

## Projet terres rares au Québec

Wavrant, L.-M., Sappin, A.-A., Beland, C.M.J., Chartier-Montreuil, W., Fleury, F.,  
Zhao, P., Beaudoin, G., Barnes, S.-J., Cheng, L.Z., Chouteau, M., Constantin, M.,  
Dare, S., Dupuis, C., Stevenson, R., et Williams-Jones, A.E.

MB 2017-17

**Avertissement**

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.



## **PROJET TERRES RARES AU QUÉBEC**

### **RAPPORT FINAL**

Wavrant, L.-M.<sup>1</sup>, Sappin, A.-A.<sup>1</sup>, Beland, C.M.J.<sup>2</sup>, Chartier-Montreuil, W.<sup>3,4</sup>, Fleury, F.<sup>1</sup>, Zhao, P.<sup>5</sup>, Beaudoin, G.<sup>1</sup>, Barnes, S.-J.<sup>3</sup>, Cheng, L.Z.<sup>6</sup>, Chouteau, M.<sup>5</sup>, Constantin, M.<sup>1</sup>, Dare, S.<sup>3,4</sup>, Dupuis, C.<sup>1</sup>, Stevenson, R.<sup>7</sup>, Williams-Jones, A.E.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Université Laval

<sup>2</sup> McGill University

<sup>3</sup> Université du Québec à Chicoutimi

<sup>4</sup> Université d'Ottawa

<sup>5</sup> École Polytechnique de Montréal

<sup>6</sup> Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

<sup>7</sup> Université du Québec à Montréal

**Réseau Divex – Université Laval**

**29 juin 2017**

## Table des matières

<b>Table des matières</b> .....	<b>ii</b>
<b>Liste des figures</b> .....	<b>x</b>
<b>Liste des tableaux</b> .....	<b>xiv</b>
<b>Liste des annexes</b> .....	<b>xv</b>
<b>Introduction</b> .....	<b>1</b>
<b>1. Gisements d'ETR dans le monde</b> .....	<b>2</b>
1.1. Réserves et production mondiale en ETR .....	2
1.2. Types de gisements d'ETR dans le monde .....	6
1.2.1. Gisements primaires associés aux complexes de carbonatite .....	6
1.2.2. Gisements primaires associés aux roches ignées peralcalines .....	6
1.2.3. Gisements primaires d'oxydes de fer-Cu-Au-ETR de type Kiruna ou Olympic Dam .....	7
1.2.4. Gisements primaires associés aux pegmatites, granites, migmatites hyperalumineuses à métalumineuses et skarns .....	7
1.2.5. Gisements secondaires associés aux placers et paléoplacers .....	8
1.2.6. Gisements secondaires associés aux argiles à adsorption ionique .....	8
1.2.7. Autres types de gisements d'ETR .....	8
<b>2. Indices, gîtes et gisements d'ETR au Québec</b> .....	<b>9</b>
<b>3. Objectifs du projet Terres Rares au Québec</b> .....	<b>10</b>
<b>4. Partenaires du projet Terres Rares au Québec</b> .....	<b>11</b>
<b>5. Étude de cas - Origine de la minéralisation en terres rares dans le complexe de carbonatite d'Eldor, Québec, Canada</b> .....	<b>12</b>
5.1. Problématique de recherche .....	12
5.2. Contexte géologique régional .....	12
5.3. Contexte géologique local .....	13
5.4. Méthodologie .....	15
5.4.1. Échantillonnage .....	15
5.4.2. Étude pétrographique .....	15
5.4.3. Chimie minérale .....	16
5.4.4. Géochimie isotopique .....	16

5.5. Résultats.....	16
5.5.1. Observations pétrographiques .....	16
5.5.2. Chimie minérale.....	19
5.5.3. Géochimie isotopique .....	21
5.6. Discussion .....	22
5.7. Liste des publications et communications.....	24
<b>6. Étude de cas – Caractérisation des terres rares dans les apatites du gisement P-Ti du Lac-à-Paul dans l’anorthosite du Saguenay-Lac-Saint-Jean.....</b>	<b>25</b>
6.1. Problématique de recherche .....	25
6.2. Contexte géologique régional .....	26
6.3. Contexte géologique local .....	26
6.4. Méthodologie.....	27
6.4.1. Échantillonnage .....	27
6.4.2. Étude pétrographique .....	28
6.4.3. Chimie minérale.....	28
6.4.4. Lithogéochimie.....	29
6.4.5. Géochimie isotopique .....	29
6.5. Résultats.....	30
6.5.1. Minéralogie.....	30
6.5.2. Chimie minérale.....	32
6.5.3. Lithogéochimie.....	35
6.5.4. Géochimie isotopique .....	36
6.6. Discussion .....	38
6.6.1 Relation entre les deux unités.....	38
6.6.2 Relation entre les unités minéralisées et les ferrodiorites .....	39
6.7. Liste des publications et communications.....	41
<b>7. Étude de cas – Métallogénie des terres rares du gisement de Kipawa, Québec.....</b>	<b>43</b>
7.1. Problématique de recherche .....	43
7.2. Contexte géologique régional et local.....	43
7.3. Méthodologie.....	45
7.3.1. Étude minéralogique.....	45

7.3.2. Lithogéochimie.....	46
7.3.3. Géochimie isotopique .....	46
7.4. Résultats.....	47
7.4.1. Minéralogie .....	47
7.4.2. Lithogéochimie.....	47
7.4.3. Géochimie isotopique .....	51
7.5. Discussion .....	52
7.6. Liste des publications et communications.....	52
<b>8. Projet intégrateur – Étude pétrophysique et géophysique des gîtes de terres rares au Québec.....</b>	<b>54</b>
8.1. Contexte de l'étude .....	54
8.2. Contexte géologique.....	55
8.2.1. Gisement Ashram .....	55
8.2.2. Gisement du Lac-à-Paul .....	58
8.3. Méthodologie.....	59
8.3.1. Mesures des propriétés physiques.....	59
8.3.2. Processus et acquisition des données géophysiques .....	60
8.4. Résultats.....	61
8.5. Discussion .....	67
8.6. Liste des publications et communications.....	67
<b>9. Projet intégrateur – Signature isotopique en Sm-Nd des principaux gîtes d'éléments des terres rares au Québec.....</b>	<b>68</b>
9.1. Problématique de recherche .....	68
9.2. Contexte géologique des secteurs d'étude .....	69
9.2.1. Complexe de carbonatite de St-Honoré.....	69
9.2.2. Complexe de carbonatite du Lac Shortt.....	70
9.2.3. Intrusion alcaline de Crevier.....	72
9.2.4. Pegmatites du lac Okaopéo.....	74
9.3. Méthodologie.....	74
9.3.1. Échantillonnage .....	74
9.3.2. Séparation minérale et broyage des roches et minéraux .....	78

9.3.3. Analyses des éléments traces .....	78
9.3.4. Géochimie isotopique .....	79
9.4. Résultats.....	84
9.4.1. Lithogéochimie.....	84
9.4.2. Isotopes Sm-Nd .....	85
9.5. Discussion .....	85
9.6. Liste des publications et communications.....	87
<b>10. Discussion .....</b>	<b>88</b>
10.1. Contexte géologique général .....	88
10.2. Minéralisations en ETR .....	89
10.3. Cibles géophysiques .....	90
10.4. Lithogéochimie.....	91
10.5. Géochimie isotopique .....	92
<b>11. Conclusion.....</b>	<b>93</b>
<b>12. Références.....</b>	<b>96</b>

## Liste des figures

- Figure 1.1.** (A) Réserves mondiales et (B) production mondiale en ETR en 2015. Données tirées de Gambogi (2016).....3
- Figure 4.1.** Principaux partenaires du projet Terres Rares mené par le réseau d'innovation DIVEX et le MERN..... 11
- Figure 5.1.** Carte géologique simplifiée du Complexe de carbonatite d'Eldor, d'après Schmidt (2013). Abréviation: ETRflc = fluorocarbonates de terres rares..... 14
- Figure 5.2.** Diagramme ternaire de la classification des carbonatites de Gittins et Harmer (1997) montrant les compositions lithogéochimiques des différentes carbonatites du gisement Ashram et de sa bordure..... 14
- Figure 5.3.** Images par cathodoluminescence d'échantillons représentatifs. (A) Dolomite précoce (rouge) entourée par de la dolomite riche en fer (brun foncé) et recoupée par des veines d'apatite (blanche), fluorite (bleu), et fluorocarbonates de terres rares (rose foncé), zone BD; (B); Veine d'apatite, finement grenue, à texture saccharoïde et présentant une luminescence blanche, bréchifiant la carbonatite dolomitique de la zone BD (C) Amas d'apatite, grossièrement grenue, idiomorphe, et présentant une luminescence verte, caractéristique des unités de bordure ; (D) Zonation complexe dans la fluorite présentant une luminescence bleue et verte, zone MHREO..... 17
- Figure 5.4.** Images en électrons rétrodiffusés de minéraux d'ETR. (A) Xenotime-(Y) et monazite-(Ce) remplissant une cavité dans la zone MHREO; (B) Veine de monazite-(Ce) et aeschynite-(Y) dans la zone MHREO; (C) Monazite-(Ce) ± veines de fluorite, représentatives des textures des zones A et B (dol = dolomite) ; (D) Fluorocarbonates de terres rares (blanc) et apatite (gris pâle) disséminés dans une brèche de dolomite dans la zone BD..... 18
- Figure 5.5.** Images en électrons rétrodiffusés montrant les relations entre l'apatite (ap), la monazite-(Ce) (mnz) et les fluorocarbonates de terres rares (ETRflc). L'apatite est entourée par la monazite-(Ce), qui est à son tour encerclée par les fluorocarbonates de terres rares. .... 19
- Figure 5.6.** Contenus en  $Nd_2O_3$  vs  $ThO_2$  de la bastnäsité-(Ce) (à gauche) et de la monazite-(Ce) (à droite). Les variations de compositions de la bastnäsité-(Ce) des zones B, A et MHREO définissent une tendance linéaire positive. La bastnäsité-(Ce) de la zone BD est plus riche en

Nd. Les variations de compositions de la monazite-(Ce) de la zone MHREO et de la monazite-(Ce) pauvre en Nd des zones B et A définissent une tendance linéaire positive. La pente de cette tendance correspond à celle définie pour la bastnäsite-(Ce). Quelques monazites-(Ce) des zones B et A sont plus riches en Nd..... 20

**Figure 5.7.** Profils d'ETR normalisés aux chondrites de la monazite-(Ce) et de l'apatite. Normalisation d'après McDonough et Sun (1995)..... 21

**Figure 5.8.** Compositions isotopiques du C et de l'O des carbonates provenant de toutes les lithologies du complexe de carbonatite d'Eldor. Le champ mantellique est tiré de Keller et Hoefs (1995) et le champ des carbonatites ignées primaires est tiré de Taylor *et al.* (1967). ..... 22

**Figure 6.1 :** Carte de localisation du Lac-à-Paul dans l'anorthosite de Lac-St-Jean, située au nord de Chicoutimi. Modifiée de Fredette (2006)..... 26

**Figure 6.2.** Moyennes des concentrations en ETR normalisées au manteau primitif des apatites de chaque lame mince à l'étude dans le cas des troctolites/anorthosites nelsonitiques (en haut) et des péridotites nelsonitiques (en bas). Normalisation d'après McDonough et Sun (1995)..... 33

**Figure 6.3.** Bilans de masse indiquant la proportion d'ETR retrouvée dans l'apatite (en haut) et les amphiboles (en bas). ..... 34

**Figure 6.4.** Moyennes des teneurs en ETR total des apatites selon leur emplacement par rapport à l'échantillon le plus à l'ouest..... 35

**Figure 6.5.** Moyennes des concentrations en ETR des unités minéralisées normalisées au manteau primitif. Normalisation d'après McDonough et Sun (1995). ..... 36

**Figure 6.6.** Ratios isotopiques des unités minéralisées en comparaison avec les anorthosites et les ferrodiorites. Avec LAP = Lac-à-Paul. .... 37

**Figure 6.7.** Ratios isotopiques des roches encaissantes en comparaison avec les unités nelsonitiques. Ces ratios sont dépendants de l'âge des roches et les encaissants sont donc représentés par les valeurs extrêmes..... 38

**Figure 6.8.** Teneurs en ETR total versus les ratios La/Sm des apatites classées selon leur association minérale. Les apatites des péridotites nelsonitiques (en bleu) sont clairement distinctes des apatites associées aux amas de péridotites nelsonitiques contenus dans les troctolite nelsonitiques (en violet)..... 39

<b>Figure 6.9.</b> Concentrations en ETR des ferrodiorites (roche totale) en comparaison avec les concentrations d'ETR du magma parent théorique (en ombragé) normalisées au manteau primitif. Normalisation d'après McDonough et Sun (1995). .....	40
<b>Figure 7.1.</b> Carte géologique régionale du gîte de Kipawa et colonne stratigraphique (d'après Saucier <i>et al.</i> , 2013). Les datations U-Pb sur zircons sont tirées de Currie et van Breemen (1996) et van Breemen et Currie (2004). .....	44
<b>Figure 7.2.</b> Exemples de minéraux contenant des ETR au gîte de Kipawa. A) Carottes de forage montrant plusieurs grains d'eudialyte en rose. Diamètre de la carotte: 4,7 cm, B) Échantillon de syénite pegmatitique contenant de l'eudialyte et de l'agrellite. Pointe du crayon: 1cm, C) Vlasovite, gittinsite et eudialyte. Largeur de la photographie: 4 cm. Photographies: Frédéric Fleury. ....	45
<b>Figure 7.3.</b> Coupe schématique des zones minéralisées du gîte de Kipawa (d'après Saucier <i>et al.</i> , 2013). .....	46
<b>Figure 7.4.</b> Vue en plan du gîte de Kipawa montrant les sites de forages dont les carottes ont été analysées dans le cadre de cette étude. ....	47
<b>Figure 7.5.</b> Profils par groupe lithologique des concentrations moyennes des terres rares normalisées aux chondrites (valeurs des chondrites de Sun et McDonough, 1989). ....	48
<b>Figure 7.6.</b> Diagramme des composantes principales (DP1 et DP3) des échantillons de Kipawa avec les principaux pôles identifiés. ....	49
<b>Figure 7.7.</b> Diagramme des composantes principales des échantillons de Kipawa avec les différentes tendances identifiées. ....	50
<b>Figure 7.8.</b> Diagramme d'évolution isotopique montrant la gamme d'âge modèle des échantillons de Kipawa (majoritairement entre 2,5 et 2,3 Ga) qui coupent la droite d'évolution du manteau appauvri. ....	51
<b>Figure 8.1.</b> Carte géologique de la propriété Eldor (Gagnon <i>et al.</i> , 2012). Géologie modifiée d'après Clark et Wares (2004). .....	56
<b>Figure 8.2.</b> Minéralisation en ETR du gisement Ashram (Gagnon <i>et al.</i> , 2012). ....	57
<b>Figure 8.3.</b> Carte géologique et zones minéralisées du gisement du Lac-à-Paul (Arianne Phosphate Inc., 2013). ....	59
<b>Figure 8.4.</b> (A) Porosité et (B) susceptibilité magnétique en fonction de la densité saturée des échantillons prélevés dans différentes zones du gisement Ashram. ....	62

**Figure 8.5.** (A) Champs magnétique résiduel; (B) Concentration équivalente de potassium; (C) Concentration équivalente d'uranium; (D) Concentration équivalente de thorium. Le carré blanc indique la position du gisement Ashram..... 64

**Figure 8.6.** Susceptibilité magnétique en fonction de la densité saturée pour différents échantillons recueillis dans les différentes zones du gisement du Lac-à-Paul..... 65

**Figure 8.7.** Levé magnétique couvrant le gisement du Lac-à-Paul (Arianne Phosphate Inc., 2013)..... 66

**Figure 9.1.** Carte géologique simplifiée du complexe de carbonatite de St-Honoré (tirée de Tremblay et al., 2015 et modifiée d'après Vallières *et al.*, 2013)..... 69

**Figure 9.2.** Carte géologique simplifiée du secteur de la mine d'or du Lac Shortt (modifiée d'après Prud'homme, 1990 et See, 1994)..... 71

**Figure 9.3.** Carte géologique simplifiée de l'intrusion alcaline de Crevier (tirée de Groulier *et al.*, 2014 et modifiée d'après Bergeron, 1980)..... 73

**Figure 9.4.** Carte géologique simplifiée de la région du lac Okaopéo indiquant la localisation des pegmatites étudiées (modifiée de Moukhsil *et al.*, 2014 et André-Mayer *et al.*, 2015)... 75

**Figure 9.5.** Profils des ETR normalisés aux chondrites. (A) Complexe de carbonatite de St-Honoré; (B) Complexe de carbonatite du Lac Shortt; (C) Intrusion alcaline de Crevier; (D) Pegmatites du lac Okaopéo. Valeurs des chondrites d'après Sun et McDonough (1989)..... 85

**Figure 9.6.** Diagramme  $\epsilon_{Nd}$  en fonction du temps pour le modèle CHUR et le modèle manteau 1) appauvri d'après DePaolo (1981). Champs des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) d'après DePaolo et Wasserburg (1976)..... 86

## Liste des tableaux

<b>Tableau 1.1.</b> Caractéristiques des principaux gisements d'ETR dans le monde.....	4
<b>Tableau 8.1.</b> Mesures des propriétés physiques des échantillons du gisement Ashram. ....	61
<b>Tableau 8.2.</b> Mesures des propriétés physiques des échantillons du gisement du Lac-à-Paul. .....	65
<b>Tableau 9.1.</b> Liste des échantillons utilisés dans le cadre de cette étude.....	76
<b>Tableau 9.2.</b> Analyses des éléments traces (en ppm).....	80
<b>Tableau 9.3.</b> Concentrations en Nd et Sm (en ppm) et compositions isotopiques en Nd. ...	83
<b>Tableau 10.1.</b> Âge, minéraux riches en ETR, compositions isotopiques en Nd et enrichissement en ETR des principaux gîtes d'ETR du Québec.....	94

**Liste des annexes** – Les annexes sont disponibles dans le fichier Excel : *Annexe-Rapport-Final-Terres-Rares.xls*

**Tableau A.1.** Liste des occurrences, indices et gîtes en ETR au Québec (données extraites de la base de données du SIGEOM)

**Tableau B.1.** Localisation des échantillons

**Tableau B.2.** Analyses microsonde (WDS) des monazites du gisement Ashram

**Tableau B.3.** Analyses microsonde (WDS) des fluorocarbonates de terres rares du gisement Ashram

**Tableau B.4.** Analyses microsonde (WDS) des xénotimes du gisement Ashram

**Tableau B.5.** Analyses microsonde (WDS) des apatites du gisement Ashram

**Tableau B.6.** Données LA-ICP-MS converties en ppm des apatites du gisement Ashram

**Tableau B.7.** Données LA-ICP-MS non converties des apatites du gisement Ashram

**Tableau B.8.** Limite de détection des données LA-ICP-MS des apatites du gisement Ashram

**Tableau B.9.** Erreurs ( $2\sigma$ ) des données obtenues par LA-ICP-MS des apatites du gisement Ashram

**Tableau B.10.** Composition isotopique de C et d'O des roches du gisement d'Ashram

**Tableau C.1.** Nature et localisation des échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.2.** Analyses lithogéochimiques des échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.3.** Analyses lithogéochimiques des échantillons empruntés

**Tableau C.4.** Analyses de concentré d'apatite du Lac-à-Paul

**Tableau C.5.** Analyses d'olivine regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.6.** Analyses de serpentine regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.7.** Analyses de biotite regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.8.** Analyses de cummingtonite regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.9.** Analyses de pargasite regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.10.** Analyses de pyroxènes regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.11.** Analyses de plagioclases regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.12.** Analyses d'hercynite regroupées par échantillons du Lac-à-Paul

**Tableau C.13.** Moyenne des analyses d'apatite in situ par LA-ICP-MS du Lac-à-Paul

**Tableau C.14.** Moyenne des analyses d'apatite in situ par LA-ICP-MS dans les ferrodiorites du Lac-à-Paul

**Tableau C.15.** Moyenne des analyses des autres minéraux in situ par LA-ICP-MS du Lac-à-Paul

**Tableau C.16.** Analyses de Sm/Nd des roches du Lac-à-Paul

**Tableau C.17.** Analyses de Rb/Sr dans les unités minéralisées du Lac-à-Paul

**Tableau C.18.** Analyses de Rb/Sr dans les roches encaissantes, anorthosites et ferrodiorites du Lac-à-Paul

**Figure C.1.** Carte de la zone du Lac-à-Paul et des échantillons prélevés

**Figure C.2.** Concentrations en ÉTR de concentrés d'apatite correspondant à chaque unité principale du Lac-à-Paul

**Tableau D.1.** Compositions en éléments majeurs et traces des roches du gisement de Kipawa

**Tableau D.2.** Analyses Sm/Nd des roches du gisement de Kipawa

**Tableau E.1.** Propriétés géophysiques du gisement Ashram

**Tableau E.2.** Propriétés géophysiques du Lac-à-Paul

## Introduction

Les éléments des terres rares (ETR), tels que définis par l'I.U.P.A.C. (International Union of Pure and Applied Chemistry), constituent un groupe de 17 éléments (15 lanthanides, scandium (Sc) et yttrium (Y)) qui se comportent chimiquement de façon similaire. Ils sont généralement subdivisés en deux grandes catégories, soit les terres rares légères (LREE = light rare earth elements) qui incluent le lanthane (La), le cérium (Ce), le praséodyme (Pr), le néodyme (Nd), le prométhium (Pm), le samarium (Sm) et l'euporium (Eu), et les terres rares lourdes (HREE = heavy rare earth elements) qui comprennent le gadolinium (Gd), le terbium (Tb), le dysprosium (Dy), l'holmium (Ho), l'erbium (Er), le thulium (Tm), l'ytterbium (Yb) et le lutécium (Lu). Les éléments de cette dernière catégorie sont moins abondants dans la croûte terrestre, généralement plus dispendieux et donc plus recherchés.

Les terres rares sont présentes dans un grand nombre de produits de la vie de tous les jours tels que les téléphones intelligents, les ordinateurs, les automobiles et les lampes. En raison de leurs propriétés magnétiques, catalysatrices et fluorescentes, elles entrent dans la production de plusieurs matériaux de haute technologie tels que les aimants, les convertisseurs catalytiques et les phosphores. Les différents ETR ont des utilisations distinctes et ne sont pas facilement substituables. L'explosion des hautes technologies au cours des dernières années a entraîné une augmentation considérable de la demande en ETR. Le principal producteur de ces éléments est la Chine qui a fourni 85% de la production mondiale en 2015 (Gambogi, 2016). Depuis la mise en place de quotas d'exportation par ce pays en 2008 la recherche de nouvelles ressources en ETR est devenue cruciale. Le Québec possède de nombreux gîtes et indices en ETR (Sappin et Beaudoin, 2015a) ce qui en fait une cible de choix pour l'exploration de ces métaux.

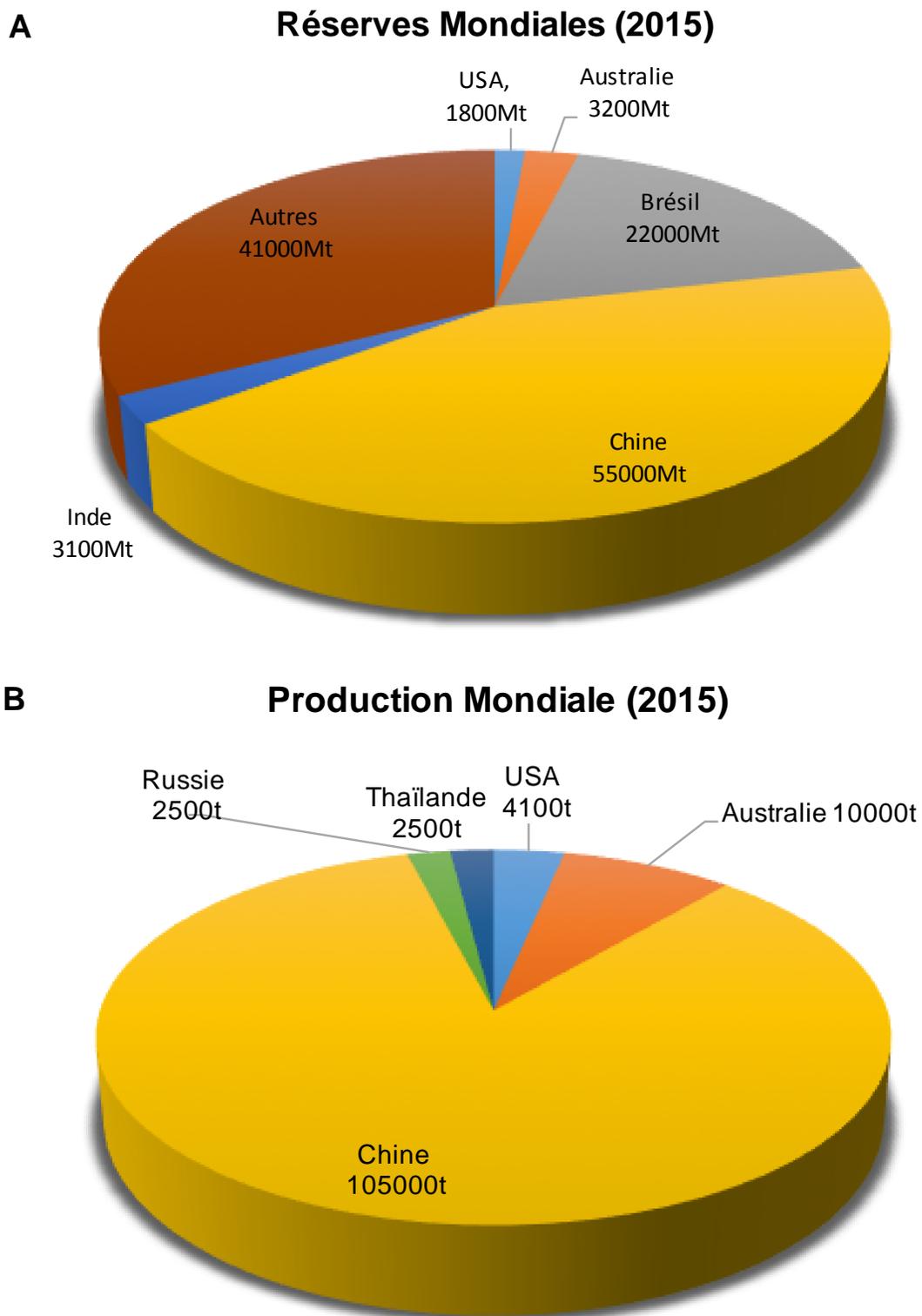
Afin d'améliorer la compréhension des processus de concentration des ETR, d'identifier les métallotectes et de développer de nouveaux outils pour l'exploration de ces métaux, le réseau d'innovation DIVEX et le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN) ont lancé en 2013 un projet de recherche sur les ETR d'une durée de 5 ans. Ce projet comprend trois études de cas et deux projets intégrateurs. Les études de cas portent sur la métallogénie des gîtes Ashram et de Kipawa et sur la

caractérisation des ETR dans les apatites du gisement P-Ti du Lac-à-Paul. Les deux projets intégrateurs visent à comprendre les caractéristiques pétrophysiques et géophysiques et les compositions isotopiques en Sm-Nd des gisements d'ETR. Ce présent rapport fait état des recherches réalisées et des avancées effectuées au cours de ce projet de recherche dans la compréhension du mode de formation des gîtes d'ETR au Québec. Dans un premier temps, l'état des connaissances sur les gisements d'ETR dans le monde et au Québec sera exposé. Les objectifs ainsi que les partenaires du projet Terres Rares seront ensuite présentés. Les 5 parties suivantes comprendront les descriptions des contextes géologiques régionaux et locaux des études de cas et des projets intégrateurs, ainsi que la présentation des méthodes utilisées, des résultats et des interprétations préliminaires. Enfin, une courte discussion/conclusion permettra de synthétiser l'ensemble de ces résultats.

## **1. Gisements d'ETR dans le monde**

### ***1.1. Réserves et production mondiale en ETR***

Il est difficile de donner une estimation précise des réserves mondiales en ETR en raison de la disponibilité et de la qualité des données. Les chiffres publiés semblent toutefois indiquer que les principales réserves sont contenues par la Chine et le Brésil (Gambogi, 2016; Fig. 1.1A). La part représentée par le Canada reste à estimer. La Chine reste le premier producteur mondial avec 105 000 tonnes d'ETR produites en 2015, soit 85% de la production mondiale des ETR (Gambogi, 2016; Fig. 1.1B). La Chine possède le plus grand gisement d'ETR au monde, le gisement de Fe-Nb-ETR de Bayan Obo dont les ressources sont estimées à 48 Mt titrant à 6% d'oxydes de terres rares totales (TREO; Smith *et al.*, 2016). Ce gisement semble être associé à un ancien complexe de carbonatite presque totalement altéré en dolomite massive (e.g. Sun *et al.*, 2013; Fan *et al.*, 2016). Le second producteur d'ETR est l'Australie avec 10 000 tonnes d'ETR produites en 2015, soit 8% de la production mondiale, suivie par les États-Unis avec une production de 4 100 tonnes d'ETR en 2015, soit 3% de la production mondiale (Gambogi, 2016; Fig. 1.1B). Les gros gisements de ces deux pays (Mount Weld et Mountain Pass respectivement) sont également associés à des carbonatites. Outre ces importants producteurs, d'autres dépôts sont à des stades avancés d'exploration (Tableau 1.1).



**Figure 1.1.** (A) Réerves mondiales et (B) production mondiale en ETR en 2015. Données tirées de Gambogi (2016).

**Tableau 1.1.** Caractéristiques des principaux gisements d'ETR dans le monde

Gisement	Propriétaire	Pays	Phase de développement	Ressource		Âge (Ma)	Province	Référence
				Tonnage (Mt)	TREO (%)			
<i>Roches Alcalines</i>								
Bokan Mountain	Ucore Rare Metals Inc.	Etats-Unis (Alaska)	Étude Économique de Préfaisabilité	5,8	0,6	177	Cordillère Canada-Alaska	Bentzen <i>et al.</i> (2013) Dostal <i>et al.</i> (2014)
Browns Range	Northern Minerals Ltd.	Australie	Étude de Faisabilité	9	0,63	1646	Craton Nord-Australien	Northern Mineral (2015)
Dubbo	Alkane Resources	Australie	Étude de Faisabilité	73,3	0,89	170-220	Champs de Magmas Alcalins de Toongi	Alkane Resources (2012) Spandler et Morris (2016)
Kvanefjeld	Greenland Minerals	Groenland	Étude de Faisabilité	673	1,09	1160	Province de Gardar	Sørensen (2001) Greenland Minerals (2015)
Norra Karr	Tasman Metals Ltd.	Suède	Étude de Préfaisabilité	31,1	0,61	1490	Ceinture Orogénique Svecofennian	Short <i>et al.</i> (2015) Sjovqvist (2015)
Round Top	Texas Rare Earth Resources Corp.	États-Unis (Texas)	Étude Économique de Préfaisabilité	905,9	0,06	Crétacé	Province Magmatique de Trans-Pecos	Hulse <i>et al.</i> (2014)
<i>Carbonatites</i>								
Bayan Obo	CN Northern Rare Earth (Grp)	Chine	En Opération	48	6	1400	Craton du Nord de la Chine	Fan <i>et al.</i> (2016) Smith <i>et al.</i> (2016)
Bear Lodge	Rare Element Resource Ltd.	États-Unis (Wyoming)	Étude de Préfaisabilité	31,1	2,68	2200	Province du Wyoming	Dahlberg (2014) Moore <i>et al.</i> (2015)
Gakara	Rainbow Rare Earths Ltd.	Burundi	Développement des Réserves	0,25	54,3	587	Rift Est africain	Rainbow Rare Earths (2015)
Lofdal	Namibia Rare Earths Inc.	Namibie	Étude Économique de Préfaisabilité	1,7	0,59	765	Ceinture Orogénique du Damara	Wall <i>et al.</i> (2008) Dodd <i>et al.</i> (2014)
Mountain Pass	Molycorp Inc.	États-Unis (Californie)	Entretien et Maintenance	31,6	6,57	1375	?	Castor (2008) Verbaan <i>et al.</i> (2015)
Mt Weld CLD	Lynas Corp. Ltd.	Australie	En Opération	14,9	9,73	2025	Craton d'Yilgarn	Lynas Corporation (2005) Hoatson <i>et al.</i> (2011)

**Tableau 1.1.** Caractéristiques des principaux gisements d'ETR dans le monde (suite)

Gisement	Propriétaire	Pays	Phase de développement	Ressource		Âge (Ma)	Province	Référence
				Tonnage (Mt)	TREO (%)			
Ngualla	Peak Resources	Tanzanie	Étude de Préfaisabilité	31,1	4,19	1000	Rift Est Africain	Peak Ressources (2014)
Songwe Hill	Mkango Resources Ltd.	Malawi	Étude de Préfaisabilité	31,1	1,48	Jurassique-Crétacé	Province Alcaline de Chilwa	Broom-Fendley (2014) Croll <i>et al.</i> (2014)
Zandkopsdrift	Frontier Rare Earths Ltd.	Afrique du Sud	Étude de Préfaisabilité	31,1	1,89	56	Province Métamorphique de Namaqua-Natal	Harper <i>et al.</i> (2015)
<i>Argiles</i>								
Serra Verde	Mineracao Serra Verde	Brésil	Étude de Préfaisabilité	909	0,16	540	?	Rocha <i>et al.</i> (2013, 2014)
Tantalus	Tantalus Rare Earths AG	Madagascar	Développement des Réserves	627,7	0,09	Cénozoïque	Province d'Antsiranana	Desharnais <i>et al.</i> (2014)
<i>Veines d'Apatite</i>								
Nolans Bore	Arafura Resources Ltd.	Australie	Étude de Faisabilité	55,9	2,59	1880-1870	Province Aileron	Arafura Ressources (2014)
Steenkampskraal	Great Western Minerals GRP Ltd.	Afrique du Sud	Étude de Faisabilité	0,7	14	1046	Province Métamorphique de Namaqua-Natal	Clay <i>et al.</i> (2014)

**Abréviation:** TREO = oxydes de terres rares totales

## **1.2. Types de gisements d'ETR dans le monde**

Les gisements d'ETR peuvent être classés en fonction des processus à l'origine de la minéralisation, soit les processus primaires (processus magmatiques et/ou hydrothermaux) et les processus secondaires (sédimentation et lessivage; e.g. Walters *et al.*, 2011) ou en fonction de la nature des unités hôtes de la minéralisation (e.g. Simandl, 2014). Afin de pouvoir comparer les différents types de gîtes d'ETR dans le monde versus au Québec, les gisements mondiaux seront présentés selon la classification proposée par Sappin et Beaudoin (2015a) pour les gîtes d'ETR québécois qui prend en compte leur association génétique (primaire versus secondaire) et lithologique.

### **1.2.1. Gisements primaires associés aux complexes de carbonatite**

Les carbonatites sont des roches ignées intrusives ou extrusives, définies comme contenant plus de 50% de minéraux carbonatés. Ces roches sont communément associées aux contextes d'extension continentale, aux zones de fracture intraplaque ou aux zones de rift (Simandl, 2015). Les carbonatites et les roches alcalines associées sont reconnues pour contenir des teneurs économiques en ETR (Mariano, 1989). Les terres rares légères sont principalement exploitées dans les dépôts associés aux carbonatites (Simandl, 2014). On les retrouve en majorité dans les dépôts porteurs de bastnäsites et de monazite, tels que le gisement de Bayan Obo (Mongolie intérieure, Chine) ou de Mountain Pass (Californie, États-Unis).

### **1.2.2. Gisements primaires associés aux roches ignées peralcalines**

Les roches ignées peralcalines sont enrichies en  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  comparativement à  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Elles cristallisent dans les environnements continentaux en extension, anorogéniques, en association avec des structures crustales majeures (Jaireth *et al.*, 2014). Les gisements associés aux intrusions peralcalines sont enrichis en terres rares lourdes (Castor et Hedrick, 2006). On retrouve beaucoup de ces dépôts au Canada (e.g. gisement Nechalacho dans les Territoires du Nord-Ouest, gisement Hoidas au Saskatchewan), au Groenland (e.g. gisements

Kvanefjeld et Kringlerne associés au complexe intrusif Ilímaussaq) et dans la péninsule de Kola (e.g. gisements du complexe intrusif de Lovozero).

### **1.2.3. Gisements primaires d'oxydes de fer-Cu-Au-ETR de type Kiruna ou Olympic Dam**

Les gisements d'oxydes de fer-Cu-Au sont constitués d'un groupe de gisements pauvres en sulfures, contenant plus de 20% de magnétite pauvre en Ti et/ou d'hématite d'origine hydrothermale, présentes sous forme de brèches, de veines, de minéralisations disséminées et de lentilles massives (Corriveau, 2007). Ils se forment dans les rifts tardi- à post-orogéniques dans les environnements intra-cratoniques, intra-arcs et arrière-arcs en extension, le long de failles et de contacts géologiques (Corriveau, 2007). L'exemple le plus représentatif de ce type de gîte est le gisement d'Olympic Dam (Australie) dont la zone bréchique contient 3 000 à 5 000 ppm TREO tandis que la zone centrale à hématite et quartz est encore plus riche (Reynolds, 2000). Les principaux minéraux porteurs de la minéralisation en ETR dans les gisements d'oxydes de fer-Cu-Au-(ETR) sont la bastnäsite, la fluorencite, ainsi que la synchysite (Simandl, 2014).

### **1.2.4. Gisements primaires associés aux pegmatites, granites, migmatites hyperalumineuses à métalumineuses et skarns**

Les pegmatites, les granites et les migmatites sont généralement syn- à tardi-tectoniques (Sappin et Beaudoin, 2015a). Ils se forment dans les environnements orogéniques continentaux lors d'épisodes de métamorphisme de haut grade et d'anatexie crustale (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les skarns, quant à eux, se mettent en place dans les environnements orogéniques où des intrusions felsiques sont injectées dans des roches sédimentaires calcaires (Sappin et Beaudoin, 2015b). Ces gisements sont généralement caractérisés par de faibles tonnages et de faibles concentrations en minéraux riches en ETR (Chakhmouradian et Zaitsev, 2012). Parmi les nombreux gîtes appartenant à cette catégorie, il est possible de citer les pegmatites d'Ytterby (Suède) et du massif Khibina (Russie) et les skarns de Saima (Chine) et de Skye (Royaume-Uni).

### **1.2.5. Gisements secondaires associés aux placers et paléoplacers**

Les placers et paléoplacers sont des zones d'alluvions où sont concentrés des minéraux lourds résistants à l'altération chimique et à l'abrasion mécanique. Ces minéraux sont issus de l'altération et du lessivage de différents types de roches incluant des dépôts primaires et des roches ignées (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les placers et paléoplacers sont la source de métaux précieux, d'U, de Zr, d'oxydes de Ti, de minéraux porteurs de Ta et Nb et de minéraux porteurs d'ETR (Simandl, 2014). Dans ces dépôts, les ETR sont exploités comme sous-produits (Castor et Hedrick, 2006). On retrouve des gisements de ce type en exploitation à Chavar en Inde (Walters *et al.*, 2011).

### **1.2.6. Gisements secondaires associés aux argiles à adsorption ionique**

Les dépôts d'argiles à adsorption ionique sont des croûtes altérées pouvant atteindre une épaisseur de 20m (Simandl, 2014). Ces argiles se développent communément suite à une altération biochimique intense dans un climat subtropical (chaud et humide), mais peuvent également se retrouver dans les environnements marins profonds (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les dépôts associés aux argiles à adsorption ionique sont généralement riches en terres rares lourdes (Sappin et Beaudoin, 2015b). Ils forment des gisements à faibles teneurs et forts tonnages, mais ils demeurent néanmoins économiques puisqu'ils sont faciles à traiter et à exploiter (Sappin et Beaudoin, 2015b). En effet, la libération des ETR peut se faire *in situ* ou par lixiviation en utilisant des solutions de chlorures de sodium ou de sulfates d'ammonium (Simandl, 2014). Bien entendu, ces techniques ont une forte empreinte écologique. Les dépôts associés aux argiles exploités les plus connus sont localisés dans le sud de la Chine.

### **1.2.7. Autres types de gisements d'ETR**

Quelques types de gîtes d'ETR sont présents dans le monde, mais non répertoriés au Québec. Parmi ces gîtes, il est possible de citer les veines à monazite±apatite, les latérites, les gîtes sédimentaires de phosphate, ou encore les nodules de manganèse et les gîtes associés à des grès. Les veines à monazite±apatite sont retrouvées communément dans des roches métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites (Simandl, 2014). Un des

exemples majeurs de ce type de gîte comprend les veines à monazite-apatite-quartz du gisement de Steenkampskraal situé en Afrique du Sud (Tableau 1.1). Ces veines sont des sources historiques de Th et d'ETR (Simandl, 2014). Les latérites riches en ETR se forment suite à l'enrichissement supergène en ETR des profils latéritiques situés au-dessus de corps intrusifs composés de carbonatites ou de roches mafiques à ultramafiques (Jaireth *et al.*, 2014). Le gisement de Mount Weld, en Australie, est un bon exemple de gîte latéritique qui résulte du lessivage intense de carbonatite riche en ETR (Tableau 1.1). Les gîtes de phosphate d'origine sédimentaire peuvent localement contenir des teneurs élevées en ETR, tels que le gîte Melovoye, au Kazakhstan (Jaireth *et al.*, 2014; Simandl, 2014). L'identification de contenus relativement élevés en ETR dans les apatites associées aux gîtes de phosphate d'origine ignée semble indiquer que ces gîtes, comme celui de P-Ti du Lac-à-Paul au Québec, pourraient également représenter un intérêt pour l'exploration des ETR. Enfin, les nodules de manganèse retrouvés dans les fonds océaniques constituent une bonne source en ETR, de même que certains grès enrichis en terres rares lourdes et en Y (p. ex., indices dans le bassin d'Athabasca au Saskatchewan; Jaireth *et al.*, 2014; Simandl, 2014).

## **2. Indices, gîtes et gisements d'ETR au Québec**

Au Québec, les nombreux indices, gîtes et gisements d'ETR ont été subdivisés par Sappin et Beaudoin (2015a) en six principaux types, soit les gîtes associés à des complexes de carbonatite, les gîtes associés aux roches ignées peralcalines, les gîtes d'oxydes de fer-Cu-Au contenant des ETR, les gîtes associés aux roches ignées hyperalumineuses/métalumineuses et aux skarns, les gîtes formés dans des placers ou paléoplacers et les gîtes formés dans des argiles. Les minéralisations en ETR associées aux complexes de carbonatite (e.g. Oka, Niobec, Crevier, Montviel, Lac Shortt, Ashram) ont été principalement mises en place le long des corridors structuraux de Waswanipi-Saguenay et d'Ottawa-Bonnechère et dans la Fosse du Labrador et ont été formées entre le Néoarchéen et le Crétacé (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les indices associés aux roches ignées peralcalines (e.g. Strange Lake, Misery Lake, Kipawa) se retrouvent pour l'essentiel dans la Province de Churchill et celle de Grenville et sont d'âge Mésoprotérozoïque (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les indices d'oxydes de fer-Cu-Au-ETR sont plus rares au Québec. Ils sont d'âge Néoprotérozoïque et se concentrent dans la région de Manitou (propriété Kwyjibo), dans la

Province de Grenville (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les indices associés aux roches ignées hyperalumineuses/métalumineuses et aux skarns sont au contraire très nombreux (e.g. indices de la région du lac Okaopéo, Haltaparche, Baie-Mercier). Ils ont été mis en place entre l'Archéen et le Protérozoïque (Sappin et Beaudoin, 2015b). On les retrouve en grande partie dans la Province de Grenville, mais également dans la Province du Supérieur et de Churchill (Sappin et Beaudoin, 2015b). Les principaux indices associés aux placers/paléoplacers ont été formés du Cambrien à l'Holocène, dans les Orogènes de l'Ungava et des Appalaches (e.g. Wares, Sappin et Beaudoin, 2015b). Enfin, à l'heure actuelle, seule une occurrence minéralisée reliée à des argiles à adsorption ionique a été identifiée au Québec. Celle-ci est associée au gîte cambrien d'alumine de Grande-Vallée, situé dans l'Orogène des Appalaches (Sappin et Beaudoin, 2015b).

Une mise à jour de la liste présentée par Sappin et Beaudoin (2015a) des indices, gîtes et gisements d'ETR identifiés au Québec est disponible en annexe (Tableau A.1).

### **3. Objectifs du projet Terres Rares au Québec**

Les objectifs spécifiques du projet Terres Rares sont les suivants:

- Reconstruire l'évolution magmatique des intrusions enrichies en ETR
- Déterminer les concentrations en ETR durant la cristallisation fractionnée
- Établir la nature et l'origine des fluides hydrothermaux responsables de l'altération et de la redistribution des ETR et documenter les conditions physico-chimiques de ces fluides
- Établir le cadre géodynamique favorable à la formation des différents types de minéralisation en ETR au Québec
- Établir les caractéristiques pétrophysiques des différents types de minéralisation en ETR au Québec
- Développer des modèles géophysiques raffinés pour détecter les gîtes d'ETR et/ou leurs roches encaissantes au Québec

#### 4. Partenaires du projet Terres Rares au Québec

Les principaux partenaires impliqués dans le projet Terres Rares de DIVEX/MERN sont Commerce Resources, Ariane Phosphate, Matamec Explorations, Abitibi Géophysique et Mitacs (Fig. 4.1).

### Partenaires

---



**Figure 4.1.** Principaux partenaires du projet Terres Rares mené par le réseau d'innovation DIVEX et le MERN.

## **5. Étude de cas – Origine de la minéralisation en terres rares dans le complexe de carbonatite d’Eldor, Québec, Canada**

Ce projet de recherche, débuté en janvier 2015, est réalisé par Caitlin Beland (Étudiante au doctorat, Université McGill) sous la supervision du professeur Anthony E. Williams-Jones (Université McGill).

### ***5.1. Problématique de recherche***

Les carbonatites sont une source importante d’ETR. Historiquement, la source de ces métaux a été considérée comme étant d’origine magmatique. Toutefois, des études récentes suggèrent que les fluides (carbo)hydrothermaux ont joué un rôle important dans la formation des gisements d’ETR associés aux carbonatites (Buhn et Rankin, 1999; Costanzo *et al.*, 2006; Moore *et al.*, 2015; Xie *et al.*, 2015). Le complexe de carbonatite d’Eldor et son gisement Ashram fournissent un laboratoire naturel idéal pour identifier les processus dominants (magmatiques et hydrothermaux) dans la formation de la minéralisation, et ainsi développer des vecteurs d’exploration vers les gisements économiques en ETR.

L’objectif global de ce projet est de proposer un modèle pour la formation de la minéralisation en ETR du gisement Ashram dans le contexte de l’évolution de la carbonatite d’Eldor. Plus spécifiquement, ce projet de recherche a pour but de comprendre le lien entre la minéralisation et la carbonatite dolomitique hôte des ETR et de déterminer l’évolution du système en termes de processus magmatiques et hydrothermaux, ainsi que le rôle que ces derniers ont joué dans la mise en place de la minéralisation.

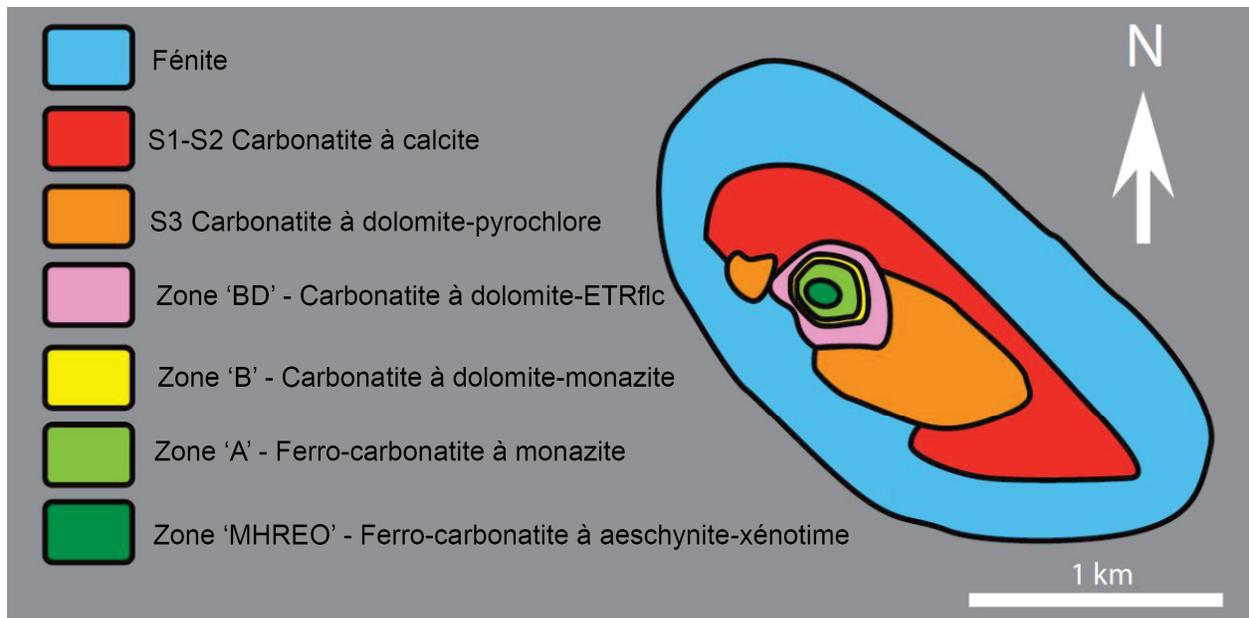
### ***5.2. Contexte géologique régional***

Le complexe de carbonatite d’Eldor est situé approximativement à 130 km au sud de Kuujuaq, dans le nord du Québec, au Canada. Il est encaissé dans les roches de la Fosse du Labrador qui forment l’avant-pays de l’Orogène du Nouveau-Québec, une ceinture de chevauchement paléoprotérozoïque, plissée et située à la marge est de la Province du Supérieur (Clark et Wares, 2004). La Fosse du Labrador est un bassin protérozoïque formé par un rift, comprenant trois cycles volcaniques et sédimentaires, séparés par des discordances érosionnelles (Clark et Wares, 2004). La carbonatite d’Eldor a été injectée à la

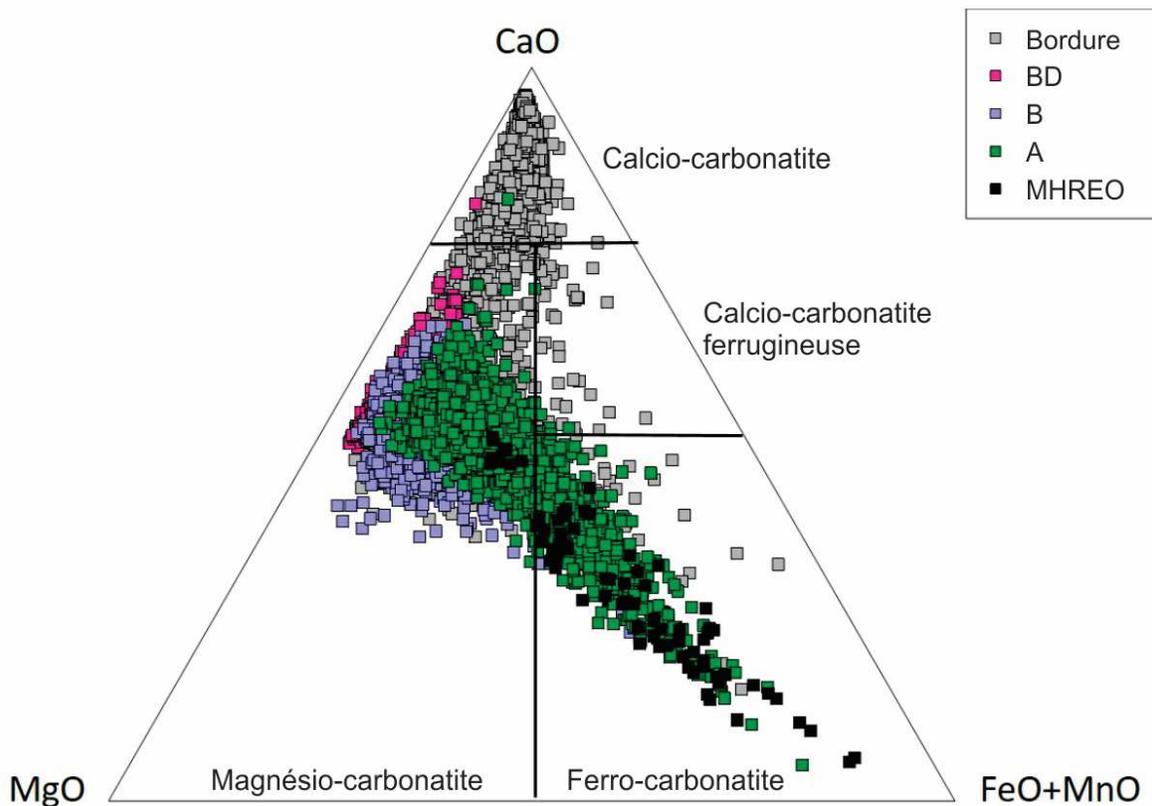
fin du deuxième cycle, au cours de la mise en place de la Formation volcano-sédimentaire de Murdoch. L'âge de mise en place de la carbonatite a été déterminé à  $1870 \pm 4$  Ma par Machado *et al.* (1997) grâce à la datation U-Pb d'une rhyodacite de la Formation de Murdoch. Ces derniers ont suggéré que la formation de la carbonatite d'Eldor a été contemporaine au dépôt de la Formation d'Aulneau, comprenant des dolomites tuffacées et des tufs dolomitiques (Dressler et Ciesielski, 1979). Clark et Wares (2004) ont interprété la Formation d'Aulneau comme étant composée de carbonatites d'origine volcanique et de carbonates d'origine sédimentaire interlités, suggérant que la carbonatite d'Eldor est un complexe igné sub-volcanique mis en place dans un contexte marin peu profond.

### ***5.3. Contexte géologique local***

Le complexe de carbonatite d'Eldor est un corps elliptique (Fig. 5.1) constitué d'une série d'intrusions de carbonatite dont la composition varie de calcio-carbonatite, magnésio-carbonatite, à ferro-carbonatite (Fig. 5.2). Le complexe est composé d'une bordure et d'un noyau. Le gisement d'ETR Ashram est localisé dans le noyau du complexe. Bien que les roches bordant le noyau soient plus abondantes, elles sont sous-représentées dans la Figure 5.2 puisque les forages ont été concentrés dans le cœur du complexe contenant le gisement Ashram. Dans l'ensemble, les relations entre les différents lithofaciès ne sont pas claires, en particulier dans le coeur affecté par l'altération hydrothermale de manière significative, mais variable. Par exemple, le contact entre S3 et la magnésio-carbonatite de la zone BD n'a pas pu être défini avec précision.



**Figure 5.1.** Carte géologique simplifiée du Complexe de carbonatite d'Eldor, d'après Schmidt (2013). Abréviations: ETRflc = fluorocarbonates de terres rares.



**Figure 5.2.** Diagramme ternaire de la classification des carbonatites de Gittins et Harmer (1997) montrant les compositions lithogéochimiques des différentes carbonatites du gisement Ashram et de sa bordure.

Le gisement Ashram comprend trois zones minéralisées principales: BD, B et A. La zone MHREO est considérée comme appartenant à la zone A, bien qu'elle ait été mise en place ultérieurement. La zone BD, la plus externe, est constituée de magnésio-carbonatite riche en apatite. Dans cette zone, la minéralisation est contenue dans des fluorocarbonates de terres rares ((bastnäsite-(Ce) [ETR<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>F], parisite-(Ce) [Ca(Ce,La)<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>F<sub>2</sub>], synchisite-(Ce) [CaCe(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>F]). La zone B comprend également de la magnésio-carbonatite, mais l'assemblage dominant est fluorite + monazite (ETRPO<sub>4</sub>). Cet assemblage est également présent dans la ferro-carbonatite de la zone A. La zone la plus interne (MHREO) est également composée de ferro-carbonatite, recoupant la zone A, elle est donc la phase la plus jeune de la carbonatite. Cette zone contient de la monazite-(Ce) et une quantité mineure de xénotime-(Y) [YPO<sub>4</sub>] et d'aeschynite-(Y) [(Y,Ca,Fe)(Ti,Nb)<sub>2</sub>(O,OH)<sub>6</sub>].

## **5.4. Méthodologie**

### **5.4.1. Échantillonnage**

Des échantillons de carottes de forage et d'affleurements (n=444) ont été collectés sur le site entre janvier 2015 et septembre 2016 (Tableau B.1). La stratégie d'échantillonnage a été de collecter des échantillons représentatifs de chaque lithologie tout en portant une attention particulière aux zones minéralisées. Des échantillons typiques des contacts lithologiques, des contacts d'altération, ainsi que des variations de textures et de couleurs au sein d'une même unité ont également été ciblés. Un scintillomètre a été utilisé pour aider à distinguer les différentes unités minéralisées et une lampe UV a été utilisée pour identifier l'apatite à grains fins durant l'échantillonnage.

### **5.4.2. Étude pétrographique**

Une étude pétrographique préliminaire a été effectuée en utilisant la microscopie optique couplée à la microscopie électronique à balayage (MEB) à l'Université McGill (Québec, Canada). Le MEB, équipé d'un spectromètre à énergie dispersive, a été particulièrement utile pour l'identification des minéraux économiques et l'observation de leurs relations texturales dans les échantillons très finement grenus du complexe d'Eldor. La cathodoluminescence (CL) a été essentielle pour identifier les différentes générations

d'apatite et de fluorite, ce qui n'aurait pu être fait efficacement en utilisant l'imagerie en électrons rétrodiffusés (BSE).

### **5.4.3. Chimie minérale**

Les teneurs en éléments majeurs ont été déterminés par microsonde électronique (EPMA) à l'Université McGill pour l'apatite (n=336) et pour les minéraux porteurs de la minéralisation, soit la monazite (n=352), la bastnäsite (n=155), la parisite (n=126), la synchisite (n=20), le xénotime (n=78) et l'aeschynite (n=59). Les teneurs en éléments traces ont été déterminés par spectromètre de masse à torche plasma couplée à l'ablation laser (LA-ICP-MS) à l'Université McGill pour l'apatite (n=108). Les données de chimie minérale sont disponibles en annexe (Tableaux B.2 à B.9).

### **5.4.4. Géochimie isotopique**

Les compositions isotopiques de l'O et du C ont été analysés (n=145) par spectromètre de masse à ratios isotopiques (IRMS) à l'Université McGill pour chaque lithofaciès de l'intrusion, incluant les zones minéralisées (Tableau B.10).

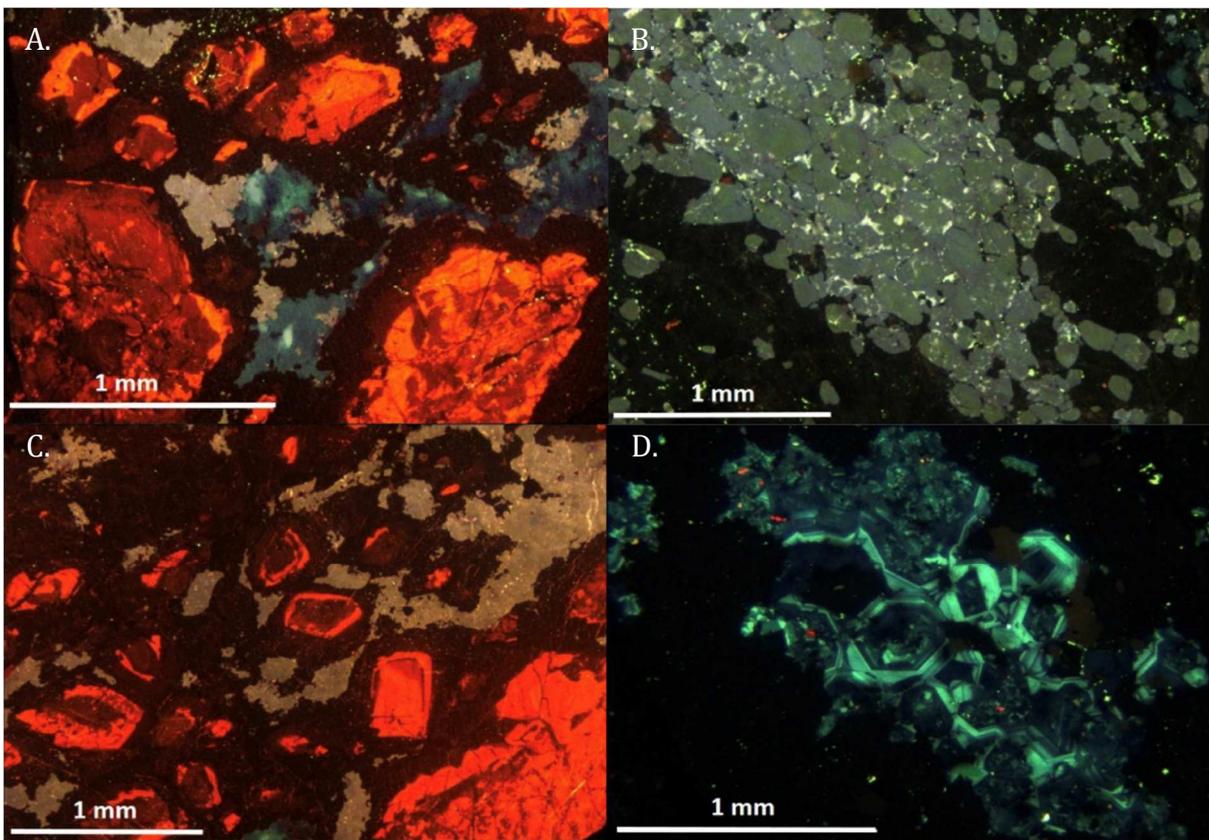
## **5.5. Résultats**

### **5.5.1. Observations pétrographiques**

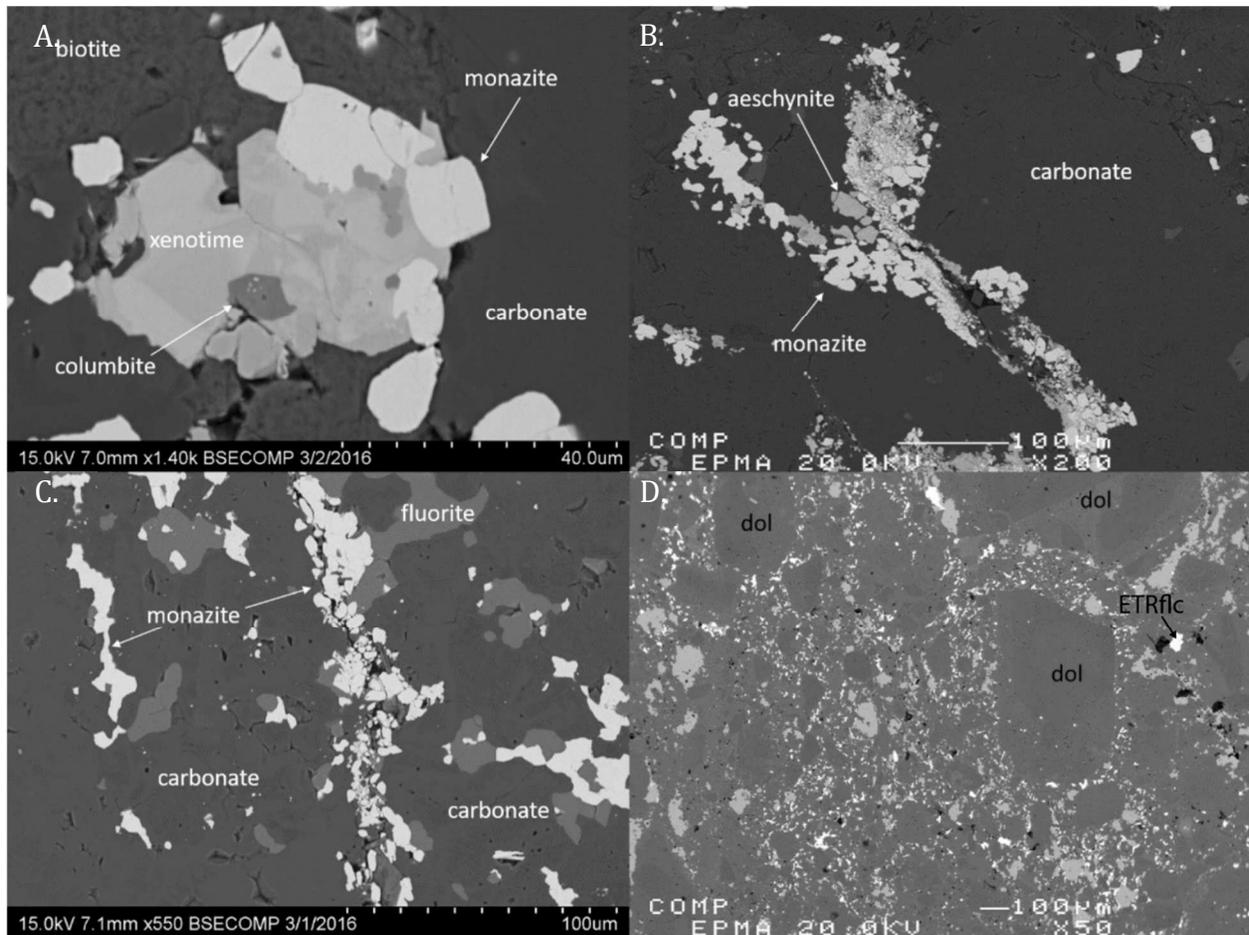
Les assemblages de minéraux primaires (magmatiques) dans les carbonatites d'Eldor sont relativement simples et incluent des assemblages de calcite, dolomite, pyrite, magnétite, apatite, phlogopite et des traces de pyrochlore (principalement dans S2 et S3). Les minéraux mafiques se concentrent sous forme d'amas et de lits. Les carbonates ont été les dernières phases minérales à cristalliser et présentent les volumes les plus importants.

Les assemblages et textures primaires sont prédominants dans les calcio-carbonatites (S1, S2). Toutes les autres unités montrent des évidences de surimpressions hydrothermales significatives, mais variables, comme démontré par les textures secondaires (e.g. veine, remplissage de cavités). Dans la zone BD, par exemple, la dolomite précoce (rouge en CL; Fig. 5.3 A et B) a été dans un premier temps bréchifiée par la ferro-dolomite (brune en CL), puis par des veines d'apatite ± fluorite ± fluorocarbonates de terres rares. L'apatite et la fluorite

sont des minéraux hydrothermaux importants dans le gisement Ashram. L'apatite apparaît dans toutes les lithologies de la bordure et de la zone BD. Dans les unités de bordure (S1, S2, S3), l'apatite est une phase primaire, grossièrement grenue, présente sous forme de cristaux ovoïdes (Fig. 5.3 C) et de couleur verte en CL. L'apatite de la zone BD est finement grenue, saccharoïde, blanche en CL et est contenue dans des veines (Fig. 5.3 B). La fluorite apparaît dans toutes les unités, de l'unité S3 vers l'intérieur du complexe igné, mais elle est plus abondante dans l'unité S3 et les zones B et A. Les observations en CL révèlent de multiples générations de fluorite (luminescence bleue et verte, Fig. 5.3 D). Dans les zones B et A, la fluorite est fortement associée à la minéralisation de monazite-(Ce) (Fig. 5.4).

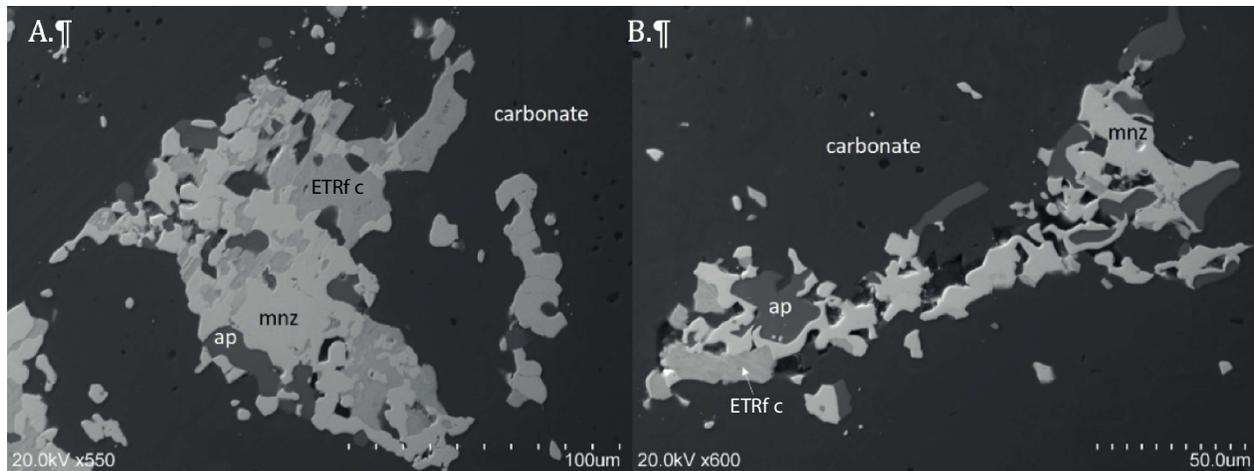


**Figure 5.3.** Images par cathodoluminescence d'échantillons représentatifs. (A) Dolomite précoce (rouge) entourée par de la dolomite riche en fer (brun foncé) et recoupée par des veines d'apatite (blanche), fluorite (bleu), et fluorocarbonates de terres rares (rose foncé), zone BD; (B) Amas d'apatite, grossièrement grenue, idiomorphe, et présentant une luminescence verte, caractéristique des unités de bordure ; (C) Veine d'apatite, finement grenue, à texture saccharoïde et présentant une luminescence blanche, bréchifiant la carbonatite dolomitique de la zone BD; (D) Zonation complexe dans la fluorite présentant une luminescence bleue et verte, zone MHREO.



**Figure 5.4.** Images en électrons rétrodiffusés de minéraux d'ETR. (A) Xenotime-(Y) et monazite-(Ce) remplissant une cavité dans la zone MHREO; (B) Veine de monazite-(Ce) et aeschynite-(Y) dans la zone MHREO; (C) Monazite-(Ce) ± veines de fluorite, représentatives des textures des zones A et B (dol = dolomite) ; (D) Fluorocarbonates de terres rares (blanc) et apatite (gris pâle) disséminés dans une brèche de dolomite dans la zone BD.

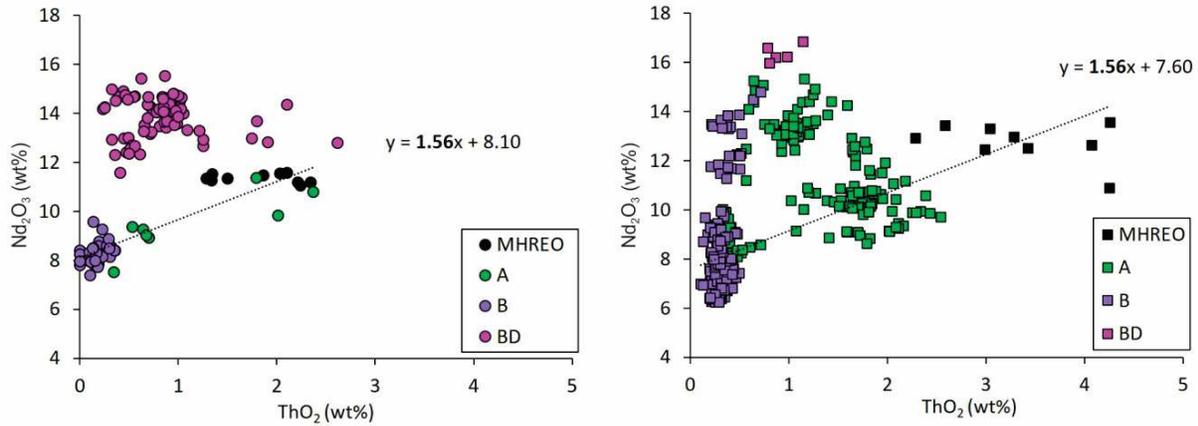
Les minéraux économiques d'ETR, la monazite-(Ce), la bastnäsité-(Ce), le xénotime-(Y) et plus rarement l'aeschynite-(Y), se retrouvent dans des veines, sous forme de remplissage de cavités, et peuvent également être disséminés dans les matrices de brèches (Fig. 5.4). Les différents minéraux d'ETR sont rarement en contact, mais quand ils le sont, les fluorocarbonates de terres rares encerclent invariablement les monazites-(Ce) (Fig. 5.4). De même, quand l'apatite et la monazite-(Ce) sont en contact, la monazite-(Ce) entoure l'apatite ou est contenue dans des fractures de l'apatite (Fig. 5.5).



**Figure 5.5.** Images en électrons rétrodiffusés montrant les relations entre l'apatite (ap), la monazite-(Ce) (mnz) et les fluorocarbonates de terres rares (ETRfc). L'apatite est entourée par la monazite-(Ce), qui est à son tour encerclée par les fluorocarbonates de terres rares.

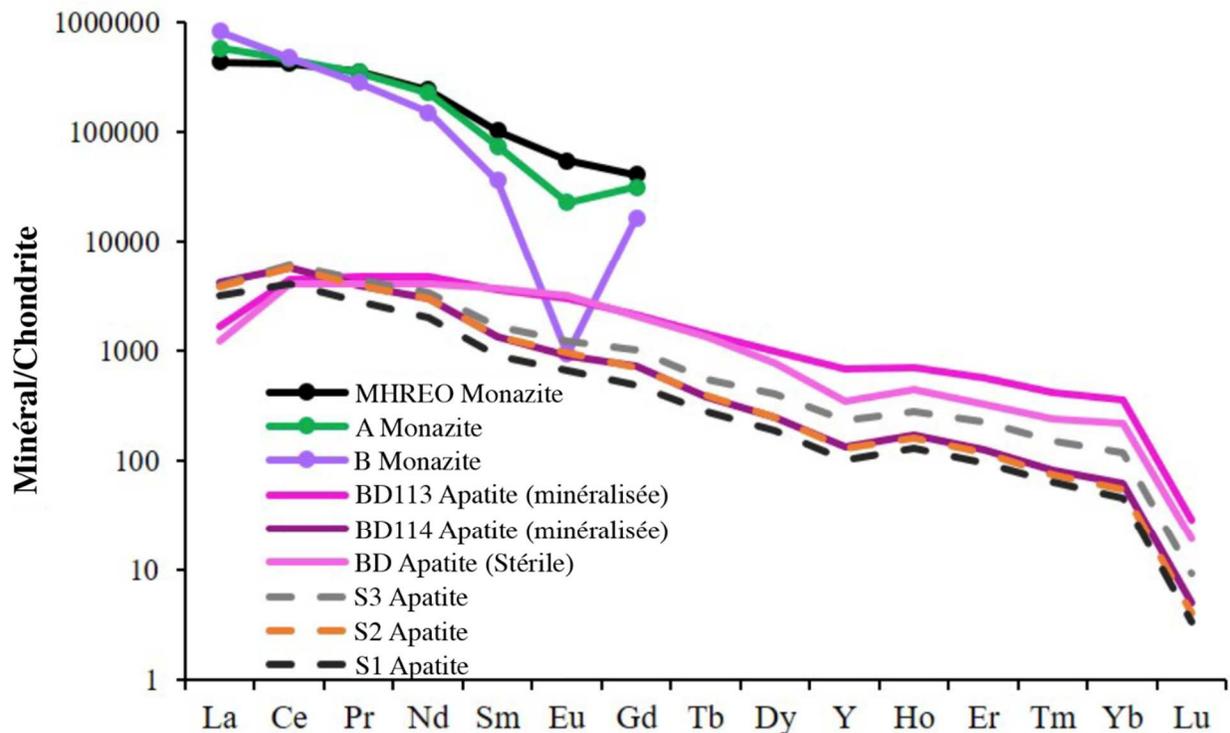
### 5.5.2. Chimie minérale

Les concentrations en éléments majeurs dans le xénotime-(Y), l'aeschynite-(Y) et l'apatite ne varient pas systématiquement au travers du gisement. En revanche, les compositions de la monazite-(Ce) et la bastnäsite-(Ce) varient selon leur position géographique dans le gisement, particulièrement leurs teneurs en  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  et  $\text{ThO}_2$  (Fig. 5.6). La monazite-(Ce) des zones A et B peut être subdivisée en deux groupes, le premier riche en Nd et le second pauvre en Nd. Les monazite-(Ce) de la zone MHREO se situent dans le groupe pauvre en Nd bien qu'elles soient relativement riches en Nd. La monazite-(Ce) pauvre en Nd et la bastnäsite-(Ce) montrent des variations similaires de leurs ratios Nd/Th en fonction de l'évolution du système (des zones B à MHREO). En outre, la monazite-(Ce) riche en Nd et la bastnäsite-(Ce) de la zone BD ont des contenus similaires en Nd et Th.



**Figure 5.6.** Contenus en  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  vs  $\text{ThO}_2$  de la bastnäsite-(Ce) (à gauche) et de la monazite-(Ce) (à droite). Les variations de compositions de la bastnäsite-(Ce) des zones B, A et MHREO définissent une tendance linéaire positive. La bastnäsite-(Ce) de la zone BD est plus riche en Nd. Les variations de compositions de la monazite-(Ce) de la zone MHREO et de la monazite-(Ce) pauvre en Nd des zones B et A définissent une tendance linéaire positive. La pente de cette tendance correspond à celle définie pour la bastnäsite-(Ce). Quelques monazites-(Ce) des zones B et A sont plus riches en Nd.

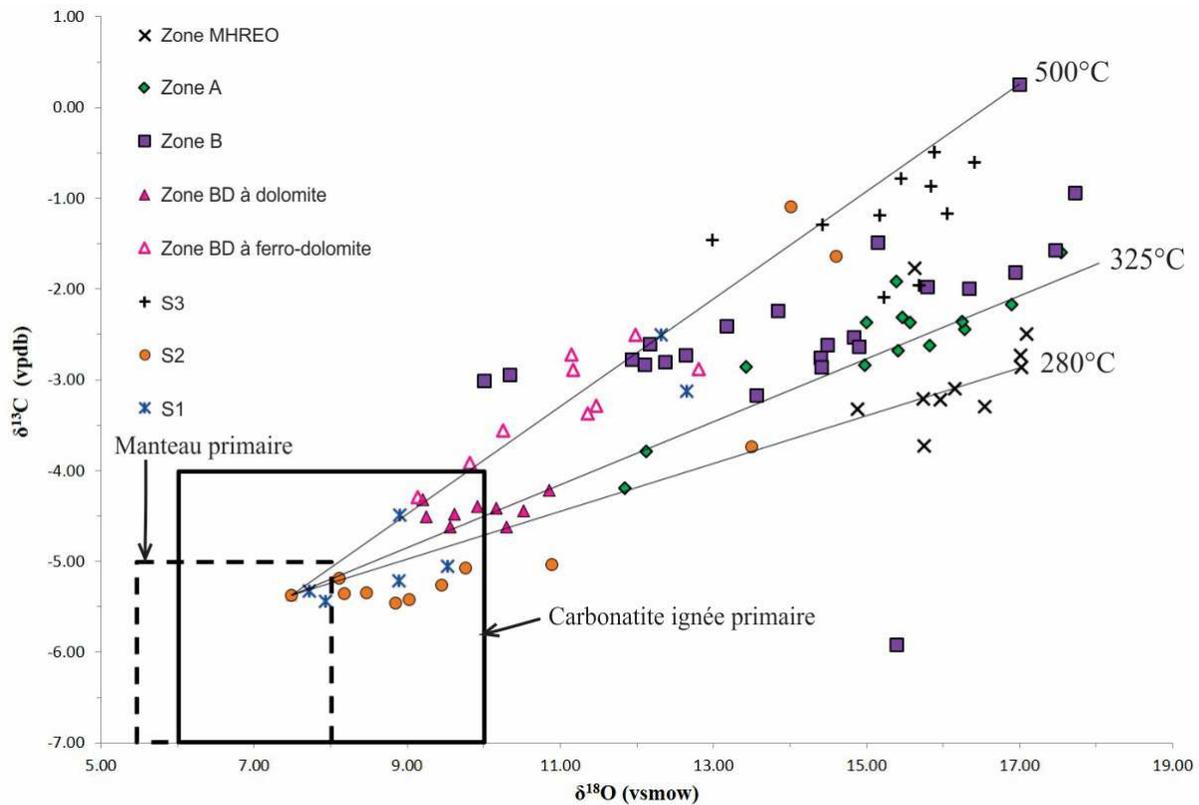
Trois types d'apatite peuvent être distingués à partir de leurs profils d'ETR normalisés aux chondrites (Fig. 5.7). La variété d'apatite de luminescence verte (S1, S2, S3) est enrichie en terres rares légères et appauvrie en terres rares lourdes. On peut noter que leurs profils sont similaires aux monazite-(Ce) malgré des teneurs plus enrichies pour les monazite-(Ce). Les apatites de luminescence blanche (apatites de la zone BD) peuvent être subdivisées en deux groupes. Le premier groupe comprend les apatites caractérisées par un fort enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes, identique aux apatites de la bordure (S1, S2, S3). Le second groupe inclut les apatites montrant des profils de terres rares intermédiaires plats. Des recherches plus approfondies pour expliquer ces similarités sont actuellement en cours.



**Figure 5.7.** Profils d'ETR normalisés aux chondrites de la monazite-(Ce) et de l'apatite. Normalisation d'après McDonough et Sun (1995).

### 5.5.3. Géochimie isotopique

Une partie des compositions isotopiques du C et de l'O des calcites contenues dans les calcio-carbonatites S1 et S2 sont situées dans le champ du manteau primaire (Keller et Hoefs, 1995). Au contraire, une forte proportion des valeurs de la calcite des calcio-carbonatites S1 et S2 et des cœurs de dolomite des grains composites de la zone BD (rouge en CL, Fig. 5.3) sont situées dans le champ des carbonatites ignées primaires (Taylor *et al.*, 1967; Fig. 5.8). Tous les autres carbonates (incluant les bordures de dolomite riche en fer des grains composites de la zone BD) ont des signatures isotopiques plus lourdes. De manière générale, on observe une évolution progressive des compositions isotopiques vers des signatures plus lourdes de l'extérieur du complexe de carbonatite vers l'intérieur, sauf pour les bordures de la zone BD et les carbonatites dolomitiques de S3.



**Figure 5.8.** Compositions isotopiques du C et de l'O des carbonates provenant de toutes les lithologies du complexe de carbonatite d'Eldor. Le champ mantellique est tiré de Keller et Hoefs (1995) et le champ des carbonatites ignées primaires est tiré de Taylor *et al.* (1967).

### 5.6. Discussion

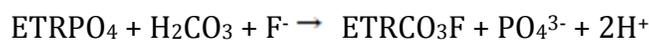
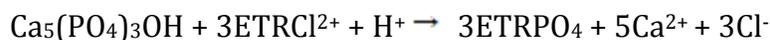
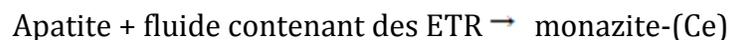
Les données d'isotopes stables du C et de l'O indiquent qu'aucune phase liquide libre n'était présente dans le système lors de la cristallisation des calcio-carbonatites (S1, S2) et de la dolomite précoce de la zone BD. Ces calcites et dolomites ont une origine magmatique. Au contraire, les signatures isotopiques du C et de l'O indiquent que les dolomites tardives, les dolomites riches en Fe et les ferro-carbonates ont été équilibrés en présence d'un fluide orthomagmatique, contenant du H<sub>2</sub>O et du CO<sub>2</sub>. Les cœurs de dolomite de la zone BD ont des compositions isotopiques moins évoluées que celles de la dolomite de S3, suggérant que la zone BD a cristallisé, au moins en partie, avant S3, contrairement aux interprétations antérieures. Des isothermes ont été calculées suivant la méthode de Trofanenko *et al.* (2016), basé sur le modèle de fractionnement de Rayleigh révisé par Ray et Ramesh (2000). Ces données font état de températures d'équilibration des carbonates progressivement plus basses vers le cœur du complexe de carbonatite d'Eldor. Ainsi, les signatures isotopiques

suggèrent qu'un système hydrothermal était actif durant la plus grande partie de la mise en place du complexe, ce qui est en accord avec les observations texturales faites pour la fluorite, l'apatite (blanche en CL) et les minéraux contenant des ETR. La présence de minéraux d'ETR dans des veines et en remplissage de cavités indique qu'ils sont formés par précipitation à partir d'un fluide hydrothermal, bien qu'elle n'élimine pas la possibilité d'une pré-concentration magmatique.

La monazite-(Ce) a été le premier minéral économique à se former, suivie par le xénotime-(Y) et la bastnäsité-(Ce). Lorsque la bastnäsité-(Ce) et la monazite-(Ce) sont en contact, la bastnäsité-(Ce) est invariablement entourée par la monazite-(Ce). Ces observations texturales, combinées avec les résultats de chimie minérale (contenus similaires en Nd et Th de la monazite-(Ce) et de la bastnäsité-(Ce)), indiquent que la bastnäsité-(Ce) s'est développée en remplacement de la monazite-(Ce) par des échanges de ligand (F<sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> pour PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>), tout en préservant la chimie originale des ETR. Les variations de compositions de la monazite-(Ce) suggèrent qu'il y a eu deux événements de minéralisation (différenciés par leurs contenus en Nd). La bastnäsité-(Ce) des zones B, A et MHREO remplace partiellement la monazite-(Ce) pauvre en Nd, tandis que la zone BD représente un remplacement total de la monazite-(Ce) riche en Nd par la bastnäsité-(Ce).

De la même façon, lorsque l'apatite et la monazite-(Ce) sont en contact, la monazite-(Ce) est soit adjacente à l'apatite, soit dans l'apatite, suggérant qu'elle remplace l'apatite en substituant ETR<sup>3+</sup> à Ca<sup>2+</sup>. De plus, leurs distributions normalisées aux chondrites sont très similaires ce qui indique que la monazite-(Ce) a hérité ses ETR de l'apatite enrichie en terres rares légères.

Les mécanismes de dépôt proposés pour la monazite-(Ce) et la bastnäsité-(Ce) sont les suivants:



Les changements de pH du système exercent un contrôle important sur les processus de dépôt de la minéralisation en ETR du gisement Ashram. Ces observations suggèrent qu'Ashram a eu une longue histoire dans laquelle la combinaison d'enrichissement de zone magmatique et de remobilisation hydrothermale a contribué à la formation d'un gisement d'ETR dans un complexe de carbonatite ayant un potentiel considérable quant aux possibilités d'exploitation.

### ***5.7. Liste des publications et communications***

#### ***Affiche***

Beland, C.M.J., Williams-Jones, A.E., 2016. La nature de la minéralisation en éléments de terres rares du gîte Ashram, Complexe carbonatitique d'Eldor au Québec. Québec Mines 2016, Québec, Québec.

#### ***Présentation orale***

Beland, C.M.J., Williams-Jones, A.E., 2016. The nature of REE mineralization in the Ashram deposit, Eldor carbonatite complex, Québec. Atelier Divex, Les minéralisations en terres rares, Montréal, Québec.

## **6. Étude de cas – Caractérisation des terres rares dans les apatites du gisement P-Ti du Lac-à-Paul dans l'anorthosite du Saguenay-Lac-Saint-Jean**

Ce projet de recherche, débuté en septembre 2014, est réalisé par William Chartier-Montreuil (Étudiant à la maîtrise, Université d'Ottawa) sous la supervision des professeurs Sarah Dare (Université d'Ottawa), Sarah-Janes Barnes (UQAC) et Ross Stevenson (UQAM).

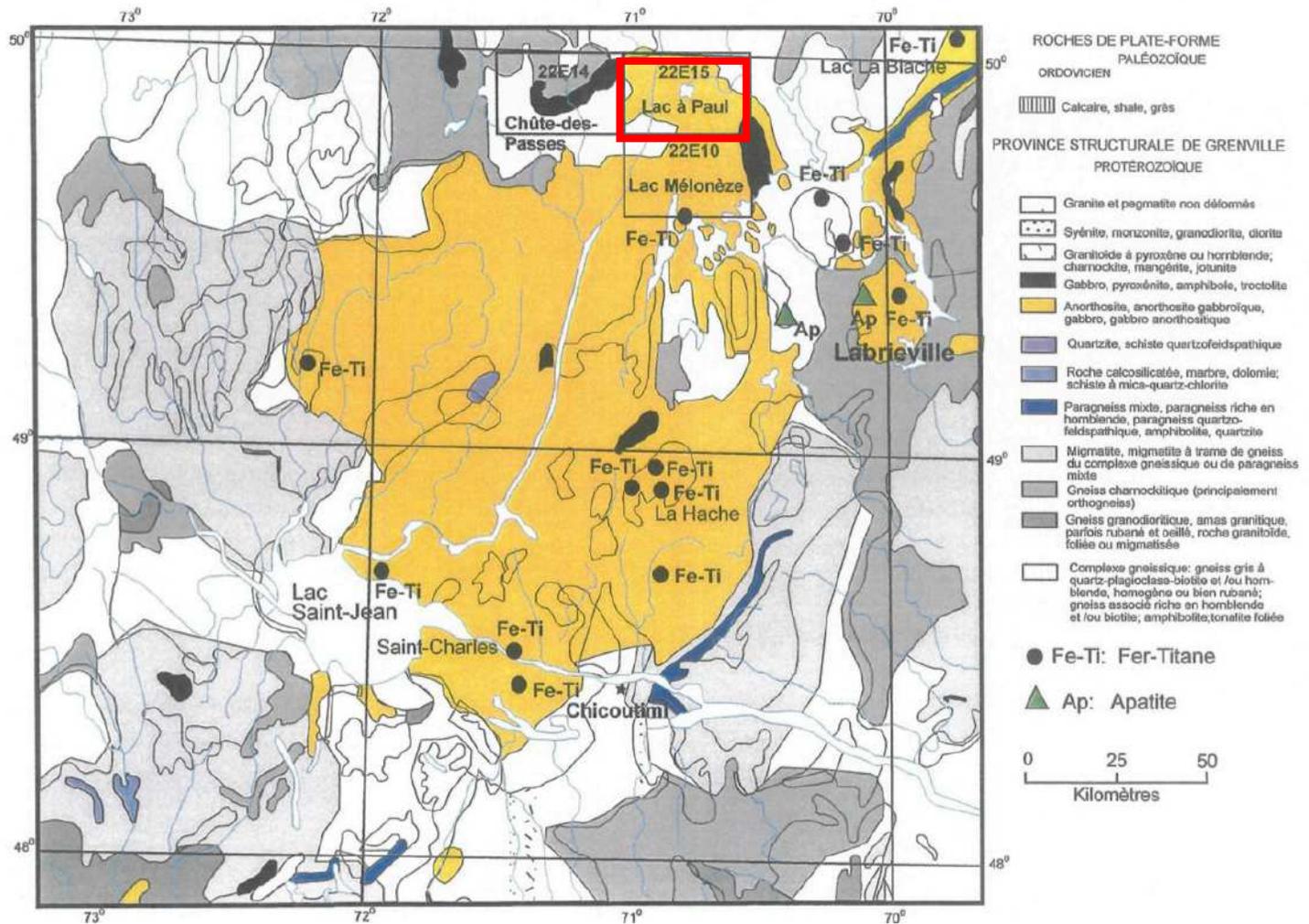
### ***6.1. Problématique de recherche***

Les apatites sont des minéraux enrichis en ETR présentant un fort potentiel pour l'exploitation en tant que sous-produits dans les gisements de type Fe-Ti-P. Ces gisements sont très courants dans les complexes anorthositiques du Protérozoïque, notamment au Québec (Corriveau *et al.*, 2007), mais leur processus de formation est encore un important sujet de débat. La cristallisation fractionnée d'un liquide riche en Fe-Ti-P et l'immiscibilité de deux liquides, l'un silicaté et l'autre riche en Fe-Ti-P, sont les deux hypothèses présentement acceptées par la communauté (Philpotts, 1967; Scoates *et al.*, 2010; Chen *et al.*, 2013; Zhou *et al.*, 2013; Charlier *et al.*, 2015).

Cette étude a donc pour but d'améliorer notre compréhension des gisements de Fe-Ti-P. Pour ce faire, elle se concentre sur le Lac-à-Paul, un gisement de P-Ti appartenant présentement à la compagnie Ariane Phosphate Inc qui prévoit y exploiter l'apatite (702 Mt de ressources mesurées et indiquées à 7,16% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en date du communiqué de presse du 18 février 2015 de la compagnie). Cette étude devra en premier lieu s'assurer que l'apatite est bel et bien le minéral hôte des ETR, ainsi que déterminer les facteurs qui influencent leur distribution à travers le gisement. Il sera alors possible de déterminer la composition en ETR du magma parent des unités minéralisées en utilisant la composition de l'apatite. Ceci couplé avec une étude isotopique des couples Sm-Nd et Rb-Sr devraient permettre d'établir si les différentes unités minéralisées sont cogénétiques et si celles-ci sont apparentées aux dykes ferrodioritiques situés à proximité et considérés comme le magma parent par Fredette (2006).

## 6.2. Contexte géologique régional

Le gisement du Lac-à-Paul se situe dans la partie nord de la Suite Anorthositique de Lac-St-Jean (SALSJ; Fig. 6.1 et C.1). Ce complexe date de 1,160 à 1,135 Ga (Hébert *et al.*, 2009) et se situe dans la ceinture allochtone de l'Orogène de Grenville.



**Figure 6.1 :** Carte de localisation du Lac-à-Paul dans l'anorthosite de Lac-St-Jean, située au nord de Chicoutimi. Modifiée de Fredette (2006).

## 6.3. Contexte géologique local

Le gisement du Lac-à-Paul est un dépôt stratiforme d'environ 4km de longueur par 500m de largeur. Il est encaissé dans des unités anorthositiques. Il est composé de deux unités minéralisées dites nelsonitiques, c'est-à-dire enrichies en oxydes de fer et en apatite.

La péridotite nelsonitique se retrouve à la base supposée du gisement, au nord. C'est une unité finement grenue, composée d'olivine riche en fer, d'oxydes de fer et d'apatite (7-12% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). L'unité sus-jacente, au sud, est une troctolite nelsonitique composée en majorité de plagioclases, d'apatite (4-6% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) et d'oxydes de fer avec des compositions variables en olivine et en pyroxène. L'unité est composée de grains plus grossiers que la péridotite nelsonitique qui peuvent même atteindre à certains endroits des tailles mégacrystiques. Entre les deux unités, une troisième unité nommée la « zone de mélange » peut être retrouvée. Celle-ci est composée d'une succession de bandes centimétriques à métriques de péridotite nelsonitique et de troctolite nelsonitique intercalées, ou d'un mélange coalescent de ces deux unités. Des dykes ferrodioritiques finement grenus sont présents à proximité du dépôt et sont potentiellement liés à la formation du gisement (Fredette, 2006).

## **6.4. Méthodologie**

### **6.4.1. Échantillonnage**

Au total, 56 échantillons ont été prélevés sur le terrain du Lac-à-Paul. De ceux-ci, 29 proviennent d'affleurements alors que 27 proviennent de 5 forages réalisés par Ariane Phosphate Inc. Trente-huit d'entre eux sont des échantillons minéralisés, 8 sont des ferrodiorites et 5 proviennent de l'encaissant sud (leuconorites, leucotroctolites et anorthosites). Ils ont été choisis en se basant sur les observations d'Ariane Phosphate Inc. afin d'avoir une distribution homogène autant au niveau latéral que stratigraphique, en prenant soin d'avoir une bonne diversité d'unités. De plus, 3 concentrés d'apatite provenant d'échantillons des différentes unités minéralisées ont été fournis par Ariane Phosphate et 7 échantillons collectés à proximité du dépôt, dont 3 anorthosites et 4 orthogneiss et paragneiss encaissants, ont été empruntés à d'autres études (Huss, 2002; Fredette, 2006) pour le volet isotopique de ce projet. Les détails de l'échantillonnage sont présentés en annexe (Tableau C.1 et Fig. C.1).

### 6.4.2. Étude pétrographique

Quarante-quatre lames minces ont été produites à l'Université d'Ottawa (Ontario, Canada). Huit lames minces supplémentaires provenant des travaux de Rioux (2015) sur le décapage situé à l'extrême ouest du gisement ont également été empruntées.

### 6.4.3. Chimie minérale

Quatorze lames minces provenant d'échantillons minéralisés ont été analysées à la microsonde (JEOL 8230 SuperProbe) à l'Université d'Ottawa. Au total, les éléments majeurs et traces de 319 grains d'olivine, de plagioclase, d'amphibole, de biotite, de pyroxène et d'hercynite ont été analysés. Des données pour l'apatite avaient déjà été récoltées par Desormiers *et al.* (2015).

Quarante-quatre lames minces ont été analysées par LA-ICP-MS (laser Résolution M-50 Excimer ArF (193 nm) de Resonetics couplé à un ICP-MS Agilent 7700x) à l'Université de Québec à Chicoutimi (Québec, Canada), afin d'obtenir des données précises concernant les concentrations en ETR. Vingt et une d'entre elles n'ont été analysées que pour les apatites. Au total, 452 grains d'apatite, 17 d'olivine, 10 de plagioclase, 9 d'amphibole, 4 de biotite, 6 d'ilménite et 1 d'hercynite ont été analysés. Quatre lames minces ont été réanalysées par LA-ICP-MS (laser Photon Machines Analyte Excimer (193nm) couplé à un ICP-MS Agilent 7700x) à l'Université d'Ottawa sous des conditions similaires pour obtenir 39 analyses de pyroxène et 18 d'amphibole.

Les standards de calibration utilisés ont compris NIST610 pour les apatites et les silicates et GSE pour les oxydes de fer. Les standards internes incluent  $\text{Ca}^{42}$  pour l'apatite,  $\text{Si}^{29}$  pour les silicates et  $\text{Fe}^{57}$  pour les oxydes de fer. Une apatite de Durango au Mexique (DRG-C), de même que le standard international NIST612, ont été utilisés comme matériel de référence à chaque étape du projet et ont permis de vérifier la constance des appareils. Le logiciel IgorPro de Wavemetrics avec l'application Iolite ont été utilisés pour réduire les données.

Les données de chimie minérale sont disponibles en annexe (Tableaux C.4 à C.14).

#### **6.4.4. Lithogéochimie**

Au total, 37 analyses sur roche totale ont été réalisées sur les échantillons prélevés. Elles ont toutes été menées par ALS Minerals (Colombie Britannique, Canada). Quatorze échantillons minéralisés, 5 ferrodiorites et 4 roches stériles du complexe anorthositique ont été soumis à la fusion au métaborate de lithium et analysés par XRF pour les éléments majeurs et ICP-MS pour les éléments traces. Quatre analyses ont été réalisées sur les 3 concentrés d'apatite fournis par Ariane Phosphate. Ils ont été soumis à la fusion au métaborate/tétraborate de lithium avant d'être analysés par ICP-AES pour les éléments majeurs et ICP-MS pour les éléments traces. Les échantillons ont aussi été soumis à la fusion au KOH et au Na<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (pour le chlore et le fluore respectivement) avant d'être analysés avec des électrodes ioniques spécifiques. DRG-C a aussi subi cette analyse à des fins de comparaison. Pour l'étude isotopique sur les roches situées à proximité du Lac-à-Paul, 10 analyses ont été réalisées sur 4 roches encaissantes, 3 anorthosites et 3 ferrodiorites pour vérifier leurs concentrations en Rb et en Sr. Ces échantillons ont été digérés par 4 acides (HF, HNO<sub>3</sub>, HClO<sub>4</sub> et HCl) et analysés par ICP-MS et ICP-AES. Cette méthode est comparable à la méthode de digestion pour l'étude isotopique (voir 6.4.5). Les données de lithogéochimie sont disponibles en annexe (Tableaux C.2, C.3).

#### **6.4.5. Géochimie isotopique**

Les ratios de Rb-Sr et Sm-Nd ont été analysés dans 19 échantillons. Neuf étaient des concentrés d'apatite provenant d'échantillons minéralisés, dont les 3 concentrés empruntés à Ariane Phosphate. Ceux-ci ont été analysés au GEOTOP, à l'Université du Québec à Montréal (UQAM; Québec, Canada). Des concentrés d'apatite ont été choisis parce que les apatites contiennent des quantités négligeables de Rb et il y aura donc très peu de production de Sr<sup>87</sup> radiogénique par désintégration à travers le temps. Le ratio Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> d'aujourd'hui obtenu par analyse est donc très similaire à celui présent lors de la formation de la roche (Sr/Sr initial).

Pour produire les concentrés, les échantillons ont été broyés et triés à l'Université d'Ottawa afin d'obtenir des grains entre 63 et 250 µm. Les éléments magnétiques ont été retirés à l'aide d'un aimant, de même que la plupart des autres minéraux en utilisant des

liqueurs lourdes, ne conservant que les minéraux ayant une gravité spécifique entre 3,0 et 3,35 g/c<sup>3</sup> (ce qui inclue l'apatite à 3,1-3,2 g/c<sup>3</sup>). Les autres minéraux ont été retirés par centrifugeuse à l'UQAM. Les ETR ont ensuite été isolés en utilisant des colonnes échangeuses d'ions avant d'être installés sur un filament de rhénium pour être analysés par dilution isotopique et spectrométrie de masse à thermo-ionisation (ID-TIMS) (voir Roulleau et Stevenson (2013) pour plus d'informations).

Dix autres échantillons de roche totale ont été analysés à l'Université de Carleton (Ontario, Canada) en utilisant les mêmes conditions et les mêmes standards qu'au GEOTOP. Ceux-ci incluaient 3 échantillons de ferrodiorite, 3 d'anorthosite et 4 de roches encaissantes (paragneiss et orthogneiss).

Dans les deux cas, le standard DRG-C a été analysé à des fins de comparaison entre les deux laboratoires.

Les données de géochimie isotopique sont disponibles en annexe (Tableaux C.15 à C.17).

## **6.5. Résultats**

### **6.5.1. Minéralogie**

Une analyse pétrographique a permis de mieux définir les deux unités minéralisées décrites par Ariane Phosphate au niveau macroscopique. La séparation en deux groupes a été préservée et se base principalement sur la teneur en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

#### **6.5.1.1. Péridotite nelsonitique**

Le premier groupe, plus riche en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (7-12%), contient principalement des péridotites nelsonitiques. Celles-ci sont composées en majorité d'oxydes de fer, d'apatite et d'olivine, en proportions variant entre 20 et 40% chacun. Les oxydes de fer sont principalement des ilménites avec un peu de magnétite et sont souvent associés à de l'hercynite. L'olivine est faiblement à fortement altérée en serpentine qui peut être d'une variété jaune-verdâtre ou d'une variété rougeâtre. Cette dernière semble être liée à de l'altération hydrothermale à proximité. L'olivine a aussi une couronne de pargasite à peine visible en lame mince dans la plupart des cas. À certains endroits, des clinopyroxènes de taille

moyenne, fortement altérés en oxydes de fer et en amphibole, sont répertoriés. Des plagioclases sont aussi présents en faible quantité (variable) et de façon ponctuelle. Le long du contact avec ces plagioclases, l'olivine est entourée par une couronne d'orthopyroxène disposée en dents de scie. Un mélange d'amphibole finement grenue succède à cette couronne au contact avec le plagioclase. Les oxydes de fer, lorsqu'en contact avec le plagioclase, ont habituellement une couronne de biotite rougeâtre de taille moyenne à laquelle succède un mélange de fines biotites et amphiboles au contact.

Une unité de nelsonite ultramafique, finement grenue, a aussi été identifiée à un endroit. Cette unité contient 30% d'oxydes de fer, 20% d'apatite et est complétée par de la biotite, de la pargasite et du clinopyroxène.

#### 6.5.1.2. Troctolite/anorthosite nelsonitique

Le deuxième groupe, plus pauvre en  $P_2O_5$  (4-6%), contient principalement des troctolites nelsonitiques. Cette unité est composée de plagioclases à grains moyens à très grossiers (jusqu'à mégacrystiques dans certains échantillons macroscopiques) qui sont peu à fortement séricitisés. Entre ces grains, on retrouve des amas d'olivine, d'oxydes de fer, d'apatite (3-10%) et parfois de clinopyroxène altéré en amphibole et en oxydes de fer. La proportion de plagioclases en relation avec ces amas est très variable et il peut se retrouver en minorité.

Les minéraux dans les amas ne semblent pas réagir entre eux. Toutefois, lorsqu'en contact avec le plagioclase, les minéraux sont altérés de façon similaire à ce qui a été observé dans les péridotites nelsonitiques. Dans certains cas, l'altération est particulièrement importante et l'olivine est presque complètement métamorphisée en orthopyroxène.

Des anorthosites nelsonitiques composées de plagioclase grossier, faiblement séricitisé avec de l'amphibole et de la biotite moyennement grenues sont aussi très courantes dans cette zone. Leur teneur en apatite est plus faible (1-5%) que dans les troctolites nelsonitiques.

Une orthopyroxénite contenant de la biotite et des oxydes de fer a aussi été répertoriée, mais seulement à l'extrême ouest du gisement.

### 6.5.1.3. Autres

Une analyse pétrographique, de même que des analyses lithogéochimiques, ont confirmé la nature de la «zone de mélange», c'est-à-dire qu'elle est bel et bien composée d'un mélange des deux unités décrites précédemment.

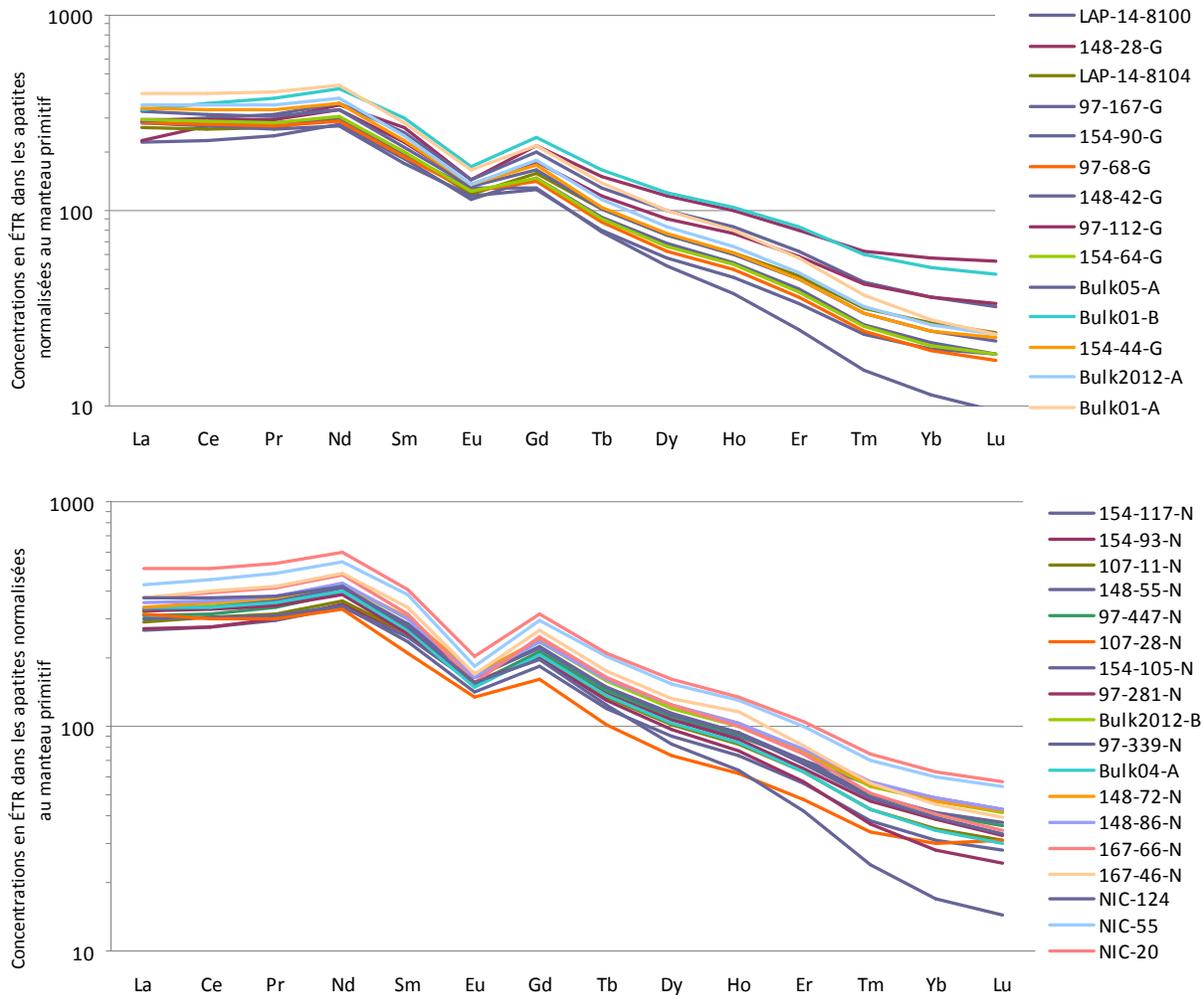
La «base» du gisement (contact nord) est formée d'une unité particulièrement riche en oxydes de fer associés à de l'hercynite, qui contient également de l'olivine avec des couronnes d'orthopyroxène présentant quelquefois une texture de symplectite. L'apatite est absente de cette unité.

Les ferrodiorites à proximité du gisement sont des roches foncées, finement grenues, retrouvées sous forme de dykes. Elles sont composées de plagioclases en majorité, avec du quartz, de la biotite et de la hornblende. De petites apatites et des oxydes de fer sont présents en faible quantité (<1%).

### 6.5.2. Chimie minérale

L'olivine est riche en fer (Mg# = 40-65%), les plagioclases sont des andésines (Ca# = 41-43%) et les orthopyroxènes métamorphiques et clinopyroxènes ont des Mg# de 47-69% et 81% respectivement. Les deux types d'amphibole, la pargasite et la cummingtonite, ont été analysés et définis à l'aide de la table Excel de Locock (2014).

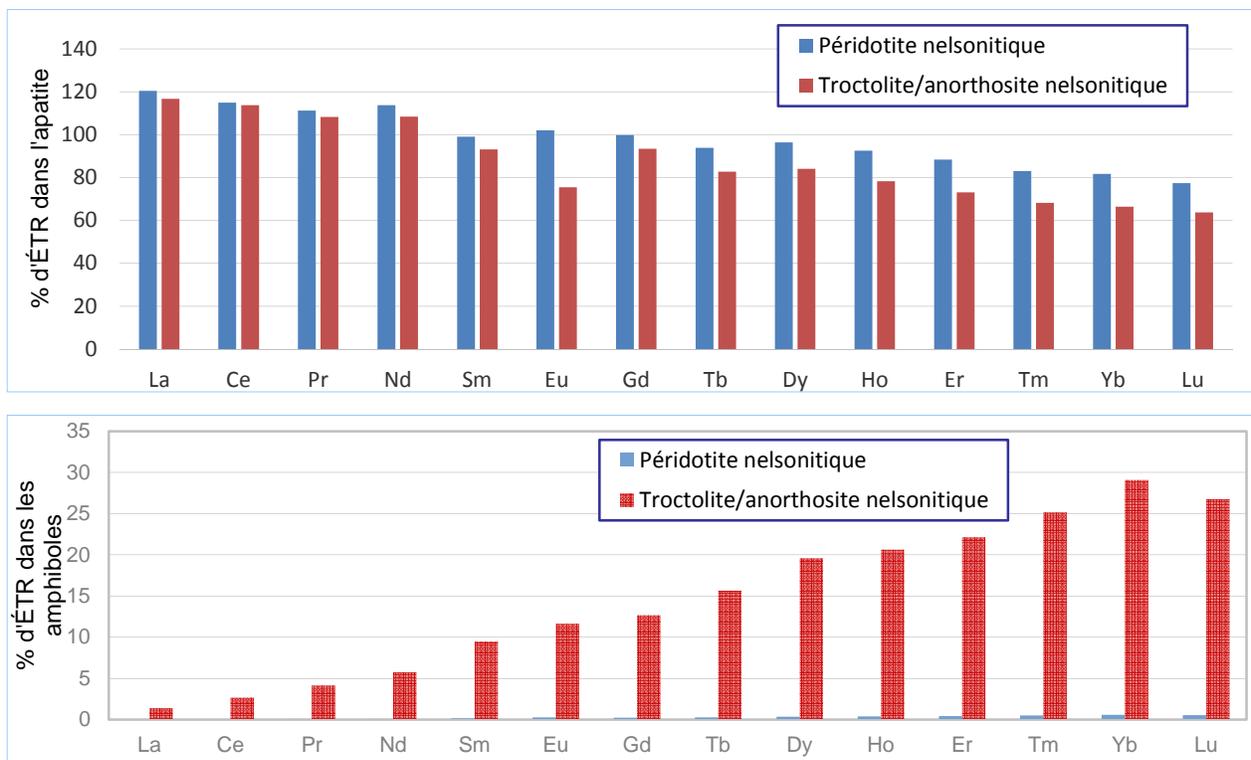
Les apatites ont été identifiées comme étant des fluoroapatites (2-4% F) par Fredette (2006), Desormiers (2015) et Pelletier (en préparation). Elles ont toutes un comportement semblable au niveau des ETR; leurs patrons de terres rares (Figs. 6.2, C.2) montrent une pente descendante représentant une meilleure compatibilité avec les terres rares légères qu'avec les lourdes et une anomalie négative en Eu, deux caractéristiques typiques de l'apatite associée avec les dépôts de Fe-Ti-P (Fredette, 2006; Tollari *et al.*, 2008). Les apatites des deux groupes nelsonitiques présentent le même comportement.



**Figure 6.2.** Moyennes des concentrations en ETR normalisées au manteau primitif des apatites de chaque lame mince à l'étude dans le cas des troctolites/anorthosites nelsonitiques (en haut) et des péridotites nelsonitiques (en bas). Normalisation d'après McDonough et Sun (1995).

Le bilan de masse a démontré que les apatites sont bel et bien l'hôte principal des ETR (Fig. 6.3). Les terres rares légères sont presque exclusivement retrouvées dans l'apatite, sauf pour le Sm qui passe à 90%. Les terres rares lourdes sont en majorité retrouvées dans l'apatite, mais une portion importante se retrouve dans la pargasite et le clinopyroxène. À noter que le bilan de masse a été réalisé en utilisant la concentration en  $P_2O_5$  des analyses de roche totale pour déterminer la quantité d'apatite, mais que la quantité d'amphibole a été déterminée avec une estimation visuelle. De plus, la pargasite et la cummingtonite sont difficiles à dissocier visuellement et sont donc combinées dans ce compte, alors que la cummingtonite ne comporte pas beaucoup d'ETR. Néanmoins, l'apport en terres rares

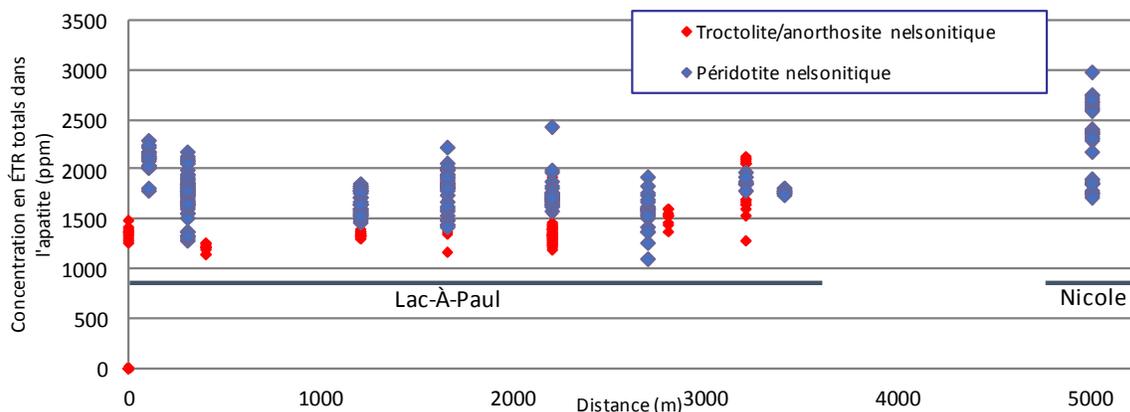
lourdes par la pargasite semble assez important et pourrait expliquer le déficit observé au niveau des apatites dans la troctolite nelsonitique. Les clinopyroxènes ont certainement un bon apport d'ETR, mais leur impact est difficile à déterminer à cause de leur présence très locale dans les lames minces observées. L'apport de l'olivine, l'orthopyroxène, la biotite, l'ilménite et l'hercynite est négligeable au niveau des ETR. Le plagioclase comble le manque d'Eu observé dans les apatites des troctolites/anorthosites nelsonitiques. Des grenats ont été répertoriés sur le terrain, mais aucun n'a pu être analysé. Même s'ils sont habituellement enrichis en terres rares lourdes, leur concentration est trop faible pour que leur apport soit significatif.



**Figure 6.3.** Bilans de masse indiquant la proportion d'ETR retrouvée dans l'apatite (en haut) et les amphiboles (en bas).

Malgré leur comportement semblable, la distribution des ETR dans les apatites n'est pas totalement homogène. La Figure 6.4 montre que les concentrations en ETR total de l'apatite varient entre 1000 et 3000 ppm. Malheureusement, il est difficile de définir ce qui produit ce phénomène. La figure semble montrer une hausse des ETR en allant vers l'est du dépôt, mais ces données sont faussées par les forages à l'extrême est appartenant à la Zone

Nicole, zone qui n'est pas nécessairement liée directement au gisement du Lac-à-Paul. Autrement, il n'y a pas de tendance latérale distincte. La composante stratigraphique ne semble pas être un facteur dans une même unité, bien qu'en général, les apatites sont plus riches en ETR dans les péridotites nelsonitiques que dans les troctolites nelsonitiques (Fig. C.2). L'apatite est très difficilement altérée, mais une altération hydrothermale peut remobiliser les ETR (Boudreau et McCallum, 1990). Toutefois, en comparant des échantillons frais avec des échantillons altérés, il ne semble n'y avoir aucune différence dans la composition des apatites. Aussi, aucune différence n'est observée dans deux échantillons à proximité d'une veine hydrothermale. Leur taille n'a pas d'influence, de même que leurs associations minéralogiques. Un système à multiples injections ou un magma légèrement hétérogène pourraient expliquer les variations rencontrées. Des échantillons prélevés dans un rayon plus rapproché pourraient aider à déterminer les facteurs de distribution des ETR.

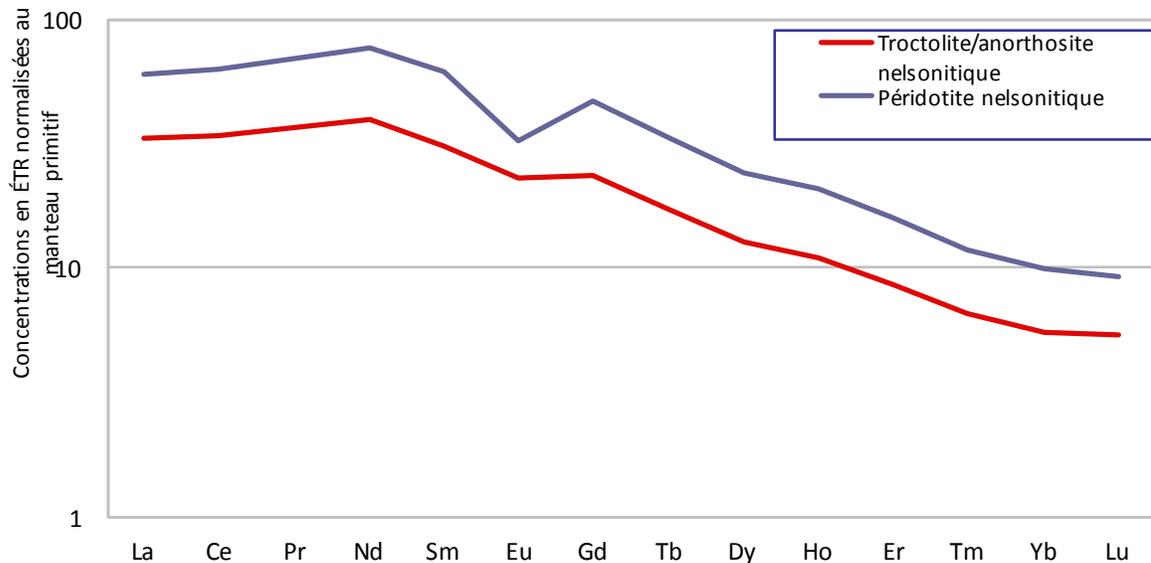


**Figure 6.4.** Moyennes des teneurs en ETR total des apatites selon leur emplacement par rapport à l'échantillon le plus à l'ouest.

### 6.5.3. Lithogéochimie

Les péridotites nelsonitiques sont constamment plus riches en ETR total (i.e. plus évoluées) que les troctolites/anorthosites nelsonitiques (Fig. 6.5). En effet, les péridotites présentent des teneurs en  $P_2O_5$  plus élevées et donc des contenus en apatite plus importants, justifiant ces signatures. Les concentrations en terres rares légères normalisées au manteau primitif des deux unités sont plus importantes que celles en terres rares lourdes, ce qui démontre l'influence que l'apatite exerce dans ces unités. Le déficit en Eu observé est probablement causé par la cristallisation de plagioclase lors d'un stade précédant la

formation du gisement. Celui-ci est plus élevé dans les péridotites nelsonitiques à cause de la rareté des plagioclases dans cette unité.



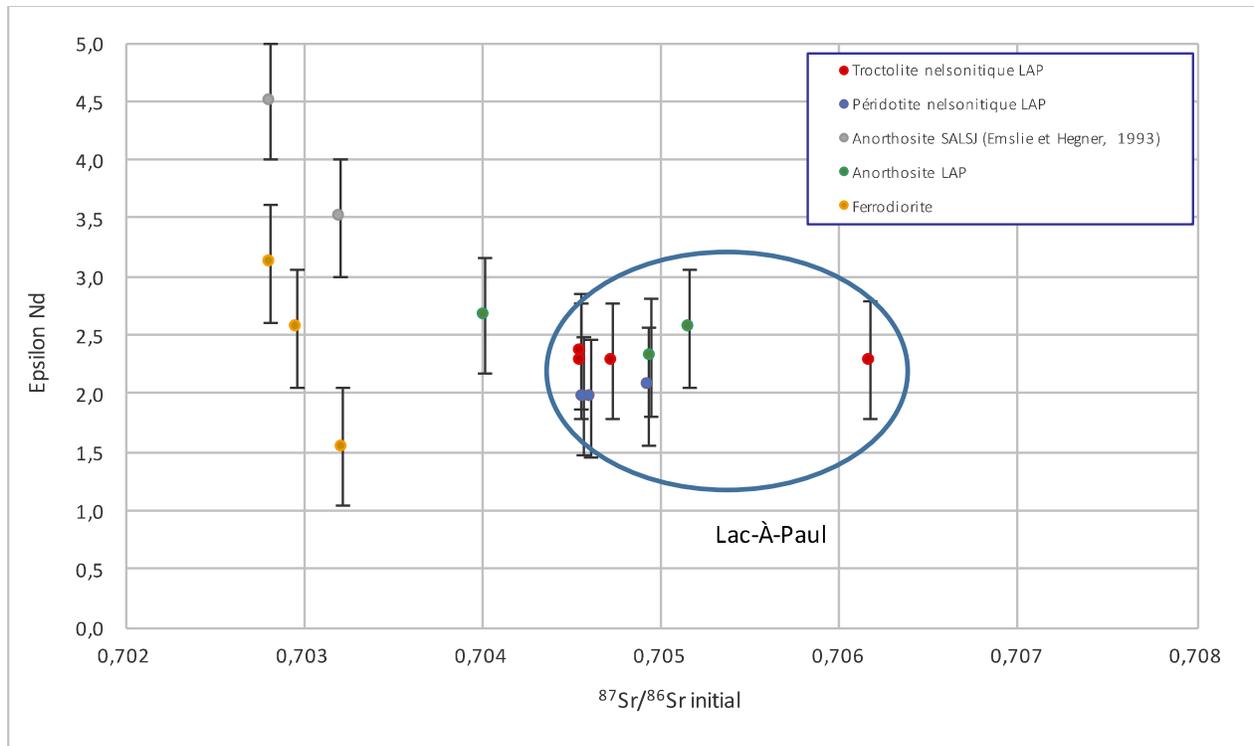
**Figure 6.5.** Moyennes des concentrations en ETR des unités minéralisées normalisées au manteau primitif. Normalisation d'après McDonough et Sun (1995).

En moyenne, les apatites du gisement contiennent 0,19% d'oxydes de terres rares.

#### 6.5.4. Géochimie isotopique

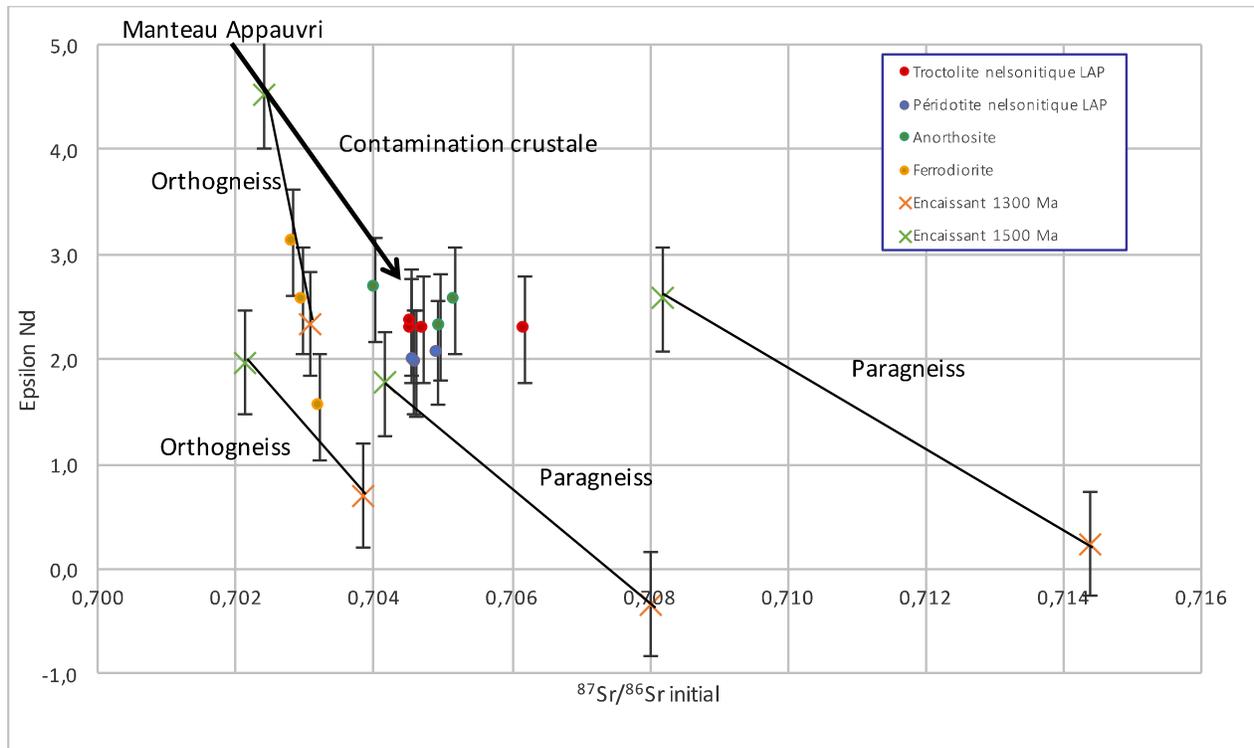
Les troctolites nelsonitiques et les péridotites nelsonitiques semblent avoir des ratios isotopiques très similaires en général (Fig. 6.6). Les résultats montrent également que les anorthosites de la région du Lac-à-Paul ont aussi un historique isotopique similaire aux unités minéralisées. Elles sont donc toutes potentiellement cogénétiques.

Les ferrodiorites analysées, qui sont présumées être cogénétiques avec les unités minéralisées, ont des ratios isotopiques différents de celles-ci. Leur concordance entre eux tend à démontrer que ce résultat est raisonnable, ce qui signifie que les ferrodiorites ne sont peut-être pas liées aux unités nelsonitiques.



**Figure 6.6.** Ratios isotopiques des unités minéralisées en comparaison avec les anorthosites et les ferrodiorites. Avec LAP = Lac-à-Paul.

Scoates *et al.* (2010) ont proposé que le liquide à l'origine des unités nelsonitiques provenait d'un réservoir du manteau primitif. Pour ce faire, le liquide aurait eu besoin d'une contamination crustale importante pour justifier la valeur de Nd final des unités nelsonitiques. Des roches dans lesquelles l'anorthosite a été encaissée ont donc été analysées pour vérifier si des roches avec un Nd relativement bas étaient susceptibles d'avoir contribué à la contamination crustale du liquide existant. L'âge exact de ces roches n'est pas connu, ce qui explique l'écart important entre les ratios isotopiques possibles, représentés par une ligne reliant les extrêmes (1500 – 1300 Ma) sur la Figure 6.7. Malgré cela, les données démontrent que des roches, telles que les paragneiss, auraient pu occasionner une contamination crustale modifiant à ce point les ratios isotopiques des unités nelsonitiques.



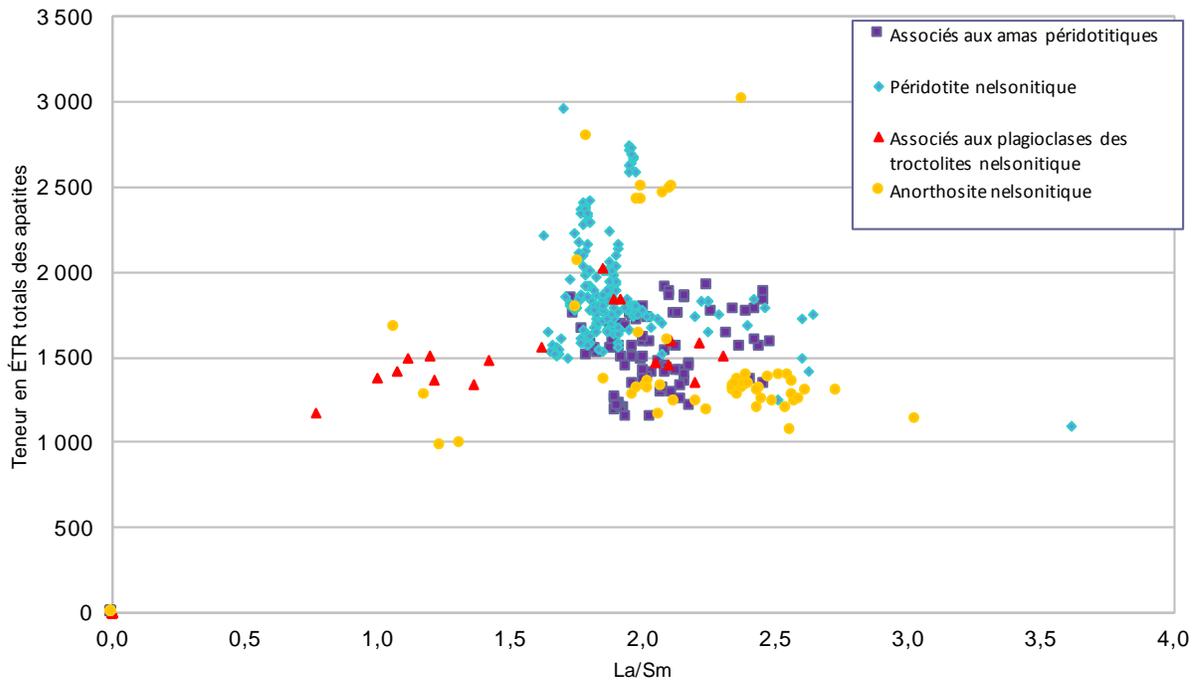
**Figure 6.7.** Ratios isotopiques des roches encaissantes en comparaison avec les unités nelsonitiques. Ces ratios sont dépendants de l'âge des roches et les encaissants sont donc représentés par les valeurs extrêmes.

## 6.6. Discussion

### 6.6.1 Relation entre les deux unités

Après analyse pétrographique, la similarité entre les unités nelsonitiques est particulièrement frappante. Les amas d'olivine, d'oxydes de fer et d'apatite dans les troctolites nelsonitiques ont sensiblement la même minéralogie et le même comportement au niveau des altérations que les péridotites. Les troctolites nelsonitiques sont donc possiblement le produit d'un mélange entre les anorthosites (qui contiennent quelques apatites et oxydes de fer malgré tout) et les péridotites nelsonitiques, peut-être à travers un mécanisme de filtrage-pressage. Toutefois, la taille des grains semble être, en général, légèrement plus importante dans les troctolites nelsonitiques. De plus, après avoir différencié les apatites dans les amas de celles associées aux plagioclases, leurs compositions en ETR restent tout de même distinctes de celle des apatites des péridotites nelsonitiques

(Fig. 6.8). Le liquide nelsonitique qui aurait pénétré l'anorthosite aurait donc été moins riche en ETR pour une raison encore inconnue.



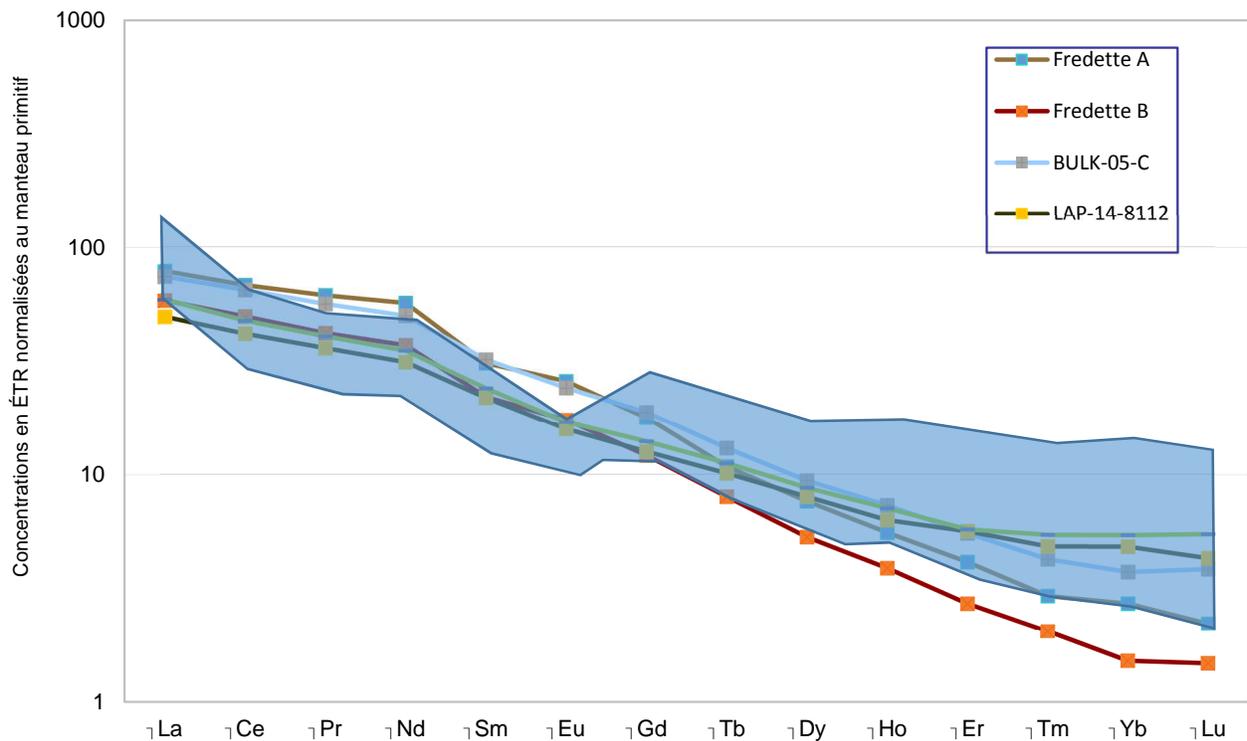
**Figure 6.8.** Teneurs en ETR total versus les ratios La/Sm des apatites classées selon leur association minérale. Les apatites des péridotites nelsonitiques (en bleu) sont clairement distinctes des apatites associées aux amas de péridotites nelsonitiques contenus dans les troctolites nelsonitiques (en violet).

Qu'elles soient distinctes ou non, les unités de péridotite nelsonitique et de troctolites /anorthosite nelsonitique sont fort probablement cogénétiques malgré tout. Elles ont les mêmes comportements au niveau des ETR et leurs ratios isotopiques similaires tendent à indiquer qu'elles seraient issues du même liquide et auraient subi une contamination crustale semblable.

### 6.6.2 Relation entre les unités minéralisées et les ferrodiorites

Les travaux de Fredette (2006) ont établi que, d'après la minéralogie et la composition lithogéochimique des ferrodiorites, un liquide ferrodioritique serait un magma parent possible pour la formation des unités nelsonitiques. Comme les apatites sont les hôtes

majoritaires des ETR dans le contexte du Lac-à-Paul, on peut calculer les concentrations en ETR du magma parent des unités nelsonitiques et les comparer à celles des ferrodiorites. Pour ce faire, les coefficients de partage utilisés par Tollari *et al.* (2008) dans le contexte similaire de l'intrusion de Sept-Îles ont été utilisés. Dans la Figure 6.9, la zone ombragée inclut la totalité des concentrations en ETR calculées (39 échantillons) pour le magma duquel les unités nelsonitiques sont issues. Celles-ci sont comparées aux concentrations en ETR dans les ferrodiorites analysées dans cette étude. Les résultats démontrent que le magma ferrodioritique et le magma qui a permis la formation des unités nelsonitiques sont similaires et qu'il est donc possible qu'ils soient cogénétiques, ce qui serait en accord avec les résultats de Fredette (2006).



**Figure 6.9.** Concentrations en ETR des ferrodiorites (roche totale) en comparaison avec les concentrations d'ETR du magma parent théorique (en ombragé) normalisées au manteau primitif. Normalisation d'après McDonough et Sun (1995).

Toutefois, les résultats isotopiques démontrent que les ferrodiorites n'ont pas subi le même historique isotopique que les unités nelsonitiques, suggérant que ces unités ne sont pas cogénétiques. Ces différences isotopiques pourraient être expliquées par une forte

contamination des ferrodiorites à la fin de leur processus de formation. Il a également été démontré sur le terrain l'existence de plusieurs générations de ferrodiorite (Fredette, 2006) et, quoique les dykes les plus âgés aient été analysés, il est possible que les trois ferrodiorites analysées n'étaient pas celles à l'origine de la formation du gisement. D'autres analyses seraient donc nécessaires.

Une autre façon de vérifier le lien génétique entre les unités a été de comparer la composition de leur apatite. Toutefois, en raison de leur petite taille (5-20  $\mu\text{m}$ ), les apatites dans les ferrodiorites ont été difficiles à analyser. Le laser a un faisceau minimal de 5  $\mu\text{m}$  de diamètre et brise ou perce ces grains facilement. Les résultats obtenus, après traitement extensif, sont très hétérogènes et ne reflètent probablement pas la réalité.

Une étude est présentement en cours pour tenter d'obtenir des âges plus précis pour les différentes unités du gisement du Lac-à-Paul en utilisant des zircons (Greene, en préparation). Si les zircons des ferrodiorites peuvent être analysés, il sera plus facile de démontrer si elles sont cogénétiques (avec un âge similaire) ou non avec les unités nelsonitiques.

En conclusion, l'utilisation des ETR dans un système où leur distribution est contrainte dans un seul minéral a permis ici d'obtenir plusieurs informations sur la relation entre les différentes unités nelsonitiques et les magmas parents potentiels. Cette technique a donc révélé son utilité et devrait être réemployée dans des systèmes semblables. Les données d'ETR récoltées ont également permis de cerner le potentiel en ETR des gisements de Fe-Ti-P en général. En effet, les apatites du Lac-à-Paul comportent des teneurs moyennes de 0,19% en oxydes de terres rares, teneurs qui, quoique faibles par rapport aux gisements d'ETR en exploitation à l'heure actuelle, ne sont pas négligeables (Goodenough *et al.*, 2016). Des études plus approfondies devraient être réalisées sur le sujet pour mieux estimer le potentiel en ETR de ce type de gisement.

## ***6.7. Liste des publications et communications***

### ***Affiche***

Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S.-J., Stevenson, R., 2016. Characterisation of the rare earth elements in apatite of the Lac-à-Paul P-Ti deposit, Saguenay-Lac-St-Jean, Québec. PDAC 2016, Toronto, Ontario.

Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S.-J., Stevenson, R., 2015. Caractérisation des terres rares dans les apatites du gisement de P-Ti du Lac-à-Paul, dans l'anorthosite du Saguenay-Lac-St-Jean. Québec Mines 2015, Québec, Québec.

Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S.-J., Stevenson, R., 2014. Caractérisation des terres rares dans les apatites du gisement de P-Ti du Lac-à-Paul, dans l'anorthosite du Saguenay-Lac-St-Jean. Québec Mines 2014, Québec, Québec.

***Présentation orale***

Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S.-J., Stevenson, R., 2016. Caractérisation des terres rares dans les apatites du gisement de P-Ti du Lac-à-Paul, Saguenay-Lac-St-Jean. Atelier Divex, Les minéralisations en terres rares, Montréal, Québec.

Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S.-J., Stevenson, R., 2016. Characterisation of the rare earth elements in apatite of the Lac-À-Paul P-Ti deposit, Saguenay-Lac-St-Jean. Advances in Earth Sciences Research Conference (AESRC), Ottawa, Ontario.

Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S.-J., Stevenson, R., 2015. Characterisation of the rare earth elements in apatite of the Lac-À-Paul P-Ti deposit, in the Saguenay-Lac-St-Jean. Séminaires gradués Centre géoscientifique d'Ottawa-Carleton (OCGC), Ottawa, Ontario.

## **7. Étude de cas – Métallogénie des terres rares du gisement de Kipawa, Québec**

Ce projet de recherche, débuté en septembre 2014, est réalisé par Frédéric Fleury (Étudiant à la maîtrise, Université Laval) sous la supervision des professeurs Marc Constantin (Université Laval) et Ross Stevenson (UQAM).

### ***7.1. Problématique de recherche***

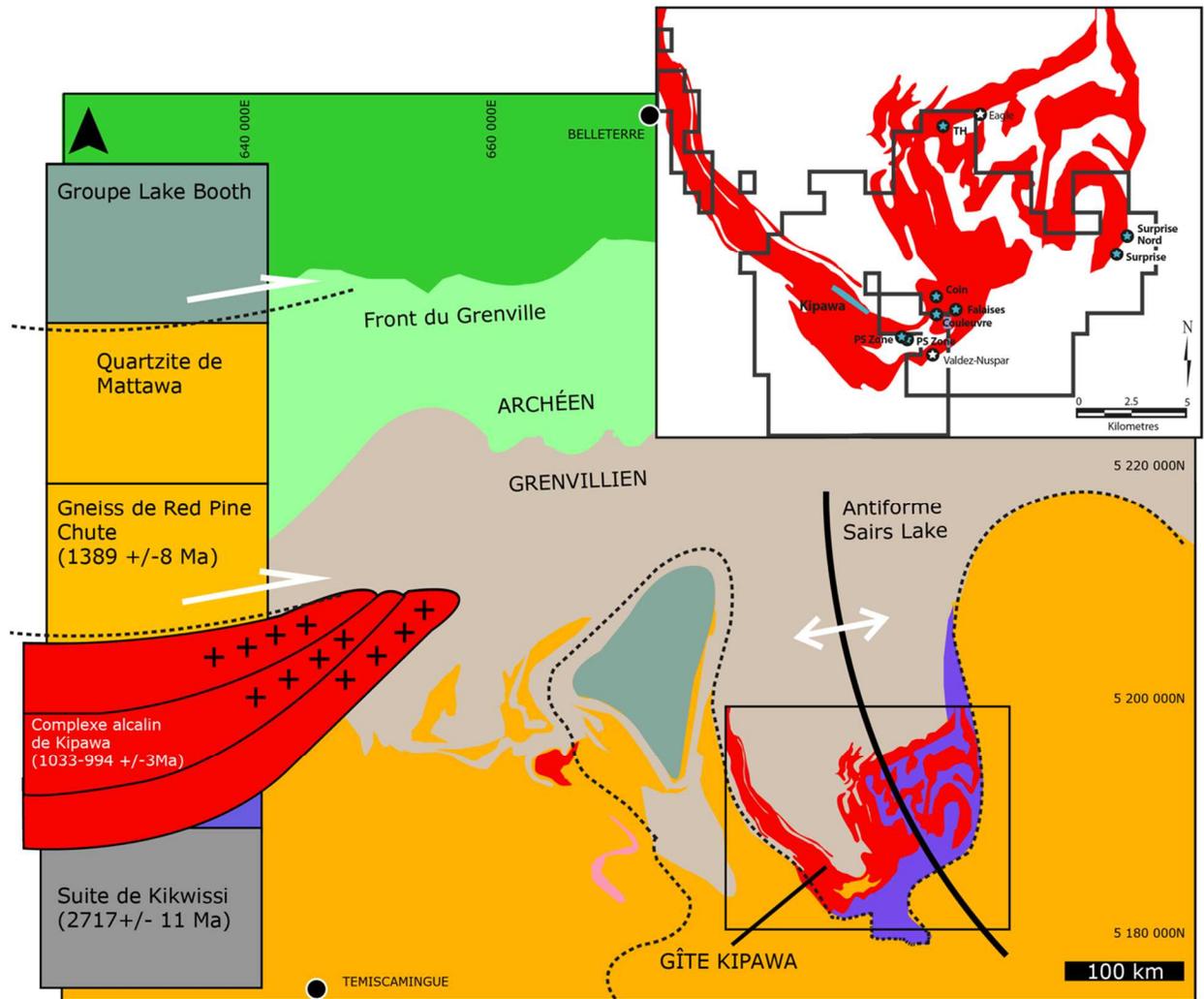
Ce projet de recherche a pour objectif principal de comprendre l'origine de la minéralisation en ETR dans les gîtes associés aux complexes syénitiques en utilisant le complexe de Kipawa comme exemple. Plus spécifiquement, il vise à identifier la signature minéralogique et géochimique du gisement de Kipawa, déterminer l'origine des éléments des terres rares et positionner le gîte de Kipawa par rapport aux autres complexes syénitiques minéralisés en terres rares.

### ***7.2. Contexte géologique régional et local***

Le gîte de Kipawa (propriété Zeus) se situe à 60 km au nord-est de la ville de Témiscamingue et 140 km au sud de Rouyn-Noranda, au Québec (Fig. 7.1). Il est localisé dans la ceinture parautochtone de la Province de Grenville, à 55 km au sud du contact avec la Province archéenne du Supérieur. Ce gîte est actuellement en cours de développement par Matamec Explorations et contient des réserves estimées de 19,8 Mt à 0,41% TREO et un enrichissement de 33% en terres rares lourdes ( $Tb_2O_3$  à  $Lu_2O_3$ , plus  $Y_2O_3$ ) par rapport aux terres rares légères (Saucier *et al.*, 2013).

Le gîte de Kipawa est encaissé dans le complexe alcalin intrusif de Kipawa mis en place à 1033 Ma (van Breemen et Currie, 2004). Ce complexe intrusif, peu déformé, se situe sur le flanc ouest de l'antiforme du lac Sairs qui est associé à la déformation régionale principale (D2) (Saucier *et al.*, 2013; Fig. 7.1). Au niveau du gîte, le complexe présente un pendage de 20-30° vers le sud-ouest et comprend deux unités lithologiques principales, soit un granite gneissique peralcalin recouvrant une syénite gneissique contenant localement des lits de roches calco-silicatées (Saucier *et al.*, 2013). La syénite gneissique est la lithologie hôte de la minéralisation en ETR (Saucier *et al.*, 2013). Elle comprend cinq sous-types, incluant la syénite leucocrate, la syénite mésocrate, la syénite mafique, la syénite gneissique et

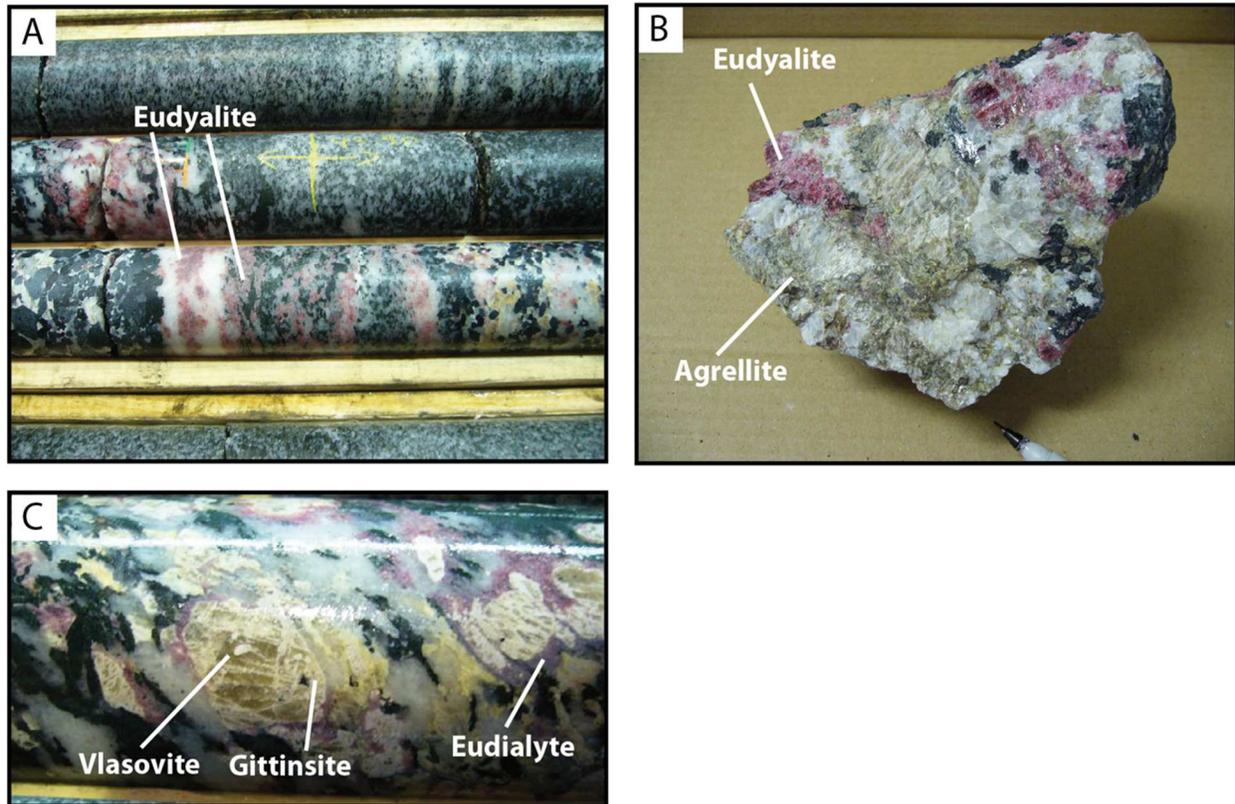
l'amphibolite gris-argenté (Saucier *et al.*, 2013). Les contacts entre ces différents lithofaciès sont généralement graduels (Saucier *et al.*, 2013).



**Figure 7.1.** Carte géologique régionale du gîte de Kipawa et colonne stratigraphique (d'après Saucier *et al.*, 2013). Les datations U-Pb sur zircons sont tirées de Currie et van Breemen (1996) et van Breemen et Currie (2004).

Dans le cas du gîte de Kipawa, trois minéraux sont considérés comme des sources économiques de terres rares, soit l'eudialyte, la mosandrite et la britholite (Saucier *et al.*, 2013; Figs. 7.2, 7.3). L'apatite-(P) est aussi présente et contribue à une partie mineure des terres rares légères (Saucier *et al.*, 2013). Le gîte de Kipawa comprend trois zones minéralisées qui sont subparallèles et ont été nommées en fonction du minéral prédominant dans l'assemblage minéralogique. Chaque zone couvre en surface une superficie de 1,45 km de long (du NO au SE) sur 200 m de large (de NE au SO) (Saucier *et al.*, 2013; Fig. 7.3). Le gîte

de Kipawa, comme la plupart des minéralisations associées aux roches ignées peralcalines, est enrichi en terres rares lourdes (Saucier *et al.*, 2013).

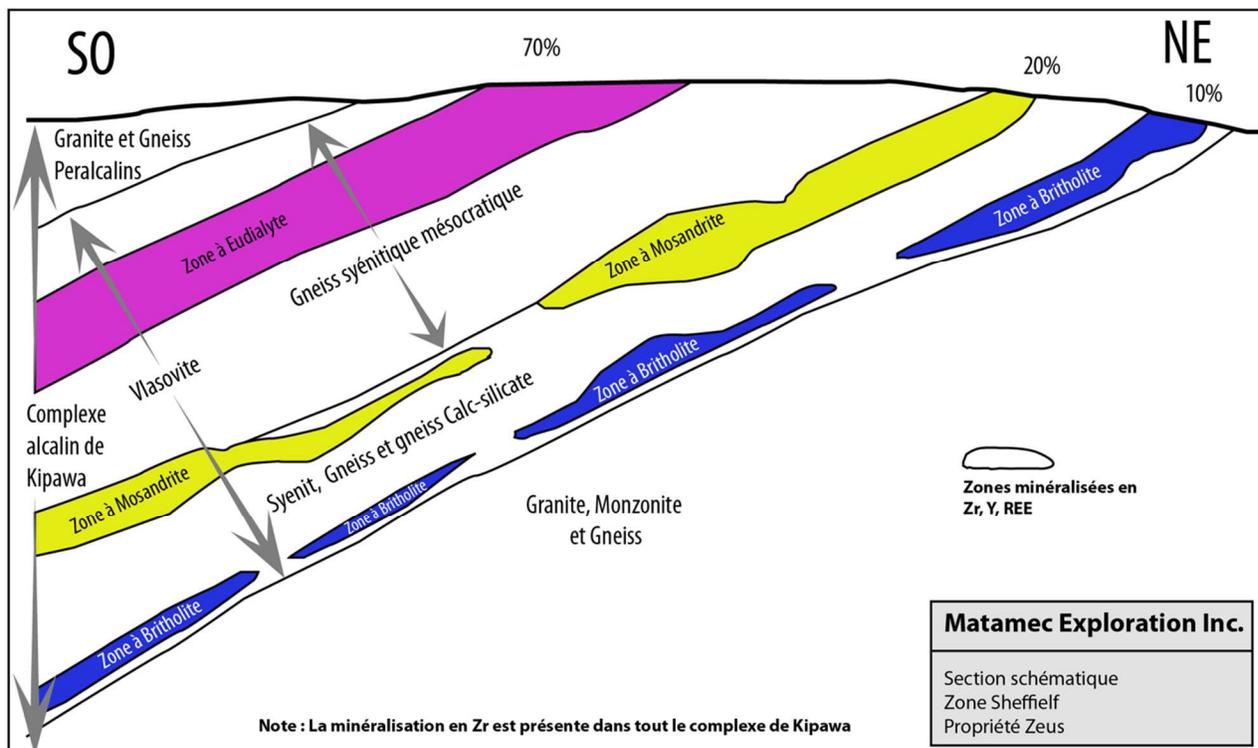


**Figure 7.2.** Exemples de minéraux contenant des ETR au gîte de Kipawa. A) Carottes de forage montrant plusieurs grains d'eudialyte en rose. Diamètre de la carotte: 4,7 cm, B) Échantillon de syénite pegmatitique contenant de l'eudialyte et de l'agrellite. Pointe du crayon: 1cm, C) Vlasovite, gittinsite et eudialyte. Largeur de la photographie: 4 cm. Photographies: Frédéric Fleury.

### 7.3. Méthodologie

#### 7.3.1. Étude minéralogique

Trois analyses par spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF) et par diffractométrie de rayons X (DRX) ont été effectuées à l'Université Laval (Québec, Canada) sur la mosandrite afin de caractériser un des principaux minéraux porteurs de terres rares au gîte de Kipawa.



**Figure 7.3.** Coupe schématique des zones minéralisées du gîte de Kipawa (d'après Saucier *et al.*, 2013).

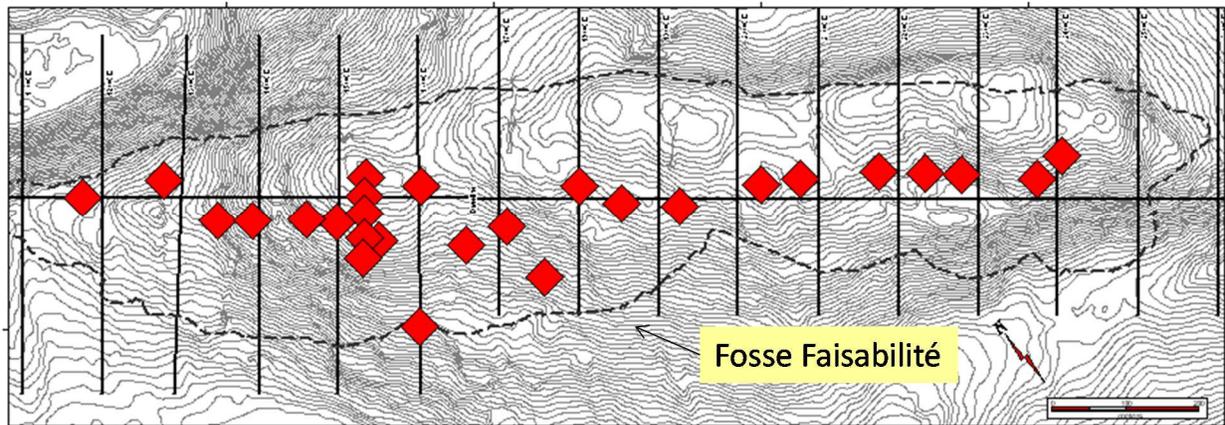
### 7.3.2. Lithogéochimie

Une base de données comptant 1670 analyses lithogéochimiques de 44 éléments majeurs et traces réalisées par ALS Geochemistry (Québec, Canada) et mise à disposition par Matamec Explorations a été utilisée dans le cadre de ce projet. Ces analyses ont été effectuées sur des carottes de forages issues de 27 forages utilisés pour l'étude métallurgique de Matamec Explorations et sont donc représentatives du gisement (Fig. 7.4). Treize analyses complémentaires des compositions en éléments majeurs et traces ont été réalisées par ALS Minerals (Vancouver, Canada, Tableau D.1.). Ces données lithogéochimiques ont été traitées par analyses géostatistiques (KNN, Clustering, Analyses par discriminants, corrélation de Spearman, poids relatifs et Biplots).

### 7.3.3. Géochimie isotopique

Un total de 9 analyses des isotopiques Sm-Nd ont été effectuées par ID-TIMS au centre de recherche GEOTOP de l'UQAM (Québec, Canada). Les différents échantillons choisis sont

représentatifs des principales lithologies du secteur d'étude, et incluent 8 échantillons de roches totales (skarn, syénite, syénite à eudialyte, syénite à mosandrite, monzonite, granite peralcalin, Gneiss de Kikwissi) et 1 concentré de pyroxène (Tableau D.2).



**Figure 7.4.** Vue en plan du gîte de Kipawa montrant les sites de forages dont les carottes ont été analysées dans le cadre de cette étude.

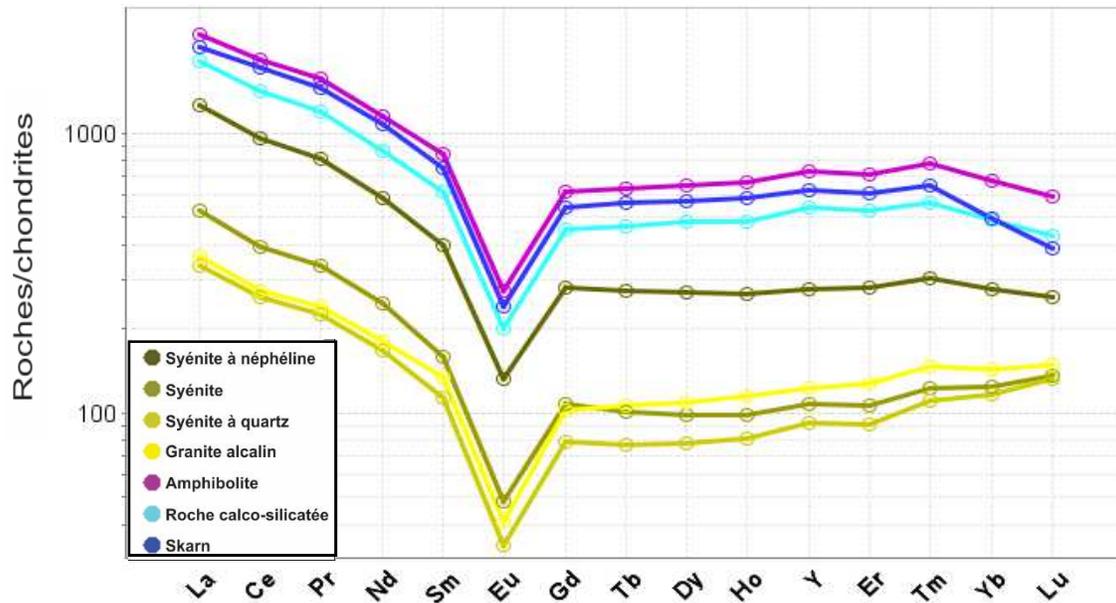
## **7.4. Résultats**

### **7.4.1. Minéralogie**

Les roches du complexe sont constituées principalement de syénites hyperalcalines agpaitiques noires et blanches (albite, microcline, aegirine, richterite) traversées de lentilles de roches calco-silicatés et skarnifères. Les minéraux exotiques présents sont des silicates (eudialyte, mosandrite, britholite, vlasovite, gittinsite) et quelques phosphates, dont l'apatite. Ces minéraux sont fortement enrichis en terres rares lourdes (33% terbium à lutetium+yttrium) et en zirconium.

### **7.4.2. Lithogéochimie**

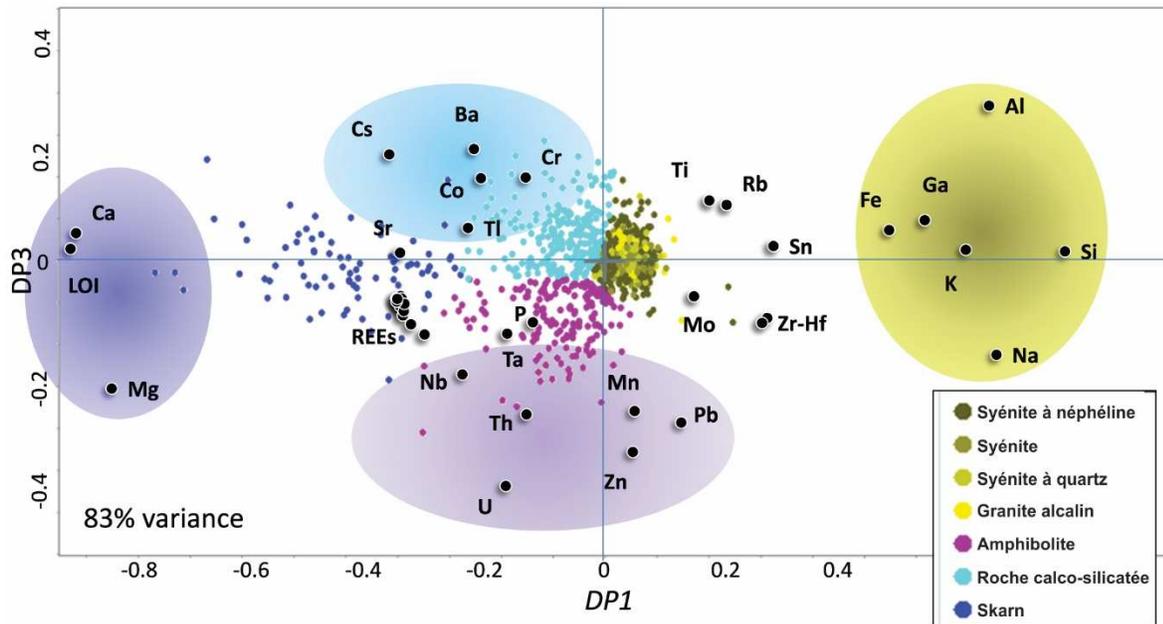
Les patrons moyens par lithologie des éléments des terres rares normalisés aux chondrites montrent des profils subparallèles et des anomalies négatives en Eu. Les teneurs moyennes augmentent des granites alcalins et des syénites à quartz vers les amphibolites et les skarns (Fig. 7.5).



**Figure 7.5.** Profils par groupe lithologique des concentrations moyennes des terres rares normalisées aux chondrites (valeurs des chondrites de Sun et McDonough, 1989).

La signature géochimique et les processus de formation du gisement de Kipawa ont été caractérisés au moyen de techniques linéaires et multivariantes (Clustering, Analyse en Composante Principale, Poids Relatifs, Régression multiples). Les données géochimiques du gisement (1670 analyses d'éléments majeurs et traces) se classent naturellement en 8 grands groupes géochimiques correspondant respectivement : 1) aux granites alcalins; 2) aux syénites à quartz; 3) aux syénites; 4) aux syénites à néphéline ; 5) aux roches calco-silicatées ; 6) aux amphibolites; 7) aux skarns et 8) au dykes mafiques.

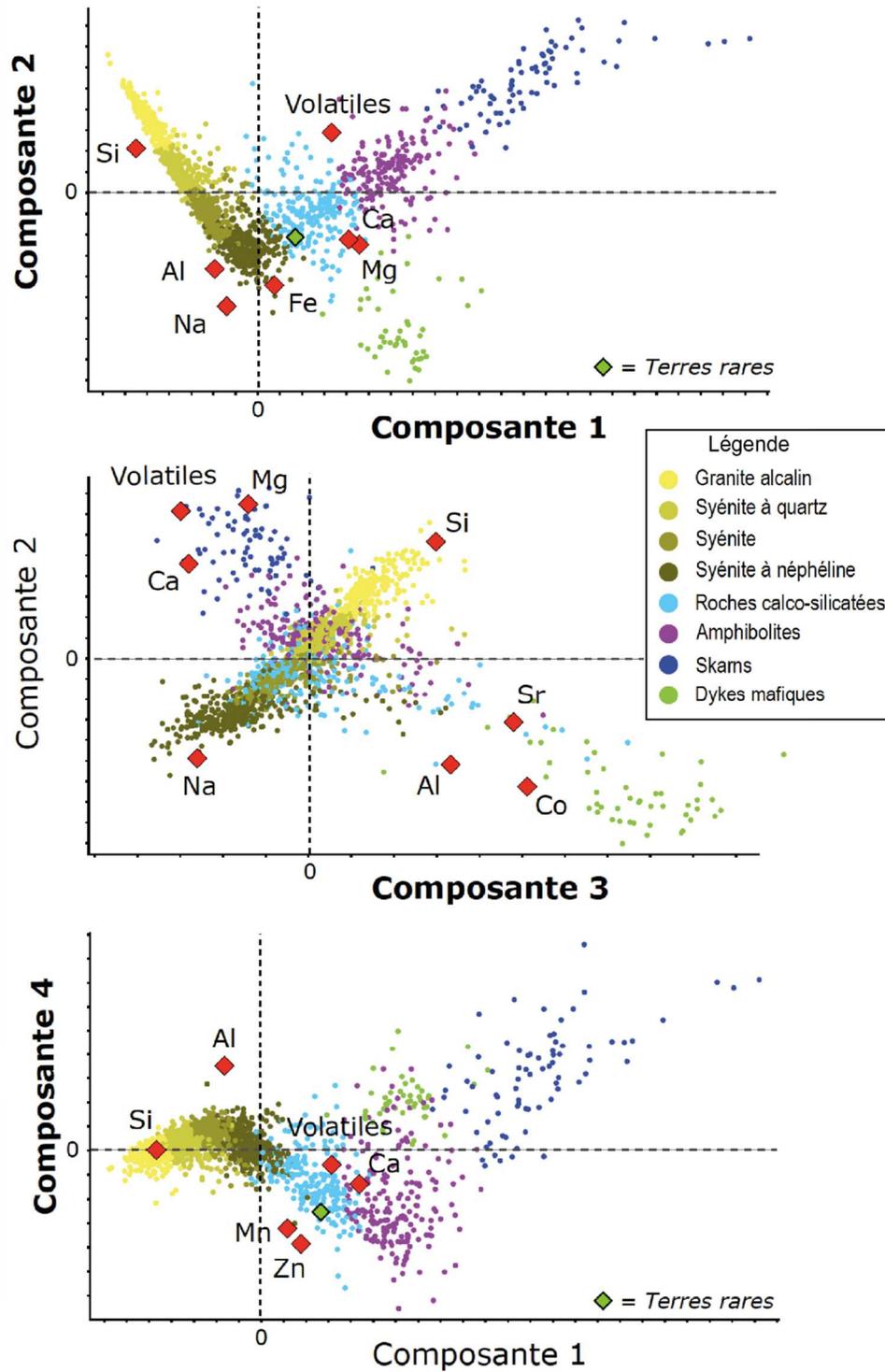
La transition de syénites à skarn est généralement caractérisée par un enrichissement en Ca, Mg, Ba et volatiles et un appauvrissement en Si, Na, Al, K, Fe, Ga, Rb et Sn (Fig. 7.6). Les amphibolites et les roches calco-silicatées sont intermédiaires entre ces deux pôles, avec un enrichissement prépondérant en Ba, Cs, Sr pour les calco-silicatées et en Nb, Pb, Th, U, Zn pour les amphibolites. Les hautes teneurs en terres rares se concentrent dans les syénites les plus sous-saturées ainsi que dans les amphibolites, les skarns et les roches calco-silicatées, tandis que le zirconium se polarise vers les syénites et granites plus saturés en silice.



**Figure 7.6.** Diagramme des composantes principales (DP1 et DP3) des échantillons de Kipawa avec les principaux pôles identifiés.

L'analyse en composante principale a permis de mettre en évidence 4 composantes principales. Les deux premières composantes expriment à elles seules 84 % de la variance des compositions chimiques des échantillons du gisement de Kipawa. La première composante (64 % de la variance) oppose Si à Mg, Ca et les éléments volatils (Fig. 7.7) et affecte toutes les lithologies étudiées à l'exception des dykes mafiques, elle est interprétée comme le mélange entre un pôle granitique (représenté par Si) et un pôle calcique (représenté par Ca, Mg et les volatils). La deuxième composante (20 % de la variance) met en évidence un enrichissement en Na, Fe et Al (Fig. 7.7) et affecte toutes les lithologies. Cette composante peut être interprétée comme le passage d'un fluide sodique.

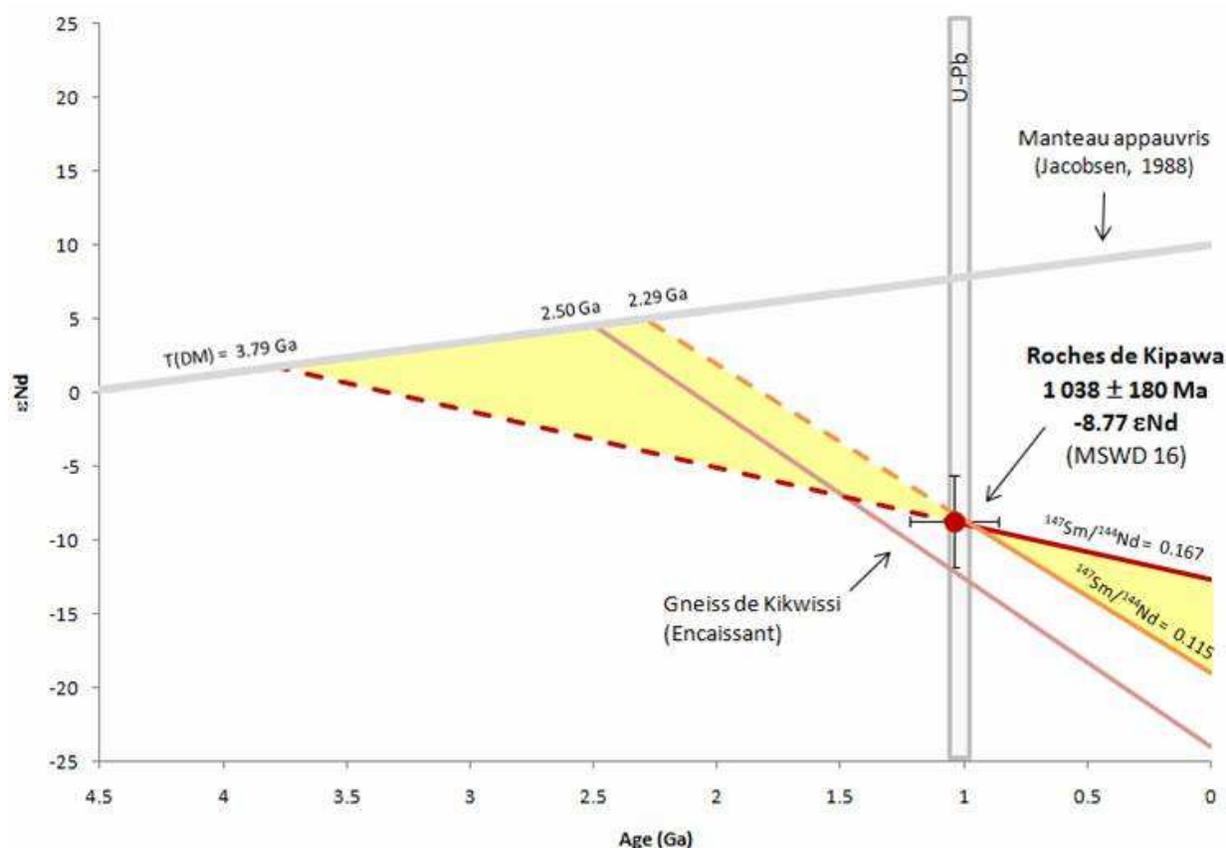
Les deux dernières composantes expliquent 14 % des variances des compositions chimiques. La composante 3 oppose Si et Na à Co, Sr et Al, elle affecte principalement les skarns, les amphibolites, les roches calco-silicatées et les dykes mafiques (Fig. 7.7.). Cette composante peut être interprétée comme étant représentative de la contamination lors de l'intrusion des dykes mafiques. La quatrième composante met en évidence un enrichissement en Zn, Mn et ETR (Fig. 7.7). Sa signification est moins claire, on note néanmoins que la dispersion des données s'effectue surtout au niveau des roches calco-silicatées, des amphiboles et des skarns.



**Figure 7.7.** Diagramme des composantes principales des échantillons de Kipawa avec les différentes tendances identifiées.

### 7.4.3. Géochimie isotopique

La signature géochimique du gisement de Kipawa a été caractérisée par mesures isotopiques Sm-Nd sur roches totales. Les dix échantillons soumis pour l'analyse isotopique procurent des compositions isotopiques variant de -9,5 à -8,4 (tableau D.2.) avec un  $\epsilon_{\text{Nd}}$  initial de -8,7 et un âge moyen de  $1038 \pm 180$  Ma (MSWD = 16) avec  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  entre 0,107 et 0,165 (Fig. 7.8). Cet âge correspond bien aux âges U-Pb sur zircon disponibles dans la littérature. La signature en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  fortement négatif est en accord avec une contamination crustale importante à Kipawa, impliquant soit un mélange de magma entre une source mantellique produite autour de 1,03 Ga et des contaminants crustaux d'âge archéen, soit la refonte de composants purement crustaux autour de cette date. Ceci contraste avec les sites d'Ilmaussaq et de Khibina-Lovozero, localités types pour les complexes de type hyperalcalin, où une origine principalement mantellique est généralement proposée.



**Figure 7.8.** Diagramme d'évolution isotopique montrant la gamme d'âge modèle des échantillons de Kipawa (majoritairement entre 2,5 et 2,3 Ga) qui coupent la droite d'évolution du manteau appauvri.

## **7.5. Discussion**

Le gisement de Kipawa est un complexe intrusif syénitique enrichi en LREE. Les terres rares sont principalement enrichies dans les syénites les plus sous saturées (à néphéline), les amphibolites, les roches calco-silicatées et les skarns. Les minéraux porteurs d'ETR sont l'eudialyte, la mosandrite, britholite, la vlasovite, la gittinsite et l'apatite.

Les analyses par composantes principales des éléments majeurs et traces de 1600 échantillons du gisement de Kipawa couplées aux analyses des compositions isotopiques de Sr-Nd ont permis de développer un modèle préliminaire de la formation du gisement de Kipawa et de son enrichissement en ETR.

Le modèle proposé implique que les magmas à l'origine du complexe de Kipawa se sont formés par la fusion d'un complexe archéen daté à 2,5Ga. Ce magma s'est enrichi en ETR lors des processus de cristallisation fractionnée. Ce magma riche en ETR a été injecté dans une faille de chevauchement et a subi une contamination par les marbres dolomitiques de l'encaissant (Composante 1 – isotope Sr-Nd) provoquant ainsi une sursaturation en ETR et donc une forte précipitation des ETR. Des dykes mafiques se sont ensuite injectés dans le complexe suivi par un fluide sodique.

En conclusion, dans le cas du complexe de Kipawa, l'analyse par discriminants ainsi que l'étude des compositions isotopiques de Sm-Nd montrent l'impact prépondérant de la contamination crustale dans l'enrichissement en ETR.

## **7.6. Liste des publications et communications**

### ***Affiche***

Fleury, F., Constantin, M., Stevenson, R., 2016. Caractéristiques géochimiques et isotopiques du gisement de terres rares de Kipawa, Québec. Québec Mines 2016, Québec, Québec.

### ***Présentation orale***

Fleury, F., Constantin, M., Stevenson, R., 2016. Caractéristiques géochimiques et isotopiques du gisement de terres rares de Kipawa. Séminaire de Maîtrise, Université Laval, Québec, Québec.

Fleury, F., Constantin, M., Stevenson, R., 2016. Le dépôt de terres rares lourdes de Kipawa, Québec: isotopes radiogéniques et géochimie. Atelier Divex, Les minéralisations en terres rares, Montréal, Québec

Fleury, F., Constantin, M., Stevenson, R., 2016. Les isotopes de Sm-Nd au gisement de terres rares de Kipawa. Atelier de la Chaire de recherche industrielle CRSNG-Agnico Eagle en exploration minérale, Québec, Québec.

Fleury, F., Constantin, M., Stevenson, R., 2015. Le complexe de Kipawa: terres rares, syénites et minéraux apaitiques. Journée des sciences de la Terre, Québec, Québec.

## **8. Projet intégrateur – Étude pétrophysique et géophysique des gîtes de terres rares au Québec**

Ce projet de recherche, débuté en mai 2015, est réalisé par Pengzhi Zhao (Étudiant au doctorat, École Polytechnique) sous la supervision des professeurs Michel Chouteau (École Polytechnique), Christian Dupuis (Université Laval) et Li Zhen Cheng (UQAT).

### ***8.1. Contexte de l'étude***

Les méthodes géophysiques peuvent être des techniques puissantes dans l'exploration des gisements d'ETR. En effet, la majorité des minéraux porteurs d'ETR ont des densités plus élevées que la densité moyenne de la croûte. De plus, la quasi totalité de ces minéraux sont non magnétiques et certains d'entre eux sont radioactifs. Ainsi, selon la concentration des minéraux d'ETR et la taille des gisements, les techniques de gravités et radiométriques peuvent donner des indices sur la présence de gisements d'ETR.

Malgré le potentiel des techniques gravimétriques dans l'exploration des gisements d'ETR, peu d'études ont été réalisées. Ceci peut être dû au coût et à la durée du processus nécessaire à ce type d'étude. Cependant, le développement des études aéroportées pourrait permettre la standardisation des études gravimétriques dans l'exploration des gisements d'ETR. En effet, cette technique a été testée, entre autres, sur les gisements de carbonatite d'Elk Creek et de Mountain Pass (Etats-Unis), le gisement de Nechalago associé à un complexe peralcalin (Territoires du Nord-Ouest, Canada) et le gisement de Strange Lake (Labrador, Canada). Ces études ont mis en évidence la nécessité d'avoir un contraste de densité important entre le gisement et la roche hôte (Thomas *et al.*, 2016).

Contrairement aux minéraux porteurs d'ETR, les roches encaissantes des gisements d'ETR ont généralement une forte empreinte magnétique (Thomas *et al.*, 2016). En effet, dans le cas de gisements d'ETR associés aux carbonatites par exemple, le gisement d'ETR localisé au cœur de la carbonatite coïncidera avec de faibles anomalies magnétiques tandis que la carbonatite porteuse de magnétite hôte de ce type de gisements présentera des anomalies magnétiques plus importantes. Ainsi, l'étude des anomalies magnétiques est un outil puissant pour localiser les gisements d'ETR associés aux complexes de carbonatites.

De plus, certains minéraux porteurs d'ETR peuvent être associés à un enrichissement en Th et/ou U et peuvent donc présenter de fortes radioactivités (Thomas *et al.*, 2016). Ainsi les études de spectres de rayons Gamma peuvent s'avérer être un outil puissant dans l'exploration des gisements d'ETR.

Les objectifs de cette étude sont 1) étudier les relations existantes entre les paramètres physiques et les gisements d'ETR, 2) proposer des modifications pour l'acquisition des paramètres qui permettront d'améliorer l'exploration de zone de prospection et 3) utiliser la nouvelle approche d'inversion conjointe afin d'aider à déterminer le potentiel des ETR.

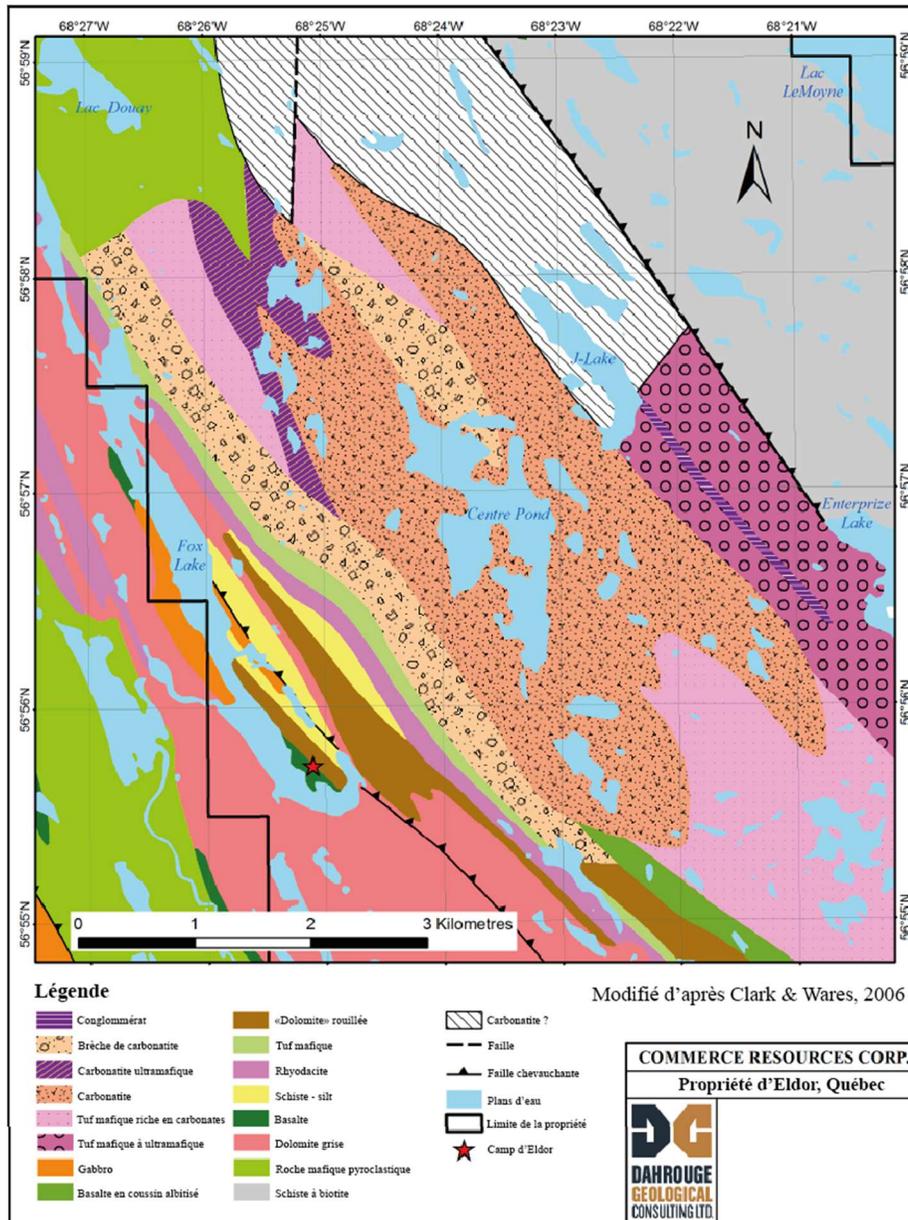
Afin de répondre à ces objectifs, les gisements Ashram et de Lac-à-Paul ont été étudiés. Plusieurs propriétés physiques et méthodes géophysiques ont été intégrées pour déterminer les caractéristiques physiques des minéraux enrichis en ETR et celles de leurs roches hôtes. Ces caractéristiques peuvent produire des signatures géophysiques typiques qui pourraient faciliter la localisation d'autres gisements d'ETR potentiels. Le développement des modèles géophysiques des gisements d'ETR est important et permettra de proposer de nouvelles stratégies d'exploration. Nous reportons ici les signatures pétrophysiques et géophysiques associées aux gisements Ashram et de Lac-à-Paul.

## ***8.2. Contexte géologique***

### **8.2.1. Gisement Ashram**

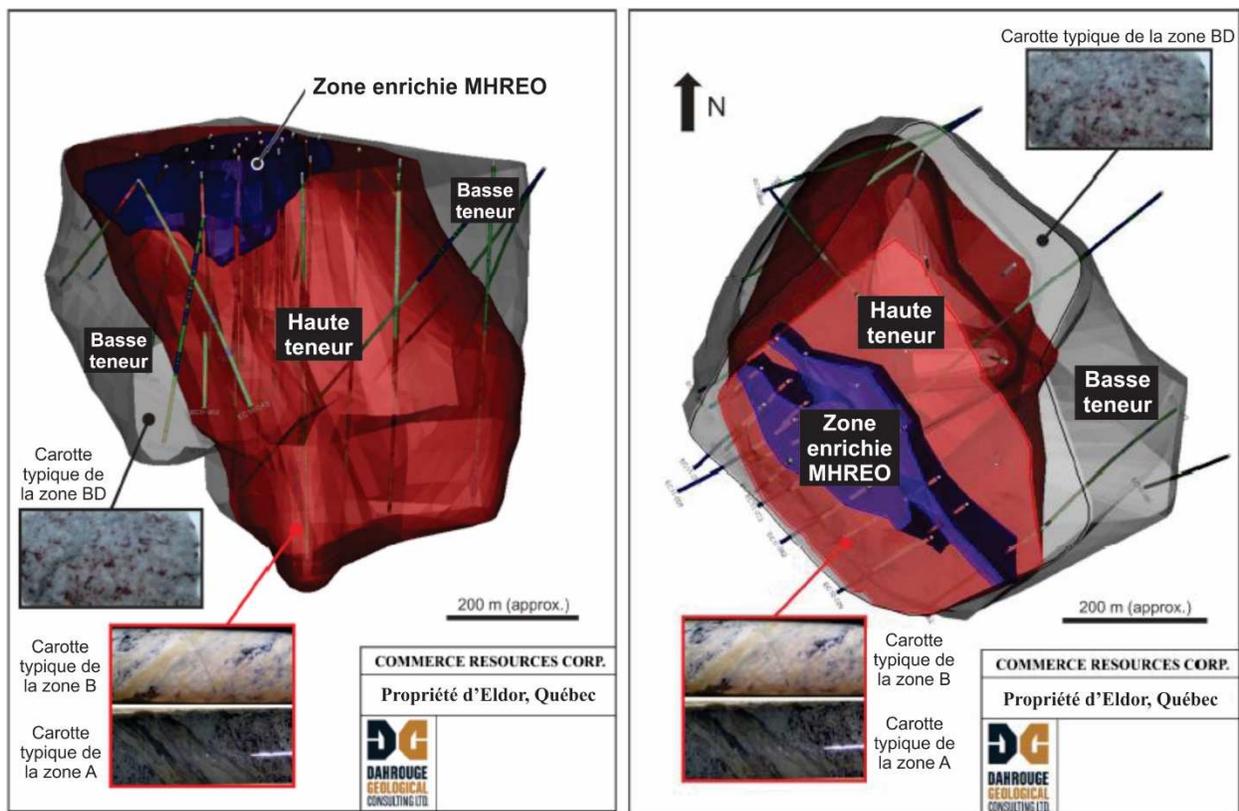
Le gisement Ashram est situé au centre du complexe de carbonatite d'Eldor, localisé au centre-est de l'Orogène paléoprotérozoïque du Nouveau Québec. L'Orogène du Nouveau Québec est interprétée comme étant la marge ouest de la portion sud-est de la Province de Churchill. Elle est bordée à l'ouest par la Province archéenne du Supérieur et au sud par la Province protérozoïque de Grenville. Le complexe de carbonatite d'Eldor a une forme elliptique d'approximativement 15 km de long par 4 km de large (Clarks et Wares, 2005). Les différents épisodes intrusifs carbonatitiques ayant eu lieu au cours de l'emplacement du Complexe d'Eldor ont permis la mise en place de calcio-carbonatite, de magnésio-carbonatite et de ferro-carbonatite. Le complexe de carbonatite d'Eldor contient plusieurs unités géologiques (Fig. 8.1; Gagnon *et al.*, 2012). Ces unités peuvent être subdivisées en trois

stades : précoce, moyen et tardif. La carbonatite de stade moyen est reliée à la minéralisation en Ta-Nb des pyrochlore et columbite tandis que la carbonatite de stade tardif tend à recouper les phases les plus jeunes et contient la minéralisation d'ETR du gisement Ashram (Gagnon *et al.*, 2012).



**Figure 8.1.** Carte géologique de la propriété Eldor (Gagnon *et al.*, 2012). Géologie modifiée d'après Clark et Wares (2004).

Le gisement d'ETR d'Ashram est associé avec le stade tardif, qui semble être entouré par une calcio-carbonatite de stade précoce et des unités de « glimmerites » associées. Le gisement d'Ashram s'étend en direction NE avec une forme elliptique de 700 m de long par 500 m de large et une profondeur d'approximativement 600 mètres (Gagnon *et al.*, 2012). La minéralogie est simple et comprend des minéraux d'ETR comme la monazite, la bastnäsite et le xénotime. Le gisement Ashram peut être subdivisé en trois zones minéralisées en fonction de la teneur totale en TREO: les zones A et B ont les teneurs les plus importantes (1,5-3% TREO, Gagnon *et al.*, 2012) alors que la zone BD a les teneurs les plus faibles (<1% TREO, Gagnon *et al.*, 2012). La zone MHREO est une zone centrale proche de la surface avec un enrichissement en terres rares intermédiaires et lourdes. Cette zone est considérée comme appartenant à la zone A (Fig. 8.2; Gagnon *et al.*, 2012).



**Figure 8.2.** Minéralisation en ETR du gisement Ashram (Gagnon *et al.*, 2012).

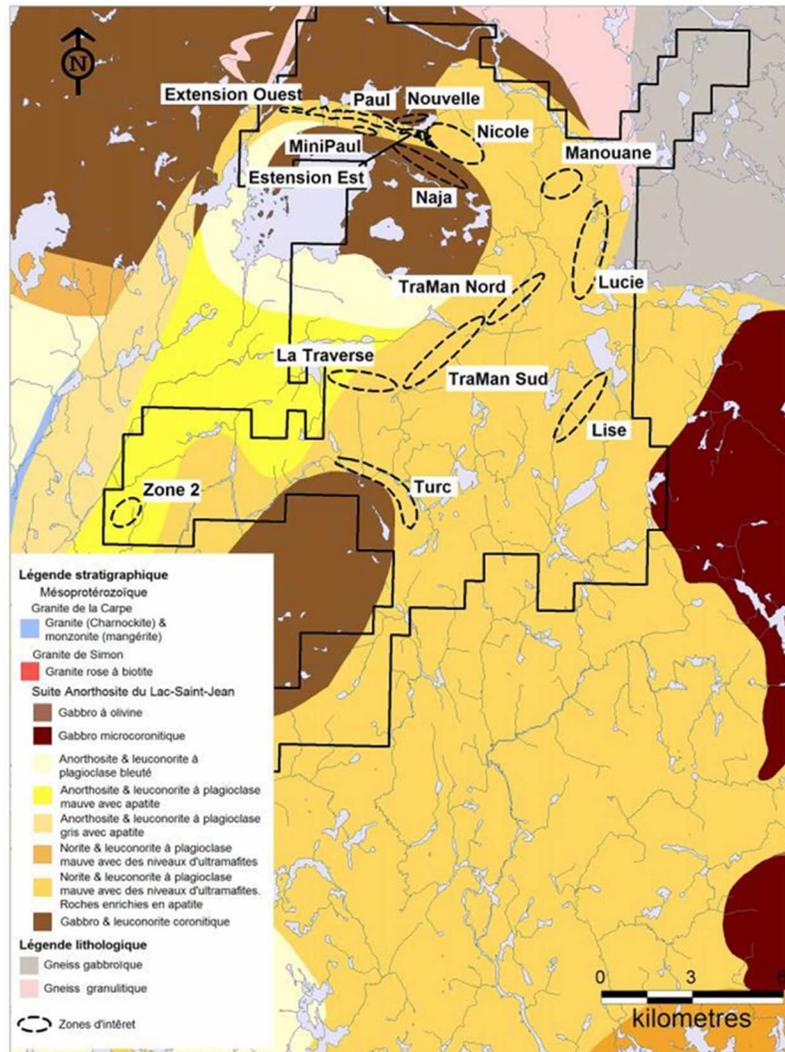
La minéralisation en ETR du gisement Ashram est contenue dans la monazite, les fluorocarbonates d'ETR (bastnäsite, parasite et synchysite en faibles proportions) et

rarement dans le xénotime. La monazite est présente sous forme d'excroissances dans l'apatite ou en association avec des assemblages de quartz et de rutile. La bastnäsite est présente sous forme fibreuse en remplissage de cavités dans les dolomites, sous forme de veines de grains xénomorphes associés avec des minéraux de Y-Nb-Ti ou sous forme de grains xénomorphes et agrégats dans les fluorites. Le xénotime est la principale phase hôte des terres rares lourdes. Il est présent sous forme de grains xénomorphes à hypidiomorphes soit dans les « amas de quartz » (pool of quartz), les veines de ferro-carbonatite à fluorite ou disséminé au travers de la carbonatite en tant que minéral accessoire en association avec des monazites disséminées et/ou des bastnäsites (Gagnon *et al.*, 2012).

### **8.2.2. Gisement du Lac-à-Paul**

Le gisement du Lac-à-Paul est localisé dans l'anorthosite du Lac-Saint-Jean (LSJAS), située dans la ceinture allochtone de la Province de Grenville. Ce complexe intrusif consiste en une séquence de roches mafiques à ultramafiques contenant des anorthosites, des leuconorites, des norites, des gabbronorites, des gabbros à olivine, des gabbros, des pyroxénites et, localement, des péridotites, des troctolites, des dunités et des magnétites (Fig. 8.3; Arianne Phosphate Inc., 2013).

La minéralisation du Lac-à-Paul s'est mise en place par la sédimentation et la ségrégation magmatique dans le complexe anorthositique et consiste en des niveaux enrichis en apatite, ilménite et magnétite. Deux types de lithofaciès riches en apatite et ilménite sont présents dans de nombreuses zones minéralisées, soit la nelsonite et les gabbros anorthositiques (Fig. 8.3; Arianne Phosphate Inc., 2013). La zone à Paul est un dépôt d'apatite localisé dans le nord-ouest de la propriété. Cette zone minéralisée d'une longueur de 3 700 m est située à une profondeur de 400 m. Dans la zone à Paul, la nelsonite est l'unité la plus riche en apatite avec une épaisseur de 10 à 300 m. Les roches nelsonitiques forment des lentilles orientées est-ouest avec une inclinaison de 70 à 85° vers le sud. Les gabbros anorthositiques minéralisés sont également enrichis en apatite au contact avec le sud de l'enveloppe nelsonitique sur environ les deux tiers du gisement. L'épaisseur de cette unité varie de 20 à 220 m et augmente vers l'ouest. Une zone de mélange entre la nelsonite et les gabbros anorthositiques minéralisés est observée à l'est du dépôt et présente une épaisseur variant de 10 à 100m (Arianne Phosphate Inc., 2013).



**Figure 8.3.** Carte géologique et zones minéralisées du gisement du Lac-à-Paul (Arianne Phosphate Inc., 2013).

### 8.3. Méthodologie

#### 8.3.1. Mesures des propriétés physiques

Les densités et porosités des échantillons ont été mesurées par la méthode qui s'appuie sur le principe de la poussée d'Archimède. Dans un premier temps, les échantillons ont été plongés sous l'eau, dont la densité est de 0,9982 g/cm<sup>3</sup> à 20°C, pendant 48h afin de saturer complètement les cavités/pores. Ensuite, la masse des échantillons a été mesurée à l'air libre (Ms) et dans l'eau (Mw) à l'aide d'une balance de précision (0,01g). Les échantillons

saturés ont ensuite été séchés dans un four pendant une période de 24h à une température de 110°C afin d'évaporer complètement l'humidité. Finalement, la masse des échantillons secs a été mesurée à l'air libre ( $M_d$ ).

La densité saturée  $\rho_s$  a été calculée avec:

$$\rho_s = \frac{M_s}{M_s - M_w} \quad (8.1)$$

La densité sèche totale  $\rho_d$  a été calculée avec:

$$\rho_d = \frac{M_d}{M_s - M_w} \quad (8.2)$$

La densité des grains  $\rho_g$  a été calculée par:

$$\rho_g = \frac{M_d}{M_d - M_w} \quad (8.3)$$

La porosité  $\phi$  a été calculée par:

$$\phi = \frac{M_s - M_d}{M_s - M_w} \quad (8.4)$$

Les susceptibilités magnétiques ont été mesurées avec le KT-10R, un compteur de susceptibilité magnétique manuel. Cet instrument portable a une réceptivité de  $10^{-6}$  SI et plusieurs facteurs de correction intégrés pour différents modèles géométriques (échantillons de carotte de forage, échantillons de carotte de forage fractionnée, échantillons semi-infinis). En revanche, le KT-10R n'a pas de configuration pour mesurer les échantillons en lame mince, utilisés dans les laboratoires pétrographiques. Une équation empirique reliant la susceptibilité magnétique vraie ( $\chi$ ) et la susceptibilité magnétique mesurée ( $\chi_0$ ) avec l'épaisseur ( $\delta$ ), utilisant deux calibrations et le modèle semi-infini, a été utilisée pour corriger les échantillons de lames minces.

$$\chi = \chi_0 f(\delta) \quad (8.5)$$

### 8.3.2. Processus et acquisition des données géophysiques

Les données de magnétomètre aéroporté de haute résolution et de spectrométrie de rayons gammas ont été fournies par le MERN, qui a mené une étude géophysique sur la

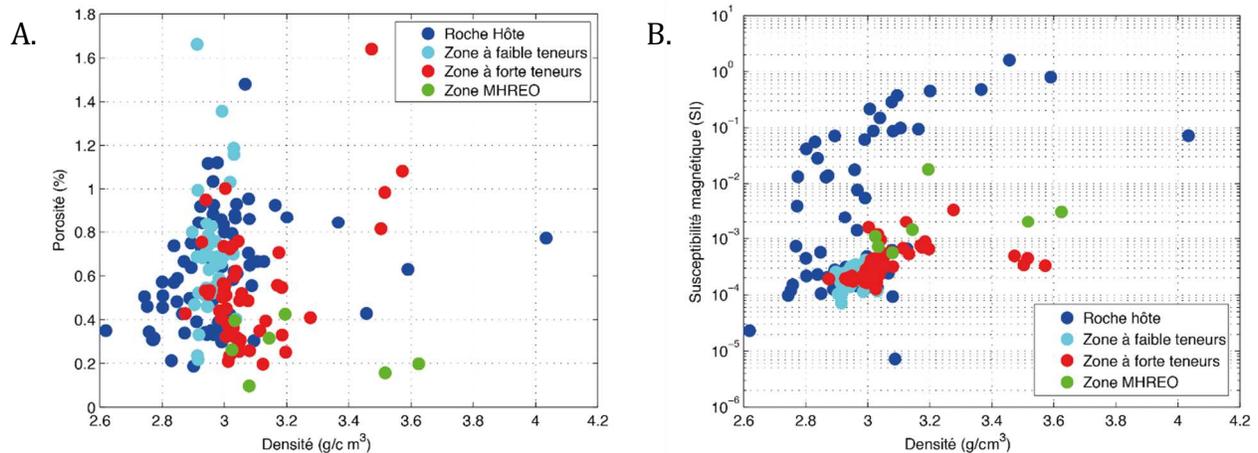
Province géologique de Churchill au cours de l'été 2011. Les données de champ magnétique et de spectre des rayons gammas ont été enregistrées à l'aide d'un magnétomètre à vapeur de Césium et un spectromètre équipé d'un cristal de NaI d'un volume de 33,6 L. L'espacement des lignes de traverse était de 300 m avec un espacement des lignes de contrôle de 2000 m. L'aéronef avait une altitude de vol de 80 m au-dessus du sol. Les lignes de traverse étaient orientées est-ouest perpendiculairement aux lignes de contrôle. Les données ont été obtenues par le programme Geosoft (Oasis Montaj). La grille a été réalisée par la méthode de krigeage.

#### **8.4. Résultats**

Les échantillons de lame mince proviennent du gisement d'ETR Ashram et de ses roches encaissantes. La majorité des échantillons ont des épaisseurs de 10 à 20 mm. Les propriétés physiques (densité, porosité et susceptibilité magnétique) de ces échantillons ont été mesurées au laboratoire en utilisant la méthode qui s'appuie sur le principe de la poussée d'Archimède et l'instrument KT-10R respectivement (Tableau E.1 et E.2). Les valeurs moyennes et les déviations standards sont reportées dans le Tableau 8.1. La Figure 8.4A présente les porosités estimées en fonction de la densité totale standard des échantillons issus des différentes zones du gisement Ashram. La Figure 8.4B présente la susceptibilité magnétique en fonction de la densité totale saturée des échantillons des différentes zones du gisement d'ETR Ashram.

**Tableau 8.1.** Mesures des propriétés physiques des échantillons du gisement Ashram.

	<b>Nombre d'échantillon</b>	<b>Densité saturée (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Porosité (%)</b>	<b>Susceptibilité magnétique (10<sup>3</sup> SI)</b>
Zone à haute teneur	49	3,08 ± 0,15	0,54 ± 0,27	0,39 [0,20; 0,78]
Zone à basse teneur	37	2,90 ± 0,04	0,70 ± 0,29	0,20 [0,13; 0,31]
Zone MHREO	7	3,23 ± 0,24	0,26 ± 0,12	1,85 [0,58; 5,90]
Encaissant	72	2,98 ± 0,20	0,62 ± 0,25	1,64 [0,08; 32,57]



**Figure 8.4.** (A) Porosité et (B) susceptibilité magnétique en fonction de la densité saturée des échantillons prélevés dans différentes zones du gisement Ashram.

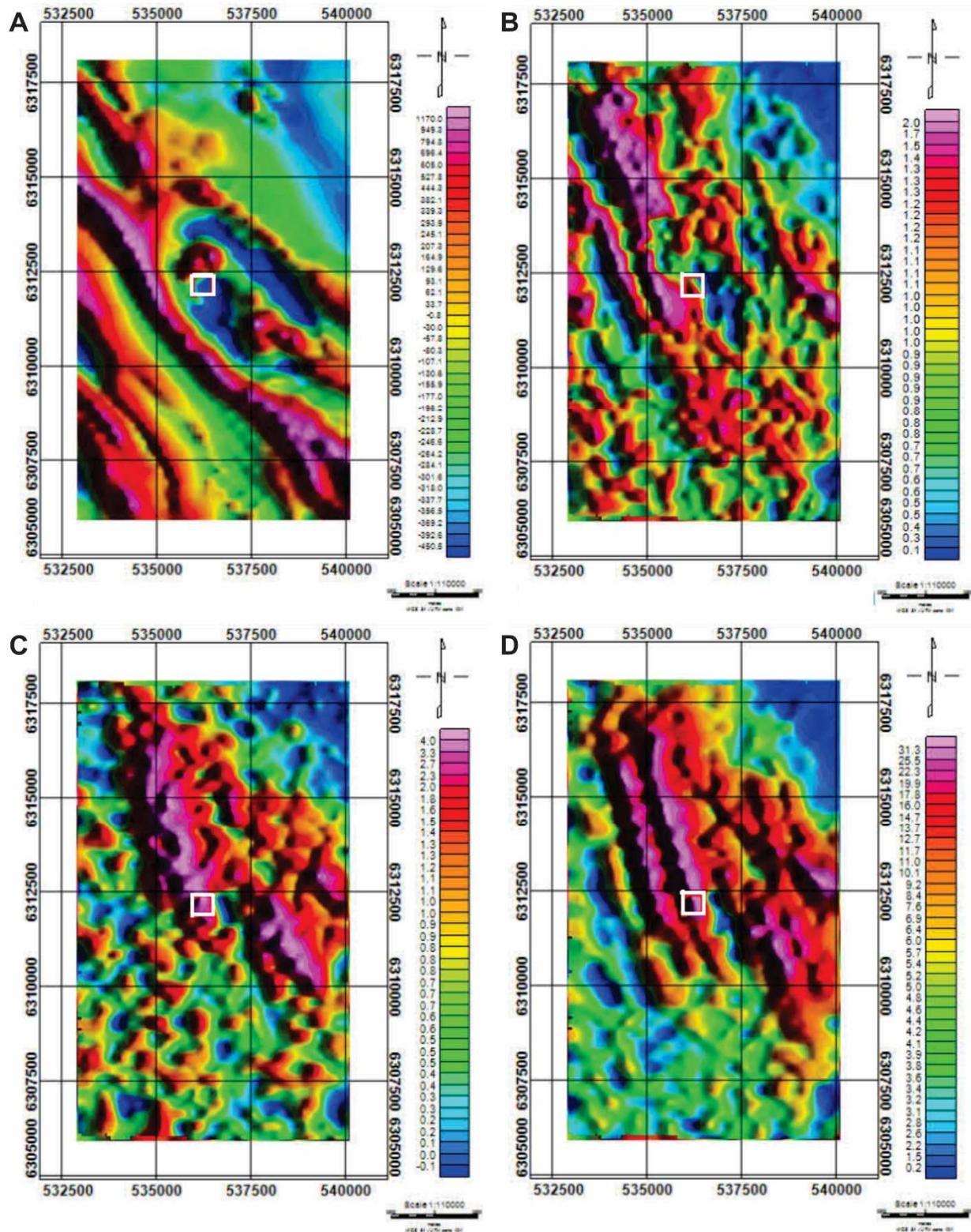
Les mesures des propriétés géophysiques des échantillons montrent que la densité totale a tendance à augmenter avec l'augmentation des teneurs en ETR et que la porosité de la zone MHREO (0,26% en moyenne) est significativement plus basse que celle des autres zones du gisement (0,61% en moyenne) et des roches encaissantes (0,62% en moyenne). La densité des échantillons de roche dépend de la composition des minéraux, de la fraction volumique et de la densité de chaque minéral dans la roche. Les minéraux porteurs d'ETR du gisement Ashram ont de fortes densités: monazite (4,98-5,43 g/cm<sup>3</sup>), bastnäsité (4,9-5,20 g/cm<sup>3</sup>) et xénotime (4,40-5,10 g/cm<sup>3</sup>). De nombreux échantillons de la roche encaissante ont de fortes susceptibilités magnétiques dues à la présence de magnétite massive et aux teneurs en pyrrhotites.

Les données aéromagnétiques obtenues au-dessus du dépôt (Fig 8.5A) montrent des anomalies magnétiques de formes annulaires dues à des corps de fortes susceptibilités magnétiques (magnétite massive et fortes teneurs en pyrrhotite) entourant le gisement Ashram. Ce gisement, localisé dans le centre du complexe de carbonatite d'Eldor, présente une anomalie magnétique négative. Le gisement d'ETR Ashram semble être associé à la phase finale de la mise en place du complexe d'Eldor. La nature fortement oxydée de la phase tardive des carbonatites est traduite par des bas magnétiques.

Les données de gamma spectral et leurs équivalents en concentration de potassium, uranium et thorium sont présentées dans les Figures 8.5 B-D. Ces données montrent un

enrichissement en U et Th au travers du gisement. Certains minéraux porteurs d'ETR (monazite, bastnäsité) du gisement Ashram contiennent de fortes teneurs en U et Th.

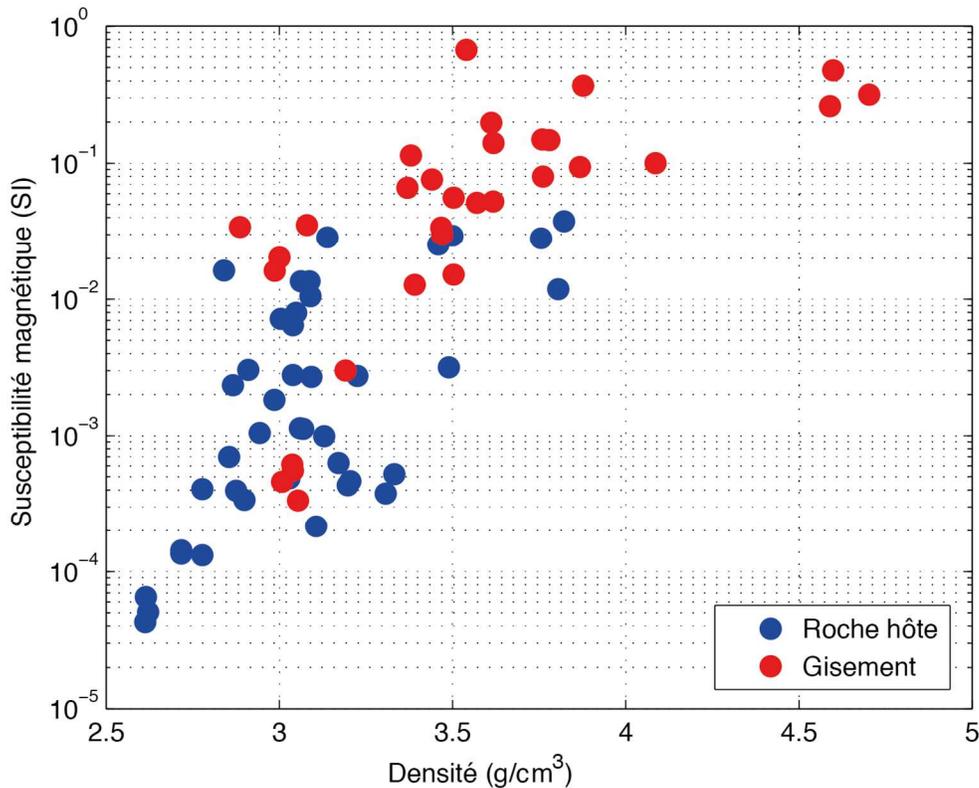
Les densités saturées et les susceptibilités magnétiques des échantillons du gisement du Lac-à-Paul ont été mesurées à l'Université Laval et à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Le Tableau 8.2 présente les valeurs moyennes et les déviations standards des mesures de densité saturée ainsi que la moyenne géométrique, les valeurs minimales et maximales des susceptibilités magnétiques des échantillons du gisement du Lac-à-Paul. La Figure 8.6 montre les susceptibilités magnétiques des échantillons en fonction de la densité totale saturée des différentes zones du gisement d'ETR du Lac-à-Paul.



**Figure 8.5.** (A) Champs magnétique résiduel; (B) Concentration équivalente de potassium; (C) Concentration équivalente d'uranium; (D) Concentration équivalente de thorium. Le carré blanc indique la position du gisement Ashram.

**Tableau 8.2.** Mesures des propriétés physiques des échantillons du gisement du Lac-à-Paul.

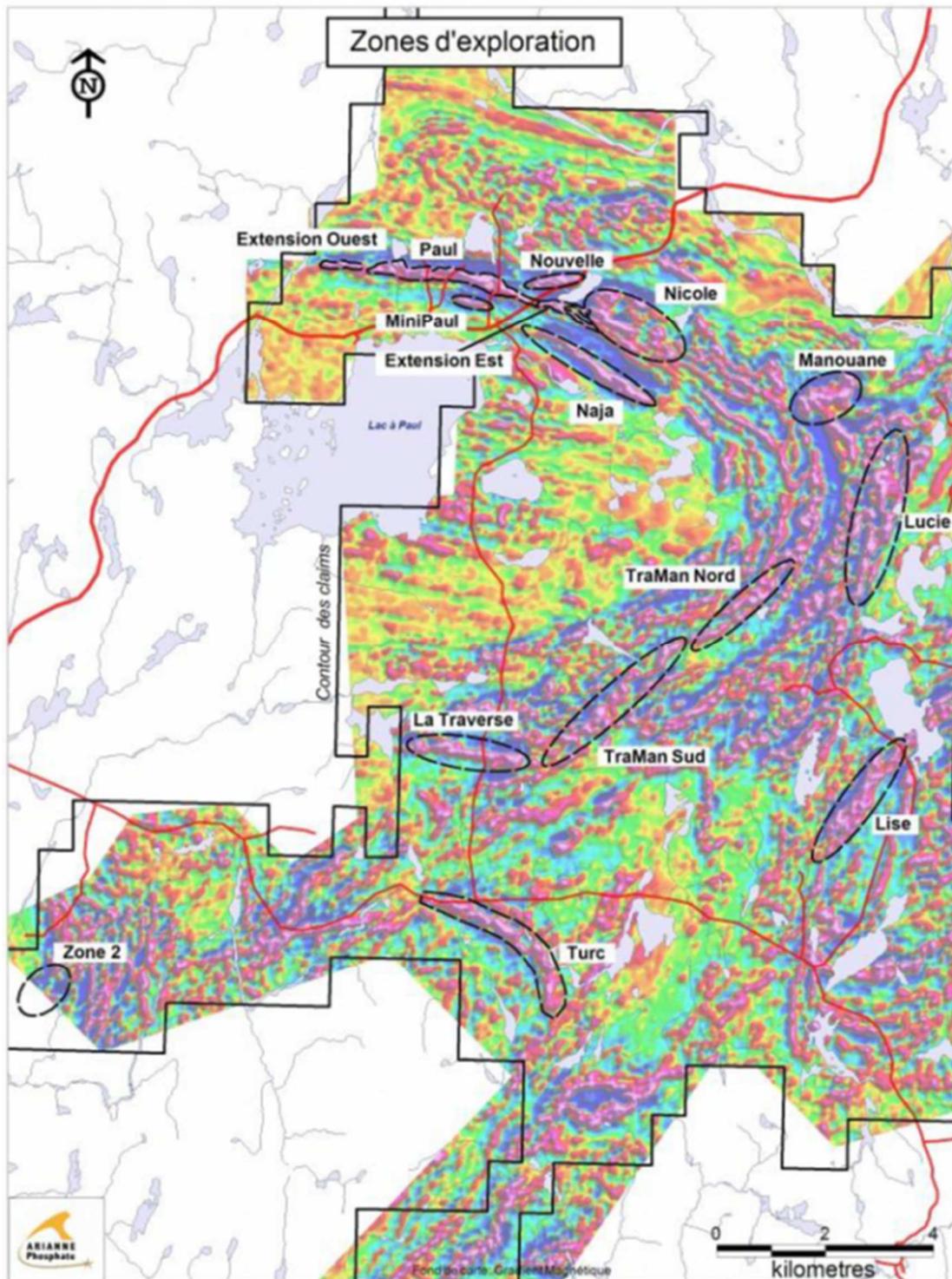
	Nombre d'échantillon	Densité saturée (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilité magnétique (10 <sup>3</sup> SI)
Gisement	31	3,54 ± 0,47	37,17 [4,74; 291,35]
Encaissant	41	3,08 ± 0,30	1,57 [0,23; 10,72]



**Figure 8.6.** Susceptibilité magnétique en fonction de la densité saturée pour différents échantillons recueillis dans les différentes zones du gisement du Lac-à-Paul.

Les densités totales et les susceptibilités magnétiques des échantillons des gisements sont plus élevées que celles des roches encaissantes. Cette observation est expliquée par les fortes teneurs en magnétite, ilménite et olivine de la roche hôte. Les données aéromagnétiques du gisement du Lac-à-Paul (Fig. 8.7) montrent également des anomalies magnétiques positives. Il est possible d'observer deux relations linéaires entre les susceptibilités magnétiques et les densités des échantillons, une pente correspond aux échantillons issus du gisement et la seconde pente correspond aux échantillons issus des roches encaissantes; les susceptibilités magnétiques augmentent avec l'augmentation de la

densité saturée. Les valeurs maximales de susceptibilités magnétiques et de densités sont atteintes pour les échantillons provenant du gisement.



**Figure 8.7.** Levé magnétique couvrant le gisement du Lac-à-Paul (Arianne Phosphate Inc., 2013).

## **8.5. Discussion**

Dans le gisement Ashram, les densités des roches augmentent avec l'augmentation des teneurs en ETR et les porosités de la zone MHREO sont inférieures à celles des autres zones. Le gisement Ashram montre également des anomalies magnétiques négatives entourées par une anomalie magnétique positive de forme annulaire, en particulier dans le nord du dépôt. La majorité des échantillons ont des susceptibilités magnétiques inférieures sauf pour les échantillons des roches encaissantes prélevés au nord du gisement. Les échantillons présentant de fortes susceptibilités magnétiques contiennent de la magnétite massive et des pyrrhotites. Les fortes concentrations en U et Th observées dans le gisement semblent être dues à la présence de minéraux porteurs d'ETR (monazite et bastnäsité).

Dans le gisement du Lac-à-Paul, la densité et la susceptibilité magnétique des échantillons du gisement sont plus importantes que celles des échantillons de roches encaissantes, en raison probablement de fortes teneurs en magnétite, ilménite et olivine. De plus, la susceptibilité magnétique augmente avec l'augmentation de la densité saturée. Ceci peut être relié aux compositions mafiques à ultramafiques des roches.

Nous n'avons pas été en mesure d'avoir accès aux propriétés physiques de la propriété Eldor, appartenant à la compagnie Commerce Resources Inc., et de la propriété Lac-à-Paul, appartenant à la compagnie Ariane Phosphate Inc. Ces données auraient pu aider à la compréhension des relations entre le type de roches, la minéralogie et les réponses géophysiques.

## **8.6. Liste des publications et communications**

### ***Présentation orale***

Zhao, P., 2016. Preliminary results of the physical properties and geophysical signatures of the Eldor REE deposit. Atelier Divex, Les minéralisations en terres rares, Montréal, Québec.

## **9. Projet intégrateur – Signature isotopique en Sm-Nd des principaux gîtes d’éléments des terres rares au Québec**

Ce projet de recherche, débuté en avril 2015, est réalisé par Anne-Aurélié Sappin (chercheure post-doctoral à l’Université Laval) en collaboration avec les professeurs Georges Beaudoin (Université Laval), Ross Stevenson (UQAM) et Marc Constantin (Université Laval).

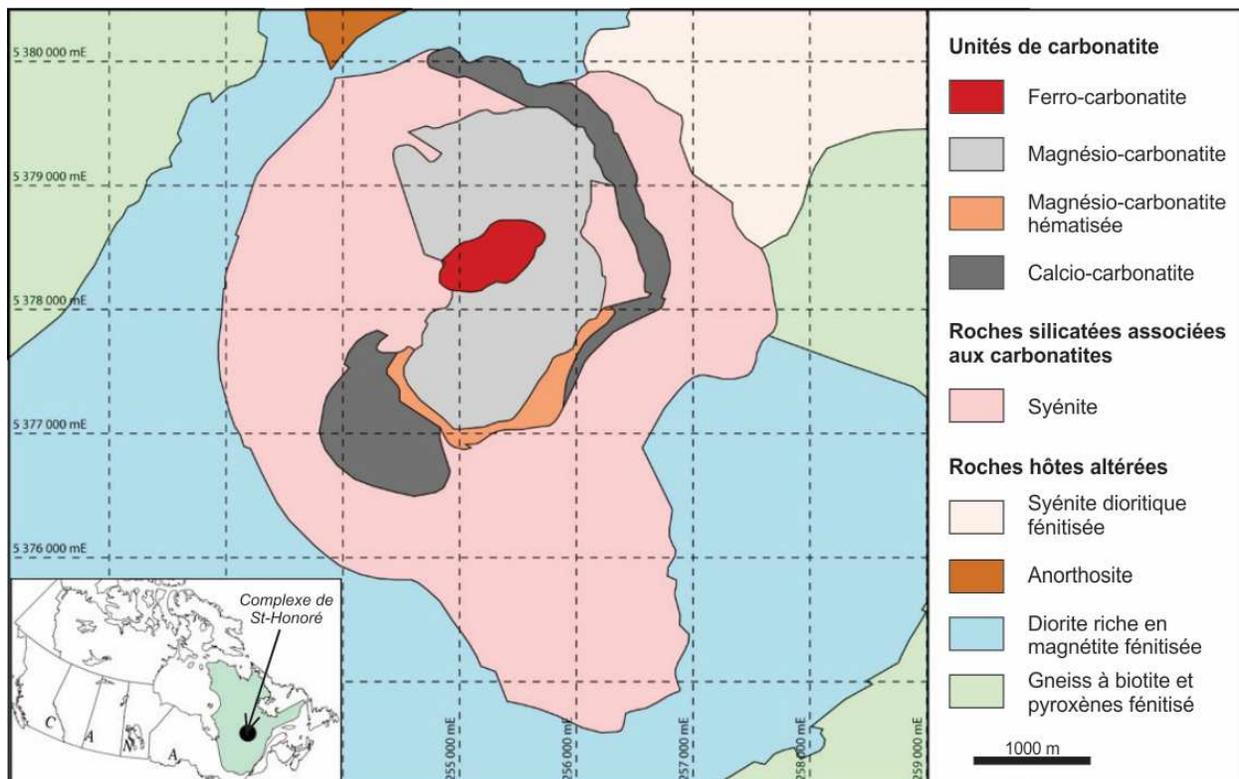
### ***9.1. Problématique de recherche***

La province de Québec est l’hôte de nombreuses occurrences, indices et gîtes d’ETR, dont plusieurs font présentement l’objet de travaux d’exploration et de développement relativement avancés (e.g. les gisements Ashram, Montviel, Strange Lake et Kipawa et les minéralisations en ETR de la propriété Kwyjibo). Les études antérieures sur les gîtes d’ETR au Québec se sont essentiellement concentrées sur les aspects géologiques, minéralogiques et géochimiques qui caractérisent les minéralisations et leurs roches hôtes. Les études systématiques sur la composition isotopique de ces gîtes sont plus rares et seuls quelques travaux ont été réalisés sur leur composition isotopique en Sm-Nd (e.g. Bell et Blenkinsop, 1987; Wen *et al.*, 1987; Wu *et al.*, 2010; Chen, 2014; Kamenetsky *et al.*, 2015; Kerr, 2015; Nadeau *et al.*, 2016 a et b). Les études de cas réalisées sur les gisements Ashram (Beland *et al.* en cours), Kipawa (Fleury *et al.*, en cours) et Lac-à-Paul (Chartier-Montreuil *et al.*, en cours), dans le cadre du projet Terres Rares DIVEX/MERN, ont permis ou vont permettre d’acquérir de nouvelles données isotopiques. Ce projet se propose donc de compléter les données déjà disponibles sur les signatures isotopiques en Sm-Nd des principaux indices d’ETR présents sur le territoire québécois. Les gîtes sélectionnés pour cette étude sont les gîtes Niobec, Lac Shortt et Crevier, tous trois associés à des complexes de carbonatite, et les indices d’ETR contenus dans des pegmatites peralumineuses dans le secteur du lac Okaopéo. L’objectif de ce projet est de déterminer la ou les sources mantelliques/crustales impliquées dans la genèse de ces gîtes et d’évaluer la contribution crustale. Ces éléments conduiront à cibler les secteurs les plus favorables pour l’exploration des ETR au Québec.

## 9.2. Contexte géologique des secteurs d'étude

### 9.2.1. Complexe de carbonatite de St-Honoré

Le complexe de carbonatite de St-Honoré a été mis en place il y a 565 Ma (Doig et Barton, 1968) dans la Province de Grenville. Des analyses plus récentes de baddaleyite issues de dykes de lamprophyres associés à la suite de Saint Honoré ont donné un âge de  $582,1 \pm 1,8$  Ma (Tremblay *et al.*, 2015). Il est encaissé dans des diorites, des syénites et des gneiss à biotite et pyroxènes qui ont été fénitisés suite à l'intrusion de ce complexe alcalin (Fig. 9.1; Tremblay *et al.*, 2015). Il est également recouvert par des unités Paléozoïques, les calcaires du Groupe de Trenton et les shales de la Formation d'Utica (Tremblay *et al.*, 2015). La formation de ce complexe intrusif serait reliée à un épisode d'extension qui aurait conduit à la mise en place du graben de Saguenay et du rift du St-Laurent (Kumarapeli et Saull, 1966).



**Figure 9.1.** Carte géologique simplifiée du complexe de carbonatite de St-Honoré (tirée de Tremblay *et al.*, 2015 et modifiée d'après Vallières *et al.*, 2013).

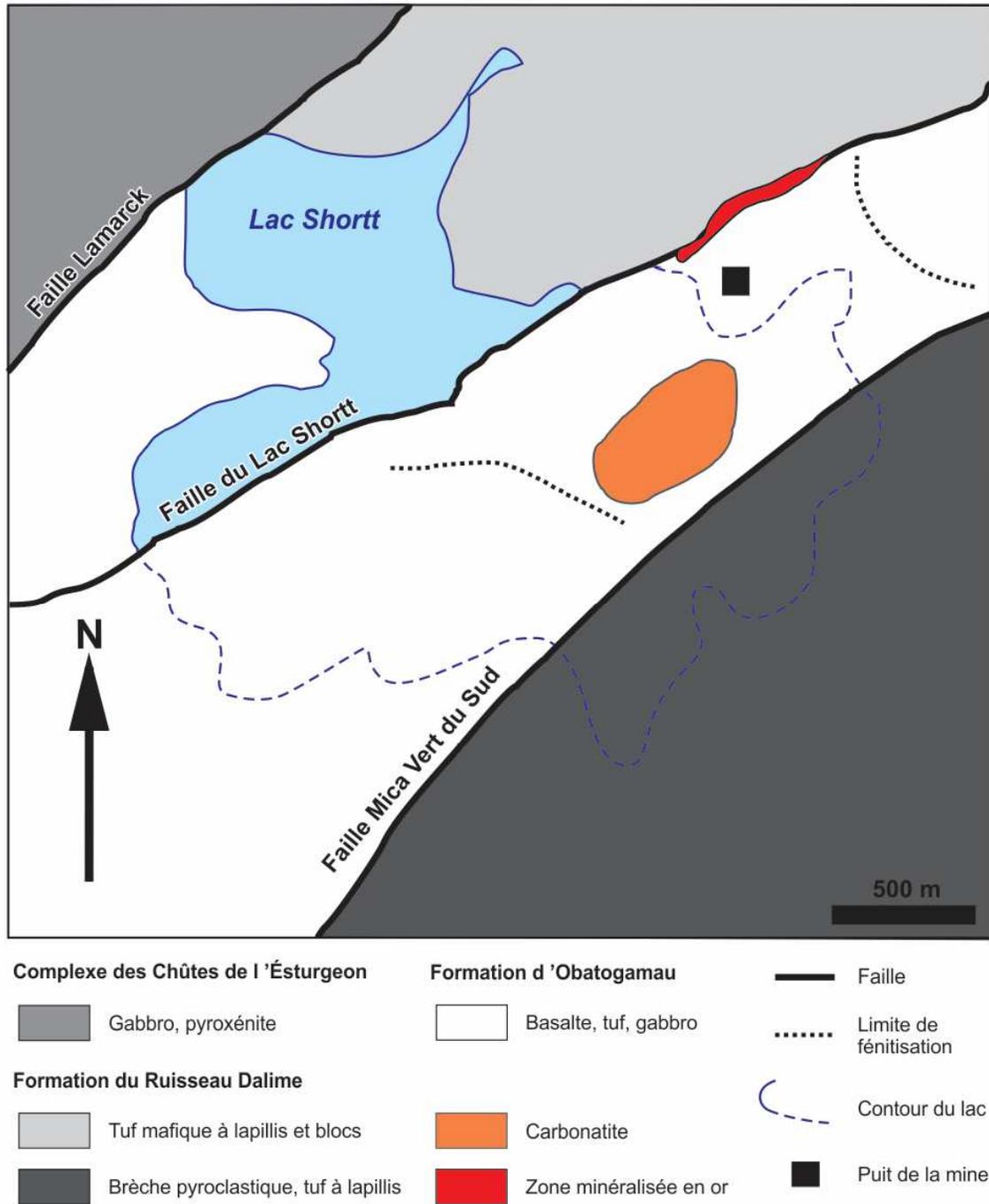
Le complexe de carbonatite de St-Honoré forme une intrusion verticale, grossièrement elliptique, qui comprend une couronne de roches silicatées alcalines, principalement composée de syénites, entourant un cœur de carbonatite qui inclut de l'extérieur vers l'intérieur, de la calcio-carbonatite, de la magnésio-carbonatite et de la ferro-carbonatite (Fig. 9.1; Néron, 2015). Parmi ces différents types de carbonatites, les calcio-carbonatites sont les roches les plus âgées et les plus primitives, alors que les ferro-carbonatites correspondent aux faciès les plus jeunes et les plus évolués (Néron, 2015). Les calcio-carbonatites et magnésio-carbonatites contiennent le gisement en Nb de Niobec (réserves estimées à 416 Mt contenant 0,41% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; Vallières *et al.*, 2013). Au contraire, l'unité de ferro-carbonatite est l'unité hôte de la minéralisation en ETR. Dans ce complexe intrusif, le Nb provient essentiellement de l'exploitation du pyrochlore et de la columbite (Tremblay *et al.*, 2015). Les minéraux riches en ETR présentant un intérêt économique sont, quant à eux, des fluoro-carbonates, tels que la bastnäsite, la parisite et la synchysite (Gauthier, 1979; Fournier, 1993).

### **9.2.2. Complexe de carbonatite du Lac Shortt**

Le complexe de carbonatite du Lac Shortt est situé dans la portion est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dans la Province du Supérieur. Il a été formé il y a 2652 Ma (Thorpe *et al.*, 1984; Morasse, 1988) et est encaissé dans les coulées volcaniques de Wachigabau appartenant à la Formation d'Obatogamau et les roches sédimentaires volcanogènes de la formation du Ruisseau Dalime (Fig. 9.2; Brisson, 1998). La mise en place de ce complexe alcalin est syn- à post-déformation et est associée à la zone de cisaillement Lamarck orientée NE-SO (Fig. 9.2; Brisson, 1998; Nadeau *et al.*, 2014).

La forme du complexe de carbonatite du Lac Shortt est encore mal définie, en raison de la quasi-absence d'affleurement en surface (Prud'homme, 1990). Ce complexe alcalin est composé d'une variété d'unité intrusive incluant des gabbros alcalins et des syénites, mais aussi des dykes de calcio-carbonatite et silico-carbonatite, des dykes d'hornblendite, des sills mafiques à dioritiques non-différenciés et des dykes de lamprophyre. (Morasse, 1988; Prud'homme, 1990; Bourne et Bossé, 1991; See, 1994; Nadeau *et al.*, 2014). Ces différents lithofaciès, ainsi que la minéralisation en ETR, semblent être génétiquement associés (Nadeau *et al.*, 2014). La minéralisation en ETR du Lac Shortt est essentiellement contenue

dans les dykes de carbonatite et présente jusqu'à 2,2% d'oxydes de terres rares (Quirion, 1991). Les principaux minéraux contenant des ETR comprennent la monazite, la bastnäsité, le pyrochlore, l'ancylite et la synchysite (Quirion, 1991; Nadeau *et al.*, 2014).

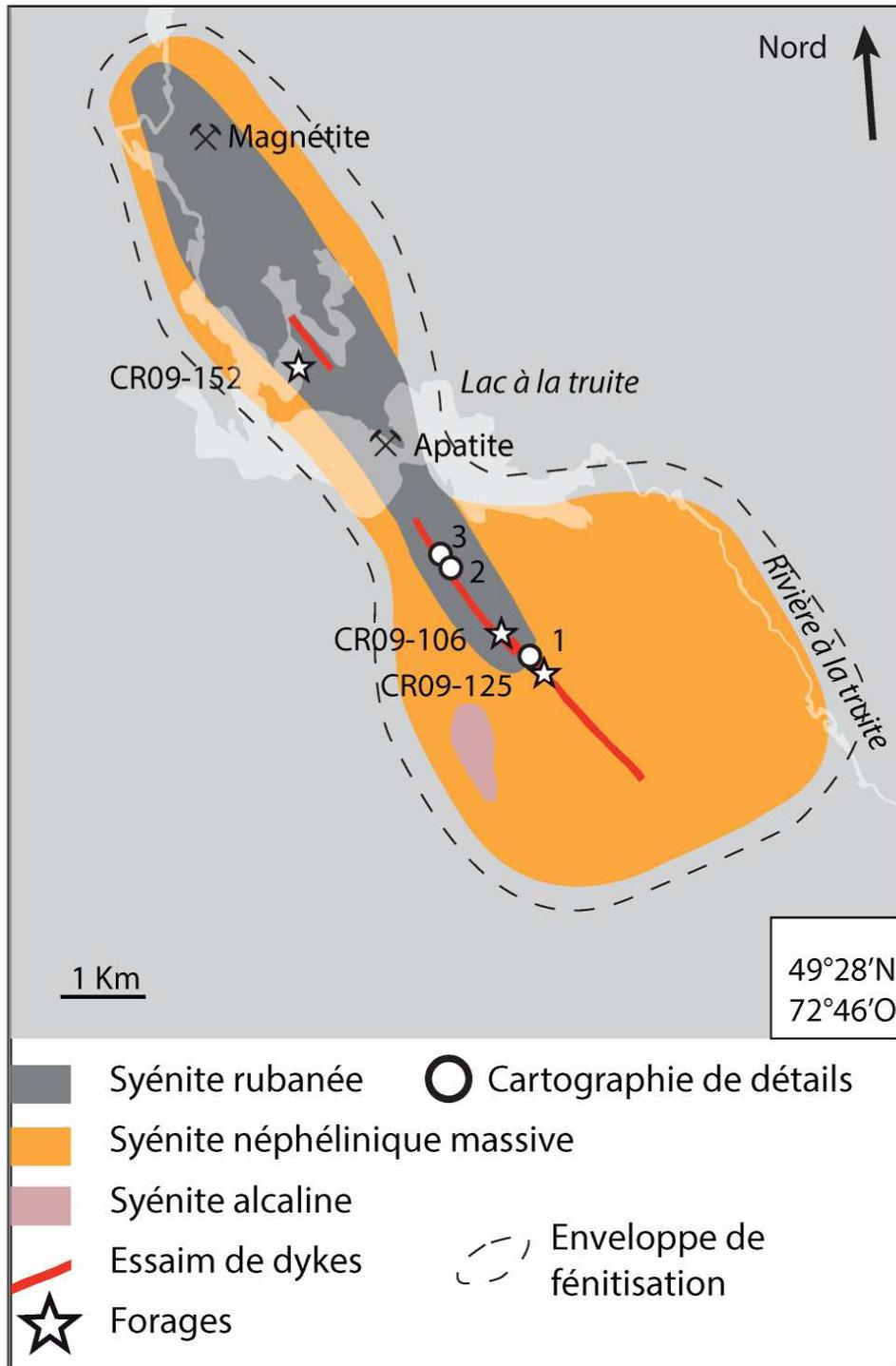


**Figure 9.2.** Carte géologique simplifiée du secteur de la mine d'or du Lac Shortt (modifiée d'après Prud'homme, 1990 et See, 1994).

### 9.2.3. Intrusion alcaline de Crevier

L'Intrusion alcaline de Crevier, datée à 957,5 Ma (Groulier *et al.*, 2014), est située à proximité du corridor structural de Waswanipi-Saguenay associé au graben du Saguenay, dans la Province de Grenville (Sappin et Beaudoin, 2015a). Elle est contenue dans des granitoïdes et des gneiss charnockitiques. L'Intrusion alcaline de Crevier et sa minéralisation en Nb-Ta ont été décrites en détail par Groulier (2013) et Groulier *et al.* (2014). Les principales observations faites dans cette étude sont résumées dans le paragraphe suivant.

En surface, l'Intrusion alcaline de Crevier est ovale dans sa partie nord et sub-circulaire dans sa portion sud (Fig. 9.3). La forme de cette intrusion a été définie à partir des levés aéromagnétiques et des forages, en raison de la rareté des affleurements. L'Intrusion alcaline de Crevier est composée de syénites néphéliniques à texture grenue qui ont été recoupées par des unités de syénite rubanée, des dykes de syénite néphélinique plus finement grenue, des dykes de carbonatite et par une petite unité de syénite alcaline (Fig. 9.3). Les syénites néphéliniques, les syénites rubanées et les carbonatites sont recoupées par des essaims de dykes de syénite néphélinique pegmatitique. Ces derniers sont eux-même recoupés par des veines riches en sodalite. La minéralisation en Nb-Ta de Crevier est associée aux dykes de syénite néphélinique pegmatitique. En particulier, les teneurs les plus élevées en Nb et en Ta ont été enregistrées dans les secteurs riches en veines tardives contenant de la sodalite. Les ressources minérales indiquées de ce gisement sont de 12,9 Mt titrant à 0,19% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 234 ppm Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et les ressources minérales inférées sont de 15,4 Mt titrant 0,17% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 252 ppm Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> avec une teneur de coupure de 0,10% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Duplessis et Girard, 2010). Les carbonatites associées à cette intrusion présentent également un enrichissement en ETR (jusqu'à 1400 ppm d'ETR). Les minéraux d'intérêt pour le Nb et le Ta dans l'intrusion de Crevier sont les pyrochlores alors que les ETR semblent être principalement contenus dans des monazites et des carbonates.



**Figure 9.3.** Carte géologique simplifiée de l'intrusion alcaline de Crevier (tirée de Groulier *et al.*, 2014 et modifiée d'après Bergeron, 1980).

#### **9.2.4. Pegmatites du lac Okaopéo**

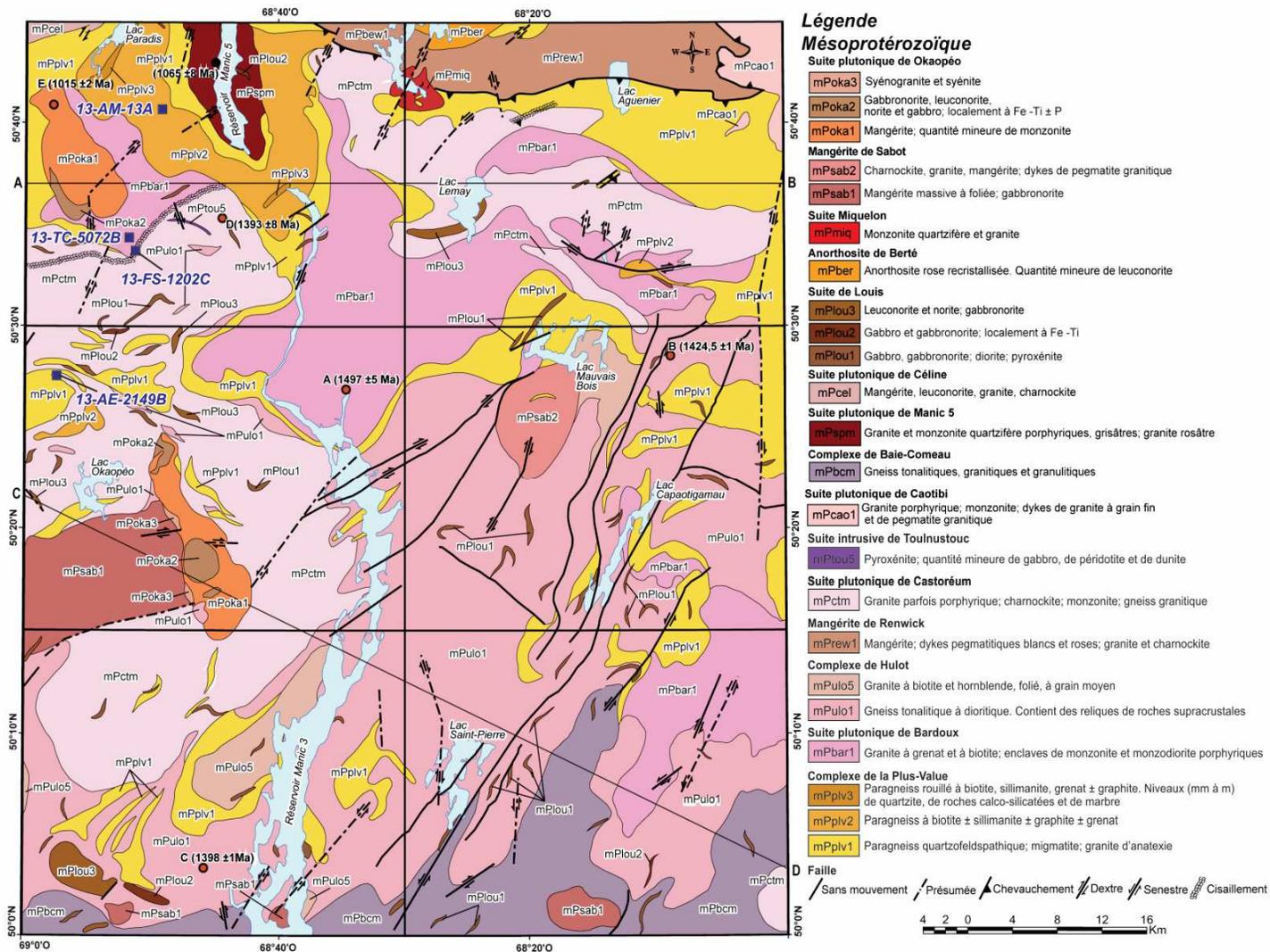
La région du lac Okaopéo, située dans la ceinture allochtone du Grenville, est caractérisée par la présence de nombreux dykes pegmatitiques riches en ETR. Parmi ces dykes, quatre font l'objet de cette étude. Ils ont été datés à environ 1004-1005 Ma (Turlin *et al.*, 2015 et 2016). Les deux premiers dykes (13-AE-2149B et 13-FS-1202C; Moukhsil *et al.*, 2014) recoupent la Suite plutonique de Castoréum qui comprend majoritairement des métagranites, le troisième (13-TC-5072B; Moukhsil *et al.*, 2014) recoupe les métagranites de la Suite plutonique de Bardoux et le dernier (13-AM-13A; Moukhsil *et al.*, 2014) a été mis en place dans les paragneiss du Complexe de la Plus-value (Fig. 9.4; André-Mayer *et al.*, 2015). Ces quatre pegmatites semblent être tardi-orogéniques (André-Mayer *et al.*, 2015; Turlin *et al.*, 2015).

Les pegmatites étudiées forment des dykes de 1 à 10 m de largeur environ (André-Mayer *et al.*, 2015). Elles sont peralumineuses et appartiennent aux granites de type-S (André-Mayer *et al.*, 2015; Turlin *et al.*, 2015). Ces pegmatites peuvent contenir jusqu'à 6,0% d'éléments des terres rares légères (Moukhsil *et al.*, 2014). Les principaux minéraux porteurs des ETR sont l'allanite dans le cas des pegmatites recoupant les complexes plutoniques et la monazite dans le cas des pegmatites encaissées dans des roches métasédimentaires (André-Mayer *et al.*, 2015; Turlin *et al.*, 2015).

### **9.3. Méthodologie**

#### **9.3.1. Échantillonnage**

Ce projet de recherche repose sur une sélection de 30 échantillons de roches totales et de concentrés minéraux provenant des 4 sites d'étude, incluant 8 échantillons du complexe de carbonatite de St-Honoré, 7 échantillons du complexe de carbonatite du Lac Shortt, 8 échantillons de l'Intrusion alcaline de Crevier et 7 échantillons des pegmatites peralumineuses du lac Okaopéo. Parmi ces échantillons, 27 ont été analysés pour les éléments traces. L'ensemble des 30 échantillons ont été analysés pour leur composition isotopique en Nd. La liste détaillée des échantillons collectés et analysés est présentée au Tableau 9.1.



**Figure 9.4.** Carte géologique simplifiée de la région du lac Okaopé indiquant la localisation des pegmatites étudiées (modifiée de Moukhsil *et al.*, 2014 et André-Mayer *et al.*, 2015).

**Tableau 9.1.** Liste des échantillons utilisés dans le cadre de cette étude.

Type de gîte	Indice/Gîte	Échantillon	Lithofaciès	Roche totale/ Minéral	Type d'échantillon
Complexe carbonatite de	St-Honoré	N03	Calcio-carbonatite	Calcite	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	S12	Calcio-carbonatite	Roche totale	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	N17	Magnésio-carbonatite	Dolomite	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	N20	Magnésio-carbonatite	Roche totale	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	P01	Magnésio-carbonatite	Roche totale	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	29-433	Ferro-carbonatite, minéralisation en bastnäsite	Roche totale	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	33-1113	Ferro-carbonatite, minéralisation en monazite	Roche totale	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	St-Honoré	S17	Syénite altérée	Roche totale	Carotte de forage
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-85110	Dyke de carbonatite dans une syénite, brèche?	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-8547	Carbonatite	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-8552	Dyke de lamprophyre	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-8621	Syénite (zone altérée)	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-8671	Sill dioritique (zone altérée)	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-8584	Minerai à basse teneur, veinule	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe carbonatite de	Lac Shortt	LS-8534	Minerai à haute teneur, veinule	Roche totale	Échantillon de mine souterraine
Complexe syénite de	Crevier	2012054314	Calcio-carbonatite	Roche totale	Carotte de forage

**Tableau 9.1.** Liste des échantillons utilisés dans le cadre de cette étude (suite)

Type de gîte	Indice/Gîte	Échantillon	Lithofaciès	Roche totale/ Minéral	Type d'échantillon
Complexe syénite de	Crevier	2012054318	Carbonatite	Roche totale	Carotte de forage
Complexe syénite de	Crevier	2012054305	Syénite rubanée	Roche totale	Carotte de forage
Complexe syénite de	Crevier	2012054315	Syénite rubanée	Roche totale	Carotte de forage
Complexe syénite de	Crevier	2012054316	Syénite néphélinique	Roche totale	Carotte de forage
Complexe syénite de	Crevier	2012054328	Syénite néphélinique grenue	Roche totale	Carotte de forage
Complexe syénite de	Crevier	2012054342	Syénite néphélinique grenue	Roche totale	Carotte de forage
Complexe syénite de	Crevier	2012054341	Syénite néphélinique pegmatitique	Roche totale	Carotte de forage
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-AE-2149B1	Pegmatite granitique	Plagioclase	Affleurement
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-FS-1202C	Pegmatite granitique	Allanite	Affleurement
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-FS-1202C	Pegmatite granitique	Plagioclase	Affleurement
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-TC-5072B1	Pegmatite granitique	Allanite	Affleurement
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-TC-5072B1	Pegmatite granitique	Feldspath K	Affleurement
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-AM-13A1	Pegmatite granitique	Monazite	Affleurement
Pegmatite peralumineuse	Okaopéo	13-AM-13A1	Pegmatite granitique	Plagioclase	Affleurement

### **9.3.2. Séparation minérale et broyage des roches et minéraux**

Les concentrés minéraux provenant du complexe de carbonatite de St-Honoré et des pegmatites du lac Okaopéo ont été préparés à l'Université Laval (Québec, Canada) et à l'Université de Lorraine (France), respectivement. Des fragments de roches ont été broyés et tamisés pour obtenir une fraction de 0,10-1,50 mm pour les échantillons de St-Honoré et une fraction de 0,50-1,68 mm pour les échantillons du lac Okaopéo, qui ont été lavées dans de l'acétone pour éliminer tous les résidus. Les minéraux ferromagnétiques présents dans ces fractions sont retirés à l'aide d'un aimant. Par la suite, le matériel restant est séparé par liqueur dense au tétrabromoéthane (densité = 3,0) dans le cas des échantillons de St-Honoré et au bromoforme de méthylène (densité = 2,9) dans le cas des échantillons du lac Okaopéo, puis de nouveau lavé dans de l'acétone. Les grains ou fragments de grains minéraux purs et ne présentant ni altération, ni inclusion ont été sélectionnés à la main sous une loupe binoculaire.

Les échantillons des complexes de carbonatite de St-Honoré et du Lac Shortt et des pegmatites du lac Okaopéo ont été broyés pour les analyses lithogéochimiques et isotopiques à l'Université Laval. Les échantillons de roches totales ont été broyés à 90% à moins de 15 mm par un concasseur à mâchoires et pulvérisés à 90% à moins de 106 µm par un broyeur planaire avec bols en agate. Les échantillons de concentrés minéraux ont été pulvérisés à 95% à moins de 106 µm par un broyeur SPEX avec billes en céramique dans les cas des carbonates et des feldspaths ou dans un mortier en diamonite dans le cas de l'allanite et de la monazite. Les échantillons de l'Intrusion alcaline de Crevier ont été préparés à Actlabs (Ontario, Canada). Ils ont été broyés à 90% à moins de 2 mm par un concasseur à mâchoires et pulvérisés à 95% à moins de 106 µm par un broyeur à disques et anneaux.

### **9.3.3. Analyses des éléments traces**

Les éléments traces, incluant les éléments lithophiles incompatibles et les éléments des terres rares, ont été analysés par le laboratoire Actlabs par spectrométrie de masse couplée à un plasma inductif (ICP-MS) ou par spectrométrie d'émission atomique à plasma à

couplage inductif (ICP-AES) à la suite d'une fusion au  $\text{LiBO}_2$  et une digestion à l'acide nitrique. Les résultats des analyses des éléments traces sont présentés au Tableau 9.2.

#### **9.3.4. Géochimie isotopique**

Les échantillons ont été préparés et analysés au GEOTOP de l'UQAM (Québec, Canada). Environ 0,05 à 0,4 g de poudre de roche ont été pesés dans des béchers ou des bombes en téflon auxquels on a ajouté un traceur isotopique enrichi en  $^{150}\text{Nd}$ - $^{149}\text{Sm}$  pour la détermination des concentrations en Sm-Nd. Dans le cas des échantillons de carbonatite, carbonate, lamprophyre et minerai provenant des complexes alcalins de St-Honoré, Lac Shortt et Crevier, un mélange d'acides HF- $\text{HNO}_3$  concentrés a été ajouté. Après 2 jours de digestion, la solution a été évaporée et les échantillons secs ont été dissous dans HCl, 6N, pendant quelques heures. Les échantillons de syénite et de diorite de ces mêmes complexes alcalins ont été mis en solution avec un mélange d'acides HF- $\text{HNO}_3$  concentrés et placés dans des manteaux métalliques au four, à environ  $150^\circ\text{C}$ . Après 7 jours, ils ont été sortis du four, la solution a été asséchée et les échantillons ont été évaporés dans l'acide perchlorique afin de briser les sels de fluorures. Ces échantillons, une fois sec, ont été mis en solution avec l'acide HCl, 6N et remis au four pendant 12 heures. L'ensemble des échantillons en solution HCl, 6N a été chargé sur des colonnes échangeuses d'ions contenant environ 2 mL de résine AG1X8 qui retient le fer présent dans les échantillons, mais laisse passer tous les autres éléments lorsqu'en solution avec HCl, 6N. Les échantillons ont été de nouveau évaporés, puis on y a ajouté 0,5 mL de  $\text{HNO}_3$ , 16M afin de remettre les échantillons en solution et de changer les sels de HCl en nitrate. La solution a été asséchée et on a ajouté 1,5 mL de  $\text{HNO}_3$ , 1M. La récupération des ETR a été effectuée à l'aide de colonnes échangeuses d'ions contenant environ 1 mL de résine Eichrom© TRU Spec. La fraction contenant les terres rares a été évaporée puis les échantillons secs ont été mis en solution avec l'acide HCl, 0,2N. Nd et Sm ont finalement été isolés à l'aide de colonnes contenant environ 2 mL de résine Eichrom© Ln Spec. Pour finir, les fractions Nd et Sm ont été évaporées.

**Tableau 9.2. Analyses des éléments traces (en ppm)**

Indice/Gîte Échantillon	St-Honoré								Lac Shortt		
	N03	S12	N17	N20	P01	29-433	33-1113	S17	LS-85110	LS-8547	LS-8552
Lithofaciès Roche totale/ Minéral	Ca-carb Calcite	Ca-carb Roche totale	Mg-carb Dolomite	Mg-carb Roche totale	Mg-carb Roche totale	Fe-carb Roche totale	Fe-carb Roche totale	Syénite Roche totale	Carb Roche totale	Carb Roche totale	Lmp Roche totale
Ba	651	1830	108	98	74	40860 <sup>(c)</sup>	186100 <sup>(c)</sup>	2040	1170	10800	1540
Ce	600	898	356	530	938	14600	840	210	1590	1890	336
Co <sup>(a)</sup>	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	8	< 1	3	< 1	3	95
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	960
Cs	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	3,7	< 0,1	< 0,1	1,5
Cu <sup>(a)</sup>	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	30	50
Dy	19,4	28,5	10,9	14,3	26,9	46,3	4,2	6,1	36,3	47,5	10,1
Er	8,2	10,7	4,8	6,0	8,1	10,8	1,2	2,6	13,1	17,2	3,4
Eu	11,9	20,4	6,8	9,7	23,9	73,1	3,9	4,2	30,8	39,8	6,8
Ga	2	3	4	2	4	64	5	26	10	9	10
Gd	28,7	47,5	16,6	23,9	56,5	142,0	12,0	10,1	76,0	98,1	17,6
Hf	0,1	1,6	0,2	0,2	0,4	0,3	< 0,1	4,0	28,9	0,2	5,1
Ho	3,15	4,46	1,82	2,36	3,81	6,35	0,55	0,99	5,40	7,10	1,50
La	262	396	157	242	381	11200	423	94	715	879	167
Lu	0,990	1,210	0,725	0,710	0,512	0,337	0,123	0,320	1,370	1,670	0,280
Nb	7,1	926,0	87,1	38,9	276,0	40,6	15,5	444,0	12,0	20,0	161,0
Nd	245	386	147	210	506	3240	290	88	739	911	137
Ni <sup>(a)</sup>	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	830
Pb <sup>(a)</sup>	6	< 5	< 5	< 5	11	7	< 5	< 5	20	4160	118
Pr	67,9	103,0	39,9	57,8	128,0	1190,0	87,9	24,2	199,0	237,0	37,1
Rb	2	< 1	6	< 1	< 1	< 1	< 1	206	29	11	73
Sm	40,3	69,7	23,5	35,4	86,1	322,0	31,4	14,8	124,0	157,0	23,7
Sr	8480	701	256	264	4750	4260	3430	1150	17700 <sup>(c)</sup>	22490 <sup>(c)</sup>	1860
Ta	0,08	1,40	0,01	2,32	0,02	< 0,01	0,04	5,02	1,70	0,80	6,90
Tb	3,88	5,85	2,15	2,91	6,36	12,00	1,11	1,23	7,90	10,20	2,10
Th	1,46	59,10	11,10	4,79	23,40	391,00	83,50	4,44	7,80	13,10	21,10
Tm	1,070	1,330	0,670	0,746	0,826	0,815	0,146	0,336	1,620	2,080	0,360
U	0,04	1,57	0,49	2,22	0,76	1,01	0,04	16,20	1,20	2,20	12,10
V	12	18	16	12	14	16	12	109	46	21	151
Y	87,1	124,0	48,2	63,9	91,8	190,0	16,3	30,1	151,0	211,0	45,0
Yb	6,74	8,41	4,63	4,85	4,11	3,18	0,84	2,24	9,30	11,80	2,00
Zn <sup>(a)</sup>	< 30	< 30	30	60	< 30	490	510	230	140	4760	240
Zr	2	113	9	6	16	< 1	2	346	2060	< 1	250

**Tableau 9.2. Analyses des éléments traces (en ppm) (suite)**

Indice/Gîte Échantillon	Lac Shortt				Crevier <sup>(b)</sup>					
	LS-8621 Syénite Roche totale/ Minéral	LS-8671 Diorite Roche totale	LS-8584 Minerai Roche totale	LS-8534 Minerai Roche totale	2012054314 Ca-carb Roche totale	2012054318 Carb Roche totale	2012054305 Syénite Roche totale	2012054315 Syénite Roche totale	2012054316 Syénite nph Roche totale	2012054328 Syénite nph Roche totale
Ba	6350	434	712	788	361 <sup>(c)</sup>	403 <sup>(c)</sup>	506 <sup>(c)</sup>	465 <sup>(c)</sup>	222 <sup>(c)</sup>	1272 <sup>(c)</sup>
Ce	50	256	635	210	509	510	118	141	141	54
Co <sup>(a)</sup>	< 1	25	24	24	< 1	< 1	50	25	6	10
Cr	< 20	< 20	< 20	40	11 <sup>(d)</sup>	5 <sup>(d)</sup>	268 <sup>(d)</sup>	10 <sup>(d)</sup>	< 5 <sup>(d)</sup>	< 5 <sup>(d)</sup>
Cs	1,4	< 0,1	0,7	0,9	0,1	< 0,1	3,7	3,3	2,6	0,7
Cu <sup>(a)</sup>	< 10	30	50	20	< 1 <sup>(e)</sup>	12 <sup>(e)</sup>	< 1 <sup>(e)</sup>	4 <sup>(e)</sup>	1 <sup>(e)</sup>	7 <sup>(e)</sup>
Dy	0,5	11,3	17,8	6,8	24,3	23,1	4,8	5,8	4,9	2,1
Er	0,2	5,1	6,9	3,1	11,5	10,2	2,1	2,5	2,1	1,0
Eu	0,4	7,3	12,5	4,2	13,0	13,3	3,1	3,5	3,1	1,3
Ga	24	18	16	17	6	4	28	36	45	25
Gd	1,0	18,5	34,0	10,8	34,8	33,8	8,1	9,1	8,1	3,3
Hf	< 0,1	2,6	7,1	5,1	3,5	0,3	8,8	1,0	1,8	3,1
Ho	< 0,01	1,90	2,70	1,10	4,38	4,20	0,83	1,01	0,86	0,38
La	28	89	290	92	245	248	53	65	66	25
Lu	< 0,002	0,690	0,780	0,410	1,320	1,260	0,208	0,275	0,245	0,127
Nb	2,0	29,0	14,0	19,0	16,5	7,2	216,0	481,0	277,0	40,4
Nd	16	144	270	94	228	234	56	64	62	24
Ni <sup>(a)</sup>	< 20	< 20	< 20	40	< 1 <sup>(e)</sup>	3 <sup>(e)</sup>	255 <sup>(e)</sup>	12 <sup>(e)</sup>	6 <sup>(e)</sup>	< 1 <sup>(e)</sup>
Pb <sup>(a)</sup>	11	20	15	25	16	14	< 3	7	21	< 3
Pr	4,9	35,6	73,0	24,8	60,5	61,7	14,3	16,8	16,6	6,5
Rb	155	26	85	93	4	< 1	139	142	93	86
Sm	2,1	27,4	48,5	16,4	42,7	43,4	10,7	11,8	11,2	4,5
Sr	6190	1100	2430	1860	8714 <sup>(c)</sup>	8722 <sup>(c)</sup>	1343 <sup>(c)</sup>	1845 <sup>(c)</sup>	1559 <sup>(c)</sup>	1347 <sup>(c)</sup>
Ta	< 0,01	0,30	0,40	0,50	3,86	0,38	15,00	22,20	98,70	5,25
Tb	0,10	2,30	3,80	1,40	4,65	4,57	1,03	1,14	1,02	0,43
Th	2,20	2,90	23,10	4,00	3,78	0,50	2,34	1,11	6,39	1,27
Tm	< 0,005	0,710	0,860	0,420	1,430	1,370	0,258	0,298	0,256	0,130
U	0,70	4,40	2,90	1,10	0,77	0,33	0,35	0,10	29,60	2,76
V	< 5	334	222	149	7 <sup>(c)</sup>	5 <sup>(c)</sup>	281 <sup>(c)</sup>	17 <sup>(c)</sup>	66 <sup>(c)</sup>	22 <sup>(c)</sup>
Y	2,0	52,0	79,0	32,0	123,0	114,0	22,3	26,5	23,0	10,3
Yb	0,20	4,40	5,10	2,60	8,73	8,39	1,42	1,79	1,59	0,81
Zn <sup>(a)</sup>	< 30	400	150	130	5 <sup>(e)</sup>	5 <sup>(e)</sup>	212 <sup>(e)</sup>	180 <sup>(e)</sup>	65 <sup>(e)</sup>	38 <sup>(e)</sup>
Zr	< 1	112	533	326	121	4	412	52	71	195

**Tableau 9.2.** Analyses des éléments traces (en ppm) (suite)

Indice/Gîte Échantillon	Crevier <sup>(b)</sup>		Okaopéo			
	2012054342	2012054341	13-AE-2149B1	13-FS-1202C	13-TC-5072B1	13-AM-13A1
Lithofaciès	Syénite nph	Syénite nph, pg	Pegmatite	Pegmatite	Pegmatite	Pegmatite
Roche totale/Minéral	Roche totale	Roche totale	Plagioclase	Plagioclase	Feldspath K	Plagioclase
Ba	1339 <sup>(c)</sup>	35 <sup>(c)</sup>	85	76	1390	352
Ce	53	18	9	20	37	45
Co <sup>(a)</sup>	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Cr	< 5 <sup>(d)</sup>	< 5 <sup>(d)</sup>	< 20	< 20	< 20	< 20
Cs	0,8	0,6	< 0,1	< 0,1	0,2	0,1
Cu <sup>(a)</sup>	3 <sup>(e)</sup>	15 <sup>(e)</sup>	< 10	< 10	< 10	< 10
Dy	2,1	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2
Er	1,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Eu	1,3	0,3	1,8	1,8	3,1	3,0
Ga	24	36	42	36	19	35
Gd	3,1	0,6	0,3	0,5	0,5	0,8
Hf	4,3	3,2	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Ho	0,39	0,06	0,04	0,03	0,02	0,04
La	25	8	6	14	28	29
Lu	0,125	0,019	0,022	0,006	0,003	0,013
Nb	47,2	nd	0,8	0,3	0,5	1,4
Nd	23	6	3	7	11	12
Ni <sup>(a)</sup>	2 <sup>(e)</sup>	1 <sup>(e)</sup>	< 20	< 20	< 20	< 20
Pb <sup>(a)</sup>	< 3	< 3	25	25	55	27
Pr	6,1	1,8	0,8	2,2	3,3	4,0
Rb	87	86	23	7	212	40
Sm	4,3	1,0	0,4	0,9	1,0	1,5
Sr	1521 <sup>(c)</sup>	96 <sup>(c)</sup>	187	248	224	760
Ta	4,23	141,00	0,04	0,01	0,01	0,03
Tb	0,44	0,08	0,04	0,03	0,03	0,06
Th	0,81	40,50	0,45	0,05	0,14	2,29
Tm	0,129	0,020	0,021	0,007	0,007	0,018
U	0,53	1,54	0,24	0,02	0,02	0,11
V	23 <sup>(c)</sup>	11 <sup>(c)</sup>	< 5	< 5	< 5	< 5
Y	10,3	1,5	1,4	0,7	0,6	1,0
Yb	0,77	0,12	0,15	0,04	0,03	0,11
Zn <sup>(a)</sup>	38 <sup>(e)</sup>	19 <sup>(e)</sup>	< 30	< 30	< 30	< 30
Zr	349	153	4	1	2	4

**Abréviations:** Ca-carb = calcio-carbonatite, Carb = carbonatite, Fe-carb = ferro-carbonatite, Lmp = lamprophyre, Mg-carb = magnésio-carbonatite, Pg = pegmatitique, Syénite nph = syénite néphélinique. **Notes:** (a) résultats semi-quantitatifs, (b) données de Crevier extraites de la base de données SIGÉOM du MERN (<http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>), (c) analyses par ICP-AES après une fusion au LiBO<sub>2</sub> et une digestion à l'acide nitrique, (d) analyses par activation neutronique, (e) analyses par ICP-AES après une digestion multi-acide.

Les concentrations en Nd et Sm et les compositions isotopiques en Nd ont été analysées par ID-TIMS en mode statique au GEOTOP. Les ratios isotopiques Nd ont été normalisés à  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ . Les valeurs rapportées ont été ajustées au standard JNdi-1 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115 \pm 0,000007$ ; Tanaka *et al.*, 2000) dont les mesures répétées (6 analyses) ont donné une valeur moyenne de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512100 \pm 0,000009$  avec un intervalle de confiance de 95%. La précision sur les ratios isotopiques en Nd est donnée avec un intervalle de confiance de 95% et les erreurs sont inférieures à 0,009%. Les valeurs de  $\epsilon\text{Nd}$  ont été calculées à l'aide de la valeur actuelle du réservoir chondritique uniforme (CHUR) de 0,512638 pour  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Les données isotopiques sont présentement en cours d'acquisition. Les résultats des 16 premières analyses sont présentés au Tableau 9.3.

**Tableau 9.3.** Concentrations en Nd et Sm (en ppm) et compositions isotopiques en Nd.

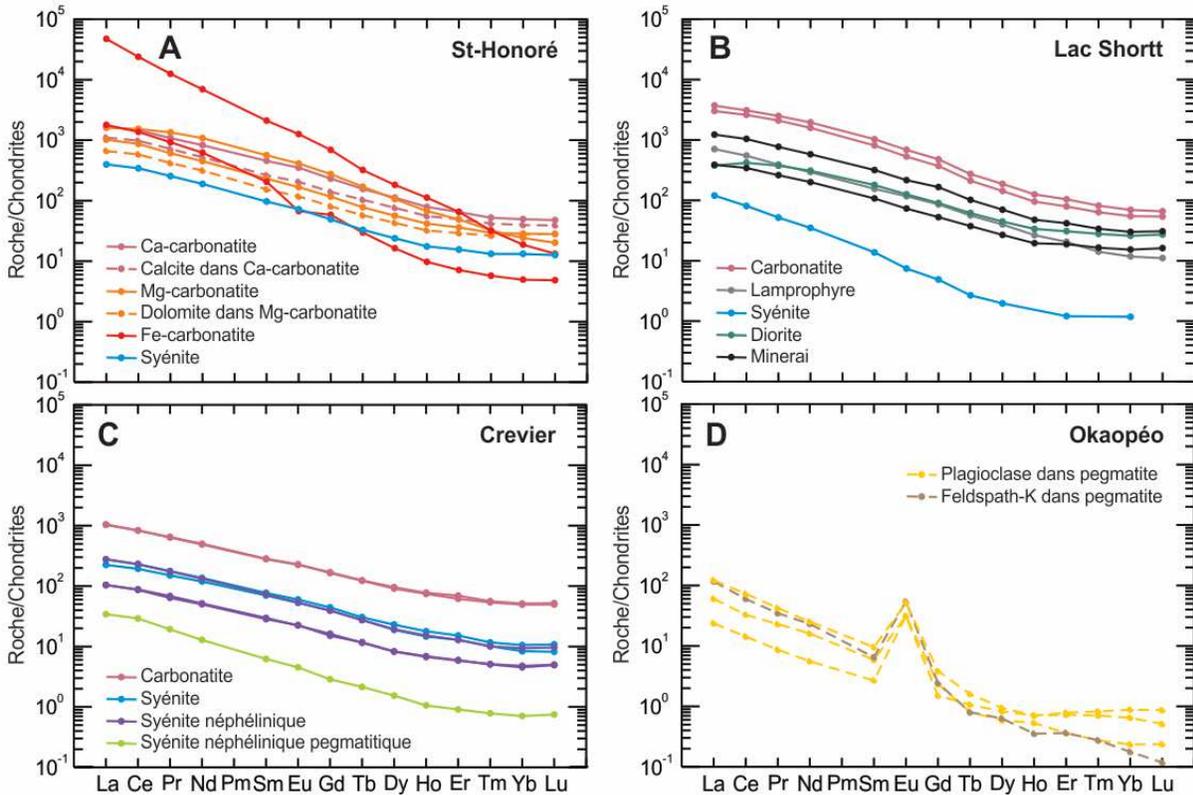
Indice/Gîte	Échantillon	Lithofaciès	Roche totale/ Minéral	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur (2 $\sigma$ )	$\epsilon\text{Nd}(t)$
St-Honoré	N03	Calcio-carbonatite	Calcite	273	44,6	0,0989	0,512453	0,000004	3,5
St-Honoré	S12	Calcio-carbonatite	Roche totale	446	79,3	0,1075	0,512478	0,000018	3,3
St-Honoré	N17	Magnésio-carbonatite	Dolomite	157	25,5	0,0981	0,512468	0,000006	3,8
St-Honoré	N20	Magnésio-carbonatite	Roche totale	225	37,5	0,1007	0,512445	0,000013	3,2
St-Honoré	P01	Magnésio-carbonatite	Roche totale	569	96,0	0,1020	0,512451	0,000018	3,2
St-Honoré	S17	Syénite	Roche totale	88,5	14,5	0,0991	0,512456	0,000021	3,5
Lac Shortt	LS-8621	Syénite	Roche totale	16,4	1,96	0,0722	0,510537	0,000012	1,5
Lac Shortt	LS-8671	Diorite	Roche totale	147	27,8	0,1143	0,511252	0,000011	1,1
Crevier	2012054314	Calcio-carbonatite	Roche totale	253	46,3	0,1107	0,512193	0,000096	1,9
Crevier	2012054318	Carbonatite	Roche totale	270	48,9	0,1095	0,512224	0,000005	2,6
Crevier	2012054305	Syénite	Roche totale	57,7	10,4	0,1089	0,512220	0,000008	2,6
Crevier	2012054315	Syénite	Roche totale	65,6	11,7	0,1075	0,512191	0,000004	2,2
Crevier	2012054316	Syénite néphélinique	Roche totale	63,8	10,9	0,1035	0,512161	0,000010	2,1
Crevier	2012054328	Syénite néphélinique	Roche totale	25,2	4,39	0,1054	0,512173	0,000009	2,1
Crevier	2012054342	Syénite néphélinique	Roche totale	23,5	4,11	0,1054	0,512176	0,000005	2,2
Crevier	2012054341	Syénite néphélinique pegmatitique	Roche totale	5,77	0,87	0,0908	0,512063	0,000008	1,8

**Note:** Les corrections d'âge pour les  $\epsilon\text{Nd}$  sont de 565 Ma pour St-Honoré, 2652 Ma pour Lac Shortt et 957,5 Ma pour Crevier.

## **9.4. Résultats**

### **9.4.1. Lithogéochimie**

Les profils d'ETR normalisés aux chondrites des différents échantillons étudiés sont présentés à la Figure 9.5. Dans l'ensemble, les carbonatites et syénites du complexe de carbonatite de St-Honoré ont des profils d'ETR normalisés aux chondrites très riches en terres rares légères et pauvres en terres rares lourdes, sans anomalie en Eu. Les ferro-carbonatites de ce complexe igné montrent toutefois des signatures légèrement différentes de celles des autres carbonatites de St-Honoré. Elles sont caractérisées par un fractionnement des terres rares plus important et, localement, par des contenus en terres rares légères très abondants ou une légère anomalie négative en Eu. Les carbonatites, lamprophyres, syénites, diorites et échantillons de minerai du complexe de carbonatite du Lac Shortt présentent des profils d'ETR normalisés aux chondrites parallèles avec un enrichissement significatif en terres rares légères comparé aux terres rares lourdes. Parmi ces différents lithofaciès, les carbonatites sont les plus riches en ETR. Aucune anomalie en Eu n'est observée. Les carbonatites et les différents types de syénite formant l'intrusion alcaline de Crevier sont caractérisés par des profils d'ETR normalisés aux chondrites similaires, riches en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Ces profils ne présentent pas d'anomalie en Eu. Comme dans le cas du complexe de carbonatite du Lac Shortt, les carbonatites de Crevier montrent des teneurs plus élevées en ETR que les syénites. Les plagioclases et les feldspaths K qui composent les pegmatites granitiques du lac Okaopéo contiennent généralement peu d'ETR. Ils présentent des profils en ETR normalisés aux chondrites très fractionnés avec des anomalies positives prononcées en Eu, anomalie attribuable à la substitution de  $\text{Ca}^{2+}$  par  $\text{Eu}^{2+}$  dans la structure cristalline des feldspaths.



**Figure 9.5.** Profils des ETR normalisés aux chondrites. (A) Complexe de carbonatite de St-Honoré; (B) Complexe de carbonatite du Lac Shortt; (C) Intrusion alcaline de Crevier; (D) Pegmatites du lac Okaopéo. Valeurs des chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

#### 9.4.2. Isotopes Sm-Nd

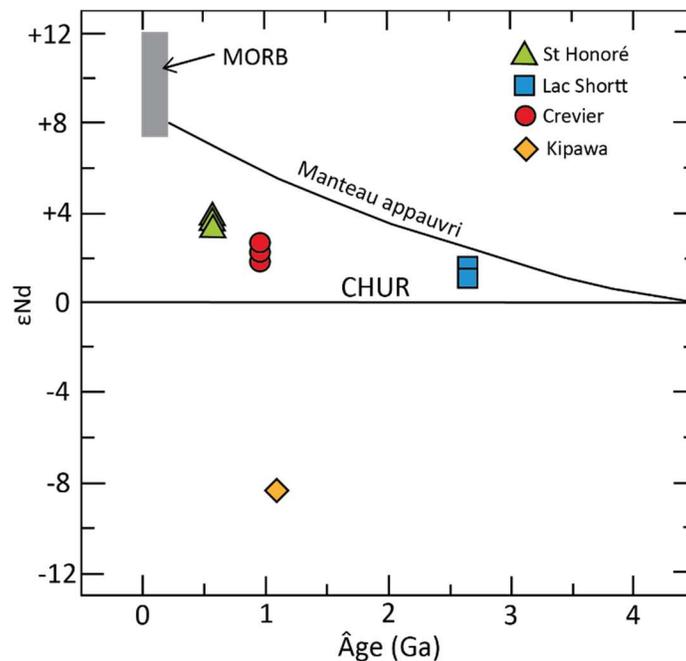
Les différents lithofaciès composant le complexe de carbonatite de St-Honoré, ainsi que les carbonates contenus dans les carbonatites présentent des ratios isotopiques en Nd très similaires. Ils sont caractérisés par des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  (565 Ma) comprises entre +3,2 et +3,8 (Tableau 9.3). Les carbonatites et les différentes syénites formant l'intrusion alcaline de Crevier ont également toutes des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  (957,5 Ma) comprises entre +1,8 et +2,6 (Tableau 9.3). Les syénites et les diorites du complexe de carbonatite du Lac Shortt présentent, quant à elles, des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  (2652 Ma) légèrement plus faibles, comprises entre +1,1 et +1,5 (Tableau 9.3).

#### 9.5. Discussion

Les ratios isotopiques en Nd déterminés dans le cadre de cette étude pour les roches et minéraux du complexe de carbonatite de St-Honoré sont en accord avec les valeurs de  $\epsilon_{Nd}$

obtenues récemment par Kamenetsky *et al.* (2015) pour des dolomites (+3,2 à +4,0), phlogopites (+3,8) et apatites (+3,6) provenant d'échantillons de magnésio-carbonatite et la valeur de  $\epsilon_{Nd}$  obtenue par Bell et Blenkinsop (1987) pour une carbonatite (+3,6) du même secteur. Couplées aux résultats lithogéochimiques, ces compositions isotopiques suggèrent que les différents lithofaciès composant le complexe igné de St-Honoré sont cogénétiques. De même, la similarité entre les profils d'ETR normalisés aux chondrites (Fig. 9.5) et les faibles variations des ratios isotopiques en Nd des carbonatites et syénites de l'Intrusion alcaline de Crevier et des syénites et diorites du complexe de carbonatite du Lac Shortt semblent indiquer que ces lithologies sont respectivement cogénétiques.

Les valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  obtenues pour les roches et minéraux des complexes intrusifs de St-Honoré, de Crevier et du Lac Shortt sont plus faibles que les valeurs attendues pour le manteau appauvri à, respectivement, 565 Ma, 957,5 Ma et 2652 Ma (Fig. 9.6). Ces compositions isotopiques pourraient résulter du mélange entre une composante mantellique appauvrie et une composante enrichie et suggèrent l'implication d'une source crustale dans la genèse de ces corps intrusifs.



**Figure 9.6.** Diagramme  $\epsilon_{Nd}$  en fonction du temps pour le modèle CHUR et le modèle manteau appauvri d'après DePaolo (1981). Champs des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) d'après DePaolo et Wasserburg (1976). Les données de Kipawa sont issues de Fleury (Cf section 7.4.3.)

Les analyses isotopiques en cours des 14 derniers échantillons devraient permettre de préciser les premières interprétations pour les complexes de carbonatite de St-Honoré et du Lac Shortt et de discuter de la signature isotopique en Nd des pegmatites du lac Okaopéo.

### ***9.6. Liste des publications et communications***

#### ***Publication avec comité de lecture***

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2015. Rare earth elements in Québec, Canada: Main deposit types and their economic potential. Dans: Simandl, G.J., Neetz, M. (Eds), Symposium on strategic and critical materials proceedings, November 13-14, 2015, Victoria. British Columbia Geological Survey, Paper 2015-3, 265-273.

#### ***Publication sans comité de lecture***

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2015. Classification des principaux indices en éléments des terres rares au Québec (Canada): Contexte géologique et évaluation de leur intérêt économique. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2015-10, 76 p.

#### ***Présentation orale***

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2016. Aperçu du potentiel québécois pour les gîtes d'éléments des terres rares. Québec Mines 2016, Québec, Quebec.

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2015. Rare earth elements in Québec (Canada): Main deposit types and their economic potential. Symposium on strategic and critical materials, Victoria, British Columbia.

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2015. Les minéralisations en éléments des terres rares au Québec (Canada): Contexte géologique et évaluation de leur intérêt économique. 13e Forum Technologique du CONSOREM-DIVEX, Rouyn-Noranda, Québec.

## 10. Discussion

La demande croissante en ETR et les quotats imposés par la Chine, ont poussé à la recherche de nouvelles ressources en ETR. Le Québec possède plusieurs indices et gisements d'ETR et est un bon candidat pour l'exploration de ces métaux. Les minéralisations en ETR au Québec se retrouvent dans les roches ignées, sédimentaires et métamorphiques. Six principaux types de minéralisations ont été définis par Sappin et Beaudoin (2015) :

- 1) Les gîtes primaires associés aux carbonatites;
- 2) Les gîtes primaires associés aux roches ignées peralcalines;
- 3) Les gîtes primaires associées à des indices de fer – cuivre – or et ETR de type Kiruna/Olympic Dam;
- 4) Les gîtes primaires associés aux pegmatites granitiques, granites, migmatites hyperalumineux à métallumineux ainsi qu'aux skarns;
- 5) Les gîtes secondaires associés aux placers et paléoplacers et
- 6) les gîtes secondaires associés aux argiles à adsorptions ioniques.

On peut également les trouver comme sous produit de l'exploitation du Phosphate comme c'est le cas au Lac à Paul. En effet, ce gisement contient des apatites riches en ETR qui pourraient être exploitées comme sous-produit du Lac-à-Paul.

Le présent projet s'est intéressé aux gisements primaires associés aux carbonatites et aux roches ignées peralcalines. Une synthèse des résultats obtenus sur ce type de gisement est présentée ci-après, le lecteur est invité à consulter le rapport de Sappin et Beaudoin (2015a) pour plus d'informations sur les autres types de gisements.

### ***10.1. Contexte géologique général.***

Les complexes de carbonatites se forment principalement dans les environnements géodynamiques intra-continentaux dans des domaines post orogéniques en transtension ou dans des domaines anorogéniques. Ils sont généralement associés à des structures continentales majeures (zones de rifts, zone de grabens ou dans les linéaments crustaux (Sappin et Beaudoin, 2015a). Les complexes de carbonatites sont affectés par de processus d'hydrothermalisme ou de métasomatisme qui ont conduit à la formation d'halos de roches sodiques et/ou potassiques autrement appelés fénites. Ces processus sont également à

l'origine de veines et veinules riches en minéraux d'altérations. Afin de comprendre les processus liés à l'enrichissement en ETR dans les gisements associés au complexe de carbonatites, le gisement d'Ashram associé à la carbonatite d'Eldor (Fosse du Labrador) a été étudié au cours de ce projet.

Les roches ignées peralcalines sont observées dans les zones d'extension continentales anorogéniques associées à des structures crustales majeures (e.g. rifts grabens, Sappin et Beaudoin, 2015a). Elles se sont mises en place sous forme de complexes intrusifs annulaires, de pegmatites et de corps massifs subvolcaniques. Ces roches sont généralement altérées (albitisation, lessivage des roches granitiques, hématitisation, remplacement pseudomorphique des silicates sodiques par des silicates calciques et silicification). Le gisement de Kipawa associé au complexe peralcalin de Kipawa (Ceinture parautochtone de la province du Grenville) a été étudié au cours de ce projet. Il est important de noter que le gisement a été affecté par de fortes déformations (chevauchement).

Deux principaux types d'anorthosites peuvent être observés soit les plutons anorthositiques archéens et les massifs anorthositiques datant du Protérozoïque. Les premiers se sont mis en place sous forme de sills dans les roches supracrustales. Les anorthosites du Protérozoïque sont observées dans les zones anorogéniques sous forme de d'intrusions dans les cratons. L'enrichissement en ETR associé aux anorthosites a été étudié dans le gisement du Lac à Paul (Suite Anorthositique du lac Saint Jean).

## ***10.2. Minéralisations en ETR.***

Dans le cas des gisements en ETR associés aux complexes de carbonatites, les minéralisations en ETR sont enrichies en terres rares légères comparativement aux terres rares lourdes. Les ETR sont distribués dans les principaux minéraux composants la carbonatite (calcite, dolomite, apatite et amphibole) ainsi que dans les carbonates, phosphates, oxydes et silicates riches en ETR (Chakhmouradian et Zaitsev, 2012). Les minéralisations en ETR sont généralement concentrées dans les phases tardives telles que les ferrocyanatites ou les calciocyanatites qui forment les zones bréchiques, les dykes annulaires ou les filons coniques. Dans le cas du gisement d'Ashram, associé à la carbonatite d'Eldor, les minéralisations en ETR sont particulièrement enrichies dans les zones centrales du complexe soit dans les magnésiocyanatites des zones BD et B et dans les

ferrocarbonatites des zones A et MHREO. Les principales phases porteuses d'ETR sont la monazite-(Ce), la bastnäsité-(Ce), le xénotime-(Y) et, en moindres proportions, l'aeschynite-(Y).

Contrairement aux gisements d'ETR associés aux carbonatites, les gisements d'ETR associés aux roches ignées peralcalines sont enrichis en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères. Les minéralisations en ETR sont généralement observées dans les pegmatites et les roches syénitiques hyperalcalines. Les phases porteuses d'ETR sont principalement la monazite, le pyrochlore, la bastnäsité, l'eudialyte. Le gisement de Kipawa, étudié au cours de ce projet, présente des enrichissements en ETR localisé dans les syénites du complexe hyperalcalin. Les phases porteuses des ETR sont principalement l'eudialyte, la mosandrite et la britholite.

Le gisement de Fe-Ti-P du Lac-à-Paul contient des apatites riches en ETR. Celles-ci sont concentrées dans les zones de nelsonites péridotitiques, de troctolites nelsonitiques et la zone de mélange entre ces deux faciès.

### **10.3. Cibles géophysiques**

Les gisements d'ETR associés aux complexes de carbonatites présentent généralement des anomalies gravimétriques positives et sont caractérisés par de fortes susceptibilités magnétiques de forme annulaire entourant une zone de faibles susceptibilités magnétiques définissant le dépôt (e.g. le complexe d'Oka, la carbonatite de St Honoré, Thomas *et al.*, 2016).

Les propriétés pétrophysiques du gisement d'Ashram et du gisement du Lac-à-Paul ont été mesurées sur des échantillons de roches (densité, porosité, susceptibilité magnétique). Les données obtenues par des techniques aéroportées (susceptibilité magnétique et spectre de rayon Gamma) ne sont disponibles que pour le gisement d'Ashram. Les zones minéralisées en ETR du gisement d'Ashram sont caractérisées par de fortes densités et porosités et de faibles susceptibilités magnétiques comparativement aux roches encaissantes. En revanche, les susceptibilités magnétiques et les densités des roches du gisement du Lac-à-Paul sont plus élevées que celles des roches encaissantes (Gabbro stérile). Les relevés aéroportés ont mis en évidence de fortes susceptibilités magnétiques de formes annulaires encerclant le gisement d'Ashram ainsi que de fortes valeurs de spectre Gamma

interprétées comme de fortes teneurs en U et Th. Bien que des études plus approfondies soient nécessaires, il semble évident que les outils géophysiques sont des outils puissants pour la prospection des gisements d'ETR associés aux carbonatites.

#### **10.4. Lithogéochimie**

Les observations des compositions chimiques des minéraux porteurs d'ETR du gisement d'Ashram ont mis en évidence des variations des compositions en Nd et Th des monazites-(Ce) et bāstnasite-(Ce). Ces observations ont été interprétées comme le remplacement de la monazite-(Ce) par la bāstnasite-(Ce) par un échange de ligand. Les profils d'ETR des monazites-(Ce) et des apatites en contacts montrent également un remplacement par échange de ligands avec cette fois-ci la monazite en remplacement de l'apatite. Ces observations mettent en évidence l'impact de l'hydrothermalisme dans l'enrichissement des ETR des gisements associés aux complexes de carbonatites. Ceci a également été démontré dans d'autres gisements d'ETR associés aux carbonatites tels que le gisement de Montviel, de Crevier, d'Oka et Saint Honoré (Nadeau *et al.*, 2015a, b et c; Groulier, MSc, 2013; Chen *et al.*, 2014; Tremblay *et al.*, 2015; Tableau 10.1).

Les observations des compositions chimiques en éléments majeurs et traces des roches du gisements de Kipawa ont mis en évidence 4 pôles lithologiques distincts (syénites, skarns, amphibolites et roches calco-silicatées). Ces observations ont permis de ressortir 2 tendances principales pour expliquer l'enrichissement en ETR. Ces tendances impliquent des processus de cristallisation fractionnée couplés à des processus hydrothermaux pour expliquer l'enrichissement en ETR de ces roches. Ces conclusions sont en accord avec les études réalisées sur les gisements de Strange Lake et Misery Lake (Gysi *et al.*, 2016; Kerr *et al.*, 2015, Pettrela *et al.*, 2014; Tableau 10.1).

L'étude des compositions chimiques des roches du gisement de Lac-à-Paul ont mis en évidence l'enrichissement en ETR proportionnel à l'enrichissement en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Cette observation confirme le contrôle des ETR par l'apatite. Les similitudes des profils d'ETR normalisés aux chondrites des ferrodiorites et des unités nelsonitiques ont démontré que ces deux lithologies sont cogénétiques.

### **10.5. Géochimie isotopique**

Les analyses de compositions isotopiques de Sm-Nd des carbonatites et d'une syénite de la carbonatite de St Honoré ont mis en évidence des compositions isotopique faiblement radiogénique et relativement homogènes (Carbonatite de Saint Honoré cf : tableau 9.3). Ainsi ces lithologies semblent cogénétiques. Les mêmes observations ont été faite dans les faciès nelsonitiques du Lac-à-Paul (Tableau C.17. en annexe).

Les compositions isotopiques Sm-Nd des roches du gisement d'ETR associé au complexe peralcalin de Kipawa a mis en évidence des  $\epsilon_{Nd}$  très négatifs pouvant être interprétés par une très forte contamination crustale. Il est important de noter que ces compositions isotopiques sont plus basses que les compositions isotopiques observées dans les autres gisements d'ETR (Cf section 9.5.).

## 11. Conclusions.

Les observations pétrographiques, la détermination des compositions chimiques des roches et minéraux et les travaux isotopiques réalisés dans le cadre du projet Terres Rares ont permis de mettre en évidence l'importance des processus magmatiques et l'implication de composante crustale dans la genèse des systèmes ignés carbonatitiques et peralcalins d'âge archéen à protérozoïque du Lac Shortt, d'Eldor, de Kipawa, de Crevier et de St-Honoré, ainsi que du complexe anorthositique protérozoïque de Lac-St-Jean, tous hôtes de minéralisation en ETR.

Les travaux pétrographiques, géochimiques et isotopiques effectués sur les gisements d'Ashram et de Kipawa ont démontré l'importance des processus de remobilisation et d'enrichissement hydrothermaux dans la formation de gîte économique d'ETR associé aux complexes de carbonatite et aux roches ignées peralcalines. De tels processus hydrothermaux ont également été identifiés comme essentiels à la concentration des ETR dans les gisements contenus dans les complexes de carbonatite de Montviel, St-Honoré et Oka et dans les gisements associés aux roches ignées peralcalines de Misery lake et Stange Lake (Tableau 10.1).

L'étude pétrophysique et géophysique des gisements Ashram et Lac-à-Paul a finalement permis de déterminer les méthodes géophysiques les plus efficaces pour cibler les intrusions présentant un potentiel en ETR. Les gisements en ETR semblent présenter des anomalies positives de densité et de concentrations en U et en Th comparativement à leurs roches encaissantes. De plus, les travaux réalisés sur les échantillons du gisement Ashram semblent indiquer que ce type de gîte est caractérisé par des zones très minéralisées à faible porosité et des anomalies magnétiques négatives entourées par des anomalies magnétiques positives.

**Tableau 10.1.** Âge, minéraux riches en ETR, compositions isotopiques en Nd et enrichissement en ETR des principaux gîtes d'ETR du Québec

Gisement	Âge (Ma)	Minéraux riches en ETR	$\epsilon\text{Nd}_t$	Origine de l'enrichissement en ETR	Référence
<i>Carbonatite</i>					
Niocan, St. Lawrence Columbium (Complexe d'Oka)	113-135	Apatite Calcite Niocalite Perovskite	$\epsilon\text{Nd}_t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique + Hydrothermal	Chen (2014)
Niobec (Complexe de St-Honoré)	565	Bastnäsite Pyrochlore Parisite Synchysite	$\epsilon\text{Nd}_t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique + Hydrothermal	Doig et Barton (1968) Néron (2015) Tremblay (2015) Sappin <i>et al.</i> (en cours)
Crevier	957,5	Strontianite Pyrochlore Monazite-(Ce)	$\epsilon\text{Nd}_t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	-	Groulier (2013) Groulier <i>et al.</i> (2014) Sappin <i>et al.</i> (en cours)
Ashram (Complexe d'Eldor)	1870	Monazite-(Ce) Bastnäsite-(Ce) Xénotime-(Y) Aeschynite-(Y)	-	Magmatique + Hydrothermal	Machado <i>et al.</i> (1997) Beland <i>et al.</i> (en cours)
Montviel	1894	Burbankite-(Ce) Carbocernaite-(Ce) Ewaldite-(Ce) Huanghoite-(Nd) Cordylite-(Ce) Cordylite-(Nd) Kukharenkoite-(Ce) Synchysite-(Ce)	$\epsilon\text{Nd}_t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique + Hydrothermal	David <i>et al.</i> (2006) Nadeau <i>et al.</i> (2015) Nadeau <i>et al.</i> (2016a) Nadeau <i>et al.</i> (2016b)
Lac Shortt	2652	Monazite Bastnäsite Pyrochlore Ancylite Synchysite	$\epsilon\text{Nd}_t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique + Hydrothermal	Thorpe <i>et al.</i> (1984) Morasse (1988) Quirion (1991) Nadeau <i>et al.</i> (2014) Sappin <i>et al.</i> (en cours)
<i>Peralcalin</i>					
Kipawa	1033	Eudyalite Mosandrite Britholite-(Ce) Apatite	$\epsilon\text{Nd}_t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique + Hydrothermal?	Van Breemen et Currie (2004) Fleury <i>et al.</i> (en cours)

**Tableau 10.1.** Âge, minéraux riches en ETR, compositions isotopiques en Nd et enrichissement en ETR des principaux gîtes d'ETR du Québec (suite)

Gisement	Âge (Ma)	Minéraux riches en ETR	$\epsilon\text{Nd}$ t	Origine de l'enrichissement en ETR	Référence
Strange Lake	1240	Ferrillanite-(Ce)	$\epsilon\text{Nd}t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique + Hydrothermal	Miller <i>et al.</i> (1997)
		Gadolinite-(Y)	$\epsilon\text{Nd}t > \epsilon\text{Nd}_{\text{Gneiss granitique}}$		Kerr (2015)
		Gerenite-(Y)			Gysi <i>et al.</i> (2016)
		Kainosite-(Y)			
		Fluocerite-(Ce)			
		Bastnäsite-(Ce)			
		Gagarinite-(Y)			
Misery Lake	1410	Monazite	-	Magmatique + Hydrothermal	David <i>et al.</i> (2012)
		Britholite-(Ce)			Petrella <i>et al.</i> (2014)
		Bastnäsite-(Ce)			
		Parisite-(Ce)			
		Synchysite-(Ce)			
		Fergusonite-(Y)			
<u>Gîte de Phosphate</u> Lac-à-Paul	1135-1160	Apatite	$\epsilon\text{Nd}t < \epsilon\text{Nd}_{\text{Manteau appauvri}}$	Magmatique	Hébert <i>et al.</i> (2009) Chartier-Montreuil <i>et al.</i> (en cours)

## 11. Références

Alkane Resources, 2012. Corporate presentation, December 2012. <http://www.alkane.com.au/pdf/presentations/20121210.pdf>.

André-Mayer, A.-S., Turlin, F., Ohnenstetter, D., Vanderhaeghe, O., Moukhsil, A., Solgadi, F., Gervais, F., Zeh, A., 2015. REE mineralizations associated to late- to post-Grenvillian Orogeny peraluminous pegmatites, Québec. Dans: André-Mayer, A.-S. et al. (Eds), Mineral resources in a sustainable world. Proceedings of the 13th biennial SGA meeting, 24-27 August 2015, Nancy, France, p. 37-40.

Arafura Resources, 2014. Nolans development report. [http://www.arultd.com/images/files/Reports/ARAFURA\\_Nolans-Development-Report\\_2014\\_Sept.pdf](http://www.arultd.com/images/files/Reports/ARAFURA_Nolans-Development-Report_2014_Sept.pdf).

Arianne Phosphate Inc., 2013. Feasibility study to produce 3Mtpy of high purity apatite concentrate at the Lac-à-Paul project, Québec, Canada. NI 43-101 technical report, 96 p.

Bell, K., Blenkinsop, J., 1987. Archean depleted mantle: Evidence from Nd and Sr initial isotopic ratios of carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 291-298.

Bentzen III, E., Ghaffari, H., Galbraith, L., Hammen, R., Robinson, R., Hafez, S., Annavarapu, S., 2013. Preliminary economic assessment on the Bokan Mountain rare earth element project, near Ketchikan, Alaska. Technical report, 244 p.

Bergeron, A., 1980. *Pétrographie et géochimie du complexe igné alcalin de Crevier et de son encaissant métasomatisé*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 129 p.

Boudreau, A.E., McCallum, I.S., 1990. Low temperature alteration of REE-rich chlorapatite from the Stillwater Complex, Montana. *American Mineralogist* 75, 687-693.

Bourne, J.H., Bossé, J., 1991. Geochemistry of ultramafic and calc-alkaline lamprophyres from the Lac Shortt area, Quebec. *Mineralogy and Petrology* 45, 85-103.

Brisson, H., 1998. Caractéristiques, chronologie et typologie des minéralisations aurifères de la région du lac Shortt (Québec), Sous-province archéenne de l'Abitibi. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 247 p.

Broom-Fendley, S., Wall, F., Brady, A.E., Gunn, A.G., Chenery, S.R., Dawes, W., 2013. Carbonatite-hosted, late-stage apatite as a potential source of heavy rare earth elements? Dans: Jonsson, E. et al. (Eds), Mineral deposit research for a high-tech world. Proceedings of the 12th biennial SGA meeting, 12-15 August 2013, Uppsala, Suède, p. 1450-1452.

Buhn, B., Rankin, A.H., 1999. Composition of natural, volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3781-3797.

Castor, S.B., 2008, The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California. *The Canadian Mineralogist* 46, 779-806.

Castor, S.B., Hedrick, J.B., 2006. Rare earth elements. Dans: Kogel, J.E., Trivedi, N.C., Barker, J.M. (Eds), *Industrial minerals and rocks*. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, p. 769-792.

Chakhmouradian, A.R., Zaitsev, A.N., 2012. Rare earth mineralization in igneous rocks: sources and processes. *Elements* 8, 347-353.

Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R., Duchesne, J.-C., 2015. Fe-Ti-V-P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews* 141, 56-81.

Chen, W., 2014. Deciphering mantle sources and petrogenetic history of the Oka carbonatite complex, Québec, Canada. Thèse de doctorat, University of Notre Dame, Notre Dame, États-Unis, 246 p.

Chen, W.T., Zhou, M.-F., Zhao, T.-P., 2013. Differentiation of nelsonitic magmas in the formation of the ~1.74 Ga Damiao Fe-Ti-P ore deposit, North China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165, 1341-1362.

Clark, T., Wares, R., 2004. Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, MM 2004-01, 177 p.

Clay, A., Machowski, R., Jones, I., Marra, G., Duke, V., Harper, F., de Klerk, A., 2014. NI 43-101 independent technical report on the results of a feasibility study for the Steenkampskraal REE project in the western Cape, South Africa. NI 43-101 technical report, 264 p.

Corriveau, L., 2007. Iron oxide copper-gold deposits: a Canadian perspective. Dans: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 307-328.

Corriveau, L., Perreault, S., Davidson, A., 2007. Prospective metallogenic settings of the Grenville Province. Dans: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 819-847.

Costanzo, A., Moore, K.R., Wall, F., Freely, M., 2006. Fluid inclusions in apatite from Jacupiranga calcite carbonatites: evidence for a fluid-stratified carbonatite magma chamber. *Lithos* 91, 208-228.

Croll, R., Swinden, S., Hall, M., Brown, C., Beer, G., Scheepers, J., Redelinghuys, T., Wild, G., Errol Trusler, G., 2014. NI 43-101 pre-feasibility report Songwe REE deposit, Malawi. NI 43-101 technical report, 402 p.

Currie, K.L., van Breemen, O., 1996. The origin of rare minerals in the Kipawa Syenite Complex, western Quebec. *The Canadian Mineralogist* 34, 435-451.

Dahlberg, P., 2014. NI 43-101 pre-feasibility study report on the mineral reserves and development of the Bull Hill Mine, Wyoming. NI 43-101 technical report, 587 p.

David, J., Dion, C., Goutier, J., Roy, P., Bandyayera, D., Legault, M., Rhéaume, P., 2006. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004–2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2006-04, 22 p.

David, J., Simard, M., Bandyayera, D., Goutier, J., Hammouche, H., Pilote, P., Leclerc, F., Dion, C., 2012. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2012-01, 33 p.

DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.

DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *Geophysical Research Letters* 3, 743-746.

Desharnais, G., Camus, Y., Bisailon, C., 2014. NI 43-101 technical report on the resources for the Tantalus rare earth ionic clay project in northern Madagascar. NI 43-101 technical report, 165 p.

Desormiers, M., 2015. In-situ determination of volatile and trace elements in apatite  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$  from Fe-Ti-P deposits by electron microprobe and laser ablation ICP-MS. Projet de fin d'études, University of Ottawa, Ottawa, Canada, 40 p.

Dodd, D., Hannon, P., Roy, W., Siegfried, P., Hall, M., 2014. NI 43-101 technical report preliminary economic assessment on the Lofdal rare earths project Namibia. NI 43-101 technical report, 363 p.

Doig, R., Barton, J.M., 1968. Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 5, 1401-1407.

Dostal, J., Kontak, D.J., Karl, S.M., 2014. The early Jurassic Bokan Mountain peralkaline granitic complex (southeastern Alaska): geochemistry, petrogenesis and rare-metal mineralization. *Lithos* 202, 395-412.

Dressler, B., Ciesielski, A., 1979. Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG 195, 130 p.

Duplessis, C., Girard, R., 2010. Technical report, niobium and tantalum resource estimation update of the Crevier deposit, north of Lac St-Jean, Quebec, Canada. NI 43-101 technical report, 110 p.

Emslie, R.F., Hegner, E., 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology* 106, 279-298.

Fan, H.-R., Yang, K.-F., Hu, F.-F., Liu, S., Wang, K.-Y., 2016. The giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, China: controversy and ore genesis. *Geoscience Frontiers* 7, 335-344.

Fleury, F., Constantin, M., Stevenson, R., 2016. Caractéristiques géochimiques et isotopiques du gisement de terres rares de Kipawa. Séminaire de Maîtrise, Université Laval, Québec, Québec.

Fournier, A., 1993. Magmatic and hydrothermal controls of LREE mineralization of the St-Honoré carbonatite, Québec. Mémoire de maîtrise, McGill University, Montréal, Canada, 95 p.

Fredette, J., 2006. Pétrographie, géochimie et potentiel économique en Fe-Ti-P du secteur de Lac-à-Paul, partie nord de la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, Province de Grenville, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 294 p.

Gagnon, G., Rousseau, G., Camus, Y., Gagné, J., 2012. Preliminary economic assessment, Ashram rare earth deposit for Commerce Resources Corp. NI 43-101 technical report, 202 p.

Gambogi, J., 2016. Rare earths. Dans: Mineral commodity summaries 2016. United States Geological Survey, p. 134-135.

Gauthier, A., 1979. Étude minéralogique, pétrographique et géochimique de la zone à terres rares de la carbonatite de St-Honoré. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 142 p.

Gittins, J., Harmer, R.E., 1997. What is ferrocarbonatite? A revised classification. *Journal of African Earth Sciences* 25, 159-168.

Goodenough, K.M., Schilling, J., Jonsson, E., Kalvig, P., Charles, N., Tuduri, J., Deady, E.A., Sadeghi, M., Schiellerup, H., Muller, A., Bertrand, G., Arvanitidis, N., Eliopoulos, D.G., Shaw, R.A., Thrane, K., Keulen, N., 2016. Europe's rare earth element resource potential: an overview of REE metallogenic provinces and their geodynamic setting. *Ore Geology Reviews* 72, 838-856.

Greenland Minerals, 2015. Kvanefjeld feasibility study executive summary. <http://www.ggg.gl/docs/ASX-announcements/Kvanefjeld-Feasibility.pdf>.

Groulier, P.-A., 2013. Étude des minéralisations en Nb-Ta du complexe igné alcalin de Crevier (Québec). Mémoire de maîtrise, Université de Lorraine, Nancy, France, 49 p.

Groulier, P.-A., Ohnenstetter, D., André-Mayer, A.-S., Zeh, A., Solgadi, F., Moukhsil, A., El Basbas, A., 2014. Étude des minéralisations en Nb-Ta de l'intrusion alcaline de Crevier. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2014-33, 68 p.

Gysi, A.P., Williams-Jones, A.E., Collins, P., 2016. Lithogeochemical vectors for hydrothermal processes in the Strange Lake peralkaline granitic REE-Zr-Nb deposit. *Economic Geology* 111, 1241-1276.

Harper, F., Njowa, G., Wiid, G., Vivier, J., Siegfried, P., Zietsman, R., Brown, J., Duke, V., Hall, M., 2015. NI 43-101 independent technical report on the results of a preliminary feasibility study on Zandkopsdrift REE and manganese by-product project in the northern Cape Province of South Africa. NI 43-101 technical report, 245 p.

Hébert, C., van Breemen, O., Cadieux, A.-M., 2009. Région du réservoir Pipmuacan, (SNRC 22E): synthèse géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2009-01, 59 p.

Hoatson, D.M., Jaireth, S., Mieziotis, Y., 2011. The major rare-earth-element deposits of Australia: geological setting, exploration, and resources. *Geoscience Australia*, 204 p.

Hoefs, J., 2009. *Stable isotope geochemistry*. Springer Science and Business Media, 286 p.

Hulse, D., Newton, M., Malhotra, D., 2014. Amended NI 43-101 preliminary economic assessment for the Round Top deposit. NI 43-101 technical report, 206 p.

Huss, L., 2002. Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-EGP des indices de la région du Lac-à-Paul, Suite Anorthositique de Lac St-Jean. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 220 p.

Jacobsen, S.B., 1988. Isotopic and chemical constraints on mantle-crust evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1341-1350.

Jaireth, S., Hoatson, D.M., Mieziotis, Y., 2014. Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia. *Ore Geology Reviews* 62, 72-128.

Kamenetsky, V.S., Mitchell, R.H., Maas, R., Giuliani, A., Gaboury, D., Zhitova, L., 2015. Chlorine in mantle-derived carbonatite melts revealed by halite in the St.-Honoré intrusion (Québec, Canada). *Geology* 43, 687-690.

Keller, J., Hoefs, J., 1995. Stable isotopic characteristics of the recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. Dans: Bell, K., Keller, J. (Eds), *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. IAVCEI Proc. Volcanol. 4, p. 113-123.

Kerr, A., 2015. Sm-Nd isotopic geochemistry of rare-earth-element (REE) mineralization and associated peralkaline granites of the Strange Lake intrusion, Labrador. Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources, Geological Survey, Current Research, Report 15-1, 63-83.

Kumarapeli, P.S., Saull, V.A., 1966. The St. Lawrence valley system: a North American equivalent of the East African rift valley system. *Canadian Journal of Earth Sciences* 3, 639-658.

Locock, A., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences* 62, 1-11.

Lynas Corporation, 2005. Completion of the Mt Weld rare earths feasibility study. [http://www.lynascorp.com/Presentations/2005/MPJ\\_Feasibility\\_annoucement\\_presentati on\\_0305.pdf](http://www.lynascorp.com/Presentations/2005/MPJ_Feasibility_annoucement_presentati on_0305.pdf).

Machado, N., Clark, T., David, J., Goulet, N., 1997. U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Quebec Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 716-723.

Mariano, A.N., 1989. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. Dans: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman Ltd., London, p. 149-176.

McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.

Miller, R.R., Heaman, L.M., Birkett, T.C., 1997. U–Pb zircon age of the Strange Lake peralkaline complex: implications for Mesoproterozoic peralkaline magmatism in north-central Labrador. *Precambrian Research* 81, 67-82.

Moore, M., Chakhmouradian, A.R., Mariano, A.N., Sidhu, R., 2015. Evolution of rare-earth mineralization in the Bear Lodge carbonatite, Wyoming: mineralogical and isotopic evidence. *Ore Geology Reviews* 64, 499-521.

Morasse, S., 1988. Geological setting and evolution of the Lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Quebec, Canada. *Mémoire de maîtrise*, Queen's University, Kingston, Canada, 221 p.

Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S., Elbasbas, A., Augland, L.E., 2014. Géologie de la région du lac Okaopéo, Côte-Nord. *Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles*, Québec, RG 2014-03, 34 p.

Nadeau, O., Stevenson, R., Jébrak, M., 2014. The Archean magmatic-hydrothermal system of Lac Shortt (Au-REE), Abitibi, Canada: Insights from carbonate fingerprinting. *Chemical Geology* 387, 144-156.

Nadeau, O., Cayer, A., Pelletier, M., Stevenson, R., Jébrak, M., 2015. The Paleoproterozoic Montviel carbonatite-hosted REE–Nb deposit, Abitibi, Canada: geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Ore Geology Reviews* 67, 314-335.

Nadeau, O., Stevenson, R., Jébrak, M., 2016a. Evolution of Montviel alkaline–carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism — part I:

Petrography and geochemistry of metasomatic aegirine–augite and biotite: Implications for REE–Nb mineralization. *Ore Geology Reviews* 72, 1143-1162.

Nadeau, O., Stevenson, R., Jébrak, M., 2016b. Evolution of Montviel alkaline-carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism — Part II: Trace element and Sm–Nd isotope geochemistry of metasomatic rocks: implications for REE–Nb mineralization. *Ore Geology Reviews* 72, 1163-1173.

Néron, A., 2015. Caractérisation de la minéralisation de la zone à terres rares de la carbonatite de Saint-Honoré, Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 54 p.

Northern Minerals, 2015. Browns range project definitive feasibility study. <http://northernminerals.com.au/wp-content/uploads/2015/02/1503-02-DFS-positions-Browns-Range-Project-as-next-dysprosium-supplier-.pdf>.

Peak Resources, 2014. Ngualla rare earth project preliminary feasibility study - Executive summary. <<http://www.peakresources.com.au/irm/content/project-development.aspx?RID=310>>.

Petrella, L., Williams-Jones, A.E., Goutier, J., Walsh, J., 2014. The nature and origin of the rare earth element mineralization in the Misery syenitic intrusion, northern Quebec, Canada. *Economic Geology* 109, 1643-1666.

Philpotts, A.R., 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology* 62, 303–315.

Prud'homme, N., 1990. Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine Lac Shortt. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 56 p.

Quirion, D., 1991. Géologie de la mine d'or Lac Shortt. Dans: Guha, J., Chown, E.H., Daigneault, R., (Eds), *Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of*

the Abitibi greenstone belt, Quebec (field trip 3). Geological Survey of Canada, Open File 2158, p. 116-131.

Rainbow Rare Earths, 2015. <http://www.rainbowrareearths.com/>.

Ray, J.S., Ramesh, R., 2000. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 299-306.

Reynolds, L.J., 2000. Geology of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag-REE deposit. Dans: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. PGC Publishing, Volume 1, p. 93-104.

Rioux, P., 2015. Cartographie et description pétrographique du décapage DEC-PAU-14-10 d'Arianne Phosphate Inc. Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 39 p.

Rocha, A., Schissel, D., Sprecher, A., de Tarso, P., Goode, J.R., 2013. Process development for the Serra Verde weathered crust elution deposited rare earth deposit in Brazil. Dans: London, I.M., Goode, J.R., Moldoveanu, G., Rayat, M.S., (Eds), *Conference of Metallurgists 2013 - Rare Earth Elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, p. 277-288.

Rocha, A., Coutinho, D., Soares, E., de Tarso, P., Sprecher, A., Ferreira, J., Goode, J.R., 2014. The Serra Verde rare earth deposit, Goias State, Brazil: advancing to production. Dans: *Conference of Metallurgists 2014 - Rare Earth Elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum.

Rouilleau, E., Stevenson, R., 2013. Geochemical and isotopic (Nd-Sr-Hf-Pb) evidence for a lithospheric mantle source in the formation of the alkaline Monteregian Province (Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 50, 650-666.

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2015a. Classification des principaux indices en éléments des terres rares au Québec (Canada): contexte géologique et évaluation de leur intérêt économique. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2015-10, 76 p.

Sappin, A.-A., Beaudoin, G., 2015b. Rare earth elements in Québec, Canada: Main deposit types and their economic potential. Dans: Simandl, G.J., Neetz, M. (Eds), Symposium on strategic and critical materials proceedings, November 13-14, 2015, Victoria. British Columbia Geological Survey, Paper 2015-3, 265-273.

Saucier, G., Noreau, C., Casgrain, P., Côté, P., Larochelle, E., Bilodeau, M., Hayden, A., Poirier, E., Garon, M., Bertrand, V., Kissiova, M., Mailloux, M., Rougier, M., Camus, Y., Gagnon, G., 2013. Feasibility study for the Kipawa project, Temiscamingue area, Québec, Canada. NI 43-101 technical report, 429 p.

Schmidt, P., 2013. High-field-strength element distribution of the Eldor carbonatite complex, Canada. Mémoire de maîtrise non publié, University of Tübingen, Tübingen, Allemagne.

Scoates, J., Lindsley, D., Frost, R., 2010. Magmatic and structural evolution of an anorthositic magma chamber: the Poe Mountain intrusion, Laramie anorthosite complex, Wyoming. The Canadian Mineralogist 48, 851-885.

See, J., 1994. L'analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du Lac Shortt, Abitibi, Québec: l'interprétation thermodynamique et métallogénétique du rôle des fluides minéralisants à l'Archéen. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 184 p.

Short, M., Apelt, T., Moseley, G., Mounde, M., La Touche, G., 2015. Amended & restated prefeasibility study - NI 43-101 - Technical report for the Norra Kärr rare earth element deposit prepared. NI 43-101 technical report, 378 p.

Simandl, G.J., 2014. Geology and market-dependent significance of rare earth element resources. Mineralium Deposita 49, 889-904.

Simandl, G.J., 2015. Carbonatites and related exploration targets. Dans: Simandl, G.J., Neetz, M. (Eds), Symposium on strategic and critical materials proceedings, November 13-14, 2015, Victoria. British Columbia Geological Survey, Paper 2015-3, 31-37.

Sjöqvist, A.S.L., 2015. Agpaitic rocks of the Norra Kärr alkaline complex. Projet de fin d'études, University of Gothenburg, Gothenburg, Suède, 56 p.

Smith, M.P., Moore, K., Kavecsánszki, D., Finch, A.A., Kynicky, J., Wall, F., 2016. From mantle to critical zone: a review of large and giant sized deposits of the rare earth elements. *Geoscience Frontiers* 7, 315-334.

Sørensen, H., 2001. Brief introduction to the geology of the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland, and its exploration history. *Geology of Greenland Survey, Bulletin* 190, 7-23.

Spandler, C., Morris, C., 2016. Geology and genesis of the Toongi rare metal (Zr, Hf, Nb, Ta, Y and REE) deposit, NSW, Australia, and implications for rare metal mineralization in peralkaline igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 171, 1-24.

Sun, J., Zhu, X., Chen, Y., Fang, N., 2013. Iron isotopic constraints on the genesis of Bayan Obo ore deposit, Inner Mongolia, China. *Precambrian Research* 235, 88-106.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Dans: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, p. 313-345.

Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology* 168, 279-281.

Taylor, H.P., Frechen, J., Degens, E.T., 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 407-430.

Thomas, M.D., Ford, K.L., Keating, P., 2016. Review paper: Exploration geophysics for intrusion-hosted rare metals. *Geophysical Prospecting* 64, 1275-1304

Thorpe, R.I., Guha, J., Franklin, J.M., Loveridge, W.D., 1984. Use of a Superior Province lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau District. Dans: Guha, J., Chown, E.H., (Eds), Chibougamau - Stratigraphy and mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p. 496-516.

Tollari, N., Barnes, S.-J., Cox, R., Nabil, H., 2008. Trace elements concentrations in apatites from the Sept-Îles Intrusive Suite, Canada – Implications for the genesis of nelsonites. *Chemical Geology* 252, 180-190.

Tremblay, J., Bédard, L.P., Matton, G., 2015. A petrographic study of Nb-bearing minerals at the Saint-Honoré niobium deposit. Dans: Simandl, G.J., Neetz, M. (Eds), Symposium on strategic and critical materials proceedings, November 13-14, 2015, Victoria. British Columbia Geological Survey, Paper 2015-3, 75-81.

Trofanenko, J., Williams-Jones, A.E., Simandl, G.J., Migdisov, A.A., 2016. The nature and origin of the REE mineralization in the Wicheeda Carbonatite, British Columbia, Canada. *Economic Geology* 111, 199-223.

Turlin, F., Moukhsil, A., Gervais, F., Solgadi, F., André-Mayer, A.-S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Ohnenstetter, D., 2015. Minéralisations en terres rares liées aux pegmatites peralumineuses tardi-orogéniques, Province de Grenville, Québec. Québec Mines 2015, Québec, Québec, Résumés avec le programme, p. 73.

Turlin, F., Vanderhaeghe, O., Gervais, F., Moukhsil, A., André-Mayer, A.-S., Solgadi, F., Zeh, A., Deloule, E., Caumon, M.-C., Crépon, A., 2016. Une contribution de la Ceinture parautochthone dans la genèse de pegmatites grenvilliennes à éléments de terres rares encaissées dans la Ceinture allochthone? Québec Mines 2016, Québec, Québec.

Vallières, D., Pelletier, P., Gaultier, P., Ferlatte, G., Tremblay, J.-F., Sirois, R., 2013. NI 43-101 technical report, update on Niobec Expansion, December 2013, 305 p.

Van Breemen, O., Currie, K.L., 2004. Geology and U-Pb geochronology of the Kipawa Syenite Complex – a thrust related alkaline pluton – and adjacent rocks in the Grenville Province of western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 431-455.

Verbaan, N., Bradley, K., Brown, J., Mackie, S., 2015. A review of hydrometallurgical flowsheets considered in current REE projects. Dans: Simandl, G.J., Neetz, M. (Eds), Symposium on strategic and critical materials proceedings, November 13-14, 2015, Victoria. British Columbia Geological Survey, Paper 2015-3, 147-162.

Wall, F., Niku-Paavola, V.N., Storey, C., Müller, A., Jeffries, T., 2008. Xenotime-(Y) from carbonatite dykes at Lofdal, Namibia: unusually low LREE:HREE ratio in carbonatite, and the first dating of xenotime overgrowths on zircon. *The Canadian Mineralogist* 46, 861-877.

Walters, A., Lusty, P., Hill, A., 2011. Rare earth elements. British Geological Survey, Commodity Profiles Series, 54 p.

Wen, J., Bell, K., Blenkinsop, J., 1987. Nd and Sr isotope systematics of the Oka complex, Quebec and their bearing on the evolution of the sub-continental upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 433-437.

Wu, F.-Y., Yang, Y.-H., Marks, M.A.W., Liu, Z.-C., Zhou, Q., Ge, W.-C., Yang, J.-S., Zhao, Z.-F., Mitchell, R.H., Markl, G., 2010. In situ U-Pb, Sr, Nd and Hf isotopic analysis of eudialyte by LA-(MC)-ICP-MS. *Chemical Geology* 273, 8-34.

Xie, Y., Li, Y., Hou, Z., Cooke, D.R., Danyushevsky, L., Dominy, S.C., Yin, S., 2015. A model for carbonatite hosted REE mineralisation – the Mianning-Dechang REE belt, Western Sichuan Province, China. *Ore Geology Reviews* 70, 595-612.

Zhou, M.-F., Chen, W.T., Wang, C.Y., Prevec, S.A., Liu, P.P., Howarth, G.H., 2013. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers* 4, 481-502.