

# Géologie de la région du lac Magin (33G09), de la colline Captel (33G15) et du lac Fontay (33G16), Baie-James, Québec

Daniel Bandyayera<sup>1</sup>, Pénélope Burniaux<sup>1</sup>, Baptiste Chapon<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Bureau de l'exploration géologique du Québec

<sup>2</sup>Université du Québec à Montréal

## RP 2013-01

Mots clés : La Grande, Mintisch, Pie, sulfures massifs, or.

### Résumé

Un levé géologique à l'échelle 1/50 000 a été réalisé en 2010 dans la région du lac Magin (33G09), de la Colline Captel (33G15) et du lac Fontay (33G16), dans la partie est du réservoir La Grande 3. La région cartographiée comprend les roches archéennes appartenant à la Sous-province de La Grande, les dykes protérozoïques assignés aux essaims de dykes du lac Esprit, de Senneterre et de Mistassini, et les bassins sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami. La Sous-province de La Grande comprend le Complexe de Langelier (gneiss tonalitique et dioritique, tonalite; 2788 à 3360 Ma), le Pluton de poste Le Moyne (tonalite et diorite; 2881 ±2 Ma), le Groupe de Guyer (basalte, tuf felsique à intermédiaire, formation de fer; 2806 à 2820 Ma), la Formation de Magin (nouvelle unité de wacke et conglomérat), la Formation de Mintisch (nouvelle unité de basalte amphibolitisé, de rhyolite, de wacke et de formation de fer; 2847 Ma), la Ceinture de Griault (amphibolite et paragneiss) et la Ceinture de Pie (nouvelle unité de basalte et de tuf felsique à intermédiaire). On y trouve également des intrusions considérées tarditectoniques et comprenant l'Intrusion de Moly (nouvelle unité de tonalite et de granodiorite datée à 2746 Ma) qu'on retrouve dans la zone de transition entre le La Grande et le Domaine de Bienville, la Suite de Bezier (monzodiorite-granodiorite, 2674 ±12 Ma), le Pluton de Fontay (granodiorite, granite et tonalite) et le Granite du Vieux Comptoir (granite et pegmatite; 2618 ±2 Ma). Des intrusions felsiques, intermédiaires, mafiques et ultramafiques sont également présentes dans la région. La plupart des roches archéennes ont subi un métamorphisme au faciès des amphibolites. Cependant, les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Mintisch ont subi une fusion partielle indiquant que le métamorphisme a atteint le faciès des granulites, tandis que celles de la Ceinture de Pie montrent par endroits le faciès des schistes verts.

Les roches archéennes de la région sont généralement très déformées et affectées par plusieurs types de plissements. Cette déformation est le résultat d'au moins quatre phases de déformation ductile archéenne et trois phases de déformation cassante protérozoïque.

Les indices déjà connus et ceux découverts durant nos travaux montrent que la région offre un potentiel significatif pour la découverte de gisements polymétalliques et d'or. Les principales minéralisations sont observées dans les séquences volcano-sédimentaires du Groupe de Guyer et de la Formation de Mintisch. Ces minéralisations sont associées à des formations de fer aurifères volcano-sédimentaires, à des zones d'altération volcanogène (Cu-Zn-Ag-Au) et à des zones de déformation ou de cisaillement. On retrouve aussi un vaste complexe porphyrique porteur de minéralisations de Mo-Cu-Ag dans la région du lac Fontay (33G16).

## INTRODUCTION

---

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique à l'échelle de 1/50 000 réalisé durant l'été 2010 dans la partie est du réservoir La Grande 3. La région cartographiée correspond aux feuillets 33G09 (Lac Magin), 33G15 (Colline Captel) et 33G16 (Lac Fontay) et se situe entre les longitudes 74°00' et 75°00'W et les latitudes 53°30' et 54°00'N (figure 1). On y accède par la route de la Baie-James qui relie Matagami à Radisson, et ensuite par la route Transtaïga qui relie le réservoir Caniapiscau à la route de la Baie-James (figure 1).

Les derniers levés géologiques réalisés dans la région remontent à 1975 (Sharma, 1976). Entre 1996 et 2000, le secteur situé à l'ouest de notre région (SNRC 33F, 33G05, 33G06, 33G12, 33G11 et 33G13) a été cartographié à l'échelle 1/50 000 lors du projet Moyen-Nord (Goutier *et al.*, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 2000, 2001a, 2001b, 2002). Récemment, le Ministère des Ressources naturelles a effectué des levés géophysiques détaillés couvrant, entre autres, la totalité des feuillets SNRC 33G et 33H (D'Amours, 2011a, 2011b; Goldak airborne surveys, 2008; Pelletier, 2008). À l'été 2009, la cartographie géologique de ce territoire a été relancée avec un levé des feuillets 33G07 et 33G10 à l'échelle 1/50 000 (Bandyayera *et al.*, 2011). Le présent rapport s'inscrit dans la continuité de ces travaux qui ont pour but de mieux comprendre la géologie et les contextes métallogéniques de la partie nord de la Sous-province de La Grande.

### Remerciements

Ce rapport est le fruit de la collaboration de nombreuses personnes qui ont activement pris part aux différentes étapes de la réalisation du projet. Nous tenons à remercier les géologues Simon Bourassa, Guillaume Mathieu, Pierre-Luc Deschênes, Simon Auclair; les assistants-géologues Catherine Lavergne, Sandra Lalancette, Ibtissam Chahid, Simon Hébert, Frédéric Hamel, Stanley Yakobo, ainsi que le cuisinier Patrick Gavaland. Nos remerciements vont également aux pilotes et aux mécaniciens d'hélicoptère de la compagnie *Expedition Helicopters* qui ont accompli leur travail avec efficacité. Nous remercions également les lecteurs critiques Claude Dion et Jean Goutier, ainsi que l'éditeur Charles Gosselin dont les corrections ont beaucoup contribué à l'amélioration de la version originale. Les figures du présent rapport ont été réalisées avec l'aide de Marie-Ève Lagacé et les cartes ont été dessinées par Pierre-Thomas Poulin et Claude Guérin.

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

---

La région cartographiée appartient à la Sous-province de La Grande. Elle est située entre la Sous-province d'Opinaca, au sud et celle de Minto, au nord (figure 1). La Sous-province de La Grande représente un ensemble volcano-plutonique comprenant un socle tonalitique archéen (3,36 à 2,79 Ga), et les bandes volcano-sédimentaires de la rivière La Grande et de la rivière Eastmain inférieure (figure 1; Goutier *et al.*, 2001b; Gauthier *et al.*, 1997; Gauthier, 1996; Hocq, 1994). Ces bandes sont caractérisées par la présence de roches volcaniques anciennes (2880 à 2820 Ma) et de séquences volcano-sédimentaires plus jeunes (2732 Ma). Elles sont injectées par des intrusions synvolcaniques, syntectoniques à tarditectoniques de composition felsique à ultramafique. La Sous-province de La Grande est souvent comparée aux sous-provinces de Sachigo-Uchi-Wabigoon, du nord-ouest ontarien. Celles-ci sont également caractérisées par la présence d'un socle archéen, de séquences arénitiques archéennes continentales et d'intrusions ultramafiques chromititiques (Goutier *et al.*, 2001b).

Les roches d'âge protérozoïque sont représentées par des bassins de roches sédimentaires assignées à la Formation de Sakami et par les essaims de dykes gabbroïques de Senneterre (NE-SW), du Lac Esprit (NNW-SSE) et de Mistassini (NW-SE). Mentionnons qu'une nouvelle datation U-Pb d'un dyke de l'essaim de Mistassini (NW-SE) a rendu un âge néoarchéen tardif de 2515 ± 3 Ma (Hamilton, 2009).

Le style structural régional résulte de la superposition d'au moins trois phases de déformation ductile archéenne impliquant à la fois des lambeaux de socle tonalitique, la couverture volcano-sédimentaire et les roches intrusives archéennes, et de trois phases de déformation cassante protérozoïque. Cette tectonique polyphasée est responsable de la formation de failles et de plis kilométriques affectant les séquences volcano-sédimentaires, ainsi que de l'exhumation de zones très métamorphisées (Percival, 1989; Goutier *et al.*, 2001b).

Du point de vue métallogénique, la région est connue pour ses minéralisations aurifères associées à des formations de fer au faciès des sulfures et des oxydes-silicates de type Algoma. Récemment, l'intérêt pour la région de la Baie-James s'est nettement accru à la suite de la découverte des minéralisations aurifères épigénétiques de type « Éléonore » dans les métasédiments de l'Opinaca (gîte Roberto). On trouve également des zones de déformation aurifères, des minéralisations de type volcanogène (Cu-Zn-Ag ± Au), des minéralisations de type porphyrique à Mo-Cu-Ag et des minéralisations de métaux rares associées à des pegmatites (Li-Cs-Nb-Ta).

## STRATIGRAPHIE

---

La nomenclature stratigraphique de la région cartographiée est basée sur les levés géologiques effectués à l'ouest du secteur du lac Guyer (Gauthier, 1996; Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 2001b, 2002; Bandyayera *et al.*, 2011). Dans la région, des assemblages de tonalite et de gneiss tonalitique ont été assignés au Complexe de Langelier. Ce complexe est interprété comme représentant un socle tonalitique ancien (Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 2001b, 2002) sur lequel se sont déposées les différentes unités volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande.

Au sud de la région (feuille 33G09, carte hors texte), les roches volcaniques correspondent à l'extension vers l'est des unités du Groupe de Guyer reconnues plus à l'ouest (Bandyayera *et al.*, 2011; figure 1). Dans ce secteur, une séquence de conglomérat et de wacke est assignée à la Formation de Magin (nouvelle unité; carte hors-texte). Dans la partie nord-est de la région (feuille 33G16, carte hors texte), nous avons identifié la Ceinture volcano-sédimentaire de Pie, et vers l'ouest (feuille 33G15, carte hors-texte), la Ceinture de Griault et la Formation de Mintisch. Une nouvelle datation d'une rhyolite de la Formation de Mintisch a donné un âge de  $2846,5 \pm 6,5$  Ma (David et Dion, 2011). Un âge de  $2888 \pm 12$  Ma, quoique moins bien circonscrit, a été également obtenu sur les zircons provenant de cette formation (David et Dion, 2011). Ces âges sont comparables à ceux du Complexe de Laforge ( $2840,7 \pm 0,9$ ; David *et al.*, 2011) et du Complexe de Gayot ( $2880 \pm 2$  Ma, David *et al.*, 2009) situés au nord-est de notre région. Ils suggèrent également que les unités volcano-sédimentaires situées dans la partie nord et nord-est du La Grande sont plus vieilles que celles situées plus au sud et assignées aux groupes de Guyer (2820 à 2806, Goutier *et al.*, 2002; Bandyayera *et al.*, 2011) et de Yasinski (2751 à 2732 Ma, Goutier *et al.*, 2003).

Toutes ces unités sont injectées par des intrusions ultramafiques à felsiques dont l'âge varie entre 2746 et 2710 Ma. L'une de ces intrusions, l'Intrusion de Moly (nouvelle unité), a été datée à 2746 Ma (Chapon *et al.*, 2010; Chapon, 2011). Des intrusions plus jeunes, syn à tarditectoniques, massives à faiblement déformées, ont été assignées à la Suite de Bezier (2674 Ma), au Pluton de Fontay et au Granite du Vieux Comptoir (2618 Ma).

### Archéen

#### Complexe de Langelier (*Alg1*)

Le Complexe de Langelier représente une unité importante et très étendue dans la partie ouest de la Sous-province de La Grande. Il a été défini par Goutier *et al.* (1999b) dans la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F03 et 33F04). Il regroupe un ensemble de gneiss granitiques, tonalitiques et dioritiques, de migmatites, de diorite, de tonalite et de rares granodiorites. Ce complexe a été suivi

vers l'est, dans la région du lac Guyer (Goutier *et al.*, 2001a; Goutier *et al.*, 2001b; Goutier *et al.*, 2002, Bandyayera *et al.*, 2011). Les datations effectuées sur 5 sites différents de tonalite et de gneiss tonalitique ont donné des âges compris entre 3360 et 2788 Ma (Parent, 2011). Dans le secteur cartographié, le Complexe de Langelier comprend : 1) une unité mixte de tonalite à biotite et hornblende et de gneiss tonalitique (*Alg1*); 2) une unité de gneiss tonalitique (*Alg11*); 3) une unité de diorite quartzifère, (*Alg2*); et 4) une unité de tonalite à biotite et hornblende (*Alg3*).

L'unité mixte de tonalite à biotite et hornblende et de gneiss tonalitique (*Alg1*) est assez répandue et forme localement des niveaux métriques à décamétriques non cartographiables à l'intérieur de l'unité de gneiss tonalitique *Alg11*. Dans les bandes de dimension cartographiable, localisées au nord-ouest du feuillet 33G09 et à l'ouest du feuillet 33G15, la tonalite à biotite et hornblende (*Alg3*) et le gneiss tonalitique (*Alg11*) se présentent sous forme d'alternances de bandes métriques de longueur décamétrique à kilométrique.

L'unité de gneiss tonalitique (*Alg11*) est bien exposée en bordure de la Grande Rivière, au milieu du feuillet SNRC 33G09 (carte hors-texte). Elle est caractérisée par la présence de rubans grisâtres millimétriques à centimétriques riches en biotite et hornblende (jusqu'à 15 %) alternant avec des rubans blanchâtres plus riches en plagioclase (>50 %) et pauvres en biotite (<5 %). Ce rubanement tectono-métamorphique est localement rehaussé par des injections tardives de tonalite, de granodiorite et de granite aplitique, disposées parallèlement aux plans de gneissosité. Par endroits, le gneiss rubané montre des alternances de bandes centimétriques à décimétriques (1 à 40 cm), grisâtres à blanchâtres, de composition tonalitique à localement granodioritique, en alternance avec des bandes ou rubans de composition mafique à intermédiaire. La tonalite constitue la roche dominante de l'unité et se présente en niveaux métriques intercalés dans la séquence rubanée. Toutes les roches de l'unité *Alg11* possèdent une texture granoblastique bien développée. Les grains de quartz et de feldspath sont recristallisés, et par endroits, étirés dans le sens du rubanement. Les minéraux mafiques sont réorientés dans le sens de la gneissosité. Dans la partie nord, à proximité du contact avec le Domaine de Bienville (Sous-province de Minto), les gneiss contiennent des poches ou des amas de leucosomes montrant des lisérés centimétriques riches en biotite. La présence de ces leucosomes *in situ* suggère que le gneiss tonalitique a subi une fusion partielle. Les mobilisats tardifs sont boudinés et recourent le rubanement, tandis que les mobilisats plus précoces sont parallèles aux plans de la foliation régionale. Par endroits, des niveaux de gneiss mafiques pouvant atteindre 40 m d'épaisseur sont observés. L'unité *Alg11* contient 5 % d'enclaves métriques d'amphibolite fortement déformée, localement rubanée, avec des cristaux d'amphibole et de plagioclase alignés parallèlement à la foliation régionale.

L'unité de diorite quartzifère (*Alg12*) forme une bande kilométrique située au nord-ouest du feuillet 33G09 et qui s'étend dans le feuillet 33G16 (cartes hors-textes). Il s'agit d'une diorite quartzifère foliée à hornblende, granoblastique, moyennement à grossièrement grenue et localement porphyrique à phénocristaux de plagioclase. L'unité *Alg12* contient communément jusqu'à 5 % d'enclaves métriques de tonalite gneissique et jusqu'à 10 % d'enclaves centimétriques de roches mafiques ou ultramafiques.

L'unité de tonalite à biotite et hornblende (*Alg13*) représente l'extension vers l'est de l'unité *Alg13* cartographiée dans les régions de la baie Gavaudan (Bandyayera *et al.*, 2011) et du lac Guyer (Goutier, *et al.*, 2002). La tonalite à biotite et hornblende est grisâtre à blanchâtre, finement à moyennement grenue, foliée à localement gneissique. Elle contient du feldspath potassique en faible quantité (moins de 5 %), alors que les minéraux mafiques (biotite, hornblende, épidote, chlorite) constituent de 5 % à 20 % de la roche. La biotite (5 % à 10 %) se présente en petits feuillets disséminés généralement alignés dans la foliation. La magnétite disséminée (1 % à 3 %), millimétrique à localement centimétrique, est observée par endroits. La présence de quelques enclaves (2 %) métriques à décimétriques de gneiss tonalitique indique que celle-ci est plus jeune que l'unité *Alg11*. L'unité *Alg13* ressemble mégascopiquement à la tonalite du Pluton de Poste Lemoyne daté à  $2881 \pm 2$  Ma (Goutier *et al.*, 2002).

### **Pluton de poste Le Moyne (*Apln*)**

Le Pluton de poste Le Moyne a été introduit par Goutier *et al.* (2002) dans la région du lac Chabrilan (SNRC 33G06) pour décrire un ensemble de tonalite et de diorite quartzifère sous-jacent à la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer. Un échantillon de tonalite à biotite et hornblende a donné un âge de  $2881 \pm 2$  Ma (Goutier *et al.*, 2002), ce qui suggère que le Pluton de poste Le Moyne est l'une des plus vieilles unités de la Sous-province de La Grande, au même titre que les gneiss tonalitiques du Complexe de Langelier (3360 à 2788 Ma). Dans le secteur cartographié, le Pluton de poste Le Moyne est restreint à une petite bande localisée au sud du feuillet 33G09 et représentant l'extension vers l'est de cette même intrusion décrite par Bandyayera *et al.* (2011) dans la région du lac Brune (33G07). Dans notre région, le pluton se compose d'un ensemble mixte de tonalite à biotite et hornblende et de gneiss tonalitique identique à l'unité *Alg1* du Langelier.

## **Unités volcano-sédimentaires**

### **Groupe de Guyer (*Agy*)**

Le nom du Groupe de Guyer a été introduit par St. Seymour *et al.* (1979) et Goutier *et al.* (2002) pour décrire la séquence volcano-sédimentaire de la région du lac Guyer. Il est subdivisé en cinq unités : 1) basalte amphibolitisé (*Agy1*); 2) tufs

felsiques et intermédiaires (*Agy2*); 3) formations de fer et wacke (*Agy3*); 4) basalte magnésien et komatiite (*Agy4*) et 5) wacke ultramafique (*Agy5*). Des datations effectuées sur un tuf felsique de l'unité *Agy2* dans les feuillets 33G06 et 33G07 ont donné des âges de  $2820 \pm 0,8$  Ma (Goutier *et al.*, 2002) et  $2806,1 \pm 2,3$  Ma (David *et al.*, 2011), respectivement. Ces données indiquent que le Groupe de Guyer est une unité nettement plus vieille que les roches volcaniques du Groupe de Yasinski reconnues plus à l'ouest (2751 à 2732 Ma, Goutier *et al.*, 1998a; Goutier *et al.*, 2003).

Dans le secteur cartographié, le Groupe de Guyer comprend les unités *Agy1*, 2 et 3 et forme deux bandes de 1 à 3 km de largeur, localisées dans la partie sud et la partie centrale du feuillet 33G09 (carte hors-texte). La bande centrale est traversée d'est en ouest par la route Transtaïga. Dans cette bande, le basalte de l'unité *Agy1* est transformé en amphibolite localement rubanée, caractérisée par des alternances de rubans vert foncé ou noirs, riches en hornblende, et de rubans grisâtres plus riches en plagioclase. Dans la bande sud, l'unité *Agy1* est représentée par un basalte finement grenu ou aphanitique, de couleur vert olive en cassure fraîche et vert foncé à grisâtre en surface altérée. Le basalte présente des faciès coussinés, massifs ou bréchiques encore reconnaissables. Par endroits, on observe une alternance de coulées métriques de basalte coussiné et massif. Les coussins sont souvent allongés et aplatis, et montrent des bordures hyaloclastiques encore bien préservées, quoiqu'épidotisées. Ces coussins indiquent par endroits un sommet stratigraphique vers le nord (photo 1). La présence de boules d'épidote au centre des coussins est également fréquente. Les fragments constituant les coulées bréchiques montrent des bordures finement grenues, vert olive, localement riches en épidote  $\pm$  carbonates. Localement, le basalte peut contenir de la biotite, du grenat, des carbonates et de la magnétite. Des veines d'épidote, de quartz-plagioclase-épidote ou de quartz-épidote-carbonates recourent ces basaltes.

Quelques niveaux de basalte gloméroporphyrrique sont reconnus un peu partout dans la séquence basaltique, aussi bien sous la forme de coulées coussinées que massives. Ils contiennent 1 à 20 % de glomérocristaux de plagioclase souvent arrondis, de 0,5 cm à 3 cm de diamètre, dans une matrice finement grenue ou aphanitique. Les glomérocristaux ne sont généralement pas déformés, mais ils sont localement étirés parallèlement à la foliation.

Nous avons également inclus dans l'unité *Agy1*, des niveaux métriques de wacke contenant des fragments métriques de basalte. Il s'agit de wacke à biotite et grenat, montrant des laminations parallèles. Le wacke est caractérisé par une alternance de lits riches en minéraux mafiques et en grenat avec des lits pauvres en minéraux mafiques et dépourvus de grenat. L'ensemble des assemblages minéralogiques observés dans l'unité *Agy1* indique un métamorphisme variant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites.

L'unité de tufs felsiques et intermédiaires (*Agy2*) forme dans la bande sud, deux minces lentilles de 200 m de largeur

qui s'étendent sur 2 à 3 km de longueur (carte 33G09, hors-texte). Cette unité comprend des tufs à lapillis et des tufs fins, chloritisés et séricitisés. Ces tufs sont blanchâtres ou gris blanchâtre en surface altérée, grisâtres en cassure fraîche et montrent une cassure conchoïdale. Les tufs à lapillis ne représentent que 10 % de l'unité Agy2. Les lapillis sont de composition felsique à intermédiaire et orientés selon de la foliation. Les tufs fins sont généralement laminés (photo 2) à localement rubanés, et contiennent de 1 % à 5 % de grenat. La datation d'un échantillon de tuf laminé a donné un âge de  $2815,9 \pm 3,1$  Ma (David et Dion, 2011), ce qui confirme l'appartenance de toute la bande volcano-sédimentaire au Groupe de Guyer.

L'unité de formations de fer et wacke (Agy3) forme plusieurs niveaux discontinus interstratifiés avec les basaltes et les wackes. Dans la bande centrale, ces niveaux s'étendent sur 1 à 10 km et, leur épaisseur varie de 100 m à 250 m. Dans la bande sud, les niveaux de formations de fer sont plus nombreux, mais plus minces, avec des épaisseurs comprises entre 25 m et 150 m. L'unité Agy3 est essentiellement constituée de formations de fer rubanées au faciès des oxydes, caractérisées par des alternances de rubans ou lamines de magnétite massive avec des rubans ou lamines de chert recristallisé, d'épaisseur millimétrique à centimétrique (photo 3). Des niveaux de wacke finement lités sont interlités avec les formations de fer. Localement, on retrouve un faciès de formation de fer silicatée composée de niveaux riches en hornblende, grenat, biotite et chlorite avec des interlits millimétriques à centimétriques de magnétite disséminée à massive.

### **Formation de Magin (Amag, nouvelle unité)**

La Formation de Magin est une nouvelle unité lithostratigraphique que nous introduisons pour décrire une séquence sédimentaire située au sud du lac Magin, dans la partie méridionale du feuillet 33G09 (carte hors-texte). Elle s'étend sur 29 km de longueur et 4 km de largeur, et est limitée par des zones de cisaillement régionales E-W. L'analyse isotopique de zircons détritiques recueillis dans un conglomérat indique que l'âge de la source principale se situe près de  $2720,5 \pm 2,7$  Ma (David et Dion, 2011), soit clairement plus jeune que les roches du Groupe de Guyer. Sur les cartes aéromagnétiques, cette formation se distingue par une susceptibilité magnétique élevée.

La Formation de Magin est constituée principalement de conglomérats polygéniques à fragments jointifs (75 %), et localement à fragments flottants, interlités avec des niveaux lenticulaires de wacke feldspathique (25 %). Dans les conglomérats, la taille des fragments varie de blocs (>256 mm), à galets (64 à 256 mm) et à cailloux (4 à 64 mm). Certains fragments atteignent un mètre de longueur. Ils sont généralement mal triés, arrondis à subarrondis. Ils se composent de 40 % à 80 % de granitoïdes (tonalite, granodiorite,

granite), 1 % à 5 % de gabbro ou de diorite, 1 % à 9 % de roches ultramafiques, 10 % à 22 % de paragneiss, et 1 % à 18 % de formation de fer. À la base des lits, les fragments de formation de fer et de paragneiss sont rares ou absents. Au sommet par contre, ces derniers peuvent représenter 20 % et 22 %, respectivement (Duparc *et al.*, 2012). Les fragments des conglomérats de la Formation de Magin sont orientés parallèlement à la schistosité régionale. Les rapports d'étirement varient de 1 : 2 à 1 : 3. Cependant, à proximité des zones de déformation, ces proportions peuvent atteindre 1 : 15. Les fragments sont fortement étirés suivant le pendage de la foliation et aplatis ou subarrondis dans le plan horizontal. Les clastes mafiques sont souvent en relief négatif, fortement foliés et tendent à se confondre avec la matrice schisteuse.

Dans la partie sud de la Formation de Magin, on observe par endroits des niveaux de conglomérat à fragments flottants composé jusqu'à 65 % de matrice riche en biotite (jusqu'à 25 %). Ce conglomérat localisé à proximité du contact avec le Groupe de Guyer contient jusqu'à 15 % de fragments de formation de fer rubanée. Des niveaux discontinus de formation de fer sont également présents en lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Le conglomérat à fragments flottants contient également des niveaux de wacke à magnétite finement lité et des niveaux de wacke à biotite. La matrice et les fragments des conglomérats contiennent 2 % à 15 % de grenat et 0 % à 10 % d'andalousite.

Les niveaux de wacke feldspathique, interlités avec les conglomérats sont d'épaisseur centimétrique à localement métrique. La roche est finement grenue, de couleur gris foncé en surface altérée et gris-beige en cassure fraîche, avec une texture granoblastique poivre et sel. Le wacke est riche en biotite (jusqu'à 30 %), pauvre en hornblende (5 %) et contient localement des porphyroblastes de grenat (2 % à 10 %) et d'andalousite (2 % à 5 %). Ces porphyroblastes sont localement déformés et orientés parallèlement à la foliation. L'examen des lames minces indique la présence de plagioclase partiellement séricitisé, de biotite chloritisée et moins de 1 % de feldspath potassique. Alors que l'ensemble de la Formation de Magin montre un degré de métamorphisme au faciès des amphibolites, la présence de plagioclases altérés en séricite suggère un métamorphisme rétrograde. La roche est recristallisée, foliée et plissée. Les structures primaires, telles que les laminations parallèles et les laminations entrecroisées sont localement bien préservées et indiquent une polarité stratigraphique vers le sud (Duparc *et al.*, 2012). Le litage primaire est caractérisé par l'alternance de lits plus ou moins riches en biotite et en magnétite. Par endroits, on retrouve à la base des lits, 5 % à 10 % de clastes de tonalite mesurant jusqu'à 10 cm de longueur.

Des dykes lamprophyriques à fragments polygéniques (jusqu'à 10 %) millimétriques à centimétriques, anguleux à arrondis, sont injectés localement dans la Formation de Magin.

### **Formation de Mintisch (*Amnt*, nouvelle unité)**

La Formation de Mintisch est une nouvelle unité lithostratigraphique que nous introduisons pour décrire une séquence de roches volcano-sédimentaires cartographiée dans la partie centrale du feuillet 33G15 (carte hors-texte). La formation s'étend sur 30 km de longueur, 2 à 8 km de largeur et un tiers de sa surface a été inondée lors de l'aménagement du réservoir La Grande 3. Au nord, elle est séparée de la Ceinture de Griault par la Faille Captel; une zone de déformation régionale orientée E-W qui apparaît nettement sur les cartes aéromagnétiques. Au sud, une zone de cisaillement régionale plissée sépare la Formation de Mintisch du Complexe de Langelier. Une datation effectuée récemment sur une rhyolite de la Formation de Mintisch a donné un âge de  $2846,5 \pm 6,5$  Ma (David et Dion, 2011).

La Formation de Mintisch comprend trois unités : 1) une unité de basalte amphibolitisé, d'amphibolite rubanée et de gneiss mafique (*Amnt1*); 2) une unité de rhyolite, de marbre, de wacke feldspathique et de formation de fer (*Amnt2*); et 3) une unité de paragneiss à biotite et hornblende, et de formation de fer (*Amnt3*). L'unité *Amnt1* est très hétérogène. Dans sa partie centrale, elle est formée de basalte amphibolitisé, localement bréchique (brèche de coulée basaltique), contenant 1 % à 15 % de glomérocristaux de plagioclase mesurant 0,5 à 1 cm de diamètre. La roche est finement grenue, gris verdâtre en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Dans la partie nord-est de l'unité, elle est formée d'amphibolite rubanée ou de gneiss mafique contenant de 1 % à 15 % de grenat et 2 % d'orthopyroxène, suggérant un métamorphisme au faciès des granulites et une forte déformation. Le rubanement est constitué d'une alternance de rubans millimétriques à centimétriques (jusqu'à 10 cm d'épaisseur) mélanocrates, riches en hornblende et en grenat, et de rubans leucocrates, plus riches en plagioclase et pauvres en grenat. Le grenat est généralement coronitique et mesure jusqu'à 0,5 cm de diamètre (photo 4). La bordure des rubans est épidotisée et les rubans leucocrates contiennent localement jusqu'à 20 % d'épidote. Localement, les roches de cette unité sont migmatitisées, injectées de mobilisat tonalitique (jusqu'à 10 % de mobilisat) et présentent des structures stromatiques. Le leucosome est surtout concentrée en bordure des cristaux de grenat.

L'unité *Amnt2* contient l'indice Ouf, la plus importante minéralisation de sulfures massifs volcanogènes du secteur cartographié (voir section « Géologie économique »). Les affleurements les plus représentatifs sont localisés au bord du réservoir La Grande 3. Des travaux de cartographie détaillée montrent que cette unité est formée, de la base au sommet (du sud-ouest vers le nord-est), de wacke feldspathique, de marbre, d'une formation de fer et de rhyolite (Blanchet, 2001). La wacke feldspathique est finement litée et riche en biotite. Le marbre est composé par des alternances de lits millimétriques à centimétriques de calcite rougeâtre ou blanchâtre et de lits de siltstone. La formation de fer est caractérisée par une alternance de rubans à magnétite-grunérite

et de rubans de chert ou de wacke. Elle est surmontée par des laves rhyolitiques qui se présentent en lobes métriques à décimétriques associées à des faciès bréchiques. Ces derniers se composent de brèches volcaniques autoclastiques et hydrothermales, caractérisées par la présence de fragments qui s'emboîtent les uns dans les autres, et de brèches de coulée constituées de clastes de rhyolite massive, de rhyolite laminée, de chert et de formation de fer. La bordure des lobes rhyolitiques montre des structures d'écoulement laminaire (photo 5). La présence de lobes de rhyolite indique une source volcanique proximale, tandis que les marbres impurs sous-jacents suggèrent un milieu marin relativement peu profond.

L'unité *Amnt3* est observée dans la portion nord-est de la Formation de Mintisch où elle forme des niveaux de 100 à 500 m de largeur interstratifiés avec les amphibolites de l'unité *Amnt1*. Leur forte susceptibilité magnétique permet de les repérer facilement sur les cartes aéromagnétiques. Ces niveaux sont constitués d'un assemblage de paragneiss à biotite et hornblende, localement migmatitisé (jusqu'à 10 % de mobilisat) et de formation de fer rubanée. Le paragneiss montre par endroits des laminations parallèles bien préservées et contient de 2 % à 10 % de grenat et jusqu'à 2 % d'andalousite ou de cordiérite. La formation de fer rubanée (au faciès des oxydes) se compose de bandes de 2 à 5 m d'épaisseur interlitées avec le paragneiss.

### *Ceinture de Griault (Agri)*

La Ceinture de Griault a été introduite par Simard et Lafrance (2011) dans la région du lac Penneleau (feuillet 33J02), au nord du feuillet 33G15 (figure 1). Dans le secteur cartographié, elle s'étend en direction NE sur 11 km de longueur et sur une largeur de 1 à 4 km (carte 33 G15, hors-texte). La ceinture comprend une unité de roches volcaniques (*Agri1*) et une unité de paragneiss (*Agri2*). L'unité *Agri1* est formée de basalte amphibolitisé, d'amphibolite rubanée et de gneiss mafique localement migmatitisés. Le basalte amphibolitisé est finement grenu, gris verdâtre en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Il se caractérise par la présence de boules, de boudins ou de lentilles centimétriques à décimétriques d'épidote, entourés d'une bordure noire, suggérant la présence d'anciens coussins. Par endroits, le basalte amphibolitisé se présente sous forme de brèche de coulée de couleur vert pomme. L'amphibolite rubanée montre un rubanement granulométrique et compositionnel. Dans cette unité, Simard et Lafrance (2011) décrivent la présence de rubans à hornblende poeciloblastique, des rubans à hornblende finement recristallisée, des rubans à clinopyroxène + plagioclase et des rubans fortement altérés en à séricite et épidote. Le gneiss mafique est une roche granoblastique très déformée, montrant un rubanement millimétrique à centimétrique, constitué d'une alternance de rubans noirs et de rubans vert pomme riches en épidote + chlorite + grenat ± orthopyroxène ± clinopyroxène.

L'amphibolite rubanée et le gneiss mafique ont subi une fusion partielle poussée, caractérisée par la présence de leucosomes à orthopyroxène-clinopyroxène-grenat qui indiquent un métamorphisme au faciès des granulites. Contrairement au leucosome et au mélanosome qui représentent des produits de la fusion partielle *in situ* d'une roche, le terme mobilisat regroupe toutes les roches issues de la cristallisation du liquide partiel ségrégué. La roche fusionnée montre localement un rubanement stromatique marqué par l'alternance de rubans de mobilisat felsique avec des niveaux riches en hornblende, d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Le mobilisat contient des schlierens et des lisérés de biotite. Le grenat est concentré de façon préférentielle en bordure des rubans riches en hornblende. Le pyroxène est principalement concentré dans le mobilisat quartzofeldspathique.

L'unité *Agri1* est également injectée de mobilisat felsique (jusqu'à 5 %) parallèlement aux plans de rubanement de l'amphibolite. Suite à l'injection du mobilisat dans l'amphibolite, il se développe un rubanement caractérisé par une alternance de rubans mafiques à hornblende et grenat porphyroblastiques (5 %) et à nodules d'épidote, avec des rubans felsiques (mobilisat) plus riches en grenat (10 %).

L'unité *Agri2* se compose de 70 % de paragneiss à biotite et 30 % de paragneiss migmatitisé. Le paragneiss à biotite est granoblastique et montre une texture poivre et sel en affleurement. Il est gris brunâtre ou gris pâle en surface altérée, et gris moyen en cassure fraîche. Il contient jusqu'à 30 % de quartz, 15 % de biotite et 5 % de grenat. Les principaux minéraux accessoires sont l'épidote, la chlorite, l'actinote, l'apatite et le zircon.

Le paragneiss migmatitisé est caractérisé par la présence de 5 % à 30 % de rubans de mobilisat. Le mobilisat se présente sous forme de veines ou rubans d'épaisseur millimétrique à centimétrique, subparallèles ou obliques à la foliation régionale, contenant de petits grenats, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Le grenat se concentre préférentiellement en bordure du mobilisat et peut former jusqu'à 15 % de son volume. Par endroits, l'injection du mobilisat parallèlement aux plans de la foliation génère un rubanement migmatitique caractérisé par une alternance de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat tonalitique ou granitique à schlierens de biotite avec des rubans de métasédiments granoblastiques à hornblende et biotite. Les niveaux de paragneiss fusionnés sont formés de leucosome à grenat + orthopyroxène ± cordiérite ± hornblende et de mélanosome à hornblende + biotite ± clinopyroxène. Le grenat est localement coronitique ou baigne dans des poches de leucosome. Le faciès métamorphique de l'ensemble de la Ceinture de Griault a ainsi atteint le faciès des granulites qui a culminé avec la fusion partielle du protolithe.

L'unité *Agri2* renferme également 5 % de bandes décimétriques d'amphibolite contenant des veinules et des poches de mobilisat granitique, et 5 % à 10 % de lamines et de niveaux plissés (1 à 60 cm) de formations de fer au faciès des oxydes (Simard et Lafrance, 2011).

### *Ceinture de Pie (Apie)*

La Ceinture de Pie est une nouvelle unité introduite simultanément dans notre région (carte 33G16, hors texte), et la partie sud-est de la région du lac Kinglet (Simard et Lafrance, 2011), pour décrire une ceinture de roches volcano-sédimentaires de plus de 15 km de longueur sur 2 à 6 km de largeur. Ces roches montrent un faciès métamorphique variant des schistes verts à celui des amphibolites inférieurs. La Ceinture de Pie s'est mise en place avant 2746 Ma, puisqu'elle est en contact intrusif avec l'Intrusion de Moly dont la phase tonalitique a été datée à 2745,8 ± 0,8 Ma (Chapon *et al.*, 2010; Chapon, 2011). La séquence a été divisée en quatre unités : 1) une unité de basalte amphibolitisé (*Apie1*); 2) une unité de tuf felsique et de tuf intermédiaire (*Apie2*); 3) une unité de wacke feldspathique (*Apie3*); et 4) une unité de formations de fer (*Apie4*).

L'unité de basalte amphibolitisé (*Apie1*) occupe 80 % de la Ceinture de Pie. Cette unité est traversée par un axe d'anticlinal NW-SE déversé vers le nord-est et suggérant que cette unité représente la base de la séquence stratigraphique. Le basalte amphibolitisé est généralement massif, finement à moyennement grenu, folié, de couleur gris verdâtre en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Par endroits, il contient de 5 % à 10 % de phénocristaux de plagioclase. Localement, on observe des coussins aplatis et des brèches formées de fragments de coussins allongés pouvant atteindre 1 m de longueur. Des bordures hyaloclastiques sont également observées en bordure de laves cousinées ou de coulées basaltiques massives. En lame mince, le basalte amphibolitisé se compose de hornblende (50 %), de plagioclase séricitisé (35 %), de quartz, de chlorite et de sulfures. Au nord de notre région, l'unité *Apie1* renferme des niveaux décimétriques de roches pyroclastiques similaires aux roches de l'unité *Apie2*, ainsi que de quelques niveaux métriques de dacite à cummingtonite (25 %) et biotite (4 %; Simard et Lafrance, 2011).

L'unité *Apie2* est constituée de tuf à lapillis et de tuf à cendres, de composition felsique et intermédiaire, gris blanchâtre en surface altérée et grisâtre à gris foncé en cassure fraîche. Les lapillis sont de composition mafique (hornblende + biotite) ou felsique (plagioclase altéré (séricite + épidote) + quartz ± hornblende) et représentent 5 % à 30 % de la roche. Leur taille varie de 2 à 15 mm. Certains niveaux du tuf à lapillis contiennent de 8 % à 20 % de phénocristaux de feldspath et 5 % de cristaux arrondis de quartz. La matrice, finement grenue et granoblastique, est formée de plagioclase séricitisé, de hornblende et de quartz. De fortes altérations en carbonates et en épidote sont localement observées. Les minéraux accessoires identifiés dans la matrice sont le zircon, l'apatite et la pyrite.

Des tufs à blocs et à lapillis, de composition intermédiaire, ont été observés au sud-est de l'Intrusion de Moly, au bord du lac Tilly, et assignés à l'unité *Apie2* (carte 33G16, hors-texte). La roche est formée de fragments felsiques et mafiques, déformés et étirés, de 1 à 55 cm de longueur, flottant dans

une matrice de composition intermédiaire fortement altérée en chlorite et en séricite. Le litage primaire et les structures de granoclassement sont encore bien préservés et suggèrent une polarité vers le nord-ouest (Chapon, 2011; Chapon *et al.*, 2010).

L'unité de wacke feldspathique (*Apie3*) s'est déposée en concordance sur les volcanoclastites de l'unité *Apie2* et est coupée, vers le sud-est par l'Intrusion de Moly. Le wacke est finement grenu, pauvre en biotite (<10 %), gris foncé en surface altérée et gris-beige en cassure fraîche. Il montre par endroits des grains de plagioclase (<10 %) et de feldspath potassique (<5 %) pouvant atteindre 5 mm. La roche est fortement recristallisée et les structures primaires sont rarement préservées.

L'unité de formations de fer (*Apie4*) forme un niveau d'épaisseur hectométrique pouvant être suivi sur une dizaine de kilomètres le long de la bordure nord-est de la Ceinture de Pie. L'unité affleure peu mais peut être suivie sur les cartes aéromagnétiques grâce à sa forte susceptibilité magnétique. Il s'agit d'une formation de fer rubanée au faciès des oxydes ± sulfures (pyrite et arsénopyrite) caractérisée par des alternances de rubans d'épaisseur millimétrique à centimétrique de magnétite massive, de wacke et de chert. Des niveaux métriques de wacke feldspathique sont communément interlités avec la formation de fer. Plus au nord, Simard et Lafrance (2011) notent la présence de formations de fer au faciès des silicates à hornblende verte + grunérite + quartz ± sulfures et par endroits, à quartz + clinopyroxène ± orthopyroxène.

## Unités intrusives

### *Intrusion de Moly (Amol, nouvelle unité)*

L'Intrusion de Moly couvre une superficie importante dans la partie nord-est de la région (carte 33G16; hors-texte). Nous introduisons cette nouvelle unité pour décrire une suite de roches intrusives encaissant un vaste système de minéralisations en Mo-Cu ± Au de type porphyrique (voir section « Géologie économique ») identifié à l'ouest du lac Tilly (Desbiens, 1998; Desbiens, 2001; Chapon *et al.*, 2010; Chapon, 2011). L'Intrusion de Moly s'étend au nord de la région jusqu'à la limite du Domaine de Bienville (Simard et Lafrance, 2011), et au sud jusqu'à la Faille de la Grande Rivière. À l'ouest, elle coupe toutes les phases intrusives du Complexe de Langelier, tandis qu'à l'est, elle s'injecte dans la séquence volcano-sédimentaire de la Ceinture de Pie. Une datation U-Pb effectuée sur une tonalite assignée à l'unité *Amol1* (voir plus bas) a donné un âge de  $2745,8 \pm 0,8$  Ma (Chapon, 2011; Chapon *et al.*, 2010), ce qui implique que la Ceinture de Pie et le Complexe de Langelier sont plus vieux que 2746 Ma.

L'Intrusion de Moly comprend quatre unités : une unité tonalitique (*Amol1*); une unité granodioritique (*Amol2*); une unité de diorite quartzifère (*Amol3*) et une unité de brèche hydrothermale (*Amol4*).

L'unité tonalitique *Amol1* représente plus de 80 % de l'intrusion et a été décrite par Chapon *et al.* (2010) sous le nom informel de granitoïde de Tilly. Nous proposons d'abandonner ce nom puisqu'il entraîne des confusions avec la Pegmatite de Tilly, un lithodème introduit par Labbé et Bélanger (1998) pour décrire les intrusions tarditectoniques de pegmatite dans la région de Thier (SNRC 33H/09).

La tonalite de l'unité *Amol1* est homogène, moyennement grenue, massive à faiblement foliée, de couleur blanc grisâtre en surface altérée et gris blanchâtre à gris-verdâtre en cassure fraîche. Elle contient 30 % à 40 % de quartz, 50 % à 70 % de plagioclase, 1 % à 10 % de feldspath potassique, 3 % à 15 % de biotite et 1 % à 5 % de hornblende. Elle est par endroits porphyrique à phénocristaux de quartz arrondis (20 %) et de plagioclase (5 %) baignant dans une matrice chloritisée de couleur verdâtre. En affleurement, la roche ne semble pas montrer de variation de composition. Les colorations au cobaltinitrite de sodium ont toutefois révélé des variations relativement importantes du contenu en feldspath potassique (0 % à 20 %). Ces variations sont probablement causées par l'altération potassique qui se caractérise par la formation de feldspath potassique secondaire et de biotite hydrothermale. La roche montre aussi une forte hématitisation, ce qui rend également difficile son identification en affleurement. L'unité *Amol1* comprend également de nombreux dykes porphyriques décimétriques à métriques (50 cm à 2 m) à phénocristaux de quartz-feldspath ou de feldspath. Les bordures de ces dykes sont finement grenues à cause du refroidissement rapide au contact avec l'encaissant tonalitique, tandis que le centre est moyennement grenu. Les dykes à phénocristaux de quartz-feldspath sont composés de 15 % à 20 % de phénocristaux de quartz sub-arrondis de 3 à 5 mm de diamètre, et de 5 % à 15 % de phénocristaux de plagioclase, dans une matrice quartzo-feldspathique finement grenue très pauvre en minéraux mafiques (1 %). Les dykes à phénocristaux de feldspath sont plus rares. Ils contiennent de 15 % à 30 % de phénocristaux de feldspath (3 à 5 mm de diamètre) dans une matrice aphanitique quartzo-feldspathique finement grenue. L'un de ces dykes a été daté à  $2740,3 \pm 0,8$  Ma (Chapon, 2011; Chapon *et al.*, 2010).

L'unité granodioritique *Amol2* forme des masses kilométriques plus tardives qui s'injectent dans l'unité tonalitique *Amol1*. La zone de contact entre ces unités est marquée par la présence d'une forte concentration de dykes mafiques et de brèches magmatiques (Chapon *et al.*, 2010; Chapon, 2011). Sur la propriété Tilly de Ressources Sirios, la granodiorite de l'unité *Amol2* correspond à une anomalie positive en potassium révélée par un levé radiométrique, sans toutefois montrer d'altération associée au système porphyrique (Chapon, 2008). Elle a été décrite sous le nom informel de Granodiorite de Romane (Chapon *et al.*, 2010) ou de Granodiorite rose (Chapon, 2011). Cependant, les données disponibles montrent que la granodiorite fait partie intégrante de l'Intrusion de Moly et qu'elle en constitue l'unité la plus jeune. Elle contient par endroits des enclaves tonalitiques de l'unité *Amol1*. Une datation U-Pb



d'un échantillon de l'unité *Amol2* a donné un âge de 2710,2 ± 4,3/-2,6 Ma (Chapon *et al.*, 2010; Chapon, 2011). Contrairement à la tonalite (*Amol1*), cette unité ne contient pas de brèche hydrothermale et n'est pas recoupée par des veines de quartz-molybdène. Elle est homogène, moyennement à grossièrement grenue, massive à localement faiblement foliée, de couleur distinctive rose bonbon en surface altérée et rosâtre en cassure fraîche. Elle possède un contenu relativement faible en biotite (3 % à 10 %) et en quartz (20 % à 35 %), et contient 10 % à 25 % de phénocristaux de feldspath potassique. On note également la présence de 3 % à 5 % d'enclaves mafiques amphibolitisées. Comme la tonalite de l'unité *Amol1*, la granodiorite est hématitisée à des degrés divers, de façon diffuse et localement sous la forme de veines.

L'unité de diorite quartzifère (*Amol3*) a été cartographiée par Chapon *et al.* (2010) au nord de la propriété Tilly (carte 33G16, hors-texte), à l'est du lac Tilly. Elle correspond au secteur de l'Intrusion de Moly dont la susceptibilité magnétique est la plus élevée (Dubois et Cheman, 2008). Elle s'injecte dans l'intrusion de Moly, en direction E-W, sur 5 km de longueur et 1 à 2,5 km de largeur. Ces auteurs la décrivent comme une roche massive, moyennement à finement grenue, composée de 55 % à 60 % de plagioclase, 30 % de minéraux mafiques (dominés par l'amphibole) et de 15 % de quartz.

La brèche hydrothermale (unité *Amol4*) est observée uniquement au sein de l'unité tonalitique *Amol1*. Elle se présente sous la forme de zones allongées de direction E-W, généralement discontinues, de taille décamétrique à kilométrique. La plus importante mesure 2 km de longueur sur 100 à 300 m de largeur. La brèche hydrothermale est généralement monogénique à fragments de tonalite et localement polygénique à fragments de tonalite, de diorite, de porphyres à quartz et à quartz-feldspath. Les fragments généralement anguleux, localement subarrondis, se trouvent dans une matrice de quartz blanc (ciment hydrothermal). La matrice forme de 5 % à 50 % de la brèche. La taille des fragments varie de centimétrique à décamétrique. Les textures de brèche *in situ* montrant des fragments qui s'emboîtent les uns dans les autres suggèrent une fracturation hydraulique de l'encaissant tonalitique par les fluides hydrothermaux. Par contre, la présence des brèches polygéniques suggère l'existence d'une phase hydrothermale tardive, qui aurait remanié des horizons constitués à l'origine de brèche magmatique monogénique. Cette hypothèse est également appuyée par la présence de porphyres à quartz et feldspath, à la fois sous forme de fragments anguleux dans l'unité de brèche hydrothermale et de dykes dans la tonalite de l'unité *Amol1*.

### **Suite de Bezier (*Abez*)**

Le lithodème Pluton de Bezier a été introduit par Goutier *et al.* (2001b) dans la région de la colline Bezier (SNRC 33G12) pour décrire un ensemble intrusif de composition granodioritique à monzodioritique quartzifère et daté à

2674 ± 12 Ma (St. Seymour *et al.*, 1989). Des roches assignées à ce même lithodème ont été également cartographiées à l'ouest immédiat de notre région par Bandyayera *et al.*, (2011). Nous suggérons de modifier le nom de « Pluton de Bezier » par celui de « Suite de Bezier » puisque cet ensemble regroupe plusieurs plutons de composition similaire. Dans notre secteur, la Suite de Bezier comprend deux intrusions reconnues à l'ouest et au sud-est du feuillet 33G09 (carte hors-texte). Elles sont bien visibles sur les cartes aéromagnétiques car leurs limites coïncident avec des anomalies magnétiques positives. Ces intrusions sont constituées principalement de monzodiorite quartzifère porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique et, localement, de granodiorite. La monzodiorite quartzifère est moyennement à grossièrement grenue, massive à légèrement foliée, magnétique, avec une couleur grisâtre en surface altérée et gris verdâtre à rosée en cassure fraîche. Elle est caractérisée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique (10 % à 20 %) localement zonés, dont la taille varie entre 0,5 cm et 3 cm. Ces phénocristaux englobent souvent des inclusions d'amphibole et de biotite chloritisée. La roche contient 25 % à 50 % de minéraux mafiques dont la hornblende, la biotite, la chlorite et l'épidote. La Suite de Bezier renferme également jusqu'à 5 % d'enclaves métriques d'amphibolite finement grenue et foliée, et 3 % de fragments centimétriques anguleux à subanguleux, de composition mafique à intermédiaire.

### **Pluton de Fontay (*Afnt*, nouvelle unité)**

Le Pluton de Fontay (*Afnt*) est une nouvelle unité lithodémique que nous introduisons pour décrire un ensemble intrusif localisé à la limite centre-est de la région et couvrant une superficie de plus de 350 km<sup>2</sup> (cartes 33G09 et 33G16, hors-textes). Le pluton est formé de granodiorite, de granite à biotite et de tonalite à biotite et hornblende. La granodiorite et le granite forment plus de 80 % de l'intrusion. La granodiorite est moyennement grenue, massive à faiblement foliée, homogène, légèrement magnétique par endroits. Sa couleur en surface altérée varie de blanc rosé à gris blanchâtre. Elle contient des enclaves métriques d'amphibolite, de gneiss tonalitique, de gneiss dioritique, de tonalite à biotite foliée et diorite quartzifère foliée. Le granite à biotite est grossièrement grenue à pegmatitique, homogène, hétérogranulaire, magnétique par endroits, de couleur rose à blanc rosé en surface altérée et rosâtre en cassure fraîche. La roche est généralement hématitisée et contient 1 % à 5 % de grenat, 1 % à 5 % de biotite et 1 % à 2 % de magnétite. Les relations de recoupement entre la granodiorite et le granite n'ont pas été observées. On note également au sein de cette unité une enclave de gneiss tonalitique de 5 km de longueur sur 2,5 km de largeur appartenant à l'unité de tonalite gneissique *Alg11*, et une bande d'amphibolite de 6 km de longueur et 2 km de largeur.

Le Pluton de Fontay comprend localement des intrusions métriques à décamétriques de tonalite à biotite et à

hornblende. La tonalite est moyennement grenue, hétérogène, massive à foliée, localement magnétique, de couleur gris blanchâtre en surface altérée et grisâtre en cassure fraîche. Les concentrations en biotite et en hornblende varient de 10 % à 20 %. La tonalite à biotite et à hornblende contient de 3 % à 5 % d'enclaves de diorite foliée.

### **Granite du Vieux Comptoir (Avcr)**

Le Granite du Vieux Comptoir (Avcr) a été introduit par Goutier *et al.* (2000) pour décrire des intrusions de granite pegmatitique à feldspath alcalin ou à biotite, de couleur blanc rosé ou rose bonbon. Une datation d'un échantillon de granite à tourmaline dans le secteur du lac du Vieux Comptoir (SNRC 33C14) a donné un âge de  $2618 \pm 2$  Ma (Goutier *et al.*, 2000). Dans le secteur cartographié, le Granite du Vieux Comptoir correspond à des intrusions de pegmatite granitique, décimétriques à kilométriques, injectées dans toutes les unités archéennes. Dans la plupart des cas, ces pegmatites ne peuvent pas être représentées sur les cartes hors-texte, à l'échelle du 1/50 000. Elles forment généralement des reliefs positifs et leur extension est facilement interprétée à partir des photos aériennes et des cartes topographiques. Dans les séquences volcano-sédimentaires, ces intrusions pegmatitiques s'injectent parallèlement à la schistosité régionale. Il s'agit de pegmatite blanche à tourmaline (2 à 5 %) + muscovite (5 à 10 %) + grenat (1 à 5 %). La tourmaline et la muscovite sont souvent de taille centimétrique (jusqu'à 5 cm). Les minéraux mafiques, comme la biotite ou la hornblende, sont rares. La roche contient de 2 % à 5 % d'enclaves d'amphibolite, dont la taille varie de quelques mètres à des centaines de mètres. Localement, la pegmatite blanche présente un rubanement magmatique caractérisé par une alternance de bandes pegmatitiques et de bandes grossièrement à moyennement grenues.

Les pegmatites injectées dans les tonalites du Complexe de Langelier se distinguent de celles présentes dans les séquences volcano-sédimentaires par leur couleur rose. Il s'agit de pegmatites à biotite  $\pm$  hornblende  $\pm$  magnétite, généralement hématitisées. Le grenat et la tourmaline sont absents ou en traces. Elles contiennent jusqu'à 5 % d'enclaves métriques de gneiss tonalitique, de tonalite à biotite-hornblende-magnétite et de paragneiss à grenat.

### **Unités lithologiques archéennes**

#### **Intrusions ultramafiques (I4a)**

Des intrusions ultramafiques sont observées au sein des basaltes du Groupe de Guyer et de la Formation de Mintisch. Elles ont été assignées à l'unité lithologique informelle I4a (cartes hors-texte). Leur taille varie de 100 à 500 m de largeur et de 500 m à 3 km de longueur. Sur les cartes aéromagnétiques, ces intrusions correspondent à des anomalies magnétiques positives comparables à celles associées aux unités de formations de fer. Certaines intru-

sions sont concordantes aux laves basaltiques encaissantes et sont interprétées comme des filons-couches synvolcaniques, tandis que d'autres coupent clairement la séquence basaltique. La roche montre une patine caractéristique brun orangé, une croûte d'altération molle de 0,2 à 1 cm d'épaisseur et une cassure fraîche vert foncé à noire.

Au sud du lac Magin (carte 33G09, hors-texte), au sein des basaltes du Groupe de Guyer, on trouve des filons-couches ultramafiques d'extension kilométrique orientés E-W. Ces intrusions montrent un litage magmatique caractérisé par l'alternance de lits de péridotite, de pyroxénite et de gabbro. La base des lits d'épaisseur métrique de péridotite est formée de rubans décimétriques de cumulats à pseudomorphes d'olivine et d'orthopyroxène + magnétite. La plus importante de ces intrusions, située au sud-est du feuillet 33G09, forme une crête qui s'étend sur 2 km de longueur et 300 m de largeur. Elle est formée, du nord vers le sud, de niveaux de péridotite, suivis de pyroxénite et de gabbro. La péridotite est très magnétique et présente un réseau très serré de veines de serpentine + talc constituant plus de 60 % de la roche. Le granoclassement des cristaux dans les niveaux de péridotite litée indique un sommet stratigraphique vers le sud ce qui contraste avec les polarités vers le nord observées dans ce secteur dans la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer.

Dans la partie nord-ouest de la région (carte 33G15, hors-texte), des filons-couches ultramafiques sont intercalés dans les basaltes de la Formation de Mintisch. Ces roches sont finement grenues, massives à faiblement foliées et renferment de la magnétite disséminée (10 %). Par endroits, on observe des fractures de refroidissement organisées selon des motifs losangiques ou formant des joints polygonaux. Ces fractures en relief négatif renferment de la serpentine, du talc, de la trémolite et de la magnétite.

Au sud de l'indice « Ouf », dans la partie nord du réservoir La Grande 3, une intrusion ultramafique litée assignée à l'unité I4a coupe les roches volcaniques felsiques de la Formation de Mintisch (unité Amnt2). Les niveaux de cumulats sont parcourus par des veines de serpentine+talc+carbonates d'épaisseur millimétrique à centimétrique.

#### **Diorite et diorite quartzifère (I2Ja), brèche intrusive à matrice dioritique (I2Jb)**

Dans la partie centre-est du feuillet 33G15, on observe une unité de diorite et de diorite quartzifère (I2Ja), et une unité de brèche intrusive à matrice dioritique (I2Jb). L'unité I2Ja couvre une superficie d'environ 8 km x 2,5 km. La roche est homogène, moyennement grenue, massive à faiblement foliée, gris blanchâtre en surface altérée et gris foncé en cassure fraîche. Par endroits, elle contient jusqu'à 5 % de phénocristaux de plagioclase et 40 % de hornblende. Elle renferme également de petites enclaves d'amphibolite, anguleuses à subarrondies, de taille centimétrique (jusqu'à 30 cm de diamètre).

L'unité *I2Jb* est localisée au contact de la Formation de Mintisch et est séparée de l'unité *I2Ja* par une zone de cisaillement orientée N-S. Elle constitue l'unité encaissante de plusieurs indices minéralisés en Cu-Ag ± Zn-Pb (voir section « Géologie économique »). L'unité *I2Jb* s'étend sur une longueur de 5 km et une largeur de 1 km. Elle est interprétée comme étant une brèche de bordure d'intrusion associée à l'unité *I2Ja*. La matrice de cette brèche est de composition essentiellement dioritique. Localement, la matrice est formée de diorite quartzifère ou de matériel finement grenu de composition felsique. D'ouest en est, on observe la transition entre une brèche monogénique à fragments de diorite, une brèche polygénique à fragments jointifs et une brèche polygénique à fragments flottants dans une matrice dioritique. Les brèches intrusives polygéniques se composent de fragments anguleux à subarrondis de diorite massive ou foliée, de diorite massive à phénocristaux de plagioclase, de diorite quartzifère, de monzonite riche en feldspath potassique, de lamprophyre, de roches ultramafiques, d'amphibolite, de wacke à biotite et grenat, de formation de fer, de marbre et de sulfures (pyrite, pyrrotite, chalcopyrite). Les fragments forment de 10 % à 80 % de l'unité *I2Jb* et sont grossièrement orientés N-S parallèlement à l'orientation générale de l'unité. La majorité des fragments (70 %) ont un diamètre de 10 à 30 cm. Toutefois, des fragments de formation de fer de plus de 10 m de longueur par 2 m de largeur sont localement rencontrés. Il s'agit de formation de fer rubanée au faciès des oxydes présentant une alternance de bandes centimétriques de magnétite massive avec des bandes riches en grunérite et en chert. L'unité *I2Jb* contient également des bandes d'amphibolite non bréchifiée, de 2 à 10 m d'épaisseur, traversées par des stockwerks de veinules riches en feldspath potassique, en épidote et en hématite. Localement, on note des niveaux d'épaisseur métrique (jusqu'à 5 m) constitués de bandes ou de lits de marbre rougeâtre à rosâtre, de lits de marbre blanc et de minces interlits de siltstone. Les bandes de marbre contiennent de 1 % à 5 % de diopside et de grenat.

#### ***Brèche intrusive à fragments de tonalite, de diorite, de roches mafiques et ultramafiques (I2a)***

L'unité *I2a* affleure en bordure du réservoir La Grande 3, dans la partie nord-est du feuillet 33G15 (carte hors-texte). Elle s'étend sur 8 km de longueur et 1 à 3,5 km de largeur. Elle est constituée de brèche intrusive polygénique, très hétérogène, contenant entre 10 % et 90 % de fragments flottants ou jointifs. La composition, le pourcentage, la dimension et la forme des fragments varient d'un affleurement à l'autre. La majorité d'entre eux mesurent de 1 à 40 cm de largeur et de 5 à 80 cm de longueur. Ils sont anguleux à arrondis et ne montrent pas d'orientation particulière. Les fragments se composent de diorite porphyrique à phénocristaux de plagioclase, de monzodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique, de diorite finement grenue, d'amphibolite, de tonalite massive, de

tonalite à phénocristaux de plagioclase, de tonalite foliée, de tonalite gneissique ou rubanée et plus rarement, de roches ultramafiques. Plusieurs fragments montrent des couronnes réactionnelles métasomatiques, d'un millimètre à un centimètre d'épaisseur. La matrice de la brèche est généralement de composition intermédiaire. Par endroits, elle varie de tonalitique à dioritique ou monzodioritique. Il arrive souvent que la matrice de la brèche soit à son tour bréchifiée par une ou plusieurs autres injections magmatiques, de composition dioritique ou tonalitique (bréchification multiphasée). À proximité des zones de déformation ou de cisaillement, les fragments sont étirés, aplatis et réalignés parallèlement à la fabrique régionale. La présence de fragments foliés dans la brèche intrusive suggère également l'existence d'une phase de déformation précoce, précédant la phase de bréchification, puisque l'orientation de la foliation dans ces fragments est aléatoire et diffère de la foliation régionale.

#### ***Syénite à feldspath alcalin (I2B)***

Une intrusion de syénite à feldspath alcalin de 4 km x 1,5 km a été identifiée au nord-est du feuillet 33G16 (carte hors-texte), au nord du lac Tilly. L'intrusion est bien visible sur les cartes aéromagnétiques en raison de sa forte susceptibilité magnétique. La roche est moyennement à grossièrement grenue, homogène, massive à faiblement foliée, de couleur rose verdâtre en surface altérée et rose rougeâtre à gris rosâtre en cassure fraîche. L'analyse pétrographique montre que la syénite est composée de 75 % de feldspath potassique, de 15 % à 30 % de minéraux mafiques (hornblende avec ou sans biotite), de 1 % à 5 % de plagioclase et de 2 % à 5 % de magnétite. Les feldspaths potassiques sont généralement automorphes à subautomorphes, rectangulaires et équigranulaires, et leur taille atteint 1 cm sur l'axe le plus long. Les minéraux mafiques et la magnétite sont interstitiels. Par endroits, la roche est fortement hématitisée.

## **Protérozoïque**

#### ***Dykes de diabase (Pmib, Pesp et Psen)***

Plusieurs dykes de gabbro, communément appelés diabase, coupent les unités archéennes de la région (cartes hors-texte). Ils sont bien visibles sur les cartes aéromagnétiques en raison de leur forte susceptibilité magnétique. Les dykes orientés NW-SE à NNW-SSE sont assignés à l'Essaim de Mistassini (*Pmib*) dont l'âge est estimé à 2515 ± 3 Ma (Néoarchéen tardif; Hamilton, 2009) ou aux Dykes du Lac Esprit (*Pesp*; 2069 ± 1 Ma; Hamilton *et al.*, 2001). Mentionnons que ces deux unités se distinguent essentiellement à partir de leur particularité lithogéochimique (voir plus bas). Les dykes orientés NE-SW sont assignés aux Dykes de Senneterre (*Psen*) dont l'âge est estimé 2216 +8/-4 Ma (Buchan *et al.*, 1993). Tous ces dykes ne sont pas déformés et coupent le grain structural à angle fort.

L'Essaim de Mistassini compte 3 importants dykes qui traversent le secteur cartographié du nord au sud sur une distance de plus de 60 km. Leur épaisseur varie d'une dizaine de mètres à 100 mètres. Ils se composent de roche mafique massive, équi-granulaire, de couleur gris brunâtre en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. Leur portion centrale est moyennement grenue, ophitique à subophitique, et contient jusqu'à 3 % de porphyres de plagioclase tandis que leur bordure est aphanitique et à cassure conchoïdale. Ces intrusions sont parcourues par plusieurs fractures d'orientations diverses. En lames minces, on observe des pyroxènes altérés, du plagioclase saussuritisé, de l'apatite, du rutile et localement du quartz. Les analyses géochimiques de 10 échantillons indiquent que ces dykes se composent de norite et de gabbro, d'affinité magmatique calco-alcaline à transitionnelle. Ils se distinguent nettement des autres essaims de dykes protérozoïques par des concentrations élevées en  $TiO_2$  (2 à 3,4 %), en  $P_2O_5$  (0,34 à 0,97 %), et par de faibles valeurs en MgO (3,5 à 5 %) et en Cr (24 à 42 ppm).

L'essai des Dykes du Lac Esprit comprend 3 dykes discontinus, orientés NNW-SSE qui affleurent au milieu du feuillet 33G09 (carte hors-texte). Leur extension, plus au nord, dans le feuillet 33G16 a été tracée grâce aux cartes aéromagnétiques et aux photos aériennes. Leur épaisseur varie de quelques mètres à 80 mètres. Ils sont massifs, moyennement grenus au centre et finement grenus en bordure. La roche est gris brunâtre en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Par endroits, les dykes montrent un litage magmatique, consistant en une alternance de lits centimétriques, leucocrates, riches en plagioclase et non-magnétiques, avec des lits mélanocrates et magnétiques. La roche contient souvent jusqu'à 3 % de sulfures (pyrite + pyrrothite) disséminés et 1 % de magnétite. En lames minces, on observe des pyroxènes partiellement ouralitisés, du plagioclase saussuritisé, de la magnétite, de la pyrite disséminée et de l'apatite en traces. Les analyses géochimiques de 13 échantillons indiquent que ces dykes sont formés exclusivement de gabbro, d'affinité magmatique transitionnelle à occasionnellement tholéitique. Leur composition chimique (MgO = 5,6 à 8 %;  $TiO_2$  = 1,4 à 1,7 %; Cr = 80 à 154 ppm;  $P_2O_5$  = 0,2 à 0,3 %) est intermédiaire entre celle des Dykes de Senneterre et celle de l'Essaim de Mistassini.

Les Dykes de Senneterre sont présents dans le sud-est du feuillet 33G09 et le nord-ouest du feuillet 33G15. Leur épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ils sont massifs, fortement magnétiques, brunâtres ou beige orangé en surface altérée, et vert foncé à gris bleuâtre en cassure fraîche. Leur bordure est finement grenue ou aphanitique et leur partie centrale équi-granulaire, ophitique à subophitique. En lames minces, ces roches sont composées de plagioclase saussuritisé, d'orthopyroxène et de clinopyroxène primaires légèrement altérés en chlorite, de magnétite et localement d'apatite. Elles contiennent communément des traces de pyrite disséminée. Les analyses chimiques (5 échantillons) montrent que ces dykes sont

formés de gabbro et de gabbro, d'affinité nettement calco-alcaline et plus rarement transitionnelle. Ils sont également caractérisés par des concentrations élevées en MgO et en Cr, et très faibles en  $P_2O_5$  (MgO = 5 à 9 %;  $TiO_2$  = 0,8 à 2 %; Cr = 70 à 525 ppm;  $P_2O_5$  = 0,07 à 0,20 %).

### Formation de Sakami (Psa)

La Formation de Sakami est composée de roches sédimentaires clastiques d'âge paléoprotérozoïque qui combrent des bassins localisés le long de la rivière La Grande (Eade, 1966; Fouques et Schumacher, 1979; Portella, 1980; Gauthier *et al.*, 1997). Ces bassins sont généralement associés à des demi-grabens et des grabens bordés par des failles fragiles ENE-WSW, WNW-ESE et NE-SW. Une discordance est observée au contact de la Formation de Sakami et les roches plutoniques sous-jacentes (Eade, 1966; Sharma, 1975; Portella, 1980).

À l'échelle régionale, le Sakami a été divisé en 3 unités : 1) l'unité basale (Psa1) représentée par des niveaux de mudstone-siltstone, de grès et de calcaire finement lités; 2) l'unité médiane (Psa2) constituée de grès, de conglomérat et d'arénite quartzifère; et 3) l'unité supérieure (Psa3) composée de conglomérat polygénique, de grès grossier, de grès et de siltstone calcareux.

Dans le secteur cartographié, la Formation de Sakami a été rencontrée à la limite centre-est du feuillet 33G16, à l'ouest du lac Tilly, ainsi que dans la partie centrale et à la limite ouest de 33G15 (cartes hors-textes). Elle est représentée par l'unité basale (Psa1) et l'unité médiane (Psa2). À l'ouest du lac Tilly, le Sakami repose en discordance sur les volcanoclastites de la Ceinture de Pie et sur l'Intrusion de Moly. Ce secteur correspond à une partie du bassin du lac Tilly dont la superficie est estimée à 80 km<sup>2</sup> (Portella, 1980). Il est interprété comme un bassin en transtension bordé par un réseau de failles normales ENE – WSW comprenant la faille de la Grande Rivière, au sud (carte 33G16, hors-texte).

La description de l'unité Psa1 provient des observations de Portella (1980). Cette unité comprend des alternances de lits verts et rouges, de mudstone et de siltstone, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, dans lesquels sont localement intercalés des bancs de conglomérat de 0,5 à 0,8 m d'épaisseur, de couleur rouge, à galets de quartz et de granitoïdes, et à matrice argileuse. Les lits de mudstone montrent souvent des structures sédimentaires primaires comme des lamines convolutées. Au sommet de l'unité Psa1, on trouve un niveau de grès gris blanchâtre, granoclassé, avec des passées conglomératiques et des interlits de mudstone rouge-vin.

Dans le secteur du lac Tilly, l'unité médiane (Psa2) forme une épaisse séquence monoclinale orientée N-S avec un faible pendage vers l'est (de 15 à 25°). Elle est constituée d'arénite quartzifère litée et caractérisée par des laminations entrecroisées, montrant une polarité normale vers l'est (Portella, 1980; Chapon, 2011). La couleur des lits alterne du blanc au rose et deviennent généralement rose vers le sommet de l'unité. Ils sont d'épaisseur décimétrique à

métrique. L'unité Psa2 contient localement des lentilles de conglomérats polygéniques, de couleur rouge à mauve, mal classés, à clastes anguleux, subarrondis ou arrondis de quartz blanc, de quartz sombre et de mudstone rouge compris dans une matrice d'arénite quartzitique beige ou rouge.

Dans la partie centrale et à la limite ouest du feuillet 33G15 (carte hors-texte), la Formation de Sakami correspond aux anciens bassins des lacs Elisabeth, Harry et Canard (Sharma, 1977; Portella, 1980). Ces lacs ne font plus partie de la toponymie québécoise. Sur les cartes topographiques, les lacs Elisabeth et Harry (au nord-ouest du feuillet 33G15) ont été respectivement remplacés par les lacs Mintischimnan et Ministikutaukw. Le lac Canard (au milieu du feuillet 33G15) est présentement méconnaissable, suite à l'aménagement du réservoir La Grande-3. La Formation de Sakami comble des grabens bordés par des failles WNW-SSE, au milieu de la Formation de Mintisch, ou entre l'unité mixte (Algl) du Langelier et les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Mintisch. Elle forme une séquence monoclinale orientée WNW avec un faible pendage vers le sud. Dans ce secteur, l'unité Psa2 se compose d'arénite quartzitique, en lits de 5 à 20 cm d'épaisseur et montrant souvent du granoclassement et des lamines entrecroisées. La couleur des lits varie du blanc au rouge. Certaines zones sont de couleur rose, jaunâtre, orangé, beige pâle ou violacée. L'arénite est constituée de grains de quartz arrondis (jusqu'à 90 % de la roche totale), bien triés, mesurant jusqu'à 3 mm de diamètre. La matrice est siliceuse et à grain fin. Par endroits, on trouve des séquences montrant à la base des niveaux de conglomérats à granules, cailloux et galets de quartz, et au sommet, des lits d'arénite quartzitique à grain fin, exhibant des lamines obliques et entrecroisées.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

### Éléments structuraux

Les éléments structuraux (S1, S2, S3, G1, G2, L1, L2, M1, M2, etc.) définis dans ce rapport sont basés sur les relations de recoupement observées en affleurement. Leur symbolique, sur les cartes hors-texte, est celle de Sharma (1996). La schistosité principale a été désignée par S2, la gneissosité principale par G2, la foliation principale dans les roches intrusives par L2 et le rubanement migmatitique principal par M2. Dans les roches du Groupe de Guyer, le litage primaire n'a été observé que dans les basaltes coussinés. La schistosité principale régionale est marquée par l'alignement des cristaux d'amphiboles et de micas qui définissent également les linéations minérales ou d'étirement. Dans les basaltes gloméroporphyriques du Guyer (*Agy1*), les cristaux aplatis et étirés de plagioclase sont également influencés par la schistosité et la linéation. Dans les conglomérats de la Formation de Magin (*Amag*), la linéation d'étirement est bien marquée par l'allongement des fragments. Dans

le Complexe de Langelier, la gneissosité est définie par l'alternance de bandes sombres (mélanocrates) et riches en minéraux mafiques (hornblende et biotite), avec des bandes claires riches en minéraux felsiques. La foliation L2 dans les intrusions felsiques à intermédiaires est associée à la déformation régionale; elle est marquée par l'alignement de la biotite ou de la hornblende. Les structures S3 et L3 sont généralement associées au clivage de plan axial et, localement, au clivage de crénulation. Les failles archéennes sont caractérisées par des zones de cisaillement ou de déformation de plusieurs mètres d'épaisseur, généralement repérables sur les cartes aéromagnétiques. Les plis régionaux ont été déduits et tracés à partir des variations d'orientation de la schistosité principale et du grain magnétique régional.

### Failles régionales

La région cartographiée est traversée par plusieurs failles régionales archéennes, néo-archéennes et protérozoïques (figures 3 et 5). Les failles archéennes correspondent à des zones de cisaillement bien définies qui délimitent des ensembles stratigraphiques distincts dans la partie sud de la région. Les failles néo-archéennes forment de vastes zones de déformation ENE qui traversent la partie nord de la région. Elles coupent l'ensemble des unités stratigraphiques et affectent les intrusions néo-archéennes. Les failles protérozoïques sont des fractures ou des failles cassantes correspondant à des linéaments topographiques et aéromagnétiques régionaux NW-SE à NNW-SSE, NE-SW et WNW-ESE (figures 2 et 5).

### Failles archéennes

Les principales failles archéennes de la région sont les failles Taïga, Pontois-nord et Pontois-sud (figures 2, 3 et 5; carte 33G09, hors-texte). Ces structures délimitent des unités lithostratigraphiques distinctes et sont associées à des discontinuités du gradient magnétique vertical (figures 2 et 3). La Faille Taïga marque la limite entre les gneiss tonalitiques du Complexe de Langelier et le pluton syntectonique de Fontay. Le long de son tracé, les roches sont fortement déformées, cisailées ou mylonitisées, et localement plissées. Les zones de mylonites sont caractérisées par de faibles pendages, tandis que les linéations montrent de faibles plongées. Les intrusions de granite et les veines de quartz retrouvées dans la Faille Taïga ont été plissées, boudinées et transposées. Des fragments de roches ou des porphyroblastes montrent par endroits des sigmoïdes suggérant un mouvement apparent dextre.

La Faille Pontois-sud se trouve au contact entre le Groupe de Guyer et la Formation de Magin, tandis que la Faille Pontois-nord marque la limite entre la Formation de Magin et les unités du Complexe de Langelier. Ces failles sont concordantes au grain structural régional et correspondent à des zones de cisaillement à mouvement inverse vers le nord. Elles sont caractérisées par des fabriques planaires à pendage

modéré vers le sud, un rubanement mylonitique, une linéation à pendage modérée vers le sud et la présence de veines de quartz boudinées et transposées le long de la foliation. Le long de ces failles, les fragments de conglomérats de la Formation de Magin sont fortement étirés suivant le pendage de la foliation régionale, avec des rapports atteignant 1 : 15. Les failles Pontois-nord et Pontois-sud sont injectées par des pegmatites blanches à tourmaline, localement déformées, sans doute associées à la mise en place du Granite du Vieux Comptoir (2618 ± 2 Ma; Goutier *et al.*, 2000).

### Failles néo-archéennes

Les failles régionales néo-archéennes sont sans contredit le système de failles le plus marquant de l'histoire géologique de la région étudiée. Les plus importantes sont les failles de la Grande Rivière, Tilly et Captel (figures 3 et 5). Ces failles ont été déduites, entre autres, d'une étude détaillée des linéaments magnétiques et topographiques du secteur situé à l'ouest du lac Tilly (Chapon, 2011). Ce sont des zones de déformation ENE de largeur décamétrique qui ont exercé un contrôle sur l'imposant réseau hydrographique de la région. Par exemple, la Faille de la Grande Rivière emprunte le tracé de La Grande Rivière dont le parcours initial est plus ou moins méconnaissable, suite à l'aménagement des barrages hydroélectriques au cours des années 1970 et 1980. Les failles néo-archéennes sont caractérisées par une faible susceptibilité magnétique (figure 2). Elles sont facilement repérables sur les photographies aériennes et les cartes topographiques et aéromagnétiques régionales (Portella, 1980; Chapon, 2011). Elles ont été cartographiées pour la première fois par Eade (1966) qui les interprète comme une série de failles en échelon s'étendant du lac Duncan au lac Tilly.

L'activité polyphasée (anté-, syn- et post-Sakami) du système de failles néo-archéennes a eu pour effet de remodeler le socle tonalitique et de contrôler la déposition des sédiments protérozoïques du Sakami. Ces failles sont disposées parallèlement à la direction générale du plissement archéen, et se connectent, par endroits, aux cisaillements archéens préexistants. Leur empreinte dans les roches archéennes est matérialisée par d'importantes zones mylonitisées, de broyage et de bréchification, fortement altérées en hématite et en épidote et partiellement érodées (Eade, 1966; Sharma, 1976). Ces failles sont interprétées comme des failles normales à pendage vers le nord (Eade, 1966; Gauthier, 1996). Les déplacements les plus récents le long de ces failles sont dextres et correspondent au déplacement apparent des dykes de gabbro protérozoïques.

La Faille de La Grande Rivière constitue la limite sud du corridor structural de Wemindji-Caniapiscau (Portella, 1980; Moorhead *et al.*, 1999; Moorhead *et al.*, 2000; Chapon, 2011). Elle a été interprétée comme une faille normale listrique profonde à pendage vers le nord (Hocq, 1994; Gauthier *et al.*, 1997; Chapon, 2011), au sud de laquelle Gauthier *et al.* (1997) observent un dôme structural au faciès des granulites. L'interprétation de nos données de terrain

et de données géophysiques récentes suggère également la présence d'un dôme structural entre la Faille Taïga et la Faille de la Grande Rivière.

### Failles protérozoïques

Les failles protérozoïques correspondent à des linéaments topographiques et aéromagnétiques régionaux NW-SE à NNW-SSE, NE-SW et WNW-ESE (figures 2 et 5). Les linéaments orientés NW-SE à NNW-SSE et NE-SW représentent des structures cassantes généralement associées à une forte susceptibilité magnétique, et dans lesquelles se sont mis en place les essaims de dykes de gabbro protérozoïques. Ces structures sont sécantes aux structures archéennes et résultent d'une phase d'extension tardi-archéenne ou protérozoïque. Les linéaments orientés WNW-ESE représentent des failles cassantes caractérisées par une faible susceptibilité magnétique. À la différence des autres familles de linéaments, ceux-ci sont relativement courts, discontinus et ne sont pas associés à la présence de dykes protérozoïques. Un mouvement dextre le long de ces failles peut être déduit à partir du déplacement des dykes protérozoïques, suggérant qu'elles forment les fractures les plus jeunes de la région.

### Domaines structuraux

L'ensemble de la région cartographiée a été remodelé en blocs structuraux par des failles archéennes et néo-archéennes. Le grain magnétique et l'agencement des fabriques planaires (foliation, schistosité, gneissosité) et linéaires (linéations minérales et d'étirement) permettent de regrouper ces blocs structuraux en 3 domaines principaux : le domaine nord, le domaine central et le domaine sud (figures 2 et 3 et 4).

#### Le domaine nord

Le domaine nord couvre les  $\frac{3}{4}$  des feuillets 33G15 et 33G16 (figure 2). À l'échelle régionale, ce domaine fait partie d'une vaste zone tectonique découpée par des failles ENE et délimitée au nord par la Faille de la Petite rivière de la Baleine (en dehors de la région d'étude), et au sud, par la Faille de La Grande Rivière (figure 3; Portella, 1980). Cette zone tectonique englobe le Couloir de déformation de Wemindji-Caniapiscau (Moorhead *et al.*, 1999) dans lequel se trouvent la plupart des lambeaux protérozoïques de la Formation de Sakami. Le domaine nord a été divisé en 3 sous-domaines (A, B et C; figures 2, 3 et 4). Le sous-domaine nord-A est compris entre les failles de La Grande Rivière et Tilly et possède un grain structural général orienté ESE-WNW. Dans sa partie ouest, un axe de synforme E-W à ENE-WSW est interprété (figure 3).

Le sous-domaine nord-A est également traversé, dans sa partie centrale, par le sous-domaine nord-A1, orienté N-S et bordé par des zones de cisaillements anciens subverticales (figure 4). Ce sous-domaine se caractérise par des foliations

orientées N-S à NNE avec des pendages modérés à abrupts vers l'ouest (figures 3 et 4).

Le sous-domaine nord-B est compris entre les failles Tilly et Captel (figure 3). Sa structure interne permet de le subdiviser en 3 sous-domaines : nord-B1, à l'ouest; nord-B2, à l'est; et nord-B3 au centre (figure 4). Le sous-domaine nord-B1 est caractérisé par une structure antiforme kilométrique, orientée E-W et déversée vers le sud, impliquant les tonalites et les gneiss tonalitiques de l'unité mixte Algl du Complexe de Langelier (figure 3 et carte 33G15, hors-texte). Le sous-domaine nord-B1 est également caractérisé par une susceptibilité magnétique plus élevée que celle des blocs structuraux environnants. Il est bordé par un cisaillement ancien plissé qui tronque le grain magnétique (figure 2). Dans ce sous-domaine, la foliation régionale tend à épouser la forme ovoïde de l'antiforme, et montre des pendages faibles (entre 14° et 50°) vers le nord-est (figures 3 et 4). Une foliation N-S se superpose localement sur la foliation NW et NE, suggérant que le domaine a subi plus d'une phase de déformation. Les linéations d'étirement sont plus développées dans les zones de déformation qui traversent ce sous-domaine et plongent faiblement à modérément (14° à 45°) vers le nord-nord-est (carte 33G15, hors-texte).

Le sous-domaine nord-B2 est l'image miroir du sous-domaine nord-B1. Il se trouve dans le prolongement de l'antiforme régionale déversée observée dans le sous-domaine nord-B1 et est coupé par le Pluton de Moly, à l'est (carte 33G15, hors-texte).

Le sous-domaine nord-B3 se compose principalement de roches volcaniques associées à la Formation de Mintisch coincée entre deux blocs de tonalite et de gneiss tonalitique du Complexe de Langelier (figure 3). Dans ce sous-domaine, la schistosité est orientée WNW-ESE avec des pendages faibles (20° à 55°) vers le nord (figures 3 et 4). On y trouve également un pli synforme régional orienté WNW à faible plongée vers l'est-sud-est. Cette structure synforme est recoupée par les failles néo-archéennes Tilly et Captel. Le sous-domaine nord-B3 englobe aussi les bassins protérozoïques de la Formation de Sakami. Ces roches, sans schistosité, montrent un litage généralement orienté E-W à NW-SE, avec de faibles pendages (5° à 40°) vers le sud (carte 33G15, hors-texte).

Le sous-domaine nord-C est limité au sud par la Faille Captel et comprend les sous-domaines nord-C1, C2 et C3 (figure 3). Les roches volcaniques et sédimentaires du sous-domaine nord-C1 montrent une schistosité ou un rubanement migmatitique orienté E-W à NE-SW avec un pendage faible à modéré (11° à 65°) vers le nord ou le nord-ouest (figures 3 et 4). Des linéations d'étirement à faible plongée (de 18° et 37°) vers le nord ou le nord-nord-ouest ont également été observées (carte 33G15, hors-texte). Dans le sous-domaine nord-C2, la schistosité dans les roches volcaniques est orientée NW, avec des pendages modérés à abrupts vers le sud (figures 3 et 4). Des linéations d'étirement avec une plongée modérée vers le sud-sud-ouest sont observées (carte 33G16, hors-texte). Une structure antiforme régionale orientée

NW-SE et déversée vers le nord-est, est interprétée dans la partie centrale de ce sous-domaine (figure 3). Les mesures structurales du sous-domaine nord-C3 sont trop dispersées pour en déduire une tendance générale.

### **Le domaine central**

Le domaine central comprend les unités du Complexe de Langelier à l'ouest, et le Pluton de Fontay à l'est. Il est limité au nord par la Faille de La Grande Rivière et au sud par la Faille Taïga (figure 3). Les mesures de foliation dans le domaine central montrent une importante dispersion (figure 4) pouvant s'expliquer par la présence de plusieurs petits plis isoclinaux dans le Complexe de Langelier. Malgré cette dispersion, l'attitude des foliations suggère la présence d'une structure en dôme, correspondant à une antiforme régionale plongeant environ à 25° vers l'est-nord-est (figures 3 et 4).

### **Le domaine sud**

Le domaine sud couvre la moitié sud du feuillet 33G09 et est limité au nord par la Faille Taïga (figure 3). L'attitude de la foliation principale et du grain magnétique permet de subdiviser le domaine sud en 3 sous-domaines (figures 2, 3 et 4).

Le sous-domaine sud-A se compose essentiellement d'unités volcaniques et sédimentaires. Il est structuralement homogène et caractérisé par des plis droits, isoclinaux et serrés. La schistosité principale s'oriente E-W avec un pendage de 50 à 80° vers le sud (figures 3 et 4). Les linéations d'étirement sont bien développées et plongent de 40° à 65° vers le sud-sud-ouest (carte 33G09, hors-texte). Le litage primaire, lorsqu'observé, se présente généralement avec un angle faible par rapport à la schistosité principale. Des polarités stratigraphiques vers le nord et impliquant un déversement de la séquence volcanique du Groupe de Guyer ont été déterminées à partir de structures en coussin (carte 33G09 hors-texte). Au nord de la faille Pontois-sud, par contre, des polarités vers le sud ont été observées dans les lits de grès à laminations entrecroisées de la Formation de Magin. Cette situation nous permet d'interpréter la Faille Pontois-sud comme étant une faille de chevauchement avec un mouvement du sud vers le nord (carte 33G09 hors-texte).

Le sous-domaine sud-B est caractérisé par une structure antiforme majeure. Les mesures de foliation principale sont distribuées selon une ceinture indiquant un plissement plongeant vers l'est-nord-est à 10° (figures 3 et 4). À l'est, cette fabrique se moule à la bordure des roches intrusives tardives, passant de NE à NNE et à NNW, avec de faibles pendages (25° à 35°) vers l'est.

Le sous-domaine sud-C comprend une bande de volcanites, au sud, et une bande de gneiss tonalitique, au nord (figure 3). Il renferme une structure synforme régionale centrée sur la bande de volcanites et plongeant vers le sud-ouest. Dans ce sous-domaine, la foliation principale est orientée

ENE avec un pendage de 50° à 85° vers le sud (figures 3 et 4). Une foliation secondaire NW-SE et à faible pendage (5° à 35°) se superpose à la foliation principale ENE. Cette foliation NW-SE est probablement associée à une phase tardive de déformation, puisqu'elle est également observée dans les roches plutoniques tarditectoniques de la région.

### Modèle structural

L'interprétation des mesures structurales et des relations de recoupement suggère que les roches archéennes de la région ont été affectées par au moins quatre phases de déformation ductile et trois phases de déformation cassante.

La première phase de déformation ductile D1 est observée dans les gneiss tonalitiques du Complexe de Langelier qui forme le socle de la région. Elle correspond à la déformation du socle avant la mise en place des roches supracrustales.

La deuxième phase de déformation ductile D2 est à l'origine de la gneissosité observée dans le Complexe de Langelier et de la foliation dans les séquences volcano-sédimentaires. Elle est également responsable des plis isoclinaux NW à WNW observés dans le domaine structural nord.

La troisième phase de déformation ductile D3 représente la déformation régionale qui affecte le socle tonalitique, la couverture volcano-sédimentaire, la phase tardive du Complexe de Langelier (tonalite à biotite et hornblende) et le Pluton de Moly. Elle est responsable du développement du rubanement des amphibolites, de l'accentuation de la gneissosité dans le Complexe de Langelier, des zones de cisaillement et des failles archéennes. La phase D3 culmine avec le développement du système de failles régionales néo-archéennes ENE.

La phase de déformation D4 est le résultat d'une compression N-S à NNW. Elle est responsable d'un transport principal du sud vers le nord pour les roches du domaine sud, et du nord vers le sud pour les roches du domaine nord. Au terme de cette phase D4, le domaine central forme un dôme régional, coïncé entre les failles Taïga et La Grande Rivière. La phase de déformation D4 est également associée à la formation des grands plis régionaux ouverts E-W, affectant autant les roches plutoniques que les roches supracrustales, et bordés par des failles ductiles ou fragiles-ductiles. À l'échelle régionale, Eade (1966) observe des plis larges et ouverts dans les granitoïdes, et des plis fermés et isoclinaux dans les roches métasédimentaires. Dans le domaine nord, la phase de déformation D4 entraîne des interférences avec des plis NW générés par la phase de déformation D2. Il en résulte un style structural en dômes et bassins, dans lequel les cœurs des antiformes sont occupés par des tonalites du Complexe de Langelier. Les foliations observées dans les intrusions tarditectoniques (Suite de Bézier, Pluton de Fontay) permettent de déterminer le point culminant de cette phase de déformation D4, puisque ces intrusions coupent les structures régionales, et qu'elles sont localement déformées. Des relations structurales similaires sont observées dans le secteur du lac Guyer (Goutier *et al.*, 2002), situé à l'ouest

de notre région. Trois phases de déformation cassante correspondent aux trois familles de linéaments régionaux : 1) NW-SE à NNW-SSE, 2) NE-SW et 3) WNW-ESE.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le potentiel économique de la partie orientale du réservoir La Grande 3 est principalement associé aux gisements de sulfures massifs volcanogènes polymétalliques, aux minéralisations aurifères stratoïdes dans les formations de fer et aux porphyres à molybdène. Nos travaux ont permis d'identifier sept principaux types de minéralisation (tableau 1, cartes hors-texte) :

- Minéralisations aurifères associées à des formations de fer;
- Minéralisations polymétalliques volcanogènes de Cu-Zn-Pb-Au-Ag;
- Minéralisations filoniennes de Cu-Ag ± Au;
- Minéralisations aurifères associées à une zone de déformation;
- Minéralisations de Mo-Cu-Au-Ag liées aux pegmatites;
- Minéralisations de porphyres à Mo-Cu-Ag;
- Minéralisations uranifères.

Quatre indices de Cu-Ag-Au (Pb-Zn) de type indéterminé sont aussi localisés sur les cartes et présentés dans le tableau 1. La description de l'ensemble des indices rencontrés peut également être consultée dans la base de données des gisements métalliques du SIGÉOM à partir de la page Web « *Produits et services en ligne – Mines* », du MRNF, à l'adresse suivante : [www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp](http://www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp).

### Minéralisations aurifères associées à des formations de fer

Dans le secteur à l'étude, les formations de fer ont été observées dans les séquences volcano-sédimentaires du Groupe de Guyer et de la Ceinture de Pie. Les formations de fer intercalées avec les laves mafiques amphibolitisées et les wackes sont à plusieurs endroits porteuses de minéralisations aurifères. La minéralisation se compose de pyrite ± pyrrhotine ± arsénopyrite ± chalcopryrite disséminées et en veinules d'épaisseur centimétrique. La composition de ces formations de fer se répartit entre deux pôles représentés par les formations de fer au faciès des oxydes et des silicates. L'indice Pontois Est (carte 33G09, hors-texte) est un exemple de minéralisation aurifère associée à une formation de fer oxydée minéralisée principalement en pyrite + pyrrhotine. Les plus fortes teneurs aurifères du secteur (tableau 1) se trouvent à l'indice Golden East et sont associées à une formation de fer au faciès des silicates contenant une veinule concordante d'arsénopyrite semi-massive. Des minéralisations



aurifères ont été observées ponctuellement sur une centaine de mètres suivant un axe E-W. La minéralisation a également été observée en forage jusqu'à une profondeur de 50 m, mais les teneurs aurifères sont demeurées en dessous du seuil indiciel (Simard, 2001). Une nouvelle analyse réalisée dans le cadre de nos travaux a donné 3,97 g/t Au et 3 g/t Ag (éch. no 2010052263, tableau 1). À l'indice Lac Daniel-Sud, la minéralisation est disséminée et se présente en niveaux d'épaisseur métrique à décamétrique. On la trouve dans une formation de fer au faciès des oxydes-silicates et dans les wackes en contact avec la formation de fer.

### **Minéralisations polymétalliques volcanogènes de Cu-Zn-Pb-Au-Ag**

Dans la région, les minéralisations polymétalliques volcanogènes sont nombreuses (tableau 1). Elles sont typiquement associées à des unités volcanoclastiques felsiques injectées de dykes porphyriques ou de filons-couches de gabbro et de péridotite. L'indice Ouf (carte 33G15, hors-texte) est un exemple typique de minéralisations polymétalliques volcanogènes. Il se trouve dans une brèche rhyolitique (photo 5) située au sommet d'un empilement sédimentaire. Cet empilement est constitué de niveaux de wacke feldspathique surmontés de siltstone, de marbre impur et d'une formation de fer à oxydes-silicates (Blanchet, 2001). La brèche rhyolitique est minéralisée en sulfures (pyrite + chalcopryrite + sphalérite + galène + pyrrhotine) disséminés à massifs ou sous forme de stockwerks et de filonnets. La structure bréchique est associée à des brèches *in situ* (brèches autoclastiques ou brèches hydrothermales) et à des brèches de coulées. Des laves mafiques au faciès des amphibolites recouvrent l'unité rhyolitique et des dykes de tonalite recoupent toute la séquence volcano-sédimentaire. De nouvelles analyses réalisées lors de nos travaux ont donné des valeurs de 2,0 % Zn, 0,89 % Pb, 5,0 g/t Ag et 2,71 % Cu, 17,0 g/t Ag (éch. no 2010052210 et 2010052211, tableau 1).

Les indices Fernande La Grande Nord, Fernande La Grande, Île du camp et Anne sont alignés selon un axe N-S et sont associés à l'unité lithologique de brèche intrusive I2Jb (tableau 1 et carte 33G15, hors-texte). Ils définissent une enveloppe minéralisée d'environ 3 km de long sur 100 m de large. La minéralisation est composée de fragments de sulfures semi-massifs à massifs, composés de pyrite + pyrrhotine ± chalcopryrite ± magnétite, d'un réseau de veines de pyrite massive (photo 6) et de disséminations de sulfures dans les fragments et la matrice. La brèche contient également des fragments de marbre, de formation de fer, d'amphibolite, de wacke et de rhyolite, rappelant un contexte géologique analogue à celui de l'indice Ouf. Les indices de ce secteur sont interprétés comme des minéralisations volcanogènes remaniées par une intrusion magmatique. Un système hydrothermal a par la suite favorisé la remobilisation d'une partie de la minéralisation dans un réseau de veines tardives. Les deux nouveaux indices mis au jour lors de nos travaux ont donné des teneurs de 11,80 % Cu et 60 g/t Ag (éch.

no 2010052244, tableau 1) pour Fernande La Grande Nord et 22,0 g/t Ag avec des valeurs anormales de 22,4 ppb Pt et 10,3 ppb Pd pour Anne (éch. no 2010052277, tableau 1).

Des minéralisations volcanogènes se retrouvent aussi sous forme de remplacement du matériel hyaloclastique intercoussin et d'exhalation dans des séquences de tufs et de laves mafiques à ultramafiques dans la partie sud de la région (carte 33G09, hors-texte). Ces minéralisations Cu-Ag ± Au-Pb-Zn sont constituées de pyrite + chalcopryrite + pyrrhotine disséminées dans des laves mafiques (ex.: indice Lac Smockycat-SO, tableau 1) ou en lentilles de sulfures semi-massifs à massifs (ex.: indices Tyrone-T9 et Lac Nose, tableau 1). Les basaltes encaissant ces indices présentent typiquement une intense altération en épидote accompagnée de plagioclase, d'actinote et de chlorite.

### **Minéralisations filoniennes de Cu-Ag ± Au**

Les minéralisations filoniennes de Cu-Ag ± Au sont associées à des veines de quartz-sulfures rectilignes et peu déformées, injectées dans des zones de cisaillement décimétriques à métriques. L'indice Lac Legendre (carte 33G09, hors-texte) se compose de veinules de quartz-chalcopryrite-pyrite-pyrrhotine logées dans des zones de cisaillement étroites qui coupent des amphibolites à hornblende et biotite (tableau 1). Un échantillonnage a rendu de faibles valeurs atteignant 0,57 % Cu et 1,1 g/t Ag (éch. choisi 5826, de Chavigny, 1998a). Le nouvel indice Smith-Lac Magin est associé à des veines de quartz-tourmaline et a une enveloppe d'altération intense en actinote + trémolite mettant en évidence un système hydrothermal local. Cet indice est situé dans une zone de cisaillement régionale orientée E-W au contact entre l'amphibolite du Groupe de Guyer et le Pluton de poste Le Moyne. Pour cette raison, il serait aussi possible de classer cet indice dans les minéralisations associées aux zones de déformation, mais son association métallique Cu-Ag et la minéralisation restreinte aux veines de quartz nous incitent plutôt à le rattacher aux filons à Cu-Ag ± Au. Un échantillon a rendu des valeurs de 0,65 % Cu, 25 g/t Ag et 644 ppb Au (éch. no 2010052195, tableau 1).

### **Minéralisations aurifères associées à une zone de déformation**

Dans le sud de la région du lac Magin (33G09; hors-texte), la Faille Pontois-sud forme un corridor de déformation E-W à WSW-ENE qui affecte la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer. L'indice Deca-Goose (tableau 1) s'étend sur une longueur de près de 600 m. Ce secteur est caractérisé par une alternance de laves mafiques amphibolitisées, massives à coussinées et de niveaux métasédimentaires très déformés et altérés. La minéralisation aurifère est associée à un assemblage d'arsénopyrite + pyrrhotite + pyrite ± chalcopryrite dans des veines de quartz-tourmaline concordantes à la séquence volcano-sédimentaire et à la foliation

régionale. Les zones minéralisées ont été recoupées en sondage jusqu'à une profondeur de 50 m (Simard, 2001).

### **Minéralisations de Mo-Cu-Au-Ag liées aux pegmatites**

Le nouvel indice Paméla est localisé au sud de la faille Pontois-nord, dans les roches sédimentaires de la Formation de Magin (carte 33G09, hors texte). La minéralisation consiste en sulfures disséminés dans un wacke, au contact d'une pegmatite rose. Un échantillon choisi a révélé des teneurs de 0,56 % Mo, 0,55 % Cu, 9 g/t Ag et 324 ppb Au (éch. no 2010052264, tableau 1). L'indice Lac Long-Nord est relié à une pegmatite minéralisée en molybdénite + pyrite recoupant une séquence de laves felsiques à mafiques amphibolisées. Les niveaux felsiques contiennent un assemblage de pyrite + pyrrhotine + chalcopryrite ± sphalérite disséminées et en veinules. Des teneurs de 3,75 % Mo et 2,95 g/t Au ont été trouvées dans la pegmatite (éch. no 8687, de Chavigny, 1998a) et une veine de quartz a rendu une valeur de 3,56 g/t Au (éch. no 194685, Roy et Archer, 2010). Des valeurs de 1,42 % Cu, 7,6 g/t Ag et 0,52 % Zn ont été obtenues dans des niveaux felsiques amphibolisés (éch. no 8684, de Chavigny, 1998a). Dans ces deux indices, la distribution de la minéralisation suggère que la pegmatite a joué un rôle significatif dans la remobilisation de l'Ag-Au ± Cu et a contribué à l'apport de Mo-Cu ± Au.

### **Minéralisations de porphyres à Mo-Cu-Ag**

Des minéralisations présentant plusieurs analogies avec les systèmes de porphyres à molybdène ont été découvertes par la compagnie Ressources Sirios (Marcotte et Leclerc, 1997) dans la région du lac Fontay (carte 33G16, hors-texte). Elles sont concentrées dans un vaste secteur à l'ouest du lac Tilly, à l'intérieur de l'Intrusion de Moly.

Quatre principaux types de minéralisation sont rencontrés. Le premier type est associé aux brèches hydrothermales (unité *Amol4* de l'Intrusion de Moly) issues de la fracturation hydraulique de la tonalite (unité *Amol1*). La minéralisation se présente principalement sous la forme d'amas centimétriques de molybdénite dans la matrice de quartz blanc de la brèche. On y observe aussi de la chalcopryrite, de la pyrite et de la bornite finement disséminées dans le ciment de quartz. Les indices Firecraker, Yogi, Boubou, et Ozzy sont quelques exemples de ce type de minéralisation (tableau 1).

Le deuxième type de minéralisation en importance est associé à des réseaux de veines et veinules (stockwerks) de quartz-molybdénite, de 2 à 50 mm d'épaisseur recoupant l'Intrusion de Moly. La chalcopryrite est rare dans ce style de minéralisation. L'indice Yo est l'un des meilleurs exemples de ce type de minéralisation. La densité des veines de quartz-molybdénite atteint localement 5 %. Les veines minéralisées

montrent une orientation préférentielle à 115°/75° et ont été intersectées jusqu'à 110 m de profondeur (Desbiens, 2001). Le troisième type est souvent associé au type 2. Il se compose de molybdénite, de chalcopryrite et de pyrite finement disséminées dans la tonalite (unité *Amol1*) ou en bordure de veines ou de poches de quartz. C'est le style de minéralisation le plus représentatif de la propriété de Tilly. Il est également celui qui renferme la majorité des minéralisations en cuivre avec des valeurs indicelles en Ag. Le quatrième type présente une minéralisation en molybdénite disséminée dans des roches porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspath. L'indice Spotty Moly comprend tous les styles de minéralisations incluant le 4<sup>ème</sup> type qui a été reconnu jusqu'à 100 m de profondeur (St-Cyr, 2008). La présence des intrusions porphyriques recoupant l'Intrusion de Moly pourrait être la manifestation en surface d'un granite porphyrique sous-jacent (Chapon *et al.*, 2010).

### **Minéralisations uranifères**

Les indices uranifères sont peu abondants et ont été trouvés lors des travaux de prospection pour l'uranium dans les années 1975 (Oakes, 1975). Dans la région du lac Fontay, la minéralisation en uranium et thorium de l'indice Tilly (0,11 % U, tableau 1) est encaissée dans les mudrocks verts de la Formation de Sakami (carte 33G16, hors-texte). Cet indice semble correspondre aux minéralisations uranifères associées à un front d'oxydoréduction dans un bassin sédimentaire (Jébrak et Marcoux, 2008). Les indices Mago et Maya semblent plutôt associés à la migmatitisation de paragneiss. La minéralisation en uranium et en thorium à l'indice Mago est disséminée dans deux bandes de paragneiss quartzo-feldspathique migmatitisé, orientées N070, et intercalées dans une séquence sédimentaire de schiste à biotite et d'une formation de fer. La zone est recoupée par plusieurs dykes de granite pegmatitique rose qui ont donné des teneurs assez faibles en uranium et thorium (0,03 % U et 0,07 % Th) alors que les deux bandes de paragneiss ont donné des teneurs allant jusqu'à 0,17 % U et 0,15 % Th (éch. no G570A1, tableau 1). À l'indice Maya, le contexte est similaire à celui de l'indice Mago. La minéralisation est disséminée au contact entre un dyke de granite pegmatitique et un paragneiss. Un échantillon choisi a révélé 0,09 % U et 0,14 % Th (éch. no G538C2, tableau 1).

### **Minéralisations de nature indéterminée (Cu-Ag-Au-Pb-Zn)**

Plusieurs indices de nature indéterminée sont décrits sommairement dans le tableau 1. Mentionnons le nouvel indice Nina découvert dans la partie nord-ouest de la carte 33G15 (hors-texte). Il est composé d'une minéralisation de pyrite + pyrrhotine + chalcopryrite + arsénopyrite disséminée à semi-massive, à l'intérieur d'une amphibolite de la Formation de Mintisch. La minéralisation est également retrouvée sous forme de veines et de filonnets recoupant

l'amphibolite et une intrusion de granite. L'échantillonnage de l'amphibolite a donné des valeurs atteignant 1,42 % Cu et 128 g/t Ag (éch. no 2010052208, tableau 1). On trouve aussi plusieurs anomalies de sédiments de fond de lac dans un secteur de 10 km sur 5 km entourant l'indice avec des teneurs atteignant 15 ppb Au, 103 ppm Cu et 2 ppm Ag. Les indices Lac Brook Trout, Lac Jannette Sud et Pontois 98-06 sont aussi des indices dont la nature n'a pas été déterminée (tableau 1).

## CONCLUSION

---

Nos travaux de cartographie ont permis de mettre à jour la carte géologique régionale. Les unités décrites par Goutier *et al.* (2002) et Bandyayera *et al.* (2011), dans les secteurs plus à l'ouest, se prolongent dans notre région. Ces unités comprennent le Complexe de Langelier, le Groupe de Guyer, la Suite de Bezier et le Granite du Vieux Comptoir.

Une nouvelle unité sédimentaire (Formation de Magin) et deux nouvelles unités volcano-sédimentaires (Formation de Mintisch et la Ceinture de Pie) ont été définies. La Formation de Magin se trouve dans la partie sud de la région et se compose de conglomérat et de wacke feldspathique. La Formation de Mintisch et la Ceinture de Pie se trouvent près de la limite nord de la Sous-province de La Grande. La datation d'une rhyolite de la Formation de Mintisch à 2847 Ma suggère que ces unités sont plus anciennes que le Groupe de Guyer (2806-2820 Ma).

Dans la région, nous avons introduit l'Intrusion de Moly pour décrire les roches intrusives associées à un vaste système de minéralisations en Mo-Cu ± Au de type porphyrique. Cette intrusion est formée d'une tonalite et d'une granodiorite datées à 2746 Ma et 2710 Ma respectivement. Le Pluton de Fontay a également été introduit pour décrire un ensemble de granodiorite et de granite à biotite localisé au centre-est de la région.

Le métamorphisme régional du secteur cartographié varie du faciès des schistes verts à celui des granulites. Au sud (carte 33G09, hors-texte), les assemblages métamorphiques

des roches du Groupe de Guyer et de la Formation de Magin indiquent des faciès variant des schistes verts à celui des amphibolites. Au nord-ouest, (carte 33G15, hors-texte), la Formation de Mintisch et la Ceinture de Griault ont connu un épisode de fusion partielle avec des assemblages minéralogiques caractéristiques du faciès des amphibolites supérieur ou des granulites. Au nord-est (carte 33G16, hors-texte), la Ceinture de Pie et l'Intrusion de Moly se caractérisent par un faciès métamorphique aux schistes verts. Le degré de métamorphisme de la Formation de Sakami n'a pas dépassé le faciès inférieur des schistes verts, caractérisé par l'assemblage illite-chlorite-pyrophyllite-épidote.

L'agencement structural de la région résulte de la superposition de quatre phases archéennes de déformation ductile et de trois phases de déformation cassante protérozoïque. La première phase de déformation archéenne (D1) a affecté le socle tonalitique (Complexe de Langelier) avant la mise en place de la couverture volcano-sédimentaire. Les phases subséquentes D2, D3 et D4 représentent les déformations régionales qui affectent à la fois le socle, la couverture volcano-sédimentaire, les intrusions syntectoniques et tarditectoniques. Cette tectonique polyphasée est à l'origine des différentes failles archéennes et néo-archéennes, des failles de chevauchement et des plissements d'amplitude régionale. L'ensemble de la région a été remodelé par le système de failles ENE en 3 principaux domaines structuraux : le domaine nord, le domaine central et le domaine sud. Le domaine central est interprété comme un dôme structural correspondant à une antiforme régionale. Le long des principales failles, on observe des mouvements de chevauchement vers le nord dans le domaine sud, et des mouvements inverses vers le sud, dans le domaine nord.

Sept types de minéralisation sont reconnus dans le secteur, démontrant un potentiel intéressant et diversifié: 1) les minéralisations aurifères associées à des formations de fer; 2) les minéralisations polymétalliques volcanogènes de Cu-Zn-Ag-Au; 3) les minéralisations filoniennes de Cu-Ag ± Au; 4) les minéralisations aurifères associées à une zone de déformation; 5) les minéralisations de Mo-Cu-Au-Ag liées aux pegmatites; 6) les minéralisations de porphyres à Mo-Cu-Ag; et 7) les minéralisations uranifères

## RÉFÉRENCES

---

- BAMBIC, P. – CHÉNARD, D., 1999 – Corvet Ouest and Island Lake : Summer 1999. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 57209, 100 pages, 4 cartes.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, M., 2011 – Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-1, 30 pages.
- BLANCHET, C., 1998 – Rapport sur la campagne de forage, projet Rivière Pontois, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55864, 110 pages, 9 cartes.
- BLANCHET, C., 2001 – Projet LG-3.5, Programme été 2001, Mines d'Or Virginia. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 59051, 64 pages et 5 cartes.
- BUCHAN, K., L. – MORTENSEN, J., K. – CARD, K., D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- CHAPON, B., 2008 – Méthodologie et interprétation du levé spectrométrique sur le porphyre archéen à Mo-Cu-Au de Tilly, Baie James. Activité de synthèse, Université du Québec à Montréal (inédit).
- CHAPON, B. – JÉBRAK, M. – ROSS, P.-S. – STEVENSSON, R., 2010 – Le système porphyrique à molybdène de Tilly. DIVEX (Diversification de l'Exploration Minérale au Québec); Rapport final 2010, sous projet SC36, 15 pages.
- CHAPON, B., 2011 – Le porphyre archéen à Mo-Cu +/-Au de Tilly, Baie-James, Québec. Université du Québec à Montréal, Québec; Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en sciences de la terre, 112 pages.
- D'AMOURS, I., 2011a – Levé magnétique aéroporté dans le secteur de LG3, Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-04, 8 pages, 26 plans.
- D'AMOURS, I., 2011b – Synthèse des levés magnétiques de la Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-08, 5 pages, 2 plans.
- DAVID, J. – DION, C., 2011 – Géochronologie des échantillons recueillis par Géologie Québec, année 2010-2011. Rapport final. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 65676, 34 pages.
- DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009 – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur, travaux de 1999, 2000 et 2001. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 92 pages.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages..
- DE CHAVIGNY, P., 1998a – Rapport de reconnaissance géologique, Corvet Ouest. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56091, 104 pages, 3 cartes.
- DE CHAVIGNY, P., 1998b – Rapport de reconnaissance géologique, JVT/Boréale. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56161, 88 pages, 4 cartes.
- DESBIENS, H., 1998 – Programme géologique 1998 de la propriété Tilly, La Grande Rivière, Baie-James, Québec (33G/16). Ressources Sirios. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56002, 41 pages, 7 cartes.
- DESBIENS, H., 2001 – Programme géologique 2000 de la propriété Tilly (incluant les sondages Ti-00-01 à 05), La Grande Rivière, Baie-James, Québec (33G/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 58969, 117 pages, 11 cartes.
- DIONNE, G.M., 1978 – Rapport de prospection chien de chasse. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34117, 30 pages, 32 cartes.
- DOUCET, D., 2008 – Rapport d'activité été 2007. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 64237, 160 pages, 2 cartes.
- DUBOIS, M. – CHEMAN, M., 2008 – Levés de magnétométrie, de résistivité / polarisation provoquée et de magnétométrie. Rapport d'interprétation 08N041, Abitibi Géophysique, 62 pages.
- DUPARC, Q. – COUSINEAU, P. – BANDYAYERA, D., 2012 – Corrélation des bassins sédimentaires du nord-est de la Sous-province de la Grande (Baie-James), à l'aide de la géochimie lithologique et minérale. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 66440, 37 pages.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George and Kaniapiskau river (west half) map-areas, New Quebec. Geological survey of Canada; Memoir 339, 84 pages.
- FOUQUES, J.-P. – SCHUMACHER, F., 1979 – Rapport synthèse des travaux réalisés depuis 1974 jusqu'au 31 décembre 1978 sur le permis S.E.S. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 37017, 157 pages, 19 cartes.
- GAUTHIER, M., 1996 – Géologie de la région du lac de la Frégate (SNRC 33G). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-04, carte avec annotations marginales.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTRAND, F., 1997 – Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-30, 65 pages.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998a – Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998b – Géologie de la région du lac Esprit (33F/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-09, 39 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – DAVID, J. – DION, D.-J., 1999a – Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 et 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 41 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999b – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 52 pages.

- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guilaumat et Sakami (33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001a – Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Caribellet (33F/15) et de la passe Pikwahanapanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C., 2001b – Géologie de la région de la colline Bezier (32G/12) et du lac de la Montagne du Pin (32G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 53 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D., W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- GOUTIER, J. – OUELLET, M.-C. – DION, C. – HOULÉ, M. – BOILY, M., 2003 – Synthèse géologique de la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 2002-12, pages 11-13.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de dykes Mistassini, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 65972, 13 pages.
- HAMILTON, M.A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W.A., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarm, James Bay region, Quebec. Geological Survey of Canada; Current research, volume 2001-F5, pages 1-6.
- HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. *Dans* : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- LABBÉ, J.-Y. – BÉLANGER, M., 1998 – Géologie de la région du lac Thier (SNRC 33H/09). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-13, 23 pages.
- MARCOTTE, J.-A. – LECLERC, A., 1997 – Rapport d'évaluation de la propriété Tilly. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55925, 36 pages, 5 cartes.
- MOORHEAD, J. – BEAUMIER, M. – LEFEVRE, D. – BERNIER, L. – MARTEL, D., 1999 – Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-35, 50 pages.
- MORHEAD, J. – PERREAULT, S. – BERCLAZ, A. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – CADIEAUX, A.-M., 2000 – Kimberlites et diamants dans le Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-05, 9 pages.
- OAKES, B. W., 1975 – Preliminary report, lac Tilly west & LG-4. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34095, 13 pages.
- OSWALD, R., 2008a – Rapport géologique et recommandations, travaux de forage et de cartographie 2007. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 63675, 345 pages, 11 cartes.
- OSWALD, R., 2008b – Rapport géologique et recommandations, travaux de terrain 2006. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 63695, 273 pages, 2 cartes.
- PARENT, M., 2011 – Compilation géochronologique U-Pb des sous-provinces d'Ashwanipi, d'Opinaca, d'Opatica et de La Grande. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 65524, 13 pages, 1 carte.
- PAYETTE, L. – Larose, P.-Y., 1977 – Rapport zone d'intérêt LG-4. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34134, 62 pages, 13 cartes.
- PELLETIER, M., 2008 – Levé spectrométrique et magnétique aéroporté sur le territoire de la Baie-James – Blocs NW et SW du secteur LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-01, 83 pages, 144 plans.
- PERCIVAL, J.A., 1989 – A regional perspective of the Quetico meta-sedimentary belt, Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26(4), pages 677-693.
- PORTELLA, P., 1980 – Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques. Université scientifique et médicale de Grenoble, France; Thèse de doctorat de spécialité (géologie appliquée), 197 pages.
- ROY, I. – ARCHER, P., 2010 – Technical Report and recommendations Fall 2009 Exploration Program, FCI Property, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 65536, 200 pages, 5 cartes.
- SHARMA, K.N.M., 1976 – La Grande rivière area (1975 project), New Quebec Territory. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-345, 23 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique – édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011 – Géologie de la région du lac Kinglet (SNR 33J-33K01 et 33K02). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-05, 47 pages.
- SIMARD, P., 2000 – Rapport des travaux de terrain. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 58226, 168 pages, 8 cartes.
- SIMARD, P., 2001 – Rapport de la campagne de forages sur les propriétés Corvet Ouest et Island Lake. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 58893, 171 pages, 6 cartes.
- ST-CYR, R. D., 2008 – Rapport d'activité été 2008. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 64236, 174 pages, 2 cartes.
- ST. SEYMOUR, K. – TUREK, A. – DOIG, R. – KUMARAPPEL, S. – FOGAL, R., 1989 – First U-Pb zircon ages of granitoid plutons from the La Grande greenstone belt, James Bay area, New Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1068-1073.
- ST. SEYMOUR, K. – WOUSSEN, G. – SHARMA, K., N., M., 1979 – La séquence des komatiites du lac Guyer, région de la Baie-James, Québec. *Dans* : Programme et résumés, Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; 80 pages.
- TREMBLAY, E., 1998 – Reconnaissance géologique été 1998 sur les propriétés Rivière Pontois et Pontois Ouest. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56146, 48 pages, 3 cartes.

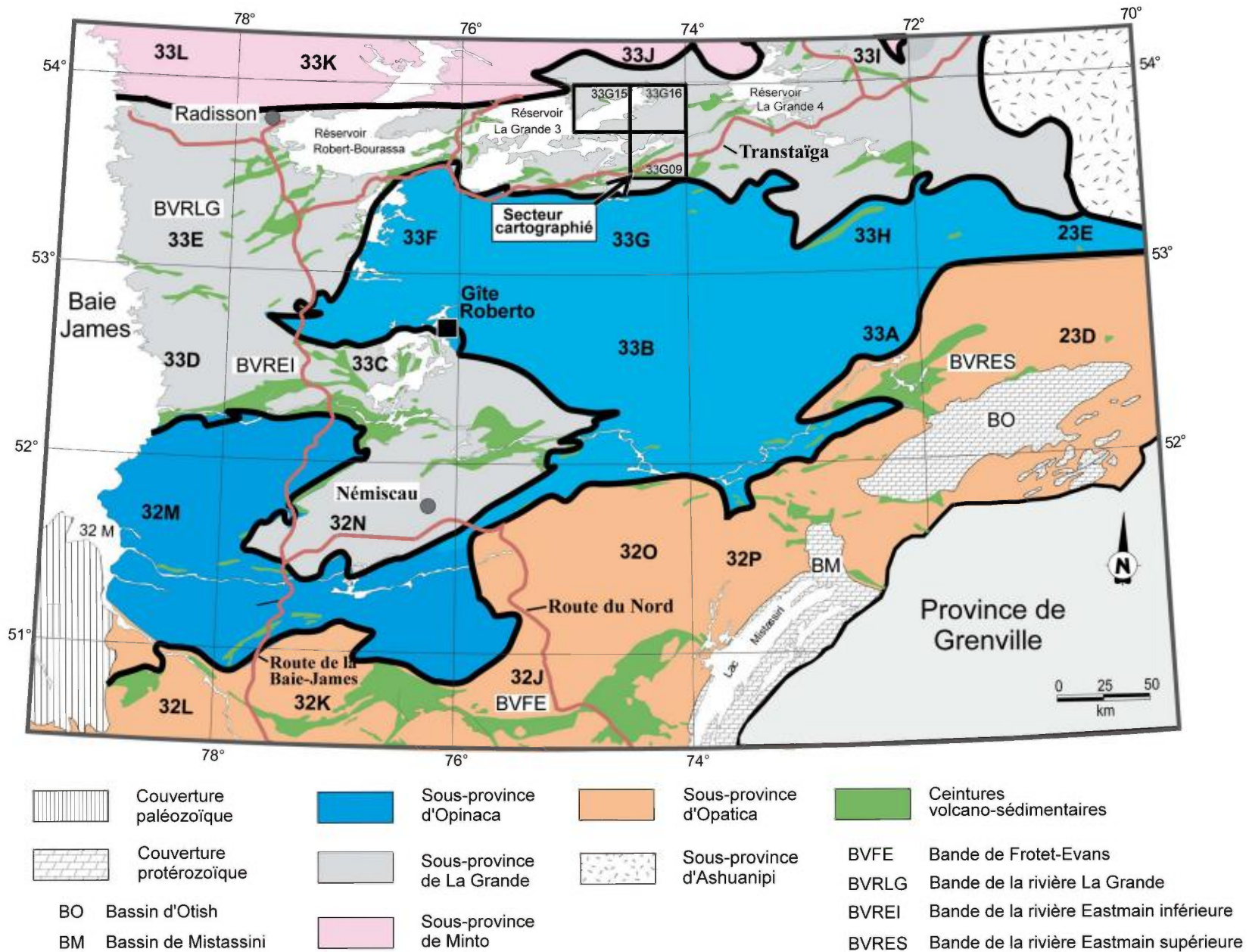


FIGURE 1 – Localisation et cadre géologique régional de la région étudiée.

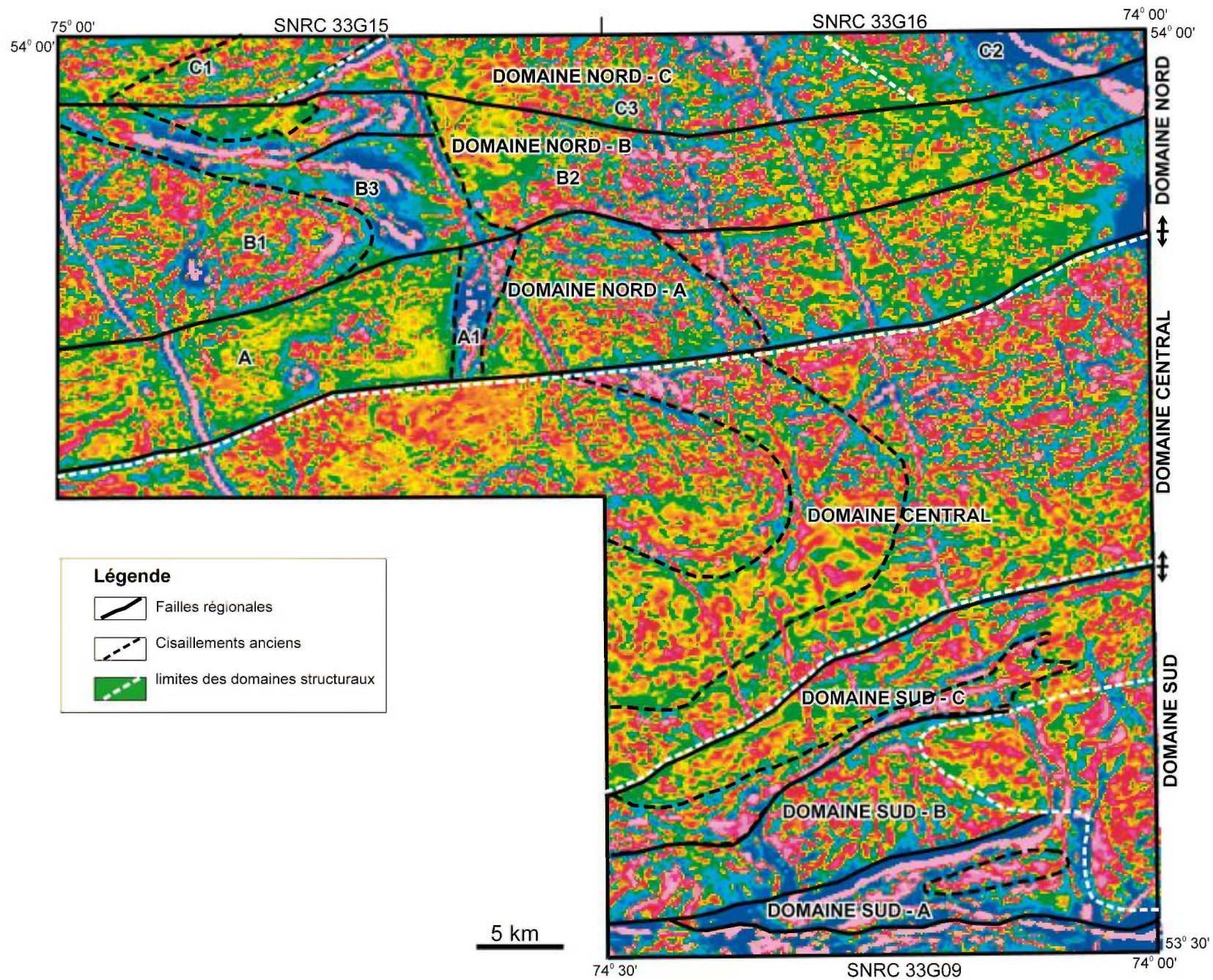


FIGURE 2 – Carte du gradient magnétique vertical et limites des différents domaines structuraux de la région

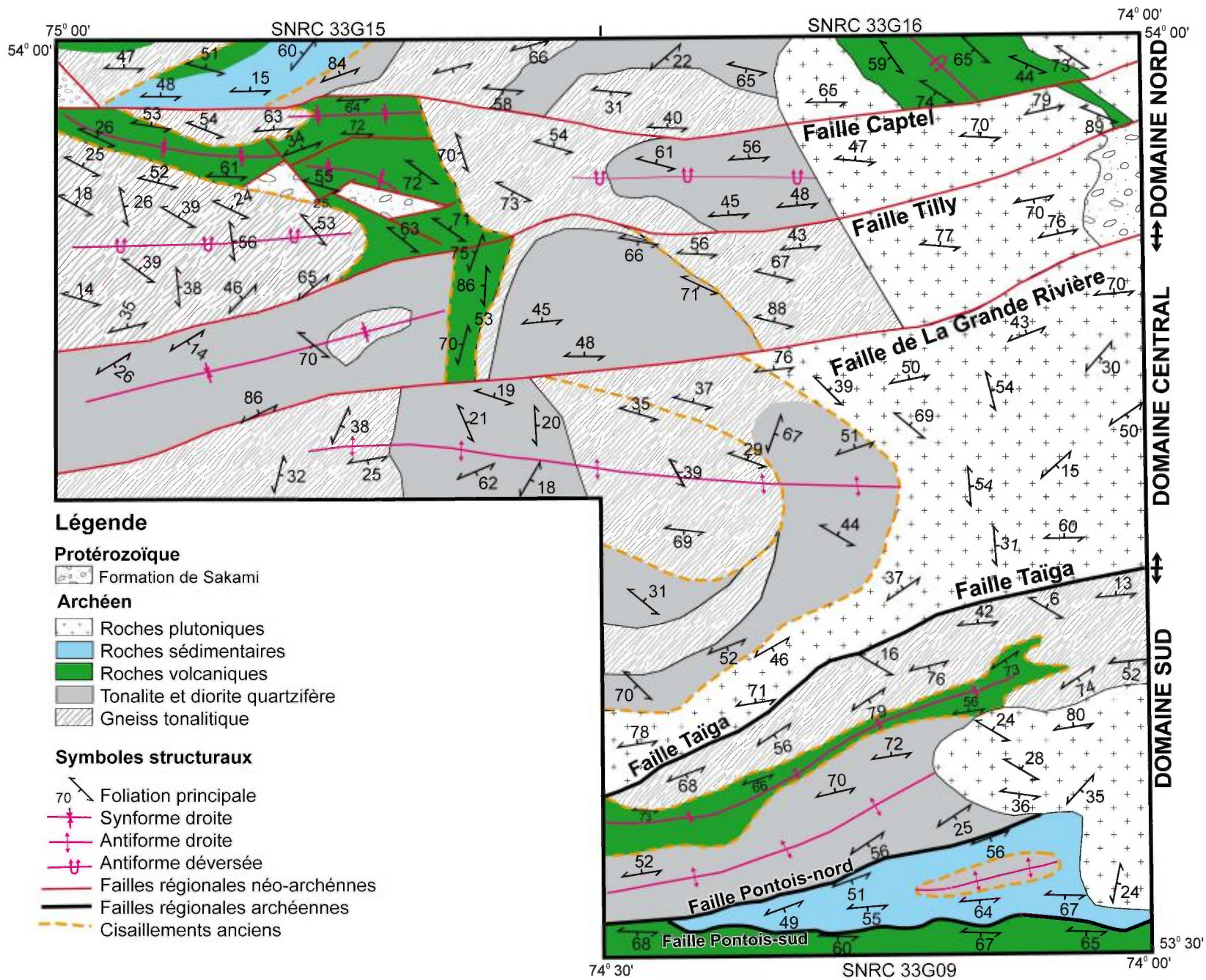


FIGURE 3 – Carte structurale de la région.



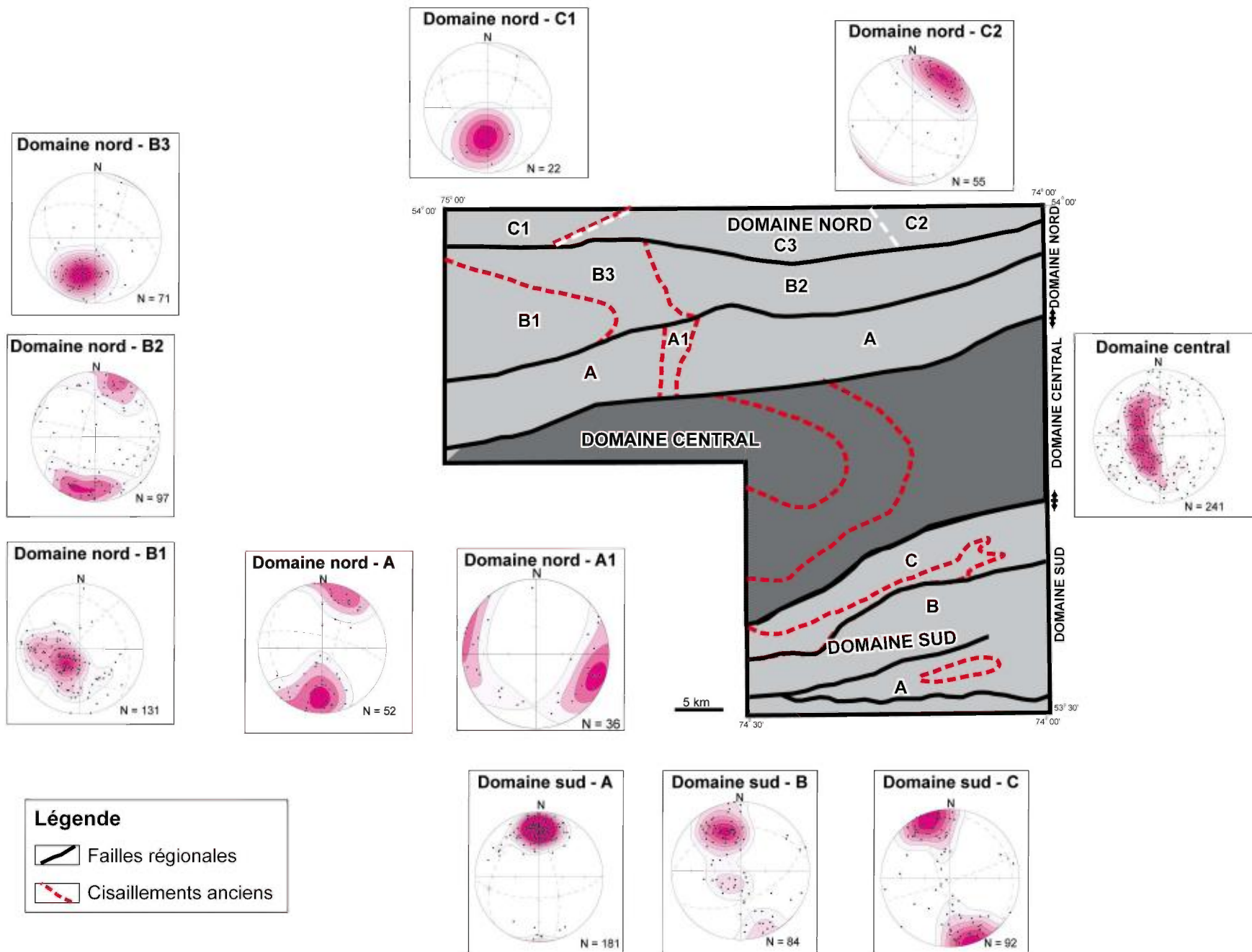


FIGURE 4 – Stéréogrammes (canevas de Schmidt) de la foliation principale des domaines structuraux de la région (N = le nombre de mesures).

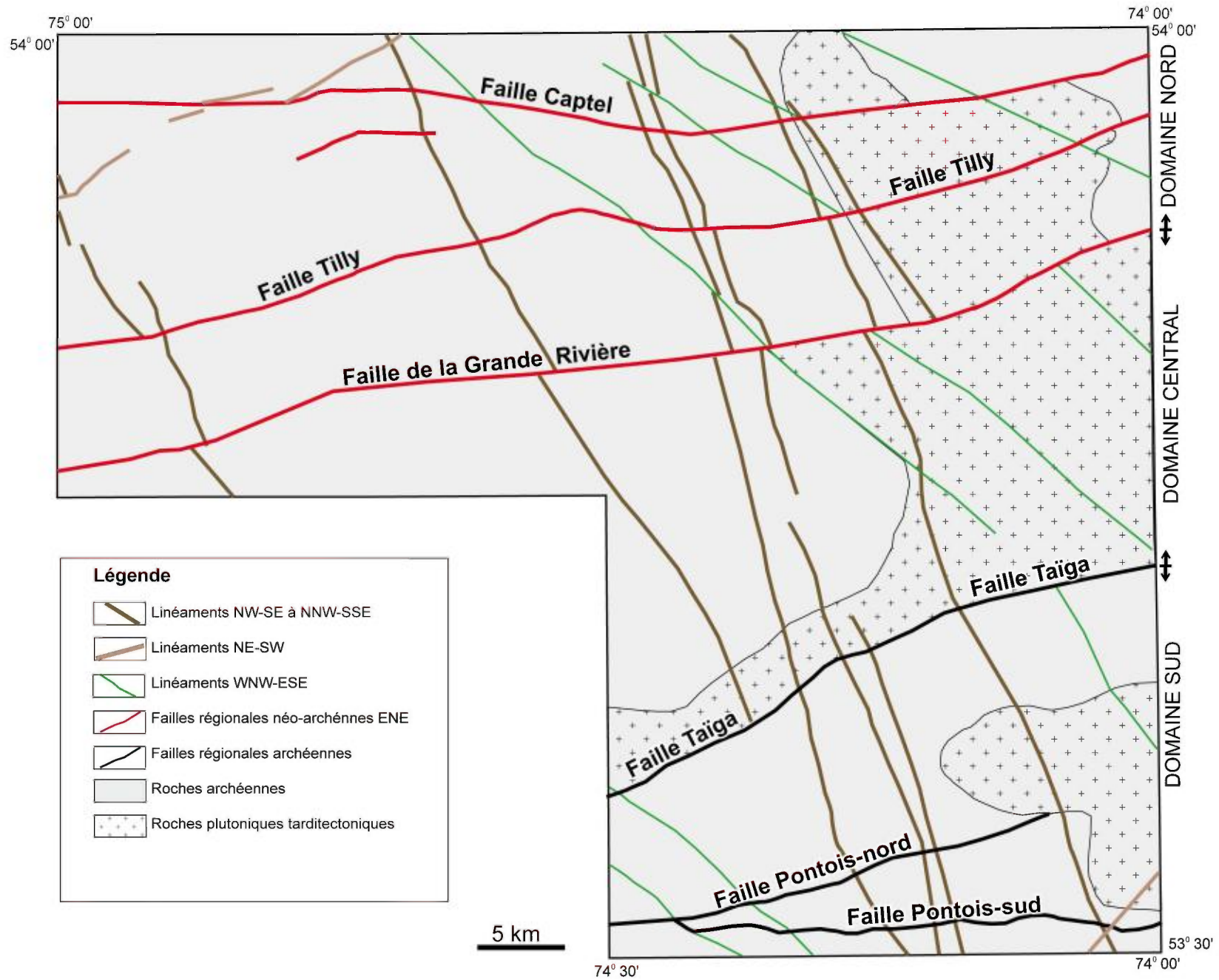


FIGURE 5 – Carte des failles régionales et des principaux linéaments de la région.

TABLEAU 1 – Description sommaire des minéralisations de la région

Nom de l'indice	Feuillelet SNRC Estant, Nordant (zone 18-NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante	Minéralogie/Altération	Teneurs <sup>1</sup>	Remarques (localisation)
<b>Minéralisations aurifères associées à des formations de fer</b>						
Pontois Est	33G09 545783 5929182	Au (Ag-Cu)	Sulfures disséminés et en veinules dans une formation de fer au faciès des oxydes au contact avec des laves mafiques amphibolitisées.	Pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite. Quartz, chlorite, carbonates, grenat et amphiboles.	(E) : 4,41 g/t Au, 1,40 g/t Ag et 790 ppm Cu; 1,29 g/t Au, 2,10 g/t Ag et 768 ppm Cu; 7,30 g/t Au, 1,30 g/t Ag et 452 ppm Cu (éch. 10001, 10101 et 10003; Tremblay, 1998).	Localisation par l'échantillon 10001 (Tremblay, 1998).
Golden East & Golden East-II	33G09 563887 5929545	Au-As (Ag-Cu)	Sulfures disséminés à semi-massifs et en veinules dans une formation de fer au faciès des silicates et dans des wackes, intercalés dans des laves mafiques amphibolitisées et cisailées.	Pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite, arsénopyrite et sphalérite. Quartz, chlorite, biotite et tourmaline.	(E) : 20,64 g/t Au, 2,34 % As, 2,60 g/t Ag et 227 ppm Cu; 3,15 g/t Au, 3,20 % As, 0,40 g/t Ag et 247 ppm Cu (éch. 8659 et 8662; de Chavigny, 1998a); 21,20 g/t Au, 2,60 g/t Ag, 360 ppm Cu (éch. 17603; Bambic et Chenard, 1999); 3,97 g/t Au, 3 g/t Ag et 0,48 % As (éch. 2010052263, présente étude).	Localisation par l'échantillon 8659 (de Chavigny, 1998a).
Lac Daniel-Sud	33G09 566073 5929809	Au (Ag)	Sulfures disséminés dans une formation de fer au faciès des oxydes-silicates et dans des wackes.	Pyrite, pyrrhotine et arsénopyrite. Quartz, chlorite, grenat, amphibole et carbonates.	(E) : 1,51 g/t Au; 1,83 g/t Au (éch. 6166 et 6164; Simard, 2000); 5 g/t Ag (éch. 2010052261, présente étude).	Localisation par l'échantillon 6166 (Simard, 2000).
<b>Minéralisations polymétalliques volcanogènes</b>						
Ouf	33G15 519790 5972970	Cu-Zn-Pb-Ag	Sulfures disséminés à massifs, dans une rhyolite bréchifiée, située au sommet d'un empilement sédimentaire et recouverts de laves mafiques métamorphisées.	Pyrite, chalcopryrite, sphalérite, galène et pyrrhotine. Quartz et chlorite.	(E) : 0,24% Cu, 2,23 % Zn, 0,63% Pb et 15,00 g/t Ag (éch. 42023; Blanchet, 2001); 2,00 % Zn, 0,89 % Pb, 5 g/t Ag (éch. 20100522210, présente étude); 2,71 % Cu, 17 g/t Ag (éch. 2010052211, présente étude). (T) : 1,82 % Cu, 0,26 % Zn, 1,15 % Pb et 11,00 g/t Ag sur 1 m; 16,50 % Cu, 0,10 % Zn, 0,15 % Pb et 64,00 g/t Ag sur 1 m (éch. 42111 et 42113; Blanchet, 2001). (S) : 4,28 % Zn, 2,58 % Pb et 9,00 g/t Ag sur 0,8 m à 4 m de profondeur; 3,12 % Cu, 1,71 % Zn, 1,68 % Pb et 50,00 g/t Ag sur 1 m à 4 m de profondeur (FO-01-01 éch. 42062 et FO-01-03 éch. 42122; Blanchet, 2001).	Localisation par la carte no 2 (Blanchet, 2001).
Fernande La Grande Nord (nouveau)	33G15 524656 5968811	Cu-Ag	Brèche intrusive polygénique dioritique, au contact entre un basalte amphibolitisé et une diorite, contenant des fragments semi-massifs à massifs de sulfures.	Pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et magnétite. Quartz et épidote.	(E) : 11,80 % Cu et 60 g/t Ag Fe (éch. 2010052244, présente étude).	Localisation sur l'affleurement 10-DB-1132.
Fernande La Grande (Fernande Extension)	33G15 524673 5968329	Cu-Ag	Brèche intrusive polygénique dioritique contenant des fragments semi massifs à massifs de sulfures.	Pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et magnétite.	(E) : 0,11 % Cu, 6 g/t Ag, 42,78 % Fe et 15,8 ppb Pd; 0,11 % Cu et 2 g/t Ag (éch. 2010052278 et 2010052279; présente étude). (T) : 1,11 % Cu sur 1 m; 0,94 % Cu sur 2 m (carte 1; Blanchet, 2001).	Localisation sur l'affleurement 10-SB-6341.
Ile du Camp	33G15 524643 5967397	Ag (Cu-Zn-Pb)	Brèche intrusive polygénique dioritique, au contact entre un basalte amphibolitisé et une diorite, contenant des fragments semi-massifs à massifs de sulfures et des veines minéralisées recoupent l'ensemble.	Pyrite et pyrrhotine. Quartz et épidote.	(E) : 5 g/t Ag, 0,11 % Cu, 37,72 % Fe, 36,3 ppb Pt et 0,16 % Co (éch. 2010052276, présente étude). (T) : 13,6 g/t Ag, 0,20 % Cu, 0,44 % Zn et 0,16 % Pb sur 1 m; 7,5 g/t Ag, 0,29 % Cu et 0,34 % Zn sur 1 m (carte 1; Blanchet, 2001).	L'affleurement minéralisé se situe sur la rive est du réservoir La Grande 3 (carte 1, Blanchet, 2001).

1- (E) : échantillon choisi; (T) : tranchée; (S) : sondage

TABLEAU 1 – Description sommaire des minéralisations de la région (suite)

Nom de l'indice	Feuillet SNRC Estant, Nordant (zone 18-NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante	Minéralogie/Altération	Teneurs <sup>1</sup>	Remarques (localisation)
<b>Minéralisations polymétalliques volcanogènes</b>						
Anne (nouveau)	33G15 524451 5966852	Ag (Cu)	Brèche intrusive polygénique dioritique, au contact entre un basalte amphibolitisé et une diorite, contenant des fragments semi-massifs à massifs de sulfures et des veines minéralisées recoupent l'ensemble.	Pyrite et pyrrhotine.  Quartz et épidote.	(E) : 22 g/t Ag, 22,4 ppb Pt, 10,3 ppb Pd et 300 ppm Cu (éch. 2010052277, présente étude).	Localisation sur l'affleurement 10-GM-2331.
Lac Smokycat-SO	33G09 555549 5929257	Cu-Ag-Pb-Au (Zn)	Sulfures disséminés dans une séquence de laves mafiques intercalée avec un horizon de schiste amphibolitisé.	Pyrite, pyrrhotine et chalcoppyrite.  Quartz et chlorite.	(E) : 1,75 % Cu, 40,50 g/t Ag et 1,47 g/t Au; 49,70 g/t Ag, 0,88 % Pb et 0,36 % Zn; 2,09 % Cu; 0,76 % Cu (éch. 181035, 181112, 181108 et 180890; Oswald, 2008a).	Localisation par l'échantillon 180890 (Oswald, 2008a)
Tyrone-T9	33G09 560216 5928544	Cu-Ag (Au-Zn-Cr-Ni)	Sulfures semi-massifs à disséminés dans une séquence de tufs et de laves mafiques à ultramafiques métamorphosées.	Pyrite, pyrrhotine et chalcoppyrite.  Quartz, chlorite, tourmaline, actinote, trémolite, épidote, fuschite et talc.	(E) : 2,01 % Cu, 20 g/t Ag, 278 ppb Au et 0,38 % Cr (éch. 2010052127, présente étude); 3,36 % Cu, 38,4 g/t Ag, 0,11 % Zn, 0,82 g/t Au et 0,13 % Ni (éch. 8968; de Chavigny, 1998a).	Localisation par la tranchée T9 (de Chavigny, 1998a).
Lac Nose	33G09 560441 5929258	Zn (Cu-Ag)	Sulfures disséminés à semi-massifs dans une séquence de tufs et de basaltes amphibolitisés.	Pyrrhotine, pyrite, sphalérite, chalcoppyrite et arsénopyrite.	(T) : 0,85 % Zn, 506 ppm Cu et 1,2 g/t Ag sur 0,2 m; 0,27 % Zn, 468 ppm Cu et 1 g/t Ag sur 1,3 m (éch. 8709 et 8708; de Chavigny, 1998a).	Localisation par la tranchée T-10 (de Chavigny, 1998a).
Golden Gap	33G09 556192 5929929	Au-Pb-Zn-Ag (Cu)	Sulfures disséminés dans une séquence de laves mafiques et felsiques amphibolitisées et d'une formation de fer au faciès des silicates-oxydes recoupée par une zone de cisaillement.	Pyrite, pyrrhotine, chalcoppyrite, sphalérite et galène.  Quartz, chlorite, biotite et carbonate.	(E) : 0,97 g/t Au, 1,80 % Zn, 2,04 % Pb et 37,9 g/t Ag; 1,65 g/t Au, 0,58% Pb, 47,00 % Zn et 34,7 g/t Ag (éch. 8697 et 8801; de Chavigny, 1998a). (S) : 1,77 g/t Au sur 3 m à 106 m de profondeur; 10,48 g/t Au sur 7 m à 123 m de profondeur (FCI-07-001 et FCI-07-003; Oswald, 2008a).	Localisation par la tranchée Esméralda (de Chavigny, 1998a).
Félicie	33G09 550562 5928846	Au-Cu-Zn-Pb-Ag	Sulfures disséminés dans un dyke porphyrique felsique recoupant un paragneiss altéré et déformé.	Pyrite, chalcoppyrite, sphalérite, galène, pyrrhotine, bornite et cuivre natif.	(E) : >10 g/t Au, 0,56 % Cu, 3,33 % Zn, 1,32 % Pb et 34 g/t Ag (éch. 2010052196, présente étude); 5,54 g/t Au, 1,86 % Cu, 4,94 % Zn, 1,56 % Pb et >100 g/t Ag (Oswald, 2008b).	Localisation sur l'affleurement 10-SB-6098.
<b>Minéralisations filoniennes de Cu-Ag ± Au</b>						
Lac Legendre	33G09 554393 5930074	Cu (Ag)	Sulfures dans des fractures et des veinules millimétriques recoupant une amphibolite à hornblende.	Pyrite, pyrrhotine et chalcoppyrite.  Quartz, chlorite et séricite.	(E) : 0,57 % Cu et 1,1 g/t Ag (éch. 5826; de Chavigny, 1998a).	Localisation par l'échantillon 5826 (de Chavigny, 1998a).
Smith-Lac Magin (nouveau)	33G09 552528 5928934	Cu-Ag (Au)	Sulfures en amas dans des veines de quartz au contact entre des amphibolites et des wackes.	Pyrite et chalcoppyrite  Quartz, tourmaline, trémolite, actinote et chlorite.	(E) : 0,65 % Cu, 25 g/t Ag et 644 ppb Au (éch. 2010052195, présente étude).	Localisation sur l'affleurement 10-SA-5082.

1- (E) : échantillon choisi; (T) : tranchée; (S) : sondage

TABLEAU 1 – Description sommaire des minéralisations de la région (suite)

Nom de l'indice	Feuille SNRC Estant, Nordant (zone 18-NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante	Minéralogie/Altération	Teneurs <sup>1</sup>	Remarques (localisation)
<b>Minéralisations aurifères associées à une zone de déformation</b>						
Deca-Goose	33G09 564925 5929527	Au-As (Ag-Cu)	Sulfures dans des veines de quartz-tourmaline et disséminés dans une zone de cisaillement, recoupants des laves mafiques intercalées avec des wackes.	Arsénopyrite, pyrrhotine, pyrite et chalcopryrite.  Quartz, tourmaline et chlorite.	Deca 1 (E) : 6,91 g/t Au, 6,87 % As et 0,5 g/t Ag (éch. 17929; Bambic et Chénard, 1999); (T) : 2,99 g/t Au sur 0,5 m (éch. 6291; Simard, 2000); (S) : 1,10 g/t Au sur 1 m à 81 m de profondeur (IL-01-05; Simard, 2001). Deca 2 (E) : 1,55 g/t Au, 1,24 % As, 0,8 g/t Ag et 209 ppm Cu (éch. 17838, Bambic et Chénard, 1999) Deca 3 (E) : 5 g/t Au, 2,08 % As et 0,6 g/t Ag (éch. 17938, Chénard, 1999); (T) : 1,49 g/t Au sur 1 m (éch. 17670 à 17673, Chénard, 1999). Deca 4 (E) : 4,8 g/t Au et 0,9 g/t Ag; 1,3 g/t Au et 1,0 g/t Ag (éch. 17934 et 17683; Bambic et Chénard, 1999). Goose 1 (E) : 1,98 g/t Au; 1,2 g/t Au, 0,6 g/t Ag et 500 ppm Cu (éch. 14001 et 14002; Bambic et Chénard, 1999). Goose 2 (E) : 3,7 g/t Au, 5,78 % As et 1,0 g/t Ag (éch. 17689, Simard, 2000).	Localisation sur la tranchée Deca 1 (Bambic et Chénard, 1999).
Lac Jannette-SW	33G09 557342 5930435	Au (Ag)	Sulfures disséminés et en veinules dans des métasédiments, une pegmatite et une formation de fer dans une zone de cisaillement.	Pyrite et pyrrhotine.  Biotite	(E) : 3,05 g/t Au, 4,9 g/t Ag et 4890 ppm Bi; 1,44 g/t Au et 0,8 g/t Ag (éch. 8809 et 8899; de Chavigny, 1998a).	Localisation par l'échantillon 8809 (de Chavigny, 1998a).
Minéralisations de Mo-Cu-Ag-Au liées aux pegmatites						
Paméla (nouveau)	33G09 555255 5934647	Mo-Cu-Ag (Au)	Sulfures disséminés dans un wacke schisteux à mylonitique et au contact d'une pegmatite.	Pyrite, chalcopryrite et molybdénite.  Quartz, grenat et biotite.	(E) : 0,56 % Mo, 0,55 % Cu, 9 g/t Ag et 324 ppb Au; 4 g/t Ag (éch. 2010052264 et 2010052265; présente étude).	Localisation sur l'affleurement 10-SB-6326.
Lac Long-Nord	33G09 562021 5928932	Mo-Cu-Au-Ag (Zn)	Dyke de pegmatite à Au-Mo recoupant des laves mafiques et felsiques métamorphisées, intercalées avec une formation de fer.	Molybdénite, pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et sphalérite.  Quartz, muscovite et tourmaline (pegmatite). Amphibole, biotite et tourmaline (laves mafiques).	(E) : 3,75 % Mo, 2,95 g/t Au, 200 ppm W et 0,17 % Bi (éch. 8687; de Chavigny, 1998a); 3,56 g/t Au (éch. 194685; Roy et Archer, 2010); 1,42 % Cu, 7,60 g/t Ag et 0,52 % Zn (éch. 8684; de Chavigny, 1998a); 4,83 g/t Au (éch. 2010052132, présente étude).	Localisation par l'échantillon 8687 (de Chavigny, 1998a).

1- (E) : échantillon choisi; (T) : tranchée; (S) : sondage

TABLEAU 1 – Description sommaire des minéralisations de la région (suite)

Nom de l'indice	Feuillet SNRC Estant, Nordant (zone 18-NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante	Minéralogie/Altération	Teneurs <sup>1</sup>	Remarques (localisation)
<b>Minéralisations de porphyres à Mo-Cu-Ag</b>						
Firecracker	33G16 558028 5972031	Mo-Au-Ag (Cu)	Brèche hydrothermale de composition tonaltique avec un réseau de stockwerk et veinules minéralisés recoupant une tonalite porphyrique.	Molybdénite et chalcopryrite. Quartz, épidote et feldspath potassique.	(E) : 1,97 g/t Au, 12,3 g/t Ag et 1300 ppm Cu (éch. 729006; Marcotte et Leclerc, 1997). (T) : 0,71 % Mo et 423 ppm Cu sur 1,5 m; 0,76 % Mo et 153 ppm Cu sur 5 m (éch. 777354 et 777398-400; Desbiens, 1998 ). (S) : 0,08 % Mo et 150 ppm Cu sur 50,50 m à 14 m de profondeur incluant 0,14 % Mo et 200 ppm Cu sur 22,5 m à 40,5 m de profondeur (Ti-00-03; Desbiens, 2001).	Une zone d'affleurements minéralisés localise le gîte (Desbiens, 1998).
Brèche Yogi-Bou-bou-Alix	33G16 559628 5971931	Mo-Au-Cu-Ag	Brèches hydrothermales de composition tonaltique, constituée de fragments anguleux de tonalite porphyrique.	Molybdénite, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotine et malachite. Quartz et hématite.	<b>Yogi</b> (E) : 2,2 g/t Au, 0,50 % Cu, 15,8 g/t Ag et 970 ppm Bi; 1,6 g/t Au, 0,36 % Cu et 9,3 g/t Ag; 2,4 % Mo, 329 ppm Cu et 1,4 g/t Ag; 0,26 % Mo, 0,20 % Cu et 8,4 g/t Ag (éch. 765051, 765055, 765053 et 764955; Desbiens, 2001). (T) : 317 ppb Au, 0,32 % Cu et 4,4 g/t Ag sur 1,0 m (éch. 63064; Desbiens, 2001). <b>Bou-bou</b> (E) : 1,02 % Cu, 18,0 g/t Ag, 523 ppb Au et 279 ppm Bi; 7,1 g/t Ag et 0,44 % Cu; 0,22 % Mo, 0,24 % Cu, 5,5 g/t Ag et 262 ppb Au (éch. 921860, 776908, 925855; Desbiens, 2001). (S) : 0,44 % Mo et 223 ppm Cu sur 3 m à 30 m de profondeur (sondage Ti-00-05; Desbiens, 2001). <b>Alix</b> (E) : 2,17 % Mo et 1 g/t Ag; 6 g/t Ag et 701 ppm Cu; 1,6 g/t Ag et 569 ppm Cu (éch. 776738, 776945 et 776946; Desbiens, 2001).	Localisation par l'indice Yogi ( Desbiens, 2001). Trois corps minéralisés: à l'ouest Yogi, au centre Bou-bou et à l'est Alix.
Brèche Ozzy	33G16 559328 5973131	Mo-Cu-Ag (Au)	Brèche hydrothermale de composition tonaltique constituée de fragments anguleux de tonalite porphyrique avec une extension des veines et veinules vers le nord-est.	Molybdénite, chalcopryrite et pyrite.	Brèche Ozzy (E) : 0,73 % Cu, 20 g/t Ag, et 182 ppb Au; 0,88 % Mo et 0,51 % Cu; 0,34 % Mo, 450 ppm Cu; 0,76 % Mo, 0,13 % Cu et 3 g/t Ag (éch. 765074, 921866, 921868 et 921869; Desbiens, 2001). Extension NE (E) : 0,27 % Mo, 0,11 % Cu, 6,1 g/t Ag et 214 ppb Au; 0,16 % Mo, 0,67 % Cu et 4,4 g/t Ag (éch. 921862 et 921863; Desbiens, 2001).	Localisation par l'indice Brèche Ozzy (Desbiens, 2001). Deux corps minéralisés: au sud Brèche Ozzy et au nord Extension NE.
Yo	33G16 557978 5970901	Mo-Cu-Ag (Au)	Veines, veinules et amas minéralisés recoupant une tonalite à biotite et porphyres de quartz.	Molybdénite et chalcopryrite. Quartz et hématite.	(E) : 4,27 % Mo, 0,17 % Cu et 304 ppb Au; 0,72 % Mo, 0,32 % Cu, 4,9 g/t Ag et 202 ppb Au (éch. 764965 et 764975; Desbiens, 2001). (T) : 0,47 % Mo et 500 ppm Cu sur 3,0 m; >2,00 % Mo, 0,19 % Cu et 6 g/t Ag (éch. 63050-63052 et 777342; Desbiens, 1998). (S) : 0,18 % Mo et 70 ppm Cu sur 24,6 m à 86,5 m de profondeur (Ti-00-01, Desbiens, 2001).	Une zone d'affleurements minéralisés localise le gîte (Desbiens, 1998).
Spotty Moly	33G16 559575 5974013	Mo	Veines, veinules et amas minéralisés disséminés recoupant un granitoïde blanc massif.	Molybdénite, chalcopryrite, pyrite, malachite et bornite.	(S) : 0,50 % Mo sur 1,0 m à 66 m de profondeur (Ti-08-08; St-Cyr, 2008).	Localisation par le forage Ti-08-08 (St-Cyr, 2008).
Suzette	33G16 557972 5974963	Mo (Cu-Ag)	Brèches hydrothermales de composition tonaltique.	Molybdénite et chalcopryrite.	(E) : 2,87 % Mo, 500 ppm Cu et 3,3 g/t Ag; 2,03 % Mo (éch. 444 et 449; Doucet, 2008).	Localisation par l'échantillon 449 (Doucet, 2008).

1- (E) : échantillon choisi; (T) : tranchée; (S) : sondage

TABLEAU 1 – Description sommaire des minéralisations de la région (suite)

Nom de l'indice	Feuillet SNRC Estant, Nordant (zone 18-NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante	Minéralogie/Altération	Teneurs <sup>1</sup>	Remarques (localisation)
<b>Minéralisations de porphyres à Mo-Cu-Ag</b>						
Brèche Nord-Sud	33G16 558394 5976094	Mo-Ag (Cu)	Brèches hydrothermales de composition tonaltique.	Molybdénite, chalcopryrite et pyrrhotine.	(E) : 0,42 % Mo, 0,14 % Cu et 11,0 g/t Ag; 0,18 % Cu et 4,2 g/t Ag; 0,02 % Mo, 0,48 % Cu et 12,2 g/t Ag; 0,21 % Mo et 3,9 g/t Ag (éch. 710, 711, 713 et 755; Doucet, 2008).	Localisation par l'échantillon 711 (Doucet, 2008).
Brèche Italie	33G16 557049 5976750	Mo-Ag (Cu)	Brèches hydrothermales.	Molybdénite et pyrite. Quartz et épidote.	(E) : 0,13 % Mo et 234 ppm Cu; 789 ppm Cu et 4,8 g/t Ag; 0,72 % Mo et 10,9 g/t Ag (éch. 705, 706 et 708; Doucet, 2008).	Localisation par l'échantillon 705 (Doucet, 2008).
Brèche Caliméro	33G16 560914 5974226	Mo-Cu-Ag (Au)	Brèche hydrothermale de composition tonaltique avec des veines et veinules recoupant une tonalite.	Molybdénite, chalcopryrite et pyrite.	(E) : 4,2 % Mo, 0,20 % Cu, 5,5 g/t Ag et 106 ppb Au; 6,4 % Cu, 201 g/t Ag et 553 ppb Au (éch. 727 et 724; Doucet, 2008).	Localisation par l'échantillon 720 (Doucet, 2008).
Brèche Ouest	33G16 557663 5971767	Mo (Ag-Au)	Veines et veinules recoupant une tonalite.	Pyrite et molybdénite. Quartz et hématite.	(E) : 0,26 % Mo, 1,5 g/t Ag et 128 ppb Au (éch. 765065; Desbiens, 2001).	Localisation par l'échantillon 765065 (Desbiens, 2001).
Silly Cat	33G16 558768 5974321	Mo-Ag (Cu)	Veines, veinules et amas minéralisés disséminés recoupant une tonalite à biotite et porphyres de quartz.	Molybdénite, chalcopryrite et pyrite. Quartz, hématite, épidote et biotite.	(E) : 0,82 % Mo (éch. 672862; Marcotte et Leclerc, 1997); 8,5 g/t Ag, 0,47 % Cu et 227 ppm Mo (éch. 776783; Desbiens, 1998); 4,36 % Mo; 2,87 % Mo; 0,77 % Mo, 7,6 g/t Ag et 0,24 % Cu; 0,54 % Mo, 2,4 g/t Ag (éch. 441, 438, 434 et 420; Doucet, 2008). (T) : 0,27 % Mo et 394 ppm Cu sur 1 m; 0,18 % Mo sur 1 m (éch. 125851 et 125859; Doucet, 2008).	Une zone d'affleurements minéralisés localise le gîte (Desbiens, 1998).
Blue Fox	33G16 558378 5971381	Mo-Ag (Cu-Au)	Veines, veinules et amas minéralisés disséminés recoupant une tonalite à biotite et porphyres de quartz.	Molybdénite, chalcopryrite et chalcocite. Quartz, hématite et muscovite.	Blue Fox Sud (E) : 0,33 % Mo, 13,1 g/t Ag et 364 ppm Cu; 1,4 % Mo, 9,7 g/t Ag, 0,21 % Cu et 146 ppb Au; 1,28 % Mo (éch. 776791, 776792 et 776794; Desbiens, 1998). Blue Fox Nord (E) : 0,17 % Mo; 0,11 % Mo, 9,1 g/t Ag et 0,29 % Cu; 0,11 % Mo, 210 ppm Cu (éch. 765082, 729412 et 729414, Desbiens, 1998).	Localisation par l'échantillon 776795 (Desbiens, 2001). Deux corps minéralisés: Blue Fox Sud et Blue Fox Nord.
Ricky	33G16 560094 5972432	Ag (Cu-Mo-Au)	Veines et veinules minéralisées recoupant une tonalite à biotite.	Pyrite, molybdénite, chalcopryrite et malachite. Quartz et hématite.	(E) : 1,8 g/t Ag, 589 ppm Cu et 268 ppm Mo; 9,9 g/t Ag et 0,30 % Cu; 5,4 g/t Ag, 865 ppm Cu et 159 ppb Au; 627 ppm Mo (éch. 921852, 921853, 921855 et 921856; Desbiens, 2001).	Localisation par l'échantillon 921853 (Desbiens, 2001).
Tilly Ouest	33G16 561265 5973276	Ag (Cu)	Veines, veinules et amas minéralisés recoupant une tonalite à biotite.	Pyrite et chalcopryrite.	(E) : 7,6 g/t Ag et 339 ppm Cu; 5,6 g/t Ag et 568 ppm Cu (éch. 729054 et 729055; Marcotte et Leclerc, 1997).	Localisation par l'échantillon 729054 (Marcotte et Leclerc, 1997).

1- (E) : échantillon choisi; (T) : tranchée; (S) : sondage

TABLEAU 1 – Description sommaire des minéralisations de la région (suite et fin)

Nom de l'indice	Feuillet SNRC Estant, Nordant (zone 18-NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante	Minéralogie/Altération	Teneurs <sup>1</sup>	Remarques (localisation)
<b>Minéralisations uranifères</b>						
Tilly	33G16 562640 5974250	U (Th)	Minéralisation disséminée dans les mudrocks détritiques verts de la Fm. de Sakami.	Minéral d'uranium et minéral de thorium.	(E) : 0,05 % U et 29 ppm Th; 0,11 % U et 9 ppm Th (Fouques et Schumacher, 1979); 0,11 % U (bloc erratique; Oakes, 1975).	Localisation par l'anomalie de 200 c/s de la carte 12 (Payette et Larose, 1977).
Mago	33G09 549650 5942080	U-Th	Minéralisation disséminée dans deux bandes felsiques à quartz interstratifiées avec une séquence de schistes à biotite et une formation de fer du Groupe de Guyer.	Minéral d'uranium et thorianite. Quartz et biotite.	(E) : 0,20 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (0,17 % U) et 0,15 % ThO <sub>2</sub> (0,13 % Th); 0,039 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (0,033 % U) et 0,080 % ThO <sub>2</sub> (0,070 % Th), (éch. G570A1 et G570B; Dionne, 1978).	Localisation sur une anomalie radiométrique (carte 21, Dionne, 1978).
Maya	33G09 534570 5931310	U-Th	Minéralisation disséminée au contact entre un granite pegmatitique et un paragneiss.	Minéral d'uranium et minéral de thorium.	(E) : 0,090 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (0,076 % U) et 0,23 % ThO <sub>2</sub> (0,20 % Th); 0,11 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (0,09 % U) et 0,16 % ThO <sub>2</sub> (0,14 % Th), (éch. G538C et G538C2; Dionne, 1978).	Localisation sur une anomalie radiométrique (carte 21, Dionne, 1978).
<b>Minéralisations de nature indéterminée (Cu-Ag-Au-Pb-Zn)</b>						
Nina (nouveau)	33G15 505501 5977437	Cu-Ag	Sulfures disséminés à semi-massifs dans une amphibolite et veines de sulfures recoupant l'amphibolite et un granite.	Pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et arsénopyrite. Quartz et épidote.	(E) : 1,42 % Cu et 128 g/t Ag (éch. 2010052208); 0,15 % Cu et 15 g/t Ag (éch. choisi 2010052207; présente étude).	Localisation par l'affleurement 09-SB-6181.
Lac Brook Trout	33G09 559567 5929873	Au-As	Sulfures disséminés et en veinules dans un mince niveau de shales graphiteux intercalé dans des amphibolites.	Pyrite et arsénopyrite.	(E) : 1,1 g/t Au et 6,57 % As; 0,75 g/t Au et 7,43 % As (éch. 8930 et 8932; de Chavigny, 1998a).	Localisation par l'échantillon 8930 (de Chavigny, 1998a).
Lac Jannette Sud	33G09 558206 5930081	Ag (Pb-Zn-Au)	Sulfures disséminés et dans veines et veinules de quartz-carbonates concordantes à l'intérieur d'une amphibolite.	Pyrite et arsénopyrite. Quartz, grenat et carbonates.	(E) : 19,8 g/t Ag, 0,29% Pb, 0,11 % Zn et 171 ppb Au (éch. 8607; de Chavigny, 1998a).	Localisation par l'échantillon 8607 (de Chavigny, 1998a).
Pontois 98-06	33G09 533804 5928949	Au (Cu-Zn-As)	Veines et veinules minéralisées dans des laves mafiques amphibolitisées.	Pyrite et pyrrhotine. Quartz, carbonates et amphiboles.	(S) : 1,41 g/t Au, 953 ppm Cu, 296 ppm Zn et 700 ppm As sur 1,2 m à 54,8 m de profondeur (éch. 101708; Blanchet, 1998).	Localisation par forage (Blanchet, 1998).
Oz	33G09 555716 5930707	Au	Sulfures disséminés dans un wacke interstratifié avec un conglomérat polygénique.	Pyrite	(T) : 1,18 g/t Au sur 1 m (éch. 141225; Oswald, 2008b).	Localisation par l'échantillon 141225 (Oswald, 2008b).
Bonoeil	33G09 558085 5929411	Cu-Zn	Sulfures disséminés dans une exhalite schisteuse en contact cisailé avec une amphibolite.	Chalcopryrite et pyrrhotine.	(E) : 1,4 % Cu; 0,86 % Cu (éch. 195798 et 195799; Roy et Archer, 2010).	Localisation par l'échantillon 195798 (Roy et Archer, 2010).
Félix	33G09 550091 5928363	Cu	Veines minéralisées recoupant une diorite.	Chalcopryrite, bornite et covellite. Quartz	(E) : 0,81 % Cu; 1,2 % Cu (éch. 81592 et 81593; de Chavigny, 1998b).	Localisation par l'échantillon 81593 (de Chavigny, 1998b).

1- (E) : échantillon choisi; (T) : tranchée; (S) : sondage