent pegmatitique. Ces injections sont associées à la Suite d'Aveneau (pPavn), qui constitue une unité importante de la partie occidentale de la Zone noyau (figure 4). Localement, des niveaux centimétriques à métriques d'amphibolite, de diorite, de roches calco-silicatées, de marbre et de quartzite sont intercalés dans les paragneiss. Une sous-unité ApPbln1a a été introduite afin de délimiter les zones de paragneiss renfermant entre 2 et 15 % de grenat qui se présente sous forme de petits grains disséminés ou en cristaux porphyroblastiques millimétriques à centimétriques.

En lames minces, le paragneiss se compose de biotite (5 à 30 %), de plagioclase complètement recristallisé et de rubans de quartz (10 à 30 %) partiellement recristallisé. Les feuillets de biotite ont une teinte brun-rouge foncé et renferment de nombreuses inclusions de zircon. Ils sont bien distribués dans la roche ou se concentrent en lamines millimétriques. Les principaux minéraux accessoires sont la muscovite, la sillimanite, l'apatite, le sphène et les minéraux opaques, principalement du graphite.

Dans certains secteurs, le paragneiss renferme aussi du feldspath potassique (2 à 15 %) ou de la hornblende (1 à 2 %). Dans la partie nord du Domaine de Baie aux Feuilles, le paragneiss contient de la muscovite (5 à 10 %) et quelques échantillons renferment de 10 à 15 % d'amphibole pâle, possiblement de la pargasite. La sous-unité ApPbln1a est caractérisée par la présence de grenat qui se présente sous forme de petits grains disséminés ou en cristaux porphyroblastiques millimétriques à centimétriques.

Unité de marbre et de roches calco-silicatées (ApPbln2)

Le marbre et les roches calco-silicatées de l'unité ApPbln2 forment des lambeaux de faible étendue, concentrés à l'est de la rivière de la Baleine (carte hors-texte). Ces roches se présentent également en niveaux boudinés, décimétriques à métriques, à l'intérieur des paragneiss de l'unité ApPbln1.

Les roches calco-silicatées ont une patine verdâtre à chamois et montrent un rubanement centimétrique. Elles se composent d'une matrice fine de quartz et de feldspath avec 40 à 50 % de minéraux mafiques, principalement du diopside, de l'actinote et de la biotite. Elles renferment aussi un peu de carbonates interstitiels, de la muscovite, du sphène, de la zoïsite et de l'apatite. Le marbre est blanc en surface altérée et gris pâle en cassure fraîche. Il se présente en horizons décimétriques à métriques séparés par de minces rubans centimétriques de paragneiss à biotite en relief positif par rapport au marbre.

Unité de quartzite (ApPbln3)

L'unité de quartzite ApPbln3 n'a pas été observée directement lors de nos travaux. De petites bandes ont toutefois été localisées dans le coin sud-est du feuillet 24K (carte hors-texte) en se basant sur les travaux de Gélinas (1960). Nos observations ont permis d'identifier de rares niveaux décimétriques de quartzite, à l'intérieur des paragneiss de l'unité ApPbln1.

Suite de Ralleau (nouvelle unité, ApPral)

La Suite de Ralleau regroupe les lambeaux de diorite et de gabbro à texture granoblastique localisés à l'intérieur de la Zone noyau non divisée, entre la Faille du lac Pingiajjulik et la Zone de cisaillement de la rivière George (figure 4; carte hors-texte). Il s'agit de roches homogènes, moyennement grenues, d'aspect massif à folié et de couleur gris moyen à noir, parfois verdâtre. Elles renferment entre 40 et 60 % de minéraux mafiques constitués de hornblende verte et de biotite brune (1 à 20 %) avec, à plusieurs endroits, du clinopyroxène. Quelques niveaux ou amas, décimétriques à décamétriques, constitués de roches ultramafiques riches en clinopyroxène ont aussi été observés localement. Les principaux minéraux accessoires sont le quartz (<5 %), l'épidote, le sphène, l'apatite, la chlorite et les minéraux opaques. Mentionnons également la présence de poecilloblastes millimétriques à centimétriques de grenat, en proportion variable (2 à 25 %) dans certains niveaux. La Suite de Ralleau n'a pas été datée et pourrait comprendre des roches d'âge archéen et paléoprotérozoïque.

Complexe de Qurlutuq (nouvelle unité, ApPqur)

Le Complexe de Qurlutuq est une nouvelle unité introduite pour décrire les roches migmatitiques rubanées qui couvrent une superficie importante de la portion non divisée de la Zone noyau (figure 4, carte hors-texte). Le complexe a été divisé en trois unités informelles : 1) une unité principale de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1); 2) une unité constituée de migmatites et d'une proportion importante de tonalite homogène foliée (ApPqur2); et 3) une unité de migmatite abondamment injectée de granite.

Les migmatites du Qurlutuq sont spatialement associées aux gneiss du Complexe d'Ungava avec lesquels elles sont généralement en contact graduel et mal défini. Taylor (1979) mentionnait également cette relation entre les migmatites et les gneiss et signalait que la limite entre les deux unités avait souvent été tracée de façon arbitraire lors de ses travaux de reconnaissance. Le rubanement qui

caractérise les migmatites du Complexe de Qurlutuq est toutefois irrégulier et souvent chaotique, ce qui le distingue du rubanement rectiligne et régulier des gneiss du Complexe d'Ungava (photo 4, en annexe). Les migmatites renferment également de nombreuses enclaves et niveaux préservés de gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava et de roches supracrustales de la Suite de la Baleine. La présence de ces niveaux préservés ainsi que l'association spatiale de ces unités avec les migmatites du Qurlutuq suggèrent que les migmatites seraient issues de la fusion partielle des roches du Complexe d'Ungava et de la Suite de la Baleine. Ce phénomène de fusion n'a pas été daté mais serait tarditectonique puisqu'il postdate la formation de la gneissosité des niveaux préservés. Cette hypothèse est appuyée par le fait que le mobilisat des roches migmatitiques est peu déformé et peu recristallisé.

Une datation U-Pb a été réalisée sur une tonalite homogène de l'unité ApPqur2 (n° 5, figure 4 et tableau 1). Cette tonalite a donné un âge archéen de 2663 ±7 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation de la tonalite, et un âge paléoprotérozoïque mal défini autour de 1818 ±13 Ma interprété comme l'âge du métamorphisme. Cet âge de 1818 Ma pourrait représenter l'âge de la fusion à l'origine des migmatites du Qurlutuq. Machado *et al.*, (1989) ont daté un échantillon de migmatite provenant d'un affleurement situé en bordure de la baie d'Ungava, dans notre région, et qu'ils associaient au Batholite de De Pas. Cette migmatite, qui appartient vraisemblablement au Complexe de Qurlutuq, a donné des âges archéens de 2922, 2779 et 2688 Ma et un âge métamorphique sur monazite de 1808 ±2 Ma. Cet âge de métamorphisme s'apparente à celui obtenu dans la tonalite du Qurlutuq aux erreurs près, appuyant l'hypothèse que l'événement de fusion se serait produit entre 1820 et 1805 Ma.

Unité de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1)

L'unité ApPqur1 est l'unité principale du Complexe de Qurlutuq. Les affleurements associés à cette unité sont très hétérogènes et constitués d'enclaves et de niveaux démembrés et absorbés, d'un néosome gris clair à blanchâtre et de nombreux schlierens de biotite. L'ensemble forme un rubanement d'aspect migmatitique, irrégulier, ondulant et discontinu (photo 4, en annexe). Les enclaves et niveaux de gneiss tonalitique, d'amphibolite et de paragneiss forment des bandes, continues ou lenticulaires, de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, allongées selon la foliation migmatitique. Le néosome forme généralement plus de 50 % de la surface des affleurements. Il s'agit d'une roche blanchâtre, de granulométrie fine à grossière et de composition tonalitique, plus rarement granodioritique ou granitique, qui renferme moins de 5 % de biotite. Le néosome se présente en bandes d'épaisseur variable, régulièrement lenticulaires, formant un rubanement migmatitique complexe. Il forme aussi des poches décimétriques à décamétriques ainsi que des injections qui recoupent le rubanement migmatitique. Le néosome contient de nombreux schlierens de biotite, qui à plusieurs endroits, représentent les seuls vestiges des roches fusionnées.

Unité de roches migmatitiques rubanées et de tonalite foliée (ApPqur2)

Dans certains secteurs de la région, et plus particulièrement dans le secteur est, les migmatites de l'unité ApPqur1 renferment des niveaux décamétriques à hectométriques de tonalite à biotite foliée et homogène. Ces secteurs ont été assignés à l'unité ApPqur2. Rappelons qu'un échantillon de tonalite homogène de cette unité a donné un âge de cristallisation néoarchéen de 2663 Ma. Ces tonalites tardives non foliées et non déformées à l'Archéen auraient constituées des noyaux plus résistants lors de la déformation et de la fusion partielle au paléoprotérozoïque. La présence de petits rubans centimétriques de mobilisat dans la tonalite indique qu'elle a tout de même subi une partie de cette fusion.

La tonalite est une roche homogène, gris clair à gris blanchâtre, généralement bien foliée qui renferme 5 à 20 % de biotite verdâtre. Lorsqu'elle contient plus de 15 % de biotite la proportion de quartz est un peu moins importante et sa composition se rapproche de celle d'une diorite quartzifère. De beaux grains d'épidote et d'allanite sont presque toujours présents.

Unité de roches migmatitiques rubanées injectées de granite (ApPqur3)

L'unité ApPqur3 a été définie afin d'identifier les secteurs où les migmatites du Qurlutuq sont fortement injectées par des phases granitiques ou granodioritiques rosâtres, ce qui accentue l'aspect hétérogène des affleurements. Cette unité est localisée près des contacts avec la Suite granitique de De Pas (carte hors-texte). Il est donc probable que ces injections potassiques soient associées à cette suite.

Zone noyau non divisée – Unités paléoprotérozoïques

Les roches paléoprotérozoïques de la partie non divisée de la Zone noyau correspondent principalement à de grandes unités intrusives comme les suites granitiques de De Pas et de Dancelou et la Suite tonalitique à granitique d'Aveneau (figure 4). Les suites de Dancelou et d'Aveneau se trouvent principalement dans la moitié ouest et s'étendent également à l'intérieur du Domaine de Baie aux Feuilles. À l'extrémité est de la région, on retrouve des lambeaux de paragneiss assignés au Groupe de Lake Harbour, ainsi que des bandes étroites de roches intrusives mafiques à ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk. Des paragneiss et des diatexites assignés respectivement aux suites de False et de Winnie se trouvent dans des zones d'étendue très limitée, à la frontière sud de la région.

Groupe de Lake Harbour (pPhb)

Le Groupe de Lake Harbour a été introduit par Jackson et Taylor (1972) pour désigner une séquence volcano-sédimentaire paléoprotérozoïque localisée sur l'île de Baffin et dans le nord-est du Québec et du Labrador (*Dorset Fold Belt*). Verpaelst *et al.* (2000) utilisent ce terme dans le secteur de la rivière Koroc, juste à l'est de notre région, et divise le groupe en quatre unités : une unité de paragneiss et paragneiss quartzeux (pPhb1); une unité de quartzite (pPhb2); une unité de roches calco-silicatées et de marbres (pPhb3); et finalement, une unité de basalte andésitique amphibolitisé à faciès massif, coussiné ou bréchique (pPhb4). Dans la partie est de notre région, quelques lambeaux de paragneiss ont été assignés à l'unité pPhb1 du Groupe de Lake Harbour (figure 4; carte hors-texte). Dans cette unité de paragneiss, on trouve aussi quelques niveaux composés d'assemblages lithologiques caractéristiques des autres unités définies par Verpaelst *et al.* (2000). L'analyse des isotopes du soufre effectuée sur deux échantillons de paragneiss indique qu'ils sont issus d'un protolithe d'âge protérozoïque (Wing *et al.*, 2012).

Le paragneiss de l'unité pPhb1 présente une teinte qui varie de gris moyen à gris foncé avec une patine brunâtre ou brun rouille caractéristique. Il est plus ou moins migmatitisé et renferme entre 5 et 30 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre, sauf localement, où la fusion plus intense a produit des diatexites. Le paragneiss et le mobilisat ont une granulométrie fine à moyenne. Ils sont bien foliés et possèdent une texture granoblastique bien développée. Dans les zones de cisaillement, le paragneiss montre une texture protomylonitique bien définie à rubans de quartz. Le paragneiss est constitué de quartz, de plagioclase, de microcline et de biotite (10 à 25 %) avec une proportion variable de grenat et de sillimanite. Le grenat (1 à 20 %) se présente sous forme de petits grains disséminés ou en poeciloblastes centimétriques contenant des inclusions des autres minéraux observés dans le paragneiss. La sillimanite se présente sous plusieurs formes : 1) en petits prismes disséminés; 2) sous forme fibreuse associée avec des micas (muscovite et biotite) formant des nodules millimétriques à centimétriques; et 3) en amas flexueux entourant les phénocristaux de feldspaths. La cordiérite, le zircon, l'apatite, le graphite, la magnétite, l'allanite et des sulfures sont les minéraux secondaires les plus répandus. Une bande de paragneiss à pyroxènes a aussi été observée à la limite est de la région. Le paragneiss présente alors une couleur d'altération brun cassonade caractéristique des roches contenant de l'orthopyroxène. Dans ces roches, la biotite (2 à 8 %) a une teinte brun foncé presque rougeâtre indiquant qu'il s'agit d'une biotite de haute température. On y observe aussi de la hornblende verte (3 à 7 %), du grenat (5 à 15%) et, plus localement, de l'augite (<5 %).

Dans les paragneiss, on observe de nombreuses zones rouillées de largeur décimétrique à décamétrique. On trouve aussi des niveaux de paragneiss qui ont subi de fortes altérations de surface et où la roche est désagrégée et transformée en sable. Dans ces niveaux, le paragneiss est riche en feldspath potassique et renferme entre 5 et 20 % de graphite.

Quelques niveaux décimétriques à décamétriques de quartzite impur, de roches calco-silicatées et d'amphibolite ont aussi été observés dans l'unité pPhb1. Le quartzite se compose d'environ 85 % de quartz et de 12 à 15 % de biotite très pâle. Il renferme aussi un peu de muscovite, du zircon et de l'apatite. Les roches calco-silicatées sont très déformées et souvent boudinées. Elles sont constituées en majeure partie de diopside, de trémolite/hornblende et de carbonates. Finalement, l'amphibolite se compose de hornblende verte, de clinopyroxène et de plagioclase avec, en proportions moindres, du quartz et de la biotite. Le grenat représente localement une phase importante (jusqu'à 35 %) de l'amphibolite.

Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv)

La Suite mafique de Nuvulialuk a été introduite par Verpaelst *et al.* (2000), juste à l'est de notre région (feuillet SNRC 24I), pour regrouper des bandes de roches intrusives mafiques (pPnuv1) et ultramafiques (pPnuv2) qu'ils interprètent comme des filons-couches et des dykes qui se seraient injectés à l'intérieur du Groupe de Lake Harbour et dans les gneiss environnants. Ces auteurs mentionnent qu'une partie de la minéralogie primaire de ces roches (olivine et pyroxènes) a été conservée impliquant une mise en place après le pic du métamorphisme paléoprotérozoïque à 1,8 Ga. Dans notre région, quelques lambeaux de roches mafiques et ultramafiques, situés à l'est de la Suite granitique de De Pas, ont été assignés à cette suite (carte hors-texte).

Métagabbro (pPnuv1)

Le métagabbro est massif à faiblement folié et de granulométrie moyenne. Il renferme généralement entre 50 et 60 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende verte avec, régulièrement, du clinopyroxène (10 à 20 %). Le plagioclase, très bien recristallisé, se trouve entre les grains plus grossiers des minéraux mafiques. Les minéraux accessoires sont le quartz (<2 %), la biotite, le sphène, l'épidote, le zircon et l'apatite.

Méta-ultramafites (pPnuv2)

Verpaelst *et al.* (2000) décrivent quatre types de roches ultramafiques dans l'unité pPnuv2 : la hornblendite, la pyroxénite, la péridotite et la dunite. Dans notre région, un seul affleurement de roches ultramafiques, situé à l'extrémité est de la carte, a été assigné à cette unité. L'affleurement comporte une zone de péridotite à texture glomérophyrique et une zone très riche en hornblende. La péridotite renferme 35 à 40 % d'olivine serpentinisée, possiblement d'anciens cumulus, contenus dans une matrice plus fine et granoblastique constituée de clinopyroxène. Cette roche

renferme aussi 1 à 3 % de petits cristaux de spinelle vert foncé, de la magnétite, du clinochlore et de la phlogopite.

Suite de la rivière False (nouvelle unité, pPfas) et Suite de Winnie (nouvelle unité, pPwii)

Les travaux de cartographie géologique réalisés durant l'été 2012, au sud de notre région (Lafrance *et al.*, en préparation), ont permis de reconnaître une importante unité de paragneiss fortement migmatitisés localisée dans la Zone noyau, juste à l'est de la Zone de Rachel-Laporte. Ces paragneiss ont été affectés par un événement de fusion majeur qui a produit une quantité importante de mobilisat. Lafrance *et al.* (en préparation) ont introduit la Suite de False pour désigner les paragneiss migmatitisés et la Suite de Winnie pour regrouper les diatexites issues de la fusion de ces paragneiss. La poursuite de ces deux unités a été interprétée à deux endroits dans notre région, près de la limite sud de la carte (figure 4; carte hors-texte).

Le paragneiss de la Suite de False (pPfas1) a une granulométrie moyenne à fine et possède une texture granoblatique très bien développée. La proportion de minéraux mafiques, essentiellement de la biotite verte ou brune, varie de 15 à 30 %. Les minéraux accessoires sont la sillimanite, l'allanite et les minéraux opaques. Le paragneiss renferme entre 15 et 30 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat granitique blanchâtre et riche en quartz.

Dans la région cartographiée en 2012, la Suite de Winnie comprend une unité de diatexites homogènes (pPwii1) et une unité de diatexites et métatexites hétérogènes (pPwii2). Un âge préliminaire U-Pb sur zircon de 1838 ±7 Ma a été obtenu sur un échantillon de diatexite homogène et est interprété comme l'âge de la cristallisation de la diatexite (Lafrance *et al.*, en préparation). La diatexite homogène (pPwii1) renferme entre 20 et 30 % de phénocristaux de feldspath potassique. La sous-unité pPwii2a est constituée de diatexite et métatexite hétérogènes caractérisées par la présence de grenat, de sillimanite et de cordiérite. Localement, des niveaux d'amphibolite mafique à intermédiaire de 20 à 50 m d'épaisseur alternent avec les métatexites.

Suite granitique de De Pas (pPdep)

Le Batholite de De Pas est une intrusion syntectonique multiphasée orientée N-S à NNW-SSE et qui s'étend sur plus de 600 km à l'intérieur de la Zone Noyau (figure 1). Cette masse batholitique, d'abord nommée de façon informelle « Batholite d'Ungava » (Owen, 1989; Bourque, 1991), a été renommée plus formellement « Batholite de De Pas » par Martelain (1986). Au Québec, le sud du batholite a été cartographié au 1/50 000 par plusieurs auteurs (Hammouche *et al.*, 2011; Van der Leeden, 1994, 1995; Tanner, 1992; Bourque, 1991; Danis, 1988, 1991; Owen, 1989). Ces travaux ont mis en évidence la présence de deux grandes suites intrusives à l'intérieur du batholite : 1) la Suite granitique de De Pas (pPdep), à l'est, constituée d'intrusions potassiques et tonalitiques à biotite ± hornblende; et 2) la Suite charnockitique de De Pas (pPcde), à l'ouest, constituée de roches intrusives intermédiaires et felsiques à pyroxène. Ainsi, le Batholite de De Pas doit donc être considéré comme une supersuite selon le code stratigraphique nord-américain (MER, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009).

Le Batholite de De Pas est interprété comme étant relié à un environnement d'arc magmatique subductionnel protérozoïque développé lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec (Dunphy and Skulski, 1996; Martelain *et al.*, 1998). Plusieurs datations, réalisées principalement dans la partie sud du batholite, ont donné des âges entre 1840 et 1810 Ma (Krogh, 1986; James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000; Dunphy and Skulski, 1996). Dunphy and Skulski (1996) mentionnent que les roches charnockitiques se seraient mises en place entre 1840 et 1811 Ma alors que les roches hydratées (suite granitique) auraient un âge de cristallisation entre 1840 et 1823 Ma. Dans notre région, deux datations U-Pb ont été réalisées sur des roches assignées au Batholite de De Pas, en bordure de la Baie d'Ungava (Isnard *et al.*, 1998). Des âges préliminaires de 1805 ±2 Ma et de 1799 ±5 Ma ont été obtenu respectivement sur un échantillon de granite à biotite et sur un échantillon de granodiorite cisaillée localisée dans la Zone de cisaillement de la rivière George. Le premier est interprété comme l'âge de cristallisation du granite alors que le deuxième correspondrait à l'âge approximatif du cisaillement. Mentionnons que les granites à biotite de ce secteur ont été assignés à la Suite granitique de De Pas en raison de leur association spaciale avec les granodiorites à texture porphyroïde du De Pas. Toutefois, il pourrait s'agir de granites tardifs contemporains à ceux de la Suite de Dancelou (décrite plus loin). Ainsi l'âge relativement jeune de 1805 Ma pour la phase granitique du De Pas, dans la partie nord du batholite, reste à confirmer.

Le Batholite de De Pas est localisé dans la partie est de notre région (figure 4; carte hors-texte) et correspond à une forte anomalie aéromagnétique régionale positive. Dans ce secteur, les lithologies associées au batholite ne contiennent pas de pyroxène et ont donc été assignées à la Suite granitique de De pas (pPdep). Les travaux de cartographie réalisés plus au sud (mentionnés plus haut) ont permis de diviser la suite granitique en plusieurs unités informelles, uniformisées en sept unités lors d'une compilation géologique régionale du sud-est du Churchill réalisée par les géologues du ministère durant les années 2000 (cartes CG SIGEOM23P disponibles via la base de données E-Sigeom – Examine, sur le site du MRN). Dans notre région, on retrouve deux de ces unités : l'unité de granite et granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4) et l'unité de granite et de granodiorite à biotite (pPdep5). Une nouvelle unité constituée de petites intrusions de syénite (pPdep8), dans la partie occidentale du batholite, a aussi été définie.

Unité de granite et granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4)

L'unité pPdep4 est constituée de granite et de granodiorite caractérisés par une texture porphyroïde reliée à la présence de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm. La proportion des phénocristaux varie de 3 à 40 %, mais se situe en moyenne entre 15 et 25 %. La roche est homogène, de teinte gris rosâtre et de granulométrie moyenne. Elle a un aspect massif et montre parfois une faible foliation soulignée par l'alignement des phénocristaux. La fraction granitique contient moins de 10 % de minéraux mafiques alors que la fraction granodioritique en contient entre 10 et 25 %. La biotite, verdâtre ou brunâtre, est largement dominante. La hornblende verte est plutôt rare, sauf dans les granodiorites contenant plus de 20 % de minéraux mafiques. Le sphène, l'allanite et la magnétite sont les minéraux accessoires les plus répandus.

Plusieurs affleurements assignés à l'unité pPdep4 renferment de nombreuses enclaves de gneiss, de roches migmatitiques et de roches supracrustales qui proviennent des unités archéennes à protérozoïques environnantes. De plus, on observe fréquemment des injections multiples de granite de l'unité pPdep5 recoupant les roches à texture porphyroïde de l'unité pPdep4 (photo 5, en annexe).

Unité de granite à biotite (pPdep5)

L'unité pPdep5 est constituée de deux phases intrusives granitiques très apparentées. La première phase est une roche granitique, localement granodioritique, homogène, gris rosâtre à gris blanchâtre, de granulométrie moyenne et d'aspect massif à faiblement folié qui renferme entre 3 et 10 % de biotite. La seconde phase granitique recoupe la première phase sous forme d'injections de quelques décimètres à plusieurs décamètres. Le granite est homogène et massif, gris rosâtre à rose, de granulométrie fine à moyenne et contient moins de 5 % de biotite. Plusieurs affleurements sont formés d'un seul type de granite. Il est alors très difficile de l'assigner avec certitude à l'une ou l'autre de ces deux phases. Les granites de l'unité pPdep5 contiennent fréquemment de la pegmatite sous forme d'amas ou de poches décimétriques, ou encore sous forme d'injections décimétriques à métriques. Cette pegmatite semble correspondre à la phase la plus tardive de l'unité.

L'unité granitique pPdep5 contient des enclaves de roches intrusives à texture porphyroïde de l'unité pPdep4 ainsi que des enclaves de gneiss, de roches migmatitiques et de roches supracrustales qui proviennent des unités environnantes. Ces enclaves sont régulièrement très absorbées par le granite et forment des rubans qui s'apparentent à des schlierens.

En bordure du Batholite de De Pas, une sous-unité pPdep5a a été définie afin d'identifier des zones très hétérogènes constituées d'une proportion équivalente d'enclaves et des phases granitiques de l'unité. Ce mélange produit souvent une texture marbrée ou encore un rubanement irrégulier et ondulant produit par les restites des enclaves fortement absorbées par le granite.

Unité de syénite (pPdep8)

L'unité pPdep8 est une nouvelle unité qui regroupe quatre petites intrusions de syénite localisées dans la partie occidentale du Batholite de De Pas (carte hors-texte). Ces intrusions correspondent à de petites anomalies magnétiques positives très bien circonscrites sur la carte aéromagnétique régionale. Elles sont constituées de syénite montrant des textures et structures variées. La syénite peut être très foliée ou d'aspect massif, de granulométrie fine, moyenne ou grossière, et posséder à certains endroits une texture porphyroïde formée par environ 20 % de cristaux de feldspath potassique de 0,5 à 2 cm. La relation entre ces différents types de syénite a pu être observée à un seul endroit où une syénite massive recoupe une syénite très foliée. Toutes ces roches ont toutefois une teinte rosée généralement assez foncée et renferment ente 15 et 25 % d'amas millimétriques à centimétriques de minéraux mafiques, constitués de clinopyroxène, de hornblende et de magnétite. Des petits cristaux de sphène et d'allanite sont répandus et principalement associés aux minéraux mafiques. Les textures perthitiques sont abondantes et très bien développées dans les cristaux de feldspath potassique.

Suite d'Aveneau (nouvelle unité, pPavn)

La Suite d'Aveneau est une nouvelle unité localisée dans la partie centrale de la région (figure 4 et carte hors-texte). Elle est constituée de tonalite et de granite blanchâtres, dont la granulométrie varie de fine à grossière. Ces roches ont un aspect massif ou faiblement folié et renferment peu de minéraux mafiques (<5 % de biotite). Des amas ou des poches irrégulières à texture pegmatitique, décimétriques à métriques, en contact diffus sont aussi présents. Une quantité importante d'injections kilométriques de pegmatite blanchâtre, homogène et massive recoupe les lithologies de l'Aveneau.

La composition des roches de la Suite d'Aveneau est difficile à déterminer sur le terrain. Les nombreuses lames minces et colorations des feldspaths ont mis en évidence une composition qui varie de tonalitique à granitique, et ce indépendamment de la granulométrie et de la texture de la roche. Ces roches s'apparentent au mobilisat blanchâtre qui compose la majeure partie des roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq. Il est donc possible que la Suite d'Aveneau corresponde à une phase évoluée et tardive reliée au phénomène de fusion à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Ces roches, presque dépourvues de minéraux mafiques et de schlierens de biotite, proviendraient d'un matériel qui aurait migré dans la croûte et se serait mis en place loin de la source de fusion. Une analyse

isotopique U-Pb réalisée sur un échantillon de composition granitique de l'Aveneau vient appuyer cette hypothèse (site 6, figure 4 et tableau 1). En effet, l'analyse a donné un âge de cristallisation de 1817 ±10 Ma accompagné d'un âge d'héritage archéen de 2697 ±18 Ma. L'âge de cristallisation se compare aux erreurs près aux âges protérozoïques obtenus dans deux échantillons du Complexe de Qurlutuq (1818 ±13 Ma, ce rapport; 1808 ±2, Machado *et al.*, 1989) et interprétés comme l'âge du métamorphisme et probablement de l'événement de fusion à l'origine des migmatites. L'âge de 2697 ±18 Ma obtenu dans le granite est interprété comme de l'héritage issu de la fusion des roches archéennes de ce secteur.

Les roches de la Suite d'Aveneau se sont mises en place, sous forme d'injections métriques à décamétriques parallèles à la foliation, dans les gneiss du Complexe d'Ungava et les paragneiss de la Suite de la Baleine. Il est probable que les grandes superficies interprétées comme appartenant à la Suite d'Aveneau (figure 4 et carte hors-texte) donnent une fausse impression de l'importance volumique de cette unité. Dans ce secteur dépourvu de relief (photo 6, en annexe), l'orientation des principales structures régionales (foliation, gneissosité, injections) est subhorizontale ou à très faible pendage. Dans ce contexte, les roches blanchâtres, plus massives et plus compétentes de l'Aveneau, auraient mieux résisté à l'érosion que les gneiss encaissants et seraient donc surreprésentées dans les affleurements de ce secteur.

Suite de Dancelou (nouvelle unité, pPdac)

La Suite de Dancelou est une nouvelle unité formant des plutons granitiques plurikilométriques bien circonscrits dispersés dans la région (figure 4; carte hors-texte) et que l'on reconnaît également sous forme de dykes dans les unités plus anciennes. Cette suite comprend une unité de granite gris (pPdac1) et une seconde, de granite rose (pPdac2) à laquelle sont associées des phases pegmatitiques. Il est fréquent d'observer ces deux types de granite sur le même affleurement. De façon générale, le granite rose recoupe le granite gris quoique localement, l'inverse a aussi été observé suggérant une mise en place plus ou moins contemporaine des deux phases. La Suite de Dancelou n'a pas été datée mais son faible taux de déformation et les observations de recoupement avec les autres unités indiquent qu'il s'agit d'intrusions tarditectoniques, d'âge paléoprotérozoïque.

Le granite de l'unité pPdac1 est homogène, faiblement folié ou massif, de granulométrie fine à moyenne et possède une teinte gris moyen caractéristique. Sur le terrain, ce granite a l'aspect d'une tonalite en raison de sa teinte grisâtre. Toutefois, la coloration des feldspaths et les lames minces mettent en évidence la proportion élevée du feldspath potassique (30 à 45 %). Le granite renferme entre 5 et 10 % de feuillets de biotite brunâtre. Ces feuillets contiennent des petits grains de zircons entourés d'une auréole pléochroïque brun foncé très nette. La roche renferme aussi une faible proportion de mica blanc sous forme de feuillets disséminés.

Le granite de l'unité pPdac2 se distingue par sa teinte rosée et sa granulométrie moyenne avec, à plusieurs endroits, des poches décimétriques de granulométrie grossière ou pegmatitique. On observe également des injections de pegmatite interprétées comme appartenant à une phase tardive de l'unité. Ainsi, plusieurs affleurements de granite pegmatitique rosâtre, localisés principalement dans la partie ouest de la région, ont été assignés à l'unité pPdac2. Le granite de l'unité pPdac2 se distingue également par son faible contenu en minéraux mafiques représentant moins de 5 % et régulièrement moins de 1 % de la roche. Il s'agit de petits feuillets de biotite brune et de chlorite renfermant des zircons. Le mica blanc, sous forme de feuillets disséminés, est également présent.

Domaine de Baie aux Feuilles (nouvelle division)

Le Domaine de Baie aux Feuilles est un nouveau domaine situé dans la partie ouest de la Zone noyau (figure 4). Il est caractérisé par des unités de roches intrusives paléoprotérozoïques très métamorphisées et déformées. Ce domaine est interprété comme une écaille limitée par les failles de chevauchement du lac Gabriel à l'ouest, et du lac Pingiajjulik, à l'est. Cette écaille aurait ainsi chevauchée les roches volcano-sédimentaires du Domaine de Gabriel à l'ouest, et aurait été chevauchée par les roches archéennes de la partie non divisée de la Zone noyau, à l'est.

Le Complexe de Kaslac est l'unité la plus répandue à l'intérieur du Domaine de Baie aux Feuilles. Il est constitué d'un mélange complexe de roches intrusives gneissiques à mylonitiques dont la composition varie de mafique à felsique. Les autres unités sont : le Pluton de Kuujjuaq composé de gneiss tonalitique à granodioritique, et la Suite de Tasialuk constituée de granitoïdes très déformés à texture porphyroïde. On retrouve aussi dans ce domaine, des unités observées dans la partie non divisée de la Zone noyau et qui ont été décrites précédemment. Il s'agit des gneiss granitiques de l'unité ApPung4 du Complexe d'Ungava dans le nord, des roches métasédimentaires de la Suite de la Baleine dans la moitié sud, et des granites tardifs de la Suite de Dacelou. On note également que les roches intrusives blanchâtres de la Suite d'Aveneau se sont injectées dans la partie sud-est du domaine, le long du tracé de la faille de chevauchement du lac Pingiajjulik, masquant ainsi cette structure dans ce secteur.

Complexe de Kaslac (nouvelle unité, pPkaa)

Le Complexe de Kaslac est une nouvelle unité qui regroupe un ensemble de roches intrusives métamorphisées de composition ultramafique à felsique fortement déformées et recristallisées, localisées dans le Domaine de Baie aux Feuilles (figure 4, carte hors-texte). À certains endroits, ces roches contiennent de l'orthopyroxène très altéré. L'altération rétrograde omniprésente des pyroxènes ne permet pas de déterminer si ces derniers sont d'origine magmatique ou

métamorphique. Toutefois, la couleur verdâtre et brunâtre des roches ainsi que la présence d'assemblages lithologiques de composition anorthositique contenant localement des vestiges de textures coronitiques indiquent qu'il pourrait s'agir de roches intrusives à orthopyroxène de la série des charnockites. Celles-ci possèdent d'ailleurs une forte signature magnétique régionale ce qui caractérise fréquemment les unités charnockitiques. Mentionnons que d'autres unités intrusives à pyroxènes ont déjà été identifiées plus au sud dans la Zone noyau, comme par exemple : la Suite charnockitique de De Pas (Hammouche *et al.*, 2011; Tanner, 1992; Bourque, 1991; Danis, 1991) et la Suite intrusive de Pallatin (Van der Leeden, 1994, 1995; Owen, 1989). Une datation U-Pb réalisée sur une diorite quartzifère à hypersthène de l'unité pPkaa1b (site 7, figure 4 et tableau 1) a donné un âge de cristallisation de 1835 ±2 Ma. Cet âge s'apparente aux âges obtenus pour la Suite charnockitique de De Pas, plus au sud (1831 ±5 Ma, James *et al.*, 1996; 1836 ±10 Ma, James et Dunning, 2000; 1837,3 ±4,5 Ma, David *et al.*, 2011).

Le Complexe de Kaslac a été divisé en quatre unités (pPkaa1 à pPkaa4, carte hors-texte) en fonction de la lithologie dominante et des textures observées sur le terrain. Dans plusieurs cas, on trouve des assemblages lithologiques appartenant à plus d'une unité sur un même affleurement.

Diorite et diorite quartzifère (pPkaa1)

L'unité pPkaa1 du Complexe de Kaslac est la plus répandue. Elle est constituée de roches gneissiques dont la composition varie de diorite à diorite quartzifère, avec un peu de tonalite. L'unité pPkaa1 a été divisée en deux sous-unités en fonction de l'absence d'orthopyroxène (pPkaa1a) ou de la présence de ce minéral (pPkaa1b). La relation entre les deux sous-unités n'a pas été établie clairement. Il est possible que les roches de l'unité pPkaa1a contenaient originellement de l'orthopyroxène qui aurait été complètement transformé lors des événements tectonométamorphiques reliés à l'orogenèse du Nouveau-Québec. D'ailleurs, en lames minces, les minéraux mafiques de ces roches présentent des textures métamorphiques de recristallisation post ou tardi déformation au faciès des amphibolites qui pourraient expliquer la disparition de l'orthopyroxène.

Les diorites et diorites quartzifères de la sous-unité pPkaa1a sont des roches gneissiques d'aspect rubané ou homogène et contenant entre 5 et 20 % de rubans millimétriques discontinus de grains de quartz recristallisés. Le faciès rubané est constitué d'une alternance de rubans millimétriques à centimétriques, gris clair à gris foncé (photo 7, en annexe). À plusieurs endroits, on observe également des rubans blanchâtres lenticulaires correspondant probablement à du mobilisat ou des injections boudinées. Dans le cas du facies d'aspect homogène, les diorites sont gris clair à brunâtre, de granulométrie moyenne, bien foliées à mylonitiques et possèdent une texture granoblastique très prononcée.

Dans les roches de la sous-unité pPkaa1a, les minéraux mafiques (10 à 25 %) forment des amas millimétriques étirés dans la foliation. Ils sont constitués d'une multitude de petits grains souvent à angle avec la foliation, impliquant une recristallisation tardive. Ces amas sont formés de feuillets de biotite brun foncé à rouge et de petites baguettes d'amphiboles verdâtres (hornblende et actinote), auxquels sont associés, en quantité mineure, des minéraux opaques, de l'apatite et du sphène. Les minéraux mafiques sont en intercroissance entre eux et avec le plagioclase. Le clinopyroxène et l'orthopyroxène ont été observés localement et certaines roches contiennent des vestiges de textures coronitiques. Les autres minéraux accessoires sont l'épidote, le grenat, la chlorite, la muscovite, la tourmaline, l'allanite, le sphène, la magnétite et l'ilménite. À plusieurs endroits, les roches de la sous-unité pPkaa1a alternent avec des niveaux millimétriques à métriques, constitués des lithologies qui composent les autres unités du Complexe de Kaslac (décrites plus bas). Parmi celles-ci, les gabbros et leucogabbros de l'unité pPkaa3 et les granitoïdes riches en quartz de l'unité pPkaa4 sont les lithologies les plus fréquentes.

Les diorites de la sous-unité pPkaa1b ont une teinte brun cassonade ou gris verdâtre typique des roches à orthopyroxène. Elles forment des assemblages gneissiques et rubanés constitués de rubans à grain fin et de rubans à grain plus grossier (photo 8, en annexe). Les rubans plus grossiers renferment fréquemment des grains millimétriques à centimétriques de grenat et d'orthopyroxène. Les roches de la sous-unité pPkaa1b contiennent des amas de minéraux mafiques constitués d'actinote fibreuse et de feuillets de biotite rouge avec une quantité moindre d'orthopyroxène fortement serpentinisé. Du clinopyroxène se trouve fréquemment au cœur des amas d'actinote. Des petits grains millimétriques de grenat ont également été observés à plusieurs endroits. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'apatite, l'ilménite et la chlorite.

Métagabbro riche en grenat et magnétite (pPkaa2)

Cette unité de métagabbro est associée à deux anomalies magnétiques ovales très intenses localisées dans la partie nord du Domaine de Baie aux Feuilles. Ces roches sont fortement recristallisées et caractérisées par la présence d'une quantité importante de grenat centimétrique poeciloblastique (10 à 50 %; photo 9, en annexe). Elles se distinguent également par leur magnétisme très élevé relié à la présence d'une proportion importante de magnétite disséminée (jusqu'à 10 %). La proportion du plagioclase est variable et pourrait correspondre à des phases différentes en contacts diffus. Lorsque le pourcentage de plagioclase est faible, le métagabbro a une teinte gris verdâtre foncé et sa composition se rapproche de celle d'une roche ultramafique. Les phases plus riches en plagioclase (>20 %) sont leucocrates et montrent une texture mouchetée. Localement, une roche composée uniquement de plagioclase avec 10 à 20 % de grenats millimétriques est interprétée comme étant un gabbro anorthositique métamorphisé.

Dans les métagabbros de l'unité pPkaa2, les minéraux mafiques sont le clinopyroxène, plus ou moins transformé en actinote fibreuse et hornblende et plus localement, l'orthopyroxène fortement altéré. Le clinopyroxène forme aussi le cœur de texture coronitique dont la bordure est constituée d'amphibole. Les poeciloblastes centimétriques de grenat renferment des inclusions de clinopyroxène, de plagioclase et de minéraux opaques. On observe de nombreuses textures symplectites autour des grains de grenat indiquant une réaction entre les minéraux mafiques et le plagioclase. Les autres constituants sont l'apatite (≤ 1 %), le spinelle vert foncé et la serpentine.

Intrusions mafiques à ultramafiques (pPkaa3)

Les intrusions mafiques à ultramafiques de l'unité pPkaa3 ont été divisées en deux sous-unités (pPkaa3a et 3b) en fonction de leur proportion en minéraux mafiques. La sous-unité pPkaa3a se compose de gabbro, de gabbronorite et de clinopyroxénite. Ces roches renferment entre 50 et 70 % de minéraux mafiques avec des niveaux décimétriques à métriques pouvant en contenir jusqu'à 90 %. Ces roches sont noires ou vert foncé, bien foliées et de granulométrie moyenne à fine. Les minéraux mafiques consistent en clinopyroxène et en amphiboles brunes ou vertes, surtout de la hornblende et de l'actinote fibreuse. De l'orthopyroxène a aussi été observé localement. Le clinopyroxène est partiellement à entièrement remplacé par les amphiboles, de sorte qu'il est possible que la majorité des amphiboles proviennent de l'altération du pyroxène. Ces roches sont fortement recristallisées, quoique localement, certains cristaux plus grossiers de pyroxène ou d'amphibole aient été partiellement préservés dans la matrice granoblastique. On observe alors des textures de symplectites autour de ces grains, formant une intercroissance entre le plagioclase et la hornblende. Les minéraux accessoires sont la biotite, la magnétite, le sphène, l'ilménite, l'apatite et les carbonates.

La sous-unité pPkaa3b regroupe des roches plus leucocrates constituées de leucogabbro, de leuconorite, de diorite, de monzonite et d'anorthosite très fortement déformés (mylonitiques). Ces roches contiennent entre 5 et 30 % de minéraux mafiques et ont une texture mouchetée caractéristique formée par une matrice de plagioclase granoblastique blanchâtre dans laquelle se trouvent des amas lenticulaires millimétriques à centimétriques de minéraux mafiques noirs ou verts (photo 10, en annexe). La roche peut aussi renfermer jusqu'à 12 % de quartz sous forme de rubans millimétriques discontinus. À plusieurs endroits, on observe une texture porphyroclastique composée de 5 à 20 % de porphyroclastes centimétriques de plagioclase contenus dans une matrice granoblastique de granulométrie fine. Même si la forme des porphyroclastes a été préservée, ces derniers ont été complètement recristallisés. Des porphyroclastes de feldspaths potassiques ont également été observés localement. Les minéraux mafiques (5 à 30 %) se composent de hornblende verte, de biotite brun foncé à rouge, de clinopyroxène, d'apatite, de minéraux opaques et d'un peu de sphène. Ils se présentent en amas étirés dans la foliation bien que les cristaux soient orientés de façon aléatoire, en intercroissance entre eux ou avec des minéraux felsiques, prenant alors un aspect éclaté possiblement associé à la déformation intense. Quelques textures coronitiques ont été observées. Elles sont formées d'un cœur de clinopyroxène entouré par de la hornblende et de la biotite.

Granitoïde riche en quartz (pPkaa4)

L'unité pPkaa4 est constituée d'une roche riche en quartz qui forme quelques rares lambeaux suffisamment épais pour être tracés sur la carte (carte hors-texte). Le plus souvent, elle se présente en niveaux de largeur centimétrique à métrique, intercalés dans les assemblages lithologiques des autres unités du Kaslac. Cette roche a une couleur blanche, beige ou gris clair. Elle est bien foliée à mylonitique, de granulométrie fine à moyenne et complètement recristallisée. Elle se compose de quartz (50 à 85 %) en rubans millimétriques, de plagioclase variablement séricitisé et d'une panoplie de minéraux accessoires dont le grenat, la biotite, la muscovite, la tourmaline, l'épidote, la chlorite et le rutile.

Suite de Tasialuk (nouvelle unité, pPtak)

La Suite de Tasialuk est une nouvelle unité introduite pour décrire des intrusions de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde, localisées le long de la Faille du lac Gabriel (figure 4, carte hors-texte). Ces intrusions n'ont pas été datées mais sont nécessairement plus jeunes que le Complexe de Kaslac (1835 ±2 Ma), dans lequel elles s'injectent. Elles renferment également des enclaves des diverses lithologies du Kaslac ainsi que des enclaves de paragneiss de la Suite de la Baleine. Les roches de la Suite de Tasialuk sont fortement foliées à mylonitiques, probablement en raison de la déformation associée à la Faille du Lac Gabriel.

La composition de la Suite de Tasialuk varie de tonalitique à granodioritique selon le pourcentage de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique (5 à 25 %) qui forment la texture porphyroïde. La roche est généralement homogène, de granulométrie moyenne et de teinte gris moyen à gris rosé. Elle renferme entre 10 et 25 % de minéraux mafiques constitués de biotite et d'un peu de hornblende, qui forment des amas auxquels sont associés de l'épidote, du sphène et de la magnétite.

Pluton de Kuujjuaq (pPkuu)

Gélinas (1959) a utilisé le terme « Dôme de Stewart » pour décrire une unité de gneiss quartzo-feldspathique ceinturée par des gneiss riches en biotite et parfois en grenat. Par la suite, Perreault et Hynes (1990) ont utilisé le terme de Batholite de Kuujjuaq pour décrire cette unité d'orthogneiss mis en place le long d'un couloir NW-SE parallèle à la faille

du lac Pingiajjulik. Ces auteurs mentionnent que les gneiss varient en composition de tonalitique à granodioritique, avec localement des phases dioritiques et granitiques. Ils sont aussi fortement injectés par de la pegmatite. La réinterprétation de ce secteur à partir des descriptions de terrain de Serge Perreault (données inédites) a permis de circonscrire les gneiss assignés au Batholite de Kuujjuaq à une seule intrusion correspondant à une signature géophysique très nette de forme ovale et de dimension plus restreinte. Conséquemment, nous proposons de remplacer le terme de « Batholite de Kuujjuaq » par celui plus approprié de « Pluton de Kuujjuaq ». Une partie des gneiss originellement assignés au Batholite de Kuujjuaq ont été réassignés au Complexe d'Ungava à l'est de la Faille du lac Pingiajjulik, et au Complexe de Kaslac et à la Suite de Tasialuk, à l'ouest de cette structure. Les échantillons prélevés dans le Pluton de Kuujjuaq ont donné des âges de 1,84 et 1,83 Ga (Perreault et Hynes, 1990).

Domaine de Gabriel

Le Domaine de Gabriel marque la limite ouest de la Zone noyau et se situe entre les failles du lac Turcotte et du lac Gabriel (figure 4). Il est interprété comme une écaille qui aurait chevauché la Zone de Rachel-Laporte à l'ouest, et qui aurait été chevauchée par l'écaille du Domaine de Baie aux Feuilles, à l'est. Il est composé principalement de roches volcano-sédimentaires métamorphisées et migmatitiques qui ont été assignées à deux nouvelles unités : les roches mafiques de la Suite de la rivière Curot, et les roches métasédimentaires de la Suite d'Akiasirviup. Ces unités seraient possiblement équivalentes aux unités paléoprotérozoïques de la Zone de Rachel-Laporte bien que cette relation n'ait pas encore été confirmée avec certitude

Dans le nord du Domaine de Gabriel, Sauvé (1959) a identifié des gneiss à microcline. Bien que cette partie du domaine n'ait pas été visité lors de nos travaux, nous assignons ces gneiss granitiques à l'unité archéenne ApPung4 du Complexe d'Ungava (voir plus haut).

Suite de la rivière Curot (nouvelle unité, pPcut)

La Suite de la rivière Curot est une nouvelle unité qui regroupe l'ensemble des amphibolites (pPcut1) et des roches ultramafiques (pPcut2) qui se trouvent à l'intérieur du Domaine de Gabriel. Mentionnons que cette unité pourrait être équivalente à la Suite de Klein située à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte (voir plus bas).

Unité d'amphibolite (pPcut1)

Les amphibolites de l'unité pPcut1 sont finement à moyennement grenues et souvent rubanées. Le protolithe pourrait être d'origine intrusive (métagabbro) ou encore effusive (métabasalte). Ces roches renferment entre 40 et 70 % d'amphibole noire ou vert foncé, principalement de la hornblende. Une matrice granoblastique constituée de plagioclase et de quartz comble les interstices entre les grains d'amphibole. La roche renferme aussi 1 à 2 % de sphène et, en moindre proportion, de la biotite, de l'épidote, de l'ilménite, des carbonates, de l'allanite, de la chlorite, de l'apatite, du zircon, de la tourmaline, de la pyrrhotite et de la magnétite. Dans certains horizons, l'amphibolite peut contenir entre 5 et 20 % de grenat. Quelques niveaux d'amphibolite schisteuse, de couleur gris verdâtre plus pâle et de granulométrie très fine ou aphanitique, sont interprétés comme étant d'origine effusive et ont été assignés à la sous-unité pPcut1a. Dans ces roches, l'amphibole principale semble avoir une composition entre la hornblende et l'actinote. De la cummingtonite (5 à 20 %) a aussi été observée.

Unité de roches ultramafiques (pPcut2)

Deux petites lentilles de roches ultramafiques, assignées à l'unité pPcut2, ont été localisées sur la carte géologique (hors-texte). La première, située dans le nord du Domaine de Gabriel, est tirée de la carte de Sauvé (1959) et n'a pas été visitée lors de nos travaux. La seconde lentille correspond à des roches ultramafiques fortement altérées et cisaillées, situées juste à l'ouest de la Faille du lac Gabriel. La roche est complètement transformée en un schiste à trémolite, augite, fuchsite et plagioclase et représente probablement une zone d'altération reliée à la faille. Les roches ultramafiques se présentent aussi sous forme de lentilles métriques à hectométriques, parallèles à la foliation, à l'intérieur des amphibolites de l'unité pPcut1 avec lesquelles elles sont en contact net. Elles ont alors un aspect massif à faiblement folié et montrent une patine d'altération chamois à vert grisâtre.

Suite d'Akiasirviup (nouvelle unité, pPaki)

Les métasédiments situés dans le Domaine de Gabriel ont tous été regroupés à l'intérieur de la Suite d'Akiasirviup (pPaki). Pour l'instant, nous interprétons cette suite comme équivalente à la Suite paléoprotérozoïque de Freneuse, située dans la Zone de Rachel-Laporte, juste à l'ouest de la faille du lac Turcotte. La Suite d'Akiasirviup a été divisée en quatre unités : une unité de paragneiss migmatitisés (pPaki1); une unité de paragneiss et de paraschistes non migmatitisés (pPaki2); une unité de formations de fer (pPaki3); et une unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPaki4).

L'unité pPaki1 est la plus répandue. Elle est constituée de paragneiss migmatitisé, plus ou moins rubané, gris pâle, de granulométrie moyenne et caractérisé par la présence de 5 à 20 % de rubans discontinus, millimétriques à centimétriques, de mobilisat blanchâtre. En affleurement, le paragneiss a souvent été identifié comme un gneiss quartzo-feldspathique ou une tonalite rubanée en raison sa teinte pâle, de son aspect homogène et de sa faible proportion en minéraux mafiques (5 à 10 %), principalement de la biotite plus ou moins chloritisée. Ces minéraux mafiques forment souvent des amas auxquels sont associés de l'apatite, du sphène, de l'allanite

et de l'épidote. Des niveaux centimétriques à métriques de diorite et d'amphibolite sont aussi régulièrement intercalés avec les paragneiss.

L'unité pPaki2 se compose de paragneiss et de paraschiste non migmatitisés et se trouve principalement dans le nord du Domaine de Gabriel. Ces roches sont de teinte grisâtre ou beige, finement grenues, et complètement recristallisées. Malgré la forte recristallisation, un rubanement compositionnel centimétrique à décimétrique est souvent observé. Il est formé d'une alternance de niveaux pâles pauvres en biotite (<5 %) et de niveaux schisteux plus foncés et riches en biotite (jusqu'à 20 %). En lames minces, la texture granoblastique est constituée de grains recristallisés de plagioclase et de quartz. La muscovite est souvent présente mais sa proportion varie entre 1 et 10 %. Les minéraux accessoires consistent en petits zircons inclus dans la biotite ainsi qu'en petits grains d'apatite, de sphène, de pyrite et de tourmaline. Localement, le paragneiss peut contenir de 5 à 15 % de porphyroblastes idioblastiques de grenat rose pâle, de 2 à 5 mm (ApPaki2a). Quelques niveaux de paraschiste à sillimanite ont été assignés à la sous-unité ApPaki2b. Ceux-ci ont été tracés à partir des travaux de compilation en cours de Tom Clark et n'ont pas été visités lors de notre campagne de cartographie. Cet auteur mentionne que la sillimanite se présente sous forme de nodules blanchâtres, de diamètre millimétrique à centimétrique.

Les unités pPaki3 et pPaki4 ont été décrites principalement à partir des travaux de Gélinas (1958a et 1958b), de Clark (compilation en cours) et d'un nombre restreint d'affleurements visités. L'unité pPaki3 regroupe l'ensemble des lambeaux de formations de fer cartographiables. Ce sont des formations de fer aux faciès des silicates et des oxydes qui montrent un rubanement millimétrique à centimétrique très net. Le faciès silicaté est composé de proportions variables de quartz, de grunérite, de magnétite et de grenat. L'unité pPaki4 comprend des roches calco-silicatées ainsi que des marbres à diopside, à olivine ou à wollastonite. Les roches calco-silicatées présentent une alternance de rubans riches en diopside et de rubans quartzo-feldspathiques. Les marbres forment des niveaux décimétriques de teinte blanchâtre, verdâtre ou orangée.

Fosse du Labrador – Zone de Rachel-Laporte

La Fosse du Labrador correspond à une séquence volcano-sédimentaire paléoprotérozoïque déposée à la marge du craton archéen du Supérieur entre 2,2 et 1,87 Ga (Clark et Wares, 2004). Cette séquence a été plissée, chevauchée et métamorphisée lors de la collision entre le Supérieur et la Zone noyau, durant l'orogenèse du Nouveau-Québec (1840–1775 Ma). Les roches de la partie ouest de la fosse sont assignées au Supergroupe de Kaniapiskau et n'ont pas été visitées lors de nos travaux (figure 4). Les principaux travaux qui ont touché cette partie de la fosse sont présentés à la figure 2. Le lecteur peut aussi consulter la synthèse géologique et métallogénique de Clark et Wares (2004) qui couvre l'ensemble de la partie québécoise de la Fosse du Labrador.

La partie est de la Fosse du Labrador a été couverte par nos travaux et correspond à Zone de Rachel-Laporte (figures 1 et 4). Cette zone est limitée à l'ouest par les failles de Reef Point et du lac Hérodier, et à l'est par la Faille du Lac Turcotte (figure 4). Elle comprend des roches volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques métamorphisées, interprétées comme équivalentes aux roches du Supergroupe de Kaniapiskau. Ces roches ont été regroupées à l'intérieur d'une nouvelle unité lithodémique régionale, la Supersuite de Laporte. La Zone de Rachel-Laporte comprend aussi trois complexes archéens correspondant à des nappes de charriage qui ont chevauché les roches paléoprotérozoïques durant l'orogenèse du Nouveau-Québec. Étant donné que la Zone de Rachel-Laporte avait déjà été couverte par des levés géologiques détaillés (figure 2), les cheminements réalisés lors de nos travaux ont été plus espacés dans ce secteur. Ainsi, la compilation des travaux antérieurs a été importante pour réaliser l'interprétation géologique de cette zone.

Complexes gneissiques de Rénia (Area), de Boulder (Ablr) et de Moyer (Amoy)

Dans la partie sud-est de la Zone de Rachel-Laporte, trois nappes de charriage constituées principalement de gneiss archéens sont en contact de faille avec les roches paléoprotérozoïques de la Supersuite de Laporte (Clark et Wares, 2004). Ces gneiss ont été nommés complexes du lac Boulder, du lac Rénia et du lac Moyer (Gélinas, 1965). Des datations U-Pb, réalisées dans les gneiss des complexes de Boulder et de Moyer, ont données respectivement des âges archéens anciens de 2868 ±8 Ma et 2883 ±6 Ma et des âges métamorphiques protérozoïques de 1783 ±11 Ma et 1793 ±13 Ma (Machado *et al.*, 1989). Les âges archéens, interprétés comme ceux des protolithes des gneiss, se comparent aux âges compris entre 2879 et 2857 Ma obtenus dans des tonalites du Domaine de Douglas Harbour de la Province du Supérieur, juste à l'ouest de la Fosse du Labrador (Simard *et al.*, 2008). Les âges et les assemblages lithologiques de ces trois complexes sont similaires à ceux observés dans les différentes unités du Complexe d'Ungava de la Zone noyau. Les trois complexes gneissiques se trouvent au coeur de grandes structures régionales, antiformes (complexes de Boulder et de Moyer) et synformes (Complexe de Rénia), orientées NW-SE et déversées vers le sud-ouest (carte hors-texte).

L'unité Ablr1 du Complexe de Boulder s'apparente à l'unité ApPung3 du Complexe d'Ungava. Elle est constituée de gneiss tonalitique et de tonalite gneissique, gris, renfermant entre 15 et 40 % de rubans de granite rose, d'épaisseur millimétrique à centimétrique et, plus rarement, entre 10 et 20 % de rubans blanchâtres. Localement, la phase granitique domine et contient des vestiges de tonalite. Le Complexe de Rénia se compare davantage à l'unité ApPung4 du Complexe d'Ungava. Il est composé de gneiss granitique renfermant

entre 5 et 20 % de rubans blanchâtres ou rosâtres, d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Les rubans roses sont toujours de composition granitique mais la composition des rubans blancs varie de tonalitique à granitique. Un peu de tonalite gneissique a aussi été observée dans cette unité. Le Complexe de Moyer a été tracé à la limite sud-ouest de la carte mais n'a pas été visité lors nos travaux. Les complexes de Rénia et de Boulder contiennent également des amphibolites à hornblende et biotite dérivées de basalte, de gabbro ou de diorite. Ces amphibolites sont respectivement regroupées dans les sous-unités Area2 et Ablr2. Il s'agit de niveaux démembrés ou boudinés, généralement de largeur décimétrique à métrique mais atteignant localement quelques centaines de mètres, intercalés dans les gneiss. Quelques niveaux de roches ultramafiques ont aussi été observés dans le Complexe de Rénia.

Suite de Ballantyne (nouvelle unité, ApPbyn)

La Suite de Ballantyne est une nouvelle unité introduite pour décrire une large bande de gneiss qui longe la Faille du lac Turcotte dans la partie est de Zone de Rachel-Laporte (figure 4; carte hors-texte). Cette unité a été peu observée lors de nos travaux et la description est tirée des travaux de Clark (compilation en cours). Le Suite de Ballantyne est constituée de gneiss à microcline, quartz et plagioclase, avec des quantités mineures de biotite et de muscovite ainsi que de gneiss à quartz, biotite et plagioclase, variablement migmatitisés et possiblement d'origine sédimentaire. Ces gneiss n'ont pas été datés et pourraient être archéens ou protérozoïques.

Supersuite de Laporte (Paléoprotérozoïque)

Dans les années quarante, les géologues de la compagnie *Labrador Mining and Exploration* ont introduit le terme « Série de Laporte » pour décrire des schistes, gneiss et amphibolites situés au nord-est de Schefferville, dans le secteur du lac Laporte (Frarey et Duffell, 1964). Harrison (1952) a officialisé l'unité sous le nom de « Groupe de Laporte ». Dans le secteur sud de la partie québécoise de la Fosse du Labrador, Baragar (1967) a regroupé les roches métamorphisées localisées à l'est de la fosse sous le terme « Complexe de Younger » (*Younger Complex*) considérant que le métamorphisme avait oblitéré les structures et textures primaires des roches et que l'âge relatif de ces unités ne pouvait être établi. Toutefois, ce terme n'a pas été retenu dans les travaux subséquents, les auteurs préférant le terme de Groupe de Laporte (Frarey, 1967; Dimroth, 1978; Dressler, 1979; Girard, 1995). Dans notre région, Goulet (1995) a assigné les roches métamorphisées équivalentes au Groupe de Laporte à la Formation de Thévenet (Sauvé et Bergeron, 1965), un terme qui n'a pas été conservé. Le Groupe de Laporte a été considéré par les différents auteurs comme équivalant à plusieurs groupes et formations du Supergroupe de Kaniapiskau. Considérant que ces équivalences sont de notoriétés scientifiques mais que ces roches ont toutefois perdu leurs structures et textures primaires, nous proposons de modifier le terme « Groupe de Laporte » par celui de « Supersuite de Laporte ». Cette attribution place cette unité parmi les grandes unités lithodémiques d'envergure régionale, et la situe à un rang supérieur équivalent à celui de Supergroupe, conformément au code stratigraphique nord-américain (MRN, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). La Supersuite de Laporte regroupe ainsi toutes les roches supracrustales métamorphisées d'âge paléoprotérozoïque de la Zone de Rachel-Laporte. Elle a été divisée dans notre région en deux nouvelles suites : la Suite de Klein (pPkle), qui comprend toutes les roches mafiques et ultramafiques métamorphisées d'origine effusive ou intrusive, et la Suite de Freneuse (pPfru) qui regroupe les roches métasédimentaires.

Dans notre région, la Supersuite de Laporte est probablement équivalente au Groupe de Koksoak, du Supergroupe de Kaniapiskau localisé juste à l'ouest. Ce groupe est associé au « second cycle » du Supergroupe de Kaniapiskau dont la période de déposition est estimée entre 1884 et 1870 Ma (Clark et Wares, 2004).

Suite de Klein (nouvelle unité, pPkle)

La Suite de Klein a été divisée en trois unités informelles : 1) l'unité d'amphibolite pPkle1 d'origine intrusive ou extrusive; 2) l'unité pPkle2 composée de roches ultramafiques métamorphisées; 3) l'unité pPkle3 constituée de métagabbro et de métagabbro glomérophyrique. Les amphibolites de l'unité pPkle1 sont probablement équivalentes aux laves et filons-couches de la Formation d'Hellancourt (Sauvé et Bergeron, 1965), assignée au Groupe de Koksoak (Wares et Goutier, 1990b; Clark et Wares, 2004). Les roches intrusives mafiques et ultramafiques (pPkle2 et pPkle3) pourraient être équivalentes aux « Filons-couches de Montagnais » (Wares et Goutier, 1989; Clark et Wares, 2004), une unité constituée de filons-couches mafiques et ultramafiques qui se sont mis en place dans les unités sédimentaires et volcaniques du Supergroupe de Kaniapiskau.

Unité d'amphibolite (pPkle1)

L'unité pPkle1 se compose d'amphibolite de teinte vert foncé ou gris noirâtre, massive, rubanée ou schisteuse. Sur les cartes de compilation (cartes CG SIGEOM24K disponibles via la base de données E-Sigeom – Examine, sur le site du MRN), cette unité est subdivisée en cinq sous-unités informelles qui ne sont toutefois pas présentées à l'échelle de nos travaux (carte hors-texte). Les niveaux d'amphibolite à grain fin sont interprétés comme étant d'origine effusive tandis que les niveaux d'amphibolite plus grossière correspondraient à des filons-couches associés aux laves. La présence de coussins très déformés a été rapportée (Gélinas, 1956) dans certaines bandes, sans qu'on puisse toutefois déterminer de polarités stratigraphiques. À certains endroits, les

amphibolites ont subi de fortes altérations se présentant sous forme de lentilles de carbonates ou de quartz, suffisamment nombreuses par endroits pour produire un aspect bréchique. Finalement, certains niveaux d'amphibolite renferment des horizons de schiste micacé, similaires à ceux rencontrés dans la Suite de Freneuse (décrite plus loin).

En lames minces, les amphibolites se composent principalement de hornblende (45 à 75 %) qui se présente régulièrement en poeciloblastes alignés dans la schistosité. Le plagioclase (10 à 30 %) et le quartz (0 à 10 %) forment une matrice granoblastique équigranulaire qui comble les interstices. Certains échantillons contiennent des feuillets de biotite (5 à 10 %) concentrés en amas ou sont collés à la hornblende. L'amphibolite a subi une faible altération en chlorite et en carbonates. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, l'allanite, l'épidote et, plus rarement, la tourmaline, le zircon et la magnétite. L'ilménite représente la phase opaque la plus fréquente quoique des grains de sulfures (surtout pyrrhotite) ont aussi été observés localement.

Unité de roches ultramafiques (pPkle2)

L'unité pPkle2 se compose de péridotite et de webstérite aillant une couleur d'altération typique brun chamois à brun orangé et de clinopyroxénite de couleur vert foncé. Dans la péridotite et la webstérite, les grains d'olivine (30 à 50 %) sont plus ou moins arrondis et présentent un cœur frais avec des bordures très altérées en serpentine ou en iddingsite. Ils flottent dans une matrice riche en amphiboles et chlorite avec plus ou moins de talc et de carbonates. Les amphiboles sont majoritairement de la trémolite et plus rarement, de l'anthophyllite.

Unité de métagabbro (pPkle3)

Le métagabbro est une roche homogène, massive à légèrement foliée et de granulométrie fine à moyenne. Il présente une teinte gris verdâtre très foncée, tant sur la cassure fraîche que sur la patine d'altération. Certains affleurements présentent différents faciès pétrographiques correspondant à une roche ultramafique riche en trémolite, à un gabbro mélanocrate ou à un gabbro leucocrate. Ces différents faciès pourraient représenter des phases intrusives multiples ou encore une différenciation à l'intérieur d'un même filon-couche. Le métagabbro est principalement constitué de cristaux d'augite et d'amphiboles et d'une matrice interstitielle très fine de plagioclase ± quartz. Le clinopyroxène est partiellement à fortement enrobé par les amphiboles, principalement de la hornblende verte ou de l'actinote. Les principaux minéraux secondaires observés sont l'épidote, le sphène, l'apatite et la biotite avec, plus localement, des carbonates et de la magnétite. Un faciès pétrographique particulier de gabbro glomérophyrique renfermant entre 10 et 60 % de porphyroblastes blanchâtres (photo 11, en annexe), a été observé à certains endroits. Ce faciès avait déjà été décrit à l'est du lac Gabriel par Gélinas (1956, 1958a) et Sauvé et Bergeron (1965). Les glomérocristaux sont soit peu déformés, avec un diamètre inférieur à 4 cm, soit très étirés dans la foliation et pouvant atteindre 10 cm de longueur (Gélinas, 1956). Ils consistent en agrégats de plagioclase renfermant des bâtonnets de hornblende et d'anthophyllite d'orientation aléatoire. Sauvé et Bergeron (1965) mentionnent que, plus à l'ouest dans la Fosse du Labrador, les gabbros tachetés (glomérophyriques) sont généralement localisés à la base de la Formation d'Hellancourt.

Suite de Freneuse (nouvelle unité pPfru)

La Suite de Freneuse est une nouvelle unité qui regroupe les roches métasédimentaires rencontrées dans la Zone de Rachel-Laporte. Elle est constituée principalement de paraschistes et paragneiss variés (pPfru1), avec en moindre quantité, des argilites et des phyllades (pPfru2), des marbres et des roches calco-silicatées (pPfru3), des formations de fer (pPfru4), des quartzites (pPfru5) et des roches fragmentaires interprétées comme des conglomérats ou des brèches (pPfru6). La majorité de ces roches sont probablement équivalentes à celles de la Formation de Baby (Sauvé et Bergeron, 1965) du Groupe de Koksoak (Wares et Goutier, 1990b; Clark et Wares, 2004), une unité régionale associée au second cycle de déposition de la Fosse du Labrador (1884 à 1870 Ma; Clark et Wares, 2004). Les roches carbonatées de la Suite de Freneuse (unité pPfru3) pourraient être équivalentes aux roches dolomitiques plus anciennes de la Formation de Denault (Harrisson, 1952). Cette formation se situe dans la partie inférieure du Groupe d'Attikamagen. Elle est associée à la fin du premier cycle et son âge serait autour de 2,0 Ga, d'après la composition isotopique du carbone dans les dolomies (Clark et Wares, 2004).

Unité de paraschiste et de paragneiss (pPfru1)

L'unité pPfru1 est constituée de paraschiste et de paragneiss qui renferment moins de 10 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat. L'unité a été subdivisée en sept sous-unités informelles sur les cartes de compilation de la base de données E-Sigeom – Examine (cartes CG SIGEOM24K). Parmi celles-ci, seules les sous-unités pPfru1a et pPfru1b ont une étendue suffisante permettant de les présenter à l'échelle de nos travaux.

La sous-unité pPfru1a est la plus répandue et consiste majoritairement en paraschiste à biotite-muscovite, homogène, de couleur grise à gris bleuté en surface fraîche et à patine gris pâle ou beige. La roche est très finement grenue et se débite en feuillets millimétriques. Elle est constituée de quartz et de plagioclase avec 15 à 30 % de feuillets de biotite concentrés en petites lamines millimétriques. La muscovite représente entre 3 et 5 % du total de la roche sauf localement où sa concentration peut atteindre 25 à 35 %. Le paraschiste peut aussi contenir localement un peu de hornblende ou des porphyroblastes de grenat, de staurotide

et de kyanite. Dans certains niveaux, la proportion de porphyroblastes de grenat atteint 5 à 10 %. Certains horizons de paraschiste sont caractérisés par la présence de nodules blanchâtres de 0,5 à 4 cm de diamètre (jusqu'à 30 %) qui apparaissent en relief positif sur l'affleurement (photo 12, en annexe). Ces nodules sont constitués de sillimanite et de quartz, localement bordés de micas (biotite et muscovite). Cet assemblage représente probablement une transformation rétrograde d'anciens porphyroblastes d'andalousite. Près de la Faille du lac Olmstead, où se trouve une concentration importante d'horizons d'amphibolite de la Suite de Klein, le paraschiste alterne avec des niveaux d'amphibolite de 50 à 200 m d'épaisseur. Les roches de la sous-unité pPfru1a contiennent un peu de zircon, d'allanite, d'apatite, de tourmaline, de spinelle et de sphène. L'épidote, la chlorite et les carbonates peuvent représenter des phases importantes dans les zones altérées.

La sous-unité pPfru1b est concentrée dans le secteur est de la Zone de Rachel Laporte, entre les failles des lacs Olmstead et Turcotte. Elle est constituée d'un paragneiss granoblastique, homogène, non schisteux et pauvre en mica (<10 % de biotite-muscovite) interprété comme une méta-arénite. Ce paragneiss montre régulièrement un litage primaire préservé malgré la forte recristallisation de la roche. L'unité comprend aussi entre 10 et 20 % de niveaux millimétriques à métriques beaucoup plus riches en biotite et muscovite correspondant probablement à des horizons plus argileux. Les roches de la sous-unité pPfru1b contiennent les mêmes minéraux accessoires et d'altération que celles de la sous-unité pPfru1a.

Unité d'argilite et de phyllade (pPfru2)

Une bande constituée d'argilite et de phyllade localement interstratifiés avec des roches carbonatées a été décrite par Sauvé (1959) dans le secteur nord de la région, à l'ouest de la Faille du lac Olmstead. Cette bande a été assignée à l'unité pPfru2 (carte hors-texte) mais n'a pas été visitée lors de notre cartographie.

Unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPfru3)

Quelques affleurements de marbre et de roches calco-silicatées ont été observés lors de nos travaux. Ces roches forment des bandes discontinues, de quelques centaines de mètres d'épaisseur, localisées à proximité des grandes failles de chevauchement et plus particulièrement près des contacts faillés des complexes de gneiss archéens. Il est possible que ces unités aient servi de surfaces de décollement et aient ainsi facilité le mouvement des failles. Ces lithologies sont aussi rencontrées sous forme de lentilles et de niveaux boudinés, centimétriques à décimétriques, à l'intérieur des différentes unités de la Supersuite de Laporte.

Le marbre est homogène, de granulométrie fine à grossière et de couleur gris blanchâtre avec une surface d'altération beige pâle, gris beige ou orangé. Il est constitué de carbonates complètement recristallisés avec quelques lentilles de quartz et des rubans de phlogopite représentant possiblement un litage primaire (Gélinas, 1956). Les teneurs élevées en magnésium indiquent que le marbre contient une certaine proportion de dolomite. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon et l'apatite.

Les roches calco-silicatées sont plus hétérogènes, de couleur blanche ou verte, et se composent majoritairement de quartz, de feldspaths, de diopside, de trémolite et de carbonates. La matrice quartzo-feldspathique est granoblastique alors que les minéraux mafiques se présentent fréquemment sous forme de grands cristaux poecilitiques. Les minéraux secondaires sont l'épidote, la scapolite, la biotite, le sphène, l'apatite et le zircon.

Unité de formations de fer (pPfru4)

Les formations de fer se présentent sous forme de lambeaux de quelques kilomètres de longueur à l'intérieur des paraschistes et des paragneiss de l'unité pPfru1. Le faciès silicaté est le plus répandu. Il est constitué d'amphiboles ferrifères, de grenat, de magnétite et de quartz. L'unité comprend aussi des schistes à grunérite, des métacherts et des formations de fer au faciès des oxydes, des carbonates et des sulfures. Ces dernières sont caractérisées par une texture bréchique constituée de fragments felsiques millimétriques à centimétriques entourés d'une matrice très fine de pyrrhotite et de graphite. Ce faciès peut aussi être associé à des niveaux de formations de fer oxydées.

Unité de quartzite (pPfru5)

Les quartzites de l'unité pPfru5 n'ont pas été visités lors nos travaux et ces niveaux sont trop étroits pour apparaître sur la carte géologique au 1/250 000 qui accompagne ce rapport. Toutefois, des niveaux décimétriques à métriques ont été décrits à l'intérieur des autres unités de la Supersuite de Laporte. Le quartzite est une roche gris verdâtre ou blanche, litée, finement à moyennement grenue et qui renferme un peu de muscovite. Elle contient également des lits millimétriques de schiste à biotite et muscovite. L'unité pPfru5 forme une bande de plusieurs kilomètres d'épaisseur dans la région du lac Saffray, juste au sud de notre région (Lafrance *et al.*, en préparation).

Unité de conglomérat ou brèche (pPfru6)

L'unité pPfru6 se situe entre les complexes gneissiques de Boulder et de Rénia, dans la partie sud-ouest de la région (carte hors-texte). Gélinas (1958a) et Clark (communication personnelle) décrivent cette unité comme un conglomérat ou une brèche à cailloux et fragments de quartz et feldspath, contenus dans une matrice riche en amphibole et épidote. La roche est très déformée et renferme des fragments très étirés de 5 à 30 cm de longueur et de 1 à 8 cm de largeur.

Suite de Mercier (nouvelle unité, pPmrc)

La Suite de Mercier (pPmrc) est une nouvelle unité introduite afin de regrouper l'ensemble des intrusions de granite pegmatitique observées dans la Zone de Rachel-Laporte. Ces roches ont été décrites par Gélinas (1965) comme des dykes ou des filons-couches qui recoupent les différentes unités associées aux suites de Klein et de Freneuse. Quelques petites intrusions ont été tracées dans la partie sud de la Zone de Rachel-Laporte. Toutefois, cette unité forme des masses beaucoup plus importantes juste au sud de notre région (Lafrance *et al.*, en préparation). Le granite pegmatitique se compose de feldspath et de quartz avec des proportions variables de biotite, de muscovite, de tourmaline, de grenat et d'hématite (Gélinas 1958a). Sa couleur peut varier de rose à blanc et les textures graphiques mégascopiques sont fréquentes.

Mésoprotérozoïque

Essaim de Falcoz (mPfal)

Les dykes de composition ultramafique à mafique, non déformés et non métamorphisés, qui recoupent l'ensemble des autres unités de la région, ont été assignés à l'essaim « Diabase de Falcoz ». Ce terme a été introduit par Girard (1990b) pour désigner les dykes tardifs de direction NNW-SSE de la région du lac Courdon, au sud-est de notre région. Il mentionne que ces dykes possèdent des similitudes avec les diabases de Ministuku identifiées plus au sud par Van der Leeden (1994). À l'est de notre région, Verpaelst *et al.* (2000) ont également assigné les diabases à cet essaim. Nous renommons l'unité « Essaim de Falcoz » qui est un meilleur terme pour regrouper un ensemble de dykes répandu, de même direction et qui sont probablement reliés à un même événement intrusif.

Les dykes de l'Essaim de Falcoz sont particulièrement abondants dans la partie nord-est de la région où ils forment de grosses buttes hectométriques brun jaunâtre. Ces dykes d'extension plurikilométrique sont toujours orientés selon une direction NW-SE à NNW-SSE et présentent une forte signature magnétique.

L'unité se compose principalement de gabbro et de gabbronorite, quoique la présence de troctolite a aussi été rapportée par certaines compagnies d'exploration (voir Géologie économique). La roche a une couleur gris verdâtre et une croûte d'altération profonde de teinte brunâtre ou brun jaunâtre caractéristique. Elle est homogène, massive, de granulométrie moyenne, localement grossière ou aphanitique, et possède une texture subophitique bien développée. Sa minéralogie est constante et constituée de grosses lattes de plagioclase enchevêtrées dont les interstices sont occupées par de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de l'olivine et des minéraux opaques en proportion variable. Tous les constituants sont peu ou pas altérés. L'olivine contient fréquemment un peu d'iddingsite en bordure des grains et dans les fractures.

LITHOGÉOCHIMIE

Dans la région, 218 échantillons de roches ont été analysés au laboratoire *ACME Analytical Laboratories* de Vancouver pour la caractérisation des différentes unités. Parmi ceux-ci, 144 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments traces et 74 échantillons pour les éléments traces seulement. Le traitement des données et la préparation des diagrammes lithogéochimiques des figures 5, 6 et 7 ont été réalisés à l'aide du logiciel Lithomodeleur (version 3.0) du CONSOREM. Les résultats complets des analyses sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM.

Roches mafiques et ultramafiques

Les résultats des analyses de roches mafiques et ultramafiques ont été reportés sur les diagrammes lithogéochimiques de la figure 5. Ces échantillons proviennent de la Suite de Klein (pPkle), de la Suite de la rivière Curot (pPcut), du Complexe de Kaslac (pPkaa), de la Suite de Ralleau (ApPral), de la Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv;), d'enclaves mafiques à l'intérieur des paragneiss du Complexe de Lake Harbour (pPhb1) et de dykes de diabase de l'Essaim de Falcoz (mPfal).

Le diagramme binaire MgO versus SiO_2 (figure 5a) montre que la majorité des échantillons analysés ont une composition mafique. Plusieurs échantillons de gabbros riches en grenat de l'unité pPkaa2 du Complexe de Kaslac tombent toutefois dans le champ des roches ultramafiques. Rappelons que ces roches sont souvent très ferrifères ce qui explique que leur pourcentage en MgO ne soit pas plus élevé. Les roches de la Suite de Ralleau (ApPral) montrent une corrélation négative entre le magnésium et la silice alors que celles de l'Essaim de Falcoz (mPfal) ont une proportion constante en MgO autour de 5 %. Le diagramme de la figure 5b montre que les échantillons des différentes unités tombent majoritairement dans le champ des basaltes subalcalins.

Sur le diagramme de Jensen (figure 5c), la plupart des échantillons de la Suite de la rivière Curot (pPcut) se retrouvent dans le champ des tholéiites magnésiennes alors que ceux des dykes de Falcoz (mPfal), des enclaves mafiques du Complexe de Lake Harbour (pPhb1) et de l'unité pPkaa2 du Complexe de Kaslac tombent dans celui des ferrotholéiites. Les roches des suites de Ralleau (ApPral) et de Klein (pPkle) montrent une répartition plus étalée dans le champ tholéiitique. Enfin, plusieurs analyses de l'unité pPkaa3 du Kaslac se situent dans le champ komatiitique. Le diagramme Th/Yb versus Zr/Y (figure 5d) permet de mieux définir l'affinité magmatique des roches mafiques puisque les éléments majeurs (utilisés dans le diagramme précédent) sont souvent mobiles dans les séquences volcaniques anciennes. On remarque que les dykes de Falcoz (mPfal) et les enclaves mafiques du Lake Harbour (pPhb1) se distinguent aisément des autres unités par leur affinité

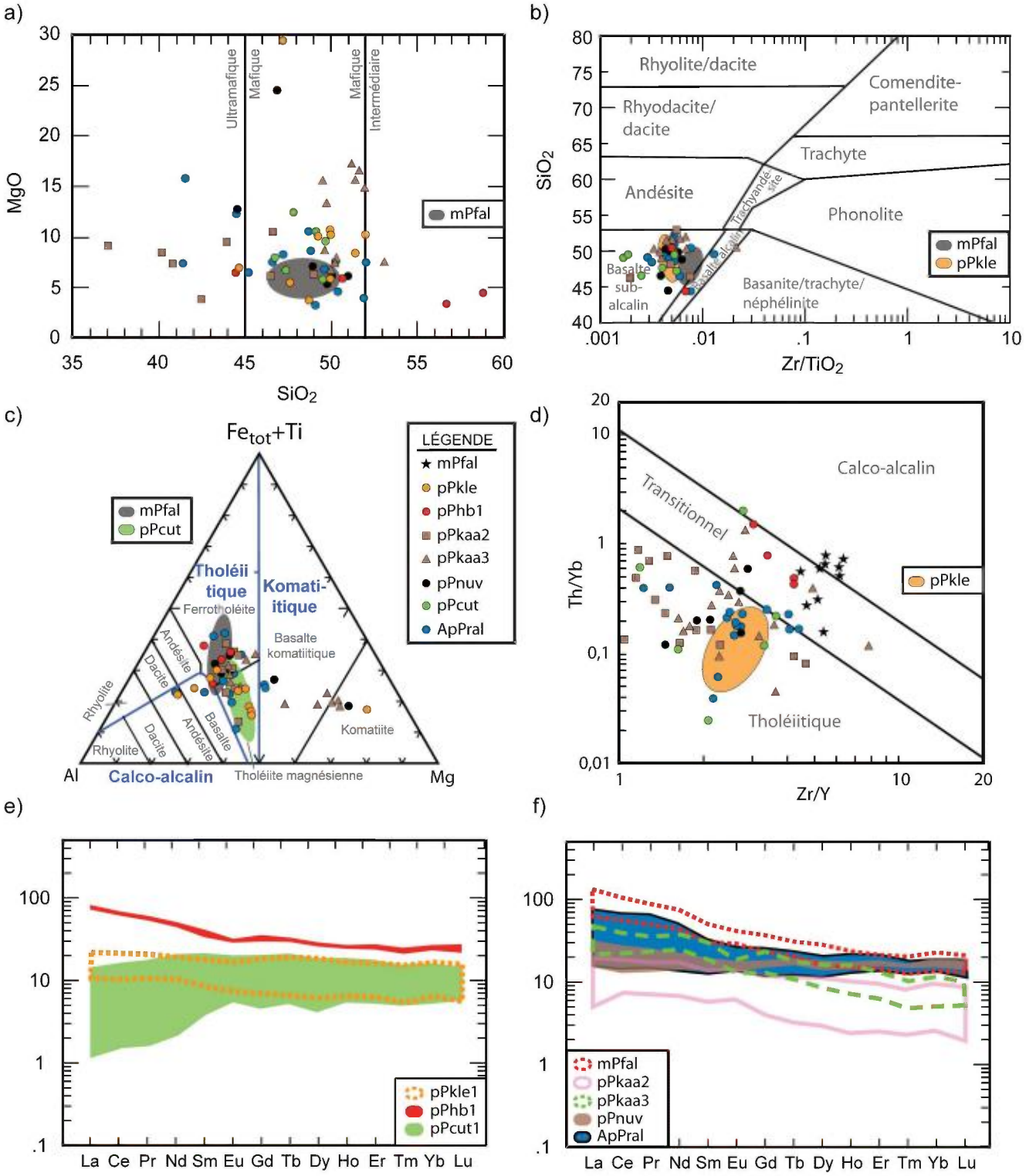


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches mafiques et ultramafiques de la région : **a**) diagramme binaire MgO versus SiO_2; **b**) diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **c**) diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); **d**) diagramme d'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009); **e**) diagramme des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les amphibolites de protolithe inconnu; et **f**) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les intrusions mafiques.

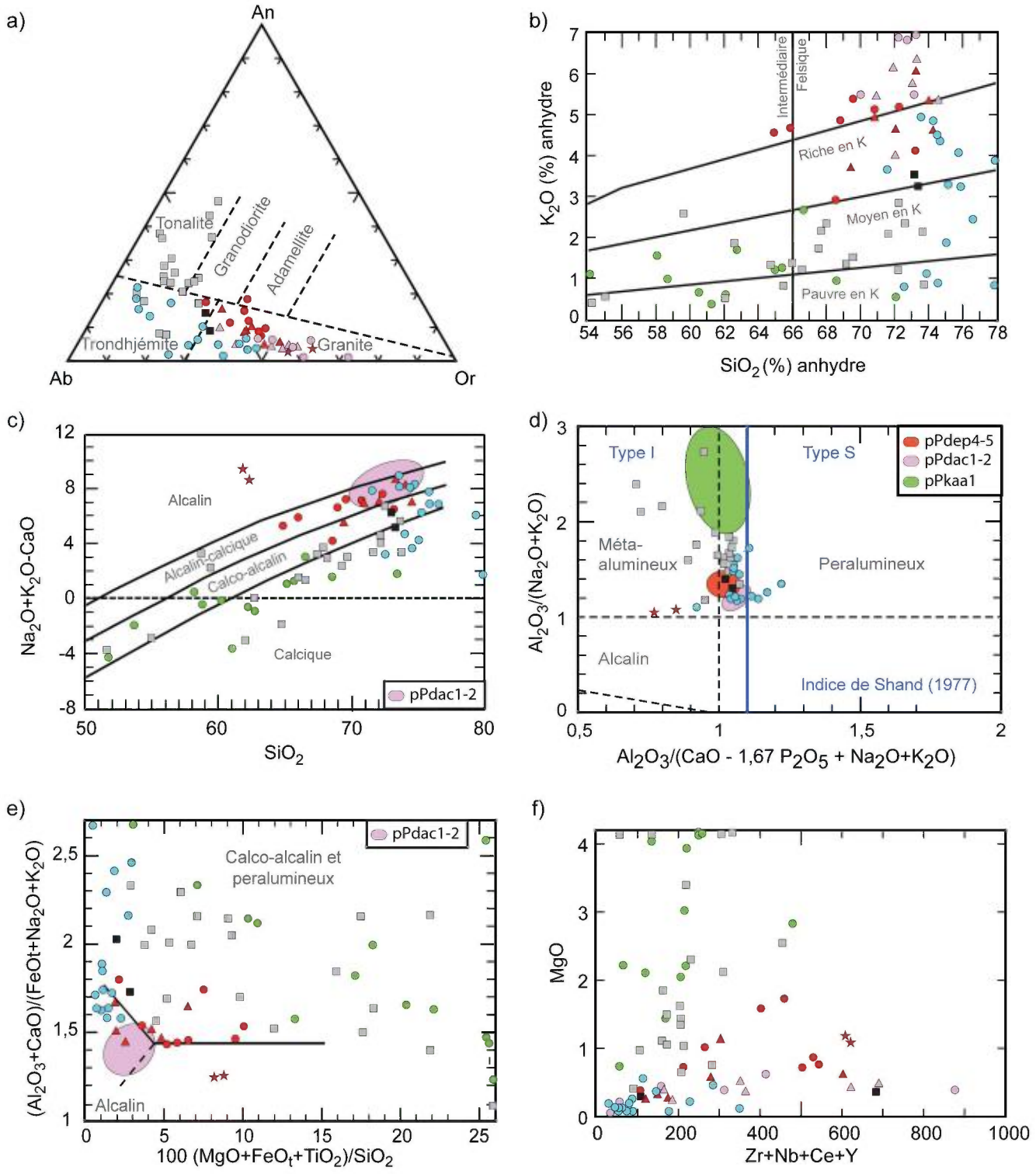


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : **a**) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); **b**) diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976), modifié par le Consorem en 2011; **c**) diagramme binaire Na_2O+K_2O-CaO versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001); **d**) diagramme de l'indice de saturation en alumine (ASI) versus A/NK de Frost *et al.* (2001); **e**) diagramme discriminant de Sylvester (1989); et **f**) diagramme binaire MgO versus Zr+Nb+Ce+Y. La légende des symboles est présentée à la figure 7.

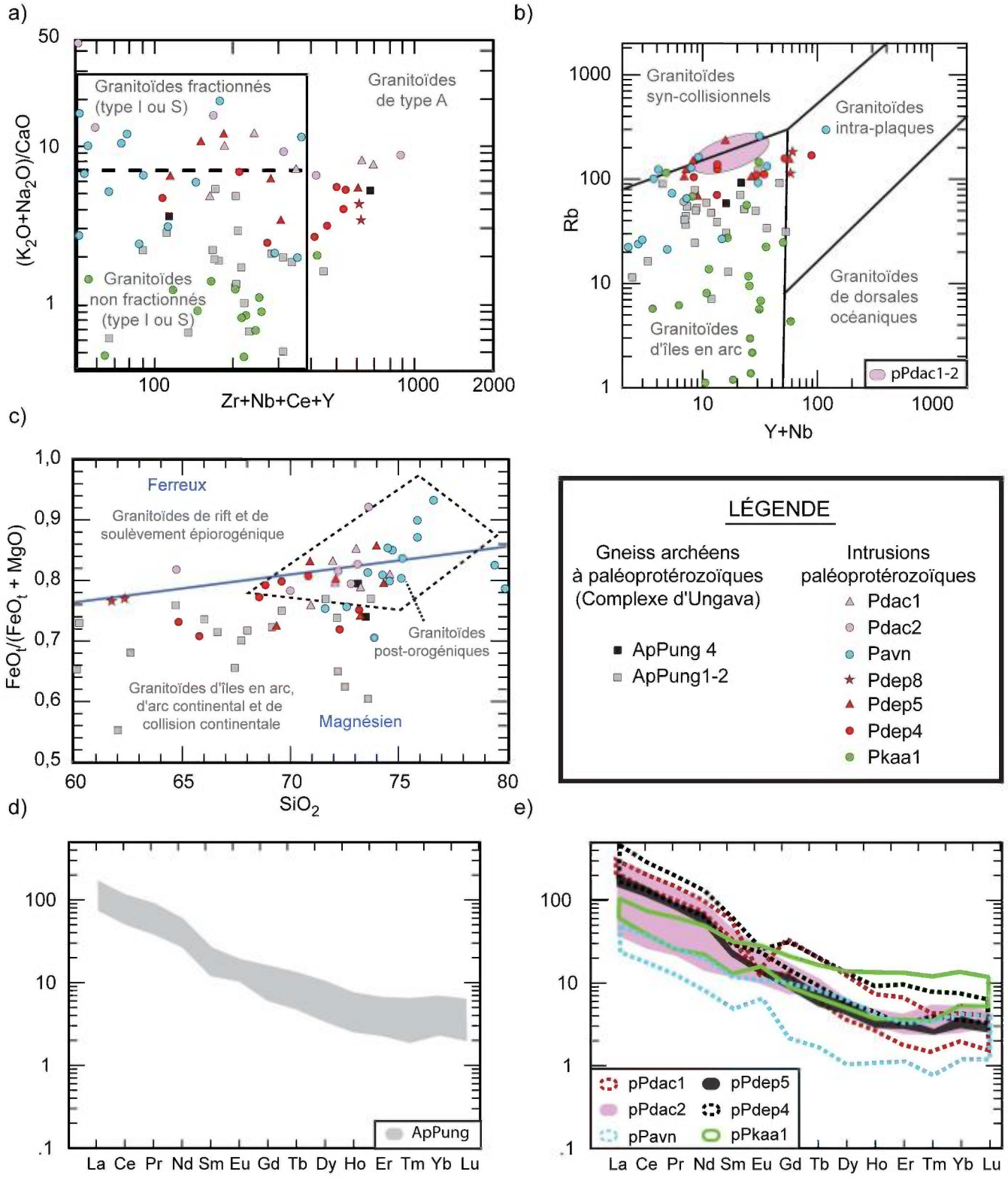


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : **a**) diagramme discriminant de Whalen *et al.* (1987); **b**) diagramme discriminant de Pearce et al. (1984); **c**) diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989); **d**) diagramme des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les gneiss et les roches migmatitiques; **e**) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les intrusions protérozoïques.

calco-alcaline à transitionnelle, tandis que la majorité des échantillons des autres unités tombent dans le champ tholéiitique, sauf quelques échantillons de l'unité pPkaa3 qui se trouvent également dans le champ transitionnel.

Les figures 5e et 5f présentent respectivement les profils des terres rares (ÉTR) des unités d'amphibolite de protolithe inconnu et des unités intrusives mafiques de la région. Sur la figure 5e, les valeurs en ÉTR des amphibolites rencontrées dans les suites de la rivière Curot (pPcut1) et de Klein (pPkle1) sont semblables et caractérisées par un profil plat autour de 10*x* chondrite. Le profil du Curot est toutefois plus étalé en ce qui concerne les ÉTR légères. Le profil des enclaves mafiques du Lake Harbour (pPhb1) est plus enrichi et fractionné que celui des deux autres (figure 5e). Les dykes de Falcoz (mPfal) montrent un profil plus enrichi et fractionné que les unités d'intrusions mafiques de la région (figure 5f). Le profil des intrusions mafiques de l'unité pPkaa2 du Kaslac est le moins enrichi et très peu fractionné, ce qui peut s'expliquer par le fait que plusieurs échantillons sont très pauvres en silice. Le profil de l'unité pPkaa3 suit la même pente mais avec un enrichissement plus prononcé par rapport aux chondrites. Enfin, le profil de la Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv) est plat alors que celui de la Suite de Ralleau (ApPral) montre un étalement assez important en ÉTR légères. Il semble donc y avoir une signature chimique différente entre les lambeaux de roches intrusives mafiques localisés à l'ouest de la Zone de cisaillement de la rivière George (Suite de Ralleau) par rapport à ceux localisés à l'est (Suite mafique de Nuvulialuk).

Roches felsiques et intermédiaires

Les analyses provenant des unités felsiques et intermédiaires de la région sont présentées sur les diagrammes des figures 6 et 7. Ces échantillons proviennent des unités de gneiss archéens à paléoprotérozoïques ApPung1, 2 et 4 du Complexe d'Ungava et des diverses unités intrusives paléoprotérozoïques de la Suite d'Aveneau (pPavn), de la Suite granitique de De Pas (pPdep4, 5 et 8), de la Suite de Dancelou (pPdac1 et 2) et du Complexe de Kaslac (pPkaa1).

Gneiss archéen à paléoprotérozoïque du Complexe d'Ungava

Les roches du Complexe d'Ungava (ApPung) sont pauvres en potassium tel que démontré sur la figure 6a (champs des tonalites et des trondhjémites) et la figure 6b. Leur pourcentage en SiO_2 indique une composition qui varie d'intermédiaire à felsique (figure 6b), conformément aux compositions (tonalite et diorite quartzifère) observées sur le terrain et en lames minces. Ces roches sont calciques à calco-alcalines et peralumineuses (figures 6c, 6d et 6e). Les échantillons qui se trouvent dans le champ méta-alumineux (figure 6d) sont principalement des diorites de la sous-unité ApPung2a. Dans le diagramme de la figure 7a, presque tous les échantillons du complexe se situent dans le champ des granitoïdes non fractionnés. Dans la figure 7b, ils se situent dans le champ des granitoïdes d'îles en arc et dans la figure 7c, dans celui des granitoïdes d'îles en arc, d'arc continental et de collision continentale. Ces résultats sont en accord avec l'affinité calco-alcaline de ces roches (figure 6e). Le profil des ÉTR montre un enrichissement important en ÉTR légères par rapport aux lourdes (figure 7d).

Intrusions paléoprotérozoïques

La composition chimique des différentes unités paléoprotérozoïques de la région est présentée sur les diagrammes des figures 6 et 7. Les diagrammes des figures 6a et 6b reflètent les variations lithologiques observées sur le terrain et en lames minces. Toutes les unités des suites de Dancelou (pPdac1 et 2) et de De Pas (pPdep4, 5 et 8) sont distribuées dans le champ des granites alors que les roches de la Suite d'Aveneau (pPavn) varient en composition de trondhjémite à granite (figure 6a). Les roches du Complexe de Kaslac (unité pPkaa1) sont peu potassiques et ont une composition qui varie d'intermédiaire à felsique (figure 6b), confirmant leur composition de diorite quartzifère et de tonalite. La Suite d'Aveneau est l'unité intrusive la plus siliceuse et la Suite de Dancelou, la plus potassique (figure 6b). Sur les diagrammes des figures 6a et 6b les roches provenant des unités pPdac1 et pPdac2 de la Suite de Dancelou ont une signature chimique similaire. D'ailleurs, les deux types de granites de la Suite de Dancelou ont une signature chimique similaire sur presque tous les diagrammes des figures 6 et 7 suggérant qu'ils ont probablement une source commune. La figure 6c indique une affinité alcaline-calcique à alcaline pour le Dancelou (pPdac1 et 2), principalement alcaline-calcique pour les unités de granites pPdep4 et 5 du De Pas et calcique à calco-alcaline pour les diorites du Kaslac (pPkaa1). Ce diagramme montre une distribution plus étalée pour les analyses de l'Aveneau (pPavn) et met en évidence la composition très siliceuse de cette unité. Dans la figure 6d, la majorité des analyses se situe dans le champ peralumineux de type I, près de la limite avec le champ méta-alumineux. Les syénites du De Pas (pPdep8) ont nettement une affinité plus alcaline que les autres unités (figures 6c, 6d et 6e). Le diagramme de Sylvester (figure 6e) montre également une signature alcaline pour le Dancelou (pPdac1 et 2). Toutefois, la concentration des analyses à gauche de la ligne pointillée dans le diagramme suggère une affinité calco-alcaline fortement fractionnée. Les unités granitiques du De Pas (pPdep4 et 5) se répartissent de part et d'autre des différents champs. Les corrélations positives entre les proportions de MgO et Zr+Nb+Ce+Y (figure 6f) observées pour les suites de Dancelou et de De Pas suggèrent que les minéraux ferromagnésiens se sont formés à un stade avancé de la cristallisation. Inversement, les diorites du Kaslac (pPkaa1), qui ne montrent pas cette corrélation, indiquent un processus de cristallisation fractionnée avec une formation précoce des minéraux ferromagnésiens. Dans le cas de l'Aveneau (pPavn), la concentration des analyses à la limite

gauche des diagrammes des figures 6e et 6f est attribuable à la faible proportion de minéraux ferromagnésiens présents dans ces roches.

Dans le diagramme 7a, les analyses des différentes unités protérozoïques se retrouvent dans plusieurs champs à l'exception de celles de la Suite de Kaslac (pPkaa1) qui sont concentrées dans la partie inférieure de la zone des granitoïdes non fractionnés. On remarque également que plusieurs échantillons des unités pPdep4 et 8 de la Suite de De Pas se retrouvent dans le champ des granitoïdes de type A en raison de leur enrichissement en terres rares et en zirconium. La figure 7b montre que la majorité des analyses sont situées dans le champ des granitoïdes d'îles en arc à l'exception des analyses de la Suite de Dancelou (pPdac1 et 2) qui se distribuent à la limite entre ce champ et celui des granitoïdes syn-collisionnels. La figure 7c fait ressortir le caractère post-orogénique des suites d'Aveneau et de Dancelou alors que les analyses du De Pas s'étalent entre le champ post-orogénique et celui des granitoïdes d'îles en arc, d'arc continental et de collision continentale. Finalement, les profils des terres rares (figure 7e) ne permettent pas de distinguer les suites de Dancelou (pPdac1 et 2) et de De Pas (pPdep4 et 5), toutes deux ayant des profils bien fractionnés avec un fort enrichissement en ÉTR légères. Le profil de l'unité pPkaa1 du Kaslac montre un fractionnement moins prononcé que celui des unités du Dancelou et du De Pas, tandis que la Suite d'Aveneau se distingue par un profil un peu moins fractionné et beaucoup moins enrichi en ÉTR.

MÉTAMORPHISME

Les levés géologiques et les études métamorphiques et structurales, réalisés dans la Fosse du Labrador et dans les domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles (figure 2), ont mis en évidence une gradation métamorphique d'ouest en est. Le métamorphisme passe du faciès des schistes verts, dans les unités du Supergroupe de Kaniapiskau, au faciès supérieur des amphibolites dans la Zone de Rachel-Laporte et le Domaine de Gabriel, pour atteindre localement le faciès des granulites dans le Domaine de Baie aux Feuilles. Dans la Zone noyau non divisée, les roches présentent généralement des assemblages conformes au faciès des amphibolites. Toutefois, la quantité importante de migmatites dans ce secteur suggère que le métamorphisme a possiblement atteint le faciès des granulites.

Zone de Rachel-Laporte, Domaine de Gabriel et Domaine de Baie aux Feuilles

L'histoire métamorphique de la partie ouest de la région est complexe et fait intervenir plusieurs événements métamorphiques. Les plus vieux ont affectés les gneiss des complexes de Rénia, de Boulder et de Moyer (Zone de Rachel-Laporte), qui auraient été métamorphisés au faciès des amphibolites ou des granulites durant l'Archéen. Toutefois, les effets de ces métamorphismes anciens ont été masqués par les événements tectono-métamorphiques de l'orogenèse du Nouveau-Québec, au Paléoprotérozoïque (Moorhead, 1989; Poirier, 1989; Goulet, 1995).

Les vestiges d'un premier épisode métamorphique paléoprotérozoïque (M1), daté autour de 1830 ±2 Ma (Machado *et al.*, 1988), ont été identifiés dans les roches des domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles (Perreault et Hynes, 1990; Poirier, 1989). Selon ces auteurs, cet épisode aurait atteint le faciès des amphibolites dans le Domaine de Gabriel et celui des granulites dans le Domaine de Baie aux Feuilles, mais n'aurait pas affecté les roches de la Zone de Rachel-Laporte. L'interprétation d'un faciès granulitique dans le Domaine de Baie aux Feuilles est basée principalement sur la présence de reliques d'orthopyroxènes (Perreault et Hynes, 1990; Poirier, 1989). Toutefois, nos travaux démontrent que la présence de l'orthopyroxène est restreinte aux roches intrusives très déformées du Complexe de Kaslac et que l'altération rétrograde ne permet pas de déterminer si sa nature est métamorphique ou ignée. Il nous semble plutôt que les roches du Kaslac correspondent à une suite intrusive à orthopyroxène similaire et du même âge que la suite charnockitique définie dans la partie ouest du Batholite de De Pas, dans la partie sud du Churchill. De plus, les autres unités du Domaine de Baie aux Feuilles ne contiennent pas d'orthopyroxène. Par contre, les enclaves et les lambeaux de roches volcano-sédimentaires ou de gneiss à l'intérieur du Kaslac ont pu atteindre le faciès des granulites, en raison de la température interne élevée du magma charnockitique.

Le second épisode de métamorphisme paléoprotérozoïque (M2) serait relié à la phase compressive de l'orogenèse du Nouveau-Québec et correspond au dernier événement métamorphique régional enregistré par les roches de la Fosse de Labrador vers 1793-1783 Ma (Machado *et al.*, 1988 et 1989). Les différents auteurs qui ont étudié cette partie de la région (figure 2) ont défini les zones métamorphiques et tracé les isogrades à partir des assemblages minéralogiques. La limite entre le faciès des schistes verts et le faciès inférieur des amphibolites, caractérisé par l'apparition de l'oligoclase, a été tracée à l'intérieur de la séquence de roches du Supergroupe de Kaniapiskau, à moins de 5 km à l'ouest de la Faille du lac Rachel (figure 4; Poirier, 1989; Moorhead, 1989; Boone, 1987). Sur une distance de moins de 10 km à l'est de cette limite, à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte, se succèdent d'ouest en est les isogrades du grenat, de la staurotide, de la kyanite et de la sillimanite qui marque le début du faciès supérieur des amphibolites (Poirier, 1989; Moorhead, 1989). Poirier (1989) et Moorhead (1989) identifient l'isograde de la disparition de la staurotide juste à l'ouest de la Faille du lac Olmstead et celui de la disparition de la muscovite le long de la Faille du lac Turcotte (figure 4). Pour sa part, Goulet (1987) reconnaît une incompatibilité entre la sillimanite et le microcline à l'ouest de la Faille du

lac Turcotte dans la zone de la sillimanite, alors qu'à l'est de cette faille ces deux phases sont intimement associées.

Les roches de la Zone de Rachel-Laporte et des domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles possèdent une texture granoblastique bien développée résultant d'une recristallisation intense survenue lors du dernier événement métamorphique régional (M2). À l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte, les paraschistes et paragneiss de la Suite de Freneuse sont peu migmatitisés et présentent l'assemblage dominant PG + QZ + BO + MV. Les niveaux de métasédiments à sillimanite sont localisés dans le secteur le plus à l'est, entre les failles du lac Olmstead et du lac Turcotte. Les amphibolites et les métagabbros de la Suite de Klein possèdent respectivement les assemblages HB + PG + QZ ± BO ± CL et CX + HB + PG ± QZ typiques du faciès des amphibolites. Le clinopyroxène dans le métagabbro a été partiellement à complètement remplacé par de la hornblende et de l'actinote lors du métamorphisme au faciès des amphibolites. Dans les roches ultramafiques de la Suite de Klein, les grains d'olivine, plus ou moins serpentinisés, baignent dans une matrice de pyroxènes complètement transformés en trémolite + anthophyllite ± talc ± carbonates.

Dans le Domaine de Gabriel, les métasédiments de la Suite d'Akiasirviup et les roches mafiques et ultramafiques de la Suite de la rivière Curot possèdent, respectivement, des paragenèses identiques à celles des suites de Freneuses et de Klein. Toutefois, les roches du Domaine du lac Gabriel sont plus migmatitisées suggérant un degré de métamorphisme un peu plus élevé que celui de la Zone de Rachel-Laporte. Les métasédiments dans le Domaine de Gabriel sont donc légèrement plus migmatitisés et contiennent également de la muscovite, repoussant ainsi l'isograde de la disparition de la muscovite plus à l'est jusqu'à la Faille du lac Gabriel, plutôt qu'à la Faille du lac Turcotte tel que proposé par Poirier (1989) et Moorhead (1989).

Le Domaine de Baie aux Feuilles est caractérisé par la présence du Complexe de Kaslac, qui, tel que mentionné plus haut, contient des pyroxènes dont l'origine serait possiblement ignée. Quoi qu'il en soit, ces pyroxènes ont été fortement rétrogradés, altérés et transformés en amphiboles lors du métamorphisme amphibolitique M2. Les roches du Kaslac sont intensément déformées et présentent des textures mylonitiques et des rubans de quartz auxquels se superpose une texture granoblastique bien développée indiquant que le pic du dernier épisode métamorphique postdate le mouvement des failles.

Zone noyau non divisée

Les roches archéennes de la Zone noyau non divisée ont sûrement subi plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme au cours de leur histoire. Toutefois, les effets de ces différents épisodes archéens ont été oblitérés en bonne partie par les événements paléoprotérozoïques, plus particulièrement par ceux reliés à l'orogenèse du Nouveau-Québec. Les événements tectonométamorphiques paléoprotérozoïques sont à l'origine du rubanement gneissique et des textures granoblastiques, développés dans les gneiss du Complexe d'Ungava ainsi que dans les roches métasédimentaires de la Suite de la Baleine et les roches intrusives mafiques et ultramafiques de la Suite de Ralleau. Par la suite, un événement de fusion partielle, majeur et très répandu, a affecté toutes ces roches et serait à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Il est possible également que les roches intrusives blanchâtres de la Suite d'Aveneau correspondent à une phase plus évoluée reliée à cet événement de fusion régional. Les paragenèses minérales observées dans l'ensemble des unités archéennes à protérozoïques de la Zone noyau non divisée, ainsi que l'absence de l'orthopyroxène, sont conformes à un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Toutefois, si l'on considère la température élevée nécessaire pour produire un événement de fusion de cette envergure, il est possible que le métamorphisme ait atteint le faciès des granulites à plusieurs endroits sans que les conditions ne permettent la cristallisation de l'orthopyroxène, ou encore, qu'un événement métamorphique tardif majeur ait rétrogradé les assemblages granulitiques.

Les différentes unités de la Zone noyau non divisée ont fourni des âges métamorphiques variés (tableau 1). L'âge métamorphique de 1813 ±11 Ma obtenu dans un gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava (site 2, tableau 1) est comparable à celui recueilli dans une tonalite du Complexe de Qurlutuq (1818 ±13 Ma; site 5, figure 4; tableau 1). Cet âge pourrait correspondre à l'événement de fusion à l'origine des migmatites du Qurlutuq. Il se compare également à l'âge métamorphique obtenu dans une migmatite de la région (1808 ±2 Ma; Machado *et al.*, 1989). Mentionnons que l'âge de cristallisation de 1817 ±10 Ma, recueilli dans un granite de la Suite d'Aveneau, appuie l'hypothèse suggérant que ce granite soit un produit évolué relié à cet événement de fusion régional. Il semble donc que l'événement métamorphique majeur qui a affecté la partie non divisée de la Zone noyau se serait produit autour de 1820 à 1805 Ma. Cet événement serait responsable de la gneissosité des roches archéennes et de leur fusion partielle. Mentionnons que la phase de métamorphisme M2 (1783 à 1793 Ma) qui affecta la partie ouest de la région (les domaines de Baie aux Feuilles, de Gabriel et la Zone de Rachel-Laporte) a également été enregistrée localement dans la partie orientale de la Zone noyau non divisée (1786 ±15 Ma et 1792 ±8 Ma; sites 1 et 4, figure 4; tableau 1). Toutefois, l'absence de textures métamorphisques significatives au niveau des suites granitiques de De Pas (1840 à 1810 Ma; possiblement 1805 Ma) et de Dancelou souligne que l'influence de cette phase M2 serait fort limitée.

Plus à l'est, un âge de 1874 ±31 Ma, obtenu dans un gneiss (site 3, figure 4; tableau 1), pourrait correspondre au métamorphisme relié à l'orogenèse des Torngat (1870 à 1850 Ma). Les roches de la partie orientale de la région auraient ainsi conservé cet héritage.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La partie sud-est de la Province de Churchill est le résultat d'une collision entre trois cratons archéens durant le Paléoprotérozoïque (Wardle *et al.*, 2002; Corrigan *et al.*, 2009). L'Orogène des Torngat (1,87 à 1,85 Ga) provient de la collision entre le craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest. Ce nouveau craton est par la suite entré en collision oblique avec le craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La compression engendrée par cette rencontre est responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région, aussi bien dans la Fosse du Labrador qu'à l'intérieur de la Zone noyau.

Plusieurs auteurs, qui ont travaillé dans la partie ouest de la région (Perreault et Hynes, 1990; Poirier *et al.*, 1990; Moorhead, 1989; Goulet, 1995), ont défini trois phases de déformation principales (D1 à D3) appartenant à un processus de déformation continu relié à l'orogenèse du Nouveau-Québec. Les phases D1 et D2 seraient associées à la compression engendrée lors de la collision entre les deux cratons alors que la phase D3 serait le résultat de la composante oblique de cette collision. La déformation D1 est à l'origine de la foliation régionale, des plis NW-SE couchés ou fortement déversés vers le sud-ouest et des failles de chevauchement qui affectent la partie ouest de la région. La déformation D2 a produit une schistosité de crénulation et des plis E-W observés principalement à l'intérieur de la Fosse du Labrador (Goulet, 1995). Finalement, la déformation D3 est associée à un mouvement tardif de décrochement dextre le long des failles de chevauchement (Clark et Wares, 2004) et serait à l'origine de la Zone de cisaillement de la rivière George. On lui attribue également la production de grands plis ouverts NW-SE plongeant vers le sud-est qui ont affecté les roches de la fosse (Goulet, 1995) et que nous avons également reconnus à l'intérieur de la Zone noyau.

Analyse structurale

La région a été divisée en sept grands domaines structuraux (figures 8 et 9) afin de mettre en évidence l'attitude de la foliation principale. Cette fabrique régionale varie en intensité en fonction de l'âge des roches et du degré de déformation. Dans la Zone de Rachel-Laporte, les roches protérozoïques présentent une schistosité forte et pénétrative. Dans la Zone noyau, les roches paléoprotérozoïques pré-orogéniques et les roches archéennes montrent généralement une texture gneissique et rubanée. Cette gneissosité est orientée dans le sens du grain structural régional et se serait développée lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec. Ainsi, elle aurait oblitéré, réaligné ou accentué les textures archéennes préexistantes. Toutefois, la présence de patrons complexes de déformation et de plis à plongée abrupte, observés à certains endroits, pourrait être reliée à des déformations archéennes préservées. À l'intérieur des unités de migmatites, et principalement dans les roches du Complexe de Qurlutuq, la fabrique principale prend la forme d'un rubanement migmatitique ondulant, irrégulier, souvent lenticulaire et discontinu, affecté par de nombreux plissements de fluage. Les roches intrusives paléoprotérozoïques syn à tarditectonique du Batholite de De Pas et des suites d'Aveneau et de Dancelou présentent une faible foliation soulignée par l'alignement des minéraux mafiques ou par l'orientation des phénocristaux dans les intrusions à texture porphyroïde. Finalement, une foliation mylonitique intense s'est développée le long des grandes failles, et plus particulièrement dans la Zone de cisaillement de la rivière George.

Le ***domaine 1*** correspond à la Zone de Rachel-Laporte (figures 8). Il a été divisé en deux sous-domaines : le sous-domaine 1a comprend les unités de la Supersuite de Laporte entre les failles de Pointe Reef, à l'ouest, et du lac Turcotte, à l'est, et le sous-domaine 1b correspond aux complexes archéens de Boulder et de Rénia. Dans le sous-domaine 1a (figures 8 et 9), les roches sont affectées par une schistosité forte et régulière orientée NW-SE avec un pendage modéré vers le nord-est (F : 330/55). Le sous-domaine 1b ne compte que 26 mesures de schistosité dont l'attitude s'apparente à celle du sous-domaine 1a (F : 318/68). Dans ce sous-domaine, les complexes archéens de Boulder et de Rénia sont respectivement interprétés comme des structures antiformes et synformes déversées vers le sud-ouest (Clark et Wares, 2004) et associées à la phase D1.

Le ***domaine 2*** correspond au Domaine de Gabriel (figures 8 et 9). La foliation régionale qui affecte les paragneiss et les amphibolites de ce domaine a une attitude moyenne (F : 330/53) similaire à celle observée dans les roches de la Zone de Rachel-Laporte (sous-domaines 1a et 1b) mais avec un étalement des pôles plus marqué.

Le ***domaine 3*** correspond au Domaine de Baie aux Feuilles (figures 8 et 9) et est constitué principalement des roches intrusives du Complexe de Kaslac, de la Suite de Tasialuk et du Pluton de Kuujjuaq. Il comprend également des séquences métasédimentaires assignées à la Suite de la Baleine. Toutes ces roches sont intensément déformées et présentent une foliation forte à gneissique avec, à plusieurs endroits, des textures mylonitiques et des rubans de quartz. Les pôles des plans de la fabrique principale forment un maximum étalé à faible pendage vers le nord-est (F : 338/30). Il est possible que cette séquence à faible pendage soit affectée par des plis déversés à couchés vers le sud-ouest tels qu'observés dans les gneiss localisés en bordure de la baie d'Hudson (sous-domaine 5c). Les pôles de la foliation régionale se distribuent également le long d'une ceinture dont le pôle (127/16) suggère un axe théorique moyen de plis à faible plongé vers le sud-est. Cette signature est interprétée comme étant probablement reliée à la présence de grands plis tardifs NW-SE ouverts et à faible plongée vers le sud-est que nous associons à une phase D3.

Le ***domaine 4*** correspond à un secteur occupé principalement par les roches intrusives blanchâtres de la Suite d'Aveneau dans le centre-sud de la région (figures 8 et 9).

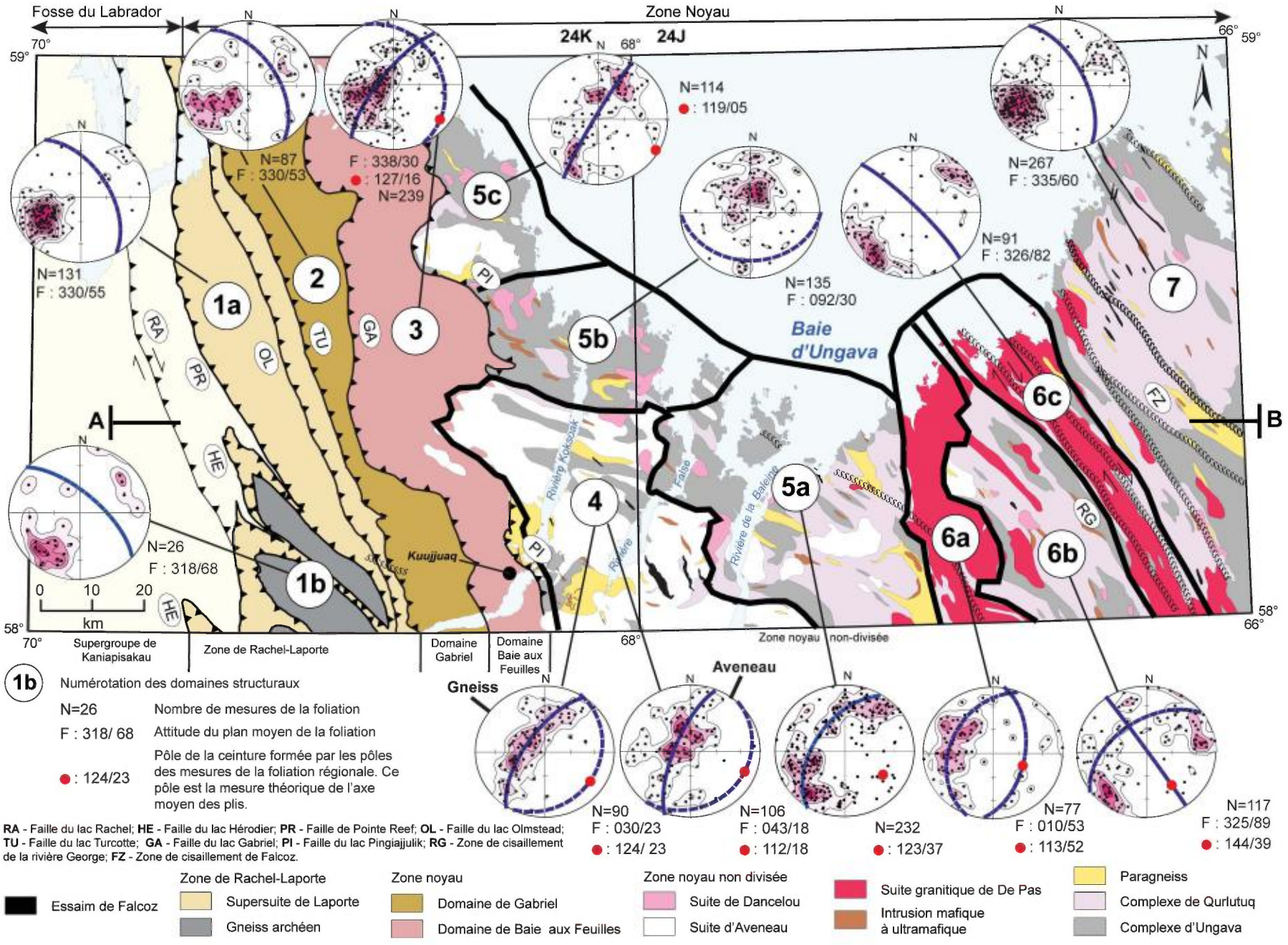


FIGURE 8 - Limite des domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale par la méthode de Schmidt.

Ces roches se présentent sous forme d'injections métriques à plurimétriques dans les gneiss plus anciens du Complexe d'Ungava et de la Suite de la Baleine. Sur la figure 8, les mesures de la foliation associée aux roches de la Suite d'Aveneau et aux gneiss ont été compilées sur des stéréogrammes différents. Les pôles de la foliation dans les gneiss se distribuent sur une ceinture très nette qui illustre la présence de plis à faible plongée vers le sud-est (124/23), probablement des plis ouverts reliés à la phase D3. Les pôles de la foliation dans la Suite d'Aveneau forment un maximum qui indique une foliation dominante proche de l'horizontale ainsi qu'une distribution le long d'une ceinture suggérant la présence de plissements ouverts à faible plongée vers le sud-est (112/18) possiblement reliés à la phase D3. Il est également possible que les roches intrusives de l'Aveneau se soient injectées de façon plus ou moins parallèle dans la gneissosité des séquences anciennes déjà affectée par les plissements de la phase D3.

Le ***domaine 5*** comprend les gneiss du Complexe d'Ungava et les migmatites du Complexe de Qurlutuq qui forment une large bande orientée NW en bordure de la baie d'Ungava (figure 8). Le sous-domaine 5a (figures 8 et 9) correspond à la partie sud du domaine. Les pôles de la foliation se distribuent sur une ceinture assez bien définie qui donne un axe théorique des plis vers le sud-est (123/37). Les pôles forment également une concentration importante dans le cadran sud-ouest du stéréogramme. Il pourrait s'agir d'une séquence déversée vers le sud-ouest et pouvant contenir des plis déversés ou couchés associés à la phase D1 et repris par les plis ouverts associés à la phase D3. La distribution un peu erratique des pôles pourrait également être reliée à la présence de structures archéennes non identifiées. Le sous-domaine 5b est localisé dans la partie centrale du domaine et correspond à une forte anomalie aéromagnétique positive de forme ovale orientée E-W. Les pôles des plans de la gneissosité forment un maximum qui indique une orientation moyenne E-W à faible pendage vers le sud (F : 092 30). L'orientation singulière de la fabrique régionale dans ce secteur pourrait être reliée à la présence d'une intrusion felsique protérozoïque subaffleurante qui serait à l'origine de l'anomalie magnétique E-W. La mise en place de l'intrusion aurait affecté l'attitude de la gneissosité qui se serait moulée autour de la masse intrusive. D'ailleurs, on trouve dans ce sous-domaine de nombreuses petites intrusions de granite de la Suite de Dancelou, qui pourraient correspondre à la partie affleurante de l'intrusion. Le sous-domaine 5c, situé dans le nord du domaine 5, montre une distribution des pôles de la gneissosité le long d'une ceinture assez bien définie passant presque par le centre du stéréogramme. Cette distribution indique la présence de plis droits avec des axes subhorizontaux (119/05) correspondant probablement à la phase D3. Mentionnons toutefois que des plis fortement déversés à couchés associés à la phase D1 ont été observés dans ce secteur, sur des affleurements localisés en bordure de la baie d'Hudson (photo 13, en annexe). Il se pourrait donc que le sous-domaine 5c ait été affecté par de nombreux plis déversés subhorizontaux associés à la phase D1 et qui auraient été replissés en grands plis ouverts durant la phase D3.

Le ***domaine 6*** est caractérisé par la présence des intrusions de la Suite granitique de De Pas. Il a été divisé en trois sous-domaines (figures 8 et 9) afin de comparer l'attitude de la foliation dans les intrusions du De Pas avec celle rencontrée dans les gneiss et les migmatites de ce secteur, et également, illustrer l'influence la Zone de cisaillement de la rivière George qui traverse la partie est du domaine.

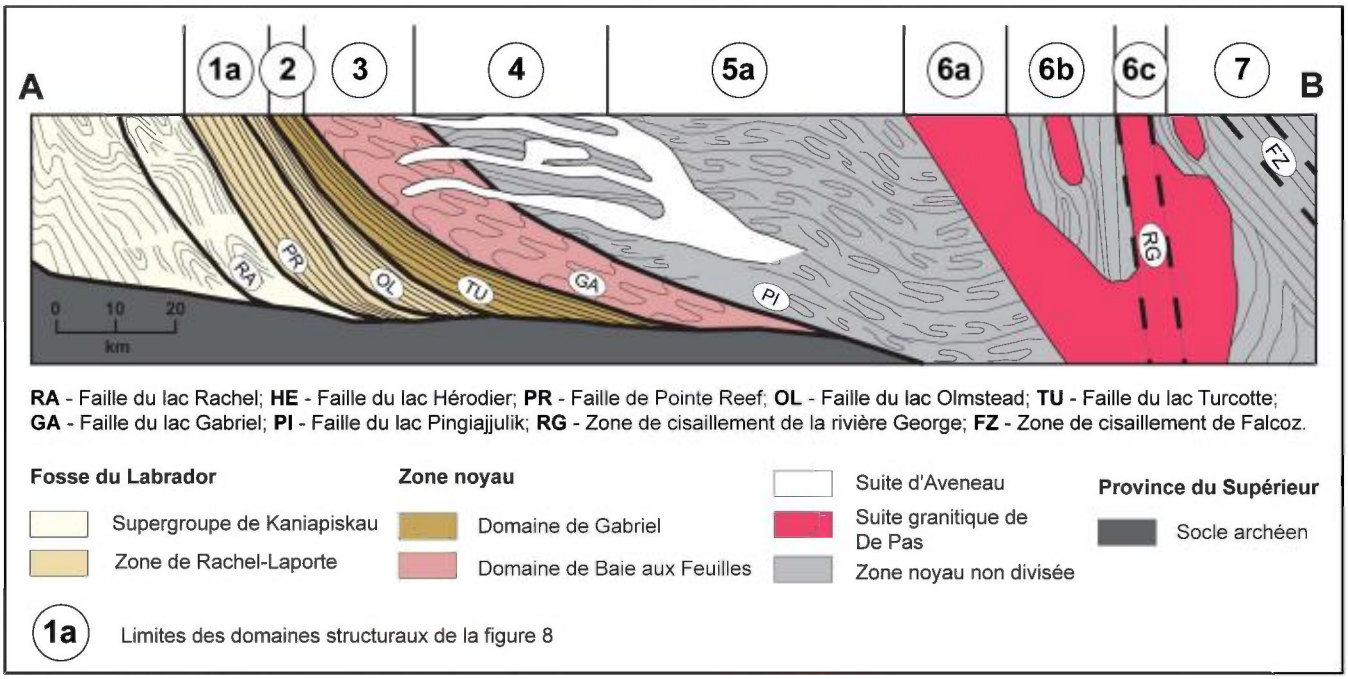


FIGURE 9 - Coupe structurale schématique selon la position AB présentée sur la figure 8 (échelle verticale non respectée).

Le sous-domaine 6a se compose essentiellement d'unités intrusives de la Suite granitique de De Pas et représente un secteur qui n'est pas directement affecté par la Zone de cisaillement de la rivière George. Les pôles de la foliation mesurée dans ces roches forment un maximum évasé qui donne un plan moyen orienté NNE-SSW à pendage modéré vers l'est-sud-est (F : 010/53). La distribution de ces pôles forme également une ceinture plus ou moins bien définie donnant un axe de plis théorique à 113/52, ce qui représente une plongée très abrupte, inhabituelle pour les plis associés à la phase D3. La variation de l'orientation de la foliation pourrait s'expliquer par le fait que le Batholite de De Pas est une intrusion multiphasée syntectonique. Ainsi, la foliation qui se serait développée dans les phases précoces aurait été perturbée par la mise en place des phases tardives. Le sous-domaine 6b est constitué de gneiss et de migmatites appartenant aux complexes d'Ungava et de Qurlutuq. Le plan moyen des foliations s'oriente NW-SE avec un pendage subvertical (325/89, figure 8). L'influence de la Zone de cisaillement de la rivière George et la mise en place des intrusions du De Pas pourraient être à l'origine du redressement de la foliation dans ce secteur. Les pôles des plans se distribuent également sur une ceinture mal définie qui suggère l'influence de la phase D3 avec des plissements à faible plongée vers le sud-est (144/39). Enfin, le sous-domaine 6c correspond au couloir d'influence de la Zone de cisaillement de la rivière George et se compose principalement de roches intrusives du De Pas. Les pôles de la foliation indiquent un plan moyen NW-SE à très fort pendage vers le nord-est (F : 326/82), correspondant à la direction générale de la Zone de cisaillement de la rivière George.

Le ***domaine 7*** regroupe les gneiss du Complexe d'Ungava et les migmatites du Complexe de Qurlutuq, dans la partie orientale de la région (figures 8 et 9). Ce secteur est traversé par plusieurs zones de cisaillement NW-SE dont certaines correspondent au prolongement du couloir de déformation de la Zone de cisaillement de Falcoz reconnue au sud-est par Verpaelst *et al.* (2000). Les pôles de la foliation régionale forment un maximum assez bien défini donnant un plan moyen orienté NW-SE à pendage fort vers le nord-est (F : 330/60). Cette orientation de la foliation est très différente de celle observée à l'est par Verpaelst *et al.* (2000) qui rapportent une foliation moyenne NE-SW à faible pendage vers le sud-est (20°). Il est donc probable que dans le domaine 7, la foliation ait été réorientée par les zones de cisaillement NW-SE qui le traversent.

La projection sur stéréogrammes des **structures linéaires** de la région est présentée à la figure 10. Le stéréogramme de la figure 10a correspond aux linéations mesurées dans les zones déformées et sur le plan de la schistosité dans de la Zone de Rachel-Laporte. Celui de la figure 10b présente les structures linéaires de la Zone noyau correspondant à des axes de plis ainsi qu'à des linéations d'étirement mesurées le long des zones de cisaillement. On constate que toutes les structures linéaires de la région plongent faiblement vers le sud-est, ce qui reflète probablement les effets de la déformation D3 associée à la composante oblique de la collision entre la Province du Supérieur et la Zone noyau.

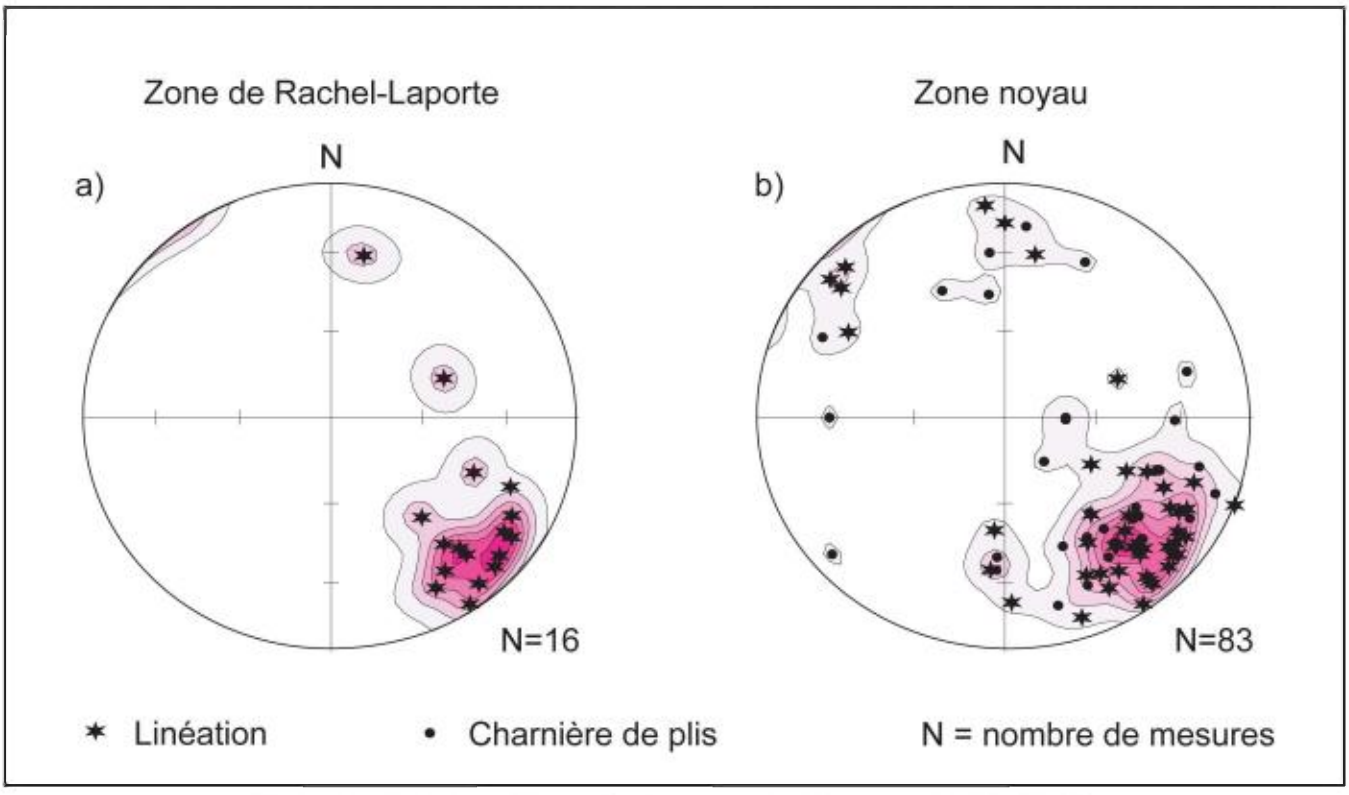


FIGURE 10 - Projections stéréographiques des structures linéaires par la méthode de Schmidt.

Les failles régionales

Les grandes failles régionales appartiennent à deux types principaux : les failles de chevauchement, localisées dans la partie ouest de la région près de la limite avec la Fosse du Labrador, et les grandes zones de cisaillement qui affectent les unités de la Zone noyau dans la partie est (figures 8 et 9; carte hors-texte).

Les failles de chevauchement

Les failles de chevauchement ont affecté les roches de la Fosse du Labrador et de l'extrémité ouest de la Zone noyau. Elles auraient eu un mouvement précoce chevauchant lors de la phase D1, suivi d'un mouvement de décrochement dextre (phase D3) vers la fin de la période orogénique du Nouveau-Québec (Clark et Wares, 2004) autour de 1,79 Ga (Machado *et al.*, 1989; Dunphy et Skulski, 1996; James et Dunning, 2000). Ces failles ont été nommées, d'ouest en est : failles du lac Hérodier, du lac Rachel, de Pointe Reef, du lac Olmstead, du lac Turcotte, du lac Gabriel et du lac Pingiajjulik (figures 4, 8 et 9). Elles ont été identifiées et tracées par différents auteurs à l'exception de la Faille du Lac Gabriel qui est une nouvelle structure interprétée lors de nos travaux. Ces failles de chevauchement correspondent généralement à des linéaments plus ou moins nets sur les cartes aéromagnétiques régionales. La plupart n'ont pas été observées sur le terrain, mais tracées à partir des travaux antérieurs et à l'aide des nouvelles cartes aéromagnétiques régionales. Les descriptions qui suivent proviennent en bonne partie de la littérature.

La ***Faille du lac Hérodier*** (Clark et Wares; 2004) correspond à une grande structure chevauchante régionale qui marque la limite entre les roches du Supergroupe de Kaniapiskau, à l'ouest, et leurs équivalents métamorphisés de la Zone de Rachel-Laporte, à l'est (figure 1). La présence de cette faille avait déjà été interprétée auparavant (Hoffman, 1988; Wardle *et al.*, 1990a), de la Province de Grenville au sud, jusqu'à la limite nord de la Fosse du Labrador. Dans notre région, la Faille du lac Hérodier apparaît dans la partie sud-ouest et se joint plus au nord, à la Faille de Pointe Reef (figure 8). À l'ouest des complexes de Rénia et de Moyer, elle a subi un mouvement décrochant tardif associé à la Faille du lac Rachel et se confond avec cette dernière (figure 4).

La ***Faille du lac Rachel*** (figures 8 et 9) a longtemps été considérée comme la limite ouest de la Zone de Rachel-Laporte. Les déformations reliées à cette faille ont été décrites par Sauvé (1956 et 1959) et Bélanger (1982). Sauvé et Bergeron (1965) l'ont nommée Faille du lac Phillips en mentionnant qu'il s'agit d'une structure de chevauchement majeure à grand déplacement. Goulet (1987) la renomme Faille du lac Rachel et la décrit comme une faille de chevauchement affectée par des mouvements dextres importants associés à une phase de déformation tardive. Plusieurs auteurs interprètent la Faille du lac Rachel comme une structure inverse tarditectonique, à fort pendage et à composante dextre, qui sépare le Supergroupe de Kaniapiskau de la Zone de Rachel-Laporte (Moorhead et Hynes, 1990; Wares et Goutier, 1990b; Poirier *et al.*, 1990). Toutefois, Goulet (1995) reconnaît les unités du Supergroupe de Kaniapiskau à l'est de la faille et déplace ainsi la limite est du Supergroupe de Kaniapiskau jusqu'à la Faille de Pointe Reef, interprétation supportée par Clark et Wares (2004). Goulet (1995) mentionne que la Faille du lac Rachel serait une structure tarditectonique à mouvement oblique avec un déplacement horizontal dextre d'une quinzaine de kilomètres en se basant sur le déplacement des contacts lithologiques de part et d'autre de la faille. Une étude de pression et température sur la formation des grenats (Perreault *et al.*, 1987) suggère que le déplacement vertical le long de la faille serait de l'ordre d'une dizaine de kilomètres.

La ***Faille de Pointe Reef*** (Goulet, 1995) représente, dans la partie nord de la Fosse du Labrador, le plan de chevauchement mettant en contact les roches métamorphisées de la Zone de Rachel-Laporte, à l'est, sur les roches volcano-sédimentaires du Supergroupe de Kaniapiskau, à l'ouest (figures 8 et 9).

La ***Faille du lac Olmstead*** a originellement été identifiée, nommée et tracée par Goulet (1987, 1995) à la limite entre la Zone de Rachel-Laporte et les roches archéennes de la Zone noyau. Cet auteur associe cette faille et celle du lac Rachel au même événement, et les décrit comme des structures tarditectoniques à mouvement oblique dextre important. Poirier (1989) mentionne que la Faille du lac Olmstead correspond à un corridor de déformation d'environ 1 km d'épaisseur qui contient des zones de cisaillement caractérisées par la présence de textures mylonitiques et de fabriques C-S suggérant un mouvement dextre. Clark et Wares (2004) ont également tracé la Faille du lac Olmstead au contact entre la Zone de Rachel-Laporte et la Zone noyau, en lui attribuant un mouvement chevauchant précoce suivi d'un mouvement décrochant tardif. Nos travaux ont permis de reconnaître les unités de la Zone de Rachel-Laporte à l'est de la Faille du lac Olmstead et ainsi de poursuivre cette zone vers l'est jusqu'à la Faille du lac Turcotte comme l'avaient proposé Poirier (1989) et Perreault et Hynes (1990). La Faille du lac Olmstead affecte donc les roches de la Supersuite de Laporte à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte (figures 8 et 9). Un seul affleurement a été observé le long de son tracé lors de nos travaux. On y trouve des roches felsiques très déformées à mylonitiques, des boudins de veines de quartz ainsi que des zones bréchiques constituées de 30 à 40 % de fragments felsiques très étirés contenus dans une matrice micacée.

La ***Faille du lac Turcotte*** marque la limite entre la Zone de Rachel-Laporte et la Zone noyau, représentée dans notre région par le Domaine du lac Gabriel (figures 8 et 9). Cette faille a été nommée et tracée pour la première fois par Poirier (1989) lors de travaux réalisés dans le cadre d'un projet de maîtrise (figure 2). Il considère la Faille du lac Turcotte comme une structure majeure localisée à la limite est du bloc « Lac Rachel - Lac Murray », qui correspond en gros à la

Zone de Rachel-Laporte. Il mentionne la présence de zones mylonitiques et considère qu'il s'agit d'une structure associée à une phase de déformation précoce, puis plissée lors d'une phase subséquente. La phase précoce serait responsable de la juxtaposition de deux blocs (Poirier *et al.*, 1990), correspondant à la Zone de Rachel-Laporte, à l'ouest, et la Zone noyau, à l'est. Perreault et Hynes (1990) positionnent également la Faille du lac Turcotte à la limite entre ces deux zones et lui attribue un mouvement chevauchant impliquant la remontée de la Zone noyau sur le Rachel-Laporte. La Faille du lac Turcotte pourrait représentée le prolongement vers le nord de la Faille du lac Tudor (Wardle *et al.*, 2002), une grande zone de cisaillement reconnue plus au sud (Van der Leeden *et al.*, 1990). Cette grande structure régionale (Turcotte–Tudor) correspondrait à une suture importante liée à la collision de la Province du Supérieur avec la Zone noyau (Clark et Wares, 2004; Corrigan *et al.*, 2009).

La ***Faille du lac Gabriel*** est une nouvelle structure mettant en contact les roches volcano-sédimentaires du Domaine de Gabriel, à l'ouest, avec les roches intrusives à pyroxènes (Complexe de Kaslac) du Domaine de Baie aux Feuilles, à l'est (figures 8 et 9). Cette faille correspond à un linéament bien défini sur la carte aéromagnétique régionale et est interprétée comme appartenant au système de failles de chevauchement, avec mouvement de décrochement tardif dextre, de ce secteur. Plusieurs affleurements cisaillés ont été observés à proximité de la faille, mais son mouvement n'a pu être déterminé.

La ***Faille du lac Pingiajjulik*** sépare les roches paléoprotérozoïques déformées du Domaine de Baie aux Feuilles, à l'ouest, des grandes unités de gneiss et de migmatites archéennes de la Zone noyau non divisée, à l'est (figures 8 et 9). Au sud de la région, une partie de cette faille est masquée par les intrusions tardives de la Suite d'Aveneau (figure 4). La Faille du lac Pingiajjulik a été tracée au nord-est du lac Gabriel (Poirier, 1989; Poirier *et al.*, 1990; Perreault et Hynes, 1990) où elle est considérée comme une structure importante qui sépare deux blocs lithotectoniques. Elle est caractérisée par des textures mylonitiques et une forte recristallisation (Poirier, 1989). Un mouvement dextre a été déterminé à partir d'ombres de pression autour de porphyroblastes (Perreault et Hynes, 1990). La faille a été poursuivie vers le nord lors de nos travaux à l'aide de la carte aéromagnétique et en considérant le contact entre les unités stratigraphiques. Bien que son mouvement n'ait pu être déterminé, nous interprétons cette structure comme une faille chevauchante à mouvement dextre tardif. Toutes les roches qui se trouvent entre les failles du lac Pingiajjulik et du lac Gabriel ont subi une déformation intense caractérisée par la présence de nombreuses textures mylonitiques et des rubans de quartz.

Nappes de charriage

La présence des complexes de gneiss archéens de Boulder, de Rénia et de Moyer, en contact structural avec les roches paléoprotérozoïques de la Supersuite de Laporte, serait le résultat de nappes de charriage transportées vers le nord-ouest (Moorhead, 1989; Moorhead et Hynes, 1990). Elles auraient par la suite été déformées par une succession de plis orientés NW-SE à plongement vers le sud-est (anticlinaux de Boulder et de Moyer et synclinal de Rénia) semblables à ceux qui affectent l'ensemble de la Fosse du Labrador. Les gneiss archéens sont limités par des failles de chevauchement qui correspondent à la bordure des nappes (carte hors-texte).

Zones de cisaillement

Zone de cisaillement de la rivière George

La Zone de cisaillement de la rivière George est une structure majeure NW-SE qui affecte la partie est de la région (figures 8 et 9). Van der Leeden (1985, 1994 et 1995) identifie pour la première fois des zones importantes de cisaillement le long de la rivière George dans le secteur sud de la partie québécoise de la Zone noyau au cours des étés 1983 et 1984. Il associe ces cisaillements à une structure régionale majeure qu'il nomme « Zone de cisaillement de la rivière George ». Il mentionne que cette grande structure a eu une histoire complexe soulignée par la présence d'indicateurs cinématiques dextres et senestres, de zones de mylonites contenant des linéations subhorizontales et de zones de cataclasites. Au sud des travaux de Van der Leeden, les zones de déformation reliées à la Zone de cisaillement de la rivière George ont été reconnues jusqu'à la limite entre le Québec et le Labrador (Owen, 1989; Danis, 1991; Tanner, 1992; Hammouche *et al.*, 2011). Son prolongement vers le nord a été interprété par Girard (1990a) qui lui attribue un mouvement principal dextre basé sur la réorientation du grain structural régional et sur le décalage d'assemblages lithologiques repères. Par la suite, des travaux de gravimétrie (Telmat *et al.*, 1999), de géochronologie (Isnard *et al.*, 1998) et de géologie (Bardoux *et al.*, 1998), réalisés en bordure de la baie d'Ungava dans le cadre du projet lithoprobe, ont permis de préciser son tracé. Bardoux *et al.* (1998) mentionnent la présence d'une zone mylonitique recristallisée, de près de 4 km de largeur, dans laquelle des plans de cisaillement abrupts (autour de 70°) contiennent une linéation faiblement plongeante (inférieure à 25°) vers le sud-est et des indicateurs cinématiques indiquant un mouvement dextre. Le mouvement normal - dextre de la Zone de cisaillement de la rivière George se serait produit autour de 1800 Ma (Isnard *et al.*, 1998; Bardoux *et al.*, 1998). Selon les données isotopiques U-Pb, Sm-Nd et Pb-Pb, les roches situées de part et d'autre de cette structure régionale sont au même faciès métamorphique (amphibolite supérieur), ont des âges équivalents et ont eu une histoire géologique similaire suggérant que la Zone de cisaillement de la rivière George ne constitue pas une frontière entre deux terranes (Isnard *et al.*, 1998).

La Zone de cisaillement de la rivière George traverse le secteur est de la région où deux grands cisaillements contigus

orientés NW-SE ont été tracés (figure 8, sous-domaine 6c) et correspondent à des linéaments aéromagnétiques très bien définis. Le long de ces linéaments, certains affleurements sont complètement mylonitisés alors que d'autres montrent des alternances de couloirs décimétriques à métriques de blastomylonite et d'ultramylonite dans lesquelles flottent des porphyroblastes de feldspath potassique. Les indicateurs cinématiques indiquent le plus souvent un mouvement dextre. La déformation mylonitique affecte aussi bien les roches paléoprotérozoïques du Batholite de De Pas, datées à 1805 Ma, que les unités archéennes à paléoprotérozoïques (complexes d'Ungava et de Qurlutuq), confirmant l'âge des cisaillements estimé par Isnard *et al.* (1998) et Bardoux *et al.* (1998) à 1800 Ma. Les zones de déformation sont particulièrement bien exposées en bordure de la baie d'Ungava (photo 14, en annexe).

Zone de cisaillement de Falcoz

La Zone de cisaillement de Falcoz a été identifiée et décrite dans la région du lac Courdon (Girard, 1990b) au sud-est de notre région. À cet endroit, elle correspond à une bande de gneiss cisaillés de 4 km de largeur, dans laquelle se trouvent des horizons décamétriques d'ultramylonite porphyroclastique de plusieurs kilomètres de longueur. Cette structure réoriente le grain structural régional selon un patron sigmoïdal suggérant un mouvement senestre, confirmé par la présence de plusieurs indicateurs cinématiques (Girard, 1990b). À certains endroits, des zones de cataclase se superposent à la texture mylonitique. La Zone de cisaillement de Falcoz a par la suite été cartographiée par Verpaelst *et al.* (2000; figure 2) jusqu'à la limite est de notre région. Ces auteurs la décrivent comme un couloir de déformation de 5 à 7 km de largeur, orienté WNW-ESE et contenant plusieurs failles dont le mouvement est parfois dextre, parfois senestre relatant une histoire complexe.

La Zone de cisaillement de Falcoz a été poursuivie dans la partie est de notre région (figures 8 et 9) où elle correspond à plusieurs zones orientées NW-SE qui affectent les gneiss du Complexe d'Ungava et les migmatites du Complexe de Qurlutuq (figure 4). Ces zones sont caractérisées par une foliation très forte à mylonitique dans laquelle se trouvent des porphyroclastes de feldspath potassique, des rubans de quartz et des niveaux démembrés et boudinés de roches mafiques. Des linéations à faible plongée vers le sud-est ainsi que des indicateurs cinématiques à mouvement senestre ont été observés localement.

La Zone de cisaillement de Falcoz appartient à un système de cisaillement senestre d'envergure régionale qui a affecté la bordure ouest de l'Orogène des Torngat et la partie est de la Zone noyau, vers la fin de l'orogenèse des Torngat entre 1845 et 1830 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1990; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990). Dans notre région, les cisaillements reliés à la Zone de cisaillement de Falcoz affectent les roches migmatitiques du Qurlutuq (1818 Ma) indiquant que cette grande structure aurait rejoué durant l'orogenèse du Nouveau-Québec. Ce nouveau mouvement serait probablement dextre et synchrone à celui de la Zone de cisaillement de la rivière George (autour de 1800 Ma). La présence de mouvements dextres rapportés par Verpaelst *et al.* (2000) le long de la Zone de cisaillement de Falcoz, à l'est de notre région, appuie cette hypothèse.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La Fosse du Labrador a fait l'objet de nombreuses campagnes d'exploration minière depuis la fin des années trente à la suite de la découverte d'importantes minéralisations ferrifères localisées dans le secteur de Schefferville. Ces travaux ont mené à la mise au jour de nouveaux sites minéralisés en fer ainsi que plusieurs indices de métaux précieux et usuels. Durant les années 80, de nombreux travaux à caractère économique, comprenant des levés géologiques au 1/10 000 (Wares et Berger, 1987; Wares *et al.*, 1988; Wares et Goutier,1989 et 1990a) et des études métallogéniques (Fournier, 1981, 1983 et 1985), ont été réalisés dans la partie nord de la Fosse du Labrador. La géologie et la gîtologie de l'Orogène de Nouveau-Québec sont décrites dans Clark (1994) et un document synthèse (Clark et Wares, 2004) présente la caractérisation et la description de l'ensemble des indices minéralisés de la partie québécoise de la fosse.

Les travaux d'exploration ont été beaucoup moins importants dans la partie est de la fosse (Zone de Rachel-Laporte) et dans la Zone noyau. En 1998, Falconbridge a réalisé un projet régional de vérification d'anomalies de sédiments de fond de lac (Lessard, 2001) dans la Zone noyau. Malgré la présence de quelques teneurs anomales dans certaines roches ultramafiques et dans des gneiss, aucune zone d'intérêt économique n'a été considérée. Par la suite, un vaste levé magnétique aéroporté a été réalisé par WMC International dans le cadre d'un important projet d'exploration de la partie centrale de la Zone noyau (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001). Ces travaux, qui avaient pour cibles les minéralisations de Ni-Cu associées à des filons-couches mafiques et ultramafiques, comprenaient également de la prospection, de la cartographie, de la géophysique au sol, des forages et de la géochimie de sol, de till, et d'humus. Quelques zones d'intérêt ont été découvertes dont l'une, localisée dans le secteur ouest du feuillet SNRC 24J04, a fait l'objet de travaux de forage par Falconbridge en 2005 (Desharnais et Giovenazzo, 2006). Toutefois, les résultats décevants de cette campagne de forage ont entraîné l'arrêt des travaux. Finalement en 2007, Azimuth a réalisé un projet d'exploration visant à vérifier des anomalies de sédiments de fond de lac en uranium dont certaines étaient localisées dans le coin sud-est de notre région (Lalancette et Girard, 2008). Ces travaux ont mené à la découverte de plusieurs minéralisations uranifères au-delà de la limite sud-est de notre région, dans le feuillet SNRC 24H12.

Nos travaux ont permis la mise au jour de cinq nouveaux indices minéralisés et de plusieurs sites d'intérêt économique (figures 11 et 12; tableau 2). Plusieurs de ces sites sont associés à des anomalies de sédiments de fond de lac identifiées à la suite de traitements des résultats d'analyse de Lamothe (2009 et 2010). Les différents sites d'intérêt économique ont été regroupés en cinq catégories en fonction des roches hôtes de la minéralisation : 1) sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires; 2) sites d'intérêt associés à des roches intrusives intermédiaires, mafiques et ultramafiques; 3) sites d'intérêt associés à des intrusions alcalines; 4) sites d'intérêt associés à des roches granitiques; et 5) site d'intérêt associé à des veines de quartz. Un nouvel indice d'uranium (Urani 22; MRNF, 2011; D'Amours et Simard, 2012) a aussi été découvert durant l'été 2011 à la suite de la vérification d'une anomalie spectrométrique localisée à l'extérieur de la région, mise en évidence lors d'un nouveau levé géophysique aéroporté réalisé juste au-delà de la limite sud de la carte (feuillet SNRC 24F16, D'Amours et Intissar, 2012). Ce nouvel indice est décrit plus bas, mais n'apparaît pas sur les figures 11 et 12 et dans le tableau 2.

Sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires

Amphibolites et schistes de la Supersuite de Laporte (Zone de Rachel-Laporte)

La Supersuite de Laporte (figure 11) représente une cible d'intérêt économique d'envergure régionale. En effet, Fournier (1985) mentionne qu'on y observe des minéralisations similaires à celles qui se trouvent dans les roches volcano-sédimentaires du Supergroupe de Kaniapiskau (Fosse du Labrador).

Nos travaux ont permis d'identifier 9 sites d'intérêt économique (sites 1 à 9, figure 11 et tableau 2) comprenant : une minéralisation de sulfures déjà connue (lac Vert, site 1), un nouvel indice ferrifère (Ballantyne Sud, site 2) et des teneurs anomales en cuivre (Ballantyne Nord, site 3). Tous les sites d'intérêt sont distribués le long d'un corridor NNW-SSE, d'environ 5 km de largeur et de 70 km de longueur, situé près de la Faille du lac Olmstead, là où se trouve la plus grande concentration de niveaux d'amphibolite de la Suite de Klein (figure 11). La concentration de tous ces sites à proximité de la Faille de Olmstead suggère que cette structure aurait pu jouer un rôle important dans la mise en place ou dans la remobilisation de la minéralisation. Les sites d'intérêt correspondent à des zones rouillées et sulfurées, de largeur décimétrique à décamétrique et coïncident avec des linéaments magnétiques. Ils sont souvent situés aux contacts entre les amphibolites de la Suite de Klein et les schistes de la Suite de Freneuse. Le schiste sédimentaire est souvent graphitique à proximité des zones rouillées. La pyrrhotite finement disséminée (2 à 15 %) représente la phase sulfurée principale quoique des quantités significatives d'autres sulfures ont aussi été observées dans les sites Ballantyne nord et sud.

La minéralisation du lac Vert (site 1, figure 11 et tableau 2) a été découverte par Gélinas (1958b) puis décrite par Fournier (1985). Le site comprend quatre niveaux d'ardoise noire sulfurée (pyrrhotite) séparés par des amphibolites. La bande la plus importante a une extension de 3,5 km et se trouve à environ 1 km au nord-est du lac Vert. L'ardoise est litée et renferme des zones de pyrrhotite massive ou bréchique, à fragments de quartz, de carbonates et d'ardoise. Ce site n'a pas été visité lors de nos travaux et les teneurs présentées au tableau 2 proviennent de Fournier (1985).

Le nouvel indice de fer Ballantyne Sud (site 2, figure 11 et tableau 2) est constitué d'une zone rouillée de six mètres d'épaisseur, visible sur environ 500 m de longueur, localisée dans des amphibolites près du contact avec des schistes (photo 15, en annexe). Cette zone, qui correspond à un très fort linéament magnétique orienté NNW-SSE, est formée d'une alternance de niveaux décimétriques à métriques de sulfures massifs, d'argilite noire graphitique et de formations de fer rubanées à chert, amphibole et magnétite. Les sulfures massifs (pyrrhotite-pyrite) et le graphite forment la matrice d'une brèche à fragments felsiques constitués de quartz, de feldspath, de biotite, de muscovite et d'épidote. Les sulfures (pyrite, chalcopyrite et pyrrhotite) sont également finement disséminés dans les niveaux d'argilite graphitique et dans quelques minces horizons très siliceux (1 à 10 % sulfures). La zone rouillée comprend également des veines de quartz, décimétriques à métriques, et des veinules millimétriques de calcite et d'hématite.

Le site Ballantyne Nord (site 3; figure 11 et tableau 2) correspond à plusieurs zones rouillées réparties sur environ 60 m de largeur et localisées au contact entre une amphibolite et un schiste à biotite, muscovite et sillimanite. Les roches y sont très déformées et cataclasées. Elles contiennent des rubans de quartz et montrent une forte linéation d'étirement. Elles ont également subi une altération potassique (séricite-biotite) et siliceuse (photo 16, en annexe). Le schiste est recoupé par de nombreuses veinules de carbonates. Le niveau sulfuré le plus important a une épaisseur de 4 à 5 m et est visible sur environ 15 m de longueur. Il contient de la chalcopyrite (2 à 7 %), de la pyrite (2 à 5 %), de la chalcocite (1 à 3 %), de la malachite (2 à 5 %; photo 16, en annexe) et de la bornite (moins de 1 %). Un second niveau renferme de l'arsénopyrite (5 à 10 %), de la pyrrhotite (3 à 5 %) et de la chalcopyrite (1 %). Les autres zones rouillées ont de 2 à 5 m de largeur et contiennent de la chalcocite (2 à 3 %), de la chalcopyrite (1 à 2 %) et de la pyrrhotite (4 à 5 %). Des blocs de brèche à matrice de sulfures, similaires à ceux de l'indice Ballantyne Sud (site 2), ont aussi été observés.

Les sites 4 à 7 (figure 11 et tableau 2) étaient localisés, lors de nos travaux de l'été 2011, sur une propriété minière d'Azimuth Exploration. Aucun rapport d'exploration n'avait encore été soumis au MRN et les teneurs présentées au tableau 2 proviennent donc d'échantillons recueillis lors de notre levé. Ces sites coïncident avec d'importantes anomalies de sédiments de fond de lac multiéléments (tableau 2).

Les sites 4 à 6 correspondent à des zones rouillées, décimétriques à métriques, caractérisées par la présence de veines et veinules, millimétriques à décimétriques, de quartz ± carbonates. La minéralisation y est finement disséminée ou sous forme de filonnets discontinus. Le site 7 comprend deux zones rouillées principales. La première (60 cm sur 5 m) renferme entre 5 et 10 % de lamines de pyrite et montre une alternance de rubans riches en micas, de rubans à poeciloblastes de grenat et de veinules millimétriques à centimétriques de quartz. La deuxième zone rouillée (1 m x 2 m) est constituée de pyrrhotite semi-massive qui contient des fragments de schiste et de roche calco-silicatée lui donnant un aspect bréchique. On y observe aussi du graphite, de la pyrite et des traces de chalcopyrite.

Au site 8 (figure 11 et tableau 2), la minéralisation est associée à des zones rouillées métriques, siliceuses et grenatifères, dans des amphibolites injectées de veinules de quartz boudinées de 1 à 10 cm de largeur. Les cristaux de grenat (5 à 20 %) se présentent en rubans ou en amas centimétriques. Des niveaux de quartzite contenant des rubans centimétriques de schiste à muscovite-biotite sont intercalés dans les amphibolites. Au site 9, les zones rouillées, de largeur décimétrique à métrique, se trouvent dans une amphibolite en contact avec des roches calco-silicatées constituées de poeciloblastes de diopside contenus dans une matrice granoblastique de plagioclase et de carbonates. L'amphibolite est riche en sphène et montre un rubanement diffus produit par l'alternance de zones à hornblende et de zones à clinopyroxène et plagioclase.

Amphibolites de la Suite de la rivière Curot (Domaine de Gabriel)

Un seul site d'intérêt associé à des roches volcano-sédimentaires a été trouvé dans le Domaine de Gabriel (site 10, figure 11). Il s'agit de plusieurs zones rouillées décimétriques dans une amphibolite de la Suite de la rivière Curot. La minéralisation est constituée de pyrrhotite (7 à 8 %) finement disséminée et de traces de chalcopyrite. Un échantillon choisi a donné une teneur anomale en cuivre et une anomalie de sédiments de fond de lac en Ni, Cu, As et Ag se trouve à proximité du site (tableau 2).

Paragneiss de la Suite de la Baleine

Les minéralisations des sites 11 à 16 sont associées aux paragneiss de la Suite de la Baleine (figures 11 et 12; tableau 2). Elles se trouvent dans des zones rouillées présentant de fortes altérations et fréquemment injectées par des veines de quartz et des dykes décimétriques à métriques de pegmatite blanchâtre.

Les sites 11 et 12 ont été trouvés par la compagnie Falconbridge (Lessard, 2001; Desharnais et Giovenazzo, 2006). Le site 11 (figure 11 et tableau 2) correspond à un paragneiss à biotite fortement magnétique renfermant 10 % de pyrrhotite disséminée. Le site 12 (figure 12 et tableau 2) a été découvert lors d'une campagne de forage qui visait la découverte de minéralisations en Ni-Cu, sur une cible géophysique identifiée précédemment par les travaux de la compagnie WMC International (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001), dans un dyke de gabbro et troctolite appartenant à l'Essaim de Falcoz (mPfal). Aucune minéralisation n'a été interceptée dans le gabbro, mais des teneurs anomales en Cu et Ag ont été obtenues en profondeur à l'intérieur d'un paragneiss migmatitisé, altéré en chlorite et feldspath potassique, et renfermant entre 15 et 35 % de pyrite ainsi que des traces de pyrrhotite et de graphite.

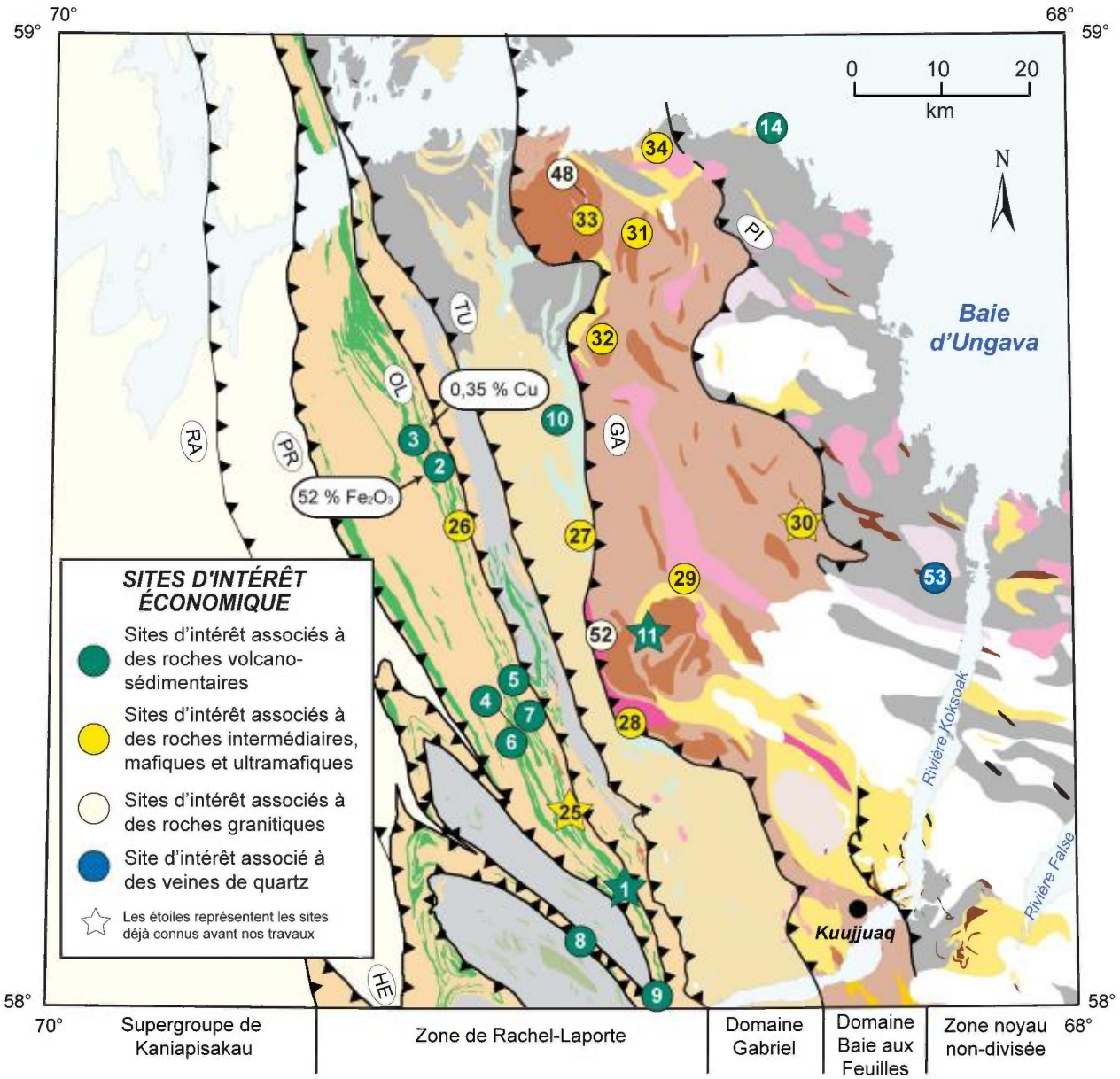
L'indice Céline (site 13, figure 12 et tableau 2) est un nouvel indice de Cu-Ag mis au jour dans une séquence de paragneiss quartzeux et graphitique qui correspond à une anomalie magnétique NW-SE d'environ 7 km de longueur et de 700 m de largeur. On y trouve des zones rouillées plus ou moins continues (photo 17, en annexe), de 1 à 10 m de largeur sur 10 à 50 m de longueur, contenant des sulfures et associées à une forte altération en épidote, zoïsite et muscovite. La minéralisation consiste en chalcopyrite disséminée (5 à 8 %) et en pyrite (1 à 20 %) sous forme d'amas et de veinules. Les meilleures analyses ont donné des teneurs de 1,2 % Cu et 7,9 g/t Ag (tableau 2).

Le site 14 (figure 11 et tableau 2) correspond à une enclave d'amphibolite de 3 m sur 15 m à l'intérieur d'un granite pegmatitique de la Suite de Dancelou (pPdac2). L'amphibolite est altérée et renferme du grenat, de l'épidote, du quartz, de nombreux petits grains de sphène et un peu de carbonates. Elle contient de la pyrrhotite disséminée (4 à 5 %) et des traces de chalcopyrite. Sur cet affleurement, le granite s'injecte dans un important niveau de quartzite recristallisé et contient de nombreuses enclaves d'amphibolite, de schiste à biotite et de paragneiss.

Au site 15 (figure 12 et tableau 2), les zones rouillées sont de largeur décimétrique et renferment entre 15 et 25 % de pyrite interstitielle avec des traces de chalcopyrite. Le paragneiss, affecté par une très forte altération potassique, est constitué presque exclusivement de biotite, de feldspath potassique et de muscovite. Finalement, le site 16 (figure 12 et tableau 2) correspond à une zone rouillée d'environ 30 m de largeur sur 150 m de longueur localisée dans un paragneiss à biotite, migmatitisé et fortement injecté de pegmatite blanchâtre. La zone rouillée contient 10 à 20 % de graphite et 2 à 3 % de pyrite.

Métatexites de la Suite de Winnie

Deux nouveaux sites d'intérêt ont été identifiés dans les métatexites à biotite-grenat-sillimanite de la Suite de Winnie (sites 17 et 18, figure 12 et tableau 2). Le site 17 est un nouvel indice de Pb-Zn dont la minéralisation consiste en galène (2 à 3 %) et en sphalérite (1 %) concentrées dans des zones rouillées discontinues, de dimension centimétrique à métrique, localisées aux contacts avec des veines de quartz. Des teneurs atteignant 5,2 % Pb et 0,3 % Zn ont été obtenues dans des échantillons choisis.



RA - Faille du lac Rachel; **HE** - Faille du lac Hérodier; **PR** - Faille de Pointe Reef; **OL** - Faille du lac Olmstead; **TU** - Faille du lac Turcotte; **GA** - Faille du lac Gabriel; **PI** - Faille du lac Pingiajjulik.

Mésoprotérozoïque

Essaim de Falcoz

ZONE DE RACHEL-LAPORTE

Paléorotérozoïque

Supersuite de Laporte

Suite de Freneuse

Suite de Klein

Archéen à Paléorotérozoïque

Complexes de Boulder, de Rénia et de Moyer; Suite de Ballantyne

Amphibolite des complexes de Boulder, de Rénia et de Moyer

ZONE NOYAU

Paléorotérozoïque

Domaine de Gabriel

Suite d'Akiasirviup

Suite de la rivière Curot

Domaine de Baie aux Feuilles

Pluton de Kuujjuaq

Suite de Tasialuk

Roches intrusives intermédiaires à felsiques du Complexe de Kaslac

Roches intrusives mafiques et ultra-mafiques du Complexe de Kaslac

Zone noyau non divisée

Suite de Dancelou

Suite d'Aveneau

Suites de de la rivière False et de Winnie

Archéen à Paléorotérozoïque

Complexe de Qurlutuq

Suite de Ralleau

Suite de la Baleine

Complexe d'Ungava

FIGURE 11 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région de Kuujjuaq et de la Baie d'Ungava (feuillet SNRC 24K). Les numéros font référence aux sites décrits au tableau 2.

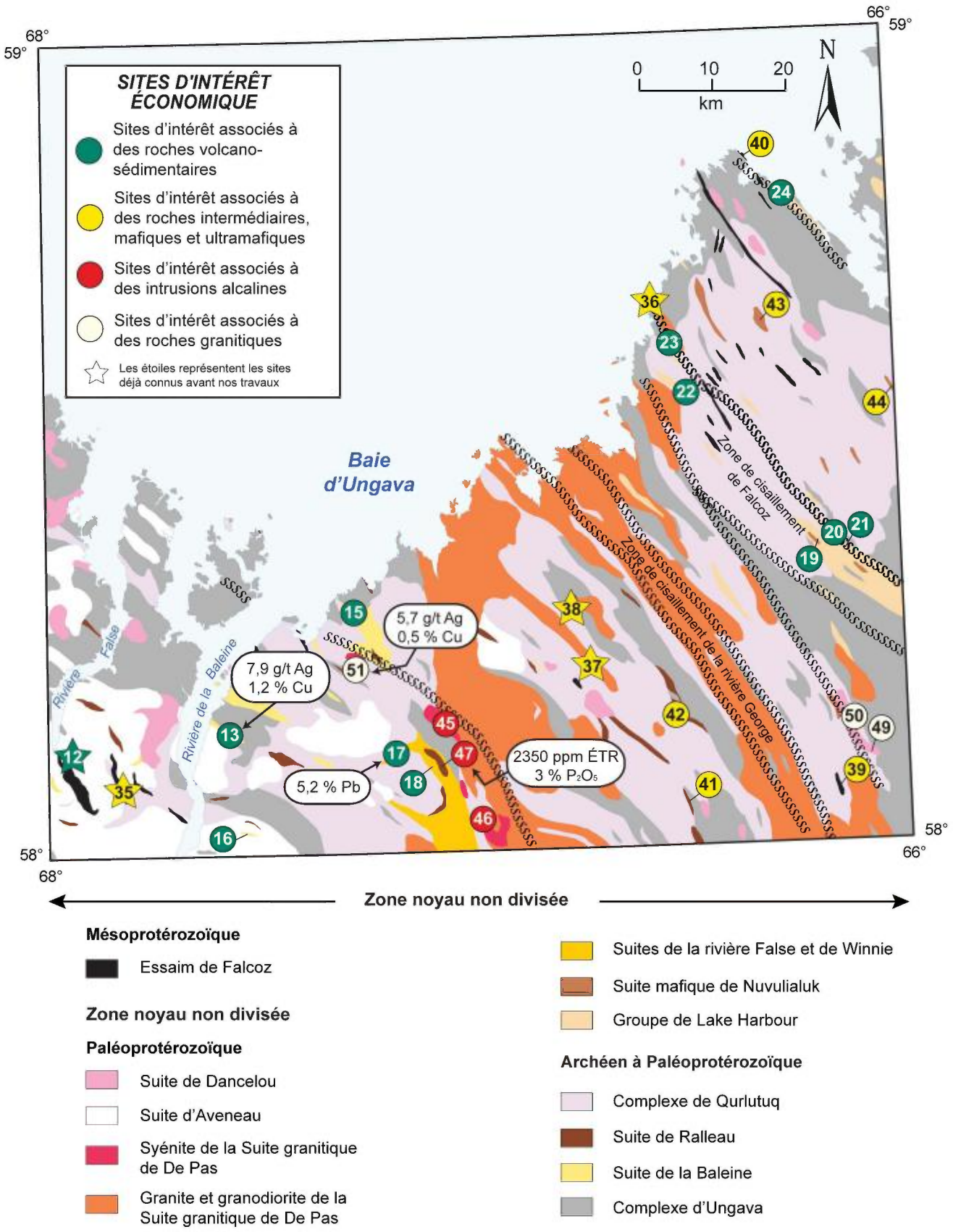


FIGURE 12 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région de Kuujjuaq et de la Baie d'Ungava (feuillet SNRC 24K). Les numéros font référence aux sites décrits au tableau 2.

TABLEAU 2 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava. Les numéros font référence aux sites localisés aux figures 11 et 12. Les coordonnées UTM sont en NAD83 (zone 19).

SITES D'INTÉRÊT ASSOCIÉS À DES ROCHES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES				Meilleures teneurs
Amphibolites et schistes de la Supersuite de Laporte (Zone de Rachel-Laporte)				
1	Lac Vert 507034/6442568	24K02	Niveau d'ardoise d'extension kilométrique (Fournier, 1985). Présence d'anomalies de sédiments de fond de lac en Cu et Zn.	1200 ppm Cu, 2100 ppm Zn, 450 ppm Ni et 50 ppm Pb
2	Ballantyne Sud 487141/6486756	24K11	Niveau rouillé (6 m x 500 m) de formation de fer et de sulfures massifs; 70 % PO, 10 % GP, 10 % PY. Anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Ag, La, Li et Y.	51,8 % Fe2O3, 2,3 g/t Ag, 24 ppm As, 261 ppm Cu et 291 ppm Ni; 6,4 % MnO
3	Ballantyne Nord 483333/6493764	24K11	Zone rouillée (60 m) avec plusieurs niveaux plurimétriques riches en sulfures dans une amphibolite; <7 % CP, <5 % PY, <3 % CT, <5 % MC, <1 % BN, <5 % PO, <10 % AS . Anomalies de sédiments de fond de lac en Li, Cu, Y et As.	3471 ppm Cu, 31 ppm As et 1,3 g/t Ag; 1872 ppm Cu et 680 ppm Ni; 133 ppm As, 450 ppm Cu et 380 ppm Ni
4	IL-3149-11 494940/6460609	24K06	Zones rouillées décimétriques à métriques aux contacts entre amphibolite et schiste; 5 % PO, 5 % PY. Anomalies de sédiments de fond de lac en Y, U, C et La.	268 ppm Cu et 654 ppm V
5	PL-6167-11 494633/6466296	24K06	Zones rouillées (1-2 m x 2-20 m) dans un schiste à biotite-muscovite; 1-2 % PO, 1-2 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en U, Cu, Y, Zn et La.	309 ppm Cu et 250 ppm Zn
6	IL-3150-11 494380/6459585	24K06	Plusieurs niveaux rouillés (1-4 m x 5-25 m) aux contacts entre amphibolite et schiste; 3-5 % PO, 1-3 % PY, tr CP, tr BN. Anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Ni, La, Y et Zn.	651 ppm Zn, 140 ppm Pb et 5.1 ppm Cd
7	IL-3147-11 496268/6462127	24K06	Deux zones rouillées (0,6-1 m x 2-5 m) aux contacts entre schiste et amphibolite; 35-40 % PO, 4-7 % GP, 1-2 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Y, U, Zn et La.	2,5 g/t Ag et 338 ppm Cu
8	IL-3227-11 502359/6436474	24K02	Zones rouillées (0,5-2 m x 10 m) dans une amphibolite altérée (silice/grenat); 3-5 % PO, <1 % PY, tr CP, tr SP.	182 ppm As et 217 ppm Cu; 612 ppm Zn, 34 ppb Au et 5,2 ppm Cd
9	LP-2231-11 510774/6429885	24K02	Niveaux rouillés (20 cm-1 m) au contact entre amphibolite et roches calco-silicatées; 3-5 % PO, <1 % CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en U et Cu.	340 ppm Cu
Amphibolites de la Suite de la rivière Curot (Domaine de Gabriel)				
10	CT-7062-11 499694/6495469	24K11	Zones rouillées décimétriques dans une amphibolite; 7-8% PO, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, Cu, As et Ag	811 ppm Cu
Paragneiss de la Suite de la Baleine				
11	S-LR98-179 510044/6470608	24K07	Paragneiss à biotite fortement magnétique; 10 % PO. (Lessard, 2001). Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, Zn, Co, Cu et Ag.	893 ppm Cu et 195 ppm Zn
12	FR-05-02 561810/6442261	24J04	Paragneiss; 15-35 % PY, tr PO, tr GP (Desharnais et al., 2006). Anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Ag et Zn.	707 ppm Zn sur 1,5m; 463 ppm Ni, 298 ppm Cu et 1,7g /t Ag sur 03, m
13	Indice Céline 584604/6446090	24J04	Zones rouillées (1-10 m x 10-50 m) associées à de fortes altérations (épidote-muscovite) dans des paragneiss, 5-8 % CP, 1-20 % PY. Aomalies de sédiments de fond de lac en Cu et As.	1,2% Cu, 7,9 g/t Ag et 26 ppb Au; 609 ppm Cu et 434 ppm Ni
14	IL-3091-11 524119/6529227	24K15	Enclave d'amphibolite rouillée (3 m x 15 m) dans une pegmatite; 4-5 % PO, tr CP.	873 ppm Cu
15	CT-7116 600312/6463410	24J06	Zones rouillées décimétriques associées à une forte altération potassique dans un paragneiss; 15-25 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en As.	439 ppm Cu
16	HH-4079-11 586314/6432614	24J04	Niveau rouillé (30 m x 150 m) dans un paragneiss à biotite; 10-20 % GP, 2-3 % PY.	56 ppm Th, 313 ppm Zr et 11 ppm Mo
Métatexites de la Suite de Winnie				
17	Indice Kavisililik 606076/6443919	24J03	Zones rouillées centimétriques à métriques dans une métatexite à grenat-sillimanite; 2-3 % GL, 1 % SP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Zn et Ag.	5,2 % Pb, 0,3 % Zn, 4,8 ppm Bi, 37 ppm Cd et 0,7 ppm Hg
18	MP-1049-11 611211/6443045	24J03	Zones rouillées métriques dans des métatexites et des amphibolites; 5-10 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en As et Zn.	496 ppm Cu
Roches métasédimentaires du Groupe de Lake Harbour				
19	HH-4047-11 663836/6473347	24J08	Zone rouillée (10 m x 70 m) dans un paragneiss très riche en biotite; 10-15 % GP, 2-5 % PO. Anomalies de sédiments de fond de lac en Mo et La.	85 ppm Th
20	IL-3032-11 664666/6475191	24J08	Niveaux rouillés métriques injectés de veines de quartz et de pegmatite dans un paragneiss; 10-30 % GP, 1 % PO. Anomalies de sédiments de fond de lac en Mo et La.	21 ppm Th et 10 ppm W; 843 ppm Zr
21	IL-3033-11 665070/6475108	24J08	Niveaux rouillés métriques injectés de veines de quartz et de pegmatite dans un paragneiss; 10-30 % GP, 1 % PO. Anomalies de sédiments de fond de lac en Mo et La.	31 ppm Th; 1,2 % MnO
22	IL-3212-11 646245/6493266	24J09	Niveaux altérés à quartz-feldspath potassique-fuchsite (1,5 m x 20 m) dans un paragneiss; 10-15 % GP, 2 % PY, 1 % PO, tr MO. Anomalies de sédiments de fond de lac en La.	108 ppm Mo et 18 ppm W
23	IL-3071-11 643730/6500188	24J10	Zone rouillée graphiteuse (8 m x 10 m x 20 m) dans un paragneiss; 5 % GP, 1-2 % PO, tr GL. Anomalies de sédiments de fond de lac en La.	182 ppm Th et 418 ppm Zr; 151 ppm Pb
24	MP-1094-11 658726/6521394	24J16	Mudstone et siltstone noirs, fortement déformés, finement minéralisés et renfermant des niveaux décimétriques de sulfures semi-massifs; 40-60 % PO, 5-10 % GP.	311 ppm Zn; 337 ppm Cu, 188 ppm Ni et 201 ppm Co; 2,3 % TiO_2
SITES D'INTÉRÊT ASSOCIÉS À DES ROCHES INTRUSIVES INTERMÉDIAIRES, MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES				**Meilleures teneurs**
Intrusions ultramafiques de la Zone de Rachel-Laporte				
25	Lac Loustic 500952/6451249	24K02	Filon-couche de péridotite de 50 m de largeur (Fournier, 1985).	2800 ppm Cr et 1300 ppm Ni; 2400 ppm Cr et 1400 ppm Ni
26	CT-7038-11 488217/6484609	24K11	Butte d'harzburgite d'environ 30 m de largeur; 2 % CM. Anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Y, et La.	2921 ppm Cr et 631 ppm Ni

TABLEAU 2 (suite et fin) - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava. Les numéros font référence aux sites localisés aux figures 11 et 12. Les coordonnées UTM sont en NAD83 (zone 19).

Intrusions ultramafiques du Domaine de Gabriel				
27	Petit lac Diana 502217/6482186	24K07	Roches ultramafiques à trémolite-fuschite sur 7 km. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, Cu et Zn.	849 ppm Cr
Roches intrusives intermédiaires à ultramafiques du Complexe de Kaslac (Domaine de Baie aux Feuilles)				
Minéralisations Cu-Ni				
28	LP-2201-11 506341/6462315	24K07	Gabbro à hornblende; 1-2 % PY, tr CP-MC-BN. Anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Ni, Zn et Ag.	626 ppm Cu, 68 ppb Au et 432 ppm ETR
29	CL-5214-11 514145/6477987	24K07	Niveau à albite-épidote (20 m x 200 m) dans une diorite; 4-6 % PY, 2-3 % PO, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Zn, Ni et Cu.	511 ppm Cu, 403 ppm Ni et 2080 ppm Sr
30	IL-3177-11 527583/6484738	24K10	Zone rouillée et altérée (2 m x 6 m) dans une diorite, 6 % PO, 1 % PY, 1 % MG. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, U et Zn.	215 ppb Au, 423 ppm Cu et 240 ppm Ni
31	Rivière Dancelou 509168/6517766	24K15	Zones rouillées décimétriques à décamétriques dans des roches ultramafiques affleurant sur 2 km de largeur; 2-5 % PO, <1 % CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en As et Ni.	1076 ppm Cu, 473 ppm Ni, 12 ppb ÉGP et 176 ppm Co
Minéralisations Fe-Ti ± V				
32	IL-3098 504374/6505687	24K10	Gabbro à hornblende-grenat granoblastique et fortement magnétique.	20,7 % Fe_2O_3, 1,1 % TiO_2 et 606 ppm V
33	Dancelou NW 502341/6519225	24K15	Zones rouillées (1-3 m x 5-10 m) dans des roches mafiques granoblastiques; 1-6 % PO, 1-2 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en As et Ni.	10,4 % Fe_2O_3; 864 ppm V; 497 ppm Cu et 805 ppm V
34	Pointe Flat 509487/6529018	24K15	Niveaux métriques altérés dans une séquence d'amphibolite et de paragneiss injectée de veinules de calcite pyriteuses; 5-10 % SN, 3-7 % PO, <1 % CP.	15,8 % Fe_2O_3, 3,7 % TiO2, 100 ppm Nb, 0,8 % P_2O_5, 425 ppm V et 429 ppm ÉTR
Dykes de diabase de l'Essaim de Falcoz				
Minéralisations Cu-Ni				
35	Rivière Aveneau 569043/6438388	24J04	Troctolite avec traces de sulfures (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001). Anomalies de sédiments de fond de lac en Zn, Ag et Cu.	962 ppm Cu, 347 ppm Ni, 1,6 g/t Ag et 33 ppb Pd
36	Pointe Qirnituajuit 640926/6506047	24J10	Gabbro et troctolite avec gossan et sulfures disséminés (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001).	822 ppm Cu, 474 ppm Ni, 50 ppb Pd et 135 ppm Zn
37	Bone Une 631267/6453601	24J02	Zones rouillées métriques dans une leuco-troctolite qui affleure de façon discontinue sur 300 m de largeur. 5-10 % PO, < 1 % CP.	2022 ppm Cu, 1933 ppm Ni, 212 ppm Co et 22 ppb Au
38	S-PL98-013 629957/6463853	24J07	Clinopyroxénite moyennement grenue et massive, 2 % PO (Lessard, 2001).	1220 ppm Ni et 146 ppm Cu
Minéralisations Fe-Ti ± V				
39	CL-5002-11 667065/6439591	24J01	Gabbro et gabbronorite magnétique; 2 % AP, 12-17 % OFT.	15,9 % Fe_2O_3, 2,4 % TiO_2 et 0,4 % P_2O_5
40	MS-66-11 653574/6526405	24J16	Zones rouillées concentrées dans un corridor de 30 m dans un gabbro massif; 4 % AP, 12-17 % OFT.	20,5 % Fe_2O_3, 4,1 % TiO_2 338 ppm V et 0,8 % P_2O_5
Roches intrusives intermédiaires à mafiques de la Suite de Ralleau				
41	LP-2023-11 646395/6437350	24J02	Zones rouillées (<1 m) dans une diorite amphibolitisée; 1-2 % PY-PO. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni.	1090 ppm Cu, 35 ppm Mo et 26 ppm U
42	IL-3035-11 644496/6450595	24J02	Zone rouillée (2 m x 2 m) dans des roches mafiques; 10-15 % MG-IM, 2 % AP, 4-5 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Zn et Mo.	1399 ppm V, 28,4 % Fe_2O_3, et 2,3 % TiO_2
Roches intrusives mafiques et ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk				
43	MP-1085-11 655492/6503354	24J09	Zones rouillées décimétriques dans une séquence d'amphibolite mafique; 2-3% PO.	341 ppm Cu, 11 ppb Au et 156 ppm Ni
44	Lac Quinijulic 674176/6494566	24J09	Niveau de webstérite à olivine de 15 à 20 m; 5 % SL. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, Zn, Li et Cu.	2689 ppm Cr, 1227 ppm Ni et 16 ppb ÉGP
SITES D'INTÉRÊT ASSOCIÉS À DES INTRUSIONS ALCALINES				**Meilleures teneurs**
45	Syénite Nord 612489/6448828	24J03	Massif de syénite à clinopyroxène correspondant à une forte anomalie magnétique NNW-SSE de 6 km x 1-2 km.	877 ppm ÉTR, 4307 ppm Ba et 2008 ppm Sr
46	Syénite Sud 618332/6435307	24J02	Massif de syénite à clinopyroxène correspondant à une forte anomalie magnétique NNW-SSE de 7 km x 1-2 km.	851 ppm ÉTR, 4841 ppm Ba et 2721 ppm Sr
47	Indice du lac Siurivvik 613023/6442099	24J03	Pyroxénite correspondant à une forte anomalie magnétique de 3,5 km x 600 m; 10-20 % MG, 5-15 % AP, <3 % PY, tr CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en As et Ni.	2350 ppm ÉTR, 3 % P_2O_5, 1441 ppm Sr, 53 ppm Th et 86 ppm Y
SITES D'INTÉRÊT ASSOCIÉS À DES ROCHES GRANITIQUES				**Meilleures teneurs**
Pegmatites à métaux rares				
48	IL-3085-11 502917/6521357	24K15	Pegmatite à muscovite, toumaline et béryl s'injectant dans une séquence de roches gabbroïques. Anomalies de sédiments de fond de lac en As et Ni.	Non analysé
49	LP-2008-11 671839/6443835	24J01	Granite et pegmatite à biotite et allanite. Anomalies de sédiments de fond de lac en Mo, Ag, Zn et U.	125 ppm Th, 436 ppm Zr et 872 ppm ÉTR
50	MP-1016-11 669249/6448617	24J01	Pegmatite siliceuse s'injectant dans des paragneiss rouillés; 1 % MO. Anomalies de sédiments de fond de lac en Mo et Ag.	218 ppm Mo; 114 ppm Pb et 48 ppm Th
Minéralisations en Cu-Ag ± Au				
51	Indice Baleine 600436/6455584	24J03	Zone rouillée (10 m x 30 cm) associée à une forte altération potassique dans une granodiorite d'aspect migmatitique; 5-10 % CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ag.	5127 ppm Cu, 5,7 g/t Ag et 32 ppb Au
52	PL-6171-11 504853/6471713	24K07	Zone rouillée (2 m x 4 m) dans une granodiorite épidotisée; 4- % PY, PO, CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, Cu et Zn.	1305 ppm Cu, 1 g/t Ag et 23 ppb Au
SITE D'INTÉRÊT ASSOCIÉ À DES VEINES DE QUARTZ				**Meilleures teneurs**
53	CL-5168-11 541911/5478437	24K08	Veines de quartz décimétriques; 7-10 % PO, 1-2 % CP. Anomalies de sédiments de fond de lac en As et La.	680 ppm Cu et 17 ppm Mo; 584 ppm Cu et 24 ppm Mo

AP : apatite, BN : bornite, CM : chromite, CP : chalcopyrite, MG : magnétite, OFT : oxydes de fer et titane, PO : pyrrhotite, PY : pyrite, SL : spinelle, SN : sphène.

Au site 18 (figure 12 et tableau 2), la métatexite alterne avec des niveaux d'amphibolites mafiques et intermédiaires de 20 à 50 m de largeur. On y trouve plusieurs zones rouillées, de 2 cm à 1 m de largeur sur 1 à 25 m de longueur, localisées dans les roches intermédiaires, près du contact avec les roches mafiques, ainsi que des niveaux d'altération très riches en grenat (40 %). La minéralisation correspond à des sulfures très finement disséminés (5 à 10 %) constitués de pyrite et de traces de chalcopyrite, sauf dans certaines zones où la pyrrhotite est dominante.

Roches métasédimentaires du Groupe de Lake Harbour

Les sites d'intérêt économique trouvés dans les séquences de roches métasédimentaires du Groupe de Lake Harbour sont tous associés à des zones de cisaillement reliées au couloir de déformation régional de la Zone de cisaillement de Falcoz (sites 19 à 23, figure 12 et tableau 2) à l'exception du site 24 qui est localisé dans un cisaillement plus à l'est. Ces sites correspondent à des horizons de paragneiss contenant des zones rouillées et sulfurées riches en graphite dont l'origine semble principalement associée à la circulation de fluides tardifs le long des zones de déformation. La minéralisation est finement disséminée et constituée de graphite (10 à 30 %), de pyrite (1 à 3 %), de pyrrhotite (1 à 5 %) et de traces de galène, de chalcopyrite et de molybdénite. Des teneurs anomales en Th, en Zr, en W ou en Mo ont été obtenues dans plusieurs de ces sites (tableau 2). À l'est de notre région, Verpaelst *et al.* (2000) mentionnent également la présence de nombreuses zones rouillées et sulfurées dans les roches métasédimentaires de Groupe de Lake Harbour, dont certaines ont donné des teneurs anomales en Cu, en Ni et en Zn.

Dans les sites 19 à 21 (figure 12), les paragneiss sont particulièrement migmatitisés. Le mobilisat renferme souvent des enclaves décimétriques à métriques d'amphibolite parfois riche en grenat, possiblement de la spessartine (manganésifère). Les paragneiss sont traversés par de fortes zones de déformation dans lesquelles se trouvent des zones rouillées graphiteuses de 30 cm à 10 m de largeur sur 10 à 100 m de longueur ainsi que de nombreuses veines de quartz décimétriques (20 à 50 cm) atteignant localement 8 m d'épaisseur. Les roches dans ces zones ont subi une altération potassique qui semble reliée à la présence de rubans pegmatitiques très riches en feldspath potassique, lenticulaires et parallèles à la foliation. Les zones rouillées les plus riches en graphite sont souvent au contact avec des veines de quartz ou associées à un lessivage intense. Du graphite a aussi été observé à l'intérieur de la pegmatite et des veines de quartz. Le site 22 renferme des niveaux de largeur décimétrique à métrique fortement altérés et constitués de quartz, de microcline, de graphite, de fuchsite (2 à 5 %) avec un peu de sulfures. Finalement, au site 23, la zone rouillée graphiteuse est subhorizontale et fait au moins 8 m d'épaisseur, 10 m de largeur et 20 m de longueur.

Le site 24 se trouve dans une zone de cisaillement importante, à l'extrémité nord-est de la région (figure 12). Il est associé à une séquence fortement déformée de mudstone et de siltstone noirs, contenant des niveaux, décimétriques à métriques, de roches mafiques et de roches calco-silicatées. Les roches mafiques ont une granulométrie très fine et renferment du clinopyroxène, du plagioclase séricitisé, de la calcite, de l'épidote ainsi que du sphène et un peu d'apatite. Ils contiennent une minéralisation finement disséminée qui consiste principalement en pyrite avec un peu de pyrrhotite et des traces de chalcopyrite et de bornite. Le mudstone, qui contient 1 % de petits cristaux de tourmaline, renferme de la pyrrhotite (10 à 15 %), de la pyrite (2 à 5 %), du graphite (3 à 5 %) et des traces de chalcopyrite. Les niveaux calco-silicatés sont rubanés et contiennent généralement des amas centimétriques de pyrrhotite (5 et 10 %), ainsi que quelques niveaux décimétriques de sulfures semi-massifs (40 à 60 % de pyrrhotite) à graphite. Ces niveaux renferment des fragments des autres lithologies de la séquence, ce qui leur donne un aspect bréchique.

Sites d'intérêt associés à des roches intrusives intermédiaires, mafiques et ultramafiques

Intrusions ultramafiques dans la Zone de Rachel-Laporte

La Zone de Rachel-Laporte comprend deux sites d'intérêt associés à des intrusions ultramafiques assignées à l'unité pPkle2 de la Suite de Klein (sites 25 et 26, figure 11 et tableau 2). Ceux-ci sont localisés près de la Faille du lac Olmstead dans le même corridor qui contient la majorité des minéralisations associées aux niveaux d'amphibolite assignés à cette même suite.

La zone d'intérêt du lac Loustic (site 25, figure 11) a été décrite par Fournier (1985) qui mentionne la présence de filons-couches de péridotite d'une puissance de 50 m. Les filons-couches sont zonés avec une péridotite au cœur, entourée de serpentinite puis de roches à trémolite-actinote en bordures. Des valeurs anomales en Cr et Ni y ont été rapportées (tableau 2).

Le site 26 (figure 11 et tableau 2) correspond à un affleurement d'harzburgite qui se trouve sur une anomalie magnétique positive d'environ 350 m de largeur et plus de 2 km de longueur. En lames minces, l'olivine est peu a fortement altérée en serpentine ou iddingsite et l'orthopyroxène est généralement remplacé par des baguettes allongées ou fibreuses de trémolite. Des carbonates et du talc sont aussi présents en bonne proportion. La roche ultramafique renferme 2 % de minéraux opaques, possiblement de la chromite.

Intrusions ultramafiques du Domaine de Gabriel

Dans le secteur du petit lac Diana (site 27; figure 11 et tableau 2), plusieurs affleurements de roches ultramafiques assignés à l'unité pPcut2 de la Suite de la rivière Curot ont été observés le long d'un linéament magnétique NNW-SSE d'environ 7 km de longueur, localisé à proximité de la Faille du lac Gabriel. Les roches ultramafiques sont cisaillées, schisteuses et fortement altérées. Elles sont majoritairement constituées de trémolite et de serpentine et renferment des niveaux millimétriques à centimétriques de fuchsite. Ces roches sont affectées par plusieurs zones de fraturation de moins de 1m de largeur, perpendiculaires au cisaillement. Dans ces zones les roches sont injectées de veinules de calcite et remplies d'un matériel d'altération carbonaté brunâtre, ce qui donne localement un aspect bréchique. Ce site se trouve dans un secteur d'anomalies de sédiments de fond de lac en Ni, Cu et Zn.

Roches intrusives intermédiaires à ultramafiques du Complexe de Kaslac (Domaine de Baie aux Feuilles)

Plusieurs sites d'intérêt ont été mis au jour dans les roches intermédiaires à ultramafiques du Complexe de Kaslac à l'intérieur du Domaine de Baie aux Feuilles (sites 28 à 34, figure 11). Ces sites présentent deux types de minéralisation distincts : les minéralisations Cu-Ni et les minéralisations Fe-Ti ± V.

Minéralisations Cu-Ni

Des minéralisations en Cu-Ni associées à de fortes altérations hydrothermales ont été observées dans la partie centrale du Domaine de Baie aux Feuilles (sites 28 à 30; figure 11 et tableau 2). Ces zones sont souvent associées à la présence de failles orientées NW-SE. La minéralisation est toujours sous forme disséminée et se concentre dans les zones d'altération à l'intérieur de diorite ou de gabbro granoblastiques. Le site 28 est localisé sur une propriété de la compagnie Azimuth Exploration. On y trouve un gabbro à hornblende de la sous-unité pPkaa3b du Complexe de Kaslac qui contient quelques lentilles de quartz, des rubans riches en magnétite (jusqu'à 5 %) et un peu de sulfures. Ce secteur est associé à d'importantes anomalies de sédiments de fond de lac en Cu, Ni, Co, Zn et Ag. Le site 29 correspond à une zone altérée de 20 à 25 m de largeur et de 200 m de longueur à l'intérieur d'une diorite. Cette zone, qui contient de la pyrite (2 à 3 %) et de la pyrrhotite (4 à 6 %), est constituée de grandes plages xénomorphes d'albite et d'épidote avec un peu de quartz, de muscovite et de chlorite. Le site 30 consiste en une zone rouillée de 2 m sur 6 m dans une diorite rubanée (pPkaa1a) injectée de dykes décimétriques de granite et de pegmatite, et affectée par une altération modérée en silice, carbonates, séricite et chlorite. Des échantillons choisis ont donné des teneurs anomales en Cu, Ni et Au (tableau 2). Lessard (2001) mentionne également que des teneurs de 655 ppm Cu et 386 ppm Ni ont été obtenues dans ce secteur sans toutefois fournir les coordonnées précises du site d'échantillonnage.

Dans le secteur de la Rivière Dancelou (site 31, figure 11 et tableau 2), on retrouve une séquence de roches ultramafiques d'environ 2 km de largeur composée de clinopyroxénite, d'orthopyroxénite et d'amphibolite ultramafique à mafique de l'unité pPkaa3a du Complexe de Kaslac. L'amphibolite est principalement constituée d'un enchevêtrement d'actinote, souvent fibreuse, de hornblende, de clinopyroxène, de grands cristaux de clinochlore et de 3 à 7 % de plagioclase qui semble le plus souvent en remplissage tardif. Elle renferme aussi un peu d'épidote, de quartz et de muscovite dans les fractures. Ces roches ultramafiques, qui renferment des zones rouillées décimétriques à décamétriques (photo 18, en annexe), sont recoupées par des réseaux de fractures N-S de 30 à 50 m de largeur associés à une altération en carbonates et à des injections de veines de quartz. On observe dans les zones rouillées de l'altération en carbonates et des veines de quartz décimétriques. La minéralisation (PO ± CP) est disséminée et se concentre dans des poches d'altérations en carbonates et dans des veinules discontinues de quartz + carbonates ± épidote, suggérant une mise en place tardive, possiblement associée à la fracturation N-S.

Minéralisations Fe-Ti ± V

Des minéralisations en Fe-Ti ± V ont été observées à trois endroits dans le secteur nord du Domaine de Baie aux Feuilles. Les sites 32 et 33 (figure 11 et tableau 2), se retrouvent dans un métagabbro riche en grenat et magnétite du Complexe de Kaslac (pPkaa2). Ils sont associés à deux anomalies magnétiques annulaires très fortes de 8,5 km sur 3 km (site 33) et de 4 km sur 2,6 km (site 32). Dans le secteur Dancelou NW (site 33), les zones rouillées sont de largeur métrique et contiennent des sulfures sous forme disséminée et en veinules. Les métagabbros ferrifères de ce secteur s'apparentent aux intrusions très magnétiques souvent associées aux complexes anorthositiques et il serait possible que ces minéralisations de Fe-Ti ± V soient d'origine magmatique.

Dans le secteur de Pointe Flat (site 34; figure 11 et tableau 2), on observe une séquence de paragneiss à biotite-grenat renfermant des niveaux métriques localement boudinés d'amphibolite et de roches ultramafiques. L'ensemble des lithologies sont injectées par de la pegmatite ainsi que par des veinules millimétriques de plagioclase-quartz et de calcite-quartz-pyrite. On y observe aussi 5 à 10 % de sphène, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite finement disséminée ainsi que des niveaux et rubans discontinus très fortement altérés, en grande partie constitués de pistachite et de plagioclase séricitisé. Des échantillons choisis ont donné des teneurs très anomales en Fe-Ti ± V (tableau 2), probablement une remobilisation de la minéralisation associée aux intrusions ferrifères de ce secteur.

Dykes de diabase de l'Essaim de Falcoz

Les dykes de diabase mésoprotérozoïques de Falcoz (mPfal) contiennent des minéralisations de Ni-Cu et des minéralisations de Fe-Ti (sites 35 à 40, figure 12 et tableau 2). Ces dykes ont fait l'objet de plusieurs campagnes d'exploration de sorte que la majorité des sites minéralisés associés à ces intrusions étaient déjà connus avant nos travaux.

Minéralisations Cu-Ni

Les minéralisations en Cu-Ni des sites 35 à 37 (figure 12 et tableau 2) ont été mis au jour lors des travaux d'exploration de WMC International réalisés en 2000 et 2001 (McKinnon - Matthews *et al.*, 2001). La composition des dykes varie de leucotroctolite à gabbronorite. Les minéraux mafiques originels sont remplacés par de la chlorite, de l'actinote fibreuse, de la serpentine, des carbonates et du talc. La minéralisation, constituée de pyrrhotite et chalcopyrite disséminées, est contenue dans des zones rouillées et des chapeaux de fer, de largeur métrique à décamétrique, fortement séricitisés. Le site 37 (Bone Une) a été visité lors de notre campagne de terrain. Le dyke mafique y affleure de façon discontinue sur environ 300 m de largeur. McKinnon-Matthews *et al.* (2001) ont aussi obtenu des teneurs anomales (0,16 % Ni et 0,19 % Cu) associée à l'éponte inférieure d'un filon-couche minéralisé à faible pendage vers l'est. Le site 38 (figure 12 et tableau 2) a été découvert en 1998 par Falconbridge (Lessard, 2001) qui décrit une minéralisation de sulfures disséminés (principalement pyrrhotite) à l'intérieur d'une clinopyroxénite.

Minéralisations Fe-Ti ± V

Deux sites de minéralisation en Fe-Ti ± V ont été identifiés lors de nos travaux dans les dykes de gabbro et gabbronorite massifs assignés à l'Essaim de Falcoz (39 et 40, figure 12 et tableau 2). Les roches sont fortement magnétiques et renferment une proportion importante d'oxydes de fer et titane et d'apatite ainsi qu'un peu de pyrrhotite. Au site 40, on observe des zones rouillées de largeur décimétrique à métrique concentrées dans un niveau d'environ 30 m de largeur. Ce site est associé à une faille régionale et les roches sont souvent fracturées. Du quartz est localement observé dans les fractures et de faibles altérations en chlorite et calcite ont aussi été identifiées en lames minces.

Roches intrusives intermédiaires à mafiques de la Suite de Ralleau

La Suite de Ralleau regroupe des lambeaux kilométriques épars constitués de diorites et de gabbros granoblastiques dont l'âge archéen ou protérozoïque n'a pas été déterminé. Deux sites d'intérêt ont été trouvés dans ces roches (sites 41 et 42, figure 12 et tableau 2). Au site 41, les sulfures sont concentrés dans des veinules (3 à 10 mm) de quartz-clinopyroxène-hornblende qui injectent des zones rouillées décimétriques à l'intérieur d'une diorite amphibolitisée. Le site 42 correspond à une zone rouillée métrique observée dans des roches de composition mafique. La roche porteuse de la minéralisation se compose en majeure partie d'amphibole fibreuse, de lamines de magnétite vanadifère et d'ilménite avec un peu de chlorite et de sulfures. Des teneurs élevées en Fe, Ti et V sont associées aux veinules de magnétite et d'ilménite (tableau 2).

Roches intrusives mafiques et ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk

Des zones rouillées ont été observées à deux endroits dans les roches mafiques et ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk (sites 43 et 44, figure 12 et tableau 2), dans la partie orientale de la région. Le site 43 correspond à une anomalie magnétique de forme ovale d'environ 1,8 km sur 1,0 km. À cet endroit, les roches mafiques renferment des zones rouillées décimétriques injectées de veinules millimétriques à centimétriques de quartz-pyrrhotite. Dans le secteur du lac Quinujulic (site 44), plusieurs zones rouillées contenant de la pyrite disséminée ont été observées au contact entre des roches ultramafiques et des métasédiments quartzeux à biotite. Un niveau de webstérite à cumulats d'olivine serpentinisée, de 15 à 20 m d'épaisseur, renferme environ 5 % de grains de spinelle vert, expliquant les teneurs anomales en chrome. À l'est de notre région, Verpaelst *et al.* (2000) rapportent également des teneurs élevées en Cr et Ni dans les roches ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk.

Sites d'intérêt associés à des intrusions alcalines

Deux petites intrusions de syénite ont été assignées à la Suite granitique de De Pas (pPdep8) dans la partie sud-est de la région (carte hors-texte). Elles sont associées à de très fortes anomalies magnétiques NNW-SSE de 1 à 2 km sur 6 à 8 km. La syénite observée aux sites 45 et 46 (figure 12) renferme entre 10 et 20 % de minéraux mafiques, principalement de l'aegyrine (clinopyroxène). Elle contient également un cortège de minéraux accessoires, principalement du sphène, de l'apatite, de l'allanite et de la magnétite, formant des amas avec le clinopyroxène. Les échantillons provenant de ces deux sites ont donné des teneurs anomales en ÉTR-Ba-Sr (tableau 2).

Un indice de terres rares a été découvert à quelques kilomètres à l'ouest des intrusions de syénite (site 47, figure 12 et tableau 2). Ce nouvel indice (2350 ppm ÉTR, dont 110 ppm ÉTR lourdes) se trouve dans des pyroxénites et des gabbros à magnétite-apatite de la Suite de Ralleau. Ces roches sont injectées de matériel granitique qui se présente sous forme de dykes décimétriques ou en stockwerk donnant un aspect bréchique à la roche. La minéralisation en terres rares provenant des intrusions de syénite aurait été

remobilisée dans la roche ultramafique par les injections granitiques plus jeunes. Des roches ultramafiques à texture bréchique avaient été décrites à cet endroit par Falconbridge en 1998 (Lessard, 2001). Toutefois, ces roches avaient été analysées uniquement pour le nickel et le cuivre.

Sites d'intérêt associés à des roches granitiques

Pegmatites à métaux rares

Les sites d'intérêt en métaux rares (sites 48 à 50, figures 11 et 12 et tableau 2) sont associés à la présence de phases pegmatitiques tardives de la Suite de Dancelou (pPdac), qui s'injectent et recoupent l'ensemble des autres unités cartographiées. Dans le secteur du site 48, on observe des pegmatites qui s'injectent dans une séquence de gabbronorite, de gabbro anorthositique et d'amphibolite localement rouillée. La pegmatite renferme des amas centimétriques de muscovite, de la tourmaline, et plus localement, des cristaux de béryl de 3 à 8 cm de longueur. Des roches ultramafiques ont aussi été observées à moins de 3 km. Au site 49, la pegmatite renferme de beaux cristaux d'allanite ainsi que des traces de zircon, d'apatite et de sphène. Au site 50, un dyke de pegmatite, qui affleure sur 2 m de largeur et 50 m de longueur, recoupe un paragneiss migmatitique à biotite, grenat et graphite. Il renferme environ 1 % de molybdénite disséminée et en amas centimétriques. Plusieurs zones rouillées discontinues de 3 à 8 m de largeur et 10 à 30 m de longueur sont aussi présentes dans le paragneiss. Ces zones sont très fortement déformées et renferment environ 2 % de pyrrhotite et de pyrite disséminées. Des teneurs anomales en Pb et Th ont été obtenues dans une de ces zones rouillées (tableau 2). Finalement, mentionnons qu'Azimuth Exploration détenait des titres miniers dans ce secteur entre 2009 et 2011, mais aucun résultat n'a été déposé.

Minéralisations en Cu-Ag ± Au

L'indice Baleine est un nouvel indice de Cu-Ag associé aux migmatites du Complexe de Qurlutuk (site 51, figure 12 et tableau 2). Il se trouve dans une zone rouillée de largeur décimétrique qui affleure sur 10 m de longueur. La roche porteuse de la minéralisation est affectée par une très forte altération potassique soulignée par la présence de feldspath potassique, de biotite et de séricite. Elle renferme entre 5 et 10 % de chalcopyrite disséminée et en amas. Le site 52 (figure 11 et tableau 2) correspond à une zone rouillée de 2 m sur 4 m localisée dans une granodiorite mylonitique de la Suite de Tasialuk (pPtak). Ce site se retrouve à proximité de la Faille du lac Gabriel. La roche montre une forte altération en épidote et renferme une minéralisation en pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite finement disséminée. Des concentrations plus importantes de sulfures formant des amas centimétriques, sont observées le long des fractures et en association avec l'épidote.

Site d'intérêt associé à des veines de quartz

Au site 53 (figure 11 et tableau 2), la minéralisation est associée à des veines de quartz présentent dans des amphibolites de la Suite de Ralleau. Les veines font généralement 20 à 50 cm d'épaisseur et se suivent sur 3 à 5 m de longueur. Elles renferment environ 1 % d'apatite, des traces de biotite et de chlorite ainsi que 7 à 10 % de pyrrhotite et 1 à 2 % de chalcopyrite. Les sulfures sont disséminés et en agrégats millimétriques dans les veines. Les épontes sont rouillées sur 1 à 2 m de largeur mais ne contiennent pas de sulfures.

Indice d'uranium à l'extérieur de la région cartographiée

Un nouvel indice d'uranium, Urani 22 (1205 ppm U, 332 ppm Y et 649 ppm ÉTR), a été découvert à l'extérieur de la région cartographiée, dans le feuillet SNRC 24F16 (536971/6418609; MRNF, 2011; D'Amours et Simard, 2012), à la suite d'une vérification sur le terrain d'une anomalie radiométrique identifiée lors d'un nouveau levé aéroporté (D'Amours et Intissar, 2012). La minéralisation est disséminée dans une zone couvrant une superficie d'au moins 125 m sur 50 m dans laquelle le spectromètre a donné des lectures supérieures à 3000 coups par seconde (cps). Les lectures les plus élevées ont donné entre 15000 et 22000 cps (2807 ppm eqU et 376 ppm eqTh). Les meilleures lectures du spectromètre sont reliées à la présence d'une phase jaunâtre diffuse contenue dans un granite blanc grisâtre à l'aspect de mobilisat ainsi que dans les passages pegmatitiques. Ce granite est hétérogène et renferme des schlierens de biotite. Le pourcentage de potassium dans le granite est très variable, passant de 3,5 % à 6,6 % K_2O sur de courtes distances. Les principaux minéraux secondaires observés en lames minces consistent en biotite (3 à 5 %), muscovite, sphène, zircon et allanite. On observe aussi des niveaux et enclaves décimétriques à métriques de paragneiss ainsi que quelques zones rouillées et altérées dans le granite. Ces paragneiss à biotite-muscovite sont riches en quartz, finement grenus, granoblastiques et rubanés. Dans le même feuillet SNRC (24F16), à environ 4 km au nord (537797/6422500), des teneurs anomales en U-Th (87 ppm U et 48 ppm Th) ont aussi été obtenues dans un échantillon choisi prélevé sur une autre cible spectrométrique identifiée lors du nouveau levé aéroporté (D'Amours et Intissar, 2012). L'affleurement est majoritairement composé de granite rose riche en feldspath potassique et renfermant quelques enclaves de métasédiments. Les teneurs au spectromètre n'ont pas dépassé 2500 cps. Dans les deux cas, ces sites d'intérêt sont aussi associés à d'importantes anomalies de sédiments de fond de lac en uranium.

Cibles régionales d'exploration

La distribution des différents sites d'intérêt à proximité de grandes structures ou à l'intérieur de certaines unités stratigraphiques a permis d'identifier des zones d'intérêt régional pour l'exploration.

La Supersuite de Laporte, à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte, représente un équivalent métamorphique des roches volcano-sédimentaires du Supergroupe de Kaniapiskau (Fosse du Labrador) reconnues pour leur potentiel économique varié (Clark et Wares, 2004). Il est donc probable que les minéralisations rencontrées dans la Supersuite de Laporte (sites 1 à 9, 25 et 26, figure 11) offrent un potentiel minéral comparable. Par contre, ces minéralisations de nature syngénétique ou pré-orogénique ont sans doute été remobilisées par les effets du métamorphisme et de la déformation. En effet, la concentration de ces sites à proximité de la Faille du lac Olmstead suggère que cette structure aurait pu jouer un rôle important dans la mise en place de la minéralisation ou sa remobilisation. Ainsi, les roches volcano-sédimentaires et les roches mafiques et ultramafiques localisées près de la Faille du Lac Olmstead à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte représentent une cible d'exploration d'intérêt régional.

Plusieurs sites ayant donné des teneurs anomales en Cu se trouvent à proximité de la Faille du lac Gabriel (sites 10, 11, 28, 29, 52, figure 11 et tableau 2). Les roches hôtes de ces minéralisations sont de natures très différentes, soit des paragneiss (site 11), des roches mafiques (site 10), des diorites (sites 28 et 29) et des granodiorites (site 52), suggérant un système épigénétique possiblement associé au couloir de déformation de la Faille du lac Gabriel. D'ailleurs, des travaux plus détaillés le long des grandes failles localisées dans la partie ouest de la région (figure 11) permettraient probablement de découvrir de nouveaux sites d'intérêt associés à ces grandes structures régionales. Plus à l'est, plusieurs zones rouillées et sulfurées sont localisées dans les paragneiss situés le long des failles associées à la Zone de cisaillement de Falcoz.

Certains assemblages lithologiques assignés à des unités stratigraphiques spécifiques peuvent aussi être considérés comme des cibles d'intérêt régionales. Les gabbros ferrifères du Complexe de Kaslac (pPkka2) représentent une cible favorable pour la découverte de minéralisations syngénétiques de type Fe-Ti ± V semblables à celles associées à des intrusions similaires dans les complexes anorthositiques. D'ailleurs, des anorthosites et des leuconorites ont été observées en association avec ces gabbros. Dans certains cas, le métamorphisme intense, la forte déformation et les grandes failles régionales auraient pu entraîner la remobilisation de ces minéralisations dans les lithologies environnantes telles qu'observées au site 34 (figure 11 et tableau 2). Les dykes de diabase mésoprotérozoïques de l'Essaim de Falcoz constituent une autre cible stratigraphique. Ces dykes contiennent des minéralisations disséminées, des zones rouillées et des altérations indiquant un système minéralisateur, mésoprotérozoïque ou plus jeune. Les dykes de diabase se mettent souvent en place le long de fractures qui auraient pu servir de conduits pour la circulation des fluides responsables de leur altération et des minéralisations associées. Finalement, les intrusions de syénite assignées à la Suite granitique de De Pas et les dykes tardifs de pegmatite qui recoupent les autres lithologies de la région, représentent des cibles pour les terres rares, tel qu'illustré par les teneurs anomales obtenues aux sites 45 à 50 (figures 11 et 12; tableau 2).

CONCLUSIONS

Les travaux de l'été 2011 ont permis de produire la carte géologique du secteur de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava à l'échelle du 1/250 000, d'établir le cadre stratigraphique et structural de cette région et d'en évaluer le potentiel minéral. La région couvre une partie de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau à l'intérieur de la Province de Churchill. La Zone de Rachel-Laporte est un domaine paléoprotérozoïque qui correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador tandis que la Zone noyau est un ancien craton archéen déformé et remodelé au Paléoprotérozoïque.

Les roches volcano-sédimentaires métamorphisées d'âge paléoprotérozoïque de la Zone de Rachel-Laporte ont été assignées à la Supersuite de Laporte (anciennement Groupe de Laporte). Cette supersuite est considérée comme un équivalent métamorphisé du Supergroupe de Kaniapiskau de la Fosse du Labrador. La Supersuite de Laporte comprend une unité de roches métasédimentaires, la Suite de Freneuse, et une unité de roches mafiques d'origine intrusive et effusive, la Suite de Klein. Les complexes de gneiss archéens de Boulder, de Rénia et de Moyer, situés à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte, correspondent à des nappes de charriage en contact de faille avec les roches de la Supersuite de Laporte.

La Zone noyau est constituée principalement d'unités archéennes à paléoprotérozoïques recoupées par des intrusions paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques. La partie ouest de la Zone noyau a été divisée en deux nouveaux domaines d'âge paléoprotérozoïque interprétés comme des écailles limitées par des failles de chevauchement. Le Domaine de Gabriel, à l'ouest, est constitué de roches métasédimentaires, assignées à la Suite d'Akiasirviup, et de roches mafiques à ultramafiques, regroupées dans la Suite de la rivière Curot. Les roches volcano-sédimentaires du Domaine de Gabriel pourraient être équivalentes à celles de la Supersuite de Laporte. Le Domaine de Baie aux Feuilles est constitué d'unités intrusives déformées et mylonitiques appartenant : au Complexe de Kaslac (1835 Ma) composé de roches intermédiaires à mafiques qui contiennent de l'orthopyroxène; au Pluton de Kuujjuaq (anciennement Batholite de Kuujjuaq, 1,84 à 1,83 Ga) formé de gneiss tonalitique à granitique; et à la Suite de Tasialuk, une unité de tonalite

et de granodiorite à texture porphyroïde. La Zone noyau non divisée, à l'est de ces deux domaines, est caractérisée par la présence de gneiss à protolithes archéens (3031 à 2600 Ma), de composition tonalitique à granitique, assignés au Complexe d'Ungava. Ces gneiss ont subi un événement de fusion majeur à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq (1818 ±13 Ma; 1808 ±2 Ma). La Zone noyau non divisée comprend aussi des unités plus restreintes de paragneiss migmatitisés (suites de la Baleine et de la rivière False et Groupe de Lake Harbour) et de roches intrusives mafiques à ultramafiques (Suite de Ralleau et Suite mafique de Nuvulialuk). La Suite granitique de De Pas occupe une superficie importante dans la partie est de la région. Cette suite appartient au Batholite de De Pas (1840 à 1805 Ma), une intrusion syntectonique multiphasée, reliée à un environnement d'arc magmatique continental, qui s'étend sur plus de 600 km à l'intérieur de la Zone noyau. La Suite d'Aveneau (1817 ±10 Ma), constituée de roches intrusives blanchâtres de composition tonalitique à granitique, s'injecte dans les gneiss de la partie ouest de la Zone noyau non divisée. Cette unité semble correspondre à un matériel évolué relié à l'événement de fusion à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Les petites intrusions de leucogranite de la Suite de Dancelou recoupent les autres unités de la Zone noyau. Finalement, l'Essaim de Falcoz, constitué de dykes de diabase mésoprotérozoïques, représente l'unité la plus jeune de la région.

Les roches de la Fosse du Labrador et de la partie ouest de la Zone noyau (domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles) ont subi un événement métamorphique majeur entre 1793 et 1783 Ma. On y observe un gradient métamorphique, d'ouest en est, passant du faciès des schistes vert, dans la Fosse du Labrador, au faciès supérieur des amphibolites ou des granulites, dans le Domaine de Baie aux Feuilles. Ce gradient est marqué par l'apparition de plusieurs minéraux définissant des zones métamorphiques successives. Les roches archéennes à paléoprotérozoïque de la Zone noyau non divisée ont enregistré les effets d'un métamorphisme plus ancien autour de 1820 à 1805 Ma. Ce métamorphisme semble correspondre à l'événement de fusion majeur qui a affecté les gneiss du Complexe d'Ungava. Les assemblages minéralogiques sont conformes au faciès des amphibolites mais la quantité importante de matériel fusionné représenté par les migmatites du Complexe de Qurlutuq suggère que le métamorphisme a probablement atteint le faciès des granulites. Les intrusions syn à tarditectoniques de la Suite granitique de De Pas et de la Suite de Dancelou n'ont pas subi l'effet d'un métamorphisme important après leur mise en place, indiquant que l'événement métamorphique majeur de la partie ouest de la région (1793 à 1783 Ma) ne semble pas avoir eu un effet significatif sur les roches de la Zone noyau non divisée.

Les roches de la région ont subi les effets de deux phases principales de déformation au Paléoprotérozoïque. Ces phases sont reliées à la collision oblique entre les cratons archéens de la Zone noyau et du Supérieur lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La phase compressive de la collision est à l'origine de la foliation régionale NW-SE, avec un déversement vers l'ouest, de la formation de plis couchés ou déversés et du développement de grandes failles de chevauchements qui limitent les écailles dans la partie ouest de la région. Ces structures ont oblitéré, réaligné ou accentué les textures archéennes préexistantes. La seconde phase de déformation est reliée à la composante oblique de la collision. Elle a généré un mouvement dextre tardif le long des failles de chevauchements. Elle est également responsable de la Zone de cisaillement de la rivière George, de la réactivation partielle de la Zone de cisaillement de Falcoz, et des grands plis ouverts à faible plongée vers le sud-est.

Nos travaux ont permis la mise au jour de cinq nouveaux indices minéralisés et de plusieurs secteurs d'intérêt économique à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau, dont plusieurs sont associés à des anomalies géochimiques de sédiments de fond de lac. Les différents sites d'intérêt économique ont été regroupés en cinq catégories : 1) les sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires; 2) les sites d'intérêt associés à des roches intrusives intermédiaires, mafiques et ultramafiques; 3) les sites d'intérêt associés à des intrusions alcalines; 4) les sites d'intérêt associés à des intrusions granitiques; et 5) un site d'intérêt associé à des veines de quartz. La majorité de ces sites appartiennent aux deux premières catégories et correspondent à des zones rouillées et sulfurées métriques à décamétriques, dans lesquelles les sulfures sont finement disséminés, forment des filonnets ou se présentent en zones semi-massives à texture bréchique. La concentration des différents sites d'intérêt à proximité de grandes structures ou à l'intérieur de certaines unités stratigraphiques a permis d'identifier des cibles régionales pour l'exploration. Plusieurs sites d'intérêt sont localisés à proximité des grandes failles de chevauchement dans la partie ouest de la région et dans la Zone de cisaillement de Falcoz dans la partie est. Ces grandes structures auraient pu jouer un rôle dans la mise en place ou la remobilisation des minéralisations. Plusieurs minéralisations sont associées à des unités stratigraphiques particulières, telles que les séquences mafiques de la Supersuite de Laporte (Cu), les intrusions ferrifères du Complexe de Kaslac (Fe-Ti ± V), les dykes de diabases mésoprotérozoïques de l'Essaim de Falcoz (Cu-Ni et Fe-Ti) et les intrusions de syénite de la Suite granitique de De Pas (ÉTR). Mentionnons également la découverte d'un nouvel indice uranifère contenu dans un granite blanchâtre localisé juste au-delà de la limite sud de la région.

RÉFÉRENCES

AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005 – North american stratigraphic code. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin; volume 89, number 11, pages 1547 - 1591.

BARAGAR, W.R.A., 1967 – Wakuach Lake map-area, Quebec-Labrador (23 O). Geological Survey of Canada; Memoir 344, 174 pages.

BARDOUX, M. – DIGONNET, S. – DONOHUE, L. – GIARD, B. – ROBILLARD, M. – DAVID, J. – PARENT, M. – GARIÉPY, C., 1998 – Paloeproterozoic tectonics affecting archean lower crust of southern Ungav Bay. Eastern canadian shield onshore-offshore transect (ECSOOT); volume 68, pages 1-17.

BÉLANGER, M., 1982 – Région du lac Faujas, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-06 (carte annotée).

BELL, R. – LOW, A.P., 1900 – Map of the coast of Hudson Strait and Ungava Bay, district Franklin and Ungava. Commission Géologique du Canada; carte géologique polychrome 699.

BÉRARD, J., 1959 – Géologie de la région du lac aux Feuilles, Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, Québec; 368 pages.

BÉRARD, J., 1965 – Région du lac Bérard, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-111, 172 pages, 2 plans.

BOONE, E. R., 1987 – Petrology and tectonic implications of the Hellancourt volcanics, Northern Labrador Trough, Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 95 pages.

BOURQUE, Y., 1991 – Géologie de la région du lac Mira (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-08, 48 pages, 4 plans.

CLARK, T., 1979 – Région du lac Napier, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-663, 25 pages, 1 plan.

CLARK, T., 1980 – Région de la rivière Koksoak (Nouveau Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-781, 20 pages, 1 plan.

CLARK, T., 1988 – Stratigraphie, pétrographie et pétrochimie de la Formation de Fer de Baby, région du lac Hérodier (Fosse du Labrador). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-13, 42 pages.

CLARK, T., 1994 – Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. Dans : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 47-65.

CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 182 pages, 1 plan.

CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – WODICKA, N. – DE KEMP, E., 2009 – The Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. Geological Society, London, Special Publications 2009; volume 327, pages 457-479.

D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2012 – Levé magnétique et spectrumétrique aéroporté de la rivière Koksoak, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-07, 8 pages, 180 plans.

D'AMOURS, I. – SIMARD, M., 2012 – Cibles d'exploration déterminées à partir des données de spectrométrie dans les secteurs du lac Le Moyne et de la rivière Koksoak, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2012-01, 8 pages.

DANIS, D., 1988 – Géologie de la région du lac Recouet (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-11, 60 pages, 4 cartes.

DANIS, D., 1991 – Géologie de la région du lac Raude (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-10, 72 pages, 5 cartes.

DAVID, J. – MCNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHEAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP 2011-02, 37 pages.

DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., EN PRÉPARATION – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec.

DE ROMER, H. S., 1956 – The geology of the eastern border of the "Labrador Trough", east of Thevenet lake, New Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 93 pages.

DESHARNAIS, G. – GIOVENAZZO, D., 2006 – 2005 Work Assessment Report, False River Project, Kuujjuaq, Nunuavik, Northern Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62436, 33 pages.

DEVEAU, S. W. – MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 Exploration Program on the Quebec 7 property. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59375, 1326 pages, 11 cartes, données numériques.

DIMROTH, E., 1978 – Région de la fosse du Labrador (54°30'-56°30'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 193, 396 pages.

DION, D.J. – LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2006-07, 1 plan, données numériques.

DRESSLER, B., 1979 – Région de la Fosse du Labrador (56°30'-57°15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-195, 117 pages.

DUMONT, R. – DOSTALER, F., 2010 – Séries des cartes géophysiques, parties des SNRC 24K et 24L, Levé magnétique aéroporté de la région de la Baie d'Ungava, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-08, 4 pages, 34 plans, données numériques.

DUNPHY, J.M. – SKULSKI, T., 1996 – Petrological zonation across the De Pas Batholith: a tilted section through a continental arc? *In*: Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting, 1996 (Wardle R.J. and Hall, J., editors.). The University of British Colombia, Lithoprobe Secretariat; Report, 57, pages 44-58.

EASTON, R. M., 2009 – A guide to the application of lithostratigraphic terminology in Precambrian terrains. Stratigraphy; volume 6, number 2, pages 117-134.

ERMANOVICS, I. – VAN KRANENDONK, M.J., 1990 – The Torngat Orogen in the North River-Nutak transect area of Nain and Churchill provinces. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 279-283.

FAHRIG, W. F., 1962 – Lac Hérodier, Québec. Commission géologique du Canada; carte 1146A (carte annotée).

FERGUSON, J., 1958 – A study of metamorphic strata near Fort Chimo, Northern Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 117 pages.

FOURNIER, D., 1981 – Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni dans la partie nord de la Fosse du Labrador, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-835, 25 pages.

FOURNIER, D., 1983 – Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni de la Fosse du Labrador. Mémoire des Sciences de la Terre numéro 83-02. Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France; thèse de doctorat de troisième cycle non publiée, 227 pages.

FOURNIER, D., 1985 – Minéralisation de la partie orientale du géosynclinal du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-23, 49 pages.

FRAREY, M.J., 1967 – Willbob Lake and Thompson Lake map-areas, Quebec and Newfoundland (23 0/1 and 23 O/8). Geological Survey of Canada; Memoir 348, 73 pages.

FRAREY, M.J. – DUFFELL, S., 1964 – Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough. Geological survey of Canada; Paper 64-25, 13 pages.

FREEDMAN, R. O. – PHILPOTTS, J.A., 1958. Report on Red Dog Iake area (Ungava). Ministère des Mines, Québec, DP 49, 13 pages, 1 plan.

FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. –ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 2001 – A geochimical classification for granitic rocks. Journal of Petrology; volume 42, pages 2033-2048.

GÉLINAS, L., 1956 – Les aplites à nodules dans la région de Fort-Chimo. Thèse de maîtrise, Université Laval, Québec, Québec; 97pages.

GÉLINAS, L., 1958a – Région du lac Thévenet (moitié est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 363, 9 pages, 1 plan.

GÉLINAS, L., 1958b – Région du lac Gabriel (partie ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 373, 11 pages, 1 plan.

GÉLINAS, L., 1959 – Région du lac Gabriel (partie est), et la région de Fort Chimo (partie ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 407, 11 pages, 1 plan.

GÉLINAS, L., 1960 – Région du Fort Chimo (partie est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 418, 9 pages, 1 plan.

GÉLINAS, L., 1965 – Géologie de la région de Fort Chimo et des lacs Gabriel et Thévenet, Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec; 212 pages.

GIRARD, R., 1990a – Les cisaillements latéraux dans l'arrière-pays des orogènes du Nouveau-Québec et de Torngat : une revue. Geoscience Canada; volume 17, pages 301-304.

GIRARD, R., 1990b – Géologie de la région du lac Courdon, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 90-24, 60 pages.

GIRARD, R., 1995 – Géologie de la région du lac Déborah, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-20, 185 pages, 2 cartes.

GOLD, D. P., 1962 – Rapport préliminaire sur la région de la Baie Hopes Advance, Nouveau Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP 442, 11 pages, 1 plan.

GOULET, N., 1986 – Étude tectonique et stratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador - région de la baie aux Feuilles et du lac Bérard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-27, 22 pages, 6 plans.

GOULET, N., 1987 – Étude tectonique de la partie nord de la fosse du Labrador, rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-21, 33 pages, 4 plans.

GOULET, N., 1995 – Étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-36, 39 pages, 1 plan.

GOULET, N. – CIESIELSKI, A., 1990 – The Abloviak shear zone and the NW Torngat Orogen, eastern Ungava Bay, Québec. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 269-272.

HALL, J. – LOUDEN, K.E. – FUNCK, T. – DEEMER, S. 2002 – Geophysical characteristics of the continental crust along the Lithoprobe ECSOOT transect: a review. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 569-587.

HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C. – PETRELLA, L., 2011 – Géologie de la région du lac Bonaventure. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-03, 37 pages, 1 plan.

HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C., 2012 – Géologie de la région du lac Zeni. Ministère des Ressources naturelles, Québec; 35 pages, 1 plan.

HARRISON, J.M., 1952 – The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 5220, 21 pages.

HOFFMAN, P., 1988 – United Plates of America, the birth of a Craton : Early Proterozoic assembly and growth of ProtoLaurentia. Annual Reviews of Earth and PlanetarySciences; volume 16, pages 543-603.

HOFFMAN, P., 1990 – Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen. *In*: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America : Lithotectonic Correlations and Evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 15-39.

ISNARD, H. – PARENT, M. – BARDOUX, M. – DAVID, J. – GARIÉPY, C. – STEVENSON, R.K., 1998 – U–Pb, Sm–Nd and Pb–Pb isotope geochemistry of the high-grade gneiss assemblages along the southern shore of Ungava Bay. *In*: Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore (ECSOOT), Transect Meeting, 1998 (Wardle R.J.and Hall, J., editors.). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 68, pages 67-77.

JACKSON, G.D. – TAYLOR, F.C., 1972 – Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 9, pages 1659-1669.

JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 –Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 216-230.

JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. Precambrian Research; volume 103, pages 31-54.

JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous, paper 66, 22 pages.

KROGH, T.E., 1986 – Report to Newfoundland Department of Mines and Energy on isotopic dating results from the 1985-1986 geological research agreement. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Open File Report, LAB 707.

LAFRANCE, I. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D., en préparation – Géologie de la région du lac Saffray. Ministère des Ressources naturelles, Québec.

LALANCETTE, J. – GIRARD, R., 2008 – Travaux géologique de reconnaissances pour l'uranium, Nunavik, Région Nord-du-Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63947, 118 pages.

LAMOTHE, D., 2009 – Cartes géochimiques ModelBuilder et cibles anomales de l'environnement secondaire pour le Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; GM 64290, 33 cartes, données numériques.

LAMOTHE, D., 2010 – Modélisation de cibles de l'environnement secondaire par des techniques de seuils naturels et de régression spatiale multiple. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; EP 2010-01, 28 pages, données numériques.

LESSARD, P., 2001 – Report of the 1998 Summer field exploration Program, Project Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58329, 60 pages.

LOW, A.P., 1896 – Report on explorations in the Labrador peninsula along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicouagan and portions of other rivers in 1892-3-4-5. Geological Survey of Canada; Annual Report 1895, volume VIII, part L, pages 221-222, 339-310.

MACHADO, N. – GOULET, N. – GARIÉPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1-15.

MACHADO, N. – PERREAULT, S. – HYNES, A., 1988 – Timing of continental collision in the Northern Labrador Trough, Quebec : evidence from U-Pb geochronology. Joint Annual Meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 13, pages 76.

MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.

MARTELAIN, J., 1986 – Batholithe de De Pas. Dans Rapport d'activité 86. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-14, pages 48-49.

MARTELAIN, J. – CHENEVOY, M. – BÉLANGER, M., 1998 – Le batholite de De Pas, Nouveau-Québec/ infrastructure composite d'arc magmatique protérozoïque. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 35, pages 1-15.

MAURICE, C. – LABBÉ, J.-Y., 2009 – Réanalyse de sédiments de fond de lac dans la partie nord-est du Québec (Sous-province d'Ashuanipi, Orogène du Nouveau-Québec et Province de Churchill sud-est. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; PRO 2009-09, 8 pages.

MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995 – The composition of Earth. Chemical Geology; volume 120, pages 223-254.

MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 Exploration program on the Quebec 7 Property, Northern Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59375, 1326 pages.

MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.

MOORHEAD, J., 1989 – Stratigraphy, structure and metamorphism of the Renia basement gneiss body and the adjacent cover succession in the western hinterland zone of the northern Labrador Trough, west of Kuujjuaq, northern Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 174 pages.

MOORHEAD, J. – HYNES, A., 1990 – Nappes in the internal zone of the northern Labrador Trough : Evidence for major early, NW-vergent basement transport. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 241-244.

MRNF, 2011 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale – Travaux géoscientifiques 2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2011-06, 8 pages.

O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S Geological Survey; Professional Paper 525-b, pages 79-84.

OWEN, J. V., 1989 – Géologie de la région du Lac Leif (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 87-18, 54 pages, 3 cartes.

PEARCE, T.H. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Geology; volume 25, pages 956-983.

PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 58, pages 63-81.

PERREAULT, S. – HYNES, A. – MOORHEAD, J., 1987 – Metamorphism of the eastern flank of the Labrador Trough, Kuujjuaq, Ungava, Northern Quebec. Association géologique du Canada; Programme et résumés, volume12, pages 80.

PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujjuaq terrane, New Québec Orogen. Geosciences Canada; volume 17, numéro 4, pages 238-240.

POIRIER, G. G., 1989 – Structure and metamorphisrn of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujjuaq, Quebec, and its tectonic implications. M.Sc. thesis, McGill University, Montréal, Québec; 174 pages.

POIRIER, G. G. – PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujjuaq, Quebec. *In:* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic correlations and evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 397-412.

ROSS, P.S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Science; volume 46, pages 823-839.

SAUVÉ, P., 1956 – La région du lac de Freneuse (moitié ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 332, 8 pages, 1 plan.

SAUVÉ, P., 1957a – Région du lac de Freneuse (moitié est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 358, 8 pages, 1 plan.

SAUVÉ, P., 1957b – The geology of the east of the Gerido lake area, New Quebec. Doctorat Thesis, Johns Hopkins University, Baltomore, Maryland, USA.

SAUVÉ, P., 1959 – Région de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 399, 13 pages, 1 plan.

SAUVÉ, P. – BERGERON, R., 1965 – Région des lacs Gerido et Thévenet, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-104, 124 pages, 3 plans.

SIMARD, M. – LABBÉ, J.-Y. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – LECLAIR, A. – BOILY, M., 2008 – Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2008-02, 196 pages, 8 cartes.

STOCKWELL, C.H. – MCGLYNN, J.C. – EMSLIE, R.F. – SANFORD, B.V. – NORRIS, A.W. – DONALDSON, J.A. – FAHIG, W.F. – CURRIE, K.L., 1982 – Géologie du bouclier canadien. *In:* Géologie et ressources minérales du canada, partie A (chapitres I à VII) (Douglas, R.J.W. et Tremblay, L.-P., éditeurs). Commission Géologique du Canada; rapport de géologie économique no. 1; pages 49-166.

ST-ONGE, M.R. – SCOTT, D.J. – WODICKA, N. – LUCAS, S.B., 1998 – Crustal architecture of the Trans-Hudson Orogen in northern Quebec and southern Baffin Island : plate margin configuration between 2.04 - 1.76 Ga. *In*: Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Report of the 1998 Transect Meeting (R.J. Wardle and J. Hall, editors). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 68, pages 151-166.

SYLVESTER, P.J., 1989 – Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology; volume 97, pages 261-280.

TANNER, M.F., 1992 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet. Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages, 7 cartes.

TAYLOR, F.C., 1979 – Reconnaissance geology of a part of the Precambian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 393, 99 pages and 19 maps.

TAYLOR, F.C. – SKINNER, R., 1964 – Fort Chliro, New Quebec (24K demi est). Geological Survey of Canada; Paper 63-47, 4 pages, 1 map (59-1963).

TELAMT, H. – MARESCHAL, J.-C. – GARIÉPY, C., 1999 – The gravity field over the Ungava Bay region from satellite altimetry and new land-based data : implications for the geologiy of the area. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 36, pages 75-89.

VAN DER LEEDEN, J., 1985 – Synthèse tectonique de la région de la rivière George. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-12, pages 48 et 49.

VAN DER LEEDEN, J., 1994 – Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec; MB 94-32, 108 pages, 2 plans.

VAN DER LEEDEN, J., 1995 – Géologie de la région du lac Mistinibi (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-45, 112 pages, 3 cartes.

VAN DER LEEDEN, J. – BELANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). *In:* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen(J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.

VAN KRANENDONK, M.J. – ERMANOVICS, I., 1990 – Structural evolution of the Hudsonian Torngat Orogen in the North River map area, Labrador: Evidence for east-weast transpressive collision of Nain and Rea continental blocks. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 283-288.

VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – PERREAULT, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2000 – Géologie de la région de la rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron (24I et 14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 62 pages, 10 plans.

WARDLE, R. J., 1983 – Nain-Churchill Province cross-section, Nachwack Flord, northern Labrador. *In*: Current Research, Newfoundland Departement of Mines and Energy, Mineral Development Division; Raport 83-1, pages 68-89.

WARDLE, R.J. – RYAN, B. – ERMANOVICS, I., 1990a – The eastern Churchill Province, Torngat and New Québec orogens : an overview. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 217-222.

WARDLE, R.J. – RYAN, B. – NUNN, G.A.G. – MENGEL, F.C., 1990b – Labrador segment of the Trans-Hudson orogen : crustal development through oblique convergence and collision. *In*: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 353-369.

WARDLE, R. J. – JAMES, D.T – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. Canadian Journal of Earth Science; volume 39, pages 639-663.

WARES, R. – BERGER, J., 1987 – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57e parallèle, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB-87-19, 15 pages.

WARES, R. – BERGER, J. – ST-SEYMOUR, K., 1988 – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57e parallèle, Fosse du Labrador : Étape I. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB-88-05, 186 pages.

WARES, R. – GOUTIER, J., 1989 – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57e parallèle, Fosse du Labrador : Étape II. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-38, 114 pages.

WARES, R. – GOUTIER, J., 1990a – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57e parallèle, Fosse du Labrador : Étape III. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-25, 103 pages, 2 cartes.

WARES, R. – GOUTIER, J., 1990b – Deformational style in the foreland of the Northern New Québec Orogen. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 244-249.

WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPELL, B.W., 1987. A-Type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 95, pages 407-419.

WINCHESTER, J. A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20 (4), pages 325-343.

WING, B. – MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I., 2012 – Analyses des isotopes de soufre des échantillons recueillis à l'été 2011 par Géologie Québec lors des projets de cartographie géologique des provinces de Grenville et de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 66574, 16 pages.

ANNEXE – Photographies

PHOTO 1 - Séquence de gneiss à rubans très bien contrastés de l'unité ApPung1 du Complexe d'Ungava.

PHOTO 2 - Séquence de gneiss à rubans blanchâtres de l'unité ApPung2 du Complexe d'Ungava.

PHOTO 3 - Séquence de gneiss à rubans de granite rose de l'unité ApPung3 du Complexe d'Ungava.

PHOTO 4 - Migmatites de l'unité ApPqur1 du Complexe de Qurlutuq.

PHOTO 5 - Faciès à texture porphyroïde de la Suite granitique de De Pas (pPdep4) recoupé par un granite homogène (pPdep5).

PHOTO 6 - Affleurement plat constitué de roches blanchâtres de la Suite d'Aveneau dans un secteur dépourvu de relief.

ANNEXE – Photographies (suite).

PHOTO 7 - Faciès rubané de la sous-unité pPkaa1a du Complexe de Kaslac.

PHOTO 8 - Faciès rubané de la sous-unité pPkaa1b du Complexe de Kaslac. Les rubans plus grossiers contiennent du grenat et de l'orthopyroxène millimétriques à centimétriques.

PHOTO 9 - Gabbro ferrifère riche en poeciloblastes centimétriques de grenats qui donnent une teinte rougeâtre à la roche (pPkaa2).

PHOTO 10 - Leuconorite granoblastique d'aspect moucheté de la sous-unité pPkaa3b du Complexe de Kaslac.

PHOTO 11 - Faciès de gabbro à texture glomérophyrique de l'unité pPkle3 de la Suite de Klein.

PHOTO 12 - Paragneiss à nodules de sillimatite et quartz de l'unité pPfru1a de la Suite de Freneuse.

ANNEXE – Photographies (suite et fin).

PHOTO 13 - Plis déversé dans la séquence de gneiss du Complexe d'Ungava, en bordure de la baie d'Ungava.

PHOTO 14 - Cisaillement de la rivière George qui affecte la Suite granitique de De Pas, en bordure de la baie d'Ungava.

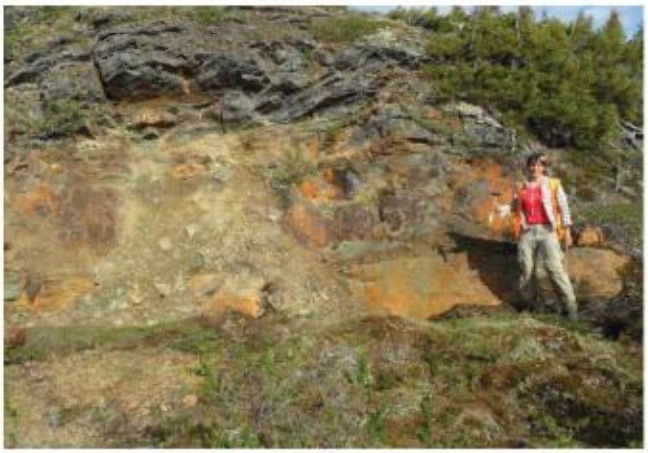


PHOTO 15 - Une partie de la zone rouillée de l'indice Ballantyne Sud (site 2, figure 11 et tableau 2).

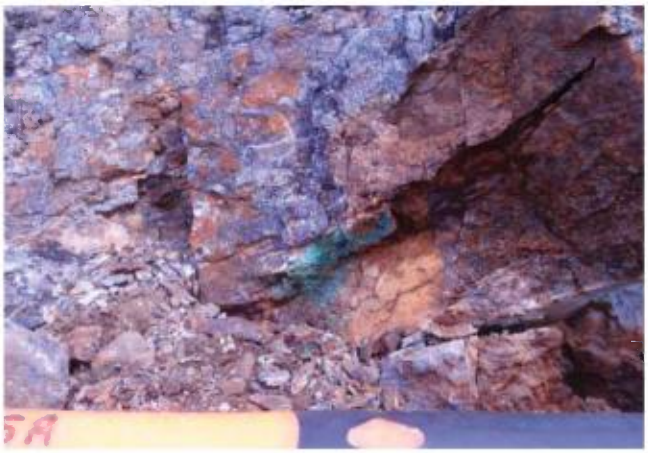


PHOTO 16 - Zone cataclasée et altérée qui contient de la malachite dans un niveau sulfuré de l'indice Ballantyne Nord (site 3, figure 11 et tableau 2).

PHOTO 17 - Zone rouillée dans une séquence de paragneiss de la Suite de la Baleine à l'indice Céline (site 13, figure 12 et tableau 2).

PHOTO 18 - Zone rouillée décamétrique dans une séquence de roches ultramafiques du Complexe de Kaslac (site 31, figure 11 et tableau 2).

Résumé

Ce nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2011 dans la région de Kuujjuaq et couvre les feuillets 24J et 24K. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill et plus précisément à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau.

La Zone de Rachel-Laporte correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador. Elle est majoritairement constituée de roches métasédimentaires et d'amphibolites assignées à la Supersuite de Laporte, considérée comme un équivalent métamorphisé du Supergroupe de Kaniapiskau, l'unité principale de la Fosse du Labrador. La Zone noyau est composée d'assemblages complexes de gneiss rubanés, de paragneiss et d'amphibolite, souvent migmatitiques, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, ainsi que de nombreuses intrusions paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques de granodiorite, de granite et de pegmatite. Toutes ces roches sont recoupées par des dykes de diabase mésoprotérozoïques. La partie ouest de la Zone noyau a été divisée en deux nouveaux domaines d'âge paléoprotérozoïque interprétés comme des écailles limitées par des failles de chevauchement. Il s'agit du Domaine de Gabriel, composé de roches volcano-sédimentaires métamorphisées, et du Domaine de Baie aux Feuilles, constitué d'unités intrusives déformées et mylonitiques.

Les roches de la région ont été déformées au Paléoprotérozoïque lors de l'orogenèse du Nouveau-Québec. La collision oblique entre les roches archéennes de la Zone noyau et celles du craton du Supérieur a engendré une phase de déformation compressive responsable du grain structural régional NW-SE, avec un déversement vers l'ouest. Celui-ci est souligné par une foliation à faible pendage vers l'est, par des plis couchés ou déversés et par des failles de chevauchements qui limitent les écailles dans la partie ouest de la région. Une phase de déformation tardive reliée à la composante oblique de la collision a généré un mouvement dextre le long des failles de chevauchements et produit les grands cisaillements dans la partie est de la région. Elle est également à l'origine de grands plis ouverts à faible plongée vers le sud-est.

Plusieurs secteurs d'intérêt économique, correspondant principalement à des zones rouillées et sulfurées métriques à décamétriques, ont été mises au jour. Ces zones se trouvent dans des séquences de roches volcano-sédimentaires et dans des roches intrusives mafiques à ultramafiques et sont souvent associées à des anomalies de sédiments de fond de lac. La minéralisation se présente généralement sous forme de fines disséminations et de filonnets et est souvent associée à des veinules de quartz ± carbonates. Des zones de sulfures semi-massifs à texture bréchique ont localement été observées. Plusieurs de ces sites d'intérêt sont localisés à proximité des grandes failles de chevauchement ou à l'intérieur de corridors de déformation reliés aux grandes structures de cisaillement régionales. Les sites d'intérêt économique localisés dans de la Zone de Rachel-Laporte sont particulièrement intéressants puisqu'ils semblent correspondre à des contextes équivalents aux nombreux indices situés à quelques kilomètres à l'ouest, dans les séquences volcano-sédimentaires moins métamorphisées de la Fosse du Labrador. Finalement, un nouvel indice de terres rares a été découvert dans une intrusion ultramafique à proximité d'une syénite et un nouvel indice uranifère a été trouvé dans un granite blanchâtre localisé juste au-delà de la limite sud de la région.

Ressources naturelles Québec