

RG 2018-01

Synthèse géologique de la région de rivière Octave, Abitibi

Mehdi A. Guemache



Décapage exposant la zone minéralisée Adam (terres rares), voisine de l'indice aurifère Carrière (Desboues-Berry-Sud). Affleurement 11-PL-1032.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Jean-Yves Labbé, par intérim

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Andrea Amortegui

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Robert Thériault, géo., par intérim

Auteurs

Mehdi A. Guemache, géo.

Lecture critique

Claude Dion, ing. et Pierre Lacoste, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Julie Sauvageau et Kathleen O'Brien

Graphisme

André Tremblay

Synthèse géologique de la région de rivière Octave, Abitibi

Mehdi A. Guemache¹

RG 2018-01

Résumé

Nous présentons dans ce rapport les résultats d'une synthèse géologique de la région de la rivière Octave (feuilles SNRC 32C13, 32C14, 32D15, 32D16, 32E01, 32E02, 32E08, 32F03 à 32F05) réalisée à la suite d'un programme de sondages des sédiments quaternaires et du socle étalé entre 2006 et 2013. L'examen des données disponibles sur le socle rocheux et la révision de la géologie de certains secteurs ont servi à la production d'une version actualisée de la carte géologique. Ces travaux ont aussi permis de rehausser le potentiel minéral de la région à la suite de l'identification de nouvelles cibles d'exploration. Parmi celles-ci, une zone particulièrement intéressante pour l'exploration des terres rares, la zone minéralisée Adam, a été mise au jour dans la partie SE du Pluton de Gemini-Saint-Éloi.

Table des matières

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| INTRODUCTION | 5 |
| Cadre régional | 5 |
| Objectifs et méthode de travail | 5 |
| Historique des campagnes de forages du projet Octave | 7 |
| Remerciements | 7 |
| STRATIGRAPHIE | 9 |
| Unités volcaniques | 9 |
| Formation de Valrennes (nAvr) ($>2728 \pm 0,9$ Ma) | 9 |
| Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (nAvp) (2722 ± 1 Ma) | 9 |
| Formation de Clermont-Disson (nAcd) | 9 |
| Formation de Desboues (nAde) | 10 |
| Formation de la Rivière Octave (nAro) ($2726,3 \pm 2,4$ Ma) | 10 |
| Groupe de Quévillon (nAqv) ($2718,2 \pm 2,1$ Ma; $2716,4 \pm 1,1$ Ma) | 11 |
| Formation de Miniac (nAni) | 11 |
| Unités sédimentaires | 11 |
| Groupe de Chicobi (nAci) ($<2698 \pm 2,4$ Ma, $<2696 \pm 3$ Ma) | 11 |
| Formation de Glandelet (nAgl) ($<2695 \pm 1$ Ma) | 12 |
| Unités plutoniques | 12 |
| Intrusions mafiques et ultramafiques | 12 |
| Intrusions mafiques (unités lithologiques) | 12 |
| Intrusions de Maizerest (nAmaz) | 12 |
| Intrusions felsiques à intermédiaires | 12 |
| Intrusion de Bernetz (nAbrn) (<2695 Ma) | 12 |
| Suite intrusive de Marest (nAmar) (2705 ± 1 Ma) | 13 |
| Pluton de Mistaouac (nAmst) (2724 ± 4 à 2727 ± 9 Ma, 2726 ± 2 Ma) | 14 |
| Pluton de Strangway (nAstw) | 16 |
| Pluton de Wedding (nAwed), Stock de Laflamme (nAfla), Pluton de Rapide-des-Cèdres (nArde) | 16 |
| Pluton de Beehler (nAbee) | 16 |
| Pluton du Lac de la Perdrix (nAper) | 17 |
| Pluton de Nissing-Oditan (nAnis) (<2698 Ma) | 17 |
| Pluton de Gémini-Saint-Éloi (nAgem) | 18 |
| Stock de Dalet (nAdlt) | 19 |
| Stock de Kamadjideweckode (nAkad) | 19 |
| Pluton de Coigny (nAcoi) | 19 |
| Intrusions de diorite (unités lithologiques) | 20 |
| Dykes mafiques protérozoïques : Dykes de l'Abitibi (mPabi), Dykes de Biscotasing (pPbis) et Essaim de dykes de Matachewan (pPmaw) | 20 |
| GÉOCHIMIE | 21 |
| Volcanites et intrusions mafiques et ultramafiques associées | 21 |
| Formation de Valrennes | 21 |
| Groupe de Vanier-Dalet-Poirier | 21 |
| Formation de Clermont-Disson | 22 |
| Formation de Desboues | 22 |
| Formation de la Rivière Octave | 23 |
| Groupe de Quévillon | 23 |
| Intrusions mafiques | 23 |
| Intrusions de Maizerest | 24 |
| Intrusions felsiques à intermédiaires | 24 |
| Intrusion du Bernetz | 24 |
| Suite intrusive de Marest | 27 |
| Pluton de Mistaouac | 29 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Intrusions mineures | 31 |
| Unités sédimentaires..... | 35 |
| Dykes protérozoïques | 36 |
| MÉTAMORPHISME | 40 |
| GÉOLOGIE STRUCTURALE..... | 40 |
| Discontinuités structurales | 40 |
| Plis | 40 |
| Domaines structuraux..... | 42 |
| Phases de déformation..... | 42 |
| GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE | 43 |
| Minéralisations associées aux zones de déformation | 43 |
| Minéralisations synvolcaniques..... | 44 |
| Minéralisations magmatiques de Ni-Cu ± EGP | 44 |
| Minéralisations de porphyre à molybdène..... | 44 |
| Minéralisations associées au magmatisme alcalin | 45 |
| CONCLUSION | 45 |
| RÉFÉRENCES | 56 |
| HORS TEXTE : Synthèse géologique de la région de rivière Octave, Abitibi, Québec, Canada – RG 2018-01-C01 | |

INTRODUCTION

Cadre régional

Le périmètre d'étude couvre en tout ou en partie dix feuillets SNRC (32C13, 32C14, 32D15, 32D16, 32E01, 32E02, 32E08, 32F03 à 32F05) et est localisé dans la partie centrale de l'Abitibi (figure 1 et carte hors texte), immédiatement à l'ouest de la ville de Lebel-sur-Quévillon et à environ 100 km au nord de la ville de Val-d'Or. D'une superficie de 7300 km², il est borné par les longitudes 77° W et 79° W et les latitudes 48° 48' N et 49° 24' N.

D'un point de vue géologique, ce secteur appartient à la Zone Volcanique Nord (Chown *et al.*, 1992) de la Sous-province de l'Abitibi. Le terrain est composé principalement de lithologies d'âge archéen. Les grandes masses plutoniques de l'Intrusion de Bernetz ($<2695 \pm 1$ Ma; Rhéaume *et al.*, 2010), de la Suite intrusive de Marest (2705 ± 1 Ma; Rhéaume *et al.*, 2010) et du Pluton de Mistaouac (2726 ± 2 Ma; Davis *et al.*, 2000) constituent les unités dominantes du secteur. Entre ces intrusions, on trouve d'épaisses séquences supracrustales composées de roches mafiques à felsiques et de roches sédimentaires métamorphisées au faciès des schistes verts. Les unités qui composent cet empilement comprennent les formations de Valrennes ($>2728 \pm 0,9$ Ma; Legault *et al.*, 2002), de Clermont-Disson, de Desboues, de la Rivière Octave ($2726,3 \pm 2,4$ Ma; Deschênes *et al.*, 2014), de Miniac et de Glandelet (<2695 Ma; Rhéaume *et al.*, 2010), ainsi que les groupes de Vanier-Dalet-Poirier (2722 ± 1 Ma; Rhéaume *et al.*, 2010), de Quévillon ($2716,4 \pm 1,1$ Ma; David *et al.*, 2007) et de Chicobi ($<2698 \pm 2,4$ Ma; Ayer *et al.*, 2002). Des filons-couches mafiques et ultramafiques (Intrusions de Maizerest) sont associés à ces unités, ainsi que des intrusions synvolcaniques felsiques à intermédiaires. Les grands épisodes tectoniques rattachés à l'Orogenèse kénoréenne sont en grande partie responsables de l'architecture géologique actuelle. Les unités archéennes ont ainsi été verticalisées, structurées en bandes sensiblement E-W et découpées par des zones de cisaillement régionales E-W, avant que des failles de décrochement dextre NW-SE et senestres NE-SW ne viennent réorganiser le tout. Les petites intrusions tardi-tectoniques ou post-tectoniques mises en place à la fin ou après ces épisodes tectoniques, comprennent les plutons de Strangway, de Wedding, de Rapide-des-Cèdres, de Lac de la Perdrix, de Nissing-Oditan ($<2698 \pm 2,4$ Ma; Ayer *et al.*, 2002), de Gémini-Saint-Éloi et de Coigny, les stocks de Laflamme, de Dalet et de Kamadjideweckode, ainsi que des petits corps dioritiques. La mise en place de dykes de diabase protérozoïques (Dykes de l'Abitibi, $1140,6 \pm 2$ Ma, Krogh *et al.*, 1987; Dykes de Biscotasing, $2166,7 \pm 1,4$ Ma, Buchans *et al.*, 1993; Essaim de dykes de Matachewan, $2473 \pm 16/9$ Ma, Heaman, 1997) marque le dernier grand événement géologique connu dans ce secteur avant les glaciations du Quaternaire. La région présente nombre de métalotectes particulièrement prometteurs pour les métaux précieux, usuels et de haute technologie.

Objectifs et méthode de travail

La présente étude vise à synthétiser et à intégrer les résultats des campagnes de forages du Projet Octave, dont les objectifs principaux visaient les points suivants : (1) améliorer la carte géologique du socle rocheux; (2) établir la stratigraphie des sédiments quaternaires et la dynamique glaciaire associée; et (3) évaluer le potentiel minéral.

La mise en œuvre du Projet Octave était motivée par le fait que la compréhension de la géologie de la partie centrale de l'Abitibi est entravée par la rareté des affleurements qui s'explique par une couverture relativement épaisse et continue de sédiments glaciaires et glaciolacustres. Ces derniers, dont l'épaisseur peut atteindre 80 m, sont rattachés à la présence du Lac glaciaire Barlow-Ojibway qui est apparu en marge de l'Inlandsis laurentidien lors de son recul vers le nord à la fin de la dernière glaciation et qui a recouvert les territoires nouvellement déglacés du Témiscamingue et de l'Abitibi (voir par exemple Ménard, 2012).

Cette carence d'informations n'a pas été comblée par les forages d'exploration entrepris par les compagnies minières, car ces données sont circonscrites à des secteurs particuliers au potentiel minéral jugé relativement élevé. Le reste du territoire est relativement peu touché par les travaux d'exploration. L'approche retenue pour pallier la rareté des affleurements rocheux a été de procéder à une série de forages verticaux afin d'échantillonner les sédiments quaternaires, principalement le till, et le socle rocheux sous-jacent. La majorité de ces sondages (267 sur 300) ont été effectués en utilisant une foreuse autotractée de type *Sonic* (*Rotasonic*) permettant d'obtenir des carottes de diamètre « PQ » (85 mm). Ces forages ont été implantés dans les secteurs pauvres en affleurements, le long du réseau routier existant, en visant un espacement moyen de 3 km. Les affleurements situés le long des chemins forestiers ont également été visités. Les forages avaient pour but de traverser et d'échantillonner la couche de sédiments non consolidés et se poursuivaient dans le socle rocheux sur une profondeur moyenne de 3 m. Les échantillons de roc ainsi recueillis sont suffisamment représentatifs pour permettre une description détaillée des structures et des microstructures (textures) de la roche, d'établir les relations entre les lithologies et de relever quelques données structurales. Les lithologies intersectées en sondages ont été caractérisées aux échelles macroscopique et microscopique et ont fait l'objet d'analyses lithogéochimiques, ainsi que de mesures structurales et de susceptibilité magnétique. Toutes les descriptions lithologiques et les analyses géochimiques sont présentées respectivement dans les modules des affleurements de géofiche et de géochimie d'échantillons de roche du Système d'information géominère (SIGÉOM) : http://sigecom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/11102_aLaCarte?l=F

Le traitement des données provenant des sédiments quaternaires visait à caractériser les diverses unités de till rencontrées du point de vue de leur composition géochimique, minéralogique et lithologique dans le but d'établir

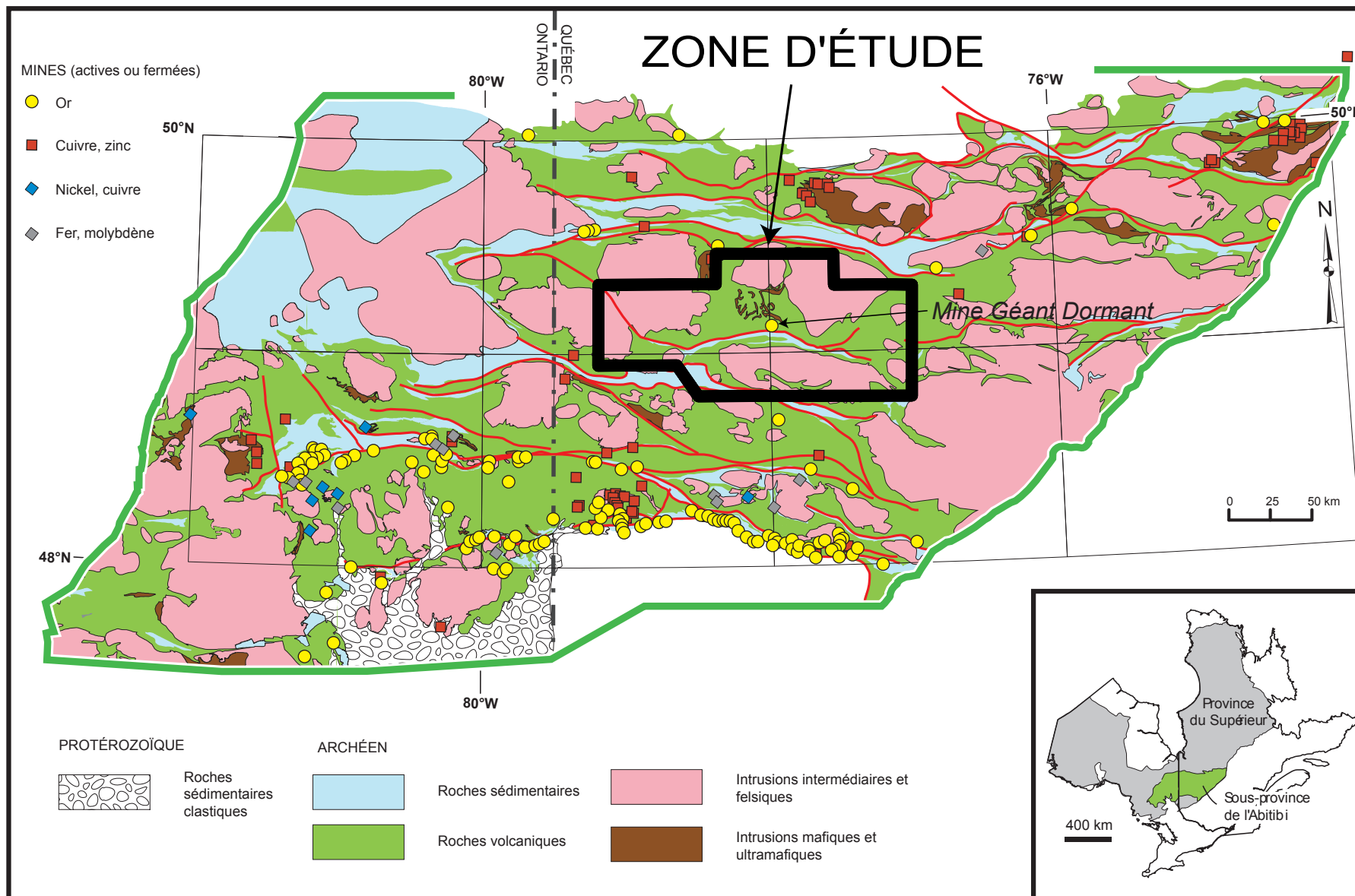


FIGURE 1 - Localisation de la région d'étude.

le cadre lithostratigraphique régional des dépôts de surface. Dans chaque sondage, la stratigraphie, la géochimie de la fraction fine (<63 µm), la minéralogie des minéraux lourds et l'assemblage de fragments lithiques ont été caractérisés. Ces données ont ensuite été intégrées et synthétisées afin de proposer un modèle d'écoulement glaciaire et de préciser les schémas locaux de dispersion dans le but d'identifier des cibles d'exploration. Les données géochimiques de la fraction fine des tills sont disponibles dans le SIGÉOM. Les résultats pour les minéraux indicateurs provenant des échantillons de till et d'eskers recueillis lors des campagnes 2011 à 2013 sont présentés dans Allard et Dubé-Loubert (2016). La description et l'interprétation des données du Quaternaire ne seront pas abordées dans ce rapport.

Historique des campagnes de forages du Projet Octave

Le programme de forages des formations superficielles s'est déroulé entre 2006 et 2013 (tableau 1 et figure 2). La première phase a commencé à l'hiver 2006 lorsque le ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF) et la Commission géologique du Canada (CGC) ont réalisé 37 forages au diamant de diamètre BQ (forages RO-01 à RO-37) entre les rivières Coigny et Bigniba (portion sud-ouest du feuillet 32F04). Ces travaux ont été effectués dans le cadre du Plan Cuivre du MRNF et de l'Initiative Géoscientifique Ciblée (ICG-3) de la CGC. Les géologues du Ministère avaient la responsabilité du volet géologie du soubassement rocheux, alors que leurs collègues de la CGC s'occupaient de la description et de l'échantillonnage de la couverture quaternaire.

Toutefois, la récupération des carottes de cette première phase a été relativement médiocre. C'est pourquoi le Ministère et la CGC ont poursuivi le projet de forages à l'est du premier levé, entre les rivières Laflamme et Bigniba (feuillet 32F03, 32F04 et 32C13) en utilisant cette fois une foreuse de type *Rotasonic*. Cet équipement permet de récupérer des échantillons pratiquement intacts, tout en offrant de bonnes performances du point de vue de la vitesse de forage. Durant cette deuxième phase, 97 sondages de diamètre PQ ont été réalisés entre janvier et mars 2008 (forages RO-101 à RO-196). Les résultats des phases 1 et 2 touchant la géologie du socle rocheux ont été publiés par le Ministère dans un rapport de la série MB (Rhéaume *et al.*, 2010).

À l'hiver 2011, le Ministère a procédé à une troisième phase de sondages directement à l'ouest du premier levé, dans le secteur de la rivière Octave (feuillet 32D16, 32E01 et 32F04). Un total de 43 forages de type *Rotasonic* (RO-201 à RO-243) ont été implantés dans ce secteur. Les résultats partiels de l'analyse des données du socle rocheux ont été publiés en 2014 dans un rapport de la série RP (Deschênes et Allard, 2014).

À l'hiver 2012, le Ministère a exécuté un quatrième levé à l'ouest du précédent, entre les rivières Trudelle et Octave (Projet rivière Wawagosis; feuillet 32D15 et 32E02). Cinquante-huit forages de type *Rotasonic* ont été réalisés à cette occasion (RO-301 à RO-362). Les résultats partiels de ces travaux ont été publiés en 2014 dans un rapport de la série RP (Deschênes *et al.*, 2014).

Enfin, un cinquième et dernier levé a été effectué par le Ministère en 2013 (Projet Rivière Bell). Ce levé a été divisé en deux blocs. Un premier bloc de 35 forages (RO-401 à RO-435) est situé directement à l'ouest de la ville de Lebel-sur-Quévillon (feuillet 32C14 et 32F03). Un second bloc de 32 forages (RO-440 à RO-477) est localisé dans le secteur des Intrusions de Maizerest et du Pluton de Marest (feuillet 32E01, 32E08, 32F04 et 32F05). Au total, 67 forages de type *Rotasonic* ont été réalisés entre mars et juillet 2013. Le présent rapport présente les données récoltées à cette occasion en intégrant celles provenant des campagnes de forages antérieures.

Ces différentes campagnes de forages ont porté des noms différents (rivière Bignita, rivière Octave, rivière Wawagosis, rivière Bell), mais nous les regrouperons toutes sous le nom de « Projet Octave » dans la suite du texte.

Remerciements

Patrice Roy, James Moorhead, Jean Goutier, Hanafi Hammouche, Ghyslain Roy, Siham Benahmed, Pierre Rhéaume, Pierre-Luc Deschênes, Guillaume Allard et Gabriel Morin sont vivement remerciés pour leur aide lors de la réalisation de ce travail. Nous savons gré à Pierre Lacoste pour sa lecture critique du manuscrit; ses remarques avisées ont permis d'améliorer substantiellement la qualité du texte. Nous exprimons également notre profonde gratitude envers Claude Dion et Pierre Lacoste pour le travail méticuleux d'édition. Enfin, un gros merci à André Tremblay pour le montage final du rapport et à Sylvie Tétreault pour la réalisation de la carte géologique hors texte.

TABEAU 1 – Synthèse historique des campagnes de forages soniques du Projet Octave. Le code RO est l'acronyme de « Rivière Octave ». Les forages RO 320, 321, 332, 335, 341, 353, 436, 437, 438, 439, 441, 443, 446, 447, 450, 451 n'ont pas été réalisés. La distribution des forages est illustrée à la figure 2.

| Phase | Année | Feuillet SNRC | Nombre de forages | Numéros de forages | Référence |
|-------|-----------|------------------------------------------|--------------------|--------------------|------------------------|
| 1 | 2006-2007 | 32F03, 32F04, 32C13 | 37 | RO-01 à RO-37 | MB 2010-06; ce rapport |
| 2 | 2007-2008 | 32F03, 32F04, 32C13 | 97 | RO-101 à RO-197 | MB 2010-06; ce rapport |
| 3 | 2010-2011 | 32E01, 32D16, 32F04 | 43 | RO-201 à RO-243 | RP 2014-02; ce rapport |
| 4 | 2011-2012 | 32E02, 32D15 | 56 | RO-301 à RO-362 | RP 2014-04; ce rapport |
| 5 | 2012-2013 | 32C14, 32F03, 32F04, 32F05, 32E01, 32E08 | 67 | RO-401 à RO-477 | Ce rapport |
| | | | Total : 300 | | |

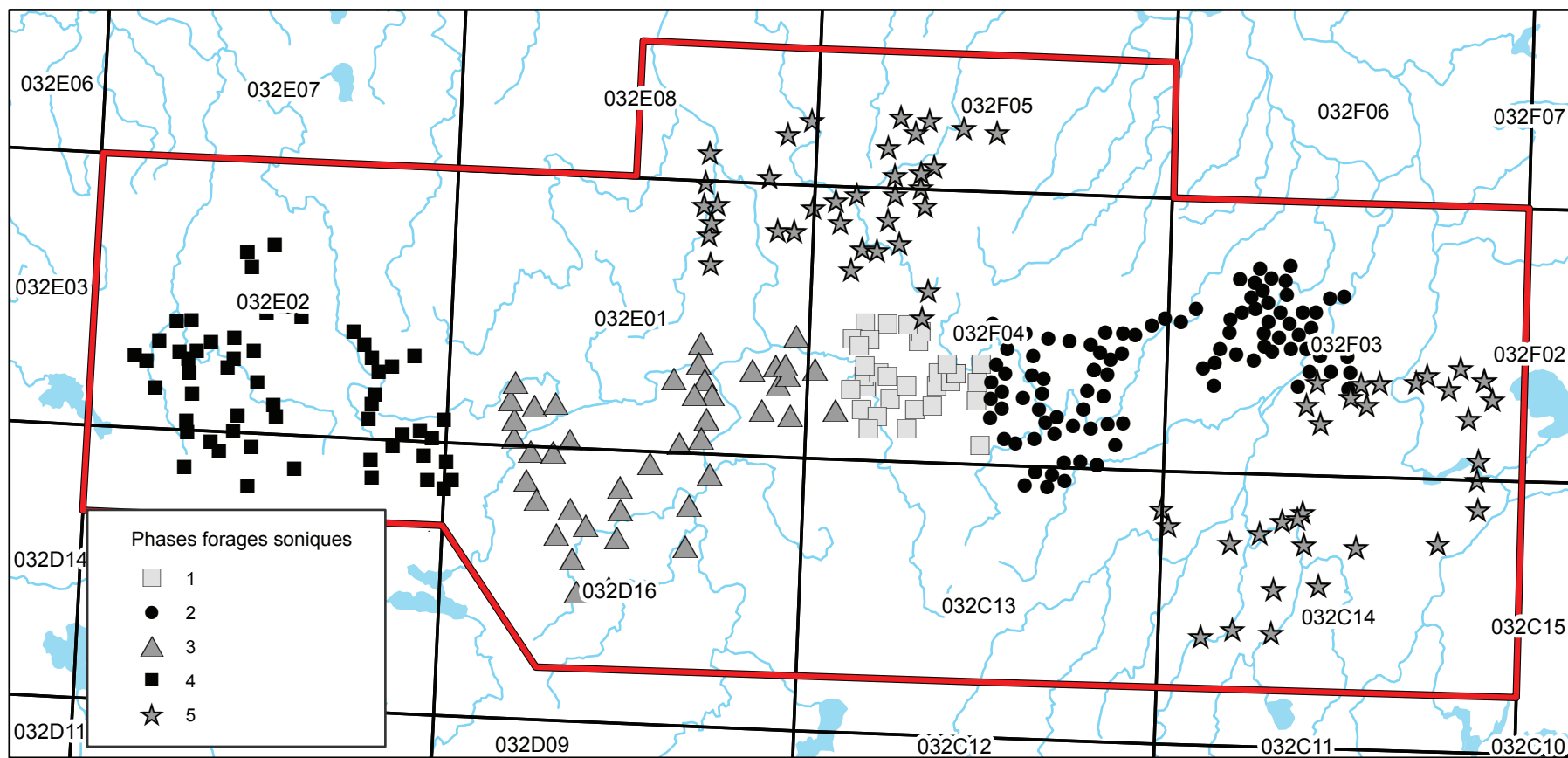


FIGURE 2 - Historique des campagnes de forages soniques.

STRATIGRAPHIE

Les roches volcaniques occupent près de 40 % du territoire étudié. Elles regroupent les formations de Valrennes, de Clermont-Disson, de la Rivière Octave, de Desboues et de Miniac, ainsi que les groupes de Vanier-Dalet-Poirier et de Quévillon. Ces unités volcaniques sont associées à quelques minces unités sédimentaires ainsi qu'à des intrusions mafiques (I3Aa) et ultramafiques (p. ex. Intrusions de Maizerest) vraisemblablement comagmatiques.

Les unités granitoïdes de la région occupent 50 % de la superficie et se subdivisent en intrusions synvolcaniques, syntectoniques et tarditectoniques à post-tectoniques (Chown *et al.*, 1992). Les intrusions synvolcaniques sont pratiquement contemporaines des séquences volcano-sédimentaires (2735 à 2705 Ma) et leur mise en place précède l'épisode de déformation régionale. La mise en place des intrusions syntectoniques est synchrone à la déformation régionale (2704 à 2668 Ma). Ces intrusions montrent communément une forme allongée, parallèle à la fabrique structurale régionale. Les intrusions tarditectoniques à post-tectoniques, de petite dimension, montrent une forme quasi circulaire et coupent tous les autres ensembles archéens. Ces unités tardives présentent généralement une phase bordière caractérisée par une forte anomalie magnétique et une phase centrale d'intensité magnétique plus faible.

Les unités sédimentaires, représentées principalement par la Formation de Glandelet et le Groupe de Chicobi, occupent 10 % du territoire étudié.

Toutes ces unités sont représentées dans la carte géologique hors texte et sont décrites plus en détail dans les sections suivantes. Quelques unités qui apparaissent dans les parties est (Pluton de Lequev [nAleq]), ouest (formation de Normétal [nAno] et plutons de Rousseau [nArss], de Boivin [nAbov] et de Val-St-Gilles [nAvsg]) et sud-ouest de la carte (Groupe de Béarn [nAbn] et Pluton de Berry [nAbr]) ne seront pas traitées ici.

Unités volcaniques

Formation de Valrennes (nAvr) (>2728 ±0,9 Ma)

La Formation de Valrennes forme une bande de 0,5 et 10 km de largeur localisée en bordure du Pluton de Mistaouac, ce qui explique le métamorphisme au faciès des amphibolites subi par les roches du secteur (Deschênes *et al.*, 2014). Cette unité s'est mise en place avant 2728 ±0,9 Ma, âge d'une intrusion intermédiaire qui la coupe (Intrusion de Valrennes; Legault *et al.*, 2002). Il s'agirait donc de l'une des plus anciennes unités volcaniques de la région. Cette formation est divisée en six unités informelles :

- nAvr (indifférenciée) : basalte, amphibolite, volcanite mafique et intermédiaire, rhyolite et tuf felsique;
- nAvr1 : basalte coussiné ou massif et basalte bréchifié et cisailé (photo 1);

- nAvr2 : tuf intermédiaire à lapillis et andésite massive;
- nAvr3 : mudrock, localement grès quartzitique;
- nAvr4 : andésite coussinée et en coulée massive;
- nAvr5 : tuf felsique, tuf felsique cherteux et tuf felsique chloritisé.

Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (nAvp) (2722 ±1 Ma)

Ce groupe, d'une superficie totale d'environ 1900 km², constitue l'unité encaissante de la Suite intrusive de Marest et couvre l'espace entre celle-ci et le Pluton de Mistaouac. Les roches de cette unité ont été échantillonnées par de nombreux forages soniques. Elle est assez complexe et se compose de huit unités informelles :

- nAvp (indifférenciée) : ensemble de laves intermédiaires et mafiques massives, coussinées, bréchiques, vésiculaires, localement porphyriques à phénocristaux de plagioclase;
- nAvp1 : basalte et andésite, massifs, coussinés, bréchiques, porphyriques, amphibolite dérivée de basalte ou d'andésite, tuf et volcanites indifférenciés, brèche volcanoclastique indifférenciée;
- nAvp2 : tuf intermédiaire à lapillis et à blocs, localement turbiditique, cherteux, brèche de coulée andésitique, brèche volcanoclastique indifférenciée, niveaux d'andésite coussinée et de dacite massive;
- nAvp3 : tuf felsique et indifférencié, brèche volcanoclastique felsique et indifférenciée, quelques brèches de coulée basaltique, localement rhyolite et dacite;
- nAvp4 : wacke, conglomérat et mudrock;
- nAvp5 : wacke, mudrock, chert et formation de fer;
- nAvp6 (non représentée sur la carte géologique) : basalte amphibolitisé, gloméroporphorique, massif ou coussiné formant une bande d'épaisseur kilométrique au contact avec la Suite intrusive de Marest (Rhéaume *et al.*, 2010);
- nAvp7 : gabbro.

L'intrusion de gabbro chloritisé, schisteux et altéré en carbonates qui coupe l'unité nAvp1 près de la zone minéralisée Comtois (Rhéaume *et al.*, 2010) appartient à l'unité nAvp7.

Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier a été daté à 2722 ±1 Ma par Gaboury et Daigneault (1999) et à 2722 ±2 Ma (nAvp3; photo 2) par Rhéaume *et al.* (2010).

Formation de Clermont-Disson (nAcd)

La Formation de Clermont-Disson est exposée dans la partie SW du secteur d'étude où elle forme une unité volcanique d'environ 8 km d'épaisseur s'étendant sur une longueur de 37 km selon une direction E-W. Au nord, elle est séparée des roches sédimentaires de la Formation de Glandelet par la Zone de cisaillement de Laflamme-Sud. Au sud, la Faille de Chicobi-Nord marque le contact entre cette unité et les roches sédimentaires du Groupe de Chicobi.

Cette formation est formée de six unités informelles :

- *nAcd* (indifférenciée) : volcanite mafique et intermédiaire, tuf felsique et alternance de wacke et de mudrock;
- *nAcd1* : basalte, andésite et tuf indifférencié (à polarité SW selon Deschênes *et al.*, 2014);
- *nAcd2* : andésite et tuf indifférencié (hors de la zone d'étude);
- *nAcd3* : rhyolite, rhyodacite, dacite et tuf indifférencié (hors de la zone d'étude);
- *nAcd4* : wacke et mudrock;
- *nAcd5* : basalte, andésite, tuf indifférencié, wacke et mudrock, formation de fer.

Le Pluton de Nissing-Oditan présente un contact net avec cette formation (Deschênes *et al.*, 2014) et le Pluton du Lac de la Perdrix s'y injecte.

Formation de Desboues (*nAde*)

La Formation de Desboues est exposée dans la partie sud du secteur d'étude où elle constitue l'unité encaissante de l'Intrusion de Bernetz. Dans la zone d'étude, cette formation comprend deux unités informelles : *nAde1*, composée de basalte et d'andésite, et *nAde2* formée de gabbro. Les unités *nAde3* (basalte), *nAde4* (andésite) et *nAde5* (ensemble de volcanites felsiques à intermédiaires et de tufs indifférenciés) affleurent au sud-est de l'Intrusion de Bernetz (partie nord du feuillet 32C11; MRNF, 2010b), en dehors du secteur d'étude.

Les volcanites de l'unité *nAde1* sont aphanitiques, fortement chloritisées et faiblement altérées en carbonates. Elles sont massives ou forment de petits coussins aplatis (<1 m) affichant une polarité nord à NW (Deschênes et Allard, 2014). Localement, l'unité *nAde1* est métamorphisée au faciès des amphibolites (Rhéaume *et al.*, 2010).

Le gabbro de l'unité *nAde2*, moyennement grenu et très magnétique, se présente sous la forme de filons-couches comagmatiques localisés surtout à l'ouest et au SW de l'Intrusion de Bernetz dont ils épousent le contour.

Le forage sonique RO-235, situé au nord de l'Intrusion de Bernetz (feuillet 32E01), a révélé la présence d'une roche ultramafique amphibolitisée (photo 3) que nous assignons à l'unité *nAde6* (non représentée sur la carte hors texte). Cette roche, relativement altérée et coupée par des veinules de quartz-carbonates, contient de l'amphibole pœciloclastique (actinote et trémolite), de la chlorite et de l'épidote en petits grains disséminés. Les analyses géochimiques (2011047669 et 2011047611) ont révélé des teneurs anormales en nickel (677 ppm Ni), en chrome (0,3 % Cr₂O₃), en cobalt (100 ppm Co) et en cuivre (200 ppm Cu).

Formation de la Rivière Octave (*nAro*) (2726,3 ±2,4 Ma)

La Formation de la Rivière Octave est située dans la partie centre-ouest du secteur d'étude. Elle forme une unité orientée E-W à ENE-WSW d'environ 50 km de long et 2 à

6 km de large. Au nord, elle est séparée de la Formation de Glandelet par la Zone de cisaillement de Laflamme-Centre2. À l'ouest, cette même structure représente la limite avec la Formation de Clermont-Disson. Au sud, le contact entre les formations de la Rivière Octave et de Desboues est défini par la Zone de cisaillement de Laflamme-Sud. La Zone de cisaillement de Laflamme-Centre1 coupe l'unité parallèlement à son allongement.

La Formation de la Rivière Octave renferme trois unités informelles :

- *nAro1* : rhyolite, rhyodacite, dacite, tufs felsique et intermédiaire;
- *nAro2* : basalte, andésite, volcanites mafique et intermédiaire;
- *nAro3* : wacke et claystone.

Deschênes *et al.* (2014) précisent que les volcanoclastites de l'unité *nAro1* regroupent des tufs à cristaux de quartz et de plagioclase et des tufs à lapillis et à blocs. À l'extrême ouest de cette unité, Berrada-Hmima (1994) décrit une roche massive, gris clair à gris verdâtre, de composition rhyolitique à dacitique qui contient des cristaux de quartz (<5 mm, <10 %) et de plagioclase (<20 %) baignant dans une matrice siliceuse et faiblement altérée en séricite et en carbonates. Les roches volcanoclastiques qui accompagnent ces rhyolites et ces dacites comprennent des brèches autoclastiques composées de 60 à 80 % de blocs dacitiques, des brèches et des conglomérats hétérolithiques, ainsi que des tufs à lapillis dacitiques (Gauthier, 1992). À l'approche des zones de cisaillement, la déformation et l'altération hydrothermale associée à la circulation de fluides hydrothermaux entraînent la formation de schistes à séricite (30 à 40 %) associée localement à de la paragonite (mica sodique) et à des carbonates (10 à 30 %).

L'unité *nAro2* forme des bandes reconnues en forage et en affleurement. L'unité *nAro3* constitue de minces niveaux sédimentaires constitués de wackes et de mudrocks graphiteux interstratifiés localement avec les tufs (Gauthier, 1992; Berrada-Hmima, 1994).

Une récente datation U-Pb réalisée sur un tuf felsique appartenant à l'unité *nAro1* (affleurement 12-PL-1025; photo 4) a donné un âge de 2726,3 ±2,4 Ma (Deschênes *et al.*, 2014; Augland *et al.*, 2015). Cet âge semble indiquer une possible corrélation avec la Formation de Normétal (2728 ±3/-2 Ma, Mortensen, 1993b; 2725,4 ±2,3 Ma et 2724 ±0,8 Ma, Barrett *et al.*, 2013) située à environ 40 km plus à l'ouest. Ces deux formations présentent en effet des lithologies comparables, notamment des volcanites felsiques à intermédiaires de composition similaire. L'âge de la Formation de la Rivière Octave est également comparable à celui de la Formation de Valrennes (>2728 ±0,9 Ma, Legault *et al.*, 2002) située dans la région de Joutel à environ 50 km plus au nord, qui comporte elle aussi des volcanites felsiques (Legault *et al.*, 2002). L'âge de ces unités correspond à celui de l'assemblage de Deloro (2735 à 2724 Ma; Thurston *et al.*, 2008), porteur des nombreuses minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes reconnues dans les districts de Normétal, Joutel, Selbaie et Matagami.

Groupe de Quévillon (nAqv) (2718,2 ±2,1 Ma; 2716,4 ±1,1 Ma)

Le Groupe de Quévillon occupe la partie est du secteur d'étude où il forme une bande d'environ 35 km de long (E-W) sur 30 km de large (N-S). Il se poursuit vers l'est dans la région de Lebel-sur-Quévillon, mais seule la partie ouest est touchée par cette étude. Son épaisseur diminue considérablement vers l'ouest, jusqu'à disparaître dans la partie occidentale du feuillet 32F03.

Quelque treize unités et sous-unités informelles sont reconnues dans ce groupe :

- nAqv (indifférencié) : volcanite mafique, amphibolite, andésite et rhyolite, filons-couches de gabbro et/ou de diorite;
- nAqv1 : basalte;
- nAqv1a : basalte tholéiitique coussiné (hors de la zone d'étude);
- nAqv1b : amphibolite basaltique rubanée, d'affinité tholéiitique, à grenat et épidote, faiblement migmatitisée par endroits;
- nAqv2 : andésite;
- nAqv2a : amphibolite andésitique rubanée (hors de la zone d'étude);
- nAqv3 : volcanite felsique, rhyolite et dacite, tuf rhyolitique;
- nAqv4 : wacke arkosique à lithique, localement rubané, alternance de wacke et de mudrock;
- nAqv4a : conglomérat (hors de la zone d'étude);
- nAqv5 : tuf felsique à cristaux et rhyolite;
- nAqv6 : niveaux lenticulaires de tufs à blocs et de tufs cendreux de composition intermédiaire (hors de la zone d'étude);
- nAqv7 : tuf felsique à lapillis, à blocs ou à cendres, quelques niveaux de rhyolite et de dacite;
- nAqv8, formation de fer indéterminée.

La datation U-Pb sur zircons d'un tuf felsique provenant de la mine Gonzague-Langlois (nord du feuillet 32F02) a donné un âge de mise en place de 2718,2 ±2,1 Ma (Davis *et al.*, 2005). Une autre datation U-Pb de zircons extraits d'une rhyolite microporphyrrique localisée au NE de la ville Lebel-sur-Quévillon (feuillet 32F02) a permis d'établir un âge de 2716,4 ±1,1 Ma (David *et al.*, 2007).

Le Groupe de Quévillon constitue l'unité encaissante des plutons de Strangway et de Rapide-des-Cèdres.

Formation de Miniac (nAni)

Les données sur la Formation de Miniac sont relativement rares et ont été recueillies en majorité au cours des années 1970 et 1980. Cette unité constitue une méga-enclave qui s'étend selon une direction E-W sur environ 40 km à l'intérieur de l'Intrusion de Bernetz. Elle forme également des enclaves plus petites, de quelques dizaines de mètres à près de 3 km, à l'intérieur de cette même intrusion.

La Formation de Miniac est composée de volcanite mafique à intermédiaire et de tuf à cendres. La volcanite est massive ou coussinée, localement fortement métamorphisée et foliée. Le tuf (possiblement des roches volcaniques déformées) est de composition mafique (Hocq, 1982) et pourrait appartenir à la Formation de Desboues (Deschênes et Allard, 2014).

Unités sédimentaires

Groupe de Chicobi (nAci) (<2698 ±2,4 Ma, <2696 ±3 Ma)

Le Groupe de Chicobi se situe au sud du secteur d'étude. Il s'étend dans une direction E-W à ESE-WNW sur une longueur d'environ 160 km depuis la frontière de l'Ontario, à l'ouest, jusqu'au voisinage du village de Rochebaucourt (feuillet 32C12). Sa largeur varie de 1 km jusqu'à un maximum de 10 km au lac Chicobi. Ce groupe dessine un synclinal isoclinal dont le plan axial vertical est orienté sensiblement E-W (Hocq, 1983b). La Faille de Chicobi-Nord le sépare des formations de Clermont-Disson, de la Rivière Octave et de Desboues localisées plus au nord.

Le Groupe de Chicobi correspond à une unité métasédimentaire (wacke, siltstone, shale, conglomérat et formation de fer; Hocq, 1983b) comprenant des quantités mineures de volcanites (lave massive ou coussinée, tuf felsique à cristaux de quartz et/ou de plagioclase, tuf fin; Hocq, 1983b). Il se démarque également par l'épaisseur des niveaux de formation de fer, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, qui alternent avec des bandes de chert blanc.

Ce groupe serait relié à l'érosion d'édifices volcaniques felsiques (Hocq et Verpaelst, 1994) dont les produits se seraient déposés dans un bassin sédimentaire intra-arc (Daigneault *et al.*, 2004).

Sept unités informelles ont été distinguées :

- nAci (indifférenciée) : wacke, claystone et conglomérat (hors de la zone d'étude);
- nAci1 : andésite, tuf intermédiaire et felsique, rhyolite, volcanite mafique à graphite;
- nAci2 : wacke et mudrock graphiteux interstratifiés par endroits avec des tufs et des formations de fer;
- nAci3 : formation de fer indéterminée à graphite, chert, formation de fer à oxydes, interstratifiée avec des wackes quartzitiques;
- nAci4 : wacke, siltstone, mudstone, claystone graphiteux interstratifiés par endroits avec des tufs et des formations de fer indéterminées (hors de la zone d'étude);
- nAci5 : wacke (hors de la zone d'étude);
- nAci6 : conglomérat (hors de la zone d'étude).

Une datation U-Pb de zircons détritiques extraits d'un wacke appartenant à l'assemblage Porcupine, représentant l'extension occidentale du Groupe de Chicobi en Ontario, a fourni un âge maximal de sédimentation de 2698 ±2,4 Ma (Ayer *et al.*, 2002). Cet âge est appuyé par une datation réalisée récemment sur un wacke appartenant au même assemblage dans la région de Normétal qui a livré un âge maximal de 2696 ±3 Ma (Barrett *et al.*, 2013).

Formation de Glandelet (nAgd) (<2695 ±1 Ma)

La Formation de Glandelet se trouve au centre du secteur d'étude où elle définit une bande de direction E-W de près de 120 km de long par 2 à 5 km de large constituant un synclinal fermé à pendage nord. Elle est essentiellement formée de roches sédimentaires turbiditiques associées à des mudstones et des formations de fer (Rhéaume *et al.*, 2010). Hocq (1983b) avait originellement intégré ces roches au Groupe de Chicobi. Dans les cartes de compilation du Ministère (MRNF, 2010a), elles forment une unité indépendante, mais appartenant au Groupe de Chicobi.

Trois unités informelles composent cette formation :

- nAgd1 : roches volcaniques intermédiaires à mafiques et roches volcanoclastiques felsiques et intermédiaires;
- nAgd3 : wacke et mudrock;
- nAgd4 : wacke, mudrock, formation de fer et exhalite.

L'unité nAgd2 n'existe pas.

Une datation U-Pb de zircons détritiques provenant d'un échantillon formé d'une alternance de mudstone, de siltstone et de wacke de l'unité nAgd3 (photo 5) a livré un âge maximal de sédimentation de 2695 Ma (Rhéaume *et al.*, 2010), indiquant qu'elle est pratiquement contemporaine au Groupe de Chicobi.

Unités plutoniques

Intrusions mafiques et ultramafiques

Intrusions mafiques (unités lithologiques)

Le secteur d'étude contient quelques intrusions de gabbro qui coupent diverses unités volcaniques et sédimentaires. Leur susceptibilité magnétique relativement élevée permet de les repérer assez facilement sur les cartes du champ magnétique total résiduel (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010). Le gabbro à granulométrie moyenne à grossière présente communément une microstructure ophitique à subophitique définie par les lattes de plagioclase séricitisé comprises dans de grandes plages de clinopyroxène généralement ouralitisé (Rhéaume *et al.*, 2010; Deschênes et Allard, 2014). La magnétite est omniprésente. Certaines coulées massives de lave mafique microgrenue à grenue ont été décrites comme des dykes ou des filons-couches de gabbro, même si aucun contact intrusif n'a été observé (Hocq, 1982).

Intrusions de Maizerest (nAmaz)

Les Intrusions de Maizerest sont localisées dans la partie nord centrale du secteur d'étude, au nord de la mine Géant Dormant. Elles sont encaissées dans le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, entre les plutons de Mistaouac et de Marest. En raison de leur susceptibilité magnétique élevée, ces roches sont facilement reconnaissables sur les cartes

du champ magnétique total résiduel (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010), bien qu'on puisse les confondre avec les intrusions mafiques du secteur qui présentent une signature magnétique comparable. Ces intrusions ultramafiques ont été observées en affleurement et dans deux forages soniques (RO-433 au nord et RO-440 au sud). La roche est une harzburgite holomélanocrate gris foncé verdâtre, à grain moyen et à microstructure de cumulat. Au microscope, cette harzburgite est composée de 60 à 65 % d'olivine altérée en serpentine, de 5 à 20 % d'enstatite interstitielle et de 20 à 30 % de magnétite, soit en petits cristaux dispersés entre les grains d'olivine, soit sous la forme de disséminations à l'intérieur de l'olivine, probablement un coproduit d'altération de ce minéral. La chlorite est également présente. Plus à l'est, l'affleurement 08-PR-9024A expose une dunité massive gris foncé.

Intrusions felsiques à intermédiaires

Intrusion de Bernetz (nAbrn) (<2695 Ma)

L'Intrusion de Bernetz est localisée au sud des formations de Glandelet et de Desboues. Cette intrusion allongée dans une direction WNW-SSE fait environ 85 km de long et 25 km de large, soit une superficie d'environ 2400 km². Son contour général et ceux de ses différentes phases peuvent être cernés assez aisément sur les cartes aéromagnétiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010). Selon Rive *et al.* (1990), cette intrusion serait prétectonique, alors que Chown *et al.* (1992) proposent plutôt qu'elle est essentiellement synvolcanique. Pour Rhéaume *et al.* (2010), les phases bordières du Bernetz seraient syntectoniques. En effet, selon cet auteur, cette intrusion se serait injectée dans la formation sédimentaire de Glandelet dont l'âge maximal de sédimentation est de 2695 Ma (Rhéaume *et al.*, 2010). L'Intrusion de Bernetz serait donc plus jeune que 2695 Ma.

L'Intrusion de Bernetz a été définie par Rive *et al.* (1990) comme une unité d'orthogneiss dioritique, tonalitique et trondhjémitique. Dans le feuillet 32F04 et le nord de 32C13 (partie nord de l'intrusion), Rhéaume *et al.* (2010) décrivent cette intrusion comme une granodiorite blanche ou rose associée à des quantités mineures de tonalite (unité Abrn). Plus à l'ouest, dans les feuillets 32D16 et 32E01, Deschênes et Allard (2014) distinguent trois unités informelles : à l'est, l'unité nAbrn1 est composée de granodiorite et de rare tonalite précoces à biotite dominante, peu ou pas foliée, montrant localement une foliation magmatique; au sud, l'unité nAbrn2 est formée de granodiorite et de granite massifs à légèrement foliés avec environ 15 % de hornblende verte altérée et des traces de biotite; au nord-ouest, l'unité nAbrn3 est constituée de granite rose à rougeâtre, porphyrique à phénocristaux de feldspath alcalin et de quartz contenant de la hornblende verte (<5 %) qui marque les plans de la foliation. Cette dernière phase coupe les deux précédentes.

La synthèse des données disponibles nous a permis de redéfinir les unités de l’Intrusion de Bernetz dans son ensemble et de réviser la position des contacts :

- nAbrn1 : granodiorite, tonalite et gneiss tonalitique, à biotite;
- nAbrn2 : granodiorite et granite porphyroïdes à phénocristaux de quartz et de feldspath potassique et à hornblende;
- nAbrn3 : granodiorite foliée à gneissique à biotite et hornblende;
- nAbrn4 : diorite et diorite quartzifère.

L’unité nAbrn1 (photos 6 et 7) englobe les lithologies massives à gneissiques où la biotite est le principal minéral ferromagnésien. En lame mince, cette unité est composée de quartz (>20 %), bleuté par endroits, de plagioclase et de feldspath potassique (microcline) en proportions variables. L’altération du plagioclase en séricite peut être relativement intense, alors que la biotite (<15 %), très rare par endroits, est couramment chloritisée. La biotite, l’épidote et la chlorite sont toujours spatialement associées et soulignent la foliation lorsque présente. Les minéraux accessoires sont la titanite, les minéraux opaques, l’apatite et, plus rarement, la calcite et l’allanite. La microstructure myrmékitique est commune. L’épidote à pléochroïsme bien marqué dans les tons de jaune à vert pistache est localement abondante dans des proportions dépassant dans certains cas celles de la biotite.

La bordure nord de l’unité est foliée, localement mylonitisée. Cette déformation serait liée à la mise en place du pluton (Rhéaume *et al.*, 2010) ou à sa proximité avec la Zone de cisaillement de Laflamme-Nord (voir la section sur la géologie structurale).

Le forage sonique RO-211A (feuille 32D16) a échantillonné une tonalite à biotite foliée (20° AC¹). À environ 4 km au nord (RO-210) et au sud (RO-212) de ce forage, la foliation disparaît et la roche présente une structure massive. Les données géophysiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d’Amours, 2010) montrent l’existence de plusieurs phases intrusives à l’intérieur de l’unité nAbrn1. Toutefois, les observations pétrographiques et géochimiques de cette unité relativement homogène ne permettent pas de les distinguer.

L’unité nAbrn2 est formée de granodiorite et de granite massifs à hornblende et à phénocristaux de quartz et de feldspath potassique (photo 8). Au microscope, le plagioclase est généralement altéré en séricite. Le microcline, typiquement moins altéré, est plus ou moins abondant (>15 %). La hornblende, couramment pœcilitique, représente jusqu’à 5 % du mode de la roche. La biotite est absente. Les autres minéraux observés sont la chlorite, l’épidote, l’apatite et des minéraux opaques. Une microstructure myrmékitique est localement reconnue. Le forage RO-229 a révélé la présence d’une monzonite quartzifère porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique (microcline) pauvre en biotite ou en hornblende (photo 9). Cette roche contient jusqu’à 3 % de calcite, des oxydes de fer le long des contacts entre les

minéraux felsiques et des traces d’épidote et d’apatite. Une microstructure microperthitique est visible par endroits. Cette monzonite quartzifère pourrait correspondre à une phase distincte, mais comme il s’agit d’une observation ponctuelle, nous préférons la maintenir dans l’unité nAbrn2.

L’unité nAbrn3 est définie à partir des observations réalisées dans le forage sonique RO-221 et d’anciennes descriptions d’affleurements (Tiphane, 1959). Il s’agit d’une granodiorite foliée à gneissique (photo 10) à biotite (10 %) et à hornblende (5 %). La roche contient également de la titanite qui se présente par endroits sous la forme de gros cristaux subautomorphes visibles à l’œil nu, de l’épidote, de la magnétite et de l’apatite. Cette unité est bien reconnaissable sur la carte aéromagnétique (Keating *et al.*, 2010; Keating et d’Amours, 2010), où elle se distingue par une susceptibilité magnétique relativement élevée.

L’unité nAbrn4 est constituée de diorite et de diorite quartzifère (photo 11) relativement pauvre en quartz (<15 %) contenant du plagioclase plus ou moins séricitisé, de la biotite couramment chloritisée (10 %), de la hornblende pœciloblastique (10 %) avec localement du clinopyroxène (jusqu’à 5 %), de la chlorite, de l’épidote, de la titanite et de la magnétite.

Suite intrusive de Marest (nAmar) (2705 ± 1 Ma)

La Suite intrusive de Marest, anciennement Batholite de Marest, représente un massif intrusif important couvrant une superficie d’environ 1000 km² dans la partie septentrionale du périmètre d’étude, au nord du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

Sur les cartes de compilation du SIGÉOM des feuillets 32F03, 32F04 et 32F06 (MRNF, 2010c), le Marest était divisé en trois unités informelles : Amar (indifférenciée), tonalite; Amar1, tonalite à biotite et hornblende et granodiorite à biotite; Amar2, granodiorite à biotite. Cette nomenclature a été par la suite reprise par Rhéaume *et al.* (2010). En 2013, à la suite des travaux dans les feuillets 32E08 et 32F05, Deschênes ajoutait trois unités supplémentaires dans une carte inédite diffusée uniquement dans la carte interactive du SIGÉOM : un granite (nAmar3), une diorite (nAmar4) et une monzodiorite quartzifère (nAmar5).

Un examen plus poussé des données disponibles nous amène à diviser la Suite intrusive de Marest en quatre unités informelles :

- nAmar1 : granodiorite à biotite-titanite et tonalite massive à biotite-titanite ± hornblende;
- nAmar2 : granodiorite à biotite avec enclaves d’amphibolite;
- nAmar3 : granite ou granodiorite;
- nAmar4 : diorite et diorite quartzifère à hornblende-biotite, localement à phénocristaux de plagioclase.

L’unité Amar1 est constituée de granodiorite massive à biotite et de tonalite massive à biotite et rare hornblende (photo 12) qui, d’après Rhéaume *et al.* (2010), présentent un rubanement magmatique fruste. Elle représente l’unité

1 AC : axe de carotte

principale du Marest et son contour peut être aisément tracé sur les cartes aéromagnétiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010). Les observations provenant des forages soniques et des affleurements (Auger et Longley, 1939; Béland, 1950; Hocq, 1982; Rhéaume *et al.*, 2010) permettent de caractériser cette unité. La roche homogène, leucocrate à mésocrate, est généralement massive, localement foliée (en moyenne 35° AC), à grain moyen, rarement grossier. Elle montre par endroits une structure porphyroïde associée à la présence de phénocristaux de feldspath potassique. Généralement blanche à grise, cette lithologie présente localement une coloration beige en raison de l'hématitisation du feldspath. Des enclaves d'amphibolite sont signalées. La roche contient du quartz (20 à 40 %), du plagioclase localement zoné (20 à 30 %), faiblement à fortement altéré en séricite, du microcline (2 à 10 %), de la biotite couramment chloritisée (5 à 10 %) et localement de la hornblende verte (3 à 5 %) qui présente par endroits une structure pœciloblastique. La titanite, automorphe à subautomorphe, est relativement abondante (<5 %). Les minéraux accessoires comprennent la chlorite, l'épidote, l'apatite, le zircon, les minéraux opaques (magnétite), l'hématite et, à l'occasion, la calcite. La microstructure myrmékitique est commune. La déformation de la roche se manifeste dans le plagioclase par des macles de déformation et par l'extinction ondulante du quartz.

L'unité nAmar2 correspond à une intrusion circulaire d'environ 15 km de diamètre localisée dans la partie sud du massif, dans le feuillet 32F04. Elle est constituée, d'après Rhéaume *et al.* (2010), de granodiorite à biotite massive caractérisée par un rubanement magmatique. Cette unité recouperait l'unité nAmar1 et serait donc plus tardive. L'analyse des données provenant des forages soniques démontre que l'unité nAmar2 s'étend sur une surface moitié moins grande que celle représentée sur la carte de Rhéaume (2010). Dans l'ensemble, la roche est mésocrate à leucocrate, à grain moyen, rarement grossier, généralement massive et homogène, mais elle peut être localement foliée et hétérogranulaire (photo 13). Rhéaume *et al.* (2010) notent que la couleur blanche à grise de la roche passe au rose rougeâtre de l'est vers l'ouest avec l'apparition de la magnétite et de l'hématite qui se développent au détriment des minéraux ferromagnésiens. Une épidotisation plus ou moins importante accompagne ce phénomène. Au microscope, la roche est composée de quartz, de plagioclase généralement zoné et moyennement à fortement altéré en séricite, de feldspath potassique, principalement le microcline et plus rarement l'orthose, et de biotite couramment chloritisée (5 à 10 %). Les minéraux accessoires comprennent la chlorite à inclusions d'oxydes de fer, l'épidote (dont l'allanite), l'apatite et les minéraux opaques. Les microstructures myrmékitique et micropérititique sont communes. Contrairement à l'unité nAmar1, la titanite est toujours absente dans les roches de l'unité nAmar2.

L'unité nAmar3 est définie à partir des descriptions de quelques affleurements localisés surtout le long des bordures

est (Maurice, 1950) et ouest (Gauthier, 1992) de cette unité. À l'est, elle est décrite comme un granite ou une granodiorite à biotite ou, au NE, à hornblende. À l'ouest, il s'agirait d'une granodiorite à magnétite ou d'un granite montrant par endroits une structure porphyroïde associée à la présence de phénocristaux automorphes de feldspath potassique.

L'unité nAmar4 regroupe de petites intrusions de composition intermédiaire (diorite et diorite quartzifère) d'environ 5 km de diamètre enchâssées dans l'unité nAmar1. Ces intrusions ressortent assez nettement sur la carte aéromagnétique en raison de leur susceptibilité magnétique relativement élevée. Les forages soniques qui ont échantillonné cette unité révèlent une roche massive à légèrement foliée (35° à 45° AC), à grain moyen, homogène à hétérogranulaire par endroits, voire porphyroïde à phénocristaux de plagioclase (photo 14). De couleur noir et blanc, localement beige, cette lithologie mésocrate est localement altérée en épidote et en hématite, notamment le long des fractures. Des enclaves d'amphibolite sont signalées. Le quartz (<15 %), couramment teinté de bleu, présente localement une extinction ondulante. La diorite contient du plagioclase plus ou moins séricitisé montrant par endroits des macles de déformation, une faible quantité de feldspath potassique (<5 %), de la hornblende partiellement épidotisée (10 %), de la biotite généralement chloritisée (5 %), principalement en bordures, des minéraux opaques (magnétite), de l'épidote, de la chlorite, de la calcite (jusqu'à 10 % dans RO-113), de l'apatite, de l'allanite et de la titanite (notamment dans le forage RO-461 où elle constitue 2 % du mode de la roche). Dans les roches plus altérées, l'amphibole disparaît complètement au profit de l'épidote, la chloritisation de la biotite est plus avancée et la calcite est plus abondante.

Une datation par la méthode U-Pb sur zircons d'un échantillon initialement assignée à l'unité nAmar2 par Rhéaume *et al.* (2010) a donné un âge de 2705 ± 1 Ma pour l'unité nAmar1.

Pluton de Mistaouac (nAmst) (2724 ± 4 à 2727 ± 9 Ma, 2726 ± 2 Ma)

Le Pluton de Mistaouac, anciennement massif du lac Wawagasic (Hocq, 1981a) ou pluton du lac Wawagasic (Hocq, 1981b), occupe la partie NW du secteur d'étude. Il représente l'une des intrusions majeures de l'Abitibi, tant par sa superficie (2500 km²; Davis *et al.*, 2000) que par son épaisseur qui peut atteindre 9 km (Lacroix et Sawyer, 1995). Cette unité intrusive est limitée au nord par la Faille d'Harricana, mais seule sa partie sud est exposée dans le secteur d'étude.

Deschênes *et al.* (2014) ont reconnu sept unités informelles : nAmst1, tonalite et diorite à hornblende, peu ou pas foliées, avec des enclaves d'amphibolite; nAmst2, granite; nAmst3, granite et granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique, fortement altérés en hématite; nAmst4, granite rose et granite gneissique contenant des enclaves d'amphibolite; nAmst5, tonalite à biotite avec de

TABLEAU 2 – Découpage stratigraphique du Pluton de Mistaouac adopté dans cette étude, comparativement à celui en vigueur antérieurement (Deschênes *et al.*, 2014).

| Deschênes <i>et al.</i> (2014) | Description | Ce rapport | Description |
|--------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Amst1 (tonalite) | Tonalite et diorite à hornblende peu ou pas foliées avec des enclaves d'amphibolite | nAmst1 | Tonalite à biotite ± amphibole, enclaves d'amphibolite |
| Amst5 | Tonalite à biotite avec de rares enclaves d'amphibolite | | |
| Amst2 | Granite | | |
| Amst4 | Granite rose et granite gneissique contenant des enclaves d'amphibolite | nAmst2 | Granite à biotite, enclaves d'amphibolite |
| Amst7 | Granite, granite à grain grossier et granite gneissique | | |
| Amst3 | Granite et granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique, fortement altérés en hématite | nAmst3 | Granite et granodiorite porphyroïdes à hornblende, biotite et phénocristaux de feldspath potassique |
| Amst1 (diorite) | Tonalite et diorite à hornblende peu ou pas foliées avec des enclaves d'amphibolite | nAmst4 | Diorite et diorite quartzifère à amphibole |
| Amst6 | Diorite à hornblende généralement magnétique avec enclaves mafiques | | |

rares enclaves d'amphibolite; nAmst6, diorite à hornblende généralement magnétique avec enclaves mafiques; nAmst7, granite et granite gneissique.

La synthèse des données disponibles démontre que l'unité nAmst1 est formée, tout comme l'unité nAmst5, de tonalite à biotite (photo 15), localement accompagnée d'amphibole, notamment dans la partie SW de l'unité. Ailleurs, la hornblende est rare, voire inexistante. La diorite à hornblende de l'unité nAmst1 ne diffère pas de celle de l'unité nAmst6. De même, la distinction entre les unités nAmst2, nAmst4 et nAmst7, toutes constituées de granite localement gneissique, n'était pas vraiment justifiée. Ces observations nous ont amenés à réviser le découpage stratigraphique du Pluton de Mistaouac. Ainsi, les tonalites des unités nAmst1 et nAmst5 ont été regroupées dans l'unité nAmst1, les granites localement gneissiques, notamment à l'ouest (Davies, 1964), des unités nAmst2, nAmst4 et nAmst7 forment maintenant l'unité nAmst2, tandis que les diorites des unités nAmst1 et nAmst6 ont été intégrées à l'unité nAmst4. L'unité nAmst3 n'a pas été modifiée (tableau 2). Les contacts de ces unités nouvellement redéfinies peuvent être tracés relativement facilement sur la carte aéromagnétique régionale (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010).

Les observations effectuées en affleurement et dans les forages soniques révèlent que la tonalite de l'unité nAmst1 (granite gris de Davies, 1964) représente dans l'ensemble une roche leucocrate grise à beige, massive à localement foliée ou gneissique et à grain moyen à grossier. Des enclaves mafiques sont présentes. Le quartz bleuté est commun. En lames minces, le quartz présente couramment une extinction ondulante, le plagioclase est moyennement à fortement séricitisé et montre par endroits une zonation ou des macles de déformation. La biotite (<10 %) est plus ou moins chloritisée et la hornblende est rare. Les minéraux accessoires comprennent la chlorite, l'épidote, la séricite, l'apatite parfois en inclusion dans la biotite, la titanite, les minéraux opaques, la calcite (1 à 2 %) et de rares sulfures (<1 %).

L'unité nAmst2 (granite rose de Davies, 1964) est formée de granite à biotite leucocrate, gris à rosé, massif à légè-

rement folié avec une granulométrie moyenne à grossière (photo 16). Il est composé de quartz à extinction ondulante, de plagioclase montrant une altération en séricite moyenne à forte, de microcline et de biotite (10 à 15 %) couramment chloritisée. Les minéraux accessoires incluent la chlorite, l'épidote, la séricite, l'hématite, l'apatite, le zircon, la titanite et des minéraux opaques généralement associés à la biotite. Des microstructures myrmékitique et micropertitique sont visibles par endroits.

L'unité nAmst3 (photo 17) est composée de granite et de granodiorite à hornblende, biotite et phénocristaux de feldspath potassique. La roche est beige, massive et à grain moyen. Elle contient du quartz, du plagioclase plus ou moins séricitisé, du microcline (<15 %), de la hornblende (<10 %), de la biotite (<10 %), de l'épidote, de l'allanite, de l'apatite, de la titanite, des minéraux opaques et, par endroits, de la calcite. Les microstructures myrmékitiques et micropertitiques sont présentes là encore.

Enfin, l'unité nAmst4 est définie à partir de descriptions du forage sonique RO-324 et d'affleurements (Ross, 1959; Hocq, 1983a). L'unité est composée de diorite et de diorite quartzifère à amphibole, noir et blanc, massive, mésocrate et à granulométrie moyenne (photo 18). Les principaux minéraux sont le quartz (<15 %), le plagioclase très altéré en épidote, la hornblende qui peut représenter par endroits jusqu'à 70 % de la roche, la chlorite, la titanite et la magnétite (3 à 5 %).

Deux datations ont été réalisées dans ce pluton en dehors de la zone d'étude. La première, issue de l'unité nAmst3 dans la partie sud du feuillet 32E07, a donné des âges de cristallisation compris entre 2724 ±4 Ma (titanite) et 2727 ±9 Ma (zircon; Davis *et al.*, 1993). La seconde datation provient de l'unité nAmst1, dans la partie est du feuillet 32E06, et a donné un âge de cristallisation de 2726 ±2 Ma (Davis *et al.*, 2000). Ces âges indiquent une mise en place synvolcanique (Lacroix *et al.*, 1990), du moins pour les portions datées. En effet, les données géochimiques tendent à indiquer que cette intrusion serait plutôt syntectonique avec des portions synvolcaniques en bordure (voir la section sur la géochimie, figure 9).

Pluton de Strangway (nAstw)

Désigné comme le granite de Strangway par Longley (1946) et le Pluton de la Rivière Bell (Abel) dans les cartes de compilation du SIGÉOM, nous lui préférons le nom de Pluton de Strangway (d'après les rapides sur la rivière Bell) afin de lever toute ambiguïté avec le Complexe de la Rivière Bell près de Matagami, une intrusion stratiforme de composition mafique à ultramafique.

Le Pluton de Strangway correspond à une intrusion relativement petite, quasi circulaire (10 km × 14 km), qui s'injecte dans le Groupe de Quévillon à l'extrémité est du feuillet 32C14. Elle est bien visible sur les cartes aéromagnétiques (Dion et Lefebvre, 2006; Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010). Les travaux historiques (Longley, 1946) ainsi que les descriptions d'affleurements et du forage sonique RO-419 indiquent que cette unité est formée de granite à hornblende et biotite (photo 19). La roche massive et à granulométrie moyenne est leucocrate, grise ou localement beige ou rose lorsque le feldspath est hématitisé. Des enclaves mafiques sont présentes. Au microscope, le quartz affiche souvent une extinction ondulante. Le plagioclase est zoné par endroits et montre communément une altération en séricite. Le microcline se présente en grandes plages idiomorphes, conférant à la roche une structure porphyroïde. La biotite (10 %) plus ou moins chloritisée, la hornblende (10 %), l'épidote et la titanite ont tendance à former des amas. L'apatite, peu abondante, se trouve parfois en inclusion dans la biotite, tandis que les minéraux opaques sont rares. On mentionne également la présence de zircon (Wanless *et al.*, 1978). Enfin, les myrmékites et les microperthites sont communes.

Les observations de terrain semblent indiquer que ce pluton serait post-tectonique.

Pluton de Wedding (nAwed), Stock de Laflamme (nAfla), Pluton de Rapide-des-Cèdres (nArdc)

Ces trois plutons tarditectoniques à post-tectoniques sont situés dans la portion est du périmètre d'étude (est du feuillet 32F03). Ce secteur a fait l'objet de relativement peu de travaux et les cartes de compilation du SIGÉOM les désignaient par le code lithologique I1B (granite). Le Pluton de Wedding a déjà porté le nom de Stock de Franquet (p. ex. Trudeau, 2001), mais ce dernier nom n'est pas utilisé ici pour éviter toute confusion avec le Pluton de Franquet situé à environ 10 km plus au NE (SW du feuillet 32F07). Comme la composition de ces trois unités granitiques est sensiblement comparable, elles seront décrites ensemble dans cette section. Ces intrusions sont bien visibles sur la carte aéromagnétique à haute résolution (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010). Au nord, le Pluton de Wedding et le Stock de Laflamme ont une forme quasi circulaire (11 km × 9 km et 5 km × 4 km, respectivement). Le Pluton de Rapide-des-Cèdres, au sud, affiche un aspect plus oblong (12 km × 8 km) avec un allongement pratiquement

E-W. La carte aéromagnétique semble indiquer que cette intrusion se prolonge vers l'ouest sous les unités volcaniques du Groupe de Quévillon dont l'épaisseur dépasserait 97 m, un chiffre correspondant à celui du forage au diamant le plus profond du secteur (Hudson Bay Exploration & Development, 1959).

D'après Auger et Longley (1939), les plutons de Rapide-des-Cèdres et de Wedding sont formés de granite à biotite massif gris, rarement rose rougeâtre, et à granulométrie moyenne à grossière. Localement, ce granite présente une structure porphyroïde en raison de la présence de phénocristaux de feldspath potassique. À ce minéral s'ajoutent le quartz, le plagioclase zoné et séricitisé, ainsi que la biotite (3 à 5 %). Les minéraux accessoires incluent la titanite, à grain grossier par endroits, l'apatite, le zircon et la magnétite. Vers la bordure, la composition du Pluton de Wedding passe à une monzonite quartzifère (Auger et Longley, 1939). Selon Trudeau (2001), le Pluton de Wedding présente une auréole de métamorphisme de contact au faciès des amphibolites d'une épaisseur d'environ 500 m.

D'après Sullivan (1978), le Stock de Laflamme est constitué de granite généralement à hornblende, massif, gris à rose et à granulométrie moyenne à grossière.

Pluton de Beehler (nAbee)

Le Pluton de Beehler désigne une intrusion située dans la partie centrale du feuillet 32F03. Dans ce rapport, cette unité regroupe le stock de Beehler (Koziol et Faber, 1995, 1996a et 1996b; Faber *et al.*, 1997; Brisbin et Faber, 1998; Trudeau, 2001; Carrier *et al.*, 2012) et son extension vers le nord, le stock de Comtois (p. ex. Carrier *et al.*, 2012). La carte de compilation du SIGÉOM (MRNF, 2010c) incluait le stock de Beehler dans une unité lithologique archéenne de composition granodioritique de plus grande dimension.

L'analyse des travaux historiques, incluant les descriptions et les analyses géochimiques issues des affleurements et des forages au diamant, appuyée par la carte aéromagnétique à haute résolution, ont permis de mieux caractériser ce pluton.

La partie septentrionale du Pluton de Beehler (correspondant au stock de Beehler; unité informelle nAbee1) se distingue par une signature magnétique globalement plus faible que celle de la partie sud (unité nAbee2). Auger et Longley (1939) y décrivent un granite à biotite porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique comparable à celui du Pluton de Wedding. Près de la bordure nord du pluton, Sullivan (1978) mentionne la présence de granite ou de granodiorite, alors qu'Otton *et al.* (1987) y reconnaissent une tonalite. À l'extrémité NW, les granitoïdes révélés par les forages au diamant (Richard, 2010) et les données géophysiques semblent indiquer que ce pluton se poursuit vers le SW sous la forme d'une apophyse.

La partie méridionale du Pluton de Beehler (correspondant au stock de Comtois; unité nAbee2) se distingue quant à elle par une susceptibilité magnétique relativement

élevée. Cette unité a été décrite comme une syénite (Koziol et Faber, 1995, 1996a et 1996b; Faber *et al.*, 1997), une monzonite (Brisbin et Faber, 1998) ou, plus récemment, une monzonite et une granodiorite (Trudeau, 2001; Carrier *et al.*, 2012). La roche est massive, magnétique, non foliée, grise à rose et à granulométrie moyenne à grossière (Faber *et al.*, 1997; Brisbin et Faber, 1998). Elle renferme 20 % à 30 % de phénocristaux de feldspath potassique (5 à 20 mm) et jusqu'à 8 % de minéraux ferromagnésiens, essentiellement de l'amphibole et de la chlorite (Carrier *et al.*, 2012). La présence d'enclaves de roches mafiques est également rapportée (Trudeau, 2001). Des dykes porphyriques à phénocristaux de feldspath et d'amphibole modérément magnétiques rattachés à ce stock s'injectent dans les unités volcaniques encaissantes (Carrier *et al.*, 2012). Des dykes d'aplite et de pegmatite coupent l'ensemble de ces roches (Riopel et Waldie, 2003; Carrier *et al.*, 2012).

Un affleurement (05-JY-100) situé dans la partie est de l'unité nAbee2 est décrit comme une granodiorite porphyroïde non foliée présentant des ressemblances avec les roches du Pluton de Wedding. Nous rattachons cette lithologie à l'unité nAbee1 qui forme donc à cet endroit un îlot au sein de l'unité nAbee2.

Pluton du Lac de la Perdrix (nAper)

Le Pluton du Lac de la Perdrix occupe la partie SW du secteur d'étude, à cheval sur les feuillets 32D15 et 32E02. Sa susceptibilité magnétique relativement élevée par rapport aux terrains encaissants, particulièrement en bordure, permet de reconnaître cette intrusion de forme quasi circulaire (11 km × 9 km). Selon Hocq (1981b), le pluton est formé de tonalite à biotite et hornblende faiblement recrystallisée. Il renferme en bordure de nombreuses enclaves de roches de nature volcanique, plutonique ou sédimentaire. Deschênes *et al.* (2014) distinguent deux unités principales : une unité de monzodiorite quartzifère et de monzonite à hornblende et clinopyroxène à granulométrie moyenne à grossière, moyennement à fortement magnétique, incluant par endroits des enclaves de roches mafiques et de paragneiss à grenat (nAper1) et une unité composée de gabbro et de pyroxénite (nAper2). L'existence de l'unité nAper2 repose sur un faible nombre d'observations. De plus, Hocq (1981b) mentionne la présence dans cette intrusion d'enclaves de hornblendite et de gabbro dont la taille peut atteindre plus de 200 m. Pour ces raisons, l'unité informelle nAper2 a été ici abandonnée.

Les descriptions des forages soniques et des affleurements (Hocq, 1981b), appuyées par la récente carte aéromagnétique (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010), ont permis de redéfinir les subdivisions stratigraphiques du Pluton du Lac de la Perdrix et de reconnaître deux unités informelles. La première (nAper1) occupe le cœur de l'intrusion et est caractérisée par une faible signature magnétique. Elle est formée de monzonite quartzifère et de monzodiorite quartzifère leucocrates roses, massives, à grain moyen ou grossier, localement porphyroïdes à phénocristaux de

feldspath potassique (photo 20). Au microscope, les roches de cette unité sont composées de quartz (<20 %) montrant localement une extinction ondulante, de plagioclase plus ou moins séricitisé et de feldspath potassique sous la forme de phénocristaux perthitiques, de cristaux interstitiels ou de petites inclusions dans l'albite antiperthitique. La biotite (<5 %) et la hornblende (<5 %) sont généralement associées. L'épidote, l'allanite, la titanite, l'apatite et de faibles quantités de minéraux opaques sont présents à titre de minéraux accessoires. La microstructure myrmékitique est couramment observée. Cette unité peut contenir des enclaves métriques de paragneiss dérivé du métamorphisme de wacke. Ce paragneiss est composé d'environ 20 % de paillettes de biotite disposées parallèlement à la foliation, 10 % d'amphibole, 2 % de porphyroblastes de grenat et d'apatite.

Une seconde unité (nAper2) est reconnue en bordure et dans certaines zones de la partie centrale de l'intrusion. Elle se distingue par une susceptibilité magnétique relativement élevée. Elle est composée de monzodiorite et de monzonite mésocrates gris verdâtre, massives et à grain moyen (photo 21). Les minéraux ferromagnésiens sont plus abondants (jusqu'à 20 %) et d'une granulométrie plus importante que dans l'unité nAper1. En lames minces, la roche est formée d'une petite quantité de quartz (<5 %), de plagioclase séricitisé, de feldspath potassique, de biotite faiblement chloritisée (5 à 15 %) et de hornblende (10 %) pœcilitique. La hornblende entoure également les grains de clinopyroxène (<5 %) en voie d'ouraltisation. La roche contient accessoirement de l'épidote, de l'allanite, de la titanite, de l'apatite et des minéraux opaques. De l'hypersthène (<1 %) altéré en chlorite et en magnétite a été observé dans une monzonite (affleurement 12-PL-1085).

Pluton de Nissing-Oditan (nAnis) (<2698 Ma)

Le Pluton de Nissing-Oditan est situé dans la partie SW du secteur à l'étude (NW du feuillet 32D15). Il s'étend selon une direction WNW sur une longueur d'environ 13 km et une largeur maximale de 5 km. Il se caractérise sur les cartes aéromagnétiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010) par une forte anomalie du champ magnétique résiduel. Il s'est probablement mis en place dans la Faille de Chicobi-Nord qui sépare la Formation de Clermont-Disson, au nord, du Groupe de Chicobi, au sud. Ce pluton n'a pas été daté; sa mise en place serait cependant postérieure à $2698 \pm 2,4$ Ma, l'âge du zircon le plus jeune récolté dans le Groupe de Chicobi (Ayer *et al.*, 2002).

Deschênes *et al.* (2014) ont décrit le Pluton de Nissing-Oditan comme une monzonite ou une monzonite quartzifère à hornblende leucocrate, localement porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique et à granulométrie moyenne. Selon Hocq (1981b), cette intrusion se distinguerait du Pluton du Lac de la Perdrix par une composition plus leucocrate, l'absence d'enclave et un contenu en quartz moins important. Toutefois, nos observations indiquent que la quantité de quartz est comparable dans les deux

unités, alors que des enclaves mafiques ont été observées sur quelques affleurements du Pluton de Nissing-Oditan.

La révision des données récoltées dans le cadre du Projet Octave et celles provenant des travaux antérieurs (à l'ouest, MacIntosh, 1978; à l'est, Laganière et Chenard, 1998 et Hocq, 1981b) ont permis de distinguer deux unités informelles dans cette intrusion. La première (nAnis1) occupe le cœur du pluton et se distingue par une faible intensité du champ magnétique résiduel. Elle est composée de monzonite quartzifère et de granite à hornblende et biotite (photo 22) à granulométrie moyenne à grossière. La structure de ces roches est localement porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique et, plus rarement, de plagioclase. La quantité de minéraux ferromagnésiens est relativement faible (<2 %). En lames minces, la roche est composée de quartz, de feldspath potassique (microcline et orthose) plus abondant que le plagioclase, de biotite chloritisée, de hornblende bleutée par endroits, d'épidote, d'allanite, d'apatite et de minéraux opaques (magnétite). Des micropertithes sont observées partout.

La seconde unité (nAnis2) occupe la périphérie de l'intrusion et se caractérise par des anomalies magnétiques plus fortes. Elle est formée de monzonite et de monzodiorite à hornblende, biotite et clinopyroxène (photo 23). Les minéraux ferromagnésiens représentent jusqu'à 20 % du volume de la roche. Celle-ci est rose et à grain moyen à grossier. Au microscope, l'assemblage minéralogique comprend le quartz (<5 %), le feldspath potassique (microcline et orthose) plus abondant que le plagioclase, la biotite plus ou moins chloritisée, l'amphibole, le clinopyroxène et la chlorite. La quantité de magnétite est sensiblement plus importante que dans l'unité nAnis1. On observe l'épidote, l'allanite, la titanite localement en gros grains visibles à l'œil nu, et l'apatite comme minéraux accessoires.

Pluton de Gémini-Saint-Éloi (nAgem)

Le Pluton de Gémini-Saint-Éloi est situé dans la partie est du feuillet 32D16. De forme arrondie (6 km × 5 km), il se met en place le long de la Faille de Chicobi-Nord, une structure qui constitue le contact entre les unités sédimentaires de la Formation de Chicobi, à l'ouest, et les unités volcaniques du Desboues, à l'est. Ces roches intrusives ne sont pas affectées par les fabriques associées aux phases majeures de déformation régionale et sont très peu touchées par le métamorphisme régional, ce qui milite en faveur d'une mise en place post-tectonique. Selon Des Rivières (1985), le pluton se serait mis en place à une profondeur de 8 à 10 km.

La carte aéromagnétique (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010) révèle deux phases intrusives principales, l'une en périphérie marquée par une intensité du champ magnétique particulièrement forte, l'autre dans la partie centrale caractérisée par un magnétisme plus faible avec ici et là quelques îlots de plus forte intensité. Les descriptions des affleurements semblent indiquer que la zone périphérique est formée de syénite (Hocq, 1981a; Bachand, 1983;

Des Rivières, 1983), alors que la partie centrale correspond à un granite (Hocq, 1981a). Des Rivières (1985) rapporte la présence de monzonite précoce et de syénite plus tardive. Cette dernière lithologie affiche par endroits une structure trachytoïde marquée par l'orientation préférentielle des phénocristaux automorphes de feldspath potassique. Deschênes et Allard (2014) ont regroupé la monzonite et la syénite dans une même unité (Agem1). En se basant sur les travaux historiques et les données géophysiques, ils ont également défini une unité de gabbro (Agem2), sans plus de détails.

Une revue des données disponibles nous amène à distinguer deux unités informelles : une unité granitique ou plus généralement granitoïde (nAgem1) et une unité alcaline de composition intermédiaire localisée en bordure du pluton (nAgem2). Cette dernière, mieux connue, est décrite dans les lignes suivantes.

Selon les travaux de Des Rivières (1985) et des observations effectuées dans le cadre du Projet Octave, la syénite (photo 24) représente la lithologie dominante de l'unité nAgem2 (90 % selon Des Rivières, 1985). La roche rose à rose saumon est à grain fin à grossier, voire pegmatitique. Elle peut être localement porphyroïde en raison de la présence de phénocristaux de feldspath potassique. Des enclaves de basalte et d'amphibolite sont signalées (Des Rivières, 1985). Au microscope, la syénite est formée de feldspath potassique, par endroits en phénocristaux perthitiques, de plagioclase plus rare (<15 %), d'ægryrine (jusqu'à 60 %), d'augite occasionnellement zonée et ouralitisée, de hornblende, de titanite, d'apatite, de zircon et de magnétite. L'affleurement 11-PL-1021 révèle également la présence d'hypersthène (<1 %) en plus de l'augite et de l'amphibole. Les minéraux d'altération comprennent l'actinote, la chlorite, l'épidote (pistachite et allanite), la séricite et l'hématite. Le pléochroïsme parfois bleuté de la hornblende indique une proportion relativement importante de sodium. L'ægryrine se présente généralement en grands cristaux contenant des inclusions de titanite, d'apatite, de pistachite et de minéraux opaques. La syénite à structure trachytoïde est composée de hornblende verte, de plagioclase, de quartz (<5 %), d'augite ainsi que de phénocristaux de feldspath potassique automorphes (10 à 95 %) montrant une orientation préférentielle. Ces derniers sont zonés avec un cœur potassique et une bordure plus sodique.

La monzonite est généralement grise, à granulométrie variable, fine à grossière, mais généralement moyenne. Elle peut afficher une structure équi-granulaire, porphyroïde ou glomérporphyrique (Des Rivières, 1985). L'assemblage minéralogique inclut le feldspath potassique, qui forme par endroits des phénocristaux perthitiques, le plagioclase, l'augite, la biotite et le quartz. La hornblende est rare. Les phases accessoires sont la titanite, l'apatite, le zircon et la magnétite. L'hématite, l'épidote, la séricite, la calcite et l'actinote-trémolite représentent des minéraux secondaires. Des traces de pyrite et de chalcopryrite sont également visibles.

Des dykes de syénite et de syénite quartzifère coupent la syénite trachytoïde, la monzonite ainsi que les roches volcaniques et sédimentaires encaissantes (Des Rivières, 1985).

Stock de Dalet (nAdlt)

Le Stock de Dalet, de forme quasi circulaire (7 km × 5 km), se trouve dans la partie NW du secteur à l'étude, dans la portion NE du feuillet 32E01-200-0201. Sur la carte de compilation du SIGÉOM (MRNF, 2010a), cette intrusion porte de nom de stock de Dalogny et est décrite comme une unité de diorite, de granodiorite et de granite. Le nom Stock de Dalet est introduit ici puisqu'il permet d'éviter la confusion avec le Pluton de Dalogny situé dans le feuillet 32J11.

Les données géophysiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010) semblent indiquer l'existence d'au moins deux phases intrusives. La première, au centre, est caractérisée par une intensité magnétique relativement faible, alors que la seconde, en bordure, montre par une signature magnétique plus importante. Cet arrangement est commun dans les intrusions tarditectoniques à post-tectoniques. Selon Hocq (1983a), la phase centrale serait composée de granite, de syénite, de tonalite et de trondhjemite (nAdal1) et la phase bordière de diorite et de granodiorite (nAdal2). Des travaux plus anciens décrivent également des granites (Wilson, 1938) à hornblende et biotite à structure porphyroïde ou gneissique dans la phase centrale (Tiphane, 1959). Cette dernière structure serait probablement liée à la présence d'une faille.

Stock de Kamadjideweckode (nAkad)

Nous désignons sous le nom de Stock de Kamadjideweckode une petite intrusion quasi circulaire (4 km × 3 km) située dans le coin NW du feuillet 32F04. Le nom provient de la rivière et du lac voisins. Ce massif était auparavant identifié sur la carte de compilation du SIGÉOM (MRNF, 2010c) par l'étiquette lithologique « I1B ». Cette intrusion n'affleure pas, car elle est couverte d'une épaisse séquence de sédiments quaternaires. L'information concernant sa composition et sa géométrie provient des forages et des données aéromagnétiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010).

Le Stock de Kamadjideweckode s'injecte dans le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, entre les Intrusions de Maizerest à l'ouest et la Suite intrusive de Marest à l'est. Sur les cartes aéromagnétiques, on note une zone centrale définie par une intensité du champ magnétique faible entourée d'une zone bordière de plus forte intensité. Il s'agit vraisemblablement d'une intrusion tarditectonique, même si Beaudry (1988), s'appuyant sur le caractère sodique de la roche, propose une possible mise en place synvolcanique associée à un certain potentiel aurifère. Les forages au diamant réalisés dans la zone centrale (nAkad1) indiquent que la lithologie dominante est une granodiorite massive à grain moyen.

Le forage sonique RO-463 a permis d'avoir une idée plus précise de la lithologie de la zone bordière plus magnétique (nAkad2). Celle-ci avait été initialement interprétée par Beaudry (1988) comme une auréole de métamorphisme de contact affectant des roches volcaniques intermédiaires à mafiques du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Il s'agit en fait d'une monzodiorite quartzifère leucocrate beige, massive, homogène et à granulométrie moyenne (photo 25). Les minéraux mafiques sont peu abondants (<10 %). En lames minces, elle contient du quartz montrant par endroits une extinction ondulante, du plagioclase faiblement séricitisé, du microcline microperthitique, de la biotite chloritisée, de la muscovite et, comme phases accessoires, de la titanite, de l'épidote et des minéraux opaques comme la magnétite. La calcite peut représenter jusqu'à 2 % du total.

Les bordures nord et sud de l'intrusion sont affectées par une foliation tectonique globalement E-W avec un pendage vers le nord dans la partie septentrionale de l'intrusion et sud dans la partie méridionale. Certains linéaments magnétiques coupent le stock et les roches environnantes selon des directions N-S, NE-SW et NW-SE (Beaudry, 1988). Un linéament NW-SE se trouve dans le prolongement d'une zone de cisaillement traversée par le forage IM88-05 (Beaudry, 1988), qui correspond très vraisemblablement à un segment de la Zone de cisaillement de Kakinogama.

Pluton de Coigny (nAcoi)

Cette intrusion occupe la partie SE du feuillet 32E01 et est peu connue en raison de la faible exposition qui résulte d'une couverture de sédiments quaternaires relativement importante. Nous la désignons sous l'appellation de Pluton de Coigny, du nom d'une rivière qui traverse la région à quelque 2 km plus au nord. Ce pluton quasi circulaire (3 km × 4 km), bien visible sur les cartes aéromagnétiques (Keating *et al.*, 2010; Keating et d'Amours, 2010), possède une géométrie qui suggère une mise en place tarditectonique à post-tectonique au sein de la Formation de la Rivière Octave. Grâce aux deux forages soniques RO-240 et RO-241 qui l'ont intercepté — et qui constituent à ce jour la seule observation directe de cette intrusion — Deschênes et Allard (2014) ont décrit une unité dioritique à monzodioritique (étiquette lithologique I2Ja) massive à foliée, rubanée par endroits. Sa granulométrie est grossière au centre, plutôt moyenne vers la bordure. Elle est formée essentiellement de plagioclase, de hornblende et d'un peu de feldspath potassique (photo 26). La roche, mélanocrate et gris verdâtre, montre localement une structure porphyroïde associée à la présence de phénocristaux de plagioclase. Le clinopyroxène et la biotite sont toujours présents en association avec l'amphibole. Au microscope, l'assemblage minéralogique comprend le plagioclase plus ou moins altéré en séricite, le microcline peu abondant (<15 %), la hornblende (10 à 40 %), la biotite (10 à 20 %) et le clinopyroxène (5 à 10 %). Le quartz est présent en faible quantité (<5 %). Les grains de pyroxène sont couramment entourés d'une couronne d'amphibole

(actinote pœciloclastique ou hornblende verte), révélant un processus d'ouraltisation. La roche contient de l'épidote, de la titanite, relativement abondante, de l'apatite, du zircon et de la magnétite comme minéraux accessoires. On trouve de la calcite en quantité notable (<5 %) par endroits. Des enclaves centimétriques d'amphibolite sont observées (photo 26), de même que de petites injections felsiques. Il est peu probable que ces dernières soient associées à l'Intrusion de Bernetz, comme le supposent Deschênes et Allard (2014), en raison du caractère syntectonique de cette grande intrusion voisine (voir la section géochimie).

Intrusions de diorite (unités lithologiques)

Le secteur à l'étude comporte plusieurs intrusions dioritiques de taille variable qui se signalent par des anomalies magnétiques relativement importantes. Ces intrusions peu déformées, apparentées au Pluton de Coigny, coupent la fabrique principale et seraient donc tarditectoniques à post-tectoniques (Rhéaume *et al.*, 2010). Un exemple est donné par l'intrusion de diorite quartzifère échantillonnée par le forage sonique RO-454 (I2Jc, coin NE du feuillet 32E01). Ce massif de petite dimension et de forme oblongue (2,5 km × 1,5 km) avec un axe NW-SE coupe les volcanites de la Formation de Vanier-Dalet-Poirier et les Intrusions de Maizerest. La roche est massive, à grain moyen et de couleur vert pistache. Au microscope, la roche contient beaucoup d'épidote, ce qui explique sa couleur. Le quartz est présent (environ 10 %) et le plagioclase est fortement altéré en séricite. La magnétite est relativement abondante (environ 5 %), comme la chlorite, tandis que l'amphibole, généralement altérée, est rare (<1 %).

Dykes mafiques protérozoïques : Dykes de l'Abitibi (mPabi), Dykes de Biscotasing (pPbis) et Essaim de dykes de Matachewan (pPmaw)

Les dykes mafiques protérozoïques, épais de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, traversent le secteur d'intérêt sur plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Leur trace est bien visible sur les cartes aéromagnétiques en raison de leur forte susceptibilité magnétique. Ils sont peu ou pas déformés, en comparaison avec les roches archéennes environnantes, et les contacts avec celles-ci sont toujours francs. Ces roches ne sont pas métamorphisées, ce qui indique une mise en place dans des conditions épizonales lors de phases d'extension (Hocq et Verpaest, 1994). Il est d'usage de distinguer les différents essaims de dykes en fonction de leur orientation. On distingue ainsi dans le secteur d'étude deux groupes principaux : un premier orienté NE-SW à ENE-WSW et un second N-S.

Rhéaume *et al.* (2010) ont rattaché le premier groupe de dykes NE-SW à ENE-WSW à l'Essaim de Senneterre (daté à $2214,3 \pm 12,4$ Ma; Buchan *et al.*, 1993) et, pour certains, aux Dykes de Biscotasing (Buchan *et al.*, 1993). Goutier (2005), Deschênes et Allard (2014) et Deschênes *et al.* (2014) assignent toutefois la majorité des dykes de ce groupe aux Dykes de l'Abitibi. Comme Rhéaume *et al.* (2010), Deschênes *et al.* (2014) associent une partie de ces dykes aux Dykes de Biscotasing.

Les Dykes de l'Abitibi (mPbis) regroupent des gabbros à patine brune et blanche, à grain moyen et à structure subophitique. Les principaux minéraux sont le plagioclase, l'augite, la magnétite et l'olivine (Goutier, 2005). L'apatite est localement abondante. L'altération en chlorite, en serpentine, en épidote et en talc (Goutier, 2005) est prononcée par endroits (par ex. forage RO-130). Le *Great Abitibi Dyke* (ou Grand Dyke de l'Abitibi; Ernst *et al.*, 1987; Ernst et Buchan, 1993), la principale intrusion de cette suite et, par ailleurs, l'un des dykes le plus longs au monde (>600 km; Goutier, 2005), traverse les parties nord et NE du secteur d'étude (feuillet 32F05, 32E08, 32E01 et 32E02). Ce dyke a été daté en Ontario par la méthode U-Pb à $1140,6 \pm 2$ Ma (Krogh *et al.*, 1987). Il est utile de noter que la présence d'olivine dans ces dykes est une caractéristique essentielle qui permet de les distinguer des Dykes de Senneterre, lesquels contiennent plutôt du quartz (Ernst et Buchan, 1993). La chimie, notamment le caractère alcalin et le léger enrichissement en terres rares légères des Dykes de l'Abitibi, permet en outre de les distinguer sans difficulté (Ernst et Buchan, 1993).

Les Dykes de Biscotasing (pPbis) sont formés de gabbro-norite à microstructure intergranulaire contenant du quartz, du plagioclase, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, de la magnétite et de l'ilménite (Buchan *et al.*, 1993). Ils se distinguent principalement des Dykes de l'Abitibi par l'absence d'olivine. Ils sont datés à $2166,7 \pm 1,4$ Ma (Buchan *et al.*, 1993), $2167 \pm 2,2$ Ma et $2171,6 \pm 1,2$ Ma (Halls et Davis, 2004), $2170,7 \pm 1,1$ Ma (Halls *et al.*, 2005) et $2174 \pm 3,2$ Ma (Hamilton et Stott, 2008).

Les dykes du second groupe (N-S), moins nombreux, sont reconnus dans les parties ouest (feuillet 32E02 et 32D15) et est (feuillet 32F03, 32C13 et 32C14) du secteur d'étude. Un dyke localisé à l'est du secteur constitue le prolongement méridional d'un dyke de gabbro décrit par Goutier (2005) dans la partie ouest du feuillet 32F11 et attribué à l'Essaim de dykes de Matachewan (pPmaw). Un dyke de cet essaim a été daté en Ontario à $2473 \pm 16/9$ Ma et 2446 ± 3 Ma (Heaman, 1997). La roche présente une patine brune caractéristique et une cassure fraîche verte. Elle est composée essentiellement d'augite et de plagioclase définissant une microstructure intergranulaire (Goutier, 2005).

GÉOCHIMIE

Un total de 322 analyses géochimiques a été utilisé afin de caractériser les unités géologiques du secteur d'étude. Sauf rares exceptions, ces analyses proviennent des forages soniques et des affleurements examinés dans le cadre du Projet Octave. Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-MS ou ICP-AES et les éléments en traces par ICP-MS, INAA ou ICP-AES. Les résultats complets des analyses géochimiques sont diffusés dans le SIGÉOM à la carte à l'adresse suivante : http://sigéom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_aLaCarte?l=F

Les échantillons constituant la base de données ont été sélectionnés en fonction des critères suivants : (1) analyse totale (ont été préférées les analyses comportant les éléments majeurs, en traces et les terres rares), (2) perte au feu (PAF) inférieure à 3,8 % (Gélinas *et al.*, 1977), à l'exception des roches sédimentaires et ultramafiques, et (3) un total des oxydes situé dans l'intervalle 95 à 105 %.

Les analyses sélectionnées ont été traitées à l'aide du logiciel Lithomodeleur du Consortium de recherche en exploration minérale (CONSOREM; Trépanier, 2013). La méthode de modélisation des précurseurs (Trépanier, 2011) a été utilisée pour estimer la composition des protolites des roches volcaniques avant altération. Cette méthode n'a pas été employée pour les intrusions felsiques à intermédiaires qui sont relativement peu altérées et qui présentent une perte au feu généralement inférieure à 2 %.

Les observations qui suivent s'appuient sur des diagrammes utilisant des éléments en traces réputés immobiles et peu sensibles à l'altération ou au métamorphisme (Winchester et Floyd, 1977; Ross et Bédard, 2009; Pearce *et al.*, 1984; Maniar et Picolli, 1989; Wood, 1980). Certains graphiques basés sur les éléments majeurs ont également été utilisés lorsque cela s'avérait utile (Jensen, 1976; Le Bas *et al.*, 1986). Ces différents diagrammes ont servi à classer les roches, à déterminer leur affinité géochimique, à estimer le contexte géodynamique de mise en place et à évaluer les phénomènes magmatiques en jeu (par ex. Rollinson, 1993).

Il est à signaler que plusieurs autres diagrammes ont été examinés en plus de ceux présentés dans cette section. Les résultats obtenus sont globalement cohérents et confirment les observations présentées.

Dans les lignes qui suivent, les échantillons sont parfois identifiés par leur numéro unique (par exemple 2013055978) afin de retracer les analyses dans le SIGÉOM à la carte. Les analyses des éléments en traces des profils des terres rares et multiéléments sont normalisées par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

Volcanites et intrusions mafiques et ultramafiques associées

Formation de Valrennes

Une dizaine d'analyses proviennent de la Formation de Valrennes. Ceci inclut 9 échantillons de basalte subalcalin (figures 3a et 3b), principalement ferrifère (figure 3c), appartenant à l'unité nAvr1 et 1 échantillon d'andésite de l'unité nAvr4. La chimie des unités nAvr2, nAvr3 et nAvr5 n'est pas traitée ici. Le diagramme Th/Yb en fonction de Zr/Y de Ross et Bédard (2009) indique que les basaltes sont d'affinité tholéiitique à transitionnelle, tandis que l'andésite est transitionnelle (figures 3c et 3d). Les basaltes affichent des profils de terres rares relativement plats ($[La/Sm]_{NC}$ moy = 1,20, $[La/Yb]_{NC}$ moy = 1,27) avec des valeurs en terres rares (TR) atteignant 30 fois les valeurs chondritiques (figure 4a). Sur le diagramme multiélément, la majorité des basaltes présentent des anomalies positives en Zr et négatives en Ta (figure 4b). Les profils de terres rares plats et les anomalies mentionnées précédemment semblent indiquer des phénomènes de contamination par la croûte d'un magma parent basaltique, même si cela n'apparaît pas clairement sur les figures 5a et 5b. Les basaltes sont comparables aux MORB (figures 5c et 5d) et se seraient probablement mis en place dans un contexte s'apparentant à celui d'un volcanisme d'arrière-arc actuel (figure 5e).

L'andésite montre, quant à elle, un léger enrichissement en terres rares légères (TRLé) par rapport aux terres rares lourdes (TRLou; $[La/Sm]_{NC}$ = 2,35, $[La/Yb]_{NC}$ = 3,16), avec des valeurs en TR atteignant 70 fois les valeurs chondritiques. Elle se distingue aussi par des anomalies positives en Zr et négatives en Ti, Ta et Nb (figure 4b), ces éléments ayant probablement été retenus dans le résidu mantellique dans une phase ferrotitanée (Briqueu *et al.*, 1984). La signature géochimique de cette andésite est proche de celle des basaltes d'arc volcanique actuel.

Groupe de Vanier-Dalet-Poirier

Une cinquantaine d'analyses permettent de caractériser cette unité, incluant 38 échantillons de volcanites, 6 de roches sédimentaires de l'unité nAvp4 et 6 de gabbros de l'unité nAvp7 (affichées comme « Gabbro archéen » sur les figures 3, 4 et 5). Les volcanites comprennent 32 échantillons de basalte et d'andésite basaltique (figures 3a et 3b) ferrifères à magnésiens (figure 3c) d'affinité tholéiitique (figures 3c et 3d) qui appartiennent à l'unité nAvp1, ainsi que 6 échantillons de roches felsiques (dacites, rhyodacites et rhyolites) calco-alcalines (figures 3c et 3d) provenant de l'unité nAvp3. Les gabbros ont une composition comparable à celle des volcanites mafiques de l'unité nAvp1, ce qui semble confirmer l'idée que ces roches sont comagmatiques (Rhéaume *et al.*, 2010). Cela se manifeste par des profils des terres rares (figure 4c) et multiéléments (figure 4d) similaires, marqués par des spectres plats, parfois légère-

ment appauvris en TRLé (n_{Avp1} : $[La/Sm]_{NC moy} = 0,90$, $[La/Yb]_{NC moy} = 1,02$; n_{Avp6} : $[La/Sm]_{NC moy} = 0,88$, $[La/Yb]_{NC moy} = 0,98$). Ces roches montrent également des anomalies négatives en Ti accompagnées d'anomalies négatives plus importantes en Nb et/ou en Ta (figure 3c), notamment dans les basaltes magnésiens. Ces dernières anomalies peuvent s'expliquer par une contamination crustale d'un magma parent mafique (figures 5a et 5b). Les basaltes tholéiitiques magnésiens (figure 3c) sont plus pauvres en terres rares que les basaltes ferrifères.

Les volcanites felsiques de l'unité n_{Avp3} affichent un fractionnement relativement important en TRLé par rapport aux TRlo ($[La/Sm]_{NC moy} = 4,18$, $[La/Yb]_{NC moy} = 13,84$) avec des teneurs en TR atteignant 100 fois les valeurs chondritiques. Elles exhibent des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta ainsi que des anomalies positives en Zr et Hf (figures 4c et 4d) typiques de roches calco-alcalines qui dérivent probablement d'une contamination crustale (figures 5a et 5b). Le Nb et le Ta, deux éléments peu mobiles, ont probablement été retenus dans le résidu mantellique sous la forme d'un minéral de fer-titane comme l'ilménite ou le rutile. L'anomalie négative en Ti semble d'ailleurs appuyer cette hypothèse. Le comportement du Zr et du Hf est probablement contrôlé par le fractionnement du zircon.

Les roches sédimentaires de l'unité n_{Avp4} , principalement des grauwackes (figure 13a), ont des compositions comparables à celles des roches magmatiques associées. Par exemple, sur la figure 3d, on observe que des échantillons de roches sédimentaires s'alignent avec ceux des roches felsiques calco-alcalines. Les profils des terres rares et multiéléments sont par ailleurs parfaitement semblables (figures 4c et 4d). D'autre part, quelques échantillons de roches sédimentaires sont regroupés dans le nuage de points formé par les roches magmatiques tholéiitiques (figure 3d). Les profils des terres rares et multiéléments sont là encore comparables. Il est donc fort possible que les roches magmatiques des unités n_{Avp1} et n_{Avp3} soient la source des roches sédimentaires immatures de l'unité n_{Avp4} .

Une partie des basaltes et des andésites basaltiques tholéiitiques magnésiens se seraient mis en place dans un arc océanique tholéiitique (figures 5c, 5d et 5e), tandis que l'autre partie et la majorité des tholéiites à caractère ferri-fère sont comparables aux N-MORB (figures 5c et 5d) et pourraient être associées à un bassin arrière-arc (figure 5e). Les roches calco-alcalines se seraient mises en place dans un milieu d'arc calco-alcalin.

Un contexte d'arc volcanique est également envisagé pour les roches sédimentaires (figures 13b et 13c), même si les conclusions tirées des diagrammes ne pointent pas toutes dans cette direction (figures 13d et 13e).

Formation de Clermont-Disson

La base de données comprend 25 échantillons de composition subalcaline, dont 14 de l'unité n_{Acd1} classés pour la plupart comme des basaltes magnésiens (figures 3a, 3b et 3c)

et 11 échantillons de roches sédimentaires de l'unité n_{Acd4} . Les volcanites d'affinité tholéiitique (figures 3c et 3d) affichent des profils de terres rares (figure 4e) relativement plats ($[La/Sm]_{NC moy} = 1,02$, $[La/Yb]_{NC moy} = 1,15$). Les profils multiéléments (figure 4f) font parfois voir de légères anomalies négatives en Ti et, dans certains échantillons, des anomalies prononcées en Ta et Th. Ces anomalies pourraient s'expliquer par une contamination crustale, même si les analyses se regroupent autour de la composition de manteau primitif sur les figures 5a et 5b. Ces volcanites à signature de MORB (figures 5c et 5d) se seraient mises en place dans un contexte d'arrière-arc (figure 5e).

Les roches sédimentaires sont essentiellement des grauwackes et des litharénites (figure 12a) dont la composition indique des sources d'affinité « tholéiitique » ou « calco-alcaline » (figures 3d et 12d). Les roches sédimentaires dont la composition se rapproche de celle des volcanites tholéiitiques affichent des profils de terres rares et multiéléments qui correspondent à ceux de ces volcanites. Le fractionnement des TRLé et les anomalies négatives en Ti, Nb et Ta et positives en Zr et Hf du groupe des roches sédimentaires « calco-alcalines », de même que leur position dans le champ des arcs insulaires continentaux (figures 13d et 13e), permettent de supposer qu'elles proviennent de l'érosion de volcanites felsiques, probablement celles de l'unité n_{Acd3} (données pas présentées dans ce rapport).

Formation de Desboues

Dix-huit échantillons de roches ignées ont été prélevés dans cette formation, dont 14 basaltes essentiellement magnésiens appartenant à l'unité n_{Ade1} , 3 gabbros magnésiens et ferrifères de l'unité n_{Ade2} (affichés comme « Gabbro archéen » sur les figures 3, 4 et 5) et une roche ultramafique amphibolitisée de l'unité n_{Ade6} (forage RO-235, 2011047611; $SiO_2 = 49\%$, $MgO = 19,72\%$; figures 3a, 3b et 3c).

À l'exception d'un échantillon d'affinité transitionnelle, tous les basaltes sont tholéiitiques (figure 3d), de même que les gabbros. Seule l'ultramafite présente étrangement une affinité « calco-alcaline ». Les spectres de terres rares et multiélément (figures 4g et 4h) des basaltes et des gabbros sont comparables avec des profils relativement plats à légèrement appauvris en TRLé (n_{Ade1} : $[La/Sm]_{NC moy} = 1,03$, $[La/Yb]_{NC moy} = 1,15$; n_{Ade2} : $[La/Sm]_{NC moy} = 0,95$, $[La/Yb]_{NC moy} = 0,91$). Ils montrent parfois d'importantes anomalies négatives en Ta et/ou Nb et, plus rarement, en Th. L'échantillon de basalte transitionnel se distingue par un léger enrichissement en TRLé et des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta. L'ultramafite amphibolitisée est marquée par un net enrichissement en TRLé par rapport aux TRlo ($[La/Sm]_{NC} = 2,27$, $[La/Yb]_{NC} = 20,08$), ainsi que par des anomalies négatives en Ti, Zr, Hf, Nb et Ta. Ces caractéristiques géochimiques peuvent s'expliquer par une contamination crustale (figures 5a et 5b). Le basalte transitionnel ainsi que les basaltes et les gabbros affichant d'importantes

anomalies négatives en Th, Nb ou Ta se seraient formées dans un arc volcanique (figures 5c, 5d et 5e). Les autres basaltes et gabbros faiblement contaminés présentent des compositions comparables aux N-MORB (figures 5c et 5d) et se seraient probablement mis en place en contexte d'arrière-arc (figure 5e).

Formation de la Rivière Octave

Dix échantillons de roches volcaniques et sédimentaires proviennent de cette formation, incluant 7 volcanites felsiques appartenant à l'unité nAro1, dont 1 a fait l'objet d'une datation géochronologique (Deschênes *et al.*, 2014), 1 échantillon de basalte/andésite basaltique tholéiitique (figures 3a, 3b, 3c et 3d) de l'unité nAro2, ainsi que 2 grauwackes (figure 13a) de l'unité nAro3. Les roches des unités nAro1 et nAro3 partagent plusieurs caractéristiques géochimiques, notamment une même affinité calco-alcaline (figure 3d) et des spectres de terres rares (figure 4i) et multi-éléments (figure 4j) comparables. Ces profils se caractérisent en effet par un fractionnement des TRlé ($[La/Sm]_{NC}$ moy = 4,11, $[La/Yb]_{NC}$ moy = 24,34) et des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta et positives en Zr et Hf. Ces similitudes nous amènent à penser que les roches sédimentaires de l'unité nAro3 proviennent de l'érosion des volcanites de l'unité nAro1. L'échantillon felsique daté (affleurement 2012-PL-1025A, numéro unique 2013055924) se distingue des autres échantillons de l'unité nAro1 par un plus fort enrichissement en TRlo, une anomalie négative en Ti plus marquée, mais des anomalies moins prononcées en Nb et Ta. Il est également plus riche en SiO_2 et K_2O et plus pauvre en Fe_2O_3 , MgO et CaO . L'unique analyse de basalte/andésite basaltique de l'unité nAro2 présente des profils des terres rares (figure 4i) et multiélément (figure 4j) plats ($[La/Sm]_{NC}$ = 1,04; $[La/Yb]_{NC}$ = 0,98) avec une anomalie négative en Ta. La signature crustale bien marquée de l'unité nAro1 (figures 5a et 5b) témoigne d'une possible contamination au sein d'un arc volcanique (figures 5c, 5d et 5e) dont seraient également issues les roches sédimentaires de l'unité nAro3 (figures 13d et 13e). L'échantillon de l'unité nAro2, qui se situe dans le champ des MORB (figures 5c et 5e) et des tholéiites d'arc insulaire (figure 5d), se serait mis en place dans un contexte d'arrière-arc.

Groupe de Quévillon

Les 11 échantillons du Groupe de Quévillon comprennent 1 basalte de l'unité nAqv1, 1 andésite de l'unité nAqv2, 1 conglomérat de l'unité nAqv3, 4 roches sédimentaires de l'unité nAqv4, 1 tuf felsique de l'unité nAqv5 et 2 tufs felsiques de l'unité nAqv7 (figures 3a, 3b et 3c). La chimie des unités nAqv6 et nAqv8 n'est pas abordée ici. Les roches de l'unité nAqv1 sont tholéiitiques, tandis que l'andésite (nAqv2) est d'affinité transitionnelle (figure 3d). Les échantillons felsiques des unités nAqv5 et nAqv7 sont calco-alcalins. À l'exception d'une analyse « tholéiitique », les roches sédimentaires sont toutes « calco-alcalines ».

Les roches sédimentaires sont toutes « calco-alcalines ». Les spectres des terres rares et multiéléments de l'échantillon de basalte de l'unité nAqv1 affichent des profils relativement plats, voire légèrement appauvris en TRlé ($[La/Sm]_{NC}$ moy = 0,95, $[La/Yb]_{NC}$ moy = 1,05) qui rappellent des N-MORB. L'andésite transitionnelle de l'unité nAqv2 présente un léger enrichissement en TRlé, avec des anomalies négatives en Ti, Ta et Nb et positives en Zr et Hf ($[La/Sm]_{NC}$ = 2,04, $[La/Yb]_{NC}$ = 2,95).

Les roches sédimentaires « calco-alcalines » de l'unité nAqv4 et le conglomérat de l'unité nAqv3 épousent les profils des roches volcano-sédimentaires felsiques des unités nAqv5 et nAqv7 marqués par un net enrichissement en TRlé par rapport au TRlo (nAqv4 : $[La/Sm]_{NC}$ moy = 3,1, $[La/Yb]_{NC}$ moy = 4,42; nAqv5 et nAqv7 : $[La/Sm]_{NC}$ moy = 4,58, $[La/Yb]_{NC}$ moy = 14,50) et des anomalies négatives en Ti, Ta et Nb et positives en Zr et Hf. L'anomalie négative en Ta est particulièrement prononcée dans certaines analyses de roches sédimentaires ou volcaniques. Une anomalie positive est observée dans un échantillon de mudrock. Le wacke « tholéiitique » présente un profil plat, avec une importante anomalie négative en Ta. Ces caractéristiques sont probablement liées à une contamination crustale ayant affecté les lithologies sources des roches sédimentaires (figures 5a et 5b) dans un arc volcanique (figures 5c, 5d et 5e). Les basaltes de l'unité nAqv1 se seraient mis en place dans un contexte arrière-arc. L'andésite de l'unité nAqv2 et les roches felsiques des unités nAqv5 et nAqv7 seraient issues d'un arc volcanique calco-alcalin, alors que les roches sédimentaires de l'unité nAqv4 et le conglomérat de l'unité nAqv3 proviendraient d'un arc insulaire océanique (figures 13d, 13c, 13d, 13e).

Intrusions mafiques

Un total de 13 analyses ont permis de caractériser les intrusions mafiques archéennes. Six d'entre elles proviennent d'intrusions de gabbro associées à la Formation de Vanier-Dalet-Poirier (unité nAvp7), dont 2 localisées dans le voisinage des Intrusions de Maizerest (désignés ici I3A-nAmaz). La base de données comprend également 3 échantillons de gabbro de la Formation de Desboues (nAde2). De plus, 3 analyses proviennent d'unités lithologiques de gabbro encaissées dans la Formation de Valrennes et une autre d'un gabbro encaissé dans la Formation de la Rivière Octave. Les gabbros des unités nAvp7 et nAde2 ont déjà été traités précédemment et sont discutés ici à titre de comparaison.

Les gabbros contiennent de 46,4 à 51,09 % SiO_2 , 2,83 à 9,73 % MgO , 0,36 à 2,81 % TiO_2 , 11,56 à 15,6 % Al_2O_3 et 0,01 à 1,4 % K_2O . La majorité des analyses se situent dans le champ des basaltes (figures 3a et 3b), confirmant une composition gabbroïque, soit magnésienne pour les unités de gabbro encaissées dans le Valrennes et le Rivière Octave, soit ferrière pour l'unité nAvp7 et le gabbro du Quévillon (figure 3c). Les deux échantillons du I3A-nAmaz sont de

composition ferrière et magnésienne. À l'exception du gabbro de la Rivière Octave et d'une analyse de I3A-nAmaz qui sont « transitionnelles » (figure 3d), toutes les autres sont « tholéitiques ». Le rapport Th/Yb est particulièrement faible dans les échantillons de l'unité nAde2 ($<0,1$), comparativement aux autres échantillons « tholéitiques » ($>0,1$).

Les gabbros « tholéitiques » sont caractérisés par des profils des terres rares (figure 4k) relativement plats ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 0,82$ à $1,27$, $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 0,88$ à 1) et un enrichissement en TR de 1 à 100 fois les valeurs chondritiques. Des analyses de l'unité nAyp7 affichent des anomalies négatives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,68$ à $0,82$)² associées probablement à un fractionnement du plagioclase. Les gabbros « transitionnels » révèlent un net fractionnement des TRlé par rapport aux TRlo ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 3,90$ et $4,29$, $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 1,6$ et $1,9$). Le diagramme multiélément (figure 4n) indique que toutes les analyses, quelle que soit la formation à laquelle elles sont associées ou leur affinité, affichent des anomalies négatives en Nb, Ta et Th d'importance variable. L'anomalie en Th dans les gabbros du Valrennes est particulièrement forte comparativement aux autres gabbros analysés, ce qui se manifeste par les faibles rapports Th/Yb sur le graphique de la figure 3d. Si des phénomènes de contamination crustale peuvent être évoqués dans le cas de l'échantillon de gabbro de la Rivière Octave (figures 5a et 5b), on doit faire appel à d'autres phénomènes pour expliquer ces anomalies dans les autres gabbros, comme des hétérogénéités de la source mantellique.

Selon les diagrammes géotectoniques présentés aux figures 5c, 5d et 5e, les analyses d'affinité « transitionnelle » s'apparenteraient à des basaltes calco-alcalins d'arc volcanique continental. Les tholéiites se situent majoritairement dans le champ des N-MORB (figures 5c et 5d) et se seraient mises en place dans un contexte arrière-arc (figure 5e). Deux analyses tholéitiques de l'unité nAyp7, marquées par l'absence d'anomalie en Eu, se distinguent des gabbros du même groupe par leur position dans le champ des tholéiites d'arcs insulaires océaniques. En somme, toutes ces observations militent en faveur d'une mise en place de l'ensemble des gabbros dans un arc volcanique.

Intrusions de Maizerest

Quatre échantillons analysés proviennent des Intrusions de Maizerest. Celles-ci montrent des teneurs élevées en MgO (31,5 à 36,9 %, nombre magnésien³ de 73 à 78), en Cr (2310 à 3690 ppm) et en Ni (1300 à 2710 ppm) et faibles en SiO₂ (35,2 à 40,04 %), en TiO₂ (0,08 à 0,22 %), en K₂O (0,005 à 0,06 %) et en Na₂O (0,005 à 0,06 %). Les teneurs en Al₂O₃ varient entre 1,72 à 4,51 %, le CaO entre 2,15 et 3,45 %, le Co entre 104 et 123 ppm et le Cu entre 9,3 et 47 ppm. Les platinoïdes n'ont pas été analysés. Ces roches s'apparentent chimiquement aux komatiites (figure 3c) et présentent des affinités « tholéitiques » à « transitionnelles » (figure 3d).

L'échantillon 2008049954, qui se trouve le plus à l'est, se démarque nettement des autres par un rapport Zr/Y particulièrement élevé (12). Il se distingue par ailleurs par un profil des terres rares (figure 4m) à pente légèrement positive ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 0,9$, $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 0,97$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 0,82$) et des teneurs comparables à celles de la chondrite CI. Le profil multiélément (figure 4n) affiche des anomalies positives en Zr et Hf particulièrement importantes et une légère anomalie négative en Ta.

Les trois autres analyses, toutes situées à l'ouest, montrent un léger fractionnement des TRlé, des profils plats pour les TRlo ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 1,2$ à $1,5$, $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 1,2$ à $1,3$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 1,01$ à $1,08$) et de légères anomalies positives en Eu (Eu/Eu^* de $1,04$ à $1,20$) et Yb. Les teneurs en terres rares totales varient entre 2 et 5 fois les valeurs chondritiques. Le diagramme multiélément (figure 4n) montre d'importantes anomalies négatives en Nb et variables en Ta. Ces dernières, ainsi que le léger enrichissement en TRlé, ne peuvent s'expliquer que par une contamination crustale (Jochum *et al.*, 1991; Dostal, 2008), comme semblent l'indiquer les figures 5a et 5b.

Les parties est et ouest des Intrusions de Maizerest se distinguent aussi l'une de l'autre par d'autres caractéristiques géochimiques. L'intrusion plus à l'est présente une teneur plus élevée en MgO (37 %) et plus faible en Al₂O₃ (1,7 %), CaO (2,15 %), TiO₂ (0,08 %) et SiO₂ (35,2 %) comparativement aux intrusions plus à l'ouest (31,5 à 33 % MgO, 3,3 à 4,5 % Al₂O₃, 0,17 à 0,22 % TiO₂, 3,06 à 3,45 % CaO et 38,9 à 40,04 % SiO₂). De même, le rapport Zr/Y est plus élevé à l'est qu'à l'ouest (12 contre 2,70 à 2,85), tandis que le rapport Ti/Zr est plus faible (22 contre 100 à 102). Ces observations permettent d'entrevoir un processus de fractionnement à partir d'un magma primitif dont la composition originelle se rapprocherait de celle de l'échantillon plus à l'est (2008049954).

Intrusions felsiques à intermédiaires

Intrusion du Bernetz

Un total de 26 analyses provient de l'Intrusion de Bernetz, dont 16 de l'unité nAbrn1, 2 de nAbrn2, 1 de nAbrn3 et 7 de nAbrn4.

À l'exemple de Gaboury (2004), nous utilisons ici le rapport La/Y normalisé à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995) dans le but de distinguer empiriquement les phases synvolcaniques et syntectoniques du Bernetz. Selon cet auteur, ce rapport varierait typiquement entre 1 et 10 pour les phases précoces et entre 10 et 100 pour les phases plus tardives. Nos observations révèlent que cette approche est surtout valable pour les intrusions felsiques, celles de composition intermédiaire donnant des résultats parfois aléatoires. Il est important de préciser que cet exercice n'est valable que s'il s'appuie sur d'autres critères, notamment sur des observations de terrain (Gaboury, 2004). Ainsi, les résultats présentés ici ne devraient être considérés que comme des tendances. À défaut d'être confirmés, ils dénotent tout de

² $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu})_{\text{NC}}/[(\text{Sm})_{\text{NC}} \times (\text{Gd})_{\text{NC}}]^{0.5}$ (McLennan, 1989)

³ $100 \times (\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}))$

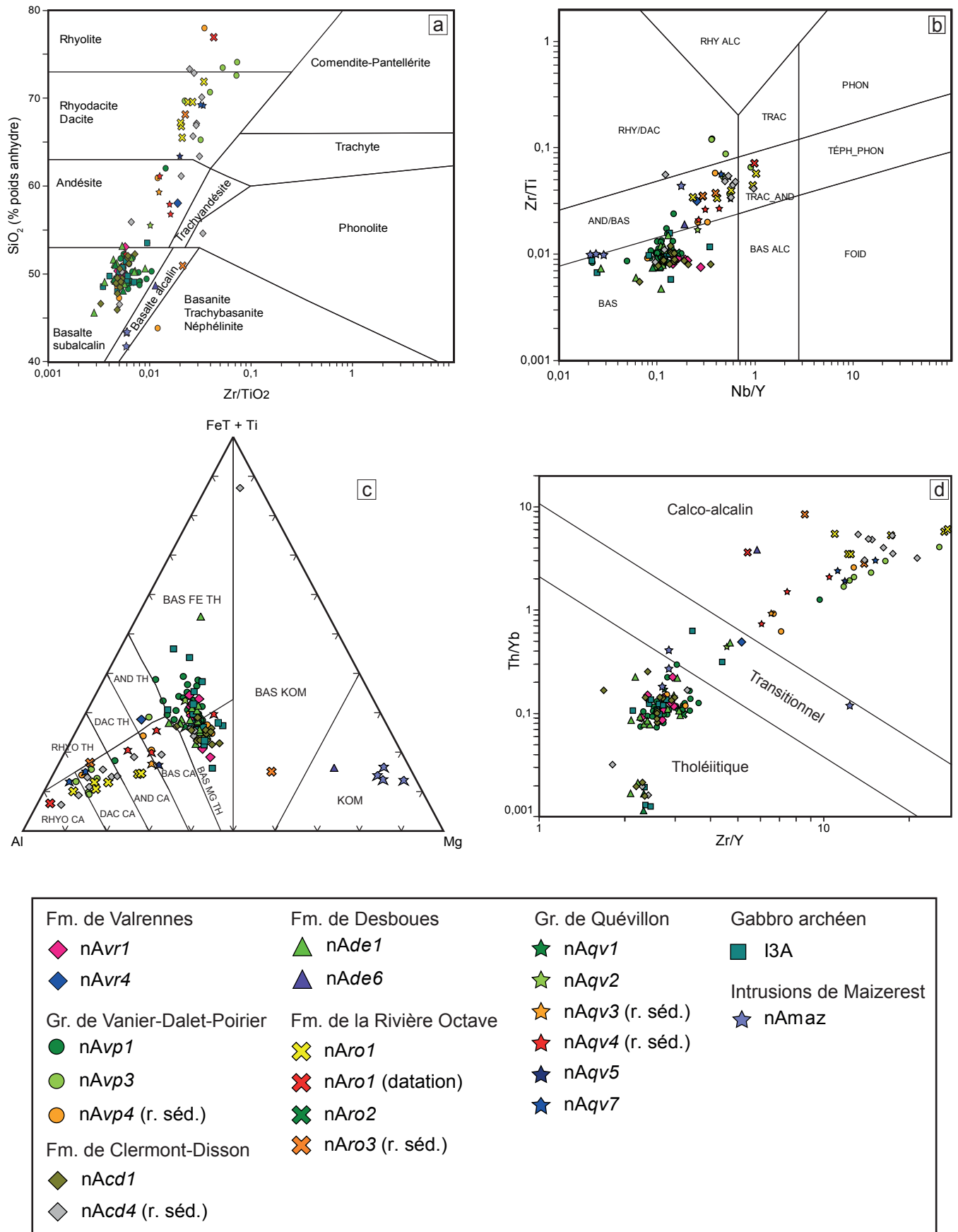


FIGURE 3 - Diagrammes de caractérisation géochimique des unités essentiellement volcaniques : a) diagramme de Winchester et Floyd (1977); b) diagramme de Pearce (1996); c) diagramme de Jensen (1976); d) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009).

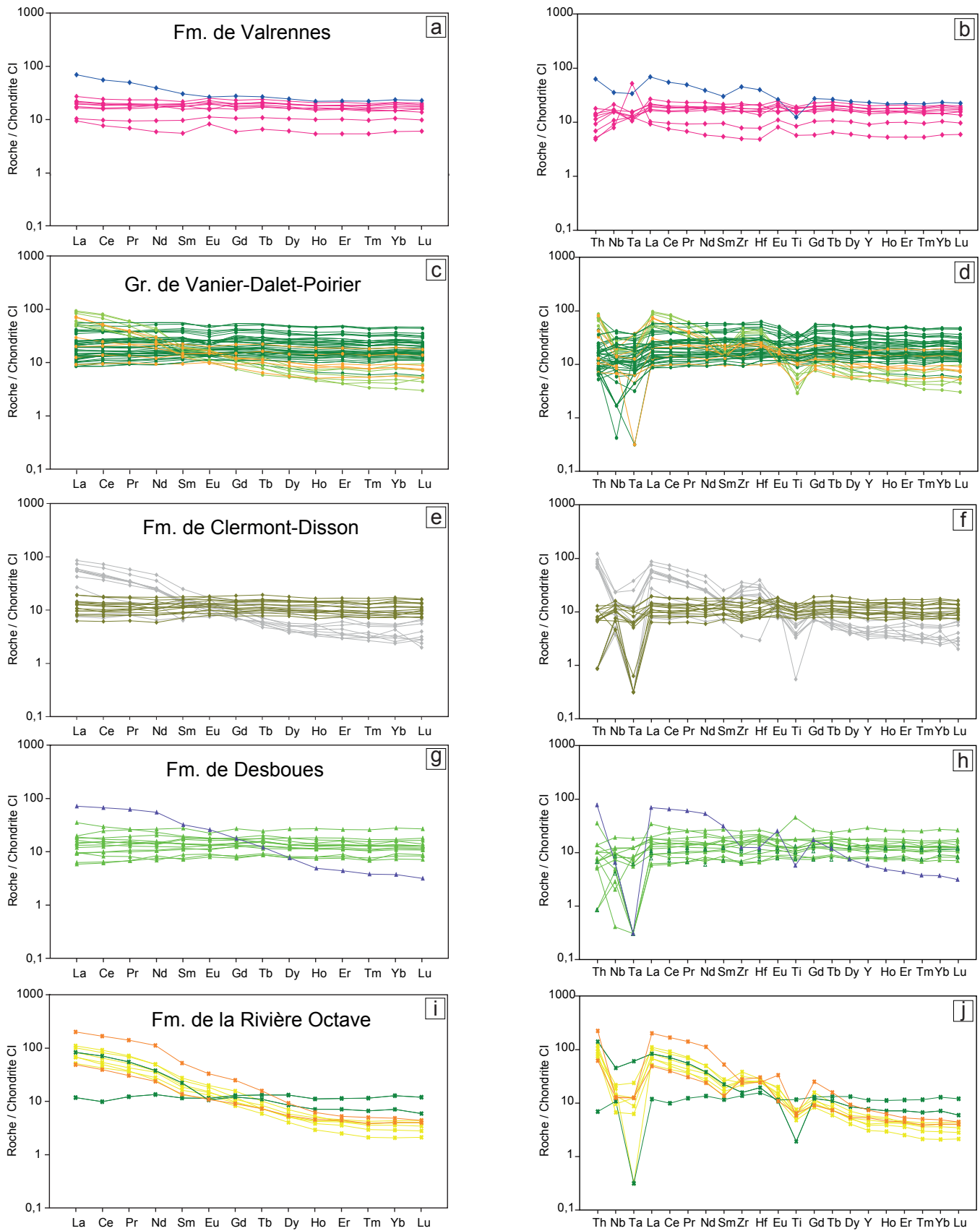


FIGURE 4 - Diagrammes des terres rares et multiéléments des unités volcaniques. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995). Légende identique à celle de la figure 3.

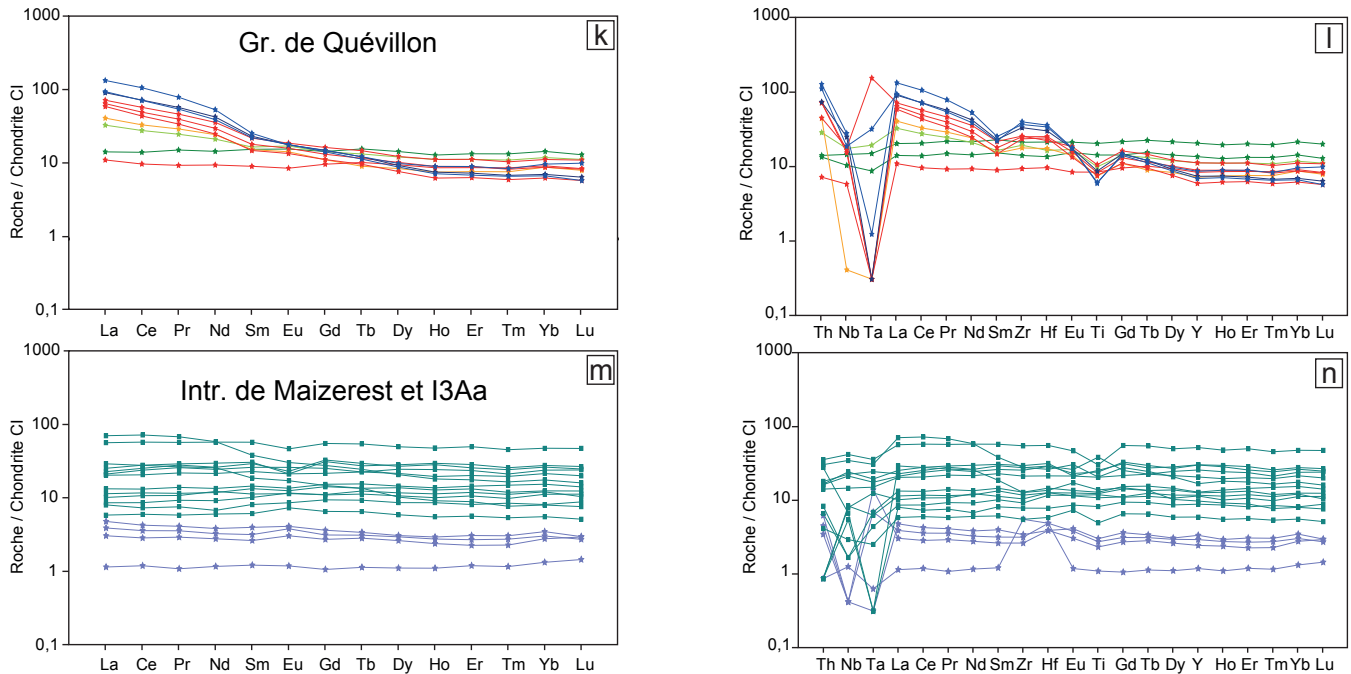


FIGURE 4 (suite) - Diagrammes des terres rares et multiéléments des unités volcaniques. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995). Légende identique à celle de la figure 3.

même des particularités géochimiques qu'il est intéressant de mettre en relief.

Ainsi, dans le cas de l'Intrusion de Bernetz, à l'exception de deux analyses « synvolcaniques » appartenant à l'unité nAbrn1 (2006049924 et 2011047652), tous les échantillons analysés seraient « syntectoniques » ($[La/Y]_{NC} > 10$; figure 9).

Dans l'ensemble, les roches du Bernetz montrent un contenu modéré en potassium (figure 6a), sauf quelques échantillons de l'unité nAbrn1 qui présentent des concentrations relativement faibles. La monzonite quartzifère (nAbrn4) échantillonnée dans le forage sonique RO-229 (2011047649) se projette dans le champ des shoshonites.

Tous les échantillons présentent un indice d'alcalinité (AI ou A/NK = $Al/[Na+K]$; Frost et Frost, 2008) supérieur à 1, indiquant une composition calco-alcaline (figure 6b). Seule l'analyse 2011047624 (RO-211B) appartenant à l'unité nAbrn4 est tholéiitique. Selon les figures 6c et 6d, l'unité nAbrn1 est principalement hyperalumineuse. L'unité nAbrn2 est métalumineuse, tandis que les échantillons de l'unité nAbrn3 chevauchent les champs métalumineux et hyperalumineux. Toutes ces roches appartiennent aux granitoïdes de type I (figure 6c) et montrent une signature d'arc volcanique (figures 7a, 7b, 7c et 7d).

Les échantillons du Bernetz présentent dans l'ensemble des spectres des terres rares (figure 8a) et multiéléments (figure 8b) assez similaires marqués par un enrichissement en TRLé par rapport aux TRlo, des teneurs comprises entre 20 et 300 fois les valeurs chondritiques ($[La/Sm]_{NC}$ moy = 4,13, $[La/Yb]_{NC}$ moy = 28,96) ainsi que des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta et positives en Zr et Hf. Les anomalies positives en Zr et en Hf indiquent un fractionnement du zircon. Dans le détail, on peut noter que l'unité nAbrn1 est globa-

lement moins enrichie en TR que les autres unités, alors que l'unité nAbrn4 présente les plus fortes teneurs. L'échantillon de composition tholéiitique appartenant à l'unité nAbrn4 se distingue nettement des autres analyses de cette unité par un profil appauvri en TRLé ($[La/Sm]_{NC} = 0,49$, $[La/Yb]_{NC} = 1,31$) et l'absence d'anomalies importantes. Il se démarque également par un contenu plus élevé en CaO (8,38 %), MgO (5,87 %) et MnO (0,17 %). Il est intéressant de noter que cet échantillon provient d'un îlot « synvolcanique » au sein de l'Intrusion de Bernetz et présente un rapport $(La/Y)_{NC} < 10$, à l'instar de la tonalite adjacente dans le même forage (RO-211B).

L'échantillon de monzonite quartzifère 2011047649 (forage RO-229) de l'unité nAbrn4 se distingue par ses caractéristiques géochimiques particulières, notamment un fort contenu en K₂O (4,88 %), Na₂O (7,17 %) et Sr (1817 ppm). Il affiche également un très faible nombre magnésien (7,54 contre 17 à 40 pour les autres analyses).

Suite intrusive de Marest

La géochimie de la Suite intrusive de Marest a été caractérisée à partir d'une base de données constituée de 34 échantillons, dont 15 de l'unité nAmar1, 11 de l'unité nAmar2 et 8 de l'unité nAmar4. L'unité nAmar3 n'est pas représentée. Les analyses semblent indiquer une origine « syntectonique », sauf trois analyses de l'unité nAmar1 (2005043267, 2008049945 et 2012056854) qui présentent des rapports $(La/Y)_{NC} < 10$ définissant ce qui semble être un petit îlot « synvolcanique » au nord de l'unité nAmar2 (figure 9). Un échantillon provenant de l'affleurement 07-PR-9016A a livré un âge U-Pb de 2705 ± 1 Ma (Rhéaume *et al.*, 2010). Les analyses provenant de cet affleurement possèdent des

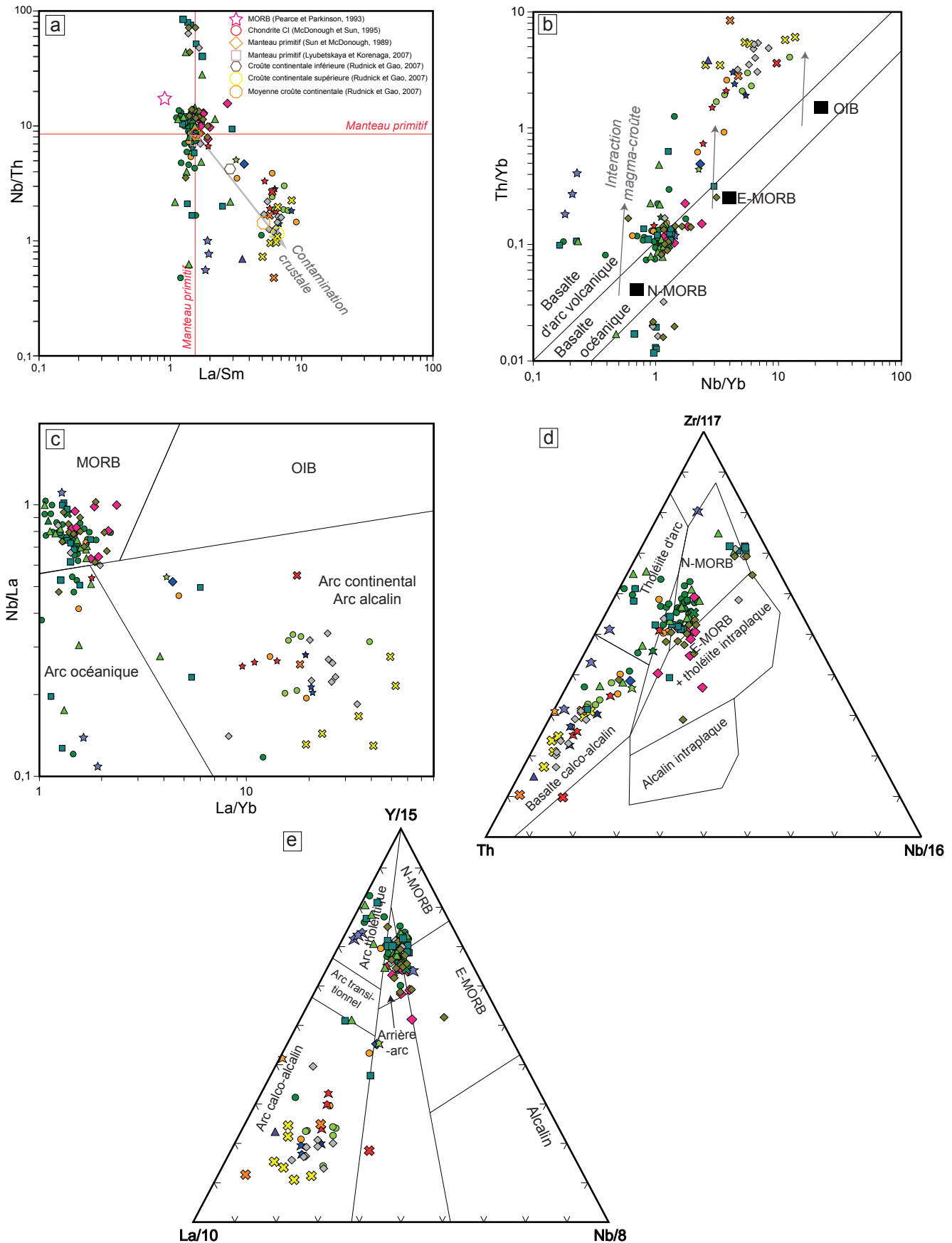


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des unités volcaniques : a) diagramme pour estimer la contamination crustale (adapté de Bandyayera *et al.*, 2014); b) diagramme de Pearce (2008); c) diagrammes géotectoniques de Hollocher *et al.* (2012), d) de Wood (1980) et e) de Cabanis et Lecolle (1989). MORB : basalte de ride océanique, normal (N) ou enrichi (E). Légende identique à celle de la figure 3.

rapports $(La/Y)_{NC} < 10$, suggérant une origine « synvolcanique ». Cet âge se situe à la limite entre les étapes d'érosion (2720 à 2708 Ma) et d'accrétion (2708 à 2694 Ma) de l'arc magmatique du schéma d'évolution géodynamique de la Zone volcanique Nord proposé par Chown *et al.* (1992), la première étape étant associée à la mise en place des intrusions synvolcaniques. L'âge de la phase syntectonique plus jeune est encore inconnu. Il est utile de rappeler que, quoiqu'éloignées, des volcanites de même âge (environ 2705 Ma) existent dans la Zone volcanique Sud (p. ex. Groupe de Malartic).

Les échantillons du Marest sont, dans l'ensemble, modérément potassiques (figure 6a) et calco-alcalins (figure 6b). Sur les figures 6c et 6d, l'unité nAmar1 est surtout hyperalumineuse et se classe dans les granitoïdes de type I. Cela inclut les échantillons « synvolcaniques ». L'unité nAmar2 est essentiellement hyperalumineuse et appartient aux granitoïdes de type S ou I. Selon les figures 7a à 7d, le Marest se serait formé dans un arc volcanique.

Les diagrammes des terres rares (figure 8c) et multiélément (figure 8d) des analyses « syntectoniques » montrent un enrichissement en TRlé par rapport au TRlo ($[La/Sm]_{NC(syntect.)} = 3,65$ à $7,17$, $[La/Yb]_{NC(syntect.)} = 16,30$ à $34,17$), avec des valeurs qui atteignent 30 à 300 fois les valeurs chondritiques, ainsi que des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta et positives en Zr et Hf, en accord avec leur affinité calco-alcaline. Les analyses « synvolcaniques » présentent des profils de terres rares légèrement moins fractionnés ($[La/Sm]_{NC(synvolc.)} = 2,58$ à $3,18$, $[La/Yb]_{NC(synvolc.)} = 7,59$ à $8,24$). Les spectres des deux analyses de l'affleurement daté (nAmar1) sont identiques avec une anomalie positive en Ta. Les profils des terres rares des unités nAmar2 et nAmar4 sont comparables à ceux de nAmar1 (nAmar2 : $[La/Sm]_{NC} = 3,90$ à $5,84$, $[La/Yb]_{NC} = 12,79$ à $27,44$; nAmar4 : $[La/Sm]_{NC} = 2,03$ à $6,79$, $[La/Yb]_{NC} = 10,83$ à $56,76$). Deux échantillons appartenant à l'unité nAmar4 se distinguent cependant par des anomalies négatives en Zr et Hf.

Pluton de Mistaouac

Un total de 27 analyses proviennent du Pluton de Mistaouac, incluant 16 analyses de l'unité nAmst1, 1 de l'unité nAmst2, 6 de l'unité nAmst3 et 4 de l'unité nAmst4. Des analyses de l'unité nAmst1 présentant des rapports $(La/Y)_{NC} < 10$, dont deux dans un même forage sonique (RO-302), ont permis de reconnaître de possibles phases « synvolcaniques » le long des bordures sud et SE du pluton (figure 9). La composition chimique des deux échantillons datés du Mistaouac (voir la section Stratigraphie) n'est pas connue. Cependant, les trois analyses les plus proches de la datation de l'unité nAmst1 (de 3 à 7 km; 1991001863, 1987022229 et 1987031868) affichent des rapports $(La/Y)_{NC} < 10$, suggérant l'existence à cet endroit d'une phase « synvolcanique ».

Les analyses « synvolcaniques » de l'unité Amst1 sont modérément potassiques, tandis que les analyses « syntectoniques » de la même unité sont généralement

pauvres en potassium (figure 6a). L'unique analyse de l'unité nAmst2 est modérément potassique, alors que celles de l'unité nAmst3 varient de modérément à fortement potassiques. Les unités nAmst1, nAmst2 et nAmst3 sont calco-alcalines, alors que l'unité nAmst4 est tholéitique à calco-alcaline (figure 6b). Sur le même diagramme, il est utile de noter que les analyses « syntectoniques » sont globalement caractérisées par des rapports Th/Yb relativement plus élevés (> 2) que les échantillons « synvolcaniques ».

Les échantillons de l'unité nAmst1 sont métalumineux à hyperalumineux et se classent essentiellement dans les granitoïdes de type I, sauf trois analyses « synvolcaniques » qui sont de type S (figure 6c). Ces trois échantillons, situés près de la bordure sud du pluton (RO-302; 2012052731 et 2012052762) ou provenant d'une injection encaissée dans la Formation de Valrennes (12-PL-1008; 2013055935), se distinguent également par de faibles rapports Sr/Y ($< 1,75$). L'unité nAmst2 est hyperalumineuse et l'unité nAmst3 métalumineuse. Toutes les deux appartiennent aux granitoïdes de type I.

Sur la figure 6d (Debon et Lefort, 1983), les analyses « syntectoniques » (nAmst2 et une partie de nAmst1) se concentrent en majorité dans le champ III (roches hyperalumineuses avec $BO \pm HB$). Les échantillons « synvolcaniques » de l'unité nAmst1 se trouvent dans les champs II, III et IV. Parmi ce groupe, les roches de groupe appartenant aux granitoïdes de type S se démarquent par les valeurs du facteur A les plus élevées (> 30). Les analyses de l'unité nAmst3 se situent dans le champ IV (roches métalumineuses à $HB + BO \pm CPX$). Cette observation est valable aussi pour les trois analyses métalumineuses de l'unité nAmst1 provenant de bordure SW du Pluton de Mistaouac et est compatible avec les observations pétrographiques qui indiquent la présence d'amphibole associée à la biotite dans ces roches.

Toutes ces analyses se projettent dans le champ des granites d'arc volcanique (figures 7a à 7d). Ces graphiques démontrent également que les analyses « synvolcaniques » se caractérisent, par rapport aux analyses « syntectoniques », par des teneurs plus élevées en Yb (1,47 à 7 ppm, contre 0,28 à 0,89 ppm) et en Y (12 à 47 ppm, contre 2 à 7 ppm).

Les profils des terres rares (figure 8e) des analyses « synvolcaniques » sont moins fractionnés que ceux des analyses « syntectoniques » ($[La/Yb]_{NC(syntect.)} = 14,70$ à $33,82$, $[La/Yb]_{NC(synvolc.)} = 2,98$ à $7,32$), notamment pour les TRlo ($[Gd/Yb]_{NC(syntect.)} = 1,79$ à $4,11$, 1 à 10 fois les valeurs chondritiques; $[Gd/Yb]_{NC(synvolc.)} = 0,63$ à $1,33$, 10 à 100 fois les valeurs chondritiques). Le fractionnement des TRlé ($[La/Sm]_{NC(syntect.)} = 4,24$ à $8,45$; $[La/Sm]_{NC(synvolc.)} = 2,30$ à $4,28$) dans les deux groupes est comparable avec des concentrations qui varient entre 30 et 200 fois les valeurs chondritiques. Les analyses « synvolcaniques » de l'unité nAmst1 affichent une anomalie négative en Eu plus ou moins marquée ($Eu/Eu^*_{moyen} = 0,70$), généralement absente dans les analyses « syntectoniques » ($Eu/Eu^*_{moyen} = 1,01$). Enfin, signalons que l'unique analyse provenant de l'unité nAmst2 est l'une des plus pauvres en TR.

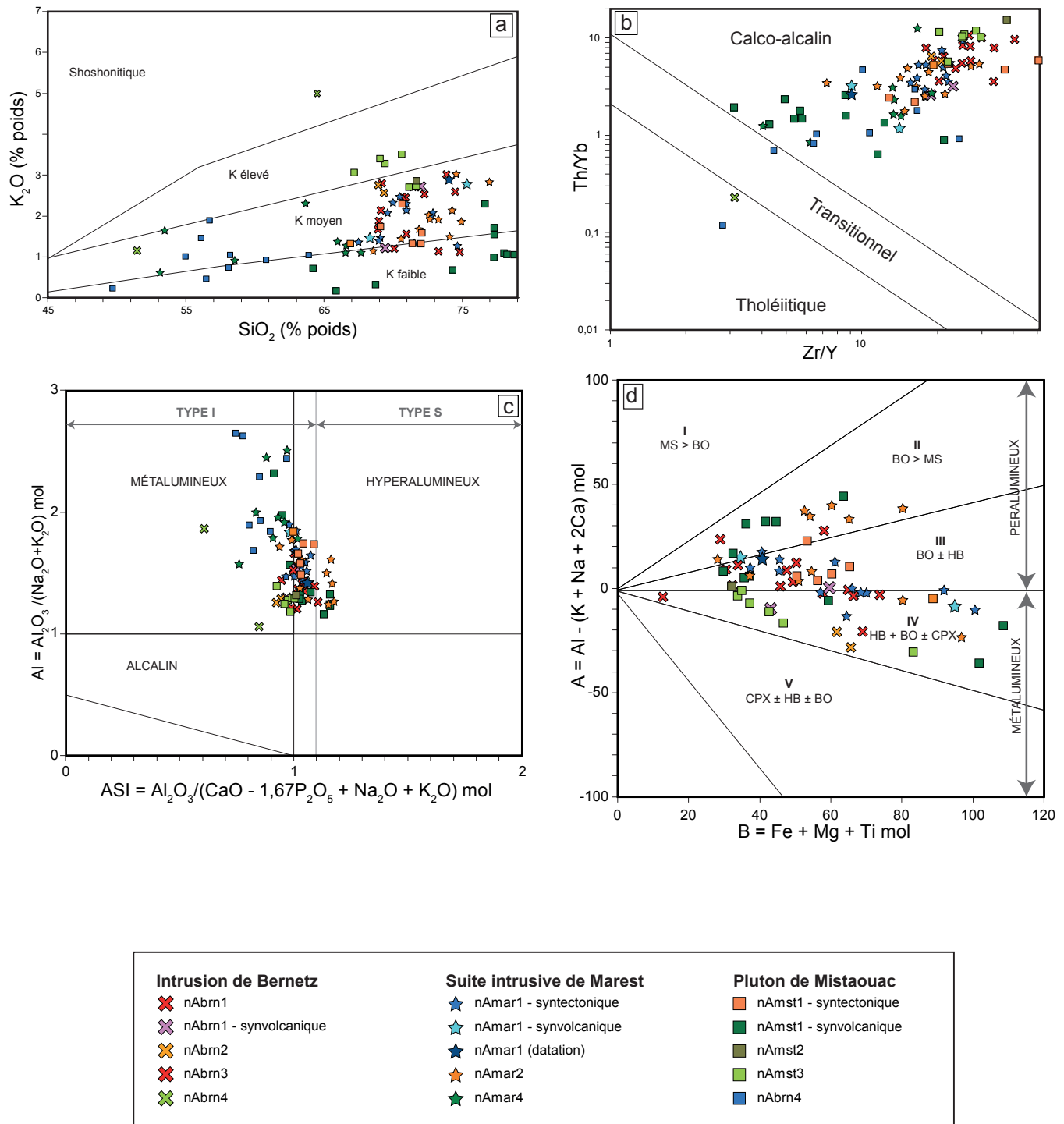


FIGURE 6 - Diagrammes de caractérisation géochimique des intrusions majeures (Intrusion de Bernetz, Suite intrusive de Marest et Pluton de Mistaouac) : a) diagramme de Peccerillo et Taylor (1976); b) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009); c) diagramme A/NK-ASI de Maniar et Piccoli (1989); d) diagramme B-A de Debon et Lefort (1983).

À l'exception de l'unité nAmst4, toutes les analyses du Mistaouac sont caractérisées par des anomalies négatives en Ti et positives en Zr et Hf (figure 8f). Les analyses « synvolcaniques » affichent par ailleurs des anomalies négatives en Nb et des anomalies tantôt positives tantôt négatives en Ta. On trouve principalement les anomalies positives en Ta dans les analyses qui montrent un faible rapport (La/Yb)_{NC}. La grande majorité des échantillons « syntectoniques »

se distingue par une anomalie négative en Ta particulièrement importante associée à une anomalie négative en Nb moins marquée. Le spectre des terres rares de l'échantillon tholéitique de l'unité nAmst4 est plat ([La/Yb]_{NC} = 1,07, [La/Sm]_{NC} = 1,14), alors que ceux des échantillons transitionnels à calco-alcalins sont enrichis en TRLé ([La/Yb]_{NC} = 3,26 à 4,95, [La/Sm]_{NC} = 2,08 à 3,20) avec des anomalies négatives en Ti (légères), Nb et Ta et positives en Zr et Hf (figures 8e et 8f).

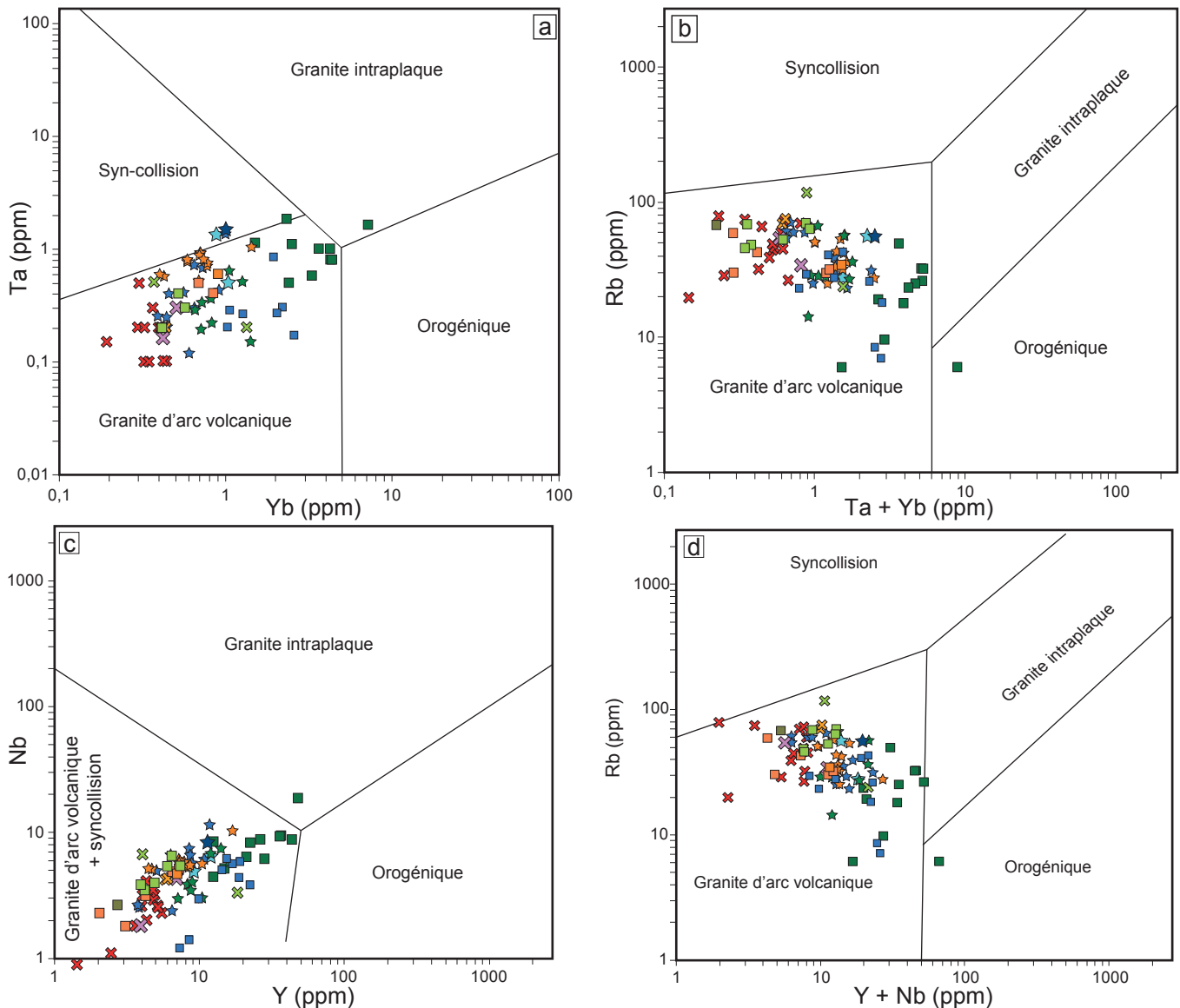


FIGURE 7 - Diagrammes des environnements géotectoniques de Pearce *et al.* (1984) pour les intrusions majeures. Légende identique à celle de la figure 6.

Signalons enfin que l'échantillon « synvolcanique » 2013055932 (affleurement 12-PL-1005) se distingue des autres analyses synvolcaniques par son contenu plus important en Na_2O (9,95 %), Nb (18,5 ppm), Th (13,6 ppm), Y (46,7 ppm) et Yb (7 ppm) et sa faible concentration en K_2O (0,17 %) et en Sr (19 ppm). Il est par ailleurs légèrement plus alumineux (19,23 % Al_2O_3).

Intrusions mineures

Les intrusions quasi circulaires de petite dimension (<100 km²) sont typiquement composées d'une phase centrale principalement felsique, caractérisée par une faible susceptibilité magnétique, et d'une couronne périphérique de composition essentiellement intermédiaire montrant une susceptibilité nettement plus élevée. En tout, 39 analyses proviennent de ces divers plutons. À l'exception du Pluton de Beehler (nAbee1) qui serait « synvolcanique »

($7,87 < [\text{La}/\text{Y}]_{\text{NC}} < 9,76$), toutes les autres intrusions sont interprétées comme tarditectoniques à post-tectoniques ($[\text{La}/\text{Y}]_{\text{NC}} > 10$). Le rapport $(\text{La}/\text{Y})_{\text{NC}}$ de ces dernières est généralement plus élevé que celui des analyses des intrusions « syntectoniques » de plus grande envergure.

L'indice d'alcalinité (AI) des échantillons appartenant à l'unité nAgem2 du Pluton de Gemini-Saint-Éloi, incluant celui provenant de la zone minéralisée Adam (voir la section Géologie économique), varie de 0,93 à 1,01, indiquant une composition alcaline à subalcaline (figure 10a). Les autres analyses présentent un $\text{AI} > 1$ et une affinité généralement calco-alcaline (figure 10b), à l'exception d'un échantillon tholéiitique appartenant à l'unité lithologique I2Ja. Toutes les analyses sont métalumineuses (sauf celles du Pluton de Wedding et quelques analyses des unités nAbee1 et nAgem2) et se classent parmi les granitoïdes de type I (figure 10a). L'échantillon de la zone Adam se démarque par un indice de saturation en aluminium (ASI) particulièrement faible

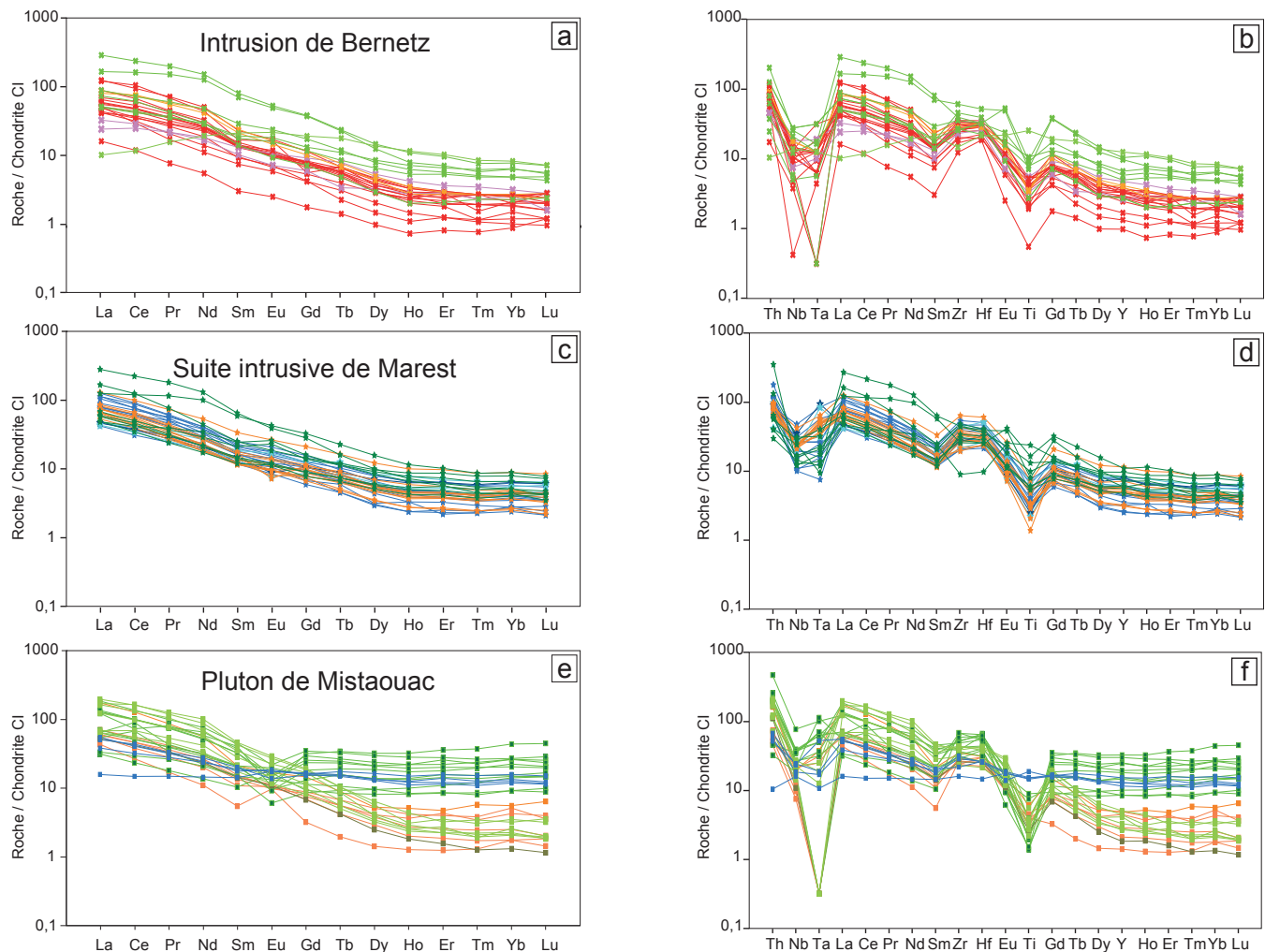


FIGURE 8 - Diagrammes des terres rares et multiéléments des intrusions majeures. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995). Légende identique à celle de la figure 6.

comparativement à ceux des autres unités. Les échantillons dioritiques, à l'exception de ceux du Pluton de Coigny, se distinguent par un AI particulièrement élevé (2,36 et 6,15).

À part les unités dioritiques, ces roches sont dans l'ensemble moyennement à fortement potassiques (figure 10c). Les échantillons de l'unité nAgem2, incluant celui de la zone Adam, se projettent principalement dans le champ shoshonitique, alors que ceux de l'unité nAgem1 sont riches en potassium. Les unités centrales nAper1 et nAnis1 sont moins potassiques que les unités bordières nAper2 et nAnis2. Les roches de l'unité nAbee1 sont riches en potassium, tandis que les échantillons de l'unité bordière du Stock de Kamadjideweckode (nAkad2) et du Pluton de Strangway se concentrent à la frontière des champs potassium moyen à élevé.

Hormis l'échantillon tholéiitique qui présente un profil de terres rares (figures 11a et 11i) relativement plat ($[La/Yb]_{NC} = 0,82$ et $0,87$), les analyses démontrent un enrichissement en TR de 10 à 1000 fois les valeurs chondritiques et un fractionnement modéré à fort ($[La/Yb]_{NC}$ entre 3,76 et 92; figures 11a, c, e, g et i). On peut noter que les unités bordières des plutons de Gemini-Saint-Éloi, de

Nissing-Oditan et du Lac de la Perdrix (nAgem2, nAnis2 et nAper2) sont plus enrichies en TR que les unités centrales (nAgem1, nAnis1 et nAper1). De même, le contenu en TR du Pluton de Coigny est plus important que celui des diorites de l'unité I2Ja. Le diagramme multiélément (figures 11b, d, f, h et j) révèle des anomalies négatives en Ti, Ta et Nb pour la majorité des unités considérées, en accord avec leur affinité calco-alcaline. Des anomalies en Zr et Hf sont également visibles, mais leur importance est variable selon les unités. Par exemple, dans les plutons de Coigny et de Gemini-Saint-Éloi (nAgem2), à l'instar de l'analyse de la zone Adam, le Zr et Hf affichent des anomalies négatives, pendant que dans les autres unités, ces anomalies sont positives.

Sur les diagrammes géotectoniques de Pearce *et al.* (1984; figures 12a à 12d), toutes ces roches se concentrent dans le champ des granites d'arc volcanique, incluant celles de l'unité nAgem2, alors que l'échantillon provenant de la zone minéralisée Adam occupe le champ des granites intraplaques. Cependant, cette différence pourrait être liée à des phénomènes d'altération plutôt qu'à un contexte géodynamique différent.

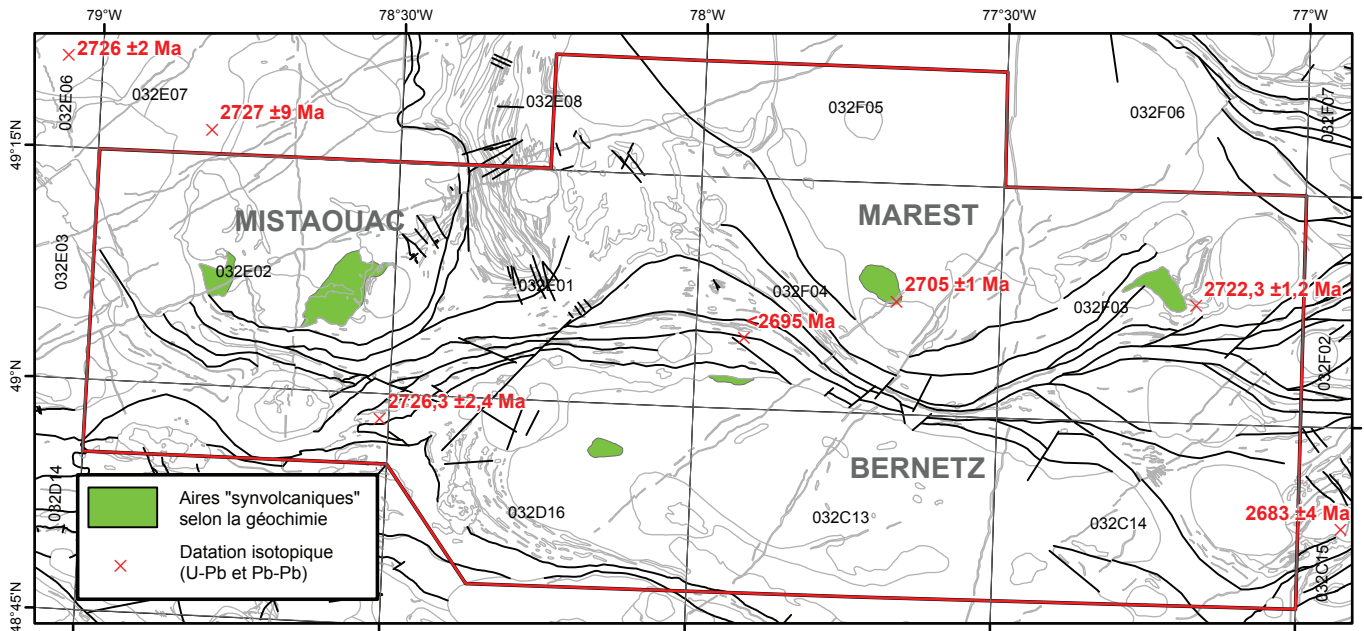


FIGURE 9 - Distribution des intrusions « synvolcaniques » définies par la géochimie. Se référer à la carte hors texte pour le fond géologique.

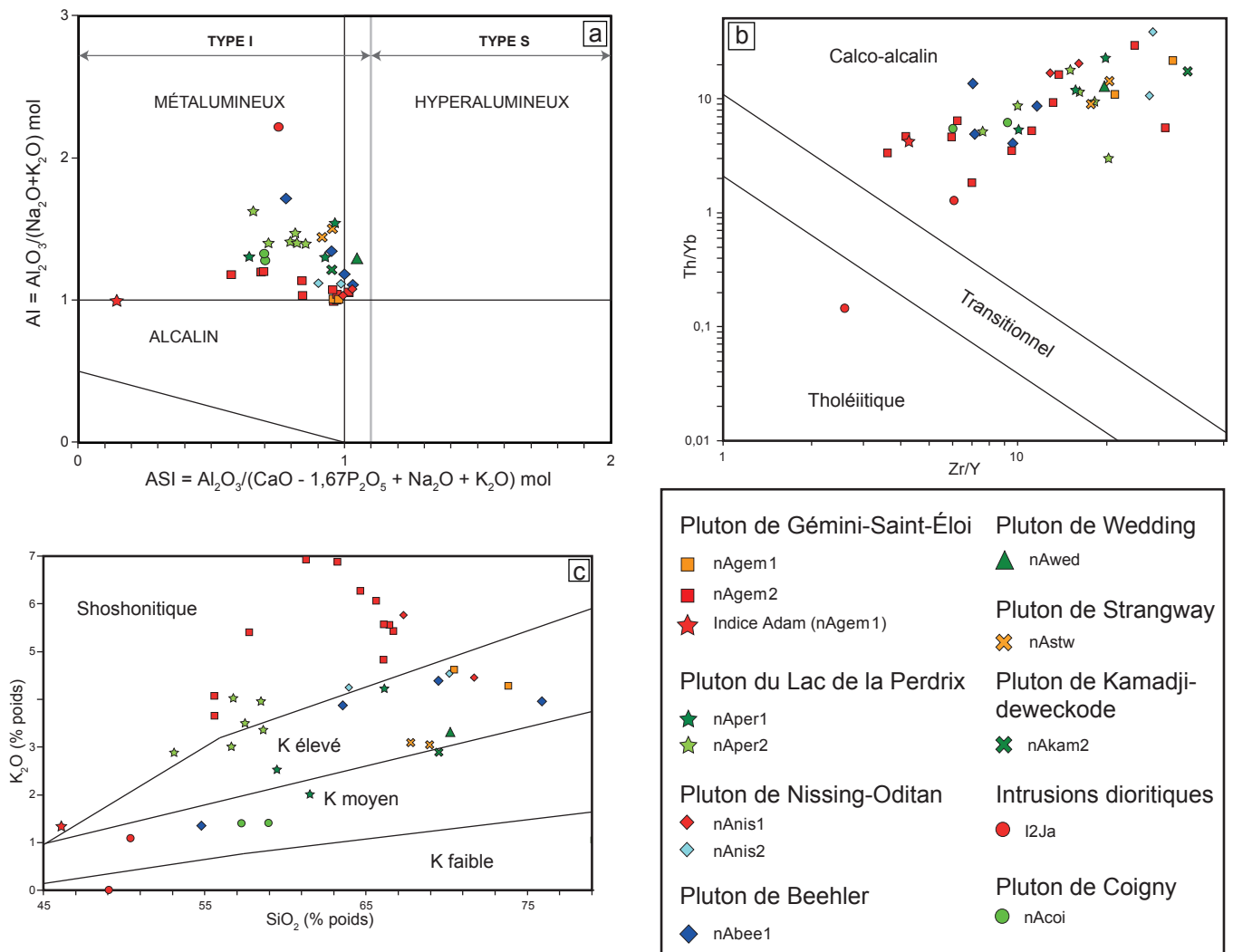


FIGURE 10 - Diagrammes de caractérisation géochimique des intrusions mineures : a) diagramme Al-ASI de Maniar et Piccoli (1989); b) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009); c) diagramme de Peccerillo et Taylor (1976). Dans a), l'analyse de nAgem2 (AI = 3,44) et la diorite tholéitique (AI = 6,15) ne sont pas visibles, car hors champ.

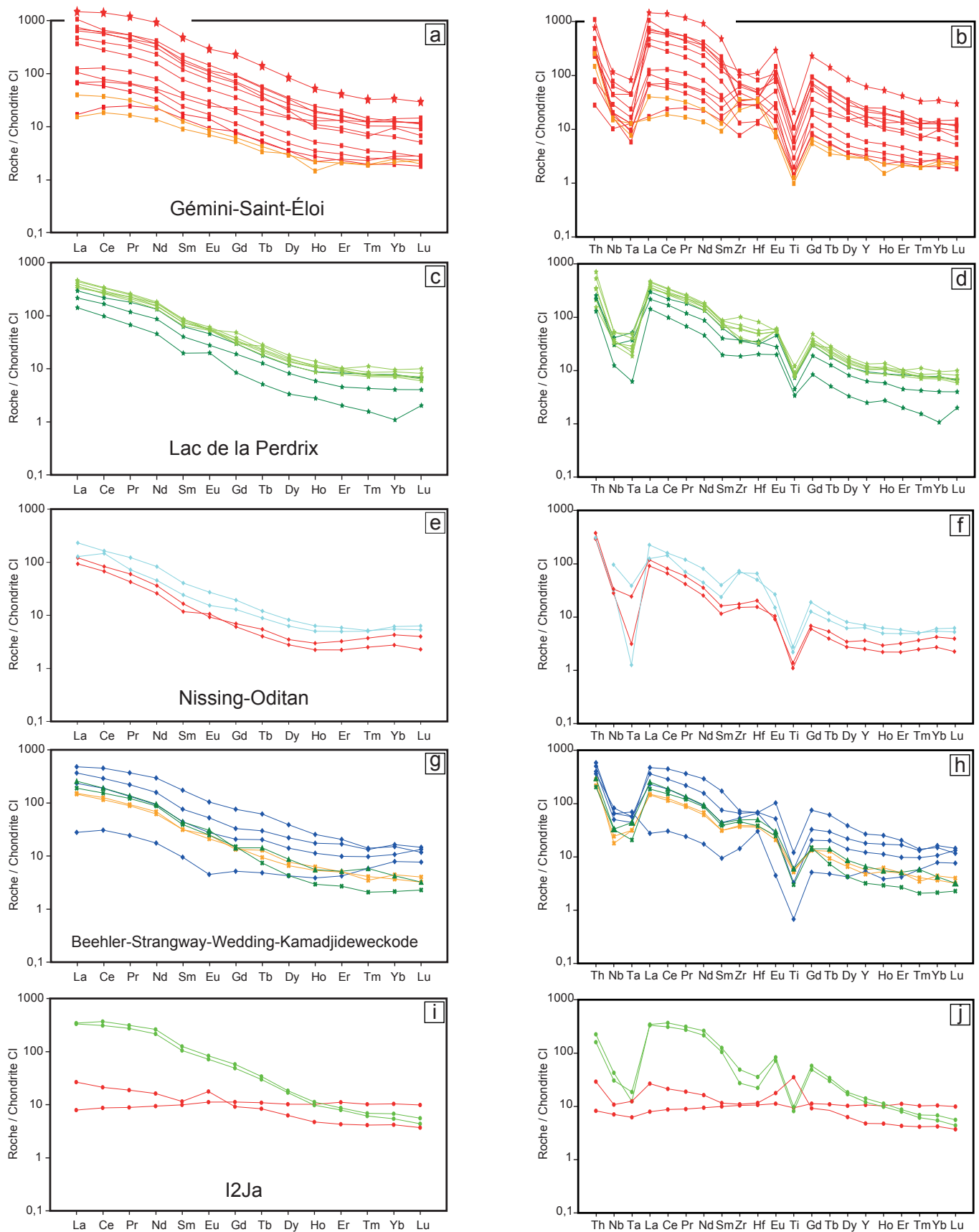


FIGURE 11 - Diagrammes des terres rares et multiéléments des intrusions mineures. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995). Légende identique à celle de la figure 10.

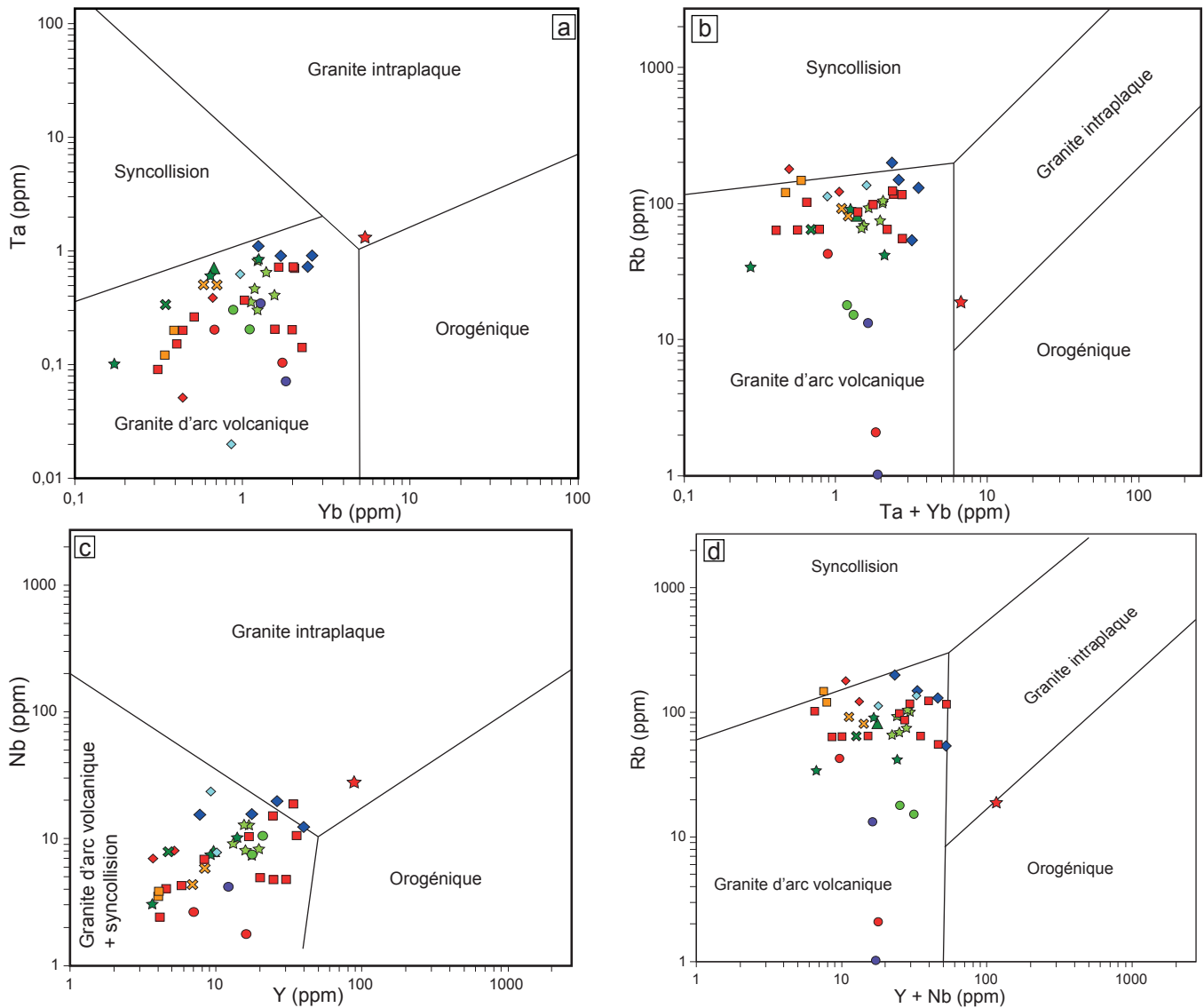


FIGURE 12 - Diagrammes des environnements géotectoniques de Pearce *et al.* (1984) pour les intrusions mineures. Légende identique à celle de la figure 10.

Unités sédimentaires

Cette section traite essentiellement des roches sédimentaires de la Formation de Glandelet et du Groupe de Chicobi, mais aussi des unités sédimentaires interstratifiées avec les unités volcaniques des formations de Vanier-Dalet-Poirier (nAvp4), de Clermont-Disson (nAcd4) et de la Rivière Octave (nAro3), ainsi que du Groupe de Quévillon (nAqv3 et nAqv4). La géochimie de ces dernières unités a déjà été décrite dans la section sur les roches volcaniques, mais dans une perspective différente. Dans ce qui suit, nous tenterons de comparer entre elles des unités sédimentaires d'âges différents; en effet, les roches de la Formation de Glandelet et le Groupe de Chicobi, pratiquement contemporaines (<2695-2698 Ma), sont plus jeunes d'environ 25 à 30 Ma que les roches sédimentaires associées au volcanisme.

Toutes les analyses de roches sédimentaires tombent dans le champ des grauweekes, en accord avec les observations pétrographiques. On note cependant quelques échantillons

de litharénite provenant notamment de la Formation de Clermont-Disson, ce qui indique probablement des sources de composition variable (figure 13a). Ces roches détritiques peu matures se seraient déposées à proximité de leurs sources. La figure 13b permet d'estimer la maturité des roches sédimentaires (McLennan *et al.*, 1993). L'alignement des analyses le long de la droite de variation démontre qu'il s'agit de sédiments non recyclés, immatures et probablement issus des roches volcaniques et intrusives voisines.

À la figure 13c, la distribution des analyses le long de la droite $K/Rb = 230$, typique d'une suite de différenciation magmatique (Shaw, 1968), indique que les roches sédimentaires du Glandelet, du Chicobi, de la Rivière Octave et du Clermont-Disson dérivent de l'érosion de roches de composition essentiellement acide à intermédiaire. Compte tenu de l'âge de ces unités, les plutons syntectoniques (et peut-être synvolcaniques) constitueraient probablement la source des roches sédimentaires du Glandelet et du Chicobi, tandis que les roches volcaniques felsiques et les plutons

synvolcaniques pourraient représenter une source possible pour les roches des formations de la Rivière Octave et de Clermont-Disson. Par ailleurs, les roches sédimentaires du Quévillon et du Vanier-Dalet-Poirier auraient une source de composition basique (figure 13c), comme les intrusions et les volcanites tholéitiques mafiques à intermédiaires.

La distribution linéaire des analyses sur le diagramme de la figure 13c semble démontrer une très faible redistribution des éléments chimiques en question à la suite des processus géologiques postérieurs à la sédimentation (diagenèse, altération et métamorphisme). Cela permet également de supposer une mise en place rapide, en accord avec le caractère immature de ces roches.

Le diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009) utilise des rapports d'éléments relativement immobiles et insensibles aux effets du métamorphisme et de l'altération. Bien qu'originellement conçu dans un autre but, ce diagramme peut nous donner une idée de l'affinité de la source de ces roches sédimentaires. Ainsi, on note que la majorité des échantillons présentent une affinité « calco-alcaline », tandis que quelques échantillons sont localisés dans le champ « tholéitique » (figure 13d).

Les diagrammes des terres rares (figure 13e) et multi-élément (figure 13f) montrent que toutes les analyses de même affinité géochimique se caractérisent par des profils relativement similaires, quelle que soit l'unité considérée. Ces spectres relativement uniformes démontrent là encore une faible mobilité des éléments lors des phénomènes géologiques qui ont suivi la sédimentation. Les analyses « calco-alcalines » affichent dans l'ensemble un enrichissement en TRLé par rapport aux TRlo ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 3,38$ à $44,62$, $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 2,07$ à $5,94$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 1,30$ à $5,35$) avec des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta et positives en Zr et Hf. Le profil des analyses « tholéitiques » sont relativement plats ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 0,88$ à $1,41$, $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 0,88$ à $1,25$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 0,97$ à $1,23$) et sont associés à une très forte anomalie en Ta. Ces profils sont comparables, notamment du point de vue des anomalies observées (figures 4, 8 et 11), à ceux des roches volcaniques et intrusives voisines qui présentent les mêmes affinités géochimiques. Ces dernières sont donc probablement la source des éléments détritiques qui ont constitué les unités sédimentaires.

Le diagramme F1-F2 de Roser et Korsh (1988; figure 14a) semble confirmer que les sources des roches sédimentaires sont de nature magmatique avec une composition mafique à felsique. Plus précisément, les échantillons de roches sédimentaires « calco-alcalines » de la Formation de Clermont-Disson proviendraient de sources intermédiaires (grauwackes) ou felsiques (litharénites), tandis que les échantillons « tholéitiques » (grauwackes) seraient issus de roches mafiques. La source des roches sédimentaires du Groupe de Quévillon serait de composition mafique, alors les roches sédimentaires de la Formation de la Rivière Octave seraient issues de lithologies mafiques à intermédiaires. Les roches du Groupe de Chicobi seraient dérivées de roches magmatiques intermédiaires, celles de la Formation

de Glandelet de sources magmatiques surtout mafiques à intermédiaires et, plus rarement, felsiques.

Sur le diagramme de Floyd et Leveridge (1987; figure 14b), toutes les analyses « calco-alcalines » occupent le champ des sources mixtes (acides-basiques), en accord avec les observations précédentes, et accessoirement celui des arcs andésitiques. Quant aux analyses « tholéitiques », elles sont situées dans ou à proximité du champ des arcs insulaires tholéitiques. Un contexte d'arc volcanique paraît plausible et est confirmé par d'autres diagrammes (figures 5, 7 et 12). La figure 14c (Roser et Korsh, 1986) indique que les roches sédimentaires se seraient formées dans des contextes d'arc insulaire ou de marges continentales actives dans le cas des litharénites de la Formation de Clermont-Disson et des grauwackes du Groupe de Chicobi. La même conclusion peut être tirée des figures 14d et 14e (Bhatia et Crook, 1986), ce qui tend à confirmer l'hypothèse que les roches sédimentaires se sont formées dans un arc volcanique, et ce sans égard à leur âge.

Dykes protérozoïques

La chimie de l'Essaim de dykes de Matachewan (N-S) ne sera pas discutée dans cette section. Nous présenterons uniquement les données touchant les essaims de dykes mafiques NE-SW à ENE-WSW et tenterons de distinguer chimiquement les Dykes de l'Abitibi des Dykes de Biscotasing en appui aux caractéristiques pétrographiques mentionnées précédemment.

Une seule analyse (2012052701; RO-359) appartenant au Grand Dyke de l'Abitibi (*Great Abitibi Dyke* ou GAD; Ernst *et al.*, 1987, Ernst et Buchan, 1993) provient des Dykes de l'Abitibi. Les Dykes de Biscotasing sont représentés par trois analyses (2008049991, 2008049949, 2013055908). La dernière analyse appartient à un dyke situé juste au nord du GAD, près du secteur où les deux intrusions se croisent. En dépit du nombre restreint d'analyses, les données présentées ici apportent des éléments de comparaison intéressants entre les deux groupes de dykes.

Comparativement aux Dykes de Biscotasing, le GAD affiche des teneurs plus faibles en MgO (4,84 % contre 6,68 à 9,87 % pour les Dykes de Biscotasing) et nettement plus élevées en TiO_2 (4,69 % contre 0,56 à 0,87 %), P_2O_5 (0,85 % contre 0,04 à 0,09 %), Ba (889 ppm contre 40 à 154 ppm), Sr (968 ppm contre 107 à 257 ppm), Nb (21,6 ppm contre 1,1 à 5,4 ppm) et Ta (1,5 ppm contre 0,08 à 0,43 ppm). Les rapports Zr/Y (4,87 contre 2,93 à 4,57) et surtout La/Yb (11,9 contre 2,43 à 6,8) sont également plus élevés, ce qui confirme les résultats des travaux de Halls *et al.* (2005) sur des dykes similaires dans le NW de l'Ontario.

L'échantillon du GAD est alcalin, tandis que ceux du Biscotasing sont subalcalins (figure 15a), plus précisément tholéitiques à calco-alcalins (figure 15b). Ces roches s'apparentent chimiquement à des basaltes et des andésites basaltiques, tandis que le GAD possède une composition de basalte alcalin (figure 15c). Ce dernier se distingue par un

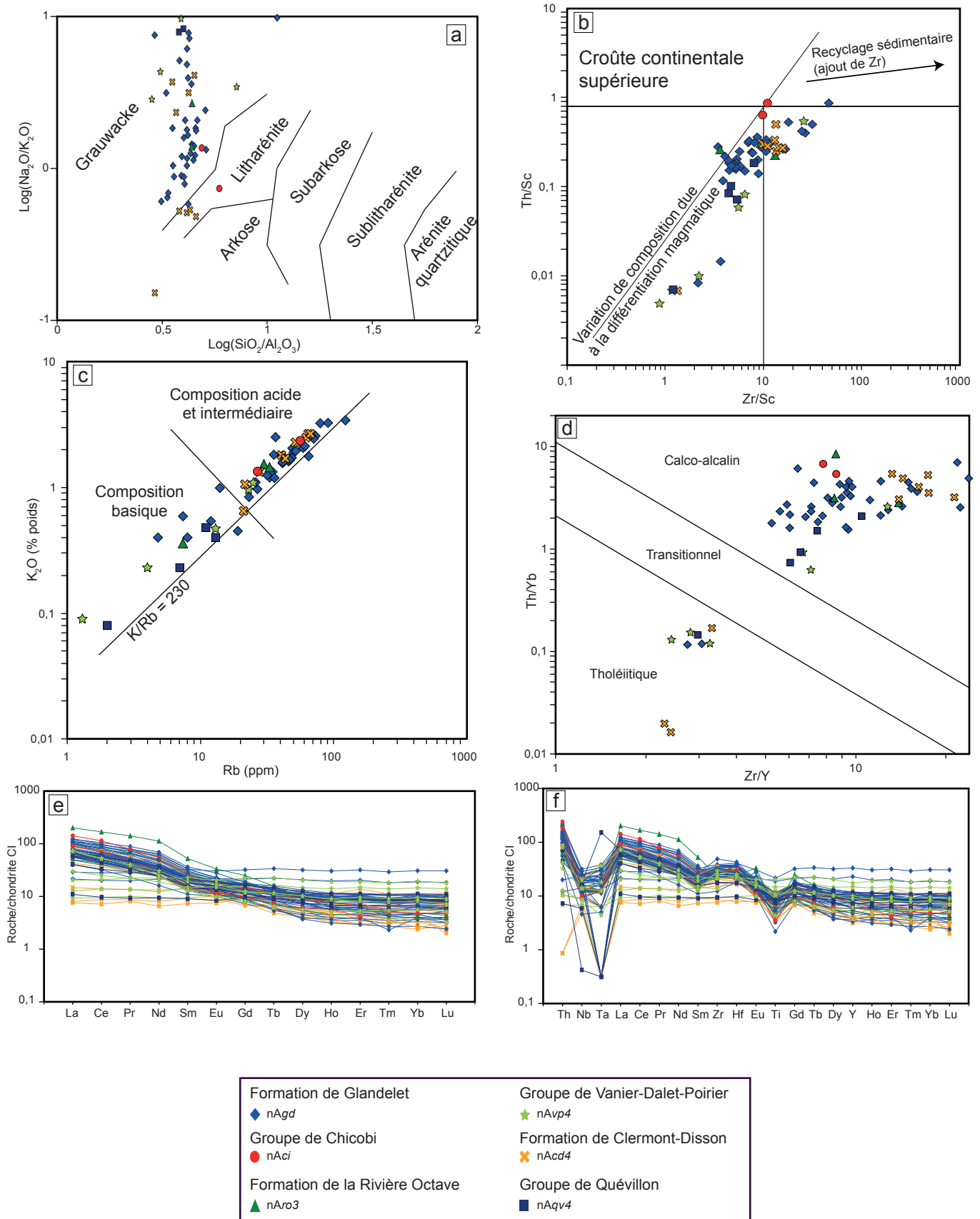


FIGURE 13 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches sédimentaires. a) diagramme de Pettijohn *et al.* (1972) modifié par Herron (1988); b) diagramme de Lennan *et al.* (1993); c) diagramme de Floyd *et al.* (1989), la droite représentée par le rapport crustal K/Rb = 230 provient de Shaw (1968); d) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009); e) spectre des terres rares; f) diagramme multiélémentaire.

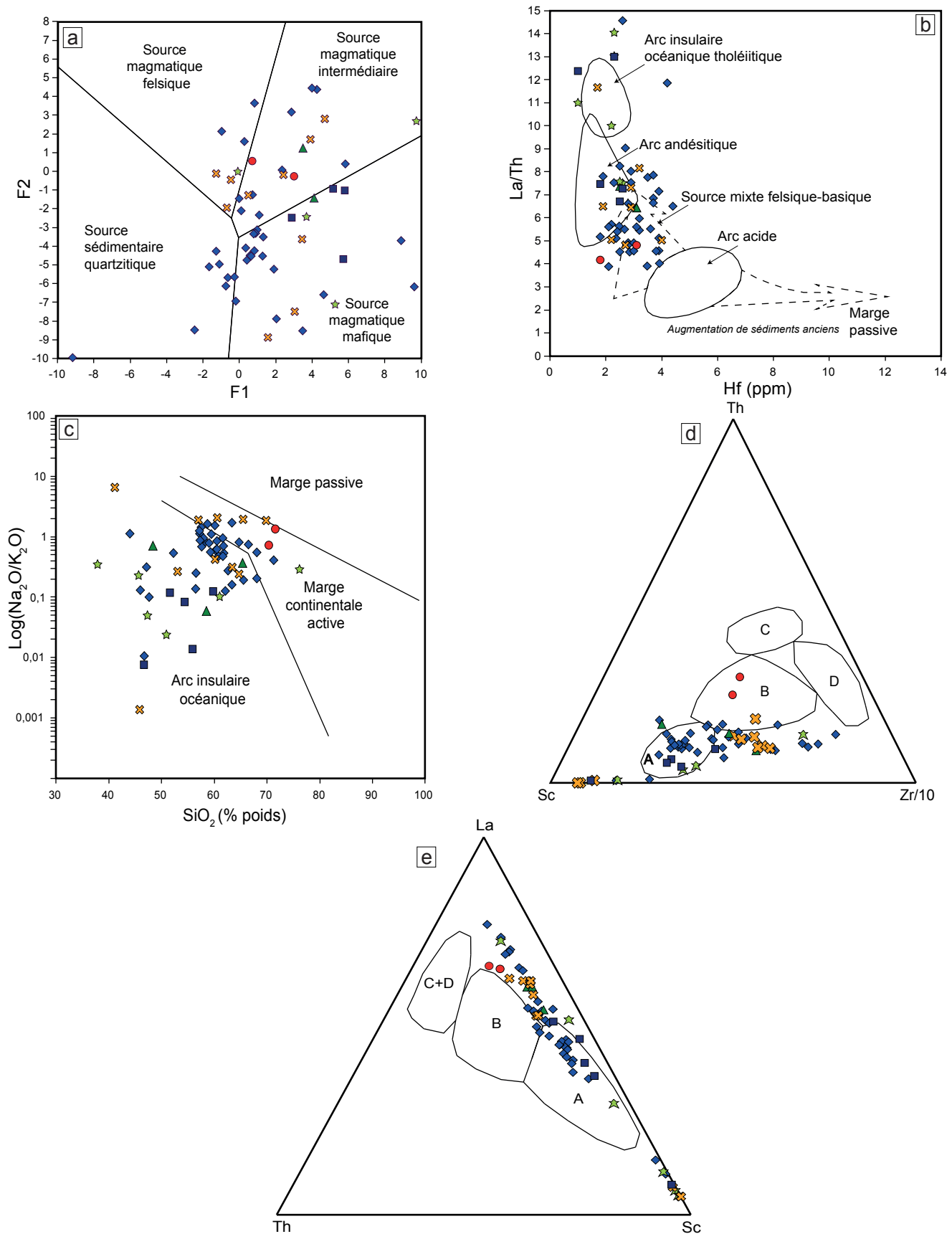


FIGURE 14 - Sources et environnements géotectoniques des roches sédimentaires, déterminés à partir des diagrammes de a) Roser et Korsh (1988), b) Floyd et Leveridge (1987), c) Roser et Korsh (1986) et d) Bhatia et Crook (1986). A : arc insulaire océanique, B : arc continental, C : marge continentale active, D : marge passive. Légende identique à celle de la figure 13.

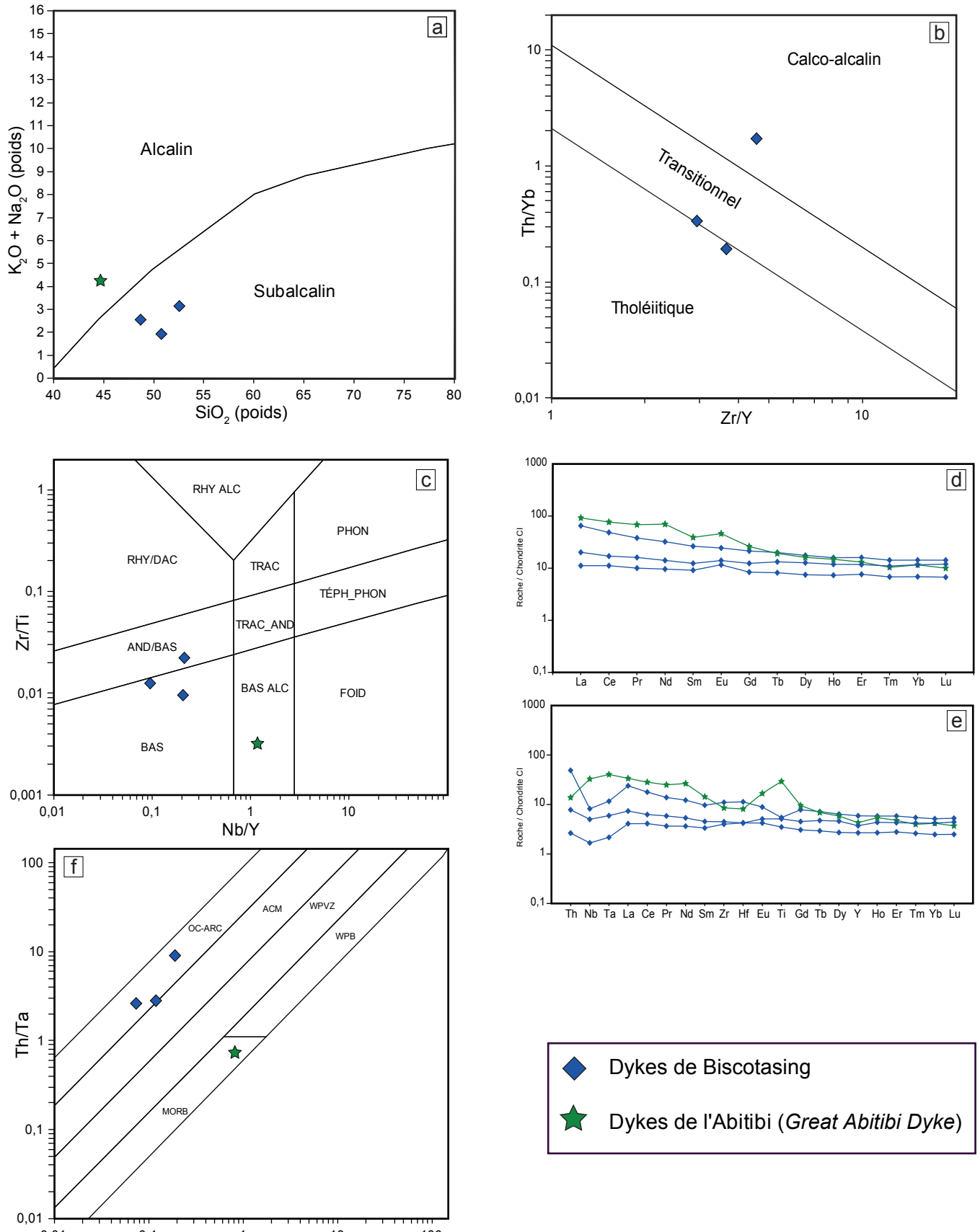


FIGURE 15 - Diagrammes de caractérisation géochimique des dykes protérozoïques : a) diagramme d'alcalinité de Le Bas *et al.* (1986); b) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009); c) diagramme de Pearce (1996); d) diagramme des terres rares; e) diagramme multiélémentaire; f) diagramme des environnements géotectoniques de Schandl et Gorton (2002).

enrichissement en TRlé par rapport au TRlo ($[La/Yb]_{NC} = 8,54$, $[La/Sm]_{NC} = 2,43$, $[Gd/Yb]_{NC} = 2,33$) et de légères anomalies positives en Eu ($Eu/Eu^* = 1,44$) et en Nd (figure 15d). Le fort enrichissement en Ti mentionné plus haut est bien visible sur le diagramme multiélément (figure 15e), ainsi qu'une anomalie négative en Th. Les Dykes de Biscotasing affichent des profils moins fractionnés en TRlé ($[La/Yb]_{NC} = 1,74$ à $4,89$, $[La/Sm]_{NC} = 1,25$ à $2,55$, $[Gd/Yb]_{NC} = 1,1$ à $1,55$) et des anomalies négatives en Nb et Ta plus ou moins prononcées.

Dans le diagramme géotectonique de Schandl et Gordon (2002; figure 15f), le GAD s'apparenterait à un basalte de ride océanique, tandis que les échantillons des Dykes de Biscotasing se concentrent dans le champ des arcs océaniques.

MÉTAMORPHISME

La majeure partie du secteur d'étude, comme une bonne partie de l'Abitibi (Jolly, 1978), montre un métamorphisme au faciès inférieur à moyen des schistes verts caractérisé par l'assemblage minéralogique albite-actinote-épidote-chlorite. Faure (2015) a également identifié une bande kilométrique orientée NE-SW au faciès prehnite-pumpellyite localisée entre les plutons de Marest, Mistaouac et Bernetz. Selon Dimroth *et al.* (1983b), cet assemblage associé à des structures volcaniques primaires bien préservées serait le résultat d'une altération régionale. Selon Faure (2015), ce faciès serait davantage l'expression d'une exposition d'un niveau superficiel de la croûte.

Contrairement aux intrusions synvolcaniques, les plutons syntectoniques à tarditectoniques sont typiquement entourés d'auréoles de métamorphisme de contact (cornéennes) au faciès supérieur des schistes verts à celui des amphibolites (Powell *et al.*, 1993) qui se développent dans l'encaissant froid lors de la mise en place des intrusions. Ces auréoles sont recoupées par la schistosité régionale et sont affectées par un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts (Chown *et al.*, 2002). Elles sont caractérisées par une susceptibilité magnétique relativement élevée, ce qui permet de bien les reconnaître sur les cartes aéromagnétiques (Faure, 2015). Dans le cas des intrusions tarditectoniques à post-tectoniques, nous observons toutefois que les auréoles fortement magnétiques appartiennent à l'intrusion plutôt qu'à son encaissant.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'histoire géodynamique et tectonique de l'Abitibi a été décrite entre autres par Dimroth *et al.* (1982, 1983a), Daigneault et Archambault (1990), Chown *et al.* (1992), Hocq et Verpaalst (1994), Daigneault *et al.* (2002), Daigneault *et al.* (2004). Globalement, la configuration

actuelle peut être visualisée comme une série de grands dômes plutoniques séparés par des formations volcaniques et volcano-sédimentaires supracrustales de composition ultramafique à felsique qui occupent parfois des synformes. Les zones de cisaillement régionales E-W, en général spatialement associées à des roches sédimentaires de type Timiskaming et des intrusions alcalines (Dimroth *et al.*, 1982, 1983a, 1983b), découpent toutes les roches.

Discontinuités structurales

Les discontinuités structurales les plus importantes de la région sont les failles de Chicobi-Nord et d'Harricana, ainsi que les zones de cisaillement de Laflamme-Sud, de Laflamme-centre1, de Laflamme-centre2, de Laflamme-Nord, de Disson, de Vanier-Dalet-Poirier, de Bernetz, de la Femelle, de Kakinogama (nouveau nom, précédemment Zone de cisaillement d'Harricana), de Clermont (I, II et III), de Laberge et de Maizerest (figure 16). Dans les zones de cisaillement ductile, les roches sont transformées en schistes sur plusieurs mètres d'épaisseur et les structures primaires sont généralement obliérées.

Ces discontinuités sont orientées E-W, NW-SE et NE-SW, mais peuvent comporter des segments d'orientation variable à proximité des plutons. C'est le cas par exemple de la Zone de cisaillement de Maizerest (figure 16). Le pendage des structures E-W est généralement abrupt, sauf dans le cas de la Faille de Chicobi qui présente un pendage modéré et un mouvement inverse à vergence sud.

Plis

Les grandes intrusions du secteur d'étude occupent le cœur de grands dômes à axe E-W d'extension régionale, comme les dômes de Mistaouac-Marest au nord et de Bernetz au sud (Daigneault *et al.*, 2004). Entre ces deux structures majeures, des synclinaux et des anticlinaux essentiellement E-W de moindres importances affectent les unités volcaniques et sédimentaires supracrustales (Daigneault, 1996; Rhéaume *et al.*, 2010; Deschênes et Allard, 2014; Deschênes *et al.*, 2014; carte hors texte). Le Synclinal de Mistaouac moule la bordure SE du Pluton de Mistaouac et est associé à une foliation subverticale (70° à 82°). Le Synclinal du Lac de la Perdrix, à plan axial droit, contourne la bordure NE du pluton du même nom. La Formation de Clermont-Disson est associée à une structure synclinale, le Synclinal de Clermont-Disson, qui affiche un plan axial E-W déversé vers le nord selon un angle d'environ 60° . La fermeture périclinale de ce pli se bute à l'est contre Pluton du Lac de la Perdrix. Le Synclinal des Collines Baldwin, dont la fermeture périclinale à l'ouest est bien visible sur la carte aéromagnétique, contrôle l'agencement de la Formation de Vanier-Dalet-Poirier. Vers l'est, son axe E-W s'incurve pour prendre une orientation NE-SW. L'Anticlinal de Dalet affiche un plan axial droit orienté NNW-SSE. Immédiatement au SW, l'axe de l'Anticlinal de

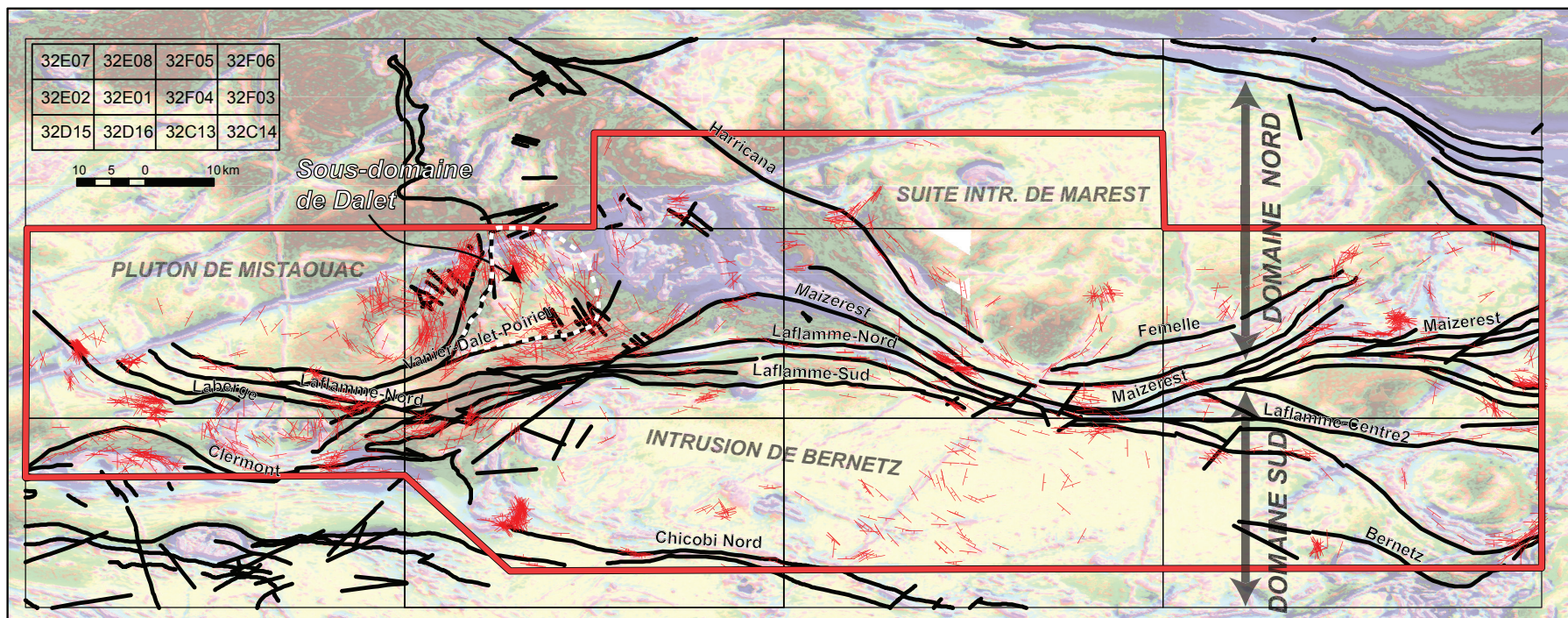


FIGURE 16 - Principales zones de cisaillement régionales, avec en arrière-plan l'image rehaussée de la dérivée première verticale du champ magnétique total résiduel. Mesures de foliations en rouge sans égard à la typologie. Le contour du Sous-domaine de Dalet est identifié par des tirets blancs.

Sagibada (nouvelle structure) est orienté NNW-SSE dans sa portion nord et s'incurve vers le sud selon une direction E-W. Parmi les autres plis importants, mentionnons l'Antiforme de Desboues et l'Anticlinal de Bernetz et qui présentent un plan axial droit orienté E-W. Les Intrusions de Maizerest semblent montrer un schéma d'interférence de plis. En effet, il est possible de reconnaître des axes de pli NE-SW (surtout dans la partie ouest) et NW-SE (principalement dans la partie est). La partie sud suit la trace de la Zone de cisaillement de Maizerest. La déformation polyphasée est probablement rattachée à la situation particulière de ces intrusions qui sont comprises entre les deux grandes masses plutoniques de Marest et de Mistaouac (figure 17).

Domaines structuraux

Deux grands domaines structuraux peuvent être distingués dans le secteur d'étude (figure 16). Le premier, situé au sud de la Zone de cisaillement de Laflamme-Nord (figure 16), inclut l'Intrusion de Bernetz au centre, la Formation de Glandelet au nord, les formations de Desboues et de Clermont-Disson à l'ouest, ainsi que la Formation de Quévillon à l'est. À part quelques perturbations locales, les principales structures géologiques, incluant les failles, les plis et les foliations, sont globalement orientées E-W. L'Intrusion de Bernetz s'étend selon un axe WNW-ESE sur environ 100 km pour une largeur de 30 km, soit un rapport de 3,3, ce qui milite en faveur d'une mise en place syntectonique. Dans la partie centrale du domaine, les foliations subverticales d'orientation variable correspondent au grain magnétique et permettent de mettre en évidence les différentes phases intrusives de forme arrondie qui constituent le Bernetz. Il est donc possible que des foliations répertoriées comme d'origine tectonique soient en fait magmatiques. À la bordure nord du domaine, un couloir de déformation majeur constitué des zones de cisaillement de Laflamme-Sud, Laflamme-Centre1, Laflamme-Centre2 et Laflamme-Nord coupe les roches sédimentaires plissées de la Formation de Glandelet. Dans la partie centrale, immédiatement au sud du Pluton de Marest, la foliation est orientée E-W à WNW-ESE avec un pendage modéré (45° à 65°) vers le nord. La linéation d'étirement plonge modérément à fortement (45° à 66°) vers le N et le NE. Vers l'est, les zones de cisaillement s'ouvrent pour former un éventail ouvert vers l'est. Cette zone triangulaire est occupée par la Formation de Quévillon dans laquelle s'injectent les plutons de Strangway et de Rapide-des-Cèdres. La foliation abrupte contourne les bordures de ces deux intrusions et reprend une orientation E-W lorsqu'elle s'en éloigne.

Le second domaine est situé au nord de la Zone de cisaillement de Laflamme-Nord (figure 16). Il inclut les plutons de Marest et de Mistaouac, ainsi que les formations de Vanier-Dalet-Poirier et de Valrennes. La foliation est subverticale et tend à contourner les grandes masses plutoniques. Les axes des synclinaux de Mistaouac et des Collines de Baldwin sont incurvés, contrairement à ceux du domaine sud.

Le secteur localisé entre les Intrusions de Maizerest à l'est et la Zone de cisaillement de Vanier-Dalet-Poirier au sud (désigné comme le sous-domaine de Dalet) se distingue par des structures NNW-SSE, incluant la foliation et les anticlinaux de Dalet et de Sagibada, dont l'orientation tranche avec le grain structural régional qui est plutôt E-W.

Dans le Pluton de Marest, les mesures de foliation sont assez rares et concentrées le long des bordures; cette foliation à pendage modéré à fort est globalement parallèle aux contacts de l'intrusion.

Phases de déformation

Les structures précédemment mentionnées sont l'aboutissement d'au moins quatre phases de déformation documentées et décrites par plusieurs auteurs (par ex. Daigneault *et al.*, 2004). La première (phase D2 de Daigneault *et al.*, 2004), qui intervient juste après le volcanisme et la mise en place des plutons synvolcaniques (<2700 Ma; phase D1 de Daigneault *et al.*, 2004), a généré la schistosité régionale pénétrative et les plis E-W sous l'effet d'un champ de contraintes dominé par une compression horizontale orientée N-S. Les synclinaux majeurs se développent surtout dans les bassins sédimentaires des cycles 1 (dont la Formation de Glandelet et le Groupe Chicobi) et 2 (notamment le Groupe d'Opémisca dans le secteur de Chibougamau), tandis que les dômes plutoniques constituent des anticlinaux (Daigneault *et al.*, 2004). Ce phénomène atteint son paroxysme durant la deuxième phase (phase D3 de Daigneault *et al.*, 2004), avec l'activation de failles inverses régionales E-W. Les plutons syntectoniques commencent à se mettre en place au cours de cet événement (Daigneault *et al.*, 2004). Durant la troisième phase (phase D4 de Daigneault *et al.*, 2004), une compression NW-SE entraîne des mouvements dextres et sénestres le long de failles de décrochement respectivement NW-SE et NE-SW qui décalent les structures préexistantes. Des mouvements dextres sont également signalés le long des zones de cisaillement majeures E-W. Les plutons syntectoniques continuent à se mettre en place durant cette période. Enfin, la dernière phase d'extension en mode cassant a conduit à la mise en place des dykes mafiques à la fin de l'Archéen et au Protérozoïque.

Durant la troisième phase de déformation, les grandes masses plutoniques syntectoniques auraient subi des rotations antihoraires lors de leur mise en place à la faveur du mouvement latéral dextre le long des zones de cisaillement NW-SE (figure 17), induisant une réorientation des structures géologiques (voir par exemple Ron *et al.* [1984] pour plus de détails sur le modèle de rotation de blocs). Ces plutons ont probablement agi comme des blocs rigides lors de la déformation, amenant les unités supracrustales moins compétentes à subir davantage la déformation régionale. En particulier, les zones de cisaillement dextres NW-SE de Laberge (Pilote, 1990; Daigneault et Archambault, 1990) et d'Harricana (Daigneault et Archambault, 1990), ainsi que la Zone de cisaillement de Laflamme-Nord (dextre E-W),

ont probablement joué un rôle majeur en permettant la rotation antihoraire des plutons de Marest et de Mistaouac et la création d'une zone en compression, le sous-domaine de Dalet (figure 17). Près de ce sous-domaine, les Intrusions de Maizerest ont probablement subi les effets de cette compression.

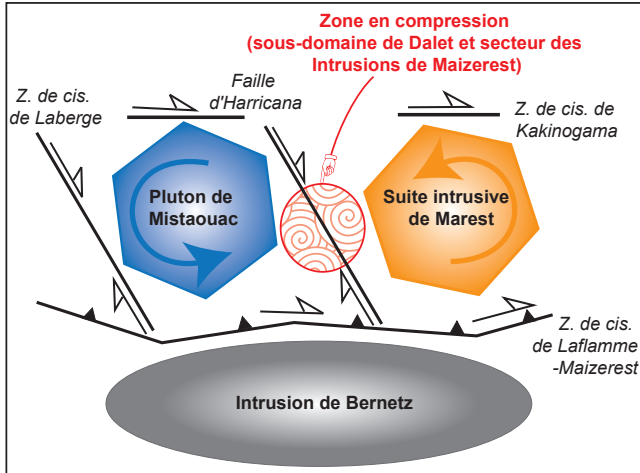


FIGURE 17 - Modèle conceptuel illustrant le rôle des zones de cisaillement NW-SE (Harricana et Laberge) et E-W (Laflamme-Maizerest) dans la rotation antihoraire de la Suite intrusive de Marest et du Pluton de Mistaouac et la création d'une zone en compression. L'Intrusion de Bernetz au sud a pu jouer un rôle de blocage.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région d'étude appartient à la Sous-province de l'Abitibi qui est reconnue pour son potentiel en métaux précieux (Au, Ag) et usuels (Zn, Cu, Pb, Ni; Vallières, 2012).

Dans le périmètre d'étude, 81 gîtes et indices sont connus au moment d'écrire ces lignes (tableau 3). Parmi ceux-ci, 75 % sont des minéralisations d'or, 10 % d'argent et le 15 % restant regroupe les indices de zinc, de cuivre, de plomb, de molybdène, de nickel, de platinoïdes et, dans un cas, de tungstène.

Près de 40 % des indices sont dispersés le long des zones de cisaillement majeures, témoignant d'une relation étroite entre ces dernières et les minéralisations essentiellement aurifères. Les autres minéralisations aurifères ou polymétalliques sont d'origine volcanogène ou sont associées à des intrusions et tendent à se concentrer dans des secteurs spécifiques. Nous présentons ci-dessous les principaux types de minéralisations de la région avec quelques gîtes représentatifs (voir le tableau 3 pour plus d'informations).

Minéralisations associées aux zones de déformation

Les minéralisations, aurifères particulièrement, sont généralement associées à des veines et à des veinules composées essentiellement de quartz-carbonates mises en place

à la suite de la circulation de fluides hydrothermaux dans des roches fracturées ou cisailées, sans égard à la nature de celles-ci (volcaniques, intrusives ou sédimentaires; tableau 3).

Le secteur de Cedar Rapids (feuillet 32F03), situé à l'extrémité est du périmètre d'étude, inclut les zones minéralisées de Cedar Rapids-Zone 1 et Cedar Rapids-Zone Village. Ces minéralisations, mises au jour en 1939, consistent principalement en des veines et des veinules de quartz-carbonates avec tourmaline et chlorite associées à une zone de cisaillement. Les sulfures (pyrite et chalcopryrite par endroits) sont disséminées à massives. Les zones minéralisées sont encaissées dans une séquence volcanique et volcanoclastique du Groupe de Quévillon orientée ENE-WSW et injectée par des dykes felsiques porphyriques.

Les indices Carrière (Desboues-Berry-Sud) et Novack occupent la bordure SE du Pluton de Gemini-Saint-Éloi (feuillet 32D16; figure 18). Ces deux zones, découvertes respectivement en 1947 et 1946, seraient associées à une fracturation cassante reliée à une zone de cisaillement E-W. À l'indice Carrière (Desboues-Berry-Sud), la minéralisation en or est associée à la pyrite disséminée dans des veines de quartz qui coupent un dyke syénitique et une unité mafique amphibolitisée. Les veines aurifères sont disposées à un angle d'environ 40° à 60° par rapport à l'orientation du dyke et sont attribuées au mouvement le long d'une zone de cisaillement orientée à 100°. Ces zones minéralisées sont caractérisées par une forte foliation ainsi que par une altération potassique et une hématitisation. Le dyke syénitique est faiblement séricitisé et localement carbonaté et hématitisé. La localisation révisée de la zone minéralisée correspond à l'affleurement 11-PL-1033. L'indice Novack est localisé à environ 900 m à l'est du précédent. La minéralisation consiste en pyrite disséminée (<3 %, localement jusqu'à 10 %) accompagnée de chalcopryrite et de galène en traces dans des veines et des veinules de quartz. Elle est associée à une altération en hématite, séricite et ankérite. Ces veines remplissent des zones de fractures fragiles orientées N-S, NE-SW et NW-SE qui coupent des dykes de syénite. Un ré-échantillonnage d'une veine de quartz minéralisée de l'affleurement 11-PL-1020 (7837 ppb Au, échantillon 2012054230) a confirmé les teneurs aurifères déjà obtenues.

La zone minéralisée de Ruisseau Partridge (feuillet 32E02) coupe des roches sédimentaires de la Formation de Glandelet. Elle correspond à une minéralisation de sphalérite, chalcopryrite et pyrite disséminées dans des fractures et le long des plans de litage dans des mudstones graphiteux. On y trouve des teneurs anormales en Ag, Pb et Zn (tableau 3). À environ 100 m plus au SW, une teneur anormale en zinc provenant de l'affleurement 11-PL-1049 confirme le potentiel zincifère de ce secteur (2013055920; 1010 ppm Zn, 1880 ppm Pb).

Minéralisations synvolcaniques

Ces minéralisations sont contemporaines de la séquence volcano-sédimentaire encaissante.

La mine Géant Dormant (feuillet 32F04), fermée en 2008, a produit un total de 3 158 698 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 10,48 g/t Au (Roy *et al.*, 2010). L'argent y a également été exploité comme sous-produit. La minerai renferme également du cuivre et du zinc, quoiqu'en quantité mineure. La minéralisation se présente sous quatre formes (Gaboury *et al.*, 1999a) :

- des veines aurifères de quartz fumé avec 5 à 60 % de sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite et sphalérite) et par endroits des traces d'or, d'argent ou d'électrum (<1 mm);
- stratoïde, sous la forme de sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite) dans des niveaux sédimentaires ou de minces bandes de sulfures massifs parallèles au litage dans les roches volcaniques;
- des veinules NW-SE
- des zones de stockwerks développées au sein de dykes felsiques de QFP orientés NW-SE.

Cette minéralisation est encaissée dans un empilement de roches volcaniques de composition andésitique à felsique du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier coupé par des intrusions felsiques et des dykes gabbroïques post-minéralisations. Toutes les zones minéralisées de ce secteur, telles Géant Dormant secteur E, secteur NW, secteur Sud et SW (tableau 3), sont synvolcaniques et résultent d'un même événement minéralisateur (Gaboury *et al.*, 1999a et b).

Le secteur Comtois, au SE du Pluton de Beehler (feuillet 32F03), regroupe les minéralisations d'or et polymétalliques (Ag, Zn, Cu) Osbell (Bell) (anciennement Comtois-Zone Osborne [Beehler]), Osbell (Osborne), Osbell-Nord, Osbell-Sud-Est et Zone Osborne-Extension (tableau 3). Les roches encaissantes appartiennent au Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Les sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite et sphalérite) sont disséminés, en veines et en veinules parallèles à subparallèles à la schistosité ou en amas dans les volcanites. Dans les secteurs riches en zinc, ils sont disséminés, semi-massifs à massifs et montrent une structure rubanée. Selon Dupré (2010), la minéralisation en or est concentrée dans des veines de pyrite \pm chalcopryrite orientées à 120° associées à une altération siliceuse. L'or, sous forme d'électrum, se trouve plus spécifiquement dans la pyrite et les fractures qui la recoupent. Le rapport Au/Ag de l'électrum et les altérations observées militent en faveur d'une minéralisation volcanogène (Dupré, 2010). Selon Servelle et Carrier (2012), l'or aurait précipité le long d'un front de précipitation sans contrôle lithologique particulier. La plus récente évaluation des ressources fait état de 8 115 800 tonnes de minerai à une teneur de 4,8 g/t Au (Carrier *et al.*, 2012).

Le secteur de Vior, situé dans la partie ouest de la Formation de la Rivière Octave (feuilles 32D16 et 32E01), comprend trois zones minéralisées découvertes entre 1984

et 1985 : Vior-Zone Sud, Vior-Zone Centrale et Vior-Zone Nord (tableau 3). Les principaux métaux mis en évidence sont l'or, l'argent, le zinc et, accessoirement, le cuivre. La minéralisation est constituée de pyrite disséminée ou en amas centimétriques à métriques, accompagnée localement d'or libre. La sphalérite, la pyrrhotite, la chalcopryrite et la galène sont présentes en quantités mineures. Les roches encaissantes sont des tufs à fragments de quartz et de plagioclase de composition rhyodacitique à rhyolitique. Ces tufs sont déformés, cisailés et altérés en séricite, ankérite et chlorite. Des dykes mafiques très altérés (séricite et fuchsite) coupent les tufs et la minéralisation. Un ou plusieurs niveaux chertueux et graphiteux contenant de la pyrite sont observés localement près des anomalies aurifères.

Minéralisations magmatiques de Ni-Cu \pm EGP

Les indices voisins Monts Peacock-Sud et CA-07-07 se situent dans des intrusions ultramafiques injectées dans la Formation de Valrennes ou en enclaves dans le Pluton de Mistaouac (feuillet 32E01). La minéralisation à Monts Peacock-Sud est constituée de pyrrhotite, de chalcopryrite et de pentlandite disséminées, interstitielles ou en amas millimétriques. Elle est localement remobilisée dans de petites fractures. Les roches encaissantes sont des péridotites et des gabbros chloritisés. L'indice CA-07-07 contient jusqu'à 2 % de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées, en amas millimétriques ou en filonnets, encaissées aussi dans des pyroxénites et des gabbros chloritisés.

Plus à l'est, l'indice LA-11-008, situé au nord du Pluton de Wedding (feuillet 32F03), a donné des teneurs anormales en Ni, Cu, Pd et Pt (tableau 3). La minéralisation en pyrrhotite (60 %) et en chalcopryrite (8 %) est surtout concentrée dans un niveau de sulfures massifs de 25 cm d'épaisseur apparente encaissé dans des volcanites ultramafiques de la Formation de Vanier-Dalet-Poirier. Une minéralisation disséminée est également observée dans des veinules de carbonates \pm quartz coupant les unités volcaniques intermédiaires sus-jacentes.

Minéralisations de porphyre à molybdène

La zone minéralisée COM-10-378 (tableau 3), découverte en 2010 (Richard, 2010), est encaissée dans la partie NW du Pluton de Beehler (feuillet 32F03). La roche très fracturée est injectée de veines et de veinules de quartz contenant localement des carbonates. Les teneurs en molybdène (1520 ppm Mo sur 0,5 m) sont associées à des veines de quartz contenant des disséminations de pyrite et de chalcopryrite ainsi que de fines veinules de molybdénite. Les teneurs en Cu varient entre 146 et 289 ppm. La nature et la position de cette zone minéralisée en périphérie du pluton, ainsi que le caractère porphyrique de celui-ci, permettent d'envisager un modèle de gisement de type porphyre à molybdène. Le fait

que, selon les données géochimiques, le Pluton de Beehler serait synvolcanique et associé à un arc volcanique vient appuyer cette hypothèse.

Minéralisations associées au magmatisme alcalin

Un échantillonnage entrepris dans le cadre du Projet Octave à environ 40 m de l'indice aurifère Carrière (Desboues-Berry-Sud, feuillet 32D16) a permis la découverte d'une zone minéralisée en terres rares dans le Pluton de Gémini-Saint-Éloi. Cet indice est désigné comme la zone Adam. Aucune autre minéralisation de terres rares n'était jusque-là signalée dans cette partie de l'Abitibi. Les minéralisations connues se trouvent plus au NE (>100 km) et sont surtout associées à des intrusions de carbonatite (par ex. Intrusion alcaline de Montviel, feuillet 32F15).

La zone Adam est exposée sur un décapage préexistant de 2 m x 20 m localisé à l'extrémité d'un affleurement naturel d'environ 400 m² (affleurement 11-PL-1032). La lithologie locale est dominée par une syénite foliée à grain grossier, localement pegmatitique, de couleur rosée (photo 24) qui renferme des enclaves d'amphibolite. La foliation est subverticale et orientée à 065°. Des dykes tardifs de syénite massive à grain grossier coupent ces roches. L'hématitisation et l'épidotisation affectent toutes les lithologies. En lames minces, la syénite est riche en épidote (clinozoïsite, pistachite et allanite) qui représente par endroits jusqu'à 20 % de la roche. La titanite, assez abondante, et l'apatite s'y présentent en gros grains visibles à l'œil nu. La chlorite constitue le principal minéral ferromagnésien. L'épidote, l'apatite, la titanite, la chlorite et le plagioclase peu altéré sont toujours spatialement associés et occupent l'espace intergranulaire entre les grands cristaux de feldspath potassique (microcline) fortement altéré. L'allanite (<5 %) apparaît généralement au contact des gros grains d'apatite. Dans certains cas, elle l'enveloppe entièrement.

L'échantillon analysé (2012054214) contient 2026 ppm de terres rares totales, incluant 1813 ppm de terres rares légères et 213 ppm de terres rares lourdes (tableau 4). L'allanite représente probablement le minéral porteur des terres rares. La présence de quantités mineures de terres rares dans l'apatite n'est cependant pas exclue.

Outre la zone Adam, d'autres échantillons de composition syénitique prélevés dans le Pluton de Gémini-Saint-Éloi présentent des teneurs anormales en terres rares (tableau 4 et figure 18). Ces anomalies, localisées au voisinage de la zone Adam, rehaussent substantiellement l'intérêt de ce secteur pour l'exploration des terres rares. L'analyse 2012054201 (817 ppm terres rares totales) indique que la partie NE de l'intrusion présente également un potentiel en terres rares.

CONCLUSION

Nous nous sommes attachés dans ce rapport à revisiter la géologie de la partie centrale de la Sous-province de l'Abitibi en examinant toutes les données disponibles (bibliographie, géophysique, descriptions d'affleurements, échantillons rocheux, lames minces, colorations, analyses géochimiques). Les forages soniques réalisés dans le cadre du Projet Octave ont permis de mieux définir la géologie de ce secteur couvert d'une épaisse couverture quaternaire où les affleurements rocheux sont très rares. Ces forages ont livré une quantité importante de données, dont une partie seulement est exploitée dans le présent rapport.

Du point de vue du potentiel minéral, de nombreuses minéralisations de métaux précieux et usuels sont présents dans le périmètre d'étude. Le Pluton de Gémini-Saint-Éloi, reconnu pour son potentiel aurifère, se révèle être également un bon métallotecte pour les terres rares, comme l'attestent la zone minéralisée Adam et les quelques teneurs intéressantes enregistrées dans son voisinage. D'autres travaux devraient être entrepris dans ce secteur afin de mieux évaluer ce potentiel.

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|---------------------------------|--------------------------------------------------|--------|------|------------------------------|-------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Adam | Minéralisation associée à du magmatisme alcalin. | ETR | I | 693265 5415670 Zone 17 | 32D16 | Syénite avec enclaves d'amphibolite. Dans la syénite : quartz rare à peu abondant, feldspath alcalin altéré souvent en gros grains, plagioclase peu altéré associé à épidote (<20 %), allanite (<5 %), apatite (2-3 %), titanite et chlorite. L'allanite est probablement le minéral porteur de la minéralisation. Au microscope, l'allanite est souvent au contact de l'apatite ($P_2O_5 = 1,14\%$). La présence systématique de pistachite au contact de ces deux minéraux n'est probablement pas étrangère à ce phénomène, notamment en termes d'appartenance au même événement minéralisateur. | 2026 ppm TRtot, dont 1813 ppm TRLé et 213 ppm TRLo (échantillon 11-PL-1032A, SGDAC 2012054214) |
| MAZ-12-03 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Ag | I | 703099 5442499 Zone 17 | 32E01 | Volcanites intermédiaires finement grenues à structure coussinée (Groupe de Vanier-Dalet-Poirier). Pyrite (8 %) disséminée sous forme d'amas étirés ou en remplissage de fractures avec les carbonates. Les volcanites hôtes présentent généralement une forte silicification. Elles sont moyennement séricitisées et carbonatées. La chloritisation est variable et localisée. On note aussi de la fuchsite en amas disséminés. | 6,9 g/t Ag sur 1 m (MAZ-12-03) |
| MAZ-12-04 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Ag, W | I | 699274 5441159 Zone 17 | 32E01 | Veines de quartz dans des volcanites felsiques à intermédiaires. Pyrite (1 à 5 %) sous forme d'amas millimétriques parallèles à la foliation associée aux veines de quartz-carbonates centimétriques. Silicification moyenne à forte, altération faible en chlorite, carbonates et localement séricite. | 404 g/t Ag et 1300 ppm W sur 1,3 m (MAZ-12-04) |
| Harricana | Filonien dans intrusion | Au | I | 710277 5459269 Zone 17 | 32E08 | Zones cisailées et veines de quartz avec carbonates de fer dans une syénite ankéritisée et silicifiée, avec pyrite disséminée dans la syénite et les veinules de calcite-ankérite. Présence de fuchsite (séricitisation?). | 1,32 g/t Au (échantillon 257910) |
| Ligneris-Desboues | Filonien dans intrusion | Au | I | 689562 5418920 Zone 17 | 32D16 | Roche mafique recoupée par des dykes de composition syénitique et des veinules de carbonates parfois hématitisées contenant de la pyrite disséminée. Pyrite finement disséminée dans les veines de quartz-carbonate ou dans les dykes syénitiques. Les dykes syénitiques ont subi une carbonatation et une hématitisation, tandis que la microsyénite rose a subi une silicification et une chloritisation intense. | 2,12 g/t Au sur 0,25 m, 1,41 g/t Au sur 0,50 m, 2,27 g/t Au sur 0,50 m |
| Mon-Dor-Thémines | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 322117 5439087 Zone 18 | 32F03 | Les veines de quartz-calcite minéralisées recoupent une andésite coussinée et carbonatée. La minéralisation est composée de pyrite et de pyrrhotite finement disséminées dans les veines et les veinules de quartz-calcite. Les andésites ont subi une carbonatation intense. | 1 g/t Au sur 0,3 m (forage T-85-4); 1 g/t Au sur 0,3 m (forage T-85-2) |
| Rivière Laflamme | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 331028 5424329 Zone 18 | 32C14 | Veines de quartz-carbonate encaissées dans un basalte altéré, cisailé et microplissé. 1 à 4 % de pyrite et traces de chalcopryrite. | 1,06 g/t Au et 1,30 g/t Au (échantillon) |
| Ruisseau Concrétion-Nord | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 679436 5433480 Zone 17 | 32E02 | Tuf chloriteux silicifié hôte de veines et de veinules de quartz-carbonate. Pyrite finement disséminée dans les veines et veinules. | 1,06 g/t Au sur 0,95 m (forage 224B-01) |

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|----------------------------|-------------------------------------------|------------|------|------------------------------|-------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Zone Dyke | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au, Cu, Ag | P | 348932 5430401 Zone 18 | 32F03 | Unités volcaniques et volcanoclastiques contenant des veines de pyrite, chalcopryrite, chlorite et carbonates. Ces veines sont riches en pyrite ou en chalcopryrite. Chloritisation répandue associée à des quantités variables de biotite disséminée. | 24,3 g/t Au, 9,8 g/t Ag et 8574 ppm Cu sur 1 m (forage CDR9807); 5012 ppm Cu et 4,44 g/t Au sur 1,1 m (forage CDR98-18); 1,3 g/t Au sur 6,8 m dont 6 g/t Au sur 0,5 m à 129,7 m, 6,4 g/t au sur 1 m (forage CDR9934) |
| Comtois NW | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 331048 5450906 Zone 18 | 32F03 | Volcanites felsiques à mafiques avec foliation et structure coussinée localement. Pyrite et pyrrhotite disséminées et en filonnets parfois associée à veinules ou des amas de quartz. Sphalérite et chalcopryrite en traces. | 3,67 g/t Au sur 0,5 m, 1,54 g/t Au sur 0,5 et 1,22 g/t Au sur 0,5 m (forage COM-10-373) |
| Chutes Kiask | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Ag (Au) | I | 350946 5428381 Zone 18 | 32C14 | Veines centimétriques à métriques de quartz ± carbonates qui recoupent des unités volcaniques cisailées intermédiaires et mafiques du Groupe de Quévillon. Pyrite disséminée (traces à 5 %) associée aux veines de quartz avec plus ou moins de carbonate. Volcanites intermédiaires moyennement altérées en sérécite. Volcanites mafiques fortement altérées en chlorite et moyennement en silice et carbonate. | 30,2 g/t Ag sur 0,6 m (forage CED-12-03); 29,2 g/t Ag et 0,37 g/t Au sur 0,5 m (forage CED-12-04) |
| Coigny : tranchée 1 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au (Ag) | I | 297580 5438005 Zone 18 | 32F04 | Volcanites mafiques basaltiques avec 1 à 5 % de pyrite disséminée dans des veines de quartz-ankérite. | 3,96 g/t Au et 1,7 g/t Ag (tranchée, échantillon CGY-97X-1000); 452 ppb Au sur 1,1 m (rainure CGY97-5033); 2991 ppb Au sur 0,2 m (forage CGY98-02) |
| Coigny : tranchée 2 | Filonien dans volcanites et intrusions | Au | I | 297835 5437840 Zone 18 | 32F04 | Basaltes fragmentaires et intrusion felsique à phénocristaux de feldspath avec 2 % de pyrite et traces de chalcopryrite disséminées. | 1031 ppb Au sur 1 m (rainure, échantillon CGY97-5012) |
| Picadilly | Filonien dans intrusions | Au | I | 313980 5440140 Zone 18 | 32F04 | Veines de quartz ± carbonates ± tourmaline parfois sous forme de stockwerk dans un gabbro altéré et folié. Pyrite (3-4 %) disséminée. | 10,25 g/t Au sur 1 m et 1,08 g/t Au sur 1 m (forage LA-11-011) |
| Notting Hill | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 334155 5452938 Zone 18 | 32F03 | Basalte folié à grain fin contenant des veines de quartz-chlorite et de veinules de carbonates et gabbro massif grossièrement grenu. Pyrite, pyrrhotite et localement chalcopryrite disséminées dans les veines ou veinules de quartz-chlorite ± biotite et dans les zones de cisaillement. Chloritisation et sérécitisation forte dans la zone de cisaillement, carbonatation forte et biotitisation modérée. | 3,70 g/t Au sur 2,29 m incluant 4,43 g/t Au sur 1,74 m (Sond. LAF-14-30); 3,12 g/t Au sur 1,5 m et 1,95 g/t Au sur 1,25 m (forage LAF-13-21); 1,96 g/t Au sur 0,32 m (forage LAF-13-27) |
| Son-dage GDS-98-182 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 281924 5449747 Zone 18 | 32F04 | Basaltes, tufs à lapillis et brèches de coulées avec jusqu'à 2 % de pyrite fine disséminée dans la matrice de la brèche accompagnée de 10 % de leucoxène millimétrique et de 3 à 5 % de fuchsite. Altérations variables en chlorite, leucoxène et fuchsite. Zone silicifiée dans zone de cisaillement. | 1,5 g/t Au sur 1,0 m, 226 ppb Au sur 23,3 m (forage GDS-98-182); 0,45 g/t Au sur 7,0 m (forage GDS-99-191) |
| Chaste-C | Filonien dans volcanites et intrusions | Ag | I | 294037 5447202 Zone 18 | 32F04 | Basaltes massifs et coussinés injectés de nombreux filons-couches gabbroïques renfermant des veinules de carbonates avec pyrite disséminée. | 6,0 g/t Ag sur 1,50 m (éch. 49171; forage 92-CH-02) |

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|--------------------------------------|-------------------------------------------|----------------|------|------------------------------|-------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Chaste-Soissons (Arbor) | Filonien dans volcanites et intrusions | Au | P | 291502 5448030 Zone 18 | 32F04 | Volcanites andésitiques et filons-couches de gabbro recoupés par des veines et des veinules de quartz et carbonates avec pyrite idiomorphe finement disséminée. Carbonatation. | 12,41 g/t Au sur 0,45 m (forage AP-87-2, éch. 4091); 8,28 g/t Au sur 0,30 m (forage AP-87-5, éch. 4149); 4,14 g/t Au sur 0,30 m (forage AP-87-6, éch. 5552) |
| Gaby | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au, Cu, Mo, Ag | I | 682253 5446475 Zone 17 | 32E02 | Veines de quartz encaissées dans des basaltes de la Formation de Valrennes près du Pluton de Mistouac. La minéralisation est composée de sulfures. Présence locale de minéralisation disséminée dans les basaltes hôtes. | 1,25 g/t Au, 38,8 g/t Ag, 0,21 % Cu et 0,29 % Mo (éch. L230796); 1,49 g/t Au, 0,64 % Cu et 0,56 % Mo (éch. N174085); 1,87 % Cu (éch. P231161); 24,6 g/t Au (éch. L287447) |
| SLE-11-10 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 295499 5443244 Zone 18 | 32F04 | Rhyolite avec pyrite (traces à 5 %) disséminée à grain fin et traces d'arsénopyrite à grain fin. Altération diffuse en séricite (forte) et en carbonates (faible à moyenne) et altération faible à moyenne en chlorite sous forme de veinules. | 3,39 g/t Au sur 1 m (forage SLE-11-10) |
| Dal-05-88 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 702622 5458882 Zone 17 | 32E01 | Basalte et lave porphyrique encaissées dans une monzonite quartzifère, avec 20 à 80 % de veines de quartz-carbonates. Min. composée de 2 à 4 % de pyrrhotite, traces à 15 % de pyrite et de chalcopryrite en amas et/ou en veinules. L'altération au voisinage consiste en une silicification. | 3,94 g/t Au sur 0,55 m (éch. 638 du forage DAL-05-88) |
| P-317-06 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au, Ag | P | 713912 5451104 Zone 17 | 32E01 | Passée fracturée et hématitisée contenant des veinules (1-2 mm) de quartz-carbonate avec pyrite disséminée et quelques veinules de pyrrhotine. Les fractures sont associées à une hématitisation. | 1,11 g/t Au sur 0,93 m; 14,5 g/t Ag sur 0,88 m (forage P-317-06) |
| Ouest-Indice Goldfield | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au (Ag) | P | 684661 5437540 Zone 17 | 32E01 | Basalte minéralisé en pyrite (jusqu'à 1 %) et magnétite disséminée ainsi que quelques veinules de galène. | 1,45 g/t Au sur 1,22 m, 1,10 g/t Ag sur 0,30 m, 1 g/t Ag sur 0,35 m (forage 278-1), 3,75 g/t Au sur 0,82 m, 1,05 g/t Au sur 0,82 m (forage 278-2) |
| Gemini Hills-Nord | Filonien dans intrusions | Au | I | 694837 5417180 Zone 17 | 32F04 | Veinules de quartz minéralisées de 5 à 10 cm de largeur qui contiennent de l'or et de la pyrite disséminés au contact d'un gabbro et d'un basalte. L'altération au voisinage consiste en une épidotisation et une ankéritisation mineures. | 1,37 et 4,5 g/t Au (tranchée) |
| Carrière (Desboues-Berry-Sud) | Filonien dans intrusions | Au | P | 693312 5415690 Zone 17 | 32D16 | Zone de cisaillement dans syénite et enclave d'amphibolite avec veines de quartz. Pyrite disséminée dans dykes syénitiques, veines de quartz et amphibolite. Le dyke syénitique est faiblement séricitisé et localement carbonaté et hématitisé. Les zones minéralisées sont caractérisées par une forte foliation s'accompagnant d'une altération potassique et d'une hématitisation. | 13,30 g/t Au (tranchée); 3,71 g/t Au sur 1,5 m (rainure); 1,15 g/t Au sur 1,5 m (rainure) |

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|-----------------------------------------|-------------------------------------------|----------------|------|------------------------------|-------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Novack | Filonien dans intrusions | Au (Pb) | I | 694172 5415930 Zone 17 | 32D16 | Veines et veinules de quartz minéralisées recoupant des dykes de syénite à grain fin, lesquels recoupent un basalte situé au contact d'un pluton monzonitique. La minéralisation consiste en pyrite disséminée fine à moyenne (1 à 3 %, 10 % par endroits), avec traces de chalcopryrite et de galène. Hématitisation, séricitisation, calcification et albitisation. L'ankérite est parfois observée. L'altération et la pyritisation sont confinées aux zones fracturées. | 8,37 g/t Au sur 0,6 m (rainurage); 6,45 g/t Au sur 0,9 m (rainurage); 4,68 g/t Au sur 0,3 m (rainurage) |
| Sondage M-91-08 (Projet Mazarin) | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Ag | P | 696512 5437229 Zone 17 | 32E01 | Tuf à lapillis cisaillé, carbonaté et séricitisé, avec jusqu'à 2 % de pyrite (localement 15 %) disséminée et en veinules. Séricitisation et carbonatation. | 9,75 g/t Ag sur 2,73 m (forage M-91-98) |
| Sondage M-92-15 (Projet Mazarin) | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 700587 5437154 Zone 17 | 32E01 | Tuf à lapillis modérément folié, traversé de veinules de quartz (centimétriques) avec moins de 1 % de pyrite disséminée. | 2,40 g/t Au sur 0,65 m (forage M-92-15) |
| Claims Peacock | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 686954 5449286 Zone 17 | 32E01 | Basaltes plus ou moins cisaillés, avec pyrite (2 à 15 %) et quantité moindre de pyrrhotine et de chalcopryrite disséminées dans des veines de quartz. Les roches sont carbonatées au voisinage des veines de quartz et dans les zones cisaillées. | 2,7 g/t Au sur 0,6 m (forage CAR-86-1); 7,5 g/t Au, 7,2 g/t Au et 5,8 g/t Au (échantillon) |
| Audet Ouest (274-A) | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 678488 5426755 Zone 17 | 32D15 | Veines de quartz contenant pyrite et or recoupant des roches basaltiques. | 3,55 g/t Au sur 0,50 m (rainure); 1,55 g/t Au et 1,35 g/t Au (échantillons A24032 et A24022) |
| Lac Authier-Est (Tut) | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 679690 5426929 Zone 17 | 32D15 | Zone de cisaillement minéralisée avec pyrite et chalcopryrite disséminée dans des veines et des veinules de quartz et carbonates subhorizontales et dans amas de quartz localisés dans les zones de cisaillement. | 1,6 g/t Au (échantillon RD-TUT 12087) |
| Sondage 93-05 (PN-093) | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | I | 678438 5429506 Zone 17 | 32D15 | Veine de quartz-calcite contenant 1 % de pyrite disséminée dans volcanite massive andésitique. L'altération au voisinage consiste en une silicification et une carbonatation. | 1,09 g/t Au sur 1,0 m (éch. 14151, forage 93-05) |
| Rivière Miniac-Sud | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au (Zn Pb) | I | 716262 5419230 Zone 17 | 32D16 | Tuf présentant une minéralisation d'or dans des sulfures massifs (pyrite-pyrrhotite) avec un peu de zinc ou de plomb. | 4,80 g/t Au sur 0,60 m, 6,88 % Zn et 1,05 % Pb sur 0,30 m (forage DV-80); 1,37 g/t Au sur 4 m, 2,06 g/t Au sur 5,50 m, 1,71 g/t Au sur 2,40 m (forage DV-119). |
| Weidner | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au (Zn) | P | 654061 5427230 Zone 17 | 32D15 | Volcanites mafiques et porphyriques, dolomitisées et minéralisées en pyrite en veinules. L'altération au voisinage consiste en une séricitisation et une carbonatation. | 0,19 % Zn sur 3,04 m (éch. 32427-32428); 0,11 % Zn sur 1,52 m (éch. 32432, forage OJ-1-87); 1,7 g/t Au sur 3 m (éch. 8183, forage OJ-5-88); 1,4 g/t Au (éch. 5803, tranchée) |
| Géant Dormant | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | MF | 283202 5446302 Zone 18 | 32F04 | Roches volcano-sédimentaires recoupées par des intrusions felsiques et par des dykes gabbroïques post-minéralisations, avec veines de quartz fumé aurifères (épaisseur 50 cm) à sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite et sphalérite). Altération propylitique (séricite, épidote et albite). | 9,6 g/t Au et 11,8 g/t Ag |
| Géant Dormant secteur NO | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au, Ag (Cu Zn) | P | 281674 5446758 Zone 18 | 32F04 | Veinules de quartz contenant jusqu'à 50 % de pyrite disséminée, en filonnets ou à l'intérieur de lits siliceux. Séricitisation, carbonatation et silicification. | 1,69 g/t Au sur 2 m (forage GDS-99-187) |
| Géant Dormant secteur E | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 285275 5446786 Zone 18 | 32F04 | Zone laminée (sédimentaire?) à grain fin présentant des passages de tuf et des veines de quartz. Unité de tuf à lapillis et à blocs à grain fin, contenant pyrite (20 %) et sphalérite (3 %) dans une veine de quartz fumé. | 1,08 g/t Au sur 1 m et 2,76 g/t Au sur 1 m (forage GDS-232-10); 3,31 g/t Au sur 1 m (forage GDS-241-11). |

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPOLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|-------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------|------|------------------------------|-------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Géant Dormant-SO | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au (Ag) | I | 282352 5445427 Zone 18 | 32F04 | Rhyolite avec pyrite finement disséminée. La rhyolite est séricitisée et localement chloritisée et épidotisée. | 1,4 g/t Au sur 1,0 m, 1,9 g/t Au sur 1,0 m (forage DX-S-91-01) |
| Géant Dormant secteur Sud du corridor NO | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au | P | 283597 5445895 Zone 18 | 32F04 | Veines de quartz avec pyrite (<7 %), pyrrhotine (<3 %), chalcopryrite (<3 %) et, par endroit, sphalérite (<5 %). Séricitisation, silicification, chloritisation et carbonatation sont observées dans les forages. | 11,5 g/t Au sur 0,5 m de 77,5 à 78,0 m (forage GDS 99-183); 2,5 g/t Au sur 1,5 m de 301,4 à 302,9 m (forage GDS 99-184). GM 56224 : 1,3 g/t Au sur 19,6 m de 205,9 à 225,5 m incluant 12,5 g/t Au sur 0,6 m de 223,5 à 224,1 (éch. 217958) associée à dyke à phénocx. de quartz et feldspath). GM 67663 : 30,34 g/t Au sur 2 m et 16,61 g/t Au sur 1 m dans la zone 1200 Est (forage GDS-235-11); 6,96 g/t Au sur 1 m (forage GDS-222-10); 8,8 g/t Au sur 1 m dans la zone 1200 Est (forage GDS-224-10); 11,7 g/t Au sur 1 m et 12,3 g/t Au sur 1 m dans la zone 1200 Est (forage GDS-227-10); 8,95 g/t Au sur 1 m dans la zone extension J-D (forage GDS-233-11) |
| Omega-Dalet | Filonien dans intrusions | Au | P | 694787 5457671 Zone 17 | 32E01 | Diorite altérée contenant plusieurs veines de quartz-carbonate avec pyrite disséminée. | 2,7 g/t Au sur 0,6 m (éch. 9258; forage DAL-86-1) |
| Pearson-1 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Zn | P | 663455 5425358 Zone 17 | 32D15 | Zone minéralisée en sphalérite et pyrite disséminées dans des veines de quartz recoupant des tufs rhyolitiques bréchiques et séricitisé. | 10,52 % Zn sur 0,70 m (forage KDI-86-1); 0,18 % Zn sur 1,00 m (forage KDI-86-10) |
| Cedar Rapids-Zone 1 | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au, Ag, Cu | P | 350744 5430030 Zone 18 | 32F03 | Séquence volcanique et volcanoclastique avec 2 à 10 % de pyrite disséminée et des traces de chalcopryrite et de malachite dans les zones de schiste à chlorite ainsi que dans des veines de quartz, chlorite, calcite, anhydrite et épidote. Les zones de cisaillement sont marquées par une altération en chlorite. Le dyke minéralisé est variablement épidotisé et localement carbonaté. | 77,8 g/t Au sur 0,2 m; 17,1 g/t Au sur 0,4 m; 15,1 g/t Au sur 0,3 m; 5,1 g/t Au sur 0,5 m (tranchée) |
| Cedar Rapids-Zone Village | Filonien dans volcanites-volcanoclastites | Au, Cu, Ag | P | 349078 5430827 Zone 18 | 32F03 | Séquence d'unités volcaniques et volcanoclastiques avec pyrite et chalcopryrite disséminées à massives associées à la chlorite, les carbonates, l'épidote et la magnétite. Chloritisation répandue modérée à forte associée à des quantités variables de biotite disséminée. | 169 g/t Au, 302 g/t Au (tranchée); 4,3 g/t Au sur 4,6 m, 2,6 g/t Au sur 0,7 m, 2,3 g/t Au et 1,07 % Cu sur 0,2 m (forage CDR-97-2) |
| Son-dage D-91-01 (Option Dejour) | Filonien dans schistes | Au, Ag | P | 691012 5433554 Zone 17 | 32E01 | Schistes à séricite faiblement pyritisés (1 à 5 %) et injectés de veines et de veinules de quartz-carbonate. L'intersection aurifère est associée à une veine de quartz-carbonate avec pyrite disséminée. | 4,35 g/t Au et 6,9 g/t Ag sur 1,5 m (forage D-91-01) |
| Glandelet-1 | Filonien dans métasédiments | Au | P | 701562 5437029 Zone 17 | 32F04 | Tuf à blocs silicifié contenant de la pyrite dans des filonnets de quartz (stockwerk?) avec pyrite disséminée. L'altération au voisinage consiste en une silicification. | 5,06 g/t Au sur 1,0 m et 0,84 g/t Au sur 1,0 m (éch. 2791 et 2792; Sondage MG-85-27) |
| Ruisseau Partridge | Filonien dans roches métasédimentaires | Zn, Pb (Cu) | P | 656221 5437754 Zone 17 | 32E02 | Mudstone graphiteux avec sphalérite, galène, chalcopryrite et pyrite disséminées le long des minces fractures et les plans de litage. | 0,70 % Zn sur 42,70 m (forage); 11,64 % Pb et 4,59 % Zn (tranchée) |
| CSW-09-01 | Filonien dans formation de fer | Au | P | 328751 5440027 Zone 18 | 32F03 | Formation de fer laminée très fracturée et altérée avec bandes rouges à hématite et verdâtres à argile/chlorite. Zone de cisaillement à proximité. Pyrite (0,5 à 4 %) disséminée et en filonnets. Forte altération en chlorite et hématite, modérée en séricite et en silice. | 1,46 g/t Au sur 0,5 m (forage CSW-09-01); 1,45 g/t Au sur 0,5 m (CSW-10-04) |

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPOLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|-------------------------------|----------------------------------------------------|-----------------|------|------------------------------|-------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Sondage KC-86-5b | Minéralisation associée à une zone de cisaillement | Au (Zn) | I | 330594 5439821 Zone 18 | 32F03 | Niveau cisaillé dans un tuf intermédiaire séricitisé confiné entre des mudstones graphiteux et sulfurisés. Pyrrhotine finement disséminée. Forte séricitisation dans la zone de cisaillement. | 1,12 g/t Au sur 1,5 m (forage KC-86-5B); 0,21 % Zn sur 0,9 m (forage KC-86-3). |
| Osbell (Osborne) | Volcanogène | Au, Ag, Cu, Zn | G | 341160 5444093 Zone 18 | 32F03 | Séquence volcanique avec disséminations et minces filonnets de pyrite ± pyrrhotite et de quartz ± de chlorite affectant la totalité des laves felsiques du secteur de la zone Osborne. | 6,36 g/t Au sur 13,3 m (COM-06-105); 12,61 g/t Au sur 6,1 m (COM-06-116) |
| Osbell (Bell) | Volcanogène | Au, Zn | G | 340361 5444433 Zone 18 | 32F03 | Séquence volcanique avec pyrite (<1 à 35 %), pyrrhotite (<1 à 3 %) et traces de chalcoppyrite disséminés, en veinules (parallèles à subparallèles à la schistosité) ou en amas. Altération modérée à intense en silice et en séricite dans les unités felsiques et modérée en chlorite, biotite et magnétite dans les unités intermédiaires à mafiques. | 2,28 g/t Au sur 1,6 m (COM-06-106); 1,98 g/t Au sur 2 m (forage COM-06-108) |
| Osbell - Nord | Volcanogène | Au, Zn | I | 341169 5446363 Zone 18 | 32F03 | Rhyodacite à phénocristaux de quartz bleu, foliée et localement fracturée. Pyrite (10 %) disséminée ou en amas dans la zone aurifère. Sphalérite (15 %) en amas et en feuillets brunâtres dans la zone zincifère. Encaissant fortement altéré en paragonite et moyennement altérée en séricite. Chloritisation, silicification et carbonatation faibles. | 1,6 g/t Au sur 0,5 (forage COM-11-730); 6,8 % Zn sur 2,1 m, incluant 14,1 % Zn sur 0,5 m (forage COM-11-751) |
| Osbell - Sud-Est | Volcanogène | Au, Zn | P | 341817 5443268 Zone 18 | 32F03 | Tuf intermédiaire à mafique rubané et folié et rhyodacite foliée à phénocristaux de quartz bleu. Pyrite (0,5-1,5 %), pyrrhotite et sphalérite disséminées, en amas ou en veinules. L'or est visible dans la zone minéralisée du forage COM-11-795. Altération en paragonite forte, silicification et biotitisation variable (faible à forte) et carbonatation et chloritisation faibles. | 3,7 g/t Au sur 0,5 m (forage COM-11-716); 473 g/t Au sur 0,5 m (forage COM-11-795); 1,6 % Zn sur 1 m (forage COM-11-801) |
| Zone Osborne-Extension | Volcanogène | Au | I | 339970 5442527 Zone 18 | 32F03 | Roches volcanoclastiques felsiques à intermédiaires avec 0,5 à 3 % de pyrite disséminée avec des quantités mineures de pyrrhotite et des traces de chalcoppyrite. De l'or visible est présent dans le forage COM-08-188. | 4,3 g/t Au sur 2 m (forage COM-97-26); 1,2 g/t Au sur 0,6 m (forage COM-97-25); 3,17 g/t Au sur 0,5 m, 1,3 g/t Au sur 1,1 m et 2,26 g/t Au sur 1 m (forage COM-08-188) |
| Laas VII-30 | Volcanogène? | Cu (Zn Mo) | I | 336828 5424428 Zone 18 | 32C14 | Roches sédimentaires contenant pyrite, pyrrhotine, sphalérite, chalcoppyrite et molybdénite disséminées. | 1,35 % de Cu sur 0,12 m |
| Vior-Zone Sud | Volcanogène | Au (Ag) | P | 684788 5429330 Zone 17 | 32D16 | Tuf felsique à phénocristaux de quartz, schisteux et altéré en séricite et carbonate (ankérite), avec des niveaux décimétriques à métriques de sédiments graphiteux et pyriteux. La minéralisation se compose de pyrite disséminée (3-5 %) ou en amas sulfurés centimétriques à métriques. Ceux-ci contiennent 15-30 % de pyrite disséminée parfois accompagnée d'or libre. De petites quantités de sphalérite. La séricitisation et l'ankéritisation affectent les tufs felsiques, tandis que la séricitisation et l'altération en fuchsite sont caractéristiques des dykes mafiques. On note également par endroits une chloritisation faible dans les tufs. | 9,2 g/t Ag (éch. 012565); 17,541 g/t Au, 3,7 g/t Ag sur 0,3 m (forage 275-148); 5,625 g/t Au sur 0,25 m (forage 275-73) |
| Vior-Zone Centrale | Volcanogène | Au, Ag, Zn (Cu) | P | 684711 5430729 Zone 17 | 32E01 | Tuf rhyodacitique à rhyolitique à fragments de quartz et de plagioclase appartenant à la Formation de la Rivière Octave, avec sphalérite, pyrite, un peu de chalcoppyrite et des traces de galène. Les amas sulfurés sont associés à une altération en carbonate-séricite. | 27,50 g/t Au, 43,10 g/t Ag et 6,26 % Zn sur 0,9 m; 12,40 g/t Au, 24,70 g/t Ag et 3,18 % Zn sur 0,6 m; 12,00 g/t Au, 15,00 g/t Ag et 0,60 % Zn sur 1,1 m (forages L-84-4 et L-84-8) |

| TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée. | | | | | | | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------|------|------------------------------|-------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| NOM | TPOLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
| Lac Quévillon-SW | Volcanogène | Au (Ag) | I | 351840 5433512 Zone 18 | 32F03 | Niveaux de pyrite massive dans roche volcanoclastique felsique. Pyrite exhalative semi-massive et niveaux de pyrite massive. | 1,2 g/t Au et 2 g/t Ag sur 0,3 m (forage Q-9-88); 1,1 g/t Au et 3 g/t Ag sur 0,3 m, 1,14 g/t Au et 2,4 g/t Ag sur 0,3 m (forage Q-13-88) |
| DIS-85-4 | Volcanogène | Au, Ag (Zn) | P | 659311 5426490 Zone 17 | 32D15 | Zones de sulfures massifs à disséminés discontinues minéralisées en or, argent et zinc dans séquences graphitiques et volcanoclastiques. Oxydation et tourmalinisation et altération en fuchsite-séricite-dolomite. | 1,03 g/t Au sur 1,5 m (éch. 2335, forage DIS-85-4); 1,03 g/t Au sur 1,10 m (éch. 2353, forage DIS-85-4); 8,91 g/t Ag et 0,23 % Zn sur 1,01 m (éch. 2299, forage DIS-85-4) |
| Mont Hébert | Volcanogène | Cu | P | 685061 5447230 Zone 17 | 32E01 | Rhyolite et dacite avec pyrrhotine, pyrite et chalcopryrite. | 1,12 % Cu sur 0,15 m (forage) |
| Lac Pichette-Nne | Volcanogène | Ag (Cu Zn) | I | 352828 5414103 Zone 18 | 32C14 | Tuf felsique ou mudstone silicifié contenant jusqu'à 10 % de sulfures (pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite) en minces lits et en veinules. Altération hydrothermale (silicification, altération mineure en séricite, chlorite et tourmaline). | 0,21 % Cu, 0,37 % Zn et 6,0 g/t Ag sur 3,0 m (forage TJ-90-03) |
| Thémines « N » (Zone Hudson) | Minéralisations aurifères associées aux roches volcaniques | Au, Zn, Ag | P | 341524 5451563 Zone 18 | 32F03 | Coulées dacitiques recouvertes par des roches sédimentaires et de volcanoclastites felsiques, localement recoupées par des roches intrusives intermédiaires. Pyrite (1 à 15 %) et pyrrhotite (locale) disséminées, en amas ou en filonnets millimétriques. Séricitisation ± biotitisation des volcanites felsiques et altération en silice, chlorite, carbonates et albite autant pour les laves que pour les tufs felsiques. | 10,2 g/t Au sur 0,9 m, 11,3 g/t Au et 5,3 g/t Ag sur 1,0 m (forage COM-12-916); 13,5 g/t Au sur 1,3 m et 10450 ppm Zn sur 0,5 m (forage COM-12-920) |
| Trafalgar | Minéralisations aurifères associées aux roches volcaniques. | Au | I | 328780 5449217 Zone 18 | 32F03 | Rhyolite foliée à phénocristaux de quartz. Pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite en traces disséminées, associées à une zone de stockwerk de quartz-carbonates (5-8 % de veinules). Zone minéralisée caractérisée par une altération modérée en séricite et faible en chlorite. La chlorite se présente sous forme de veinules. | 1,72 g/t sur 1,0 m (forage LAF-13-24) |
| Dormex-Dyke | Gîte d'or primaire | Au, Ag | P | 287934 5445124 Zone 18 | 32F04 | Volcanites mafiques massives à foliées, localement fortement cisailées, chloritisées et séricitisées, recoupées par des dykes felsiques à mafiques. Pyrite fine disséminée dans une intrusion dacitique et dans les basaltes déformés. | 6,1 g/t Au et 13,5 g/t Ag sur 1,0 m (forage DX-93-13); 1 g/t Au et 1,8 g/t Ag sur 1 m (forage DX-93-14); 6,1 g/t Au et 1,7 g/t Ag sur 1,5 m (forage DX-94-23) |
| H-1435-016 | Minéralisation dans volcanites | Au | P | 661291 5435789 Zone 17 | 32E02 | Tuf à blocs et à lapillis felsique à matrice chloriteuse. La minéralisation consiste en pyrite (traces à 1 %). | 1,80 g/t Au sur 1,00 m (éch. 10182; forage H-1435-016) |
| Monts Peacock-Sud | Ni-Cu magmatique | Ni (Cu) | P | 688162 5453779 Zone 17 | 32E01 | Péridotite et andésite avec pyrrhotine, chalcopryrite et pentlandite. | 0,29 % Ni et 0,37 % Cu sur 9,39 m, incluant 1,06 g/t Au, 14,1 g/t Ag, 2,77 % Cu et 0,62 % Ni sur 0,6 m (forage CA-07-01); 0,40 % Cu et 0,73 % Ni sur 11,20 m (forage) |
| CA-07-07 | Ni-Cu magmatique | Ni, Cu | I | 687057 5453841 Zone 17 | 32E01 | Pyroxénite et gabbro chloritisé à grain moyen. Sulfures disséminés (traces à 2 % localement) composés de pyrrhotite et de chalcopryrite. | 2738 ppm Ni et 1886 ppm Cu sur 4,96 m, incluant 5674 ppm Ni et 5149 ppm Cu sur 1,05 m (GCA-07-07) |
| LA-11-008 | Ni-Cu magmatique | Pd, Ni, Cu (Pt) | P | 343771 5453907 Zone 18 | 32F03 | Petit niveau de sulfures massifs (68 % sulfures) sur 25 cm (longueur de forage) au début d'une unité de volcanites ou d'une intrusion ultramafiques contenant des sulfures disséminés à massifs. Pyrrhotite (60 %) et chalcopryrite (8 %). L'unité intrusive ultramafique est fortement serpentinisée (<50 % dans la zone minéralisée). | Forage LA-11-008 : 526 ppb Pd, 321 ppb Pt et 3,33 % Ni sur 0,4 m (J173522); 1,1 % Cu et 7670 ppm Ni sur 0,4 m (J173524); 1,05 % Ni sur 0,8 m (J173526). 5810 ppm Ni sur 1 m, 6310 ppm Ni sur 0,9 m, 5410 ppm Ni sur 0,9 et 5190 ppm Ni sur 0,8 m. 2500 ppm Ni sur 1 m (forage LA-12-013); 4440 ppm Ni et 4560 ppm Cu sur 1 m (forage LA-12-015) |

TABLEAU 3 – Principales caractéristiques des indices minéralisés du secteur d'étude. Colonne État : I : indice, aucun travail; P : indice travaillé; MF : mine fermée.

| NOM | TYPLOGIE | SUBST. | ÉTAT | UTM NAD83 | SNRC | DESCRIPTION | PRINCIPALES TENEURS |
|----------------------------------|-------------------------------------------|------------|------|------------------------------|-------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| H-1435-017 | Sulfures associés à une formation de fer. | Zn | P | 660541 5439419 Zone 17 | 32E02 | Formation de fer chertreuse, avec 20 à 25 % de pyrite, 5 à 7 % de pyrrhotite et 1 % de sphalérite. | 0,8 % Zn sur 1,00 m (éch. 10222; forage H-1435-017) |
| COM-10-378 | Porphyre à molybdène type arc? | Mo | I | 332975 5445979 Zone 18 | 32F03 | Granite porphyrique (feldspath et amphibole) à grain moyen très fracturé et injecté de veines et de veinules de quartz et localement de carbonates. Minéralisation dans une veine de quartz avec disséminations de pyrite et de chalcopryrite, ainsi que fines veinules de molybdénite. Altération forte en silice et hématite. | 1520 ppm Mo sur 0,5 m (forage COM-10-378) |
| Ruisseau Bordeleau-NE | ? | Ag | I | 718387 5436079 Zone 17 | 32E01 | Roches sédimentaires et volcanoclastiques appartenant à la Formation de la Rivière Octave. La minéralisation consiste en pyrite disséminée. | 2,5 g/t Ag, 7,5 g/t Ag (éch. 8274) |
| Sondage DX-92-07 | ? | Ag | I | 286963 5444516 Zone 18 | 32F04 | Andésite carbonatée et foliée avec 15 à 20 % de pyrite disséminée. Carbonatation. | 32 g/t Ag sur 1,0 m (forage DX-92-07) |
| Indice du Rang II, Lot 48 | ? | Au | P | 684711 5434679 Zone 17 | 32E01 | Wackes et tufs intermédiaires à felsiques avec 2 % de pyrite fine disséminée. | 2,35 g/t Au sur 1,49 m (forage 276-8) |
| Lac de Foin-NE | Filonien? | Au | P | 692512 5434554 Zone 17 | 32E01 | Zone de déformation dans une bande felsique avec pyrite disséminée. Séricitisation locale irrégulière. | 1 g/t Au (éch. 6540, tranchée) |
| Lac de Foin-SE | Filonien? | Au | P | 694362 5436539 Zone 17 | 32E01 | Niveau de roche volcanique cisailée et altérée avec pyrite disséminée. | 1,5 g/t Au sur 0,40 m (éch. RX080740; forage 76102) |
| Petit Lac Peacock | ? | Au | I | 684693 5448182 Zone 17 | 32E01 | Basalte et diorite avec pyrite disséminée. | 5,6 g/t Au, 0,12 % Cu, 0,122 % Zn (échantillon 17853); 1,6 g/t Au, 0,012 % Cu, 0,001 % Zn (échantillon 17855) |
| VA-11-02 | ? | Au | I | 664995 5431910 Zone 17 | 32E02 | Zone fortement altérée, bréchique et plissée dans une unité de gabbro à grain fin. Zone minéralisée altérée en carbonates-chlorite. Les fragments contiennent jusqu'à 2 % de pyrite et de pyrrhotite disséminées à grain fin. La zone minéralisée est fortement altérée en carbonates et chlorite. Le gabbro encaissant présente une faible altération locale en silice. | 2,48 g/t Au (éch. 104953); 1,27 g/t Au sur 1,5 m (Forage VA-11-02) |
| Vior - Zone Nord | ? | Au (Ag Zn) | P | 683711 5431929 Zone 17 | 32E01 | Tuf à cristaux intermédiaire à felsique de la Formation de la Rivière Octave. Roche déformée, altérée et recoupée par de nombreuses veinules centimétriques de quartz-carbonate, avec 1 à 5 % de pyrite disséminée et de faibles quantités de sphalérite, chalcopryrite et galène. | 1,40 g/t Au, 2,00 g/t Ag et 0,17 % Zn sur 0,4 m; 5,55 g/t Au, 0,08 % Zn et 0,06 % Cu sur 0,3 m (forages 275-36 et 275-37) |
| Sondage KC-86-9 | ? | Au (Zn) | I | 323466 5435940 Zone 18 | 32F03 | Épaisses zones de graphite-pyrite dans tuf intermédiaire. Pyrite disséminée dans veine de quartz-chlorite. Séricitisation intense du tuf. | 3,82 g/t Au sur 0,2 m (forage KC-86-9); 0,35 % Zn sur 3,78 m (forage KC-86-7); 0,65 % Zn et 0,11 % Cu sur 0,97 m (forage KC-86-6) |
| Bieber | ? | Cu | I | 684693 5445193 Zone 17 | 32E01 | Veinule de chalcopryrite encaissée dans des volcanites de la Formation de Valrennes près du Pluton de Mistaouac. | 0,97 % Cu (échantillon P231412) |
| Sondage KC-86-2 | ? | Zn (Ag) | I | 334936 5450879 Zone 18 | 32F03 | Épaisse séquence de basalte faiblement schisteux et fortement silicifié. Pyrrhotine finement disséminée et filonnets de sphalérite. Silicification locale intense. | 0,8 % Zn sur 0,1 m; 0,64 % Zn et 4,1 g/t Ag sur 0,6 m (forage KC-86-2) |
| Indice Gold Fields | ? | Au (As) | P | 688162 5440979 Zone 17 | 32E01 | Pyrite et arsénopyrite disséminées associées à zones de cisaillement subverticales NE-SW et NW-SE affectant roches volcaniques mafiques, gabbro, diorite, granodiorite et dykes à phénocristaux de quartz-feldspath et feldspath. Altération en silice et sulfures. | 4,04 g/t Au sur 3,0 m (rainure); 18,60 g/t et 10,7 g/t Au sur 1,0 m (rainure); 19,04 g/t et 15,14 g/t Au (échantillons AC-2 et AC-4); 5,5 g/t Au sur 1,52 m (forage 89-02) |
| Lac Fumerton | ? | Zn (Cu) | I | 687101 5455971 Zone 17 | 32E01 | Gabbro massif finement grenu et faiblement chloritisé. Petite veine silicifiée avec chalcopryrite et sphalérite. Le gabbro est faiblement chloritisé. | 1,89 % Zn et 2969 ppm Cu sur 0,22 m (CA-07-06) |

TABLEAU 4 – Teneurs en terres rares (incluant le scandium et l'yttrium) de la zone minéralisée Adam et des échantillons voisins analysés dans le cadre du Projet Octave, soulignant le potentiel de la bordure SE du Pluton de Gemini-Saint-Éloi pour ces éléments. L'analyse 2012054201 démontre également le potentiel en terres rares de la partie NE du pluton.

| Éléments (Adam) | | Teneur (ppm) | | | | |
|-------------------------|--------------|--------------|------------|------------|------------|------------|
| | | 2012054214 | 2012054210 | 2013058771 | 2013058773 | 2012054201 |
| Terres rares légères | La | 344,50 | 175,70 | 163,00 | 248,00 | 150,70 |
| | Ce | 856,30 | 356,70 | 374,00 | 405,00 | 343,40 |
| | Pr | 108,89 | 39,85 | 49,30 | 49,40 | 41,62 |
| | Nd | 432,80 | 145,60 | 195,00 | 172,00 | 170,90 |
| | Pm | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | Sm | 70,35 | 22,09 | 32,80 | 24,60 | 27,21 |
| | TOTAL | 1813 | 740 | 814 | 899 | 734 |
| Terres rares lourdes | Eu | 16,16 | 5,21 | 8,06 | 6,03 | 6,35 |
| | Gd | 44,94 | 13,27 | 18,50 | 14,00 | 18,01 |
| | Tb | 4,91 | 1,29 | 2,00 | 1,52 | 1,90 |
| | Dy | 20,41 | 4,93 | 8,53 | 6,68 | 8,11 |
| | Ho | 2,83 | 0,53 | 1,32 | 1,07 | 1,02 |
| | Er | 6,52 | 1,33 | 3,14 | 2,58 | 2,52 |
| | Tm | 0,84 | 0,17 | 0,37 | 0,33 | 0,32 |
| | Yb | 5,32 | 1,52 | 2,03 | 1,97 | 1,95 |
| | Sc | 23,00 | 12,00 | 6,70 | 3,60 | 13,00 |
| | Y | 87,10 | 19,50 | 35,30 | 33,10 | 29,70 |
| | Lu | 0,73 | 0,17 | 0,28 | 0,29 | 0,30 |
| | TOTAL | 213 | 60 | 86 | 71 | 83 |
| TOTAL TR | | 2026 | 800 | 900 | 970 | 817 |

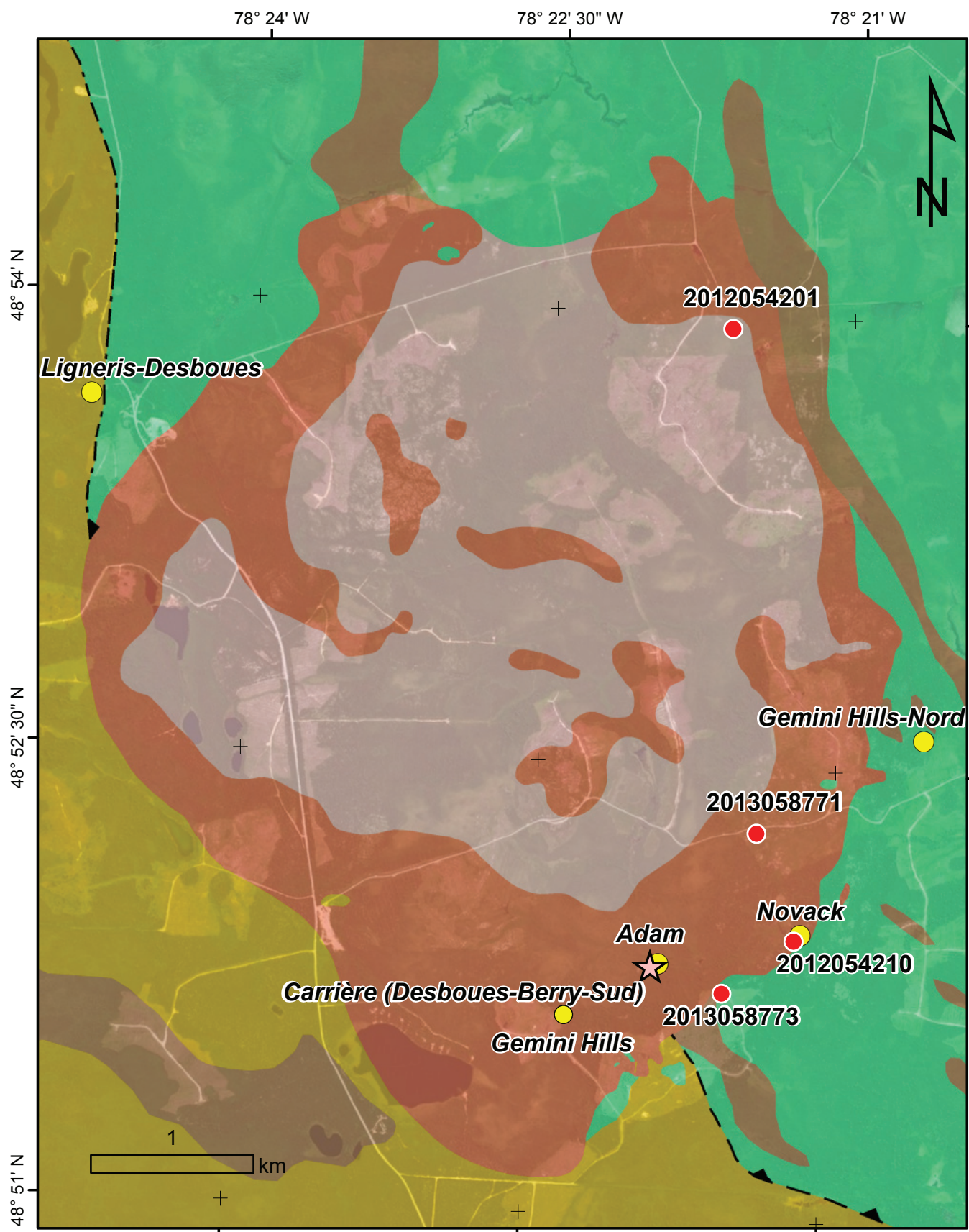


FIGURE 18 - Localisation de la zone minéralisée Adam (étoile rose) et des échantillons présentant des teneurs anormales en terres rares, incluant le scandium et l'yttrium (cercles rouges) au sein du Pluton de Gemini-Saint-Éloi. Les cercles jaunes correspondent aux indices d'or. Même légende géologique que dans la carte hors texte.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G. – DUBÉ-LOUBERT, H., 2016 – Géochimie de la fraction fine des tills et analyses des minéraux indicateurs de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires provenant de forages Rotasonic, région de la rivière Octave et Wawagosis (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DP 2016-13, 6 pages.
- AUGER, P.E. – LONGLEY, W.W., 1939 – Région de la rivière Laflamme inférieure, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG 002, 38 pages, 1 plan.
- AUGLAND, L.E. – DAVID, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I. – TALLA TAKAM, F. – DESCHÊNES, P.-L. – GUEMACHE, M., 2015 – Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2015-01, 43 pages.
- AYER, J.A. – AMELIN, Y. – CORFU, F. – KAMO, S. – KETCHUM, J. – KWOK, K. – TROWEL, N., 2002 – Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*; volume 115, pages 63-95.
- BACHAND, G., 1983 – Rapport géologique, projet Dora 531. Explorations Noranda Ltée et Dora Exploration, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 40587, 18 pages, 1 plan.
- BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – BURNIAUX, P., 2014 – Géochimie des roches volcaniques et intrusives de la région des lacs Guyer et Nochet, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-03, 29 pages.
- BARRETT, T.J. – AYER, J.A. – ORDONEZ-CALDERON, J.C. – HAMILTON, M.A., 2013 – Burntbuch-Normétal volcanic belt, Abitibi greenstone belt, Ontario-Quebec: geological mapping and compilation project. Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Release – Data 299, 135 pages.
- BEAUDRY, C., 1988 – Exploration report, Maizerest Property. Ressources Imco, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des ressources naturelles, Québec; GM 46604, 179 pages, 10 plans.
- BÉLAND, R., 1950 – Région du lac Taibi, comte d'Abitibi-est. Ministère des Mines, Québec; RG 040, 34 pages, 1 plan.
- BERRADA-HMIMA, S., 1994 – Étude minéralogique et géochimique de la zone minéralisée de Vior, canton de Lignérès, Abitibi, Québec. École polytechnique de Montréal; mémoire de maîtrise, 152 pages.
- BHATIA, M.R. – CROOK, K.A.W., 1986 – Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 92, pages 181-193.
- BRIQUEU, L. – BOUGAULT, H. – JORON, J.-L., 1984 – Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenesis implications. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 68, pages 297-308.
- BRISBIN, D. – FABER, A., 1998 – 1997 exploration program, Comtois Project. Cameco Corporation, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 55833, 299 pages, 10 plans.
- 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.
- CABANIS, B. – LECOLLE, M., 1989 – Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*; séries 2, volume 313, pages 2023-2029.
- CARRIER, A. – RICHARD, P.-L. – D'AMOURS, C. – DORVAL, A., 2012 – 43-101 Technical Report and Mineral Resource Estimate - Osbell Deposits, Comtois Property. Minéraux Maudore, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67592, 196 pages.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone. Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- DAIGNEAULT, R., 1996 – Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 132 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ARCHAMBAULT, G., 1990 – Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. In: *Les ceintures polymétalliques du nord-ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière* (Rive, M., Verpaest, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Volume spécial 43, pages 43-64.
- DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W.U. – CHOWN, E.H., 2002 – Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 261-290.
- DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W.U. – CHOWN, E.H., 2004 – Abitibi greenstone belt plate tectonics: diachronous history of arc development, accretions and collision. In: *The Precambrian Earth: Tempos and Events* (Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U. and Catuneanu, O., editors). Elsevier; pages 88-103.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 pages.
- DAVIES, R., 1964 – Région de Collet-Laberge, comte d'Abitibi-ouest. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 116, 32 pages, 1 plan.
- DAVIS, W.J. – LACROIX, S. – GARIÉPY, C. – MACHADO, N., 2000 – Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 117-133.

- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Dations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02, 20 pages.
- DAVIS, W.J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C., 1993 – U-Pb geochronology of plutonic rocks along Lithoprobe Line 28, northern Abitibi Subprovince. *In*: Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect. Lithoprobe Project; rapport 33, pages 145-146.
- DEBON, F. – LEFORT, P., 1983 – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*; volume 73, pages 135-149.
- DESCHÊNES, P.-L. – ALLARD, G., 2014 – Révision de la géologie de la région de la rivière Octave (32D16 et 32E01). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-02, 14 pages.
- DESCHÊNES, P.-L. – ALLARD, G. – GUEMACHE, M. A., 2014 – Révision de la géologie de la région de la rivière Wawagosis (parties des 32D15 et 32E02). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-04, 20 pages.
- DES RIVIÈRES, J., 1983 – Rapport géologique et évaluation du potentiel aurifère des cantons de Ligneris et Desboves. Explorations Noranda et Dora Exploration, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 40586, 50 pages, 3 plans.
- DES RIVIÈRES, J., 1985 – Étude de l'intrusif et de la minéralisation aurifère des collines de Gémini et St-Éloi, Canton Desboves, Abitibi, Québec. École Polytechnique de Montréal; mémoire de maîtrise, 160 pages.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1983a – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1983b – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1374-1388.
- DION, D.-J. – LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP-2006-07, 1 plan.
- DUPRÉ, F., 2010 – Study of the veins, alterations and mineralization of the Comtois gold deposit, Abitibi subprovince, Quebec, Canada. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 115 pages.
- ERNST, R.E. – BELL, K. – RANALLI, G. – HALLS, H.C., 1987 – The Great Abitibi Dyke, Southeastern Superior Province, Canada. *In*: Mafic dyke swarms (Halls H.C. and Fahrig W.F., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 123-135.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L., 1993 – Paleomagnetism of the Abitibi dyke swarm, southern Superior Province, and implications for Logan Loop. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1886-1897.
- FABER, A. – THOMAS, D. – TURCOTT, M., 1997 – Report on the 1996 mapping and prospecting, Comtois project. Cameco, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 54518, 101 pages, 4 plans.
- FAURE, S., 2015 – Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métamorphiques en Abitibi. Projet CONSOREM 2013-03, 52 pages.
- FLAHERTY, G.F., 1939 – Perron-Rousseau Sheet, East Half, Abitibi Territory and Abitibi County, Quebec. Geological Survey of Canada; Map 482A.
- FLOYD, P.A. – LEVERIDGE, B.E., 1987 – Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society, London*; volume 144, pages 531-542.
- FLOYD, P.A. – WINCHESTER, J.A. – PARK, R.G., 1989 – Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research*; volume 45, pages 203-214.
- FROST, B.R. – FROST, C.D., 2008 – A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*; volume 49, pages 1955-1969.
- GABOURY, D., 2004 – Typologie des intrusions synvolcaniques pour l'exploration en Abitibi. Projet du CONSOREM; Projet 2001-3, 48 diapositives.
- GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R., 1999 – Evolution from sea floor-related to sulfide-rich quartz vein-type gold Mineralization during deep submarine volcanic construction: The Géant Dormant gold mine, Archean Abitibi belt, Canada. *Economic Geology*; volume 94, pages 3-21.
- GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R. – TOURIGNY, G., 1999a – La mine Géant Dormant : partie 1. Caractéristiques d'une minéralisation aurifère filonienne pré-déformation ductile. *In*: Études géologiques dans la région d'Amos (recueil de 4 articles) (Labbe, J.-Y., coordonnateur scientifique). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 98-04, pages 37-56.
- GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R. – COUTURE, J.-F., 1999b – La mine Géant Dormant : partie 2. Un exemple de minéralisation aurifère volcanogène de type « veine de quartz ». *In*: Études géologiques dans la région d'Amos (recueil de 4 articles) (Labbe, J.-Y., coordonnateur scientifique). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 98-04, pages 57-87.
- GAUTHIER, E., 1992 – Rapport de cartographie, propriété Harricana. Société minière Mimiska, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 51560, 17 pages, 2 plans.
- GÉLINAS, L. – BROOKS, C. – PERRAULT, G. – CARIGNAN, J. – TRUDEL, P. – GRASSO, F., 1977 – Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. *In*: Volcanic regimes in Canada (Baragar, W.R.A., editor). Geological Association of Canada; Special Paper 16, pages 265-295.

- GOUTIER, J., 2005 – Géologie de la région de baie Ramsay (32F/10) et de la rivière Opaoca (32F11). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-01, 58 pages, 8 plans.
- HALLS, H.C. – DAVIS, D.W., 2004 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of the 2.17 Ga Biscotasing dyke swarm, Ontario, Canada: evidence for vertical-axis crustal rotation across the Kapuskasing Zone. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 41, pages 255-269.
- HALLS, H.C. – STOTT, G.M. – DAVIS, D.W., 2005 – Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of several Proterozoic mafic dike swarms in northwestern Ontario. *Ontario Geological Survey*; Open File Report 6171, 59 pages.
- HAMILTON, M.A. – STOTT, G.M., 2008 – Project Unit 04-018. The Significance of New U/Pb Baddeleyite Ages from Two Paleoproterozoic Diabase Dikes in Northern Ontario. *In*: Summary of Field Work and Other Activities 2008. *Ontario Geological Survey*; Open File Report 6226, pages 17-1 – 17-10.
- HEAMAN, L., 1997 – Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of ancient large igneous province. *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- HERRON, M. M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 58, pages 820-829.
- HOCQ, M., 1981a – Carte géologique préliminaire de la région de Joutel-Guyenne (comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 851, 1 plan.
- HOCQ, M., 1981b – Région de la rivière Gale. Dans : Rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 208-250.
- HOCQ, M., 1982 – Projet Joutel-Quévillon, région du lac Bigniba. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-82-05, 1 plan.
- HOCQ, M., 1983a – Cantons de Dalet et de Mazarin et parties des cantons adjacents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-25, 1 plan.
- HOCQ, M., 1983b – Projet Joutel-Quévillon. Dans : Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi : état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 93-104.
- HOCQ, M. – VERPAELST, P., 1994 – Les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Dans : *Géologie du Québec*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 22-37.
- HOLLOCHER, K. – ROBINSON, P. – WALSH, E. – ROBERTS, D., 2012 – Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*; volume 312, pages 357-416.
- HUDSON BAY EXPLORATION & DEVELOPMENT CO. LTD., 1959 – 11 DDH logs, Laflamme River area, b-grid. Rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 11418-A, 11 pages.
- JENSEN, L. S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines*; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- JOLLY, W.T., 1978 – Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. *In*: *Metamorphism in the Canadian Shield* (Fraser, J.A. and Heywood, W.W., editors). *Geological Survey of Canada*; Paper 78-10, pages 63-78.
- KEATING, P. – D'AMOURS, I., 2010 – Réédition des données numériques en format GéoSoft (profils) des levés aéroportés de l'Abitibi, au Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-09, 6 pages, données numériques.
- KEATING, P. – LEFEBVRE, D. – RAINSFORD, D. – ONES-CHUCK, D., 2010 – Série des cartes géophysiques, parties des 31, 32, 41 et 42, Ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec et Ontario. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-05, 8 pages, 2 plans.
- KOZIOL, M. – FABER, A., 1995 – Report on 1995 diamond drilling program, Comtois Project, Quebec, NTS 32F/03. Cameco, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53909, 307 pages, 7 plans.
- KOZIOL, M. – FABER, A., 1996a – Report on 1994 field activities, Comtois Project, Quebec, NTS 32F/03. Cameco, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53756, 227 pages, 4 plans.
- KOZIOL, M. – FABER, A., 1996b – Report on 1995-1996 diamond drilling programs, Comtois Project, Quebec, NTS 32F/03. Cameco, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 69464, 373 pages, 13 plans.
- KROGH, T.E. – CORFU, F. – DAVIS, D.W. – DUNNING, G.R. – HEAMAN, L.M. – KAMO, S.L. – MACHADO, N. – GREENOUGH, J.D. – NAKAMURA, E., 1987 – Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. *In*: *Mafic dyke swarms* (Halls H.C., Fahrig W.F., editors). *Geological Association of Canada*; Special Paper 34, pages 147-152.
- LACROIX, S. – SAWYER, E.W., 1995 – An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 97-112.
- LACROIX, S. – SIMARD, A. – PILOTE, P. – DUBÉ, L.-M., 1990 – Regional geologic elements and mineral resources of the Hamicana Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. *In*: *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: summary of 60 years of mining exploration* (Rive, M., Verpaelt, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., Simard, A., editors). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; Special volume 43, pages 313-326.
- LAGANIÈRE, A. – CHENARD, L., 1998 – Campagne de travaux, propriété Disson. Ressources minières Radisson, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 56304, 50 pages, 2 plans.
- LE BAS, M. J. – LE MAITRE, R.W. – STRECKEISEN, A. – ZANETTIN, B., 1986 – A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*; volume 27, pages 745-750.
- LEGAULT, M. – GAUTHIER, M. – JÉBRAK, M. – MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – DAVIS, D.W. – BAILLARGEON, F., 2002 – Évolution du complexe volcanique de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2001-01, 46 pages.
- LONGLEY, W.W., 1946 – Région de Tonnancourt-Holmes, comté d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG 024, 29 pages, 1 plan.

- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MAURICE, O.D., 1950 – Région de Razilly, comté d'Abitibi-est. Ministère des Mines, Québec; RG 041, 21 pages, 1 plan.
- McDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995 – The composition of the Earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- McINTOSH, J.A., 1978 – Compilation géologique et travaux de prospection : canton de Chazel (comté d'Abitibi-est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 559, 38 pages, 5 plans.
- McLENNAN, S.M., 1989 – Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks. Influence of Provenance and Sedimentary Processes. *Reviews in Mineralogy*; volume 21, pages 169-200.
- McLENNAN, S.M. – HEMMING, S. – McDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993 – Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *In: Processes controlling the composition of clastic sediments* (Johnsson, M.J. and Basu, A., editors). *Geological Society of America; Special Paper 284*, pages 21-40.
- MÉNARD, M., 2012 – Caractérisation des phases tardives du lac glaciaire Ojibway dans le nord-ouest de l'Abitibi. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 103 pages.
- MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE LA FAUNE (MRNF), 2010a – Cartes géologiques du SIGÉOM – Feuillet 32E. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG SIGEOM32E, 57 cartes.
- MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE LA FAUNE (MRNF), 2010b – Cartes géologiques du SIGÉOM – Feuillet 32C. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG SIGEOM32C, 49 cartes.
- MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE LA FAUNE (MRNF), 2010c – Cartes géologiques du SIGÉOM – Feuillet 32F. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG SIGEOM32F, 64 cartes.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 29-41.
- OTTON, B.C. – LOPATKA, S. – WAHL, J.L., 1987 – Report on diamond drilling, Comtois claims. Exploration Kerr Addison, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 44833, 168 pages, 18 plans.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PEARCE, J.A., 1996 – A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. *In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (Wyman, D.A., editor). Geological Association of Canada; Short Course Notes, volume 12, pages 79-113.
- PEARCE, J.A., 2008 – Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*; volume 100, pages 14-48.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- PETTIJOHN, F.J. – POTTER, P.E. – SIEVER, R., 1972 – Sand and sandstone. Springer-Verlag; 618 pages.
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – CLOUTIER, J.-Y. – GOLIGHTLY, J.P., 1990 – The structural evolution of the Casa-Berardi East gold deposits, Casa Berardi township, Quebec. *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration* (Rive, M., Verpaest, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., Simard, A., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 337-348.
- POWELL, W. G. – CARMICHAEL, D. M. – HODGSON, C. J., 1993 – Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 11, pages 165-178.
- RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – PARENT, M. – McNICOLL, V., 2010 – Géologie de la région de la rivière Bignita (parties des 32F03, 32F04, 32C13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; MB 2010-06, 47 pages.
- RICHARD, P. L., 2010 – Assessment Report on the 2010 Exploration Drilling Program Conducted on the Comtois Property. Minéraux Maudore, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65484, 180 pages, 2 plans.
- RIOPEL, P. – WALDIE, C., 2003 – Comtois Property, Exploration Report, August 2002-December 2003 Program. Maude Lake Exploration, rapport inédit, 42 pages.
- RIVE, M. – PINTSON, H. – LUDDEN, J.N., 1990 – Characteristics of late archaic plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province, Canada. *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration* (Rive, M., Verpaest, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., Simard, A., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 65-76.
- ROLLINSON, H.R., 1993 – Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge; 384 pages.
- RON, H. – FREUND, R. – GARFUNKEL, Z. – NUR, A., 1984 – Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence. *Journal of Geophysical Research*; volume 89, pages 6256-6270.
- ROSER, B.P. – KORSCH, R.J., 1986 – Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*; volume 94, pages 635-650.
- ROSER, B.P. – KORSCH, R.J., 1988 – Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*; volume 67, pages 119-139.
- ROSS, P.-S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discrimination diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 46, pages 823-839.
- ROSS, S.H., 1959 – Région de Céloron-Carqueville, districts électoraux d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest. Ministère des Mines, Québec; RG 089, 26 pages, 1 plan.

- ROY, P. – MOORHEAD, J. – GAUDREAU, R. – MARCOUX, L. – CYR, J. – DESILETS, J., BERGERON, K. – BEULLAC, R. – BLACKBURN, D. – BUTEAU, D. – COTÉ, S. – DIONNE, J. – DOUCET, P. – GIRARD, G. – HOULE, P. – LABBÉ, J.-Y. – LACROIX, S. – LESAGE, D. – MADORE, L. – NANTÉL, S. – OUELLET, S. – TOGOLA, N., 2010 — Rapport sur les activités minières au Québec — 2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2010-01, 92 pages.
- SCHANDL, E.S. – GORTON, M.P., 2002 – Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*; volume 97, pages 629-642.
- SERVELLE, G. – CARRIER, A., 2012 – 2010 exploration and diamond drilling program, Comtois property. Minéraux Maudore, rapport statuaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66638, 13644 pages, 7 plans.
- SHAW, D. M., 1968 – A review of K–Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 32, pages 573-601.
- SULLIVAN, D. L., 1978 – Regional geology progress report, Themines project. Mines Lac Mattagami, rapport statuaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38153, 61 pages, 4 plans.
- THURSTON, P.C. – AYER, J. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional Gaps in Abitibi Greenstone Belt Stratigraphy: A Key to Exploration for Syngenetic Mineralization. *Economic Geology*; volume 103, pages 1097-1134.
- TIPHANE, M., 1959 – Région de Chaste - Mazarin, district électoral d'Abitibi-est. Ministère des Mines, Québec; RG 088, 28 pages, 1 plan.
- TRÉPANIÉ, S., 2011 – Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07. CONSOREM, rapport soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2011-13, 216 pages.
- TRÉPANIÉ, S., 2013 – Norme Lithomodeleur. Projet CONSOREM 2011-04. CONSOREM, rapport soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-27, 103 pages.
- TRUDEAU, Y., 2001 – Rapport des travaux d'exploration, décapage et forage, automne-hiver 2000-2001, propriété Comtois. Exploration Maude Lake et Corporation Cameco, rapport statuaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59048, 267 pages, 34 plans.
- VALLIÈRES, M., 2012 – Des mines et des hommes, histoire de l'industrie minière québécoise des origines à aujourd'hui. Ministère des Ressources naturelles, Québec; 319 pages.
- WANLESS, R.K. – STEVENS, R.D. – LACHANCE, G.R. – DELABIO, R.N., 1978 – Age determinations and geological studies, K-Ar Isotopic ages, Report 13. Geological Survey of Canada; Paper no. 77-2, 60 pages.
- WILSON, J.T., 1938 – Mistawak map-area, west haft, Quebec. Geological Survey of Canada; Report 38-19, 1 plan.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WOOD, D.A., 1980 – The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.

ANNEXE – Photographies

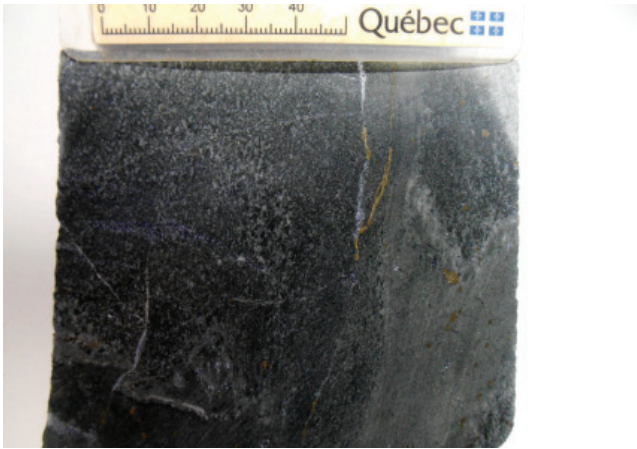


PHOTO 1 - Basalte de l'unité nAvr1 de la Formation de Valrennes (forage RO-323).



PHOTO 2 - Tuf rhyolitique folié à lapillis appartenant à l'unité nAvp3 de la Formation de Vanier-Dalet-Poirier (forage RO-30). Cet échantillon a été daté à 2722 ± 1 Ma (Rhéaume *et al.*, 2010).

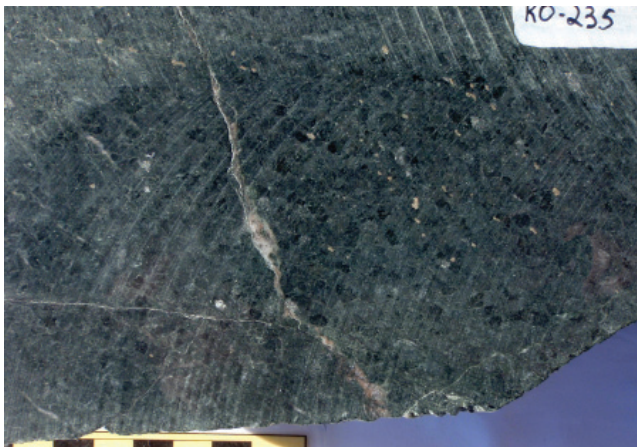


PHOTO 3 - Roche ultramafique amphibolisée à porphyroblastes d'amphibole de l'unité nAde6 de la Formation de Desboue (forage RO-235).



PHOTO 4 - Tuf à blocs et lapillis de l'unité nAro1 de la Formation de la Rivière Octave (affleurement 12-PL-1025). La datation d'un échantillon récolté sur cet affleurement a livré un âge de $2726,3 \pm 2,4$ Ma (Deschênes *et al.*, 2014; Augland *et al.*, 2015).



PHOTO 5 - Wacke lithique de l'unité nAgd3 de la Formation de Glandelet (forage RO-02). La datation de cet échantillon a livré un âge maximal de sédimentation de 2695 Ma (Rhéaume *et al.*, 2010).

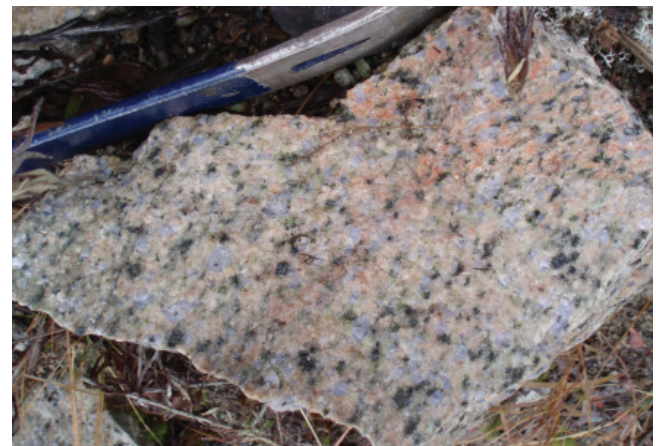


PHOTO 6 - Tonalite à quartz bleu faiblement foliée de l'unité nAbrn1 de l'Intrusion de Bernetz.

ANNEXE – Photographies (suite).

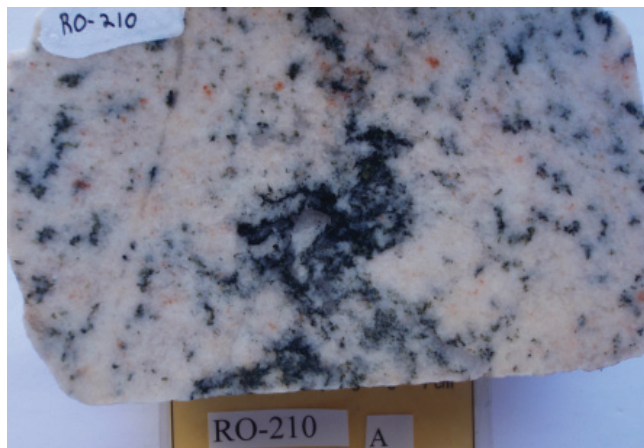


PHOTO 7 - Granodiorite leucocrate de l'unité nAbrn1 de l'Intrusion de Bernetz (forage RO-210).



PHOTO 8 - Granodiorite à hornblende porphyroïde à phénocristaux de quartz et de feldspath alcalin appartenant à l'unité nAbrn2 de l'Intrusion de Bernetz (forage RO-220).

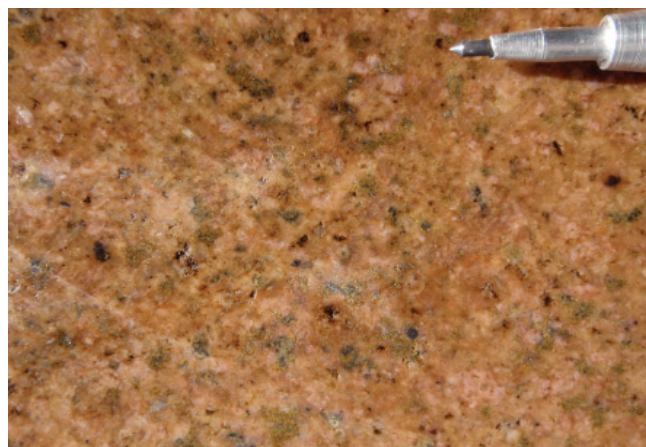


PHOTO 9 - Monzonite quartzifère à phénocristaux de microcline de l'unité nAbrn2 de l'Intrusion de Bernetz (forage RO-229).



PHOTO 10 - Granodiorite à biotite et à hornblende foliée à gneissique appartenant à l'unité nAbrn3 de l'Intrusion de Bernetz (forage RO-221).

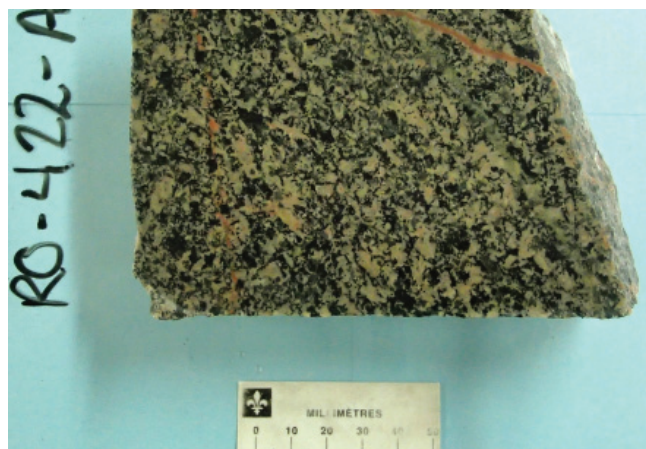


PHOTO 11 - Diorite porphyroïde verdâtre de l'unité nAbrn4 de l'Intrusion de Bernetz (forage RO-422).



PHOTO 12 - Tonalite à biotite et rare hornblende appartenant à l'unité nAmar1 de la Suite intrusive de Marest (forage RO-466).

ANNEXE – Photographies (suite).

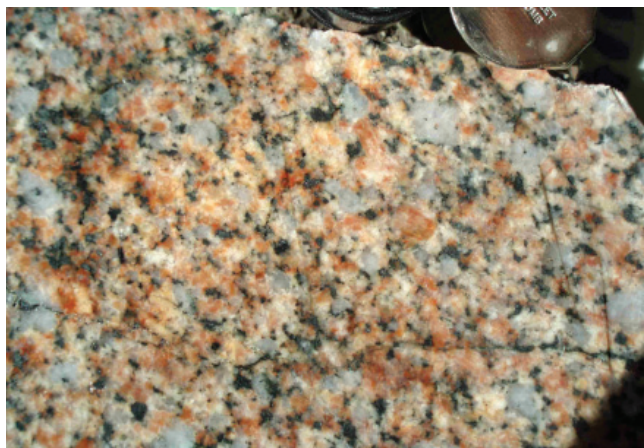


PHOTO 13 - Granodiorite à biotite de l'unité nAmar2 de la Suite intrusive de Marest (forage RO-124).

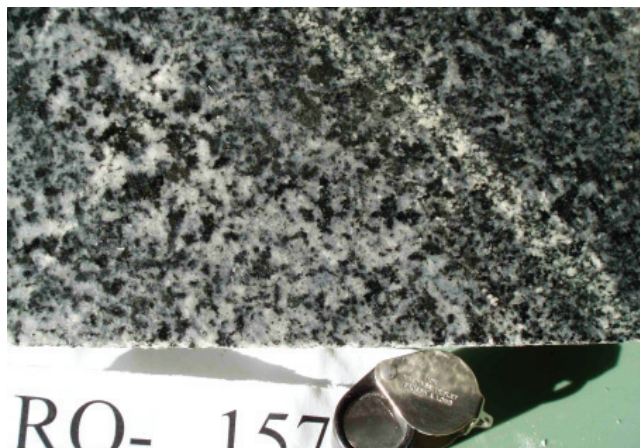


PHOTO 14 - Diorite quartzifère à hornblende et biotite massive de l'unité nAmar4 de la Suite intrusive de Marest (forage RO-157).

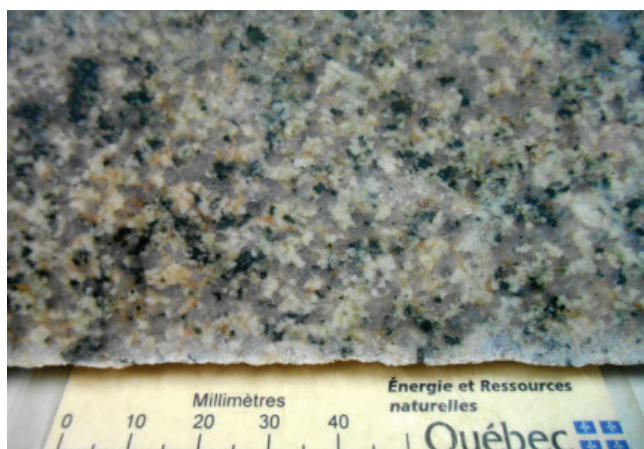


PHOTO 15 - Tonalite à biotite et rare amphibole de l'unité nAmst1 du Pluton de Mistaouac (forage RO-303).



PHOTO 16 - Granite leucocrate à biotite de l'unité nAmst2 du Pluton de Mistaouac (affleurement 12-PL-1004).



PHOTO 17 - Granite à hornblende et biotite porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique de l'unité nAmst3 du Pluton de Mistaouac (affleurement 12-PL-1070).



PHOTO 18 - Diorite à amphibole et magnétite de l'unité nAmst4 du Pluton de Mistaouac (affleurement 12-PL-1014).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 19 - Granite à hornblende et à biotite du Pluton de Strangway (forage RO-419).



PHOTO 20 - Monzodiorite quartzifère porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique de l'unité nAper1 du Pluton du Lac de la Perdrix (forage RO-358).



PHOTO 21 - Monzonite à hornblende, biotite, clinopyroxène et rare orthopyroxène de l'unité nAper2 du Pluton du Lac de la Perdrix (affleurement 12-PL-1085).

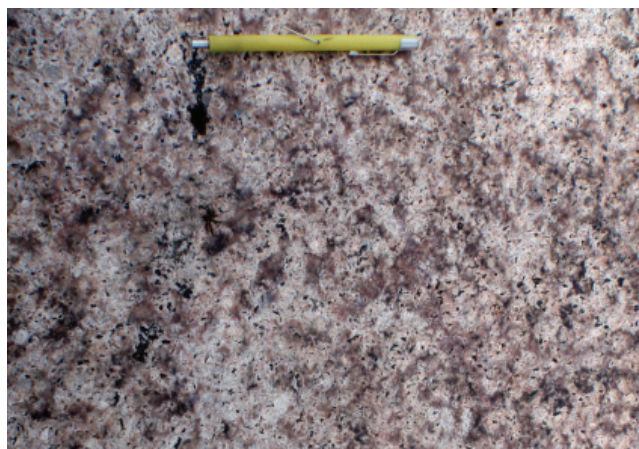


PHOTO 22 - Monzonite quartzifère pauvre en minéraux ferromagnésiens de l'unité nAnis1 du Pluton de Nissing-Oditan (affleurement 12-PL-1096).

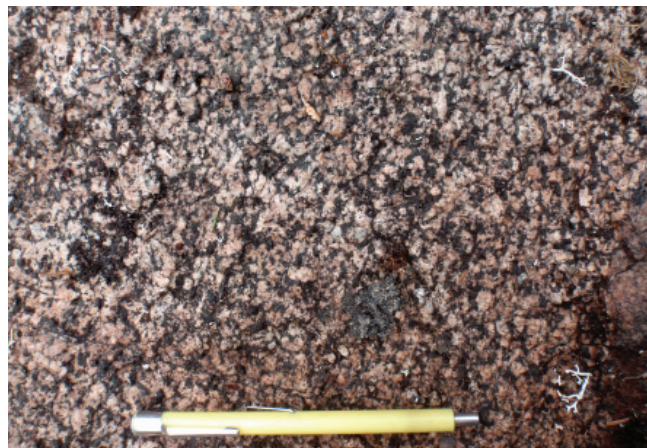


PHOTO 23 - Monzodiorite à hornblende, biotite et clinopyroxène de l'unité nAnis2 du Pluton de Nissing-Oditan (affleurement 12-PL-1097).

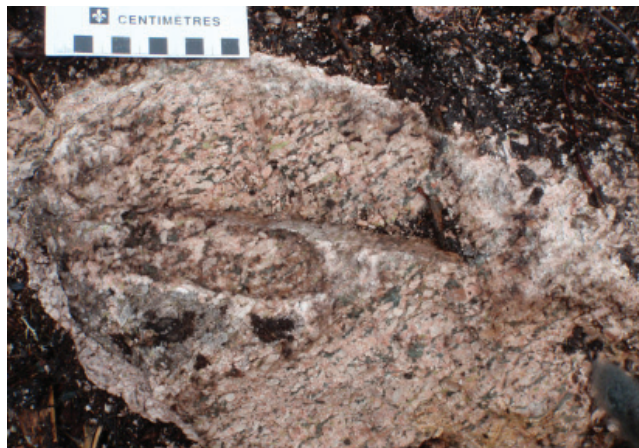


PHOTO 24 - Syénite foliée de l'unité nAgem2 du Pluton de Gémini-Saint-Éloi (affleurement 11-PL-1032). Cet affleurement a livré des teneurs indicelles en terres rares (zone minéralisée Adam).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 25 - Monzodiorite quartzifère à biotite de l'unité nAkad2 du Pluton de Kamadjideweckode (forage RO-463).



PHOTO 26 - Diorite rubanée appartenant au Pluton de Coigny (forage RO-241) avec une enclave centimétrique d'amphibolite.

Résumé

Nous présentons dans ce rapport les résultats d'une synthèse géologique de la région de la rivière Octave (feuilles SNRC 32C13, 32C14, 32D15, 32D16, 32E01, 32E02, 32E08, 32F03 à 32F05) réalisée à la suite d'un programme de sondages des sédiments quaternaires et du socle étalé entre 2006 et 2013. L'examen des données disponibles sur le socle rocheux et la révision de la géologie de certains secteurs ont servi à la production d'une version

actualisée de la carte géologique. Ces travaux ont aussi permis de rehausser le potentiel minéral de la région à la suite de l'identification de nouvelles cibles d'exploration. Parmi celles-ci, une zone particulièrement intéressante pour l'exploration des terres rares, la zone minéralisée Adam, a été mise au jour dans la partie SE du Pluton de Gemini-Saint-Éloi.



Foreuse autotractée de type Rotasonic en action (RO-434, 4 juillet 2013).