POLYPUBLIE
Polytechnique Montréal

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL
UNIVERSITÉ D'INGÉNIERIE

Titre: Title:	Cartographie des carbonatites et des fénites au nord de Gatineau et leurs potentiels en éléments de terres rares (ÉTR), Province de Grenville
Auteur: Author:	Ismail Ait Bouallal
Date:	2025
Type:	Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis
Référence: Citation:	Ait Bouallal, I. (2025). Cartographie des carbonatites et des fénites au nord de Gatineau et leurs potentiels en éléments de terres rares (ÉTR), Province de Grenville [Mémoire de maîtrise, Polytechnique Montréal]. PolyPublie. https://publications.polymtl.ca/65758/

Document en libre accès dans PolyPublie
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: PolyPublie URL:	https://publications.polymtl.ca/65758/
Directeurs de recherche: Advisors:	Marc Legault, Hubert Mvondo, & Branko Ladanyi
Programme: Program:	Génie minéral

Ce fichier a été téléchargé à partir de PolyPublie, le dépôt institutionnel de Polytechnique Montréal
This file has been downloaded from PolyPublie, the institutional repository of Polytechnique Montréal

https://publications.polymtl.ca

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

et

l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Cartographie des carbonatites et des fénites au nord de Gatineau et leurs potentiels en éléments de terres rares (ÉTR), Province de Grenville

ISMAIL AIT BOUALLAL

Département des génies civil, géologique et des mines

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

Génie minéral

Mai 2025

© Ismail Ait Bouallal, 2025.

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

et

l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Ce mémoire intitulé :

Cartographie des carbonatites et des fénites au nord de Gatineau et leurs potentiels en éléments de terres rares (ÉTR), Province de Grenville

présenté par **Ismail AIT BOUALLAL**

en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

Vincent BOULANGER-MARTEL, président
Marc LEGAULT, membre et directeur de recherche
Hubert MVONDO, membre et codirecteur de recherche
Robin POTVIN, membre et codirecteur de recherche
Li Zhen CHENG, membre externe

DÉDICACE

"Explorer, c'est trouver du nouveau dans ce qui est connu."

À la mémoire de mon père

À ma mère Lla Saâdia, mes sœurs et mes frères

À Laila

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à Marc Legault, mon directeur de recherche, pour son encadrement précieux, professionnel et humain, ses conseils avisés et son soutien tout au long de ce travail. Ses recommandations et son expertise ont été d'une aide inestimable dans l'aboutissement de ce travail de recherche.

Je remercie également mon co-encadrant Hubert Mvondo, pour ses remarques constructives et pédagogiques durant les phases des travaux de terrain et de rédaction de ce mémoire.

Un grand merci à mon co-encadrant Robin Potvin pour ses propositions et ses conseils pour réaliser ce travail.

Je suis également reconnaissant à ma famille, mes ami(e)s et mes collègues, pour leur patience, leurs encouragements constants et leur soutien inconditionnel tout au long de cette aventure académique.

Enfin, je souhaite exprimer mes remerciements et ma reconnaissance envers le Ministère des Ressources naturelles et des Forêts et le laboratoire d'URSTM-UQAT pour le financement, le soutien logistique et matériel, pour les ressources mises à ma disposition et l'opportunité de mener à bien cette recherche.

À toutes ces personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire, je vous adresse mes sincères remerciements.

RÉSUMÉ

La première observation de carbonatites et de fénites dans le secteur au nord d'Ottawa dans la Province de Grenville, a été rapportée par Hogarth (1966) dans le parc de la Gatineau. Des travaux de recherche subséquente ont démontré l'existence de plusieurs dykes de carbonatites et de fénites associés (0,9-1,1 Ga) à plusieurs autres endroits du parc de la Gatineau jusqu'à Buckingham avec les carbonatites au nord de Gatineau montrant le plus grand enrichissement en éléments des terres rares. De plus, plusieurs indices de fer-titane se retrouvent dans ce secteur.

La présente étude fait suite aux recherches antérieures dans la région au nord de Gatineau. Elle a permis d'identifier et de lever des nouveaux dykes et de délimiter spatialement et chimiquement l'étendue de la fénitisation afin de cibler les zones à fort potentiel en éléments de terres rares et autres minéralisations associées.

Les levés cartographiques dans le cadre de cette étude ont révélé la présence de deux familles de dykes de carbonatite centimétriques à métriques, avec une texture massive à bréchique, orientés généralement NNE-SSW à NE-SW, subparallèles à la foliation régionale et à la stratigraphie. Ils recoupent l'ensemble rocheux, constitué de paragneiss, de quartzites, de marbres et de roches calco-silicatées, ainsi que des orthogneiss, des granites, des pegmatites et des dykes de syénites. Seuls les dykes associés à une fénitisation sont minéralisés en ÉTR. La minéralogie des carbonatites est dominée par les carbonates (>50%) (calcite et dolomite) qui coexistent avec l'apatite, le quartz, les micas, la barytine, les oxydes de fer, la monazite et les carbonates d'ÉTR en plus faibles proportions. Géochimiquement, les dykes correspondent aux calcio-carbonatites et magnésio-carbonatites, montrant un enrichissement en Sr (< 0,5%), en Ba (< 11%) et en éléments de terres rares (> 400 ppm), atteignant jusqu'à 1 % $ÉTR_{total}$.

Le métasomatisme de la roche hôte (fénitisation) est fréquemment associé aux dykes de carbonatite et/ou aux intrusions alcalines. Bien que cette corrélation ne soit pas systématique, on distingue trois types de fénitisation (K, Na et K-Na), la première correspond à des fénites potassiques à microcline hématisé et à phlogopite. La seconde est sodique et marquée par des amphiboles bleues sodiques et de l'aegirine. La troisième, représente un assemblage minéralogique mixte sodique-potassique. Chronologiquement, on différencie une fénitisation potassique qui est par endroits proximale aux carbonatites et qui est dominée par le microcline. Cette fénitisation proximale est associée au premier événement de minéralisation à ÉTR. Elle recoupe une phase sodique, précoce, distale et

non minéralisée à amphibole sodique. Une fénitisation sodique tardive représente le deuxième événement de minéralisation en ÉTR. Cette fénitisation est caractérisée par la présence d'aegirine, des veinules d'amphibole et, localement des veinules de spécularite-rutile, avec de la calcite et de la barytine.

Spatialement, la distribution des fénites est associée à des anomalies radiométriques et magnétiques. La corrélation positive des anomalies radiométriques potassiques (> 1,7 % K) et magnétiques (> 56 800 nT), avec des zones de fénites (potassique et sodique), la présence ou non des dykes de carbonatites et des indices à ÉTR-Fe-Ti, permet de cibler des alignements NNE-SSW potentiels pour ces minéralisations. Nos observations suggèrent que le système minéralisé à ÉTR-Fe-Ti est lié génétiquement à un système métasomatique hydrothermal dynamisé par des dykes tardifs de carbonatites et activé par un système de failles régionales (NE-SE, E-W à NW-SE).

Cette étude visait à mettre en évidence des résultats prometteurs, notamment la découverte des nouveaux dykes de carbonatite et une délimitation de fénites (Na, K et Na-K) associées par endroits à des indices minéralisés en ÉTR et Fe-Ti. De plus, l'apport de la géophysique (radiométrie et magnétisme) a favorisé la délimitation des zones potentielles régionales en ÉTR-Fe-Ti suivant une direction NNE-SSW, et qui méritent des études futures. Une étude isotopique et géochronologique des carbonatites est recommandée pour mieux déterminer l'origine des carbonatites et circonscrire les événements carbonatitiques dans le contexte géodynamique grenvillien.

ABSTRACT

The first observation of carbonatites and fenites in the area north of Ottawa in the Grenville Province was reported by Hogarth (1966) in the Gatineau Park. Subsequent research has demonstrated the existence of several dykes of associated carbonatites and fenites (0.9–1.1 Ga) at various locations extending from the Gatineau Park to Buckingham, with the carbonatites north of Gatineau exhibiting the greatest enrichment in rare earth elements (REE). In addition, several iron-titanium showings are found in this area.

The present study, conducted north of Gatineau, is a continuation of previous research. Afterwards, field work identified and mapped new occurrences by taking advantage of the new accesses which allowed to spatially and chemically delineate the extents of fenitization and thus making it possible to target areas with high potential for rare earth elements and other associated mineralization.

Mapping carried out in the study area has revealed the presence of two categories of carbonatite dykes ranging in thickness from centimeters to meters, with textures varying from massive to brecciated. These dykes are generally oriented NNE–SSW to NE–SW and are subparallel to the regional foliation and stratigraphy. They crosscut the host rock sequence, which consists of paragneiss, quartzites, marbles, and calco-silicate rocks, as well as orthogneiss, granites, pegmatites, and syenite. Only dykes associated with fenitization are mineralized in REE. The mineralogy of the carbonatite dykes is dominated by carbonates (comprising over 50% of the rock; mainly calcite and dolomite), with lesser amounts of apatite, quartz, micas, barite, iron oxides, monazite and REE carbonates. Geochemically, the dykes represent calciocarbonatites and lesser magnesiocarbonatites with significant enrichment in strontium (up to 0.5%), barium (up to 11%) and rare earth elements (REE_{total} > 400 ppm), reaching up to 1% total REE.

Metasomatism of the host rock (fenitization) is frequently but not systematically associated with carbonatite and/or alkaline intrusions. There are three types of fenitization (K, Na and K-Na), the first corresponds to potassic fenites with hematized microcline and phlogopite. The second is sodic marked by sodium blue amphibole and aegirine. The third represents a mixed sodium-potassium mineralogical assemblage. Chronologically, there is a potassic fenitization proximal to the carbonatites in places, dominated by the microcline and associated with the first REE mineralization event. It intersects a distal (early) sodium phase with non-mineralized sodium amphibole. A late sodic fenitization is related to the second event of REE mineralization and is

characterized by the presence of aegirine, late amphibole veinlets and locally specularite-rutile veinlets, with calcite and barite.

Spatially, the distribution of fenites is associated with radiometric and magnetic anomalies. The positive correlation of the potassium radiometric (> 1.7 % K) and magnetic (> 56,800 nT) anomalies with fenites zones (potassic and sodic), certain carbonatite dykes and REE-Fe-Ti showings makes it possible to target potential NNE-SSW alignments for these mineralizations. Our observations suggest that the REE-Fe-Ti mineralized system is genetically linked to a hydrothermal metasomatic system energized by late carbonatite dykes and activated by a regional fault system (NE-SE, E-W to NW-SE).

This study aimed to highlight promising results, in particular the discovery of new carbonatite dykes and delineation of fenites (Na, K and Na-K) associated in places with mineralized REE-Fe-Ti showings. Furthermore, the contribution of geophysics (radiometry and magnetism) allows to target potential regional areas in REE-Fe-Ti following a NNE-SSW direction which deserve more exploration. An isotopic and geochronological study of the carbonatites is recommended to better define their origin and better define the extent of carbonatite events within the grenvillian geodynamic context.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE III

REMERCIEMENTS IV

RÉSUMÉ V

ABSTRACT VII

TABLE DES MATIÈRES IX

LISTE DES TABLEAUX XII

LISTE DES FIGURES XIII

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS XIX

LISTE DES ANNEXES XXI

CHAPITRE 1 INTRODUCTION 1

1.1 Mise en contexte 1

1.2 Localisation et accès 2

1.3 Problématiques et objectifs 3

1.4 Structure du document 4

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE 6

2.1 Les carbonatites et les fénites 6

2.1.1 Les carbonatites 6

2.1.2 Les fénites 17

2.2 Travaux de recherches géologiques réalisés dans la zone d'étude 26

2.2.1 Aperçu sur la géologie régionale 26

2.2.2 Historiques des travaux de cartographie des carbonatites et des fénites dans la zone d'étude 29

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE 34

3.1 Compilation des données géoscientifiques 34

3.2 Travaux de cartographie et d'échantillonnage 34

3.3 Coloration des carbonates 35

3.4 Examen microscopique 38

3.4.1 Microscope optique 38

3.4.2 Microscope électronique à balayage (MEB) 39

3.5 Analyses géochimiques (lithogéochimie) 40

3.6 Mesures radiométriques 41

CHAPITRE 4 ARTICLE 1: CARBONATITES AND FENITES NORTH OF GATINEAU AND THEIR RARE EARTH ELEMENTS POTENTIAL, GRENVILLE PROVINCE, QUEBEC 43

4.1 Abstract 43

4.2 Introduction 44

4.3 Geological setting.....45

4.3.1 Regional geology.....45

4.3.2 Local geology 47

4.4 Materials and methods 48

4.5 Results 49

4.5.1 Map and field observations 49

4.5.2 Petrographic descriptions 59

4.5.3 Geochemical characterization of carbonatite dykes and fenites 67

4.6 Discussion 73

4.6.1 Petrogenetic mechanisms of carbonatites and fenitization episodes.....73

4.6.2 Contribution of radiometry and magnetism to REE-Fe-Ti exploration 76

4.7 Conclusions 76

4.8 Acknowledgments 76

4.9 References 77

CHAPITRE 5 DISCUSSION GÉNÉRALE 81

CHAPITRE 6 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS 84

6.1 Conclusions 84

6.2 Recommandations 85

RÉFÉRENCES 86

ANNEXES 94

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Classification minéralogique et géochimique des carbonatites..... 7

Tableau 2.2: Classification des éléments de terres rares selon l'UICAP versus l'industrie minière et le clarke de chaque élément (Jowitt et al., 2013; Rudnick et Gao, 2003; Weng et al., 2013). 14

Tableau 2.3 : Les différents minéraux porteurs des éléments de terres rares et leurs concentrations moyennes en oxydes de terres rares (RE_2O_3) et en éléments radioactifs (Th, U). En gras, les minéraux valorisés par l'industrie extractive. Tiré de Tuduri et al. (2015). 16

Tableau 2.4: Synthèse des caractéristiques des processus métasomatiques (Zharikov et al., 2013; Zharikov et al., 2007). 19

Tableau 2.5: Récapitulatif des caractéristiques minéralogique et lithologique de quelques familles de métasomatite et leur domaine T-pH selon le diagramme T-pH (fig.9), publié par l'IUGS (Zharikov et al., 2007). 21

Tableau 2.6: Description des indices des carbonatites/fénites à ÉTR du secteur de l'Outaouais. La valeur de la somme des ÉTR est supérieure à 1700 ppm ce qui est le seuil indiciel défini par le MRNF (2024) (Système de projection : UTM NAD 83 – zone 18)..... 33

Table 4.1: Main characteristics of observed carbonatites in the study area. (abbreviations: Ae=aegirine, Amp = amphibole, Ap = apatite, Brt = barite, Cal = calcite, Di= diopside, Dol = dolomite, FP = feldspar, Hem = hematite, Mc = microcline, Ms = muscovite, Mnz= monazite, Phl =phlogopite, Pst = parasite, Qtz = quartz, Rt= rutile). 60

Table 4.2: Paragenetic sequence of fenitization minerals. Bold lines indicate dominant mineral and dashed lines indicate minor mineral phase. The red bar indicates REE mineralization associated with a potassic (microcline) fenitization event proximal and synchronous to an REE-enriched carbonatite event. 67

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Carte montrant la localisation géographique de la zone d'étude, au nord de Gatineau (SIGÉOM, 2024). 3

Figure 2.1: Diagramme ternaire de classification des carbonatites en fonction des éléments majeurs CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3, MnO (Woolley et Kempe, 1989). 7

Figure 2.2: Carte de répartition mondiale des carbonatites et des carbonatites minéralisées en ÉTR (Smith et al., 2016; Tang et al., 2013; Weng et al., 2015) 8

Figure 2.3: Modèle de magmatisme riche en CO_2 lié au contexte géodynamique de rift. a) Carte schématique du rift Est africain (gris) montrant des occurrences de carbonatite (rondelles bleues) associées à un magmatisme alcalin (rondelles roses), distribuées entre le craton et la lithosphère non cratonique; b) Section transversale A-A 'du rift montrant un magmatisme alcalin à mélilites et néphélinites au centre et un magma carbonatitique au bord; c) Section longitudinale B-B' , qui représente la genèse du magma carbonaté associé au magmatisme alcalin au centre (lithosphère épaisse) et la périphérie de la lithosphère cratonique (Foley et Fischer, 2017). 9

Figure 2.4: Diagramme P-T montrant le modèle de la formation des carbonatites par le mécanisme de la fusion partielle d'une péridotite riche en CO_2 d'après Green et Falloon (1998). 11

Figure 2.5: Coupe schématique du modèle métallogénique des minéralisations (ÉTR, Nb, Th, U, Y, Zr, Fe, F) associées au complexe alcalin à carbonatites (Simandl et Paradis, 2018). 12

Figure 2.6: Tableau périodique des éléments chimiques adoptée par l'Union Internationale de Chimie Appliquée et Pure (UICPA). 13

Figure 2.7: Les principaux modèles des gîtes à ÉTR primaires (endogènes) et secondaires avec des exemples des gisements mondiaux (A) ainsi le tonnage et la teneur moyenne associé à chaque type de gîte (B) et les minéraux qui caractérisent chaque environnement de concentration (C) ((Chakhmouradian et Wall, 2012; Chakhmouradian et Zaitsev, 2012; Charles et al., 2013; Dushyantha et al., 2020; Goodenough et al., 2016; Tuduri et al., 2015; Walters et Lusty, 2011). Abréviations : AU (Australie), BR (Brésil), CA (Canada), CN (Chine), FI (Finlande), GL (Groenland), GR (Grèce), IN (Inde), RU (Russie), SE (Suède), T (Tonnage), TR (Turquie), US (États-Unis), ZA (Afrique du Sud). REO = oxyde de terres rares). 17

Figure 2.8: Domaine T-pH pour chaque famille des métasomatites (Zharikov et al., 2007) (cercles rouges pour le domaine T-pH des fénites. La ligne en tiretée sépare les métasomatites acides et les métasomatites neutres-alcalines). 22

Figure 2.9: Schéma de l'interaction fluide hydrothermal riche en alcalins avec la roche encaissante et l'apport et départ des éléments (Si, Al, K, Na) (Kamenetsky et al., 2021). 23

Figure 2.10: Schéma montrant la zonation minéralogique dans les différents stades de fénitisation depuis la roche encaissant jusqu'au contact de l'intrusion à fénitisation intense (Brögger, 1921)..... 24

Figure 2.11: Bloc diagramme synthétique des liens spatio-temporels entre les événements de fénitisation et les intrusions des carbonatites de différentes générations. Tirée d'Elliott et al. (2018). 25

Figure 2.12: Carte schématique montrant : a) Subdivisions de la province géologique de Grenville et localisation de la ceinture métasédimentaire centrale (Rivers et al., 1989; van Breemen et Corriveau, 2005; Verpaelst, 1997; Wynne-Edwards et al., 1972), b) La situation du Terrane du Mont-Laurier (tracé bleu) et la zone d'étude (étoile rouge) dans la ceinture métasédimentaire centrale (Corriveau, 1990) (Corriveau , 1990; Easton, 1992 et Davidson; 1995, c) Échelle temporelle du Mésoprotérozoïque-Néoprotérozoïque, montrant les phases orogéniques grenvilliennes et anté-grenvilliennes (Rivers et al., 2012). 28

Figure 2.13: Carte géologique régionale du nord de Gatineau montrant les indices à ÉTR et Fe) ainsi que les zones cartographiées dans le secteur de l'Outaouais après 1970 (SIGÉOM, 2024). 31

Figure 3.1 : Le protocole de coloration des carbonates : A) Colorants de ferricyanure de potassium et d'alizarine rouge S; B) Balance pour mesurer 2g de chaque colorant (A); C) La hotte de préparation de solution; D) Mise en solution d'acide HCl et les colorants dans un bécher, ensuite on immerge chaque plaque rocheuse dans la solution; E) Séchage à l'air libre des échantillons après coloration. 36

Figure 3.2: Résultat de coloration par l'alizarine rouge S et le ferricyanure de potassium. A) Échantillon de carbonatite (23-IA-4152B) à matrice blanche-grise de calcite avant coloration et rouge-rose après coloration (B). On note des fragments millimétriques à centimétriques de

fénite, affectés aussi par la solution de coloration (changement léger de couleur naturelle); C) Échantillon de marbre serpentinisé (23-IA-4076A) à matrice de calcite blanche, colorée en rose-rouge après coloration (D). On peut distinguer les silicates (pyroxène ou olivine serpentinisée) verts avant et après la coloration; 37

Figure 3.3 : A) Échantillon témoin de calcite (>90 % de calcite cristallisée), coloré en rose-rouge (B). Les minéraux noirs sont des phlogopites. C) Échantillon témoin de dolomite avec du fer, détectés après coloration turquoise (D). Tableau selon Hitzman (1999). 38

Figure 3.4: Microscope optique « Zeiss Axio Imager», équipé d'une caméra et d'un ordinateur à logiciel de calibration et de visualisation. 39

Figure 3.5 : Le spectromètre portatif à rayons gamma portatif, RS-125 Super-SPEC, en position plane de mesure avec un écran qui affiche les paramètres mesurés (K en %), eTh (équivalent Thorium en ppm), eU (équivalent Uranium en ppm), le débit de dose (DR) nShv-1 et le temps de mesure (120s). 42

Figure 4.1 : Location of the study area within the Grenville Province (A; Rivers et al., 2012) and the Mont Laurier Terrane (B; Corriveau et van Breemen, 2000); C: Mesoproterozoic-Neoproterozoic time scale, showing the Grenville and ante-Grenville orogenic phases (Rivers et al., 2012); D: : Regional geological map of northern Gatineau showing REE showings and mapped areas in the Outaouais sector after 1970 (SIGÉOM, 2024). Note that the area mapped by Hogarth (1981) is found within our study area. 46

Figure 4.2: A) Geological map of northern Gatineau Modified from Hogarth (1981) and Hogarth et van Breemen (1996); B) Map showing distribution of carbonatite and fenitization zones (See annexe C for more details). 51

Figure 4.3: Field photos of metasedimentary and plutonic rocks. A) Biotite paragneiss; B) Garnet paragneiss; C) K-feldspar and biotite quartzite; D) Foliated marble with fragments of paragneiss (M4) and pegmatitic granite (PG); E) Coarse granite; F) Contact between fine grained quartz syenite (left) and coarse-grained granite (right). 52

Figure 4.4: Stereonet projection of poles to the foliations measured on the gneiss (A) and to the contacts of carbonatite dykes (B). 53

Figure 4.5: Field photos of carbonatites with different textures. A) Massive to brecciated hematized red carbonatite. Outcrop 1004. B) Massive carbonatite. Outcrop 4180. C) Carbonatite with finitized granite fragments, showing a melanocratic crown rich in phlogopite (inset). Outcrop 4137. D) Gneissic enclaves in carbonatite with centimetre-scale fragile fragments of paragneiss. Carbonatite show orange-pink calcite away from the fragments. Outcrop 3031. See Figure 4.2B for location. 54

Figure 4.6: Field photos of fenites. A) Weakly fenitized gneiss with red microcline scattered along the foliation planes. Outcrop 4020. B) Intense red pervasive potassic fenitization, micrcoline replacing gneiss minerals. Outcrop 4152. C) Sodic fenite with blue amphibole along a fracture plane without clear replacement of metamorphic minerals. Outcrop 4078. D) Intense pervasive sodic fenitization, blue amphibole crystals replaced by green aegirine and red hematite in a granitic host rock. Outcrop 4136. E) Gradual contact between a hard gneissic facies on the right and a friable, altered facies rich in phlogopite on the left, known as glimmerite (potassic fenite) (white arrow indicates the gradual transition) Outcrop 4007. F) Blue amphibole veinlets altered into grey asbestos mineral. Outcrop 4007. See Figure 4.2B for location. 55

Figure 4.7: Mapping of a road section showing a carbonatite and the associated fenite. Outcrop 4137. Abbreviations: Amp = Sodic amphibole, Mc= Microcline, Ae= aegirine. See Figure 4.2B for location. 56

Figure 4.8: Superposition of potassium (K%) radiometric anomalies, total magnetic field and fenites/showings. A) Map of 2021-2023 potassium values measured on the ground by gamma-ray spectrometer showing anomalies generally coinciding with fenitized zones. Some of these anomalies are associated with unfenitized granites. Map was produced by applying interpolations with Oasis Montaj. B) Map of airborne potassium values showing a potassium anomaly that coincides with the sodium-potassium fenitization and Fe-Ti occurences of the area. C) Aeromagnetic map showing anomalies related to Fe-Ti occurrences. D) Interpretive map of potential Fe-Ti-REE zones delineated by a combination of > 1.7% K and > 56,800 nT zones that define NNE-SSW alignments. The Fe-Ti showings come from the compilation of Lapointe (1979), Hogarth (1981) and this study. 58

Figure 4.9: Microphotographs of carbonatites. A) Microscopic examination showing the contact between calcite (Cal) of the carbonatite and a fenitized fragment with a reaction rim rich in phlogopite (Phl) and apatite (Ap) (B) SEM-BSE image, showing monazite (Mnz) and apatite (Ap) grains in the reaction rim at the contact of calcite-rich carbonatite. See Figure 6C for macroscopic view. Outcrop 4137. C) Contact between a carbonatite (calcite) and unfenitized host rock fragment. Outcrop 4018. D) REE unmineralized calcite-carbonatite with calcite-hematite veinlet. Outcrop 3039. E) REE mineralized carbonatite with calcite and dolomite, showing barite-hematite association. F) REE-carbonate (pink) associated with hematite barite and apatite veinlet. X-ray mapping on SEM-EDS. Outcrop 1004. Abbreviations: Ap : Apatite; Brt= Barite; Di = Diopside Dol= Dolomite; Hem= Hematite; Mc= Microcline, Mnz= Monazite Phl= Phlogopite, Qtz=Quartz, REE-Cb=REE Carbonates, Zrn= Zircon. 62

Figure 4.10: Photographs of specular hematite veinlets. A: Outcrop picture of a decimetre thick carbonatite with specularite within a potassic fenitized rock. B: Slab section showing a veinlet of specularite (Spe) in a carbonatite. Acicular crystals of parasite (Pst) in a carbonate matrix seen in transmitted light (c) and by X-ray mapping on SEM-EDS (E). D: Specular hematite (Hem) and rutile (Rt) association seen in reflected light. All from outcrop 4069. Abbreviations: Brt=barite, CB=carbonates, Cal=calcite, Spe=specularite, Hem= Hematite, Pst= parisite, Qtz=quartz, Rt=rutile. See Figure 2B for location. 63

Figure 4.11: Photomicrographs of fenites. A) Dusty-brown appearance of the microcline (Mc) under the transmitted light microscope (natural light) cross-cut by hematite veinlets and amphibole. The presence of apatite grains (Ap) is also noted. Outcrop 4152. B) Phlogopite fenite showing typical pleochroism.Outcrop 4137. C) Automorphic crystals of sodic blue amphibole associated with barite and late calcite veinlets (cross-polars). Outcrop 4023. D) Aegirinization of sodic amphiboles (replaced by aegirine and hematite) associated with late calcite. Outcrop 4136. E) Microscopic view (natural light) of a sodic fenite with blue amphibole replaced by microcline. The whole is replaced by phlogopite and hematite (potassic fenitization). Outcrop 4137. F) Microscopic view (natural light) of a blue amphibole intersected by an assemblage of microcline, hematite and phlogopite. Outcrop 4020. Abbreviations : Ae=aegirine, Amp =Na-amphibole-, Brt=barite, Cal=calcite, Hem=hematite, Mc=microcline, Phl=phlogopite, Zrn=zircon. 66

Figure 4.12: A) Ternary diagram for classification of carbonatites using major elements CaO, MgO, Fe2O3TOT, MnO (Woolley and Kempe, 1989). The non-carbonate contribution was subtracted from oxide concentrations. B) Diagram Ba+Sr vs Total REE + Y showing the enrichment of carbonatites with fenitized margins with respect to carbonatites with unfenitized margins and marbles. C) Chondrite-normalized (Palme and Jones, 2003) REE diagram for carbonatites and marbles. 70

Figure 4.13: A) K_2O-Na_2O diagram dividing potassic, sodic and sodic-potassic fenites. B) Diagram K_2O-Na_2O showing potassium microcline (Mc) fenites (sample 4006B) versus fresh gneiss (sample 4005A) and sodic amphibole fenites (sample 4007B) versus fresh gneiss (sample 4007A). See Figure 4.2B for location. 72

Figure 4.14: Mass balance diagram of Grant (1986) showing the addition and leaching of major elements (A and C) and trace elements (B and D) during potassic (A and B) and sodic fenitization (C and D)..... 73

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Abréviation	**Signification**
°C	Degré Celsius
BSE	Backscattered Electrons (électrons rétrodiffusés)
Ca	Calcium
Cl	Chlore
CO_2	Dioxyde de carbone
CONSOREM	Le Consortium de recherche en exploration minérale
DR	Débit de dose
EDS	Energy-dispersive X-ray spectroscopy (spectrométrie à dispersion de l'énergie des rayons X)
eTh	Équivalent Thorium
ÉTR	Éléments de terres rares
eU	Équivalent Uranium
F	Fluor
g	Gramme
Ga	Gigannée
GPa	Gigapascal
GPS	Global Positioning System
HCl	Acide chlorhydrique
HFSE	High field strength elements (Éléments à haute intensité de champ)
HREE	Heavy rare earth elemnts (éléments de terres rares lourdes)
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
INAA	Instrumental Neutron Activation Analysis
IRME	Institut de recherche en mines et environnement
K	Potassium
Kg	Kilogramme
Km	Kilomètre
LPA	Lumière polarisée analysée
LPnA	Lumière polarisée non-analysée
LREE	Light rare earth elements (éléments de terres rares légères)

m	Mètre
Ma	Milliard d'années
MEB	Microscope électronique à balayage
Mg	Magnésium
Mg	Magnésium
ml	Millilitre
Mn	Manganèse
MRNF	Ministère des Ressources naturelles et des Forêts
Na	Sodium
NAD	The North American Datum (Système canadien de référence spatiale)
Nb	Niobium
NE	Nord-est
NNE	Nord-nord-est.
NW	Nord-ouest
pH	Potentiel hydrogène
Ppm	Partie par million
SIGÉOM	Système d'Information Géominière
SO_3	Trioxyde de soufre
SSW	Sud-sud-ouest
SW	Sud-ouest
T	Température
Th	Thorium
Ti	Titanium
Tot	Total
U	Uranium
UQAT	Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue
URSTM	Unité de Recherche et de Service en Technologie Minérale
UTM	Universal Transverse Mercator
Y	Yttrium
Zr	Zirconium

LISTE DES ANNEXES

Annexe A: Tableau récapitulatif des assemblages minéralogiques et leurs proportions modales (%) pour les lames minces étudiées 95

Annexe B: Autres photographies et microphotographies de l'encaissant, des fénites et des carbonatites..... 100

Annexe C: Carte montrant la distribution des carbonatites et des zones de fénitisation 104

Annexe D : Carte géologique de la partie ouest de la région de Quinnville à l'échelle de 1/10.000 (Hogarth, 1981) 105

Annexe E : Distribution des points d'observation (géofiches) du présent projet 23-IA (points bleus). 107

Annexe F : Cartes géophysiques (A : radiométrie (sol); B: radiométrie aéroportée; C : aéromagnétisme (champ total); D : carte de potentialité). 108

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

L'approvisionnement en métaux stratégiques et critiques est essentiel pour soutenir le développement durable de chaque pays. Parmi ces métaux, les éléments de terres rares (ÉTR) ont été désignés par le gouvernement du Québec comme stratégiques (PQVMCS, 2020).Ces éléments, incluant les lanthanides, l'yttrium (Y) et le scandium (Sc), jouent un rôle clé dans de nombreux procédés industriels liés aux technologies de pointe et émergentes, comme les batteries, les écrans, les téléphones portables, les ampoules basse consommation, les véhicules hybrides, les rotors d'éoliennes, les missiles et l'imagerie médicale.

Les ÉTR se trouvent dans divers types de gisements. Les terres rares légères (LREE) sont principalement associées aux carbonatites et aux intrusions alcalines tandis que les terres rares lourdes (HREE) proviennent majoritairement des gisements d'argiles à adsorption ionique (Zhou et al., 2017). Au Québec, les gisements les plus prometteurs sont liés aux carbonatites, aux intrusions alcalines et aux gîtes d'oxyde de fer- cuivre-or (IOCG) (Sappin et Beaudoin, 2015).

La mise en place des carbonatites ou/et des complexes magmatiques alcalins, développe généralement un métasomatisme avec l'encaissant, matérialisé par un apport et départ des éléments (Si, Fe, Na, K), appelé la fénitisation. Celle-ci conduit à la formation de roches appelées fénites, qui sont principalement, composées de minéraux alcalins (feldspaths potassiques, micas, amphiboles et pyroxènes sodiques), en plus de contenir des minéraux secondaires comme les oxydes de fer et de titane et de l'apatite (Bardina et Popov, 1994; Brögger, 1921; Zharikov et al., 2007).

Dans le secteur de l'Outaouais, la première observation de carbonatites et de fénites a été rapportée par Hogarth (1966) dans le parc de la Gatineau. Des travaux de recherche subséquents (Charbonneau et Hogarth, 1988; Dupuy, 1989; Hogarth, 1997; Hogarth, 1981; Hogarth, 2008, 2016; Hogarth et al., 1985; Hogarth et van Breemen, 1996; Lapointe, 1979; Leclair, 1988; Sinaei-Esfahani, 2013) ont démontré l'existence de plusieurs dykes de carbonatite et des zones de fénitisation associées à plusieurs autres endroits du parc de la Gatineau jusqu'à Buckingham avec les carbonatites au nord de Gatineau montrant le plus grand enrichissement en ÉTR (Legault et al.,

2021). Trois indices à ÉTR dans le secteur d'étude sont répertoriés dans la base de données de SIGÉOM (Quinnville, Templeton et Cantley) (SIGÉOM, 2024).

Ce projet vise à comprendre les phases d'intrusion de carbonatite et de fénitisation dans le but d'évaluer le potentiel en minéralisation d'ÉTR du secteur. Pour ce faire, une carte géologique de la zone d'étude fut produite en se basant sur la carte préliminaire au 1/10 000 de Hogarth (1981), des travaux de stagiaires (Legault, 2022; Legault et al., 2021) ainsi que nos travaux de terrain en 2023. Dans le but de mieux caractériser les unités et l'altération, l'examen microscopique et le traitement géochimique des échantillons de 2021 à 2023 combinés à la radiométrie aéroportée et au sol, ont permis de réaliser des cartes de la répartition des dykes de carbonatites, des zones d'altération et des zones à haut potentiel en ÉTR.

1.2 Localisation et accès

Le secteur de l'Outaouais se situe au sud-ouest de la province du Québec, limité au nord-ouest par la région de l'Abitibi-Témiscamingue, à l'est par les Laurentides et l'est Ontarien au sud. Il est étendu sur environ 2500 km^2 au nord de la rivière de l'Outaouais près de la ville de Gatineau. La zone d'étude est située au nord de Gatineau, dans le sud de l'Outaouais, à 10 km au nord de l'Ottawa. (Figure 1.1).

Les affleurements de secteur d'étude sont accessibles via les routes A50 et 366 à partir de la ville de Gatineau, puis vers les chemins de Mont Saint Amour, Montée Paiement et Perkins (route 366).

La zone d'étude est située en milieu urbain, où les affleurements se manifestent par des escarpements revêtus d'un couvert végétal, localisés au sein de parcelles privées, formant dans la plupart des cas le substrat sur lequel sont édifiées les maisons.

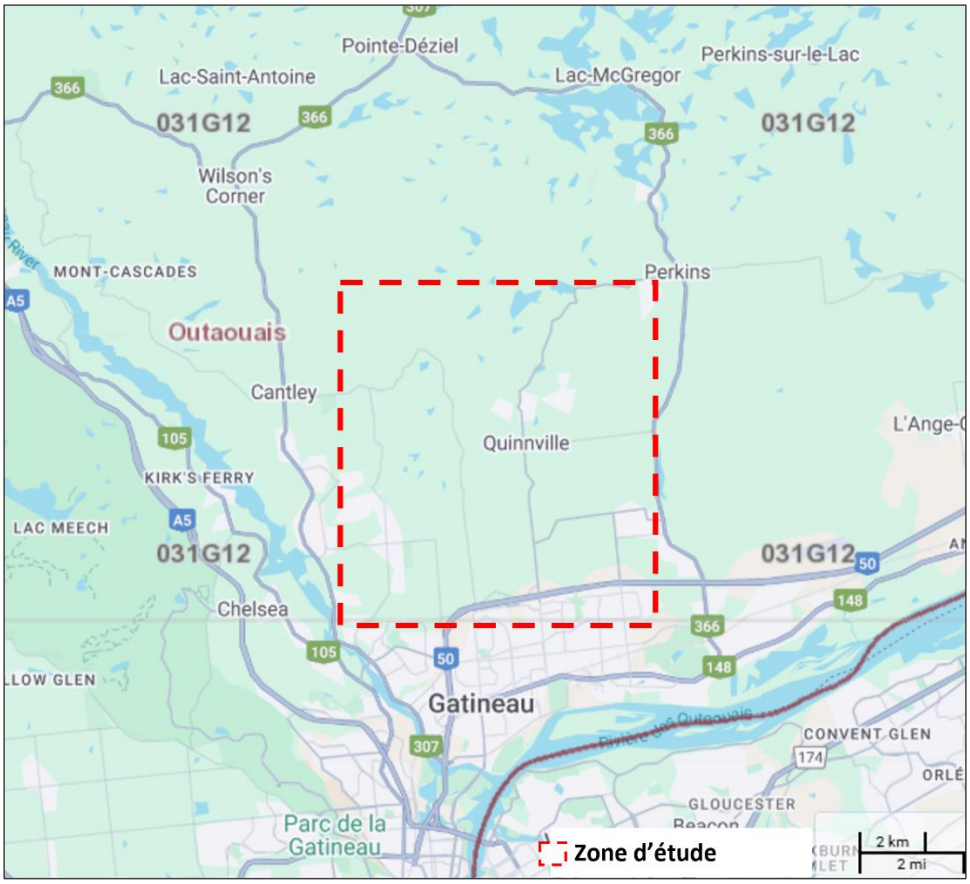


Figure 1.1: Carte montrant la localisation géographique de la zone d'étude, au nord de Gatineau (SIGÉOM, 2024).

1.3 Problématiques et objectifs

Le choix du secteur d'étude a émané de plusieurs facteurs, cartographique et minéralogique, soulignant à la fois les connaissances existantes et les lacunes à combler. Premièrement, la présence de carbonatites et de fénites connues depuis les années 1960 dans le sud de l'Outaouais constitue l'élément clé du présent projet de recherche. D'autre part, la cartographie géologique de ces unités et leurs relations avec l'encaissant métasédimentaire demeurent insuffisamment détaillées. En effet, la seule carte préliminaire 1/10 :000 réalisée dans le secteur par Hogarth (1981) n'est pas publiée dans la plateforme interactive de SIGÉOM. De plus, des travaux à plus petite échelle sur des exemples spécifiques de fénitisation sont également présents (Erdmer, 1977; Lapointe, 1979; Leclair, 1988) mais non intégrés dans le contexte régional.

Par ailleurs, l'étendue spatiale de la fénitisation, esquissé dans Hogarth et al. (1985), couvrirait une superficie NE-SW de 22 km de long par 4 km de large, du nord de Gatineau jusqu'au lac McGregor.

Cependant, l'étendue exacte n'a pas fait l'objet d'une cartographie systématique et de plus la relation entre les fénitisations potassique et sodique n'est pas claire, quoique chronologiquement la fénitisation potassique entrecoupe la fénitisation sodique (Legault et al., 2021). La fénitisation mérite d'être précisée, notamment en termes de zonations chimiques et contrôle structurale ou/et lithologique.

Enfin, les indices à ÉTR dans la région sont concentrés dans le secteur d'étude, notamment les indices associés aux carbonatites de Quinnville, Templeton et Cantley avec des teneurs atteignant 4% $ÉTR_{tot}$. Ces indices suggèrent un lien entre les processus magmatiques et métasomatiques sans que les mécanismes d'enrichissement en ÉTR ne soient clairement établis.

Par conséquent ce projet vise à répondre aux problématiques suivantes :

- En profitant des nouveaux accès, quelle est l'étendue des dykes de carbonatite et est-ce qu'ils sont tous enrichis en ÉTR ?
- Est-ce que la fénitisation dépasse les limites définies par les travaux antérieurs et quelle est la relation avec la distribution des carbonatites et des corps magmatiques alcalins de la région ? Y a-t-il une zonation potassique/sodique bien distincte spatialement ?
- Quelles sont les phases porteuses des ÉTR ? Quelles sont les zones à haut potentiel en ÉTR? Quels sont les contrôles de la minéralisation (structurale, lithologique) ?

Ce projet de recherche sur les ÉTR au nord de Gatineau poursuit donc trois objectifs principaux :

- Cartographier les dykes de carbonatites et les fénites associées dans le secteur d'étude;
- Caractériser ces roches en termes de minéralogie, géométrie, zonation et géochimie à l'échelle régionale;
- Identifier des zones potentiellement minéralisées en ÉTR ainsi que des métallotectes pour guider l'exploration de ce type de gisement; et
- Déduire un modèle métallogénique régional associé à ce type de minéralisation.

1.4 Structure du document

Le présent mémoire s'organise selon une structure analytique composée de six chapitres. Tout d'abord, une introduction du projet, comprend sa mise en contexte, les problématiques liés aux

choix de la zone et enfin, nous précisons les objectifs principaux à atteindre. Le deuxième chapitre « Revue de littérature » s'articule essentiellement sur les notions associées aux carbonatites et à la fénitisation ainsi que les travaux géologiques historiques dans la zone d'étude (nord de Gatineau) et un aperçu du contexte géologique régional du secteur de l'Outaouais. Le troisième chapitre décrit la méthodologie et le matériel utilisés pour atteindre les différents résultats sur le terrain et au laboratoire. Ensuite, le quatrième chapitre détaille les résultats obtenus avec discussion, sous forme d'un article scientifique, soumis à la revue « The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology ». Par la suite, le cinquième chapitre « Discussion générale » offre une synthèse globale sur les axes du projet en mentionnant d'autres pistes non traitées dans l'article scientifique. Enfin, on clôture par le chapitre « Conclusion et recommandations » avec des axes possibles pour de prochaines études.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Les carbonatites et les fénites

Cette première section vise à définir les notions de base des carbonatites et des fénites, plus particulièrement quant à leur classification, leur formation et leurs minéralisations. Ce dernier volet sera consacré sur les éléments de terres rares (ÉTR), qui ont été désignés par le gouvernement du Québec comme stratégiques (PQVMCS, 2020). Ces éléments, incluant les lanthanides, l'yttrium (Y) et le scandium (Sc), jouent un rôle clé dans de nombreux procédés industriels liés aux technologies de pointe et émergentes, comme les batteries, les écrans, les téléphones portables, les véhicules hybrides, les rotors d'éoliennes, les missiles et l'imagerie médicale.

Cette revue n'est pas exhaustive et vise surtout à fournir au lecteur ou à la lectrice les éléments de compréhension pour la discussion des résultats.

2.1.1 Les carbonatites

2.1.1.1 Nomenclature et classification

Les carbonatites sont des roches magmatiques qui peuvent être intrusives ou extrusives. Elles se distinguent par une composition modale en minéraux carbonatés supérieure à 50%. En plus des carbonates, elles renferment le diopside ou pyroxènes sodiques, les amphiboles, les micas, l'apatite et l'olivine. En effet, la teneur en SiO_2 dans les carbonatites est inférieure à 20% et lorsqu'elle est supérieure, les roches sont classées comme des silicocarbonatites (Le maitre et al., 2002; Streckeisen, 1980). Géochimiquement, elles sont caractérisées par des fortes teneurs en LREE, Sr, Ba, P et Nb, ainsi par la présence des volatils tels que (CO_2, F, Cl, S) (Winter, 2014).

La présence de minéraux carbonatés, comme la calcite, la dolomite, la sidérite et l'ankérite, ainsi que la teneur en poids d'oxydes d'éléments majeurs (CaO, MgO, MnO, FeO, Fe_2O_3), permettent de classifier les carbonatites en trois faciès distincts selon les ratios des éléments majeurs : des calcio-carbonatites appelées sövite ou alvikite, des magnésio-carbonatites comprenant la beforsite et la rauhaugite et des ferro-carbonatites (Le maitre et al., 2002; Woolley et Kempe, 1989). Un quatrième type, connu sous le nom de natrocarbonatites, n'a été identifié qu'en Tanzanie, associé au stratovolcan d'Ol Doinyo Lengaï (Figure 2.1 et Tableau 2.1).

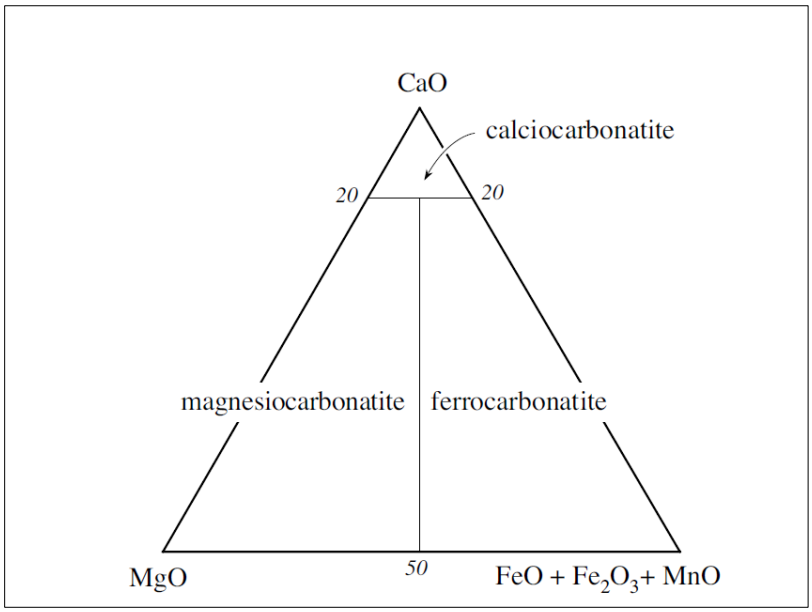


Figure 2.1: Diagramme ternaire de classification des carbonatites en fonction des éléments majeurs CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3, MnO (Woolley et Kempe, 1989).

Tableau 2.1: Classification minéralogique et géochimique des carbonatites.

Nomenclature (Streckeisen, 1980)	**Minéralogie (carbonates dominants) (Streckeisen, 1980)**	**Géochimie des éléments majeurs (Woolley et Kempe, 1989)**
Calciocarbonatite (Sövite; alvikite)	Calcite Texture grossière : Sövite Texture fine : Alvikite	Ratio des oxydes majeurs: $CaO/(CaO+MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO) > 0.8$
Magnésiocarbonatite (Beforsite; Rauhaugite)	Dolomite (Beforsite) Ankérite (Rauhaugite)	Ratio des oxydes majeurs : $[(CaO/(CaO + MgO + FeO + Fe_20_3 + MnO)] < 0.8$; $[MgO > (FeO+Fe_2O_3+MnO)]$
Ferrocarbonatite	Carbonates de Fer : Ankérite, sidérite	Ratio des oxydes majeurs : $[(CaO/(CaO + MgO + FeO + Fe_20_3 + MnO)] < 0.8$; $[MgO <(FeO+Fe_2O_3+MnO)]$
Natrocarbonatites	Carbonates Na-K: Nyerereite, Gregoryite	Dominée par Na_2O, K_2O et CaO

2.1.1.2 Environnement tectonique et modèles pétrogénétiques

Spatialement, 527 occurrences de carbonatite ont été inventoriés dans le monde (Woolley et Kjarsgaard, 2008) et elles sont réparties à l'intérieur des plaques tectoniques (intracontinental) cratoniques et non cratoniques, de l'Archéen au Phanérozoïque (Figure 2.2). Généralement, elles sont associées à des complexes magmatiques alcalins. Foley et Fischer (2017) ont illustré cette relation par l'exemple de Rift Est africain, qui engendre un magmatisme alcalin de type mellilites et néphélinite et carbonatite (Figure 2.3). Au Québec, cette relation est marquée dans le complexe alcalin à carbonatite de St, Honoré, associé au graben de Saguenay dans un contexte tectonique régional contrôlé par le rift de de St-Laurent à direction NE-SW (Kumarapeli et Saull, 1966).

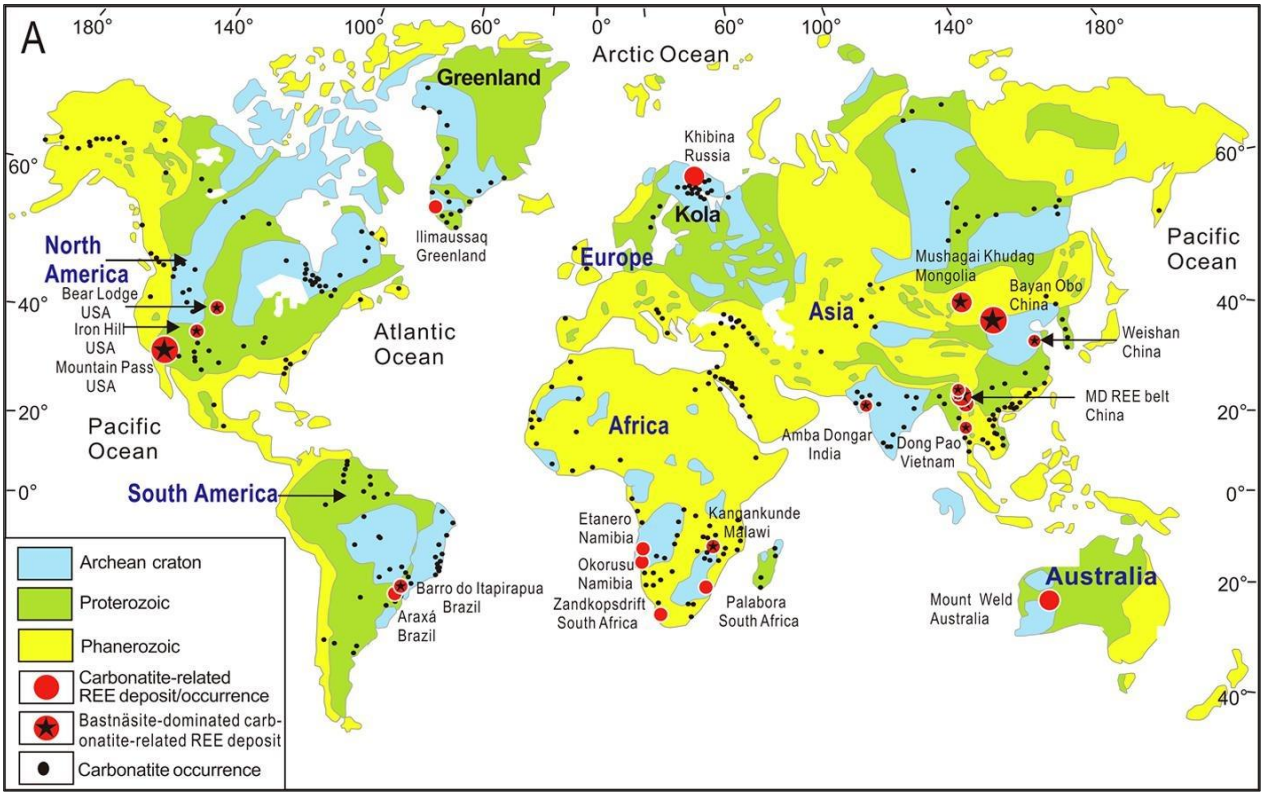


Figure 2.2: Carte de répartition mondiale des carbonatites et des carbonatites minéralisées en ÉTR (Smith et al., 2016; Tang et al., 2013; Weng et al., 2015)

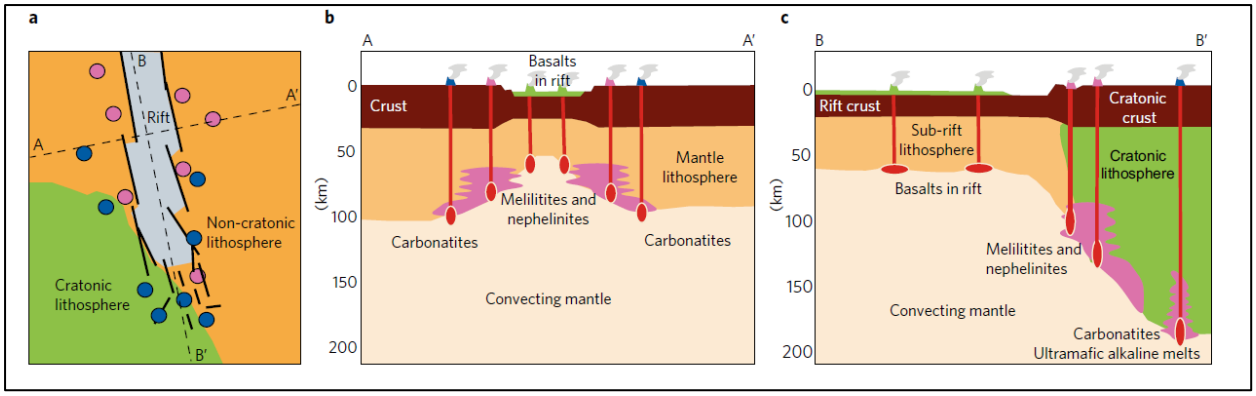


Figure 2.3: Modèle de magmatisme riche en CO_2 lié au contexte géodynamique de rift. a) Carte schématique du rift Est africain (gris) montrant des occurrences de carbonatite (rondelles bleues) associées à un magmatisme alcalin (rondelles roses), distribuées entre le craton et la lithosphère non cratonique; b) Section transversale A-A 'du rift montrant un magmatisme alcalin à mélilites et néphélinites au centre et un magma carbonatitique au bord; c) Section longitudinale B-B' , qui représente la genèse du magma carbonaté associé au magmatisme alcalin au centre (lithosphère épaisse) et la périphérie de la lithosphère cratonique (Foley et Fischer, 2017).

La formation des carbonatites est issue d'une source magmatique mantellique (Bell et Simonetti, 2010; Woolley et Kjarsgaard, 2008). Cependant, la question débattue est de savoir quelle partie du manteau est à l'origine de ces roches : le manteau profond asthénosphérique ou le manteau lithosphérique ? Et quel est l'apport de la croûte dans les processus magmatiques générant ce type de magma ?

Le manteau est caractérisé par un enrichissement en éléments volatils tels que le CO_2 et H_2O (Green et al., 2010; Jambon, 1994; Symonds et al., 1994).

Les travaux antérieurs sur la genèse des carbonatites, ont mis en évidence quatre modèles pétrogénétiques distincts, principalement basés sur la source des éléments volatils (CO_2), leur état physique à différentes conditions de pression, de température et de fugacité d'oxygène. De plus, ces modèles prennent en compte des facteurs influençant la fusion partielle (lithosphérique ou asthénosphérique) ainsi que les processus de différenciation magmatique (cristallisation fractionnée, immiscibilité, enrichissement crustal), qui contribuent à la formation du magmatisme carbonatitique. Ces modèles se résument comme suit :

- **La fusion partielle d'un manteau à péridotite riche en CO_2**

Ce modèle est lié au magmatisme alcalin dans un contexte géodynamique d'extension intraplaque. La présence de fluides (H_2O, CO_2) dans le manteau abaisse le solidus de péridotite anhydre de 1600

°C à 1200 °C, induisant un faible taux de fusion (<5 %) et donnant naissance à un liquide magmatique alcalin de type leucitite, qui évolue vers un basalte alcalin. Parallèlement, un liquide carbonaté se forme dans des conditions oxydantes (fugacité d'O_2 élevée) et sous une pression comprise entre 2 à 3 GPa, à une température de 930 à 1080 °C (Figure 2.4) (Bailey, 1993; Green et Falloon, 1998; Sweeney, 1994; Wallace et Green, 1988; Yaxley et Green, 1996).

- **La cristallisation fractionnée d'un magma silicaté sous-saturé en silice et riche en CO_2**

Le processus commence avec un magma silicaté sous-saturé en silice (par exemple, un magma néphélinique ou basanite) enrichi en volatils, en particulier en CO_2. Ce magma contient également des éléments incompatibles comme les terres rares, le phosphore, et les éléments alcalins (K, Na).

Lorsque la concentration en CO_2 devient suffisamment élevée, une séparation immiscible entre un liquide silicaté et un liquide carbonaté peut se produire. Ce liquide carbonaté, riche en CO_2, se sépare du liquide silicaté en raison de différences dans leur composition chimique et densité (immiscibilité de magma). Le liquide carbonaté, désormais distinct, peut cristalliser pour former des roches carbonatitiques (Lee et Wyllie, 1994; Mitchell, 2005).

L'évolution du magma carbonaté dans des conditions P-T, par le processus de la cristallisation fractionnée, pourrait donner des termes évolutifs de carbonatites, l'exemple le plus représentatif est celui des coulées de natrocarbonatites du volcan « Ol Doinyo Lengai» (Weidendorfer et al., 2017), dont leur origine est issue de la cristallisation fractionnée d'un liquide carbonaté saturé en alcalins (N, K) à des basses températures (Na_2O + K_2O autour de 40% poids ; (Keller et Zaitsev, 2012)).

- **Immiscibilité de magma**

Le liquide carbonaté est en équilibre avec le liquide silicaté dans des conditions P-T crustales et mantelliques. Lorsque la concentration en CO_2 devient suffisamment élevée dans un liquide silicaté alcalin de type mélilitique ou néphélinitique, une séparation immiscible du liquide carbonaté peut se produire (Brooker et Kjarsgaard, 2011; Kjarsgaard et Hamilton, 1988; Lee et Wyllie, 1994; Martin et al., 2013; Mitchell, 2005).

- **Anatexie des roches métasédimentaires carbonatées**

La genèse des carbonatites pourrait être liée à une source crustale, dans un contexte orogénique. Cette hypothèse est expliquée par la formation et la mise en place intrusive d'un liquide carbonaté,

issu de la fusion anatectique des roches métasédimentaires carbonatées, en particulier les marbres, atteignant des seuils thermiques extrêmes au cours des paroxysmes métamorphiques (Kretz, 1990; Schumann et al., 2019; Wickramasinghe et al., 2024).

Ce processus est activé par les fluides dévolatilisés lors des réactions métamorphiques, conduisant à la formation de veines ou dykes de carbonatite (interprétés par certains auteurs (Roberts et Zwaan, 2007) comme du marbre recristallisé ou « dyke de marbre »). Parallèlement, l'assimilation de silicates au cours de ce mécanisme engendre des silicocarbonatites.

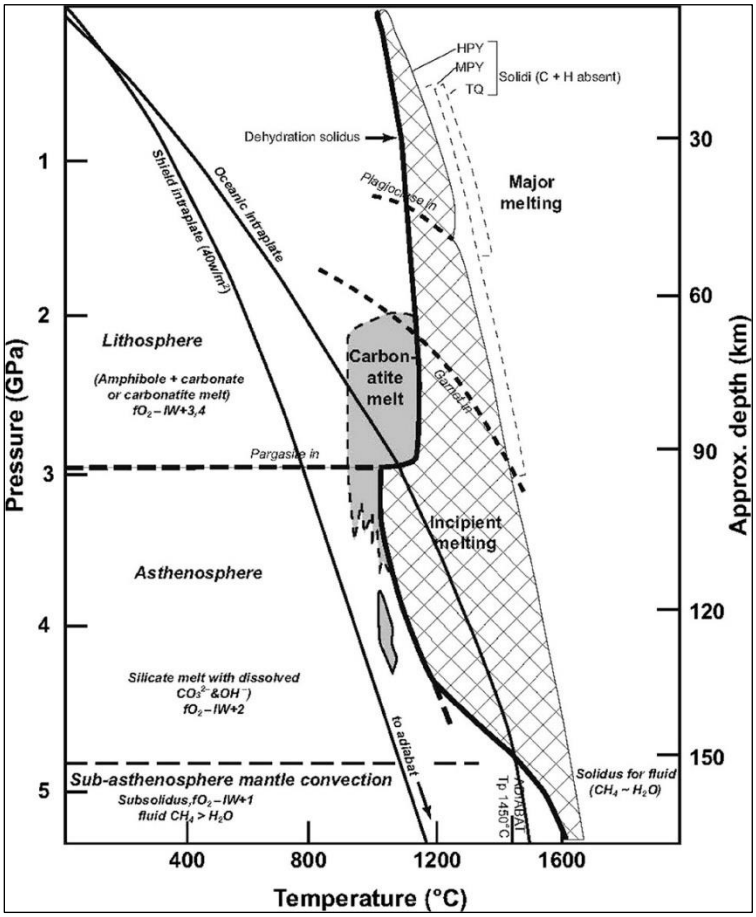


Figure 2.4: Diagramme P-T montrant le modèle de la formation des carbonatites par le mécanisme de la fusion partielle d'une péridotite riche en CO_2 d'après Green et Falloon (1998).

2.1.1.3 Minéralisations associées aux carbonatites

Les carbonatites affleurent en surface sous des formes concentriques ou elliptiques, au centre des intrusions alcalines telles que les syénites, les ijolites et les melteigites, comme en témoignent les complexes alcalins à carbonatite d'Oka et de Saint-Honoré (Gauthier et Landry, 1980).

Le modèle de Simandl et Paradis (2018) (Figure 2.5) a établi une zonation de différentes minéralisations associées au complexe alcalin à carbonatites, en allant du centre de l'intrusion vers la périphérie, le style et la nature de minéralisation varient d'un encaissant à l'autre :

- Le cœur de l'intrusion à carbonatite primaire et tardive, est l'hôte d'une minéralisation profonde, massive à disséminée, à pyrochlore (Nb), monazite (ÉTR), bastnaésite (ÉTR), barytine (Ba), strontianite (Sr) et d'oxydes de fer, en s'approchant de la surface, la minéralisation est en veines anastomosées (stockwerk) à Cu, Mn, Fe, Zr, Th, U, P et éléments de terres rares (ÉTR);
- La périphérie des carbonatites, est caractérisée par une minéralisation filonienne à Th, U, ÉTR, fluorine, concentrée dans les contacts fénites-protolithe, ou le long des failles profondes enracinées.

Dans cette étude, le focus sera mis sur la minéralisation des éléments de terres rares, associée aux carbonatites et aux fénites.

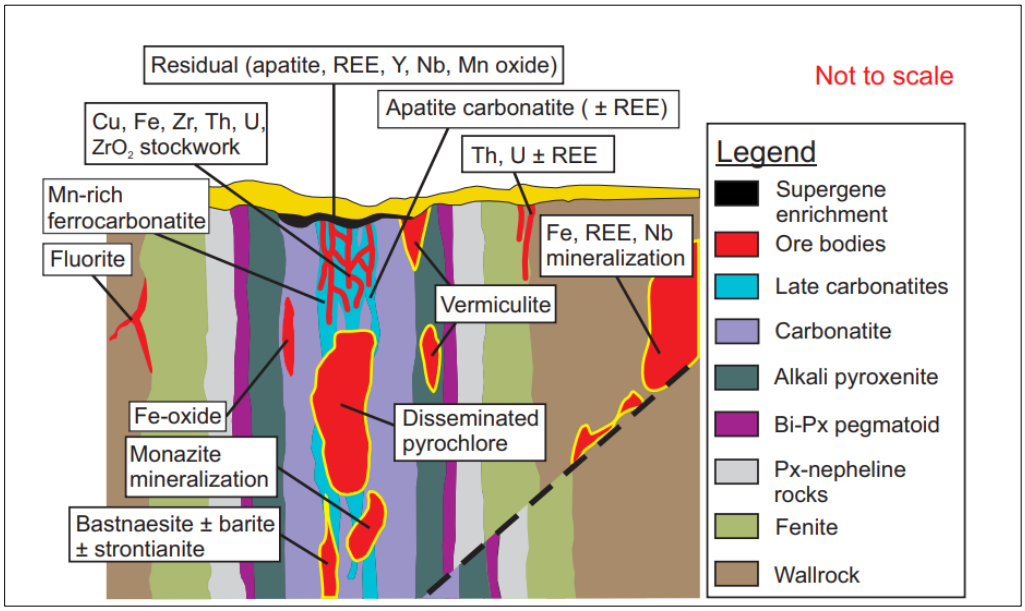


Figure 2.5: Coupe schématique du modèle métallogénique des minéralisations (ÉTR, Nb, Th, U, Y, Zr, Fe, F) associées au complexe alcalin à carbonatites (Simandl et Paradis, 2018).

2.1.1.4 Caractéristiques géochimiques et minéralogique des ÉTR

Les éléments de terres rares (ÉTR) désignent un ensemble de 17 éléments chimiques métalliques, comprenant les 15 lanthanides (numéro atomique 57 à 71 : lanthane (La), cérium (Ce), praséodyme

(Pr), néodyme (Nd), prométhium (Pm), samarium (Sm), europium (Eu), gadolinium (Gd), terbium (Tb), dysprosium (Dy), holmium (Ho), erbium (Er), thulium (Tm), ytterbium (Yb) et lutétium (Lu)). À ces éléments s'ajoutent le scandium (Z = 21) et l'yttrium (Z = 39) (Figure 2.6). Ces deux derniers, bien que n'appartenant pas aux lanthanides, sont classés parmi les ÉTR en raison de leurs propriétés physico-chimiques similaires (McLennan et Taylor, 2012).

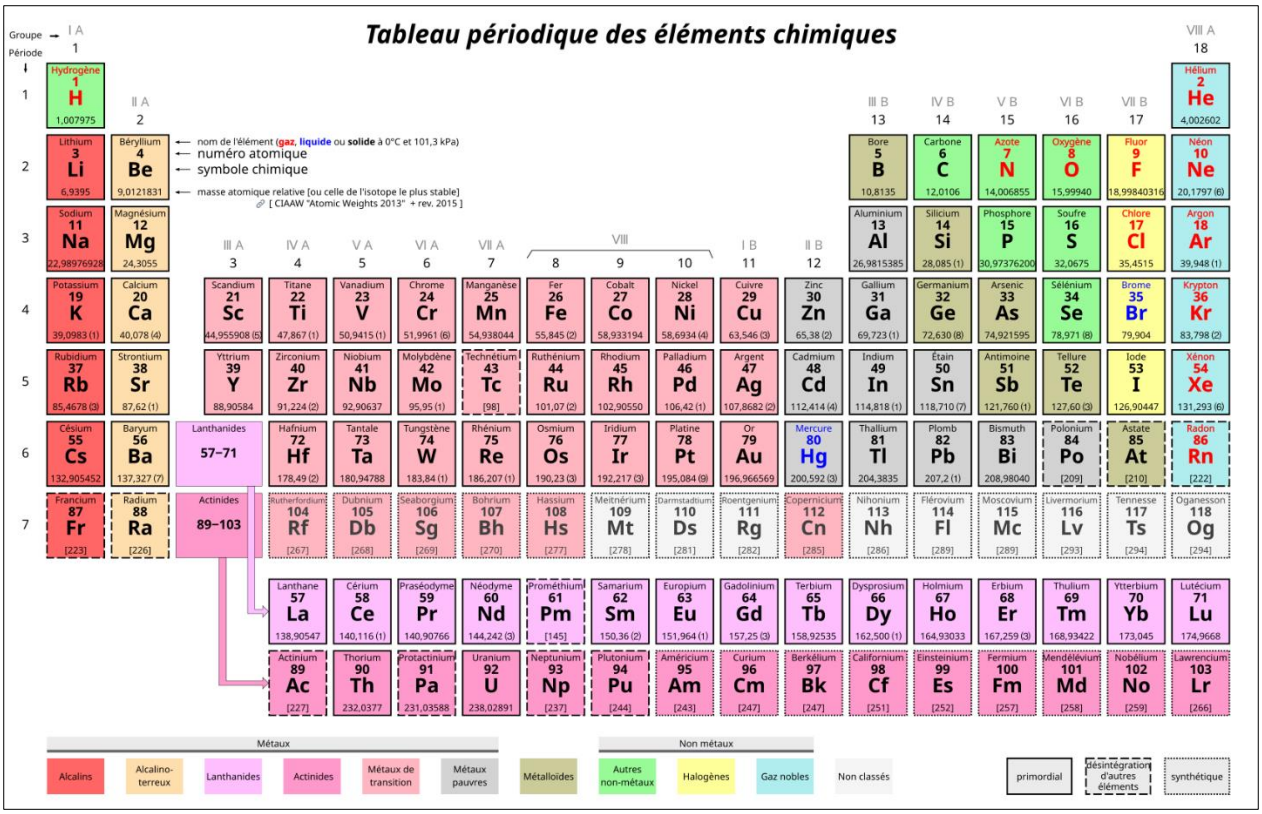


Figure 2.6: Tableau périodique des éléments chimiques adoptée par l'Union Internationale de Chimie Appliquée et Pure (UICPA).

Ces substances présentent des caractéristiques chimiques similaires, représentées par une configuration électronique commune (4f) et une forme de cations trivalents (+3) stables (Rollinson, 1993).

L'Union Internationale de Chimie Appliquée et Pure (UICAP) a subdivisé les ÉTR en deux grandes sous-classes selon la configuration électronique des atomes de ces éléments, soit les terres rares légères (LREE=light rare earth elements) contenant (La-Ce-Pr-Nd-Sm-Eu-Gd), plus abondantes et les terres rares lourdes (HREE= heavy rare earth elements) comprises (Tb-Dy-Ho-Er-Tm-Yb-Lu-Y) (Tableau 2.2). Cependant, cette classification n'est pas adoptée par l'industrie minière, qui

attribue les éléments Pm, Sm, Eu et Gd dans la sous-classe des terres rares lourdes (Jowitt et al., 2013; Rudnick et Rudnick, 2005; Weng et al., 2013). Par ailleurs, une proposition alternative introduit une sous-classe intermédiaire (MREE= middle rare earth elements)), couvrant les éléments du samarium (Sm) à l'holmium (Ho) (Rollinson, 1993).

Tableau 2.2: Classification des éléments de terres rares selon l'UICAP versus l'industrie minière et le clarke de chaque élément (Jowitt et al., 2013; Rudnick et Gao, 2003; Weng et al., 2013).

Élément	**Numéro atomique (Z)**	**Nom d'élément**	**Classification**		**Teneur moyenne dans l'écorce (ppm)**
			IUPAC	**Mining**	
La	57	Lanthane	Léger	Léger	31
Ce	58	Cérium	Léger	Léger	63
pr	59	Praséodyme	Léger	Léger	7,1
Nd	60	Néodyme	Léger	Léger	27
Pm	61	Prométhium	Léger	Lourd	N/A
Sm	62	Samarium	Léger	Lourd	4,7
Eu	63	Europium	Léger	Lourd	1
Gd	64	Gadolinium	Léger	Lourd	4
Tb	65	Terbium	Lourd	Lourd	0,7
Dy	66	Dysprosium	Lourd	Lourd	3,9
HO	67	Holmium	Lourd	Lourd	0,83
Er	68	Erbium	Lourd	Lourd	2,3
Tm	69	Thulium	Lourd	Lourd	0,3
Yb	70	Ytterbium	Lourd	Lourd	2
Lu	71	Lutécium	Lourd	Lourd	0,31
sc	21	Scandium	N/A	N/A	14
Y	39	Yttrium	Lourd	Lourd	21

Les ÉTR sont qualifiés comme des éléments lithophiles et notamment considérés comme des éléments à fort potentiel ionique (HFSE) (rapport charge sur rayon ionique élevé) sauf l'europium (Eu) (Henderson, 1984; Rollinson, 1993), ce qui explique leur affinité au liquide et leur comportement incompatible lors des processus de différenciation magmatique.

En outre, ces éléments sont peu abondants dans l'écorce terrestre et sont considérés comme des éléments « traces » dans les différents contextes géologiques (McLennan et Taylor, 2012). Leur abondance dans l'écorce terrestre (clarke) varie de 0,3 à 63 ppm (Tableau 2.2). Dans ce sens, le ministère des Ressources Naturelles et des Forêts du Québec a déterminé le seuil indiciel de la somme des terres rares à 1700 ppm (MRNF, 2024).

Le fractionnement des ÉTR est contrôlé par leur comportement géochimique dans les processus magmatiques, métamorphiques et hydrothermaux. Ce contrôle est essentiellement lié à leur rayon ionique, à la coordination des sites minérales, à leur état d'oxydation et à leur comportement de complexation (ligand) (Chakhmouradian et Wall, 2012; McLennan et Taylor, 2012). Cela explique généralement leur incompatibilité et la difficulté d'incorporer le réseau cristallin des minéraux silicatés à Fe^{2+} et Mg^{2+} (ex. olivine), tandis qu'une substitution fréquente est marquée dans les minéraux à Ca^{2+}, Na^{+} et Th^{4+} (calcite, eudialyte, apatite) (Miyawaki et Nakai, 1987).

Les minéraux des ÉTR constituent près de 12% des espèces minérales répertoriées jusqu'à présent (Linnen et al., 2014). Ils sont subdivisés en trois grandes catégories (Sappin et Beaudoin, 2015): des principaux minéraux de terres rares, des minéraux enrichies à ÉTR par substitution ionique (ex. des apatites enrichies en ÉTR) ou par cristallisation tardive, et des argiles à adsorption ionique. Ces minéraux sont en grande partie composés de cérium (Ce), d'yttrium (Y), de lanthane (La) et de néodyme (Nd), qui dominent leur structure (Chakhmouradian et Wall, 2012). En outre, ils sont essentiellement répartis en trois familles minéralogiques : des silicates (ex. allanite), des carbonates (ex. bastnaésite) et des phosphates (ex. monazite) (Tableau 2.3).

Tableau 2.3 : Les différents minéraux porteurs des éléments de terres rares et leurs concentrations moyennes en oxydes de terres rares (RE_2O_3) et en éléments radioactifs (Th, U). En gras, les minéraux valorisés par l'industrie extractive. Tiré de Tuduri et al. (2015).

Minéral	Formule chimique	Concentration en		
		RE_2O_3	ThO_2	UO_2
Allanite	$([REE],Ca)_2(Al,Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$	2,5-17	<3	
Ancylite	$Sr[LREE](CO_3)_2(OH).H_2O$	46-53	<0,4	<0,1
Apatite	**$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$**	**<<2***		**<0,05**
Bastnäsite	**$[LREE]CO_3(F,OH)$**	**58-75**	**<2,8**	**<0,1**
Argiles	**REE adsorbées sur kaolinite/halloysite $Al_2Si_2O_5(OH)_4$**	**<<4**	**<0,01**	**<0,001**
Eudialyte	$(Na,[REE])_{15}(Ca,[REE])_6(Fe,Mn)_3(Si,Nb)_2(Zr,Ti)_3Si_{24}O_{72}(OH,F,Cl,H_2O)_6$	1-10		<0,1
Euxénite	$([REE],U,Th)(Nb,Ta,Ti)_2O_6$	16-30	<4,3	3-9
Fergusonite	$[REE]NbO_4$	43-52	<8	<13,6
Gadolinite	$[REE]_2FeBe_2Si_2O_{10}$	45-54	<0,4	
Loparite	**$(Na,[LREE],Ca,Sr,Th)(Ti,Nb,Ta)O_3$**	**28-37**	**1,6**	**0,03**
Monazite	**$([LREE],Th,Ca)(P,Si)O_4$**	**35-71**	**<20**	**<16**
Parisite	$Ca[LREE]_2(CO_3)_3F_2$	50-59	<4	<0,3
Pyrochlore	$(Ca,Na,U,[REE])_2(Nb,Ta)_2O_6(OH,F)$	< 22	<4	<27
Steenstrupine	$Na_{14}[LREE]_6Mn_2Fe_2(Zr,Th)(PO_4)_7Si_{12}O_{36}.3(H_2O)$	< 31	<6	<1
Thorite	$(Th,U,[REE])SiO_4$	<3	65-81	10-16
Uraninite	UO_2	<1,5	<12,2	50-98
Xénotime	**$([HREE],Zr,U)(P,Si)O_4$**	**54-74**	**<8,4**	**<5,8**
Zircon	$(Zr,[HREE],Th,U)SiO_4$	< 19	0,01-0,8	0,01-4

La présence de ces minéraux dépend principalement du contexte géologique et du type de gisement (Figure 2.7). Parmi les espèces minérales présentant un intérêt économique, on note surtout les fluorocarbonates (bastnaésite, parisite, synchisite) et les phosphates (monazite). Généralement, ces phases riches en terres rares légères (LREE) sont associées aux carbonatites, aux complexes alcalins, aux pegmatites ou aux gisements hydrothermaux-métasomatiques, tandis que les gisements secondaires résiduels (latérites) et les placers renferment surtout des terres rares lourdes (HREE) (Linnen et al., 2014).

Concernant les carbonatites, les principaux minéraux de terres rares légères sont : la **bastnaésite, la monazite et l'apatite** (Figure 2.7).

L'origine des ÉTR dans les carbonatites pourrait avoir plusieurs sources (magmatique ou hydrothermale). : la différenciation magmatique (processus de cristallisation fractionnée ou d'immiscibilité de magma) et l'enrichissement du liquide carbonaté par les éléments incompatibles incluant les LREE, accompagné de cristallisation de calcite et d'apatite, et/ou une source hydrothermale et métasomatique, qui est caractérisée par un enrichissement en Th, U, une

silicification et la précipitation des veines tardives de calcite, d'hématite, de fluorine et de barytine (Sappin et Beaudoin, 2015).

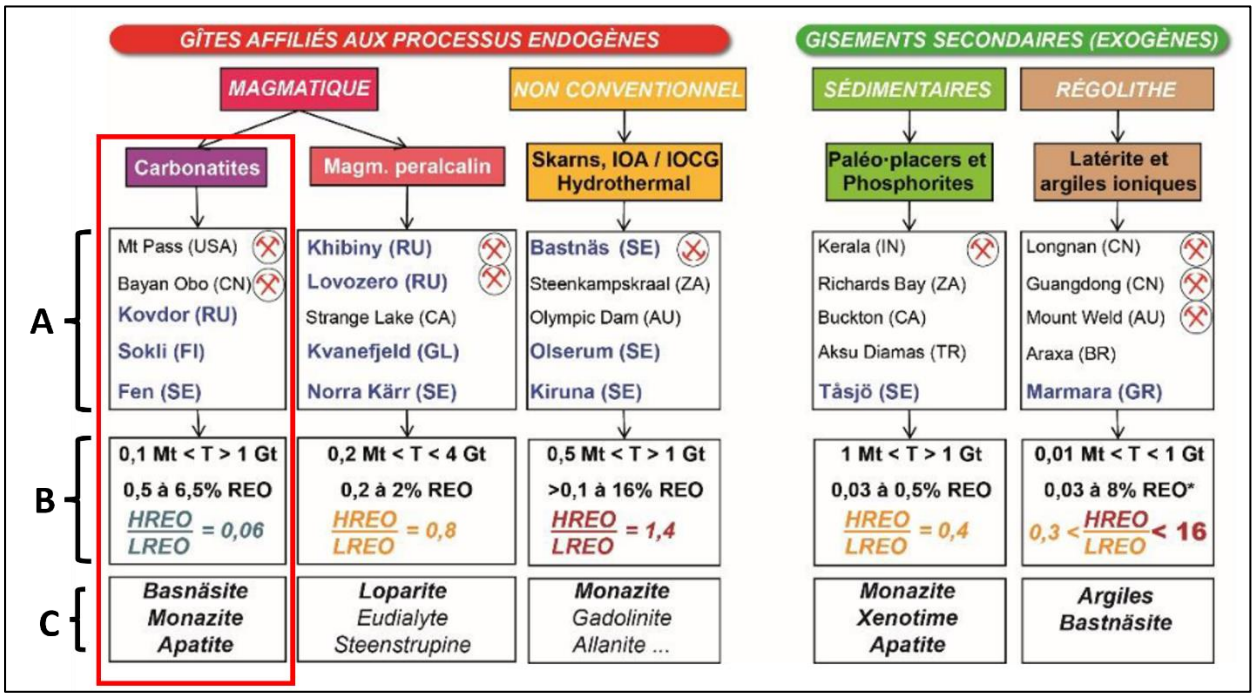


Figure 2.7: Les principaux modèles des gîtes à ÉTR primaires (endogènes) et secondaires avec des exemples des gisements mondiaux (A) ainsi le tonnage et la teneur moyenne associé à chaque type de gîte (B) et les minéraux qui caractérisent chaque environnement de concentration (C) ((Chakhmouradian et Wall, 2012; Chakhmouradian et Zaitsev, 2012; Charles et al., 2013; Dushyantha et al., 2020; Goodenough et al., 2016; Tuduri et al., 2015; Walters et Lusty, 2011). Abréviations : AU (Australie), BR (Brésil), CA (Canada), CN (Chine), FI (Finlande), GL (Groenland), GR (Grèce), IN (Inde), RU (Russie), SE (Suède), T (Tonnage), TR (Turquie), US (États-Unis), ZA (Afrique du Sud). REO = oxyde de terres rares).

2.1.2 Les fénites

2.1.2.1 Métasomatisme

Le métasomatisme est défini pour la première fois par Naumann (1826): « *le métasomatisme est un processus métamorphique par lequel la composition chimique d'une roche ou d'une portion de roche est modifiée de manière généralisée et qui implique l'introduction et/ou l'élimination de composants chimiques à la suite de l'interaction de la roche avec des fluides aqueux (solutions). Pendant le métasomatisme, la roche reste à l'état solide* ».

Dans le dictionnaire de la géologie (Foucault., 1980), le métasomatisme est défini comme suit : « *Métamorphisme, dit allochimique ou métasomatique, qui s'accompagne d'une modification (métasomatose) de la composition chimique globale des roches originelles* ».

Il s’agit d’un processus d’altération des roches par substitution minéralogique, ce qui implique un changement chimique (apport et départ des éléments), à l’état solide, sous l’action simultanée de mise en solution (dissolution) et de précipitation des minéraux néoformés. Ces fluides sont issus des processus dynamiques (magmatisme, métamorphisme, hydrothermalisme) (Tableau 2.4). Les processus métasomatiques sont caractérisés par "la règle de constance des volumes dans la métasomatose" (Lindgren, 1925), gravée par le phénomène de pseudomorphose dans les roches métasomatiques, observé par la coexistence au sein du même volume, les minéraux préexistants et les minéraux néoformés (d’altération). En effet, les mécanismes de remplacement des minéraux sont basés sur : 1) une substitution ionique (ion par ion) et 2) l’interaction roche-fluide s’opère selon un mécanisme isovolumétrique, caractérisé par des échanges chimiques et des transformations minéralogiques qui préservent intégralement le volume global de la roche (Lindgren, 1925).

Par conséquent, les processus métasomatiques sont distingués des processus magmatiques et métamorphiques par plusieurs caractéristiques, marqués par la réduction des phases minérales du protolithe en roche métasomatique plus ou moins monominérale, contrairement, aux processus de différenciation magmatique du liquide magmatique à tendance d’une cristallisation polyminérale. De plus, les réactions de carbonatation-décarbonatation ainsi que ceux d’hydratation-déshydratation relèvent principalement des processus de métamorphisme plutôt que du métasomatisme (Zharikov et al., 2013; Zharikov et al., 2007).

Tableau 2.4: Synthèse des caractéristiques des processus métasomatiques (Zharikov et al., 2013; Zharikov et al., 2007).

Processus métasomatiques		
Modes de métasomatisme	Autométasomatisme	Effectué à la périphérie de l'intrusion
	Métasomatisme de contact	Altération le long de contact entre l'intrusion et la roche hôte
	Métasomatisme des veines-proches	Altération zonée, symétrique, le long des épontes de veine
Mode de transport de la matière	Diffusion	Altération graduelle de l'encaissant par une diffusion de soluté dans le fluide à travers des pores, des fissures, des surfaces de contact, à petite échelle, (centimètres ou quelques mètres), sous le gradient du potentiel chimique de solution.
	Infiltration	L'altération provoque un empilement rocheux important (grande échelle). Produit par un remplacement minéralogique significatif due au transfert de la matière par infiltration dans l'encaissant sous les gradients de pression et de concentration de solution.
Mécanismes endogènes liés à la formation des métasomatites	Magmatique	Genèse syn-magmatique : métasomatite liée au fluide émanant de l'évolution du liquide magmatique
	Post-Magmatique	Intervention de fluide juvénile et exogène; Genèse liée au fluide résiduel post-cristallisation de magma; **L'hydrothermalisme** : Interaction encaissant-fluide hydrothermal, accompagnée d'une évolution physico-chimique du fluide (lessivage/précipitation): **Métasomatisme acide** Apport/départ (bilan de masse) des composants acides (SiO_2, F, Cl, SO_3, CO_2) **Métasomatisme alcalin** Apport/départ des composants alcalins (K_2O, Na_2O, CaO, MgO).

2.1.2.2 Types de métasomatite

Les métasomatites ou roches métasomatiques sont des roches formées par altération chimique d'un protolithe (ou précurseur) pré-existantes, via l'apport et le départ des éléments, par des fluides hydrothermaux. Ce processus d'interaction roche-fluide, donne naissance à des roches métasomatisées. Elles sont caractérisées par une texture granofelsique, granoblastique ou rubanée, à granulométrie grossière à fines (Zharikov et al., 2007). Dans cette optique, le terme « **roche métasomatisée »** pourrait remplacer « métasomatite », en reflétant le degré d'altération, si elle est faible à moyen et le remplacement minéralogique est partiel, avec préservation de protolithe. Dans ce cas, le nom de la roche serait comme suit nom de protolithe-métsomatisé (ex. quartzite métasomatisée, un terme qui est utilisé par exemple dans les travaux de Lelcair (1988)).

La typologie de ces roches, dépend essentiellement de la nature de l'encaissant, le magmatisme associé et les conditions pH-température de formation. Concernant les fénites, elles se forment à des températures supérieures à 450° et pH élevé (> 6) (Figure 2.8.; Tableau 2.5).

Tableau 2.5: Récapitulatif des caractéristiques minéralogique et lithologique de quelques familles de métasomatite et leur domaine T-pH selon le diagramme T-pH (fig.9), publié par l'IUGS (Zharikov et al., 2007).

Métasomatite	**pH**	**T °C**	**Encaissant**	**Magmatisme associé**	**Minéralogie**
Fénites	>8 Alcalin	400 à 800	Granite; Gneiss; Grès; Métasédiments	Alcalin ou/et carbonatites	**Feldspaths alcalins (Na-K) :** Microcline, orthose, perthite, albite; néphéline; **Pyroxènes sodiques (Na):** Aegirine, aegirine-augite, aegirine-diopside; **Amphibole sodiques (Na) :** Arfvedsonite, riébeckite, hastingsite, richtérite; **Micas (K) :** Biotite, phlogopite; **Oxydes de Fe-Ti :** Magnétite, ilménite; **Minéraux accessoires :** Titanite, apatite, calcite; **Minéralisations :** REE, Nb
Skarns	4 à 7,5 (acide à neutre)	450 à 750	**Carbonaté :** **Exoskarns** (Marbre, Calcaire, Dolomie) **Silicaté :Endoskarns** (Roches magmatiques)	**Felsique** granitoïdes	**Silicates de Ca-Mg-Fe-Mn :** Forstérite, diopside, spinelle, périclase, clinohumite, phlogopite, pargasite, wollastonite, grenat, rhodonite, bustamite, epidote, scapolite, plagioclase; **Minéralisations :** Cu, Mo, Au, W, Mo, Be, B, U, REE
Greisen (Roche à quartz-muscovite)	2 à 3,5 acide	400 à 500	Granites, Grès, Schistes micacés,	**Felsique** granitoïdes	**Silicates** : Muscovite, quartz, fluorite, tourmaline, amazonite, orthoclase, andalousite, diaspore; **Minéralisations :** Be, W, Mo, Sn, Ta

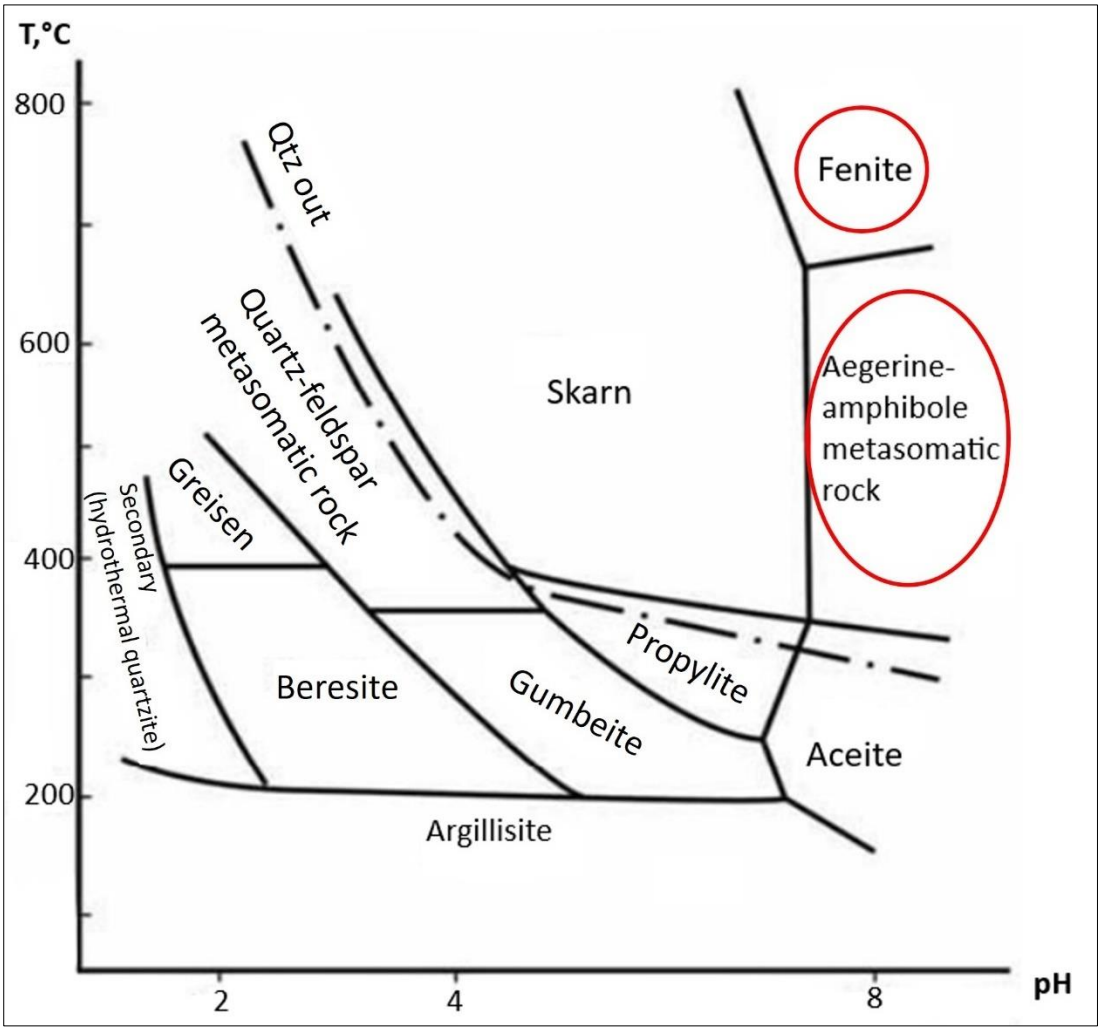


Figure 2.8: Domaine T-pH pour chaque famille des métasomatites (Zharikov et al., 2007) (cercles rouges pour le domaine T-pH des fénites. La ligne en tiretée sépare les métasomatites acides et les métasomatites neutres-alcalines).

2.1.2.3 Fénitisation

Le terme « fénite » a été introduit pour la première fois dans le massif de Fen en Norvège (Brögger, 1921). Il désigne des roches métasomatiques ou des métasomatites alcalines de haute température, associées à la mise en place du magmatisme alcalin ou/ et des carbonatites. En effet, un fluide hydrothermal riche en alcalins, interagit avec l'encaissant (granite, gneiss et métasédiments), provoquant un apport/départ des éléments (Si, Al, Na, K) (Figure 2.9). Ce processus est appelé la fénitisation.

L'étendue de la fénitisation est liée à plusieurs facteurs, principalement, la nature de l'intrusion. Les roches alcalines (ex. syénite à néphéline) développent une fénitisation limitée (halo d'altération ne dépasse pas 100 m; (Ferguson, 1964)) et est associée au phénomène d'autométsomatisme, qui résulte de la fénitisation interne des minéraux primaires (issus de la cristallisation fractionnée) et la formation des minéraux secondaires (albite, aegirine, fluorite, analcime, pectolite, catapleite, gittingsite, hématite). Par conséquent l'écoulement de fluide devient très restreint en dehors de l'intrusion (Arzamastsev et al., 2011; Mariano, 1983). En revanche, la fénitisation associé à l'intrusion de carbonatites, est considérée plus étendue avec une halo de fénitisation kilométrique (1-2 km; (Al Ani et Sarapää, 2009) où la minéralogie est essentiellement composée d'aegirine, amphibole sodique, microcline, phlogopite. etc.

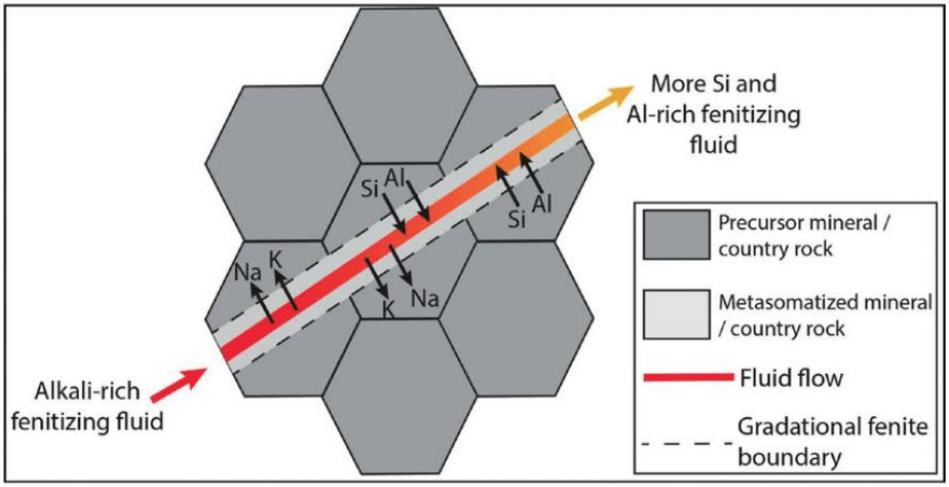


Figure 2.9: Schéma de l'interaction fluide hydrothermal riche en alcalins avec la roche encaissante et l'apport et départ des éléments (Si, Al, K, Na) (Kamenetsky et al., 2021).

La fénitisation est caractérisée par une zonation chimique et minéralogique, bien que la relation spatiale et génétique de la fénitisation avec la source n'est pas toujours évidente (Elliott et al., 2018).

La zonation chimique et minéralogique des fénites dépend de plusieurs facteurs qui doivent être déterminer pour comprendre la distribution spatiale et diversifiée des fénites (K ou Na) :

- La nature du protolithe : C'est-à-dire le chimisme de la roche encaissante et la nature pétrographique de l'intrusion (roches alcalines ou carbonatites). Brögger (1921) a élaboré

une évolution de fénitisation décroissante (Figure 2.10) depuis le stade proximal à fénitisation intense, sodique, en contact avec l'intrusion alcaline et exprimée par la présence de l'aegirine, l'albite et la calcite. En s'éloignant de l'intrusion (stade distal) vers la roche encaissante non altérée (granite), la fénitisation devient modérée à faible et caractérisée par l'apparition de l'aegirine, des amphiboles sodiques, des feldspaths et du quartz. Par contre, (Morogan, 1994) a associé une altération potassique proximale au contact des carbonatites.

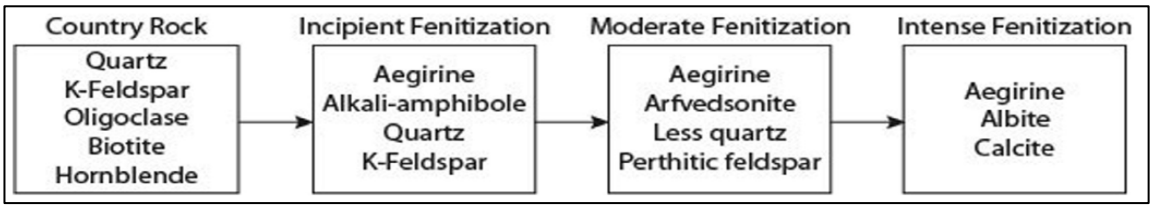


Figure 2.10: Schéma montrant la zonation minéralogique dans les différents stades de fénitisation depuis la roche encaissant jusqu'au contact de l'intrusion à fénitisation intense (Brögger, 1921).

- Le comportement géochimique des alcalins (Na-K) dans le fluide : Ce facteur évoque une zonation chronologique et verticale liée directement à la mobilité du sodium (Na) et du potassium (K) dans le fluide à des conditions physico-chimiques variables en présence des phases volatiles (CO_2). Le potassium est considéré plus mobile que le sodium, et donc le sodium a tendance à précipiter dans des domaines plus profonds pour former des fénites sodiques précoces, à des températures dépassant 600 °C. Par la suite ce fluide, appauvri en Na et enrichi en K, va évoluer vers la surface à des températures plus basses afin de donner naissance à des fénites potassiques tardives peu profondes (Elliott et al., 2018).

En bref, la distribution de fénitisation aux alentours des intrusions, est résumée dans le modèle synthétique d'Elliott et al. (2018) (Figure 2.11) par :

- Une fénitisation potassique tardive (incluant la bréchification potassique issue de la fracturation hydraulique du fluide plus évolué riche en volatils (CO_2), proximale aux intrusions de carbonatites, à des profondeurs faibles;
- Une fénitisation sodique, précoce, profonde et distale de l'intrusion.

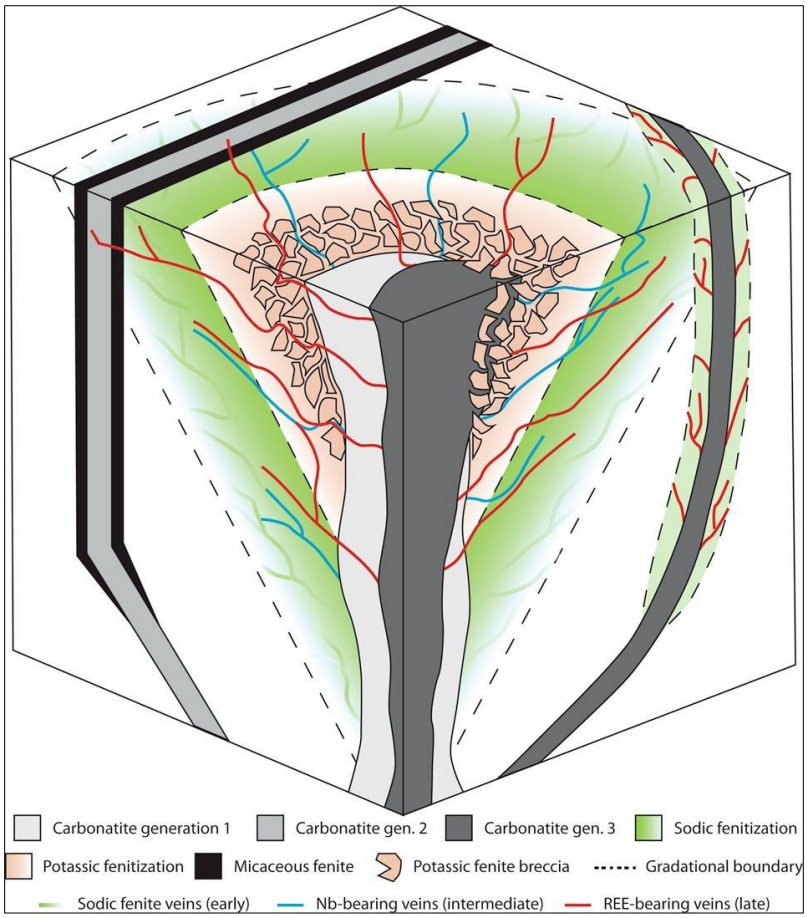


Figure 2.11: Bloc diagramme synthétique des liens spatio-temporels entre les événements de fénitisation et les intrusions des carbonatites de différentes générations. Tirée d'Elliott et al. (2018).

2.2 Travaux de recherches géologiques réalisés dans la zone d'étude

2.2.1 Aperçu sur la géologie régionale

La chronologie des études géologiques réalisées dans la Province de Grenville, débute avec les recherches de Logan et Hunt (1855) qui identifièrent les montagnes des Laurentides sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent. Leurs travaux conduisirent à la définition du **système laurentien**, un ensemble de roches anciennes métamorphiques incluant des gneiss, des schistes, des calcaires recristallisés, ainsi que des intrusions plutoniques variées (granites, syénites, diorites). Plus tard, Logan (1863) introduisit le terme de **« Série de Grenville »** pour caractériser ces formations associant des faciès métamorphiques et magmatiques, marquant une étape clé dans la compréhension géologique régionale.

Au cours du 20ième siècle, l'essor de la géochronologie absolue, notamment par les méthodes isotopiques (K/Ar, Rb/Sr), a permis à Wynne-Edwards et al. (1972) de subdiviser la Province de Grenville en sept domaines distincts. Parmi eux, la ceinture métasédimentaire centrale (CMB), localisée au SW de la Province du Grenville, s'inscrit dans la carapace orogénique « Ottawan Orogenic lid » du domaine allochtone (Figure 2.12) défini par (Rivers et al., 2012); Rivers et al. (1989) et Rivers (2008). Ce terme qui est utilisé pour la première fois dans la chaine alpine européenne pour désigner des roches métamorphiques alpines sans traces de métamorphisme et de déformation majeures (Laubscher, 1983). Dans cette optique, Rivers (2008) a identifié des segments au NE de la Province du Grenville, composés par des formations gneissiques anté-grenvilliennes, labradoriennes (1670–1620 Ma). Par ailleurs, dans la partie SW du Grenville, cette carapace supracrustale est formée de terranes accrétés. Les âges de refroidissement des hornblendes dans ces roches (> 1100 Ma) (mesurés par $^{40}Ar/^{39}Ar$) ainsi qu'une température de refroidissement ne dépassant pas 500° C durant la phase majeure ductile ottawanienne suggère que les ensemble rocheux de la carapace orogénique sont préservés des phases orogéniques grenvilliennes 1090- 985 Ma (la phase paroxysmale Ottawan (1090-1020 Ma) et la phase Rigolet (1005-985 Ma) (Rivers et al., 2012) tandis qu'ils sont déformés et métamorphisés par les orogenèses Elzevirien (1245–1225 Ma) et Shawinigan (1190–1140Ma) (Rivers, 2008) (Figure 2.12c).

La CMB regroupe des terranes tectono-métamorphiques délimités par des zones de cisaillement et constitués de roches supracrustales et d'intrusions mésoprotérozoïques. Ces terranes sont affectées par un métamorphisme régional dans le faciès des amphibolites supérieur à granulites entre **1.2-**

1.18 Ga (âge Shawinigan**)** (Corriveau, 2013) (Figure 2.12c). L'un de ces terranes, qui concerne notre étude, est celui du Mont Laurier (Figure 2.12b).

Le Terrane du Mont Laurier (TML) s'étend du nord de la CMB jusqu'au sud par la plateforme paléozoïque de Saint-Laurent (Corriveau, 2013; Corriveau et Breemen, 2000). Il est limité à l'est par la zone de **cisaillement de Labelle (Z-L)**, qui le sépare du Terrane de Morin et à l'ouest, par le **cisaillement de Cayamant (Z-C)** (Figure 2.12b). Le TML englobe le secteur de l'Outaouais et plus précisément le nord de Gatineau qui constitue la zone d'étude du présent projet.

Le TML est subdivisé en deux grands domaines lithologiques (Figure 2.12b). On note à l'ouest celui des marbres qui longe la rivière de Gatineau qui est composé de marbres à calcite, à dolomite et des roches calco-silicatées, du quartzite et localement des brèches tectoniques de marbre à fragments anguleux d'amphibolite, de pegmatite et des roches calco-silicatées (Corriveau, 2013; Gauthier, 1982; Gauthier et Brown, 1986; Gauthier et al., 1985; Hogarth, 1981; Jacoby, 1975; Langlais, 1994; Williams, 1992; Wynne-Edwards et al., 1966). À l'est, on retrouve le domaine des quartzites qui comprend essentiellement, des quartzites et du gneiss siliceux, intercalés par des niveaux métriques à kilométriques de marbres, de métapélites, de roches calco-silicatées et d'amphibolite (Ciesielski et Sharma, 1995; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Madore, 2000; Dupuy, 1989; Friedman et Martignole, 1995; Martignole et Corriveau, 2000; Rive, 1976; Wynne-Edwards et al., 1966). Au cœur de ces domaines, des complexes gneissiques affleurent et forment des dômes ou lentilles kilométriques (Figure 2.12b). Cet ensemble métasédimentaire est recoupé par des plutons et des dykes, constituant des suites magmatiques, notamment, la suite de Chevreuil à monzonite, d'âge prégrenvillien (1.17-1.16 Ga) (Corriveau et Breemen, 2000) et la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta d'âge grenvillien (1.09 – 1.07 Ga) qui comprend des dykes de carbonatites (Corriveau, 1990; Van Breemen et Corriveau, 1995). Le magmatisme carbonatitique affleure dans la partie méridionale du TML (sud de secteur de l'Outaouais) ainsi qu'en Ontario où deux pulses sont identifiés : un plus vieux à 1,17–1,14 Ga et un plus jeune à 1,07-1,04 Ga (Lumbers et al., 1990; Moecher et al., 1997).

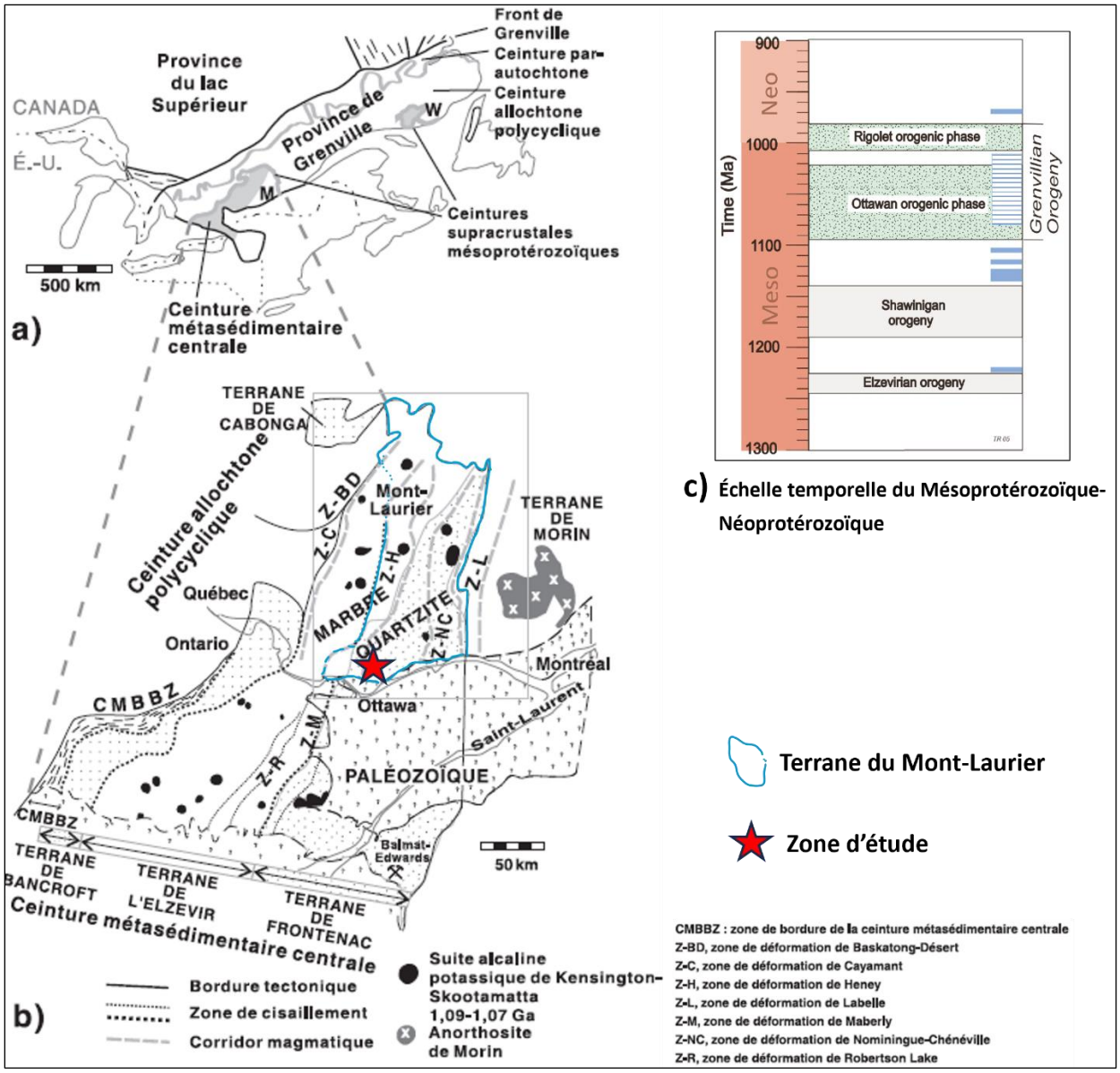


Figure 2.12: Carte schématique montrant : a) Subdivisions de la province géologique de Grenville et localisation de la ceinture métasédimentaire centrale (Rivers et al., 1989; van Breemen et Corriveau, 2005; Verpaelst, 1997; Wynne-Edwards et al., 1972), b) La situation du Terrane du Mont-Laurier (tracé bleu) et la zone d'étude (étoile rouge) dans la ceinture métasédimentaire centrale (Corriveau, 1990) (Corriveau , 1990; Easton, 1992 et Davidson; 1995, c) Échelle temporelle du Mésoprotérozoïque-Néoprotérozoïque, montrant les phases orogéniques grenvilliennes et anté-grenvilliennes (Rivers et al., 2012).

.

2.2.2 Historiques des travaux de cartographie des carbonatites et des fénites dans la zone d'étude

Les travaux menés depuis les années soixante dans le secteur de l'Outaouais (région de Gatineau-Hull) ont permis de documenter progressivement la distribution, les processus et la genèse liés aux carbonatites et aux fénites. Ces études révèlent un système géologique complexe marqué par des interactions magmatiques, des fluides hydrothermaux et des transformations métasomatiques dans un contexte métamorphique des faciès amphibolite à granulite. Cette synthèse retrace l'évolution des connaissances, en intégrant les contributions clés des études réalisées entre 1951 et 2023.

Le début des travaux sur les carbonatites et les fénites de la région débutent avec les travaux de Béland (1951) qui interprète les conglomérats du lac Meech de Mawdsley (1930) dans le Parc de la Gatineau (Figure 2.13) comme des brèches hydrothermales avec une matrice constituée de mica, calcite, quartz, apatite et amphibole bleue. Plus tard, Hogarth (1961) identifie à Hull (Québec) des minéraux de niobium (Nb) (betafite et pyrochlore), associés à des veines d'amphibole (fénite) et de calcite, ainsi que des brèches. Cependant ce n'est que quelques années plus tard au sud du lac Meech qu'Hogarth (1966) décrit et identifie pour la première fois des carbonatites à calcite et dolomite liées à une fénitisation sodique et potassique (amphibole, phlogopite) dans un contexte magmatique à syénite. Ensuite, lors de la cartographie géologique du Parc de la Gatineau, Hogarth (1970) notera que ces carbonatites sont intrusives et qu'elles recoupent la foliation régionale. Leur genèse est expliquée par l'injection et précipitation de fluide carbonaté à haute température, le long des fractures. Leur datation par Sm/Nd sur apatites révèle un âge de **1028 Ma** (Marcantonio, 1986). Ces carbonatites sont interprétées comme les intrusions responsables de la fénitisation des roches autour de l'indice Fe-Ti de Rainville Creek au nord du lac à la Perdrix (Figure 2.13). En effet, Erdmer (1977) a associé ces fénites (aegirine et riébeckite) à des intrusions alcalines ou carbonatitiques non affleurantes. Parallèlement, Lapointe (1979) a décrit une zonation minéralogique similaire des fénites à la mine de fer de Haycock (Figure 2.13) et a distingué trois zones : une zone externe à phlogopite-aegirine, une interne à eckermannite (amphibole sodique), et une centrale à hématite-magnétite. Ce modèle a mis en lumière deux mécanismes de fénitisation : (1) l'apport d'éléments (Fe, Na, Ti) par une source profonde et (2) la remobilisation des éléments contenus dans des roches métasédimentaires à fer, le long de fractures.

Les années 1980 ont marqué un tournant avec la découverte de nouvelles carbonatites (Quinnville, Cantley, Templeton) et la caractérisation des zones de fénitisation. La cartographie géologique de la partie ouest de Quinnville (Hogarth, 1981) (Figure 2.13) a identifié des fénites sodiques à aegirine et à amphibole sodique ainsi que des fénites potassiques à phlogopite. Par la suite, à Cantley, Hogarth et Lapointe (1984) détaillent des veines de fénites sodiques (Mg-arfvedsonite, Mg-riébeckite, aegirine) remplaçant des minéraux de gneiss (diopside, hypersthène, cummingtonite) confirmant l'action de fluides liés à des carbonatites non affleurantes. Par après, Hogarth et al. (1985) ont analysé la minéralogie des carbonatites et des fénites le long d'une zone de fénitisation orientée NE-SW de la rivière de Gatineau jusqu'au NW du Lac McGregor. Ces carbonatites sont formées de veines et lentilles centimétriques à métriques composées principalement de calcite grossière (50 %), de barytine, de spécularite, de fluorapatite, de parisite, d'aegirine et de magnésio-arfvedsonite, Ces roches renferment des phases porteuses de terres rares légères (jusqu'à 4%), notamment de monazite, de parisite et une première génération de fluorapatite. Cette dernière est lessivée par un fluide carbonaté donnant naissance à des fluorapatites tardives (2ème génération) appauvries et des ÉTR-Fluorocarbonate, suivant la réaction (Hogarth et al., 1985):

ÉTR-fluorapatite + CO_2 ➔ ÉTR-libres + fluorapatite + ÉTR-fluorocarbonate

Charbonneau et Hogarth (1988) ainsi que Leclair (1988), à l'aide des levés aéroradiométriques, détectent la présence de quartzites fortement fénitisés en microcline et en oxydes de fer associées à une anomalie en potassium plus ou moins centrées sur la carbonatite de Quinnville.

Les travaux de Hogarth et van Breemen (1996) près du lac à la Perdrix, ont permis de relever des occurrences de calciocarbonatites sous forme de lentilles métriques, composées de calcite, de barytine, amphibole sodique, fluorapatite, monazite, allanite, et avec un enrichissement en ÉTR (< 0,73 %) et en strontium (< 0,5 %). Ces carbonatites sont centrées sur une enveloppe de fénite sodique datée à 1026 +/- 2 Ma (U/Pb sur monazite; Hogarth et van Breemen, 1996) suggérant une activité magmatique fin-ottawanienne associée à la mise en place des occurrences carbonatite-fénite. Ces veines/lentilles de fénites, remplaçant des gneiss, quartzites et granite pegmatite, sont formées de magnésio-arfvedsonite, richtérite, aegirine, phlogopite, microcline, albite, rutile, spécularite, monazite, apatite, barytine et calcite. La succession paragénitique de minéraux de fénite sont expliquée comme suit : 1) Une oxydation du fer avec bréchification de la roche hôte; 2)

Remplacement vers l'extérieur des fractures des brèches et formation des amphiboles sodiques (généralement magnésio-arfvedsonite) et des pyroxènes sodiques (aegirine); 3) Croissance de la microcline recristallisée, apparition de l'albite, introduction de la calcite et 4) Continuité du remplacement et de la croissance des amphiboles et des pyroxènes sodiques jusqu'à la disparition de la foliation de l'encaissant. Une datation récente de la carbonatite au SW du lac à la Perdrix donne un âge anté-grenvillien, anorogénique, à 1112 ± 15 Ma (U/Pb sur baddeleyite; Davis, 2023) et donc indique un magmatisme carbonatitique multi-phasé comme présenté par Lumbers et al. (1990) et Moecher et al. (1997), mais légèrement plus jeune. À l'échelle régionale, les travaux récents de Legault et al. (2021) et Legault (2022) ont déduit la présence de multiples phases de fénitisation (sodique et potassique) et d'injections de carbonatites au nord de Gatineau.

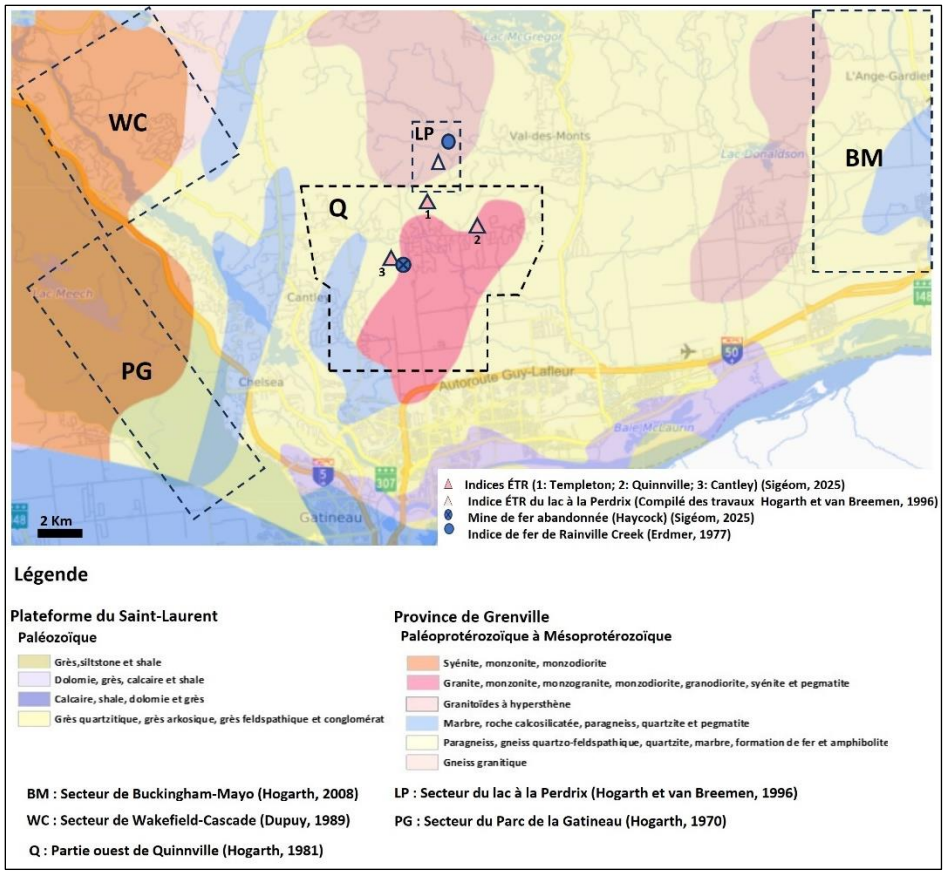


Figure 2.13: Carte géologique régionale du nord de Gatineau montrant les indices à ÉTR et Fe) ainsi que les zones cartographiées dans le secteur de l'Outaouais après 1970 (SIGÉOM, 2024).

- **Indices à ÉTR au nord de Gatineau**

La potentialité du secteur d'étude en minéralisation des éléments de terres rares (ÉTR), est résumée par la présence de trois indices dans la base de données du gouvernement du Québec (SIGÉOM, 2024) qui sont associés aux carbonatites de Cantley, Templeton et Quinnville (Figure 2.13). Dans le secteur de l'Outaouais, les travaux récents de Legault (2022) et Legault et al. (2021) ont identifié d'autres indices associés aux extensions des carbonatites et des fénites au nord de Gatineau (Tableau 2.6). Les principales phases porteuses des éléments de terres rares sont la monazite, l'apatite et les fluorapatites, la synchysite et la parisite (Tableau 2.6).

Tableau 2.6: Description des indices des carbonatites/fénites à ÉTR du secteur de l'Outaouais. La valeur de la somme des ÉTR est supérieure à 1700 ppm ce qui est le seuil indiciel défini par le MRNF (2024) (Système de projection : UTM NAD 83 – zone 18).

Indice	**Estant**	**Nordant**	**Carbonatite/ Fénite**	**Minéralogie**	**Somme ÉTR (ppm)**	**Référence**
Cantley	444 057	5044774	Carbonatite	Calcite, barytine, parisite, synchysite et fluorapatite	**40 600**	*(Hogarth, 1981; Hogarth et al., 1985)*
Templeton	445 352	5047273	Carbonatite	Calcite, phlogopite, barytine célestite et fluorapatite	**< 3 230**	*(Hogarth, 1997; Hogarth, 1981; Hogarth et al., 1985)*
Quinnville	447427	5046123	Carbonatite	Dolomite, barytine, calcite, chalcédoine, fluorapatite, chlorite, fluorite, microcline, chalcopyrite, bornite et chalcocite	**< 5 990**	*(Hogarth, 1997; Hogarth, 1981; Hogarth et al., 1985)*
Lac à la Perdrix	445763	5049686	Carbonatite	Calcite, de barytine, amphibole, fluorapatite, monazite, allanite	**< 7 300**	*(Hogarth et van Breemen, 1996)*
			Fénite	Magnésio-arfvedsonite, richtérite, aegirine, phlogopite, microcline, albite, rutile, spécularite, monazite, apatite, barytine et calcite	**< 12 000**	
1004A	447344	5045946	Carbonatite (Quinnville)	Calcite, quartz, hématite, dolomite, chlorite et barytine	**11 435,76**	*Legault et al. (2021)* *(Géofiche 2021-LD-1004A)*
3016A	449854	5048001	Fénite	Quartz, feldspath, pyroxène et carbonates	**6 218,98**	*Legault (2022)* *(Géofiche2022-TG-3016A)*
3029A	448273	5047628	Fénite	Feldspath, biotite, et quartz	**1 750,47**	*Legault (2022)* *(Géofiche 2022-TG-3029A)*
3038A	445700	5046128	Fénite	Feldspath, hématite et amphibole	**1 731,09**	*Legault (2022)* *(Géofiche 2022-TG-3038A)*

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE

3.1 Compilation des données géoscientifiques

Dans le cadre de ce projet, une compilation exhaustive des données géologiques, géochimiques et géophysiques existantes dans le secteur de l'Outaouais a été réalisée. Cette compilation a permis de rassembler et d'intégrer des données provenant des publications du MRNF et de la Commission Géologique du Canada (CGC) (seulement de rares travaux d'exploration ont été effectués), notamment des cartes géologiques à différentes échelles qui touchent notre secteur d'étude ainsi que des articles scientifiques (travaux de Hogarth et de ses étudiants). De plus les rapports géologiques des projets de stage (Legault, 2022; Legault et al., 2021) et les données qui s'y rattachent (SIGÉOM, 2024) ainsi que les données géophysiques aéroportées de la CGC (radiométrie et magnétisme) ont été consultés et intégrés à cette étude (NRCan, 2021).

Des images LIDAR, à relief ombré, ont été extraites du site de la Forêt Ouverte du gouvernement du Québec (www.foretouverte.gouv.qc.ca). Ces images ont été utilisées comme support cartographique pour dresser la continuité des structures géologiques cartographiées sur le terrain, dessiner les linéaments potentiels et localiser les affleurements.

Cette compilation a également permis d'identifier et cerner les zones d'intérêt pour une campagne de cartographie avec un échantillonnage ciblé.

Les résultats de cette compilation sont présentés dans les chapitres suivants qui traitent de la géologie régionale et locale, la cartographie et la caractérisation pétrogéochimique des carbonatites et des fénites et l'évaluation du potentiel en ÉTR au nord de Gatineau.

3.2 Travaux de cartographie et d'échantillonnage

Les travaux de terrain ont été concrétisés durant l'été 2023 (juin et juillet). Ils ont débuté par la vérification des anciens affleurements qui ont été cartographiés par Hogarth (1981), dépendamment de l'accès, et plus spécifiquement les carbonatites et les fénites.

En se basant sur ces affleurements ainsi que les récentes géofiches (2021-LD et 2022-TG), la cartographie s'est poursuivie premièrement en extension des dykes de carbonatites et des roches fénitisées. Par la suite, la cartographie s'est concentrée dans les zones vierges du secteur d'étude.

Les géofiches (2023-IA) et les échantillons ont été enregistrés dans une tablette numérique. Les mesures structurales planaires (faille, foliation) et linéaires (linéament minéral, axe de pli) ont été prises avec une boussole Brunton, suivant la méthode de la main droite (azimuth / pendage). Ces données ont ensuite été insérées directement dans les géofiches associées. Ensuite, l'échantillonnage (1-3 kg) s'est focalisé sur les roches carbonatées : carbonatites massives et bréchiques, veinules de calcite, marbres et roches calco-silicatées, ainsi que les fénites.

À chaque point d'observation, une mesure radiométrique au sol a été effectuée pour les éléments : K (%), eTh (ppm), eU (ppm), et ces données sont consignées dans la section « Propriétés physiques » de la géofiche associée. Les géofiches ont été intégrées dans la base de données SIGÉOM où elles sont accessibles au grand public.

3.3 Coloration des carbonates

Une coloration des carbonates (Hitzman, 1999) a été effectuée sur 40 échantillons. Des plaques de roches (carbonatite, marbre et roche calco-silicatée) de dimensions (5 à 10 cm x 4 à 7cm x 2 cm) ont été traitées avec un mélange de 250 ml d'acide chlorhydrique (HCl) à 2% avec environ 2 g d'alizarine rouge S et 2 g de ferricyanure de potassium. Chaque plaque a été immergée dans ce mélange pendant une durée de 30 secondes à 1 minute, puis rincée à l'eau distillée pour éliminer l'excès de réactif. Enfin, les plaques ont séché à l'air libre (Figure 3.1).

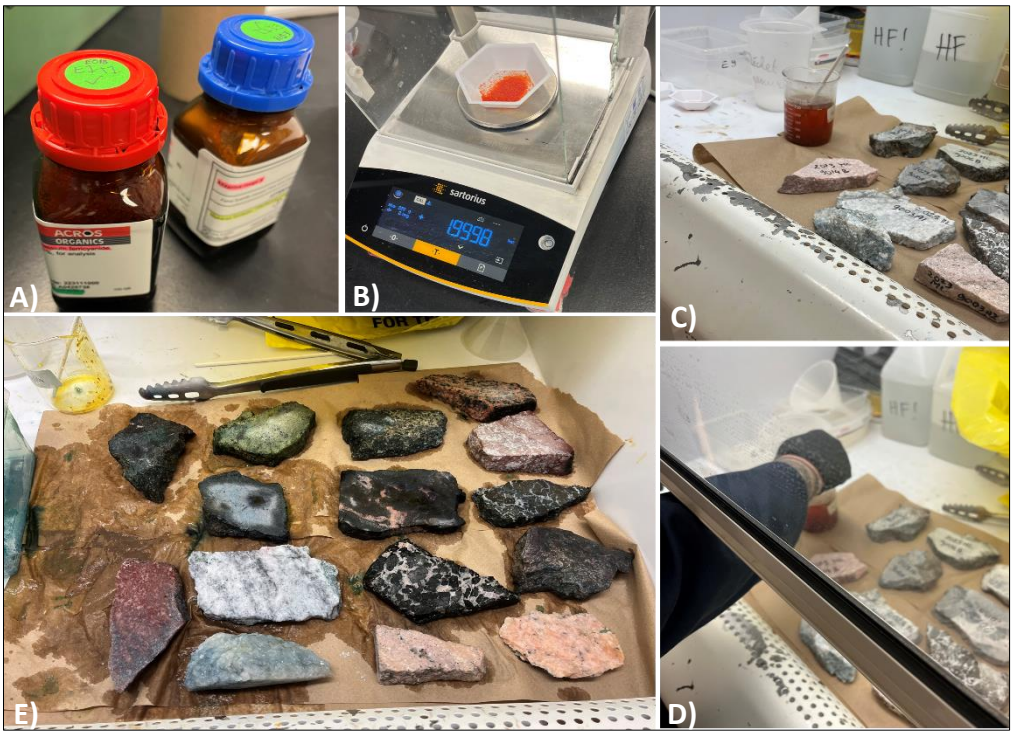


Figure 3.1 : Le protocole de coloration des carbonates : A) Colorants de ferricyanure de potassium et d'alizarine rouge S; B) Balance pour mesurer 2g de chaque colorant (A); C) La hotte de préparation de solution; D) Mise en solution d'acide HCl et les colorants dans un bécher, ensuite on immerge chaque plaque rocheuse dans la solution; E) Séchage à l'air libre des échantillons après coloration.

Les résultats de coloration de la présente étude sont comparés avec les résultats de référence de Hitzman (1999) (voir tableau de Figure 3.2), De plus, les échantillons témoins de calcite et de dolomite présentent des résultats concordants (Figures 3.3)

Ce test de coloration a permis de distinguer la calcite par la couleur rouge, rose ou rouge-brune (Figure 3.2). En revanche, la dolomite apparaît incolore ou à couleur turquoise (si elle contient du fer : Fe-dolomite).

Avant d'analyser les résultats de la coloration, il est conseillé d'effectuer une description minéralogique macroscopique ou/et microscopique de chaque échantillon (microscopie optique) pour distinguer les minéraux non carbonatés (silicates, sulfates...).

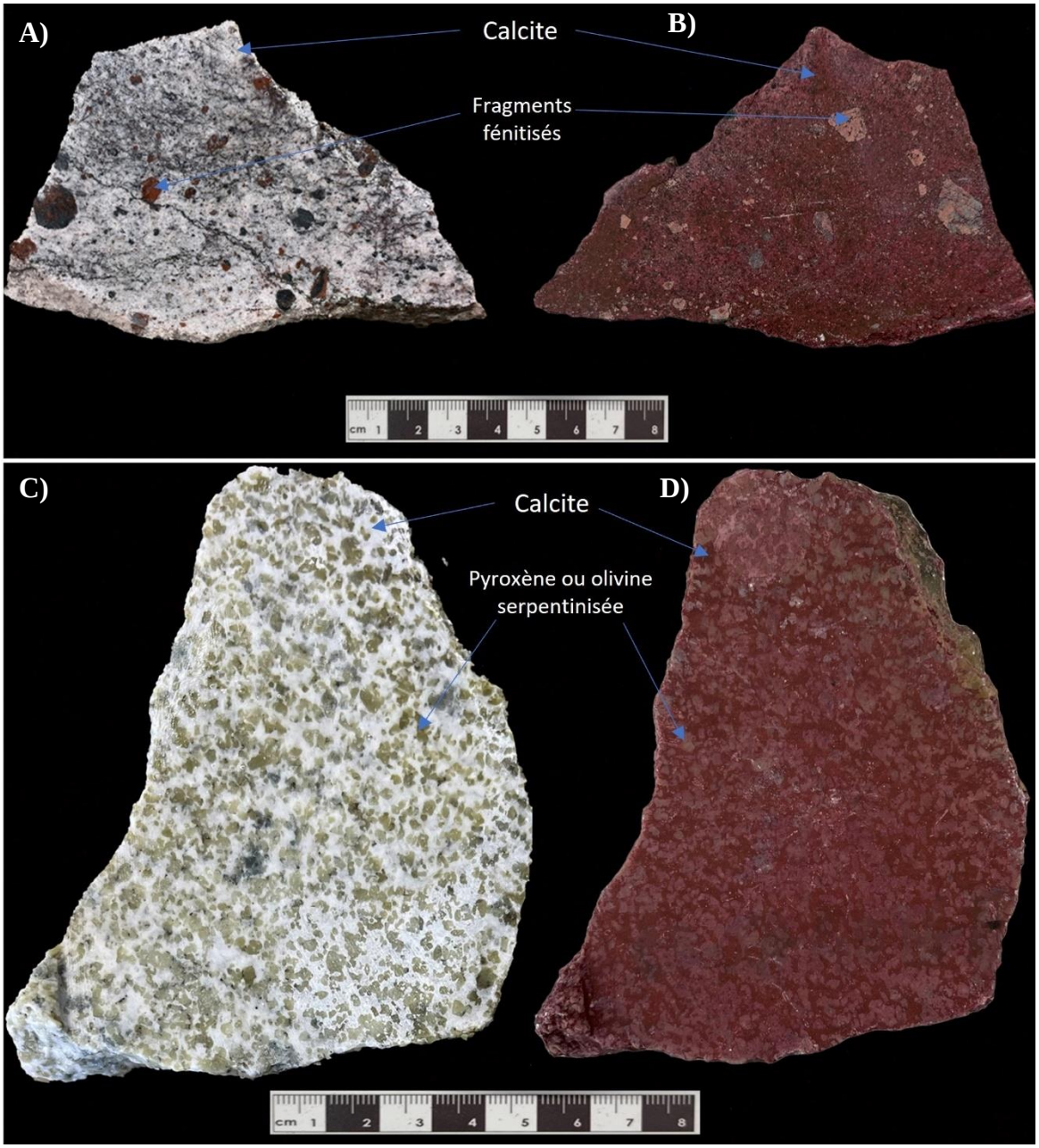


Figure 3.2: Résultat de coloration par l'alizarine rouge S et le ferricyanure de potassium. A) Échantillon de carbonatite (23-IA-4152B) à matrice blanche-grise de calcite avant coloration et rouge-rose après coloration (B). On note des fragments millimétriques à centimétriques de fénite, affectés aussi par la solution de coloration (changement léger de couleur naturelle); C) Échantillon de marbre serpentinisé (23-IA-4076A) à matrice de calcite blanche, colorée en rose-rouge après coloration (D). On peut distinguer les silicates (pyroxène ou olivine serpentinisée) verts avant et après la coloration;

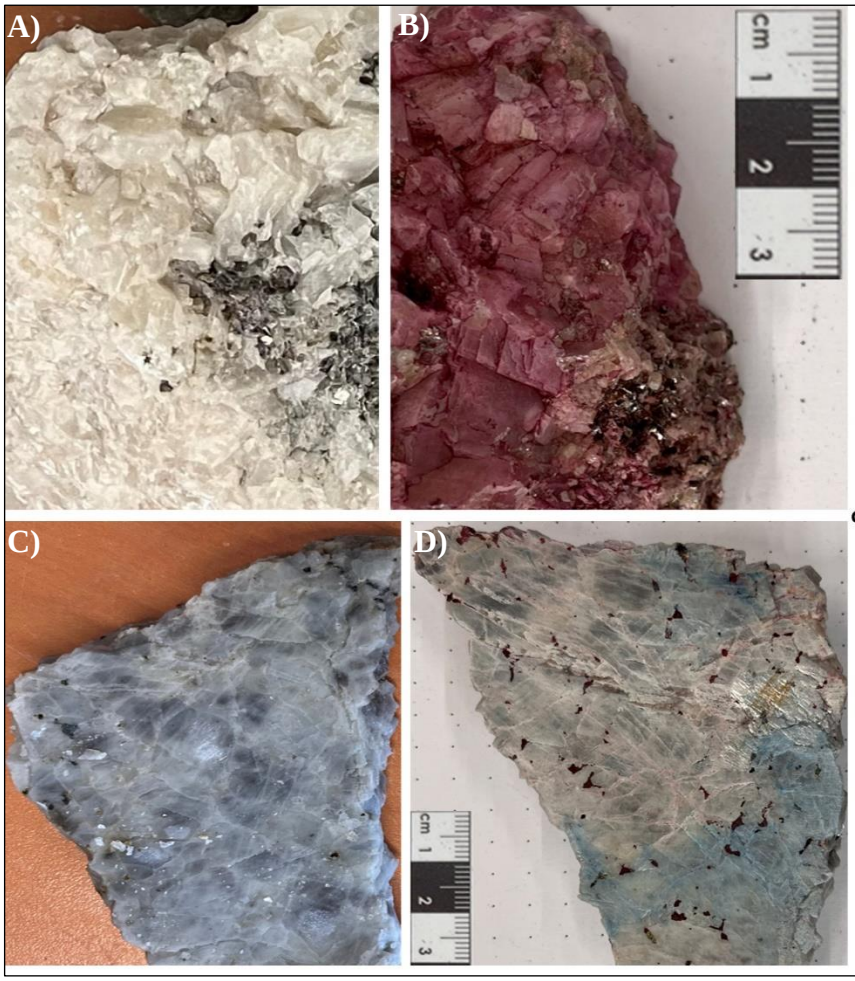


Tableau de référence des minéraux carbonatés après coloration (*Hitzman, 1999*)

Minéral carbonaté	Coloration
Calcite	Rose à rouge
Aragonite	Rose à rouge
Fe-calcite	Violet à bleu royal
Dolomite	Incolore
Fe-dolomite	Turquoise pâle à foncé
Sidérite	Incolore

Figure 3.3 : A) Échantillon témoin de calcite (>90 % de calcite cristallisée), coloré en rose-rouge (B). Les minéraux noirs sont des phlogopites. C) Échantillon témoin de dolomite avec du fer, détectés après coloration turquoise (D). Tableau selon Hitzman (1999).

3.4 Examen microscopique

3.4.1 Microscope optique

Les observations microscopiques ont été effectuées sur 68 échantillons, comprenant 42 lames minces polies et 26 lames régulières du présent projet (23-IA). Les autres lames minces des carbonatites et des fénites proviennent des travaux de stage (2021-LD et 2022-TG) (Legault et al., 2021; Legault, 2022).

Cet examen microscopique a été réalisé avec un microscope optique de marque « Zeiss Axio Imager », installé au laboratoire de l'URSTM (Figure 3.4). Il fonctionne avec deux modes :

polarisant (lumière transmise) et métallographique (lumière réfléchie), couplé d'un ordinateur et d'une caméra pour la calibration automatique de la platine et des objectifs, la visualisation des lames et la prise de photos.

Les résultats de la description minéralogique sont saisis dans un canevas (fichier Excel), qui comporte les champs suivants pour chaque échantillon : numéro d'affleurement (ou numéro de géofiche), type de lame (polie ou ordinaire), nom du minéral, % modal, granulométrie, forme, degré et minéraux d'altération, inclusions, texture et microstructures et le nom de la roche (annexe A).

Figure 3.4: Microscope optique « Zeiss Axio Imager», équipé d'une caméra et d'un ordinateur à logiciel de calibration et de visualisation.

3.4.2 Microscope électronique à balayage (MEB)

L'étude minéralogique fut augmentée à l'aide d'analyses par le microscope électronique à balayage (MEB) de table Hitachi TM4000 plus (Figure 3.5) muni d'un détecteur d'électrons secondaires, d'électrons rétrodiffusés et d'un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS) (Bruker Quantax 75).

Ce MEB présent au laboratoire de l'URSTM permet l'observation de minéraux fins (<25 µm) avec une limite de détection de l'ordre de 0,1% à l'aide du EDS et du logiciel « Oxford Instrumental ».

Après l'analyse au microscope optique, 10 lames minces polies ont été préparées, en encadrant sur la lame les zones d'intérêt à balayer sur le MEB.

Les mesures ont été effectuées avec une intensité de faisceau de 20 kV et une résolution de 148 eV à l'énergie de Cu-Kα. Le temps d'acquisition du signal pour les analyses en un seul point variait de 30 secondes à 1 minute. Le MEB a permis d'identifier les phases porteuses des éléments des terres rares et de certains silicates ainsi que la cartographie élémentaire des principaux assemblages minéralogiques.

Les résultats du MEB à différents capteurs (BSE, EDS) seront présentés dans le chapitre 4 selon le contexte.

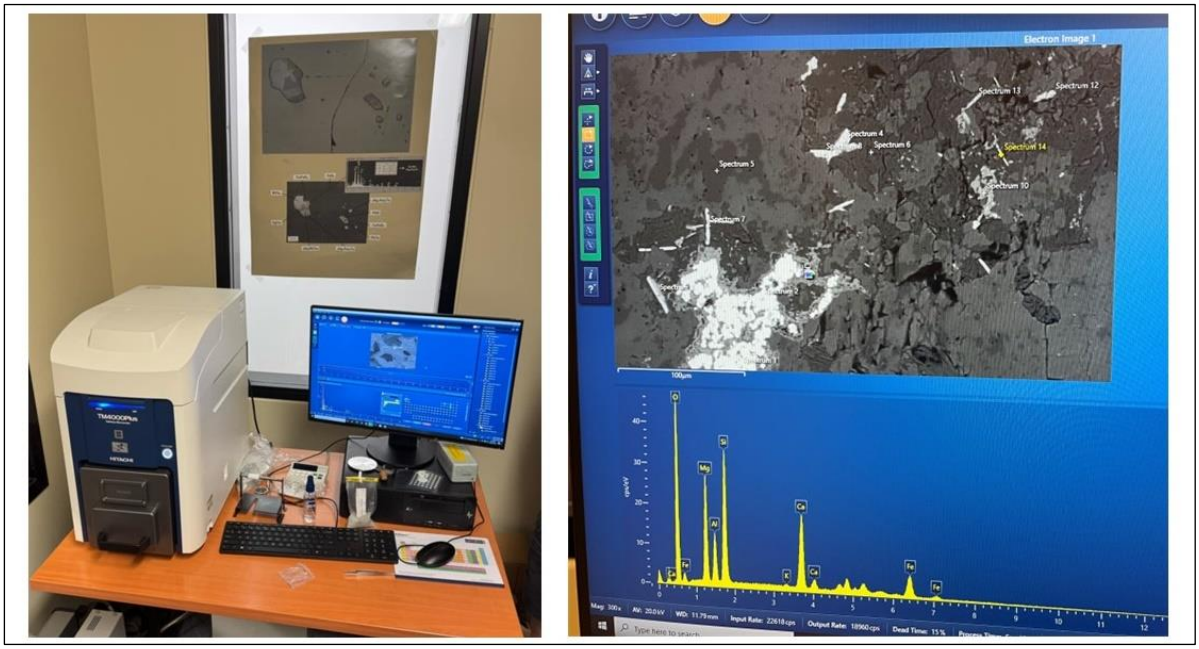


Figure 3.5 : Salle du MEB à l'URSTM : MEB de table avec ordinateur à logiciel de commande et de traitement.

3.5 Analyses géochimiques (lithogéochimie)

Un total de quatre-vingt-seize (96) échantillons ont été préparés au laboratoire de l'URSTM et expédiés vers le laboratoire d'analyse géochimique « Activation Laboratories Ltd. (ACTLAB) » en Ontario.

Ces échantillons ont été préalablement broyés, puis analysés pour leur composition en éléments majeurs, traces et rares, en utilisant des techniques de spectrométrie d'émission atomique telles que l'ICP-MS et l'INAA.

Après le contrôle de qualité (QC) des résultats lithogéochimiques, assuré par le MRNF, les données sont mises en ligne sur le site du SIGÉOM. Les éléments majeurs présentent des variations inférieures à 5 %, alors qu'elles atteignent jusqu'à 10 % pour les éléments traces.

Les analyses des travaux des stagiaires (Legault et al., 2021, 2022) ont également été ajoutées à cette base de données (47). Le traitement de ces données géochimiques a été réalisé à l'aide du logiciel « LithoModeleur 4.4.1» du CONSOREM.

3.6 Mesures radiométriques

Le spectromètre portatif à rayons gamma, le RS-125 Super-SPEC de Radiation Solution Inc. (Figure 3.6) fut utilisé lors de cette étude. Il est équipé d'un détecteur de 103 cm^3 fabriqué à partir d'iodure de sodium dopé au thallium (NaI(TI)) qui permet de mesurer le rayonnement gamma généré par la désintégration naturelle dans un intervalle énergétique allant de 30 à 3000 keV. Le détecteur mesure le potassium (K en %), eTh (équivalent thorium en ppm), eU (équivalent uranium en ppm), le débit de dose (DR) nSv/h et le comptage total de chaque mesure (Radiation Solutions Inc., 2024).

Avant de procéder à une mesure avec le spectromètre sur le terrain, les précautions suivantes ont été prises :

- Avant de se rendre sur le terrain et à l'aide d'un affleurement de calibration, le spectromètre a été allumé et stabilisé sur une surface plane et la concentration en K, eTh, et eU a été notée. Cette étape a été répétée chaque matin sur la même surface afin d'évaluer la dérive des mesures sauf après une pluie intense où les radioisotopes de radon sont concentrés à la surface et faussent les résultats.

- Le spectromètre est resté allumé toute la journée de travail pour assurer une utilisation optimale.

- Les mesures ont été effectuées sur une surface plane pendant une durée de 60 à 120 secondes. Le rayon d'analyse est estimé à 30-50 cm.

Figure 3.5 : Le spectromètre portatif à rayons gamma portatif, RS-125 Super-SPEC, en position plane de mesure avec un écran qui affiche les paramètres mesurés (K en %), eTh (équivalent Thorium en ppm), eU (équivalent Uranium en ppm), le débit de dose (DR) nShv-1 et le temps de mesure (120s).

CHAPITRE 4 ARTICLE 1: CARBONATITES AND FENITES NORTH OF GATINEAU AND THEIR RARE EARTH ELEMENTS POTENTIAL, GRENVILLE PROVINCE, QUEBEC

I. AIT BOUALLAL[a], M. LEGAULT[a], H. MVONDO[a,b], AND R. POTVIN[a]

[a]: Mining and Environment Research Institute, University of Quebec in Abitibi-Temiscamingue, Rouyn-Noranda J9X 5E4, QC, Canada

[b]: Ministry of Natural Resources and Forests, Val-d'Or J9P 3L4, QC, Canada

(Article soumis le 03 avril 2025 à la revue *The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology)*

4.1 Abstract

In the southwestern part of the Grenville Province, the carbonatites north of Gatineau are highly enriched in light rare earth elements (LREE). Mapping carried out in the study area has revealed the presence of several carbonatite dykes ranging in thickness from centimeters to meters, with textures varying from massive to brecciated. These dykes are oriented NNE–SSW to NE–SW subparallel to the regional foliation and stratigraphy. They crosscut the host rock sequence, which consists of paragneiss, quartzites, marbles, and calco-silicate rocks, as well as orthogneiss and granites. Mineralogical and chemical characterization identified carbonatites as being rich in calcite (calcio-carbonatites) and locally in barite, apatite, monazite and REE carbonates. In addition, analyses indicate significant enrichment in strontium (up to 0.5%), barium (up to 11%) and rare earth elements (REE > 400 ppm), with six new outcrops exceeding the indicial threshold of 1700 ppm, reaching up to 1% total REE. Metasomatism of the host rock (fenitization) is frequently but not systematically associated with carbonatite and/or alkaline intrusions. Proximal potassic fenitization, dominated by the microcline, can be distinguished in certain places which intersects a distal sodic episode with sodium amphibole. These two episodes are partially replaced by a late mixed fenitization with phlogopite and aegirine, accompanied by veinlets of specularite-rutile (Fe-Ti) with light rare earth enrichment. The positive correlation of the potassium radiometric (> 1.7 % K) and magnetic (> 56,800 nT) anomalies, with zones of fenites (potassic and sodic), carbonatite and REE-Fe-Ti showings, makes it possible to target potential NNE-SSW alignments for these mineralizations. Our observations suggest that the REE-Fe-Ti mineralized system is genetically

linked to a hydrothermal metasomatic system favoured by late carbonatite and activated by a regional fault system (NE-SE, E-W to NW-SE).

Keywords: *Carbonatite, fenite, rare earth elements, Gatineau, Grenville.*

4.2 Introduction

The sustainable development of every nation relies on the availability of strategic and critical metals. Among these, the Government of Quebec has identified rare earth elements (REE) as strategic (PQVMCS, 2020). These elements, which include the lanthanides, yttrium (Y), and scandium (Sc), play a fundamental role in supporting advanced and emerging technologies, such as batteries, display screens, mobile phones, energy-efficient light bulbs, hybrid vehicles, wind turbine rotors, missile systems, and medical imaging devices. Rare earth elements occur in a variety of geological deposits. Light rare earth elements (LREE) are predominantly hosted in carbonatite complexes and alkaline igneous intrusions, whereas heavy rare earth elements (HREE) are chiefly extracted from ion-adsorption clays (Zhou et al., 2017). In Quebec, the most prospective REE-bearing deposits are associated with carbonatites, alkaline intrusions, and iron-oxide-copper-gold (IOCG) systems (Sappin and Beaudoin, 2015).

Carbonatites and/or alkaline magmatic complexes typically develop metasomatism within the host rock, which is manifested by the addition of certain elements (Na, K, ± Ca, Mg, Fe) and removal of silica (Si), a process known as fenitization. This results in the formation of fenites, which are primarily composed of alkaline minerals (potassium feldspars, micas, sodic amphiboles and pyroxenes), but also contain secondary minerals such as iron and titanium oxides and apatite (Bardina and Popov, 1994; Brögger, 1921; Elliott et al., 2018; Zharikov et al., 2007).

The carbonatites and fenites within the Outaouais region in southern Quebec were first documented by Hogarth (1966) in the Gatineau Park. Since then, numerous studies (Charbonneau et Hogarth, 1988; Dupuy, 1989; Hogarth, 1997; Hogarth, 1981; Hogarth, 2008, 2016; Hogarth et al., 1985; Hogarth and van Breemen, 1996; Lapointe, 1979; Leclair, 1988; Sinaei-Esfahani, 2013) have confirmed the presence of several carbonatite dykes and fenitization zones extending over a distance of 45 km, from Gatineau Park to the Buckingham area. The northern Gatineau carbonatites are particularly notable for their significant enrichment in REE with three occurrences (Quinnville,

Templeton, and Cantley) documented in the SIGÉOM database (SIGÉOM, 2024) (Figure 1D). Furthermore, these occurrences were suggested by Hogarth et al. (1985) to be located within a NE-SW fenitized zone of regional extent (> 25 km x 4 km).

This study aims to investigate the intrusion phases of carbonatites and associated fenites to evaluate the region's REE mineralization potential. To achieve this objective, a geological map of the study area was generated at the scale of 1:10 000 using historical data from Hogarth (1981), Legault et al. (2021) and Legault (2022) together with information gathered during field investigations in 2023. An integrated approach combining petrographic and geochemical data with ground radiometric measurements, as well as historic magnetic and radiometric aerial data was used to enhance the understanding of lithological units and alteration features. This comprehensive methodology permitted to construct detailed maps highlighting the distribution of carbonatite dykes, fenite zones, and areas of elevated REE potential.

4.3 Geological setting

4.3.1 Regional geology

The Grenville Province extends NE-SW over a length of 2,000 km from the Atlantic coast in southern Labrador to Lake Huron in Ontario with a width of 300 to 600 km and occupies the northern part of the St. Lawrence River in Quebec (Figure 4.1A). It records tectono-metamorphic events related to the Middle to Late Mesoproterozoic orogeny, affecting the Canadian Shield (Lucas and St-Onge, 1998). The study area is located just north of the city of Gatineau at the southern end of the Mont-Laurier Terrane (MLT) of the Central Metasedimentary Belt (CMB) of Quebec which belongs to the allochthonous domain of the orogenic carapace of the Grenville Province (Rivers et al., 1989) (Figure 4.1B). The MLT is composed of supracrustal rocks, mainly quartzites, marbles, paragneiss, calc-silicate rocks (skarns, pyroxenites) and amphibolites, formed between 1.48 and 1.14 Ga (Friedman and Martignole, 1995; Rivers et al., 2002; Schneider et al., 2013). These rocks are affected by a pre-Grenvillian regional metamorphism that has reached the granulite facies and is associated with the Shawinigan accretion orogeny (1.19–1.14 Ga) (Rivers et al., 2002; Schneider et al., 2013) (Figure 4.1C), responsible for a mafic magmatism with an intermediate age of 1.17-1.16 Ga (Corriveau and Breemen, 2000). Subsequently, a syn-orogenic alkaline magmatism (Ottawan phase of the Grenvillian orogen) occurred between 1.09 Ga and 1.02

Ga (Corriveau and Breemen, 2000; Kennedy et al., 2010; Rivers et al., 2012) and resulted in emplacement of a wealth of syenite, monzonite, and granite bodies (Figure 4.1C). Two events of carbonatite magmatism, including an early event (1.17–1.14 Ga) and a later event synchronous with alkaline magmatism (1.07-1.04 Ga), have also been documented in the western portion of the CMB (Lumbers et al., 1990; Moecher et al., 1997).

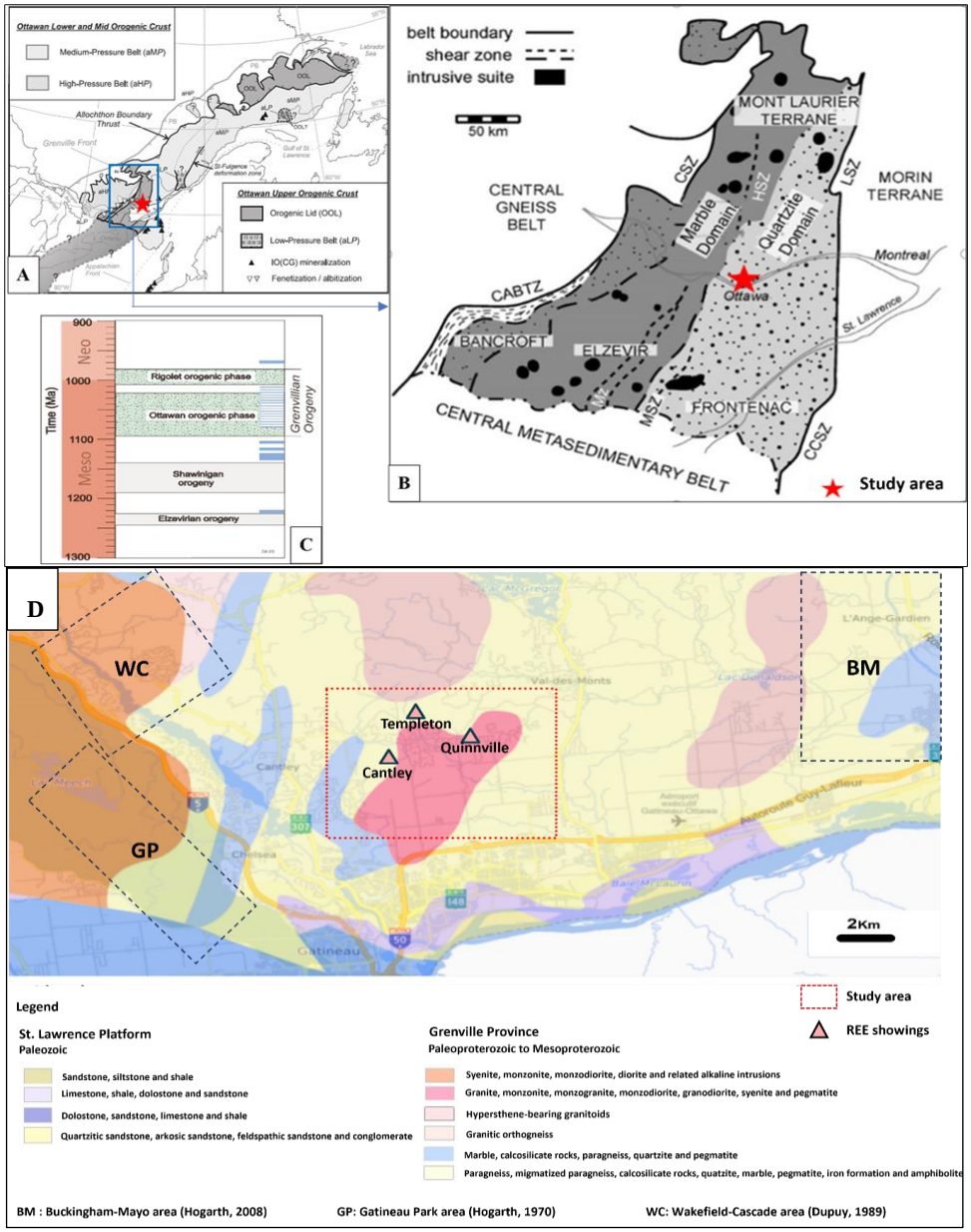


Figure 4.1 : Location of the study area within the Grenville Province (A; Rivers et al., 2012) and the Mont Laurier Terrane (B; Corriveau and van Breemen, 2000); C: Mesoproterozoic-Neoproterozoic time scale, showing the Grenville and ante-Grenville orogenic phases (Rivers et al., 2012); D: : Regional geological map of northern Gatineau showing REE showings and mapped areas in the Outaouais sector after 1970 (SIGÉOM, 2024). Note that the area mapped by Hogarth (1981) is found within our study area.

4.3.2 Local geology

Regional mapping of Quebec's southern portion of the MLT is deficient, as noted by Legault et al. (2021). The southern portion of the MLT in southern Quebec has been the focus of several mapping campaigns since the 1970's (Dupuy, 1989; Hogarth, 1970; Hogarth, 1981; Hogarth, 2008) (Figure 4.1D). In addition, several thematic studies, including the characterization of carbonatites, fenites, and associated mineralizations (Erdmer, 1977; Lapointe, 1979; Hogarth et al., 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1996; Charbonneau and Hogarth, 1988; Leclair, 1988; Hogarth, 1997, 2008, 2016) have been conducted in the Outaouais region. Despite the many studies that have been carried out therein, the geological map of the area remains very coarse. According to Hogarth (1981); Hogarth and Lapointe (1984), the local geology consists of a metasedimentary rock sequence, comprising a dominant gneiss with intercalated horizons of quartzite, marble, and calc-silicate rocks/skarns (Figure 4.1D) that recorded upper amphibolite to granulite peak metamorphic conditions. The entire rock sequence was affected by an isoclinal folding phase with northeast axial planes strongly inclined to the southeast and that is subparallel to the NE-SW foliation (Hogarth, 1981; Hogarth and Lapointe, 1984). Subsequently, a second phase of less intense folding is noted with open folds having east-west axial planes with axes plunging to the west (Hogarth, 1981).

The metasedimentary rock sequence is intersected by syn- to late-Grenvillian felsic bodies, including orthogneisses, coarse-grained to pegmatitic granitic rocks , and syenites (Hogarth, 1981). Biotite K/Ar dating of a syenite dyke gave a late-Grenvillian age (886 ± 25 Ma; (Wanless et al., 1980)).The entire rock assemblage is locally cut by carbonatite dykes and associated fenites. A carbonatite dyke to the SW of Lac à la Perdrix gave an older baddeleyite U/Pb age of 1112 ± 15 Ma (Davis, 2023) whereas fenites at Lac à la Perdrix were dated at 1026 ± 2 Ma by U/Pb on monazite (Hogarth et van Breemen, 1996) suggesting a multi-event carbonatite magmatism as in the western portion of the CMB (Lumbers et al., 1990; Moecher et al., 1997).

The main mineralization types in the area include Rare Earth Elements (REE) in carbonatites and fenites (Hogarth et al., 1985; Hogarth and van Breemen, 1996) with typical examples represented by Quinnville, Templeton and Cantley occurrences (SIGÉOM, 2024). Iron formations as evidenced by the old Haycock iron mine that was active between 1872 and 1874 (Lapointe, 1979), the Rainville Creek iron occurrence (Erdmer, 1977), and many other Fe-Ti showings (Cirkel, 1909;

Hogarth, 1981), are also known in the area. They consist mostly of hematite specularite and rutile that is locally associated with barite and calcite or magnetite (Cirkel, 1909).

4.4 Materials and methods

As part of this project, a comprehensive compilation of existing geological, geochemical, and geophysical data in the Outaouais region was carried out. This compilation gathered and integrated data from publications by the Ministry of Natural Resources and Forests (MRNF) and the Geological Survey of Canada (GSC). Very limited exploration work has been conducted in the area. The compiled data includes geological maps at various scales covering the study area and scientific articles (notably work of Hogarth and his students previously referenced).

Additionally, recent geological reports by Legault et al. (2021), Legault (2022) and associated data, along with historic (1983) regional (N-S 5 km line spacing) and detailed (NW-SE 400 m line spacing) airborne geophysical data (radiometry and magnetics) from the GSC (NRCan, 2021), were incorporated into the study. Lidar images used to trace lineaments and locate outcrops in the area, were extracted from the Quebec's Government website "Forêt Ouverte" (www.foretouverte.gouv.qc.ca).

Fieldwork consisted in visiting previously known and newly discovered carbonatite and fenite outcrops during the summer of 2023. Access to the outcrops was facilitated by recent residential developments, which permitted to visit a total of 182 outcrops in the area. At each outcrop, structural measurements were collected, and in-situ gamma-ray spectrometry was carried out to measure the concentrations of potassium (K, %), equivalent thorium (eTh, ppm), and equivalent uranium (eU, ppm). Measurement protocol can be found in Ait Bouallal et al. (2025).

A total of 68 thin sections of carbonatites, fenites and some host rocks, were prepared at the URSTM of the UQAT. These thin sections were combined with those from Legault et al. (2021) and Legault (2022) for petrographic studies using a standard optical microscopy.

Further mineralogical investigations to describe REE mineral phases and generate elemental maps were carried out using a Hitachi TM4000 Plus tabletop scanning electron microscope (SEM) equipped with a 30 mm^2 Bruker Quantax 75 energy-dispersive spectrometer (EDS). Measurements were done with a beam intensity of 20 kV with an energy resolution of 148 eV at the energy of Cu-

Kα. The signal acquisition time for single point analyses varied from 30 seconds to 1 minute. The abbreviations of the minerals used in this manuscript are taken from the works (Kretz, 1983; Spear, 1993).

A total of 96 carbonatite and fenite samples were prepared at the URSTM laboratory and sent to Activation Laboratories Ltd. (ACTLAB) in Ontario for geochemical analysis. Samples underwent crushing and were analyzed for major, trace and select rare elements using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and instrumental neutron activation analysis (INAA). These analyses are available in the SIGEOM database. Major elements show variations of less than 5%, whereas it reaches up to 10% for trace elements. Data processing was performed using the LithoModeleur v.4.4.1 software developed by CONSOREM.

4.5 Results

4.5.1 Map and field observations

4.5.1.1 Host rocks

Outcrop investigations showed that the host rocks to the carbonatites and fenites consist of biotite and garnet paragneisses, quartzites, marble, and granites pegmatite (Figure 4.2A). The biotite-rich paragneiss is dark grey, with alternating dark and white layers of millimetre to decimetre thickness defining the gneissic banding (Figure 3A). In contrast, the garnet (10–25%; 2–10 mm) paragneiss is light grey, with quartzo-feldspathic bands a few millimetres thick alternating with thicker grey layers with biotite (Figure 3B). The contact between the two types of gneisses is gradual where the garnet unit forms lenses that extend from tens of meters to several kilometers and follows the regional foliation (NE-SW) (Figures 4.3A, 4.4A). These gneiss units are interbedded with meter to decameter thick white-grey quartzite bands having NNE-SSW to NE-SW (Figures 4.2A, 4.3C). Marble is also interbedded with both previous units and forms NE-SW metric- to decametric-scale lenses, its color varies from white, grey to orange, with granoblastic to foliated textures and unaltered (unfenitized) margins (Figures 4.2A, 4.3D). Also, meter to decameter thick mixed facies combining similar proportions of silicate and carbonate minerals (calc-silicate rock) is present and occurs predominantly in the west and central parts of the study area (Figure 4.2A). This concordant unit is in contact with paragneisses, quartzites, and marbles and is distinguished from marbles by its equigranular to porphyritic texture, interlocking mineral grains, and mineral content.

In the study area the metasedimentary assemblage is crosscut by elliptical hecto- to kilometric-scale granitic intrusions as well as metric to decametric-scale dykes trending approximately NNE-SSW (Figure 4.2A). They are characterized by a pinkish-white to red color, mainly due to the presence of K-feldspars (Figure 3E). Other outcrops show limited pink to red N-S syenite (Figure 3F) and measuring generally (< 10 m) in thickness and intersecting the gneissic ensemble and granites. This magmato-metamorphic ensemble is affected by NW-SE, NE-SW and E-W faults identified on the LIDAR images, field observations and the maps of (Hogarth, 1981; Hogarth and van Breemen, 1996) (Figure 4.2).

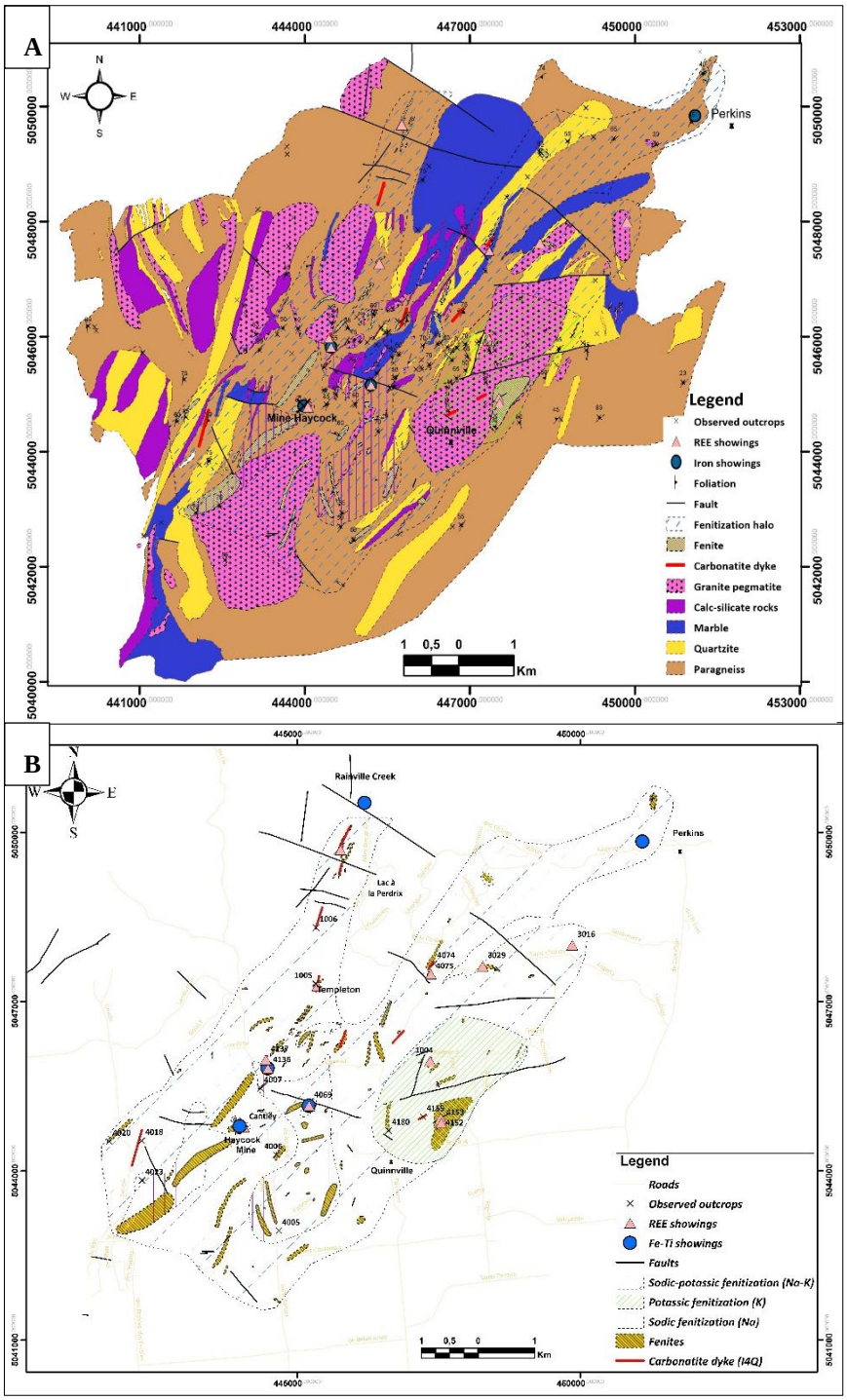


Figure 4.2: A) Geological map of northern Gatineau Modified from Hogarth (1981) and Hogarth and van Breemen (1996); B) Map showing distribution of carbonatite and fenitization zones (See appendix C for more details).

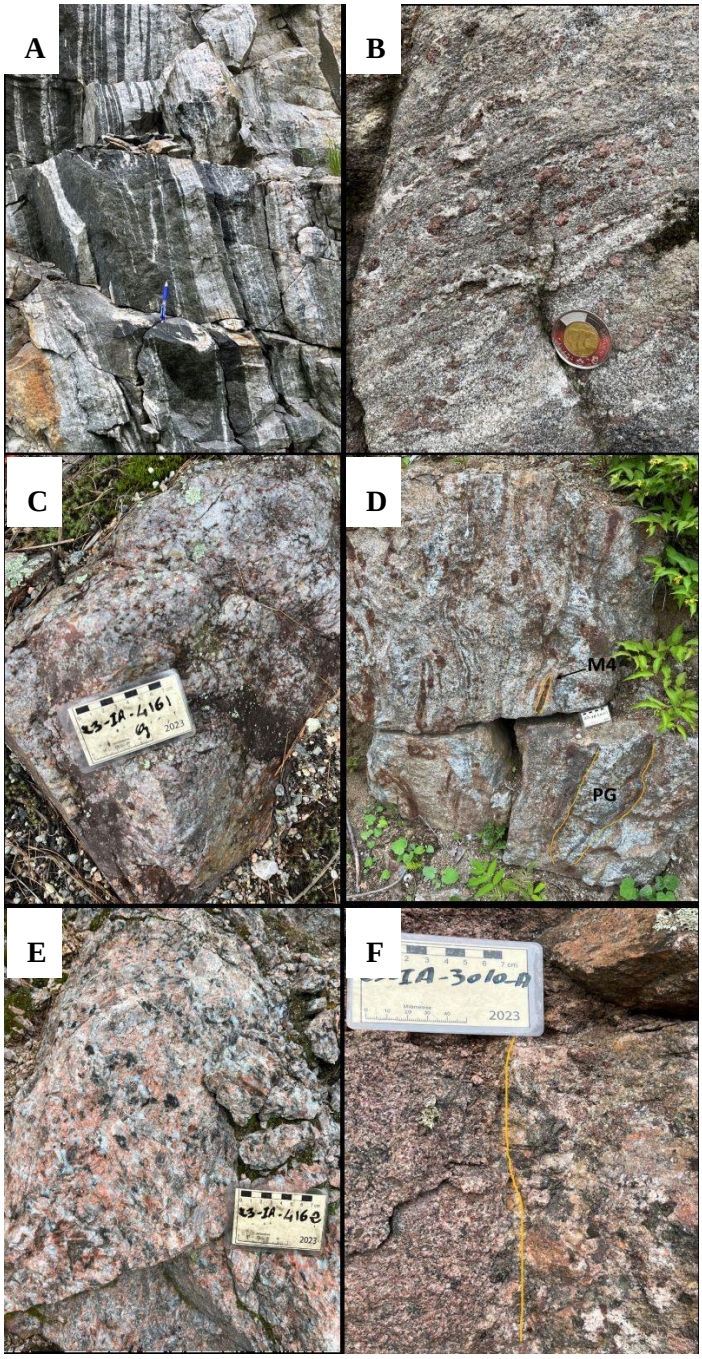


Figure 4.3: Field photos of metasedimentary and plutonic rocks. A) Biotite paragneiss; B) Garnet paragneiss; C) K-feldspar and biotite quartzite; D) Foliated marble with fragments of paragneiss (M4) and pegmatitic granite (PG); E) Coarse granite; F) Contact between fine grained quartz syenite (left) and coarse-grained granite (right).

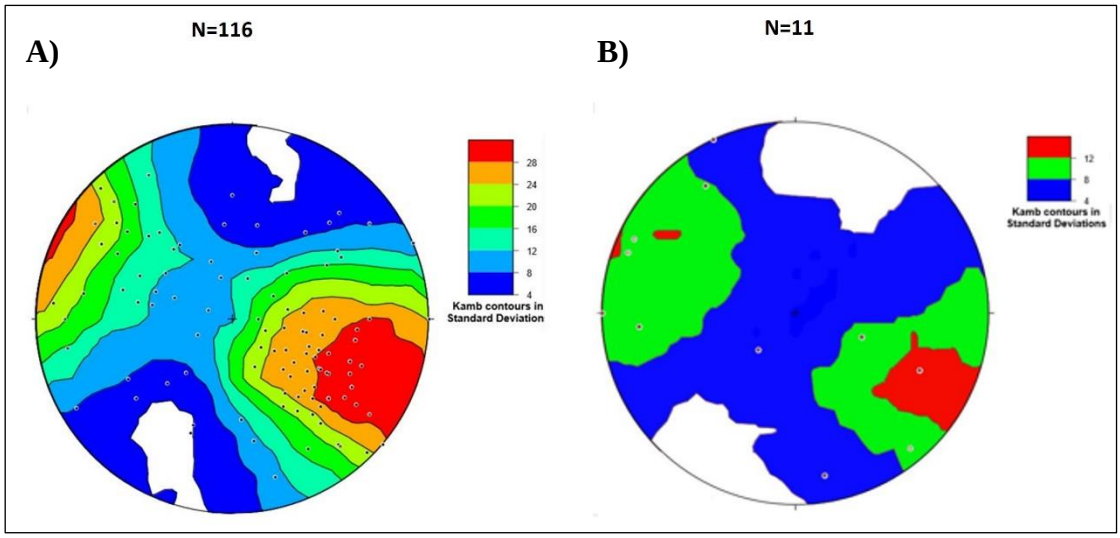


Figure 4.4: Stereonet projection of poles to the foliations measured on the gneiss (A) and to the contacts of carbonatite dykes (B).

4.5.1.2 Carbonatites and fenites

Carbonatites are light grey to reddish, massive to brecciated rocks (Figure 4.5) occurring as dykes a few centimetres to metres thick and a few decametres to a few kilometres long. These dykes cutting across the paragneisses, quartzites, and granites are generally oriented NNE-SSW to NE-SW and dip dominantly to the NW (Figure 4.2). Where observed they are subparallel to the foliation in the host rocks (Figure 4.4).

At several outcrops, a fenitic alteration affecting fresh metasedimentary or magmatic rocks along a gradual contact can be observed (Figure 4.6). The resulting fenite forms bluish (blue amphibole) to greenish (aegirine) or brick-red (hematized microcline), NE-SW lens-shaped halos of various sizes associated with quartzites, paragneiss, and granites (Figure 4.2). As documented by Hogarth et van Breemen (1996), a spatial association is observed between a central carbonatite dyke and wallrock fenitization, whereas in other cases a carbonatite dyke is not present in the center of a fenitic alteration (Figure 4.7).

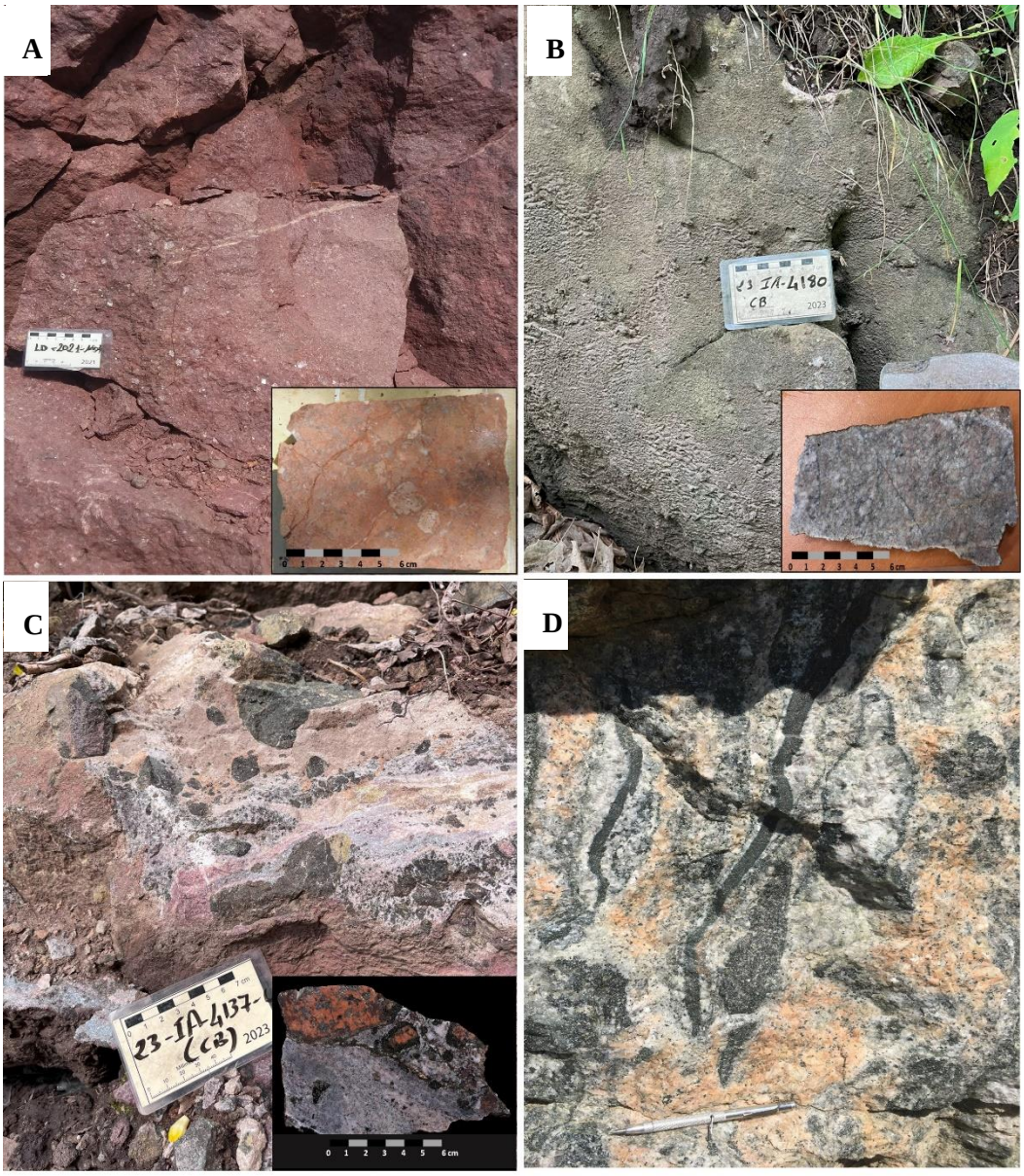


Figure 4.5: Field photos of carbonatites with different textures. A) Massive to brecciated hematized red carbonatite. Outcrop 1004. B) Massive carbonatite. Outcrop 4180. C) Carbonatite with fenitized granite fragments, showing a melanocratic crown rich in phlogopite (inset). Outcrop 4137. D) Gneissic enclaves in carbonatite with centimetre-scale fragile fragments of paragneiss. Carbonatite show orange-pink calcite away from the fragments. Outcrop 3031. See Figure 4.2B for location.

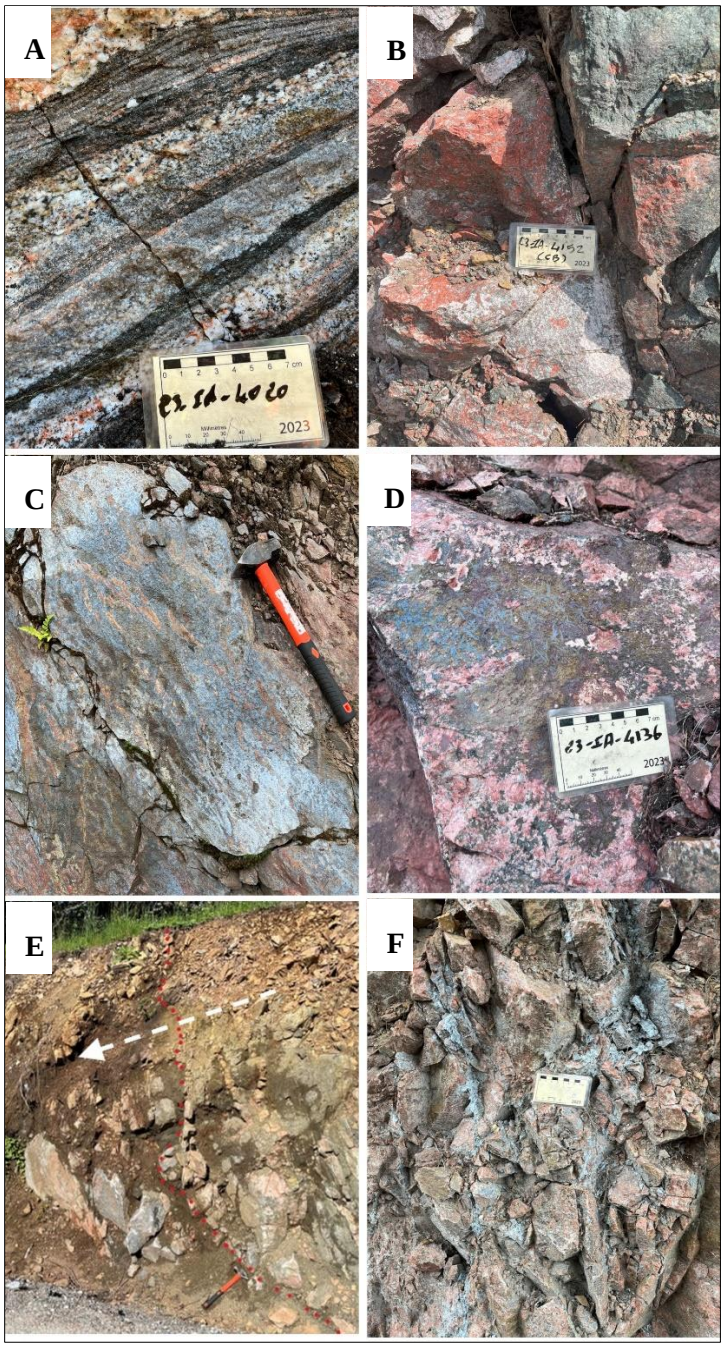


Figure 4.6: Field photos of fenites. A) Weakly fenitized gneiss with red microcline scattered along the foliation planes. Outcrop 4020. B) Intense red pervasive potassic fenitization, micrcoline replacing gneiss minerals. Outcrop 4152. C) Sodic fenite with blue amphibole along a fracture plane without clear replacement of metamorphic minerals. Outcrop 4078. D) Intense pervasive sodic fenitization, blue amphibole crystals replaced by green aegirine and red hematite in a granitic host rock. Outcrop 4136. E) Gradual contact between a hard gneissic facies on the right and a friable, altered facies rich in phlogopite on the left, known as glimmerite (potassic fenite) (white arrow indicates the gradual transition) Outcrop 4007. F) Blue amphibole veinlets altered into grey asbestos mineral. Outcrop 4007. See Figure 4.2B for location.

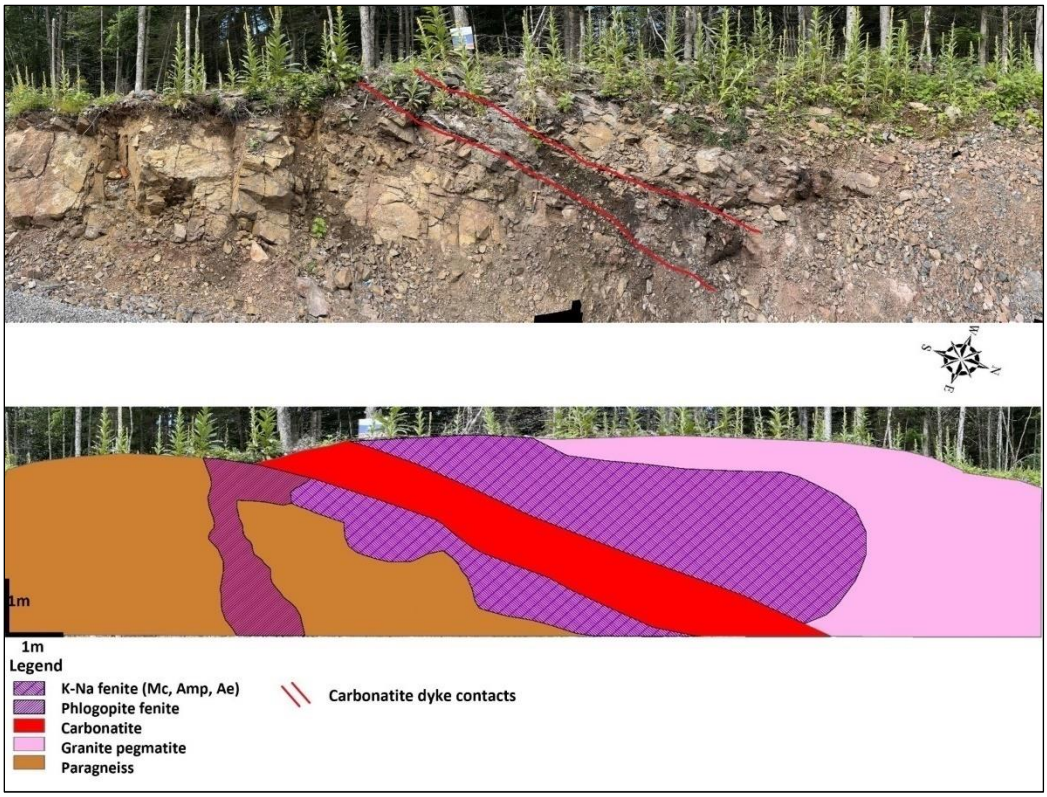


Figure 4.7: Mapping of a road section showing a carbonatite and the associated fenite. Outcrop 4137. Abbreviations: Amp = Sodic amphibole, Mc= Microcline, Ae= aegirine. See Figure 4.2B for location.

4.5.1.3 Geophysical expression of fenites

Using detailed magnetic and radiometric data from part of the study area, Charbonneau and Hogarth (1988) had shown that a large potassium anomaly corresponded to the microcline fenites around the Quinnville carbonatite, whereas the Templeton carbonatite zone was associated with a magnetic high with no potassium anomaly. Further groundwork (Charbonneau and Hogarth, 1988; Leclair, 1988) confirmed the correlation between the potassium anomalies and the microcline fenites around the Quinnville carbonatite showing field gamma-ray spectrometer values up to 12% K. This area was also associated with a magnetic low due to intense hematization of magnetite. In contrast, the Templeton carbonatite was correlated with sodic fenites having no potassic anomaly, but a weak magnetic high corresponding to disseminated magnetite (Charbonneau and Hogarth, 1988). Although the carbonatites showed local enrichment in uranium and thorium, the size of the dykes didn't allow their identification on the aerial surveys.

The spatial distribution of fenitic alteration zones and REE and Fe-Ti showings was compared to the regional airborne radiometric and magnetic data (Figure 4.8). The potassium maps (ground and aerial surveys) clearly delineate the intense potassic fenitization zone mapped in the Quinnville area and the potassium anomalies corresponding to granites and syenites in the area (Figures 4.8A, 4.8B). Regionally, potassium anomalies show a roughly NNE-SSW to NE-SW alignment (Figure 4.8B).

Sodic fenite zones north of the Haycock mine show low potassium content values (Figures 8a and b). These variations in potassium content over short distances further confirms the heterogenous distribution of the potassic fenitization and points to more sodic fenitization.

The total magnetic field data of the study area shows a NNE-SSW trend corresponding to the Templeton carbonatite identified by Charbonneau and Hogarth (1988). Faint anomalies compared to background values below 56800nT are also present elsewhere within the potassic-sodic fenitized zone and coincide with known REE and Fe-Ti showings. Although potassic fenites associated with the Quinnville carbonatite are less magnetic than the fenites of the Templeton carbonatites (Charbonneau and Hogarth, 1988), they nonetheless show a magnetic intensity higher than the background. Magnetic anomalies tend to show a more N-S alignment than potassic anomalies (Figure 4.8C).

The above observations indicate that the regional potassic and magnetic anomalies roughly coincide with known REE and Fe-Ti showings. When combining isocontours > 1.7% K and > 56,800 nT from the regional aerial geophysical survey, we obtain zones with both high potassic and magnetic values showing distinct NNE-SSW alignments corresponding to REE and Fe-Ti showings and strong zones of both potassic and sodic fenitization (Figure 4.8D).

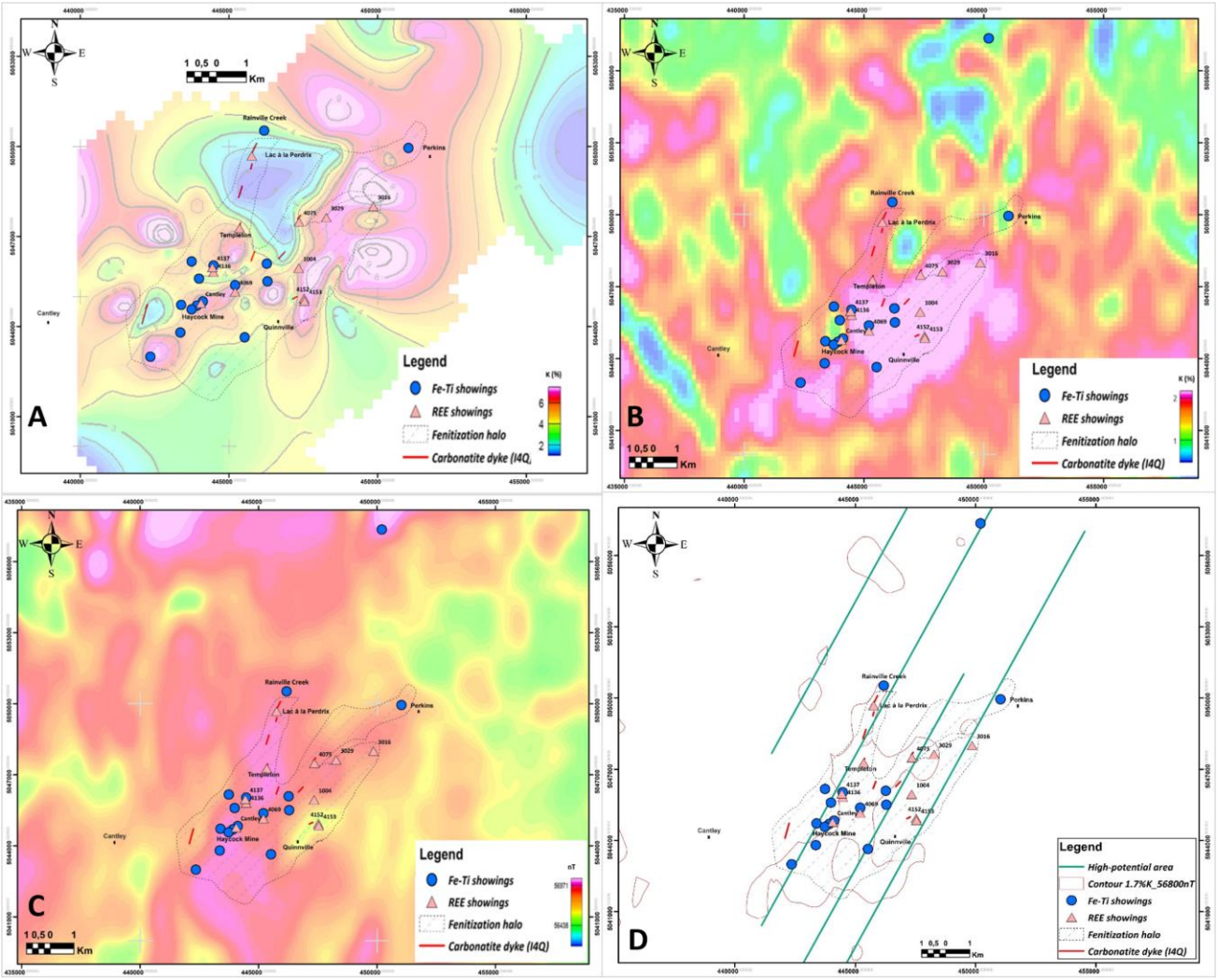


Figure 4.8: Superposition of potassium (K%) radiometric anomalies, total magnetic field and fenites/showings. A) Map of 2021-2023 potassium values measured on the ground by gamma-ray spectrometer showing anomalies generally coinciding with fenitized zones. Some of these anomalies are associated with unfenitized granites. Map was produced by applying interpolations with Oasis Montaj. B) Map of airborne potassium values showing a potassium anomaly that coincides with the sodium-potassium fenitization and Fe-Ti occurences of the area. C) Aeromagnetic map showing anomalies related to Fe-Ti occurrences. D) Interpretive map of potential Fe-Ti-REE zones delineated by a combination of > 1.7% K and > 56,800 nT zones that define NNE-SSW alignments. The Fe-Ti showings come from the compilation of Lapointe (1979), Hogarth (1981) and this study.

4.5.2 Petrographic descriptions

4.5.2.1 Host rocks

The host rocks are dominated by biotite-rich paragneisses with locally garnet-rich units. At the microscopic scale, dark layers are primarily composed of biotite (<35%; 0.2 to 0.4 mm), whereas light layers contain xenomorphic quartz, sericitized plagioclase, and approximately 10 % potassium feldspar. The garnet-bearing units are distinguished by globular reddish-brown almandine garnets (10–25 %; 2–10 mm) dispersed within the biotite-rich layers (Figure 4.3B). Mineralogically, the quartzites are dominated by quartz (> 80 %), with traces of biotite or phlogopite, and minor accessory pink to red K-feldspar (Figure 4.3C). On the other hand, marbles are calcite-rich (up to 70 %; 2 – 5 mm) although locally some dolomite-rich bands are present (up to 90 %; 2 – 5 mm). Other minerals found within the marble units are phlogopite, diopside, chrysolite, olivine, K-feldspar, apatite, graphite and sulphides. Poorly defined veinlets of pink calcite locally crosscut marble units. Finally, calc-silicate rock contains similar amounts of calcite, diopside, K-feldspar, quartz with minor hornblende, titanite, pyrite and garnet.

The granitic intrusions are characterized by fine to pegmatitic (> 1 cm) textures primarily defined by quartz (20 – 30 %) and pink to red K-feldspars (hematized perthitic microcline) (30 – 50 %) showing typical tartan twinning with minor sericite-altered plagioclase and biotite. In the Quinnville sector, subtle biotite alignment led Hogarth (1981) to classify these rocks as orthogneisses or gneissic granites.

4.5.2.2 Carbonatites

Mineralogically, carbonatites are mainly composed of 50-80% carbonates, including dominant calcite and minor dolomite (Figure 4.9). In places, unmineralized carbonatites, tend to have recrystallized in coarser orange calcite (Figure 4.5D). Microscopically, the carbonatites present xenomorphic carbonate crystals (0.1 to 2 mm), appearing to be locally dusty or cloudy, due to fine inclusions of hematite are common (Figure 4.9). Apatites (0.1 to 0.2 mm) are also common (5 - 10%) as well as barite (5 - 10%) associated with hematite and rutile are also found (Figure 4.10). In addition, phlogopite (5 - 10%) and small amounts (< 5%) of microcline, quartz, aegirine and blue amphibole (magnesio-arfvedsonite according to Hogarth et al. (1985)) are found. Where observed, rare earth minerals (< 2%) are typically represented by fine-grained REE carbonates and

monazites (Figures 4.9B, 4.9F). REE carbonates are usually disseminated and generally form tabular crystals between 200 and 800 µm in length. These crystals are associated with calcite, barite, and iron oxides (Figures 4.10C, 4.10E). Monazites also form disseminations but tend to be finer grained (< 100 µm) (Figure 4.9B). They are found at the contact of fenitized fragments and as inclusions in calcite. These observations are similar to those reported by Hogarth et al. (1985) for carbonatites of the area except for REE-bearing apatites (up to 2.2 wt.% REE-oxydes) which were not observed in this study.

Table 4.1: Main characteristics of observed carbonatites in the study area. (abbreviations: Ae=aegirine, Amp = amphibole, Ap = apatite, Brt = barite, Cal = calcite, Di= diopside, Dol = dolomite, FP = feldspar, Hem = hematite, Mc = microcline, Ms = muscovite, Mnz= monazite, Phl =phlogopite, Pst = parasite, Qtz = quartz, Rt= rutile).

SIGEOM outcrop number	**Texture**	**Mineralogy**	**Dyke thickness**	**Host Rock**	**Margin**	**REE_{total} (ppm)**
21-LD-1004 (Quinnville showing)	Massive	Cal, Dol, Brt, Ap, Hem, REE-Carbonates	10-20 m	Gneissic granite	Not observed	11 435
21-LD-1005 (Templeton showing)	Brecciated	Cal, Dol, Brt, Ap, Mag, Phl, Ae, Amp, Mc	< 8 m	Paragneiss	Fenitized	1475
21-LD-1006 (SW of lac à la Perdrix)	Massive	Cal, Dol, Ap, Hem	2-5 m	Paragneiss	Not observed	924
22-TG-3031	Brecciated	Cal, Ap, Qtz	2-10 m	Paragneiss	Unfenitized	437
22-TG-3039	Massive to Brecciated	Cal, Hem	2-10 m	Paragneiss	Unfenitized	59
23-IA-4018	Massive to Brecciated	Cal, Qtz, Di, Ap, Py	5-10 m	Paragneiss	Unfenitized	85
23-IA-4069	Massive	Cal, Hem, Brt, Ap, Phl, Rt, Pst	20 cm	Paragneiss	Fenitized	7 162
23-IA-4074	Massive	Cal, Ms, Amp	5 m	Marble/ Quartzite	Fenitized	1 063

Table 4.1: Main characteristics of observed carbonatites in the study area. (abbreviations: Ae=aegirine, Amp = amphibole, Ap = apatite, Brt = barite, Cal = calcite, Di= diopside, Dol = dolomite, FP = feldspar, Hem = hematite, Mc = microcline, Ms = muscovite, Mnz= monazite, Phl =phlogopite, Pst = parasite, Qtz = quartz, Rt= rutile). (suite)

SIGEOM outcrop number	**Texture**	**Mineralogy**	**Dyke thickness**	**Host Rock**	**Margin**	**REE_{total} (ppm)**
23-IA-4137	Brecciated	Cal, Dol, Ap, Brt, Phl, Mnz, REE-Carbonates	50-70 cm	Granite-pegmatite	Fenitized	5 073
23-IA-4152	Brecciated	Cal, Ap, Brt, Hem, Mc	Centimetric block	Gneissic granite	Fenitized	2 153
23-IA-4153	Brecciated	Cal, Ap, Hem Mc, Phl	Centimetric block	Gneissic granite	Fenitized	1 840
23-IA-4155	Massive	Cal, Ap, Iron-oxide, Qtz	Centimetric block	Gneissic granite	Unfenitized	85
23-IA-4180	Massive	Cal, Ap, Hem	Centimetric block	Fenitized breccia	Fenitized	768

In some unmineralized brecciated carbonatites, the fragments are foliated biotite-rich paragneiss and measure between 2 cm and 1 m (Figure 4.5C). These fragments are strongly angular and show little or no alteration along their margins. On the other hand, in mineralized brecciated carbonatites (REE_{total} > 700 ppm), the host rock exhibits intense fenitization (Figure 4.7). They contain microcline-blue amphibole-bearing fragments, characterized by a melanocratic mm- to cm-scale rim enriched in phlogopite (0.1 - 0.4 mm) and lesser apatite with a sub-mm fringe in immediate contact with the carbonatite enriched in apatite and monazite (0.05 - 0.2 mm) (Figures 4.9A, 4.9B). Veinlets (< 10 cm) of specular hematite and rutile with minor magnetite were observed locally in fenitized host rocks and in carbonatites (Figure 4.10).

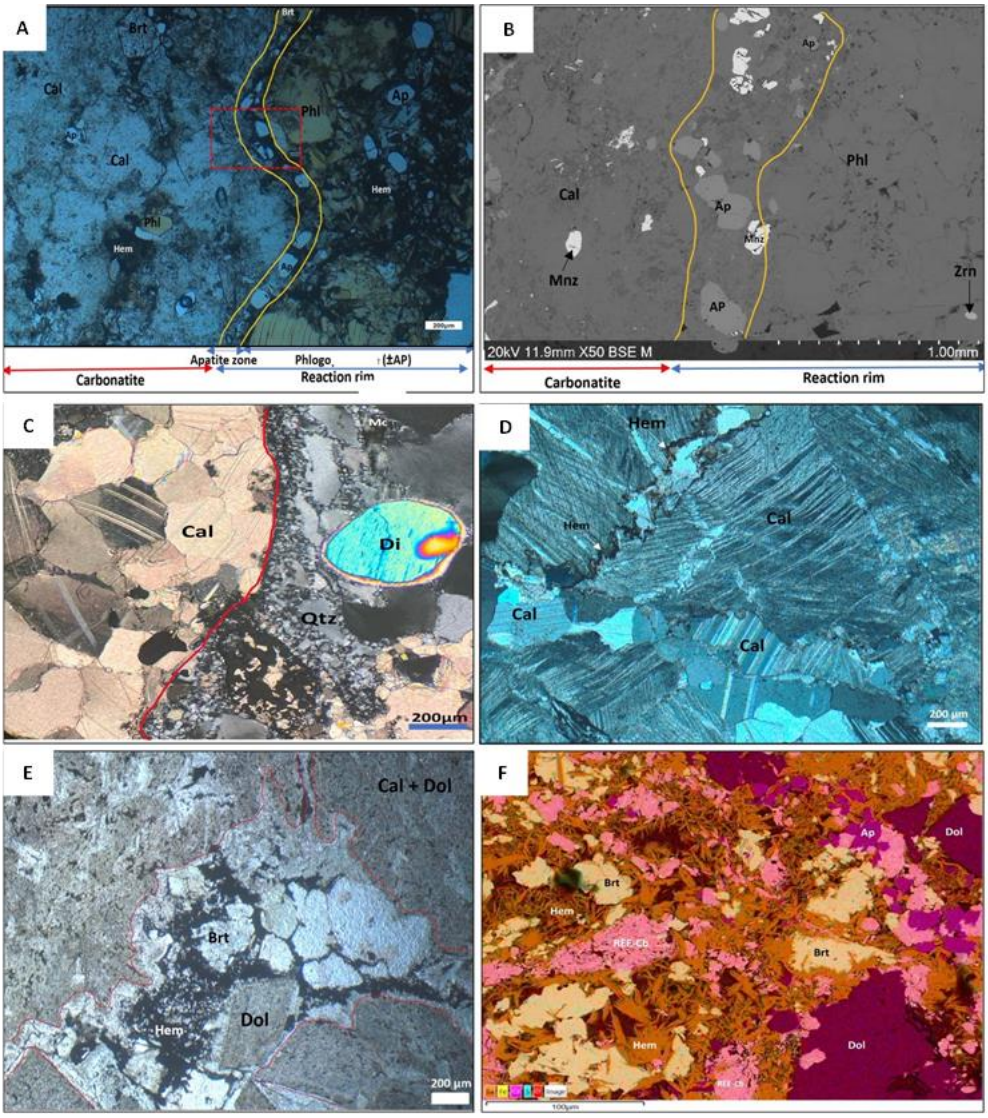


Figure 4.9: Microphotographs of carbonatites. A) Microscopic examination showing the contact between calcite (Cal) of the carbonatite and a fenitized fragment with a reaction rim rich in phlogopite (Phl) and apatite (Ap) (B) SEM-BSE image, showing monazite (Mnz) and apatite (Ap) grains in the reaction rim at the contact of calcite-rich carbonatite. See Figure 6C for macroscopic view. Outcrop 4137. C) Contact between a carbonatite (calcite) and unfenitized host rock fragment. Outcrop 4018. D) REE unmineralized calcite-carbonatite with calcite-hematite veinlet. Outcrop 3039. E) REE mineralized carbonatite with calcite and dolomite, showing barite-hematite association. F) REE-carbonate (pink) associated with hematite barite and apatite veinlet. X-ray mapping on SEM-EDS. Outcrop 1004. Abbreviations: Ap : Apatite; Brt= Barite; Di = Diopside Dol= Dolomite; Hem= Hematite; Mc= Microcline, Mnz= Monazite Phl= Phlogopite, Qtz=Quartz, REE-Cb=REE Carbonates, Zrn= Zircon.

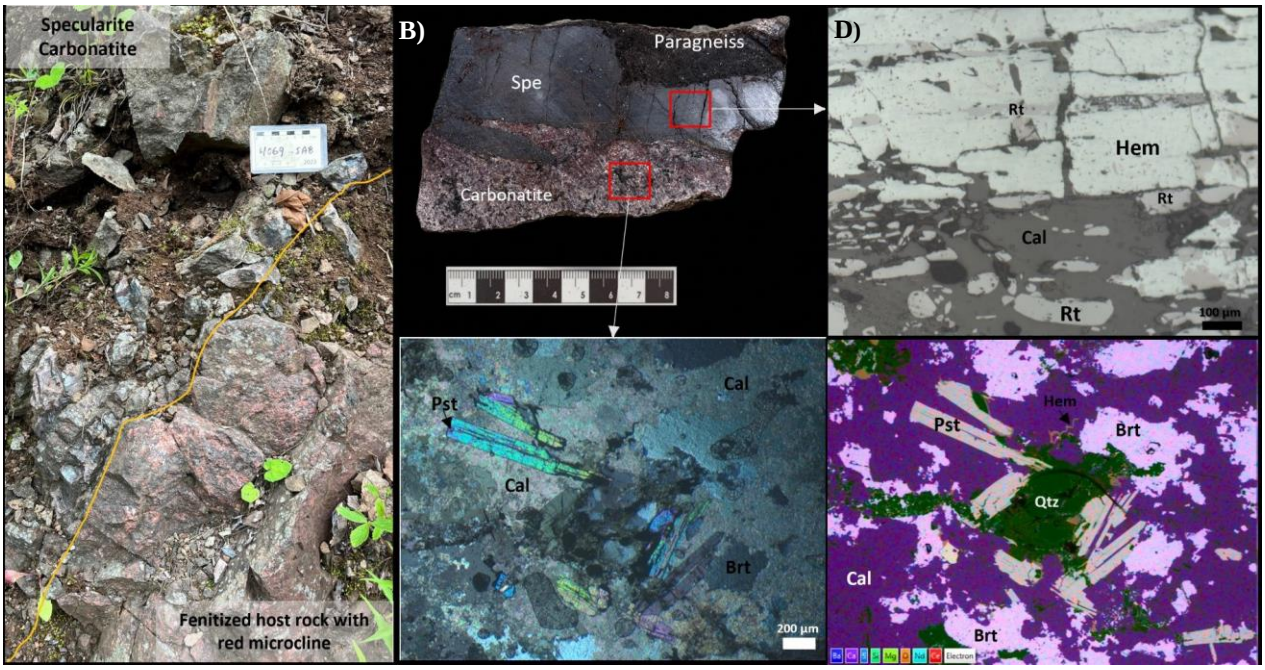


Figure 4.10: Photographs of specular hematite veinlets. A: Outcrop picture of a decimetre thick carbonatite with specularite within a potassic fenitized rock. B: Slab section showing a veinlet of specularite (Spe) in a carbonatite. Acicular crystals of parasite (Pst) in a carbonate matrix seen in transmitted light (c) and by X-ray mapping on SEM-EDS (E). D: Specular hematite (Hem) and rutile (Rt) association seen in reflected light. All from outcrop 4069. Abbreviations: Brt=barite, CB=carbonates, Cal=calcite, Spe=specularite, Hem= Hematite, Pst= parisite, Qtz=quartz, Rt=rutile. See Figure 2B for location.

4.5.2.3 Fenites

Based on related dominant mineral phases, the fenites in the study area can be subdivided into microcline, phlogopite, aegirine and Na-amphibole fenites. In all cases minerals associated with fenitisation replace metamorphic and igneous minerals of the host rocks. Foliation defined by biotite in paragneisses is overprinted and obliterated (Figures 6b and 11a) and shows no preferential orientation (Figure 4.11B).

Microcline fenite is mostly observed NE of the locality of Quinnville (Figure 4.2) where it pervasively affects granite and paragneiss and is easily identified by its brick-red color (Figures 4.6A, 4.6B). Microcline fenite occurring as fine millimetric veinlets in quartzite is also found.

The microcline is characterized by hematite dusting in polarized light and by the absence or faint tartan twinning in crossed polarized light (Figures 4.11A, 4.11F). Intense microcline fenitization is

marked by the precipitation of specular hematite associated with prismatic rutile and magnetite in veinlets and is locally found in carbonatite dykes (Figures 4.10A, 4.10B, 4.10D). Lens of specular hematite-rutile-magnetite are also associated with sodic aegirine fenites at the Haycock mine (Lapointe, 1979) and the Rainville Creek iron occurrence further north (Erdmer, 1977).

Phlogopite fenite is a much more localized alteration appearing as discrete anastomosing brownish veinlets in pegmatite, millimetric to centimetric aggregates in the immediate wallrock of carbonatite dykes, and glimmerite (Figure 4.6E). Phlogopite is weakly pleochroic from pale yellow to brown (Figure 4.11B) compared to more pleochroic biotite. Spot chemical analysis of the latter by SEM-EDS indicates low Fe/(Fe+Mg) ratios < 0.33 which are typical of phlogopite (Deer et al., 1992).

Aegirine fenite is common in the study area. At the outcrop scale, aegirine is distinguished by its pistachio green hue and forms millimetric to centimetric crystals, occurring variably as radiating fibrous aggregates, plating on fractures and feldspar cleavage planes in granite, or as greenish veinlets. It is locally found in the immediate contact of carbonatite dykes. Microscopically, aegirine forms green pleochroic prisms and amphibole replacement with formation of a dark yellowish matrix associated with iron oxides (Figures 4.6D, 4.11D).

Sodium amphibole fenite is widely observed in the study area (Figure 4.2), mostly as discrete veinlets (< 15 cm) with no notable orientation but also as crystalline aggregates (0.1 – 2 mm), displaying rosettes of pleochroic pale yellow to blue fibers (Figures 4.11C, 4.11F). Studies by Hogarth et Lapointe (1984) and Hogarth et al. (1987) indicate that most sodic amphiboles found in fenites of the study area are magnesio-arfvedsonite to magnesio-riebeckite and variation in composition is mostly due to host rock composition. Locally, meteoritic weathering of these amphiboles into grey-blue asbestos (crocidolite) has been observed (Figure 4.6F).

Potassic-sodic fenite is the most extensive type of alteration (Figure 4.2). It includes the presence of aegirine-phlogopite or microcline-Na-amphibole mineral in the same outcrop (Figures 4.11). Field and microscopic observations indicate two different events of sodic amphibole fenitization separated by microcline fenitization event (Table 2). Our observations indicate plurimetric-scale microcline fenite are spatially associated with some carbonatites (east of Quinnville), whereas less thick aergerine fenites are observed in direct contact with other carbonatites (Figures 4.2, 4.7). Furthermore, some carbonatites are not spatially associated with any intense fenitization. REE

minerals are represented by REE carbonates inclusions in late calcite within a microcline-amphibole fenite, hematite veinlets in a microcline breccia, and globular monazite (< 50 μm) in the calcite matrix associated with aegirine-amphibole fenite. Very rare REE-silicates (allanite?) were observed in the microcline fenite.

Chronologically, we therefore distinguish three main fenitization events:

- An early phase of amphibole fenitization (Figures 4.11E, 4.11F) which appears to be devoid of REE mineralization;
- A generally pervasive microcline alteration replacing sodium amphiboles (Figures 4.11, 4.11F). The presence of potassic fenite fragments in REE carbonatites and carbonatite fragments in potassic fenites (Figures 4.5C, 4.6B) suggests that these two events are contemporaneous. Within this event, the formation of phlogopite replacing microcline is also noted. This relationship could be explained by a hydration reaction of the microcline in the presence of carbonates (Bailey, 1966):

  microcline + 3 dolomite+ H_2O ⇄ phlogopite + 3 calcite + CO_2
- A late phase of fenitization is marked by the replacement of microclines and early Na-amphiboles by aegirine (Figures 4.11A, 4.11C, 4.11D). This aegirinization is cross-cut by a second event of amphibole fenitization in the form of veinlets and is associated with calcite, barite and specular hematite/rutile (Figures 4.11C, 4.11D).

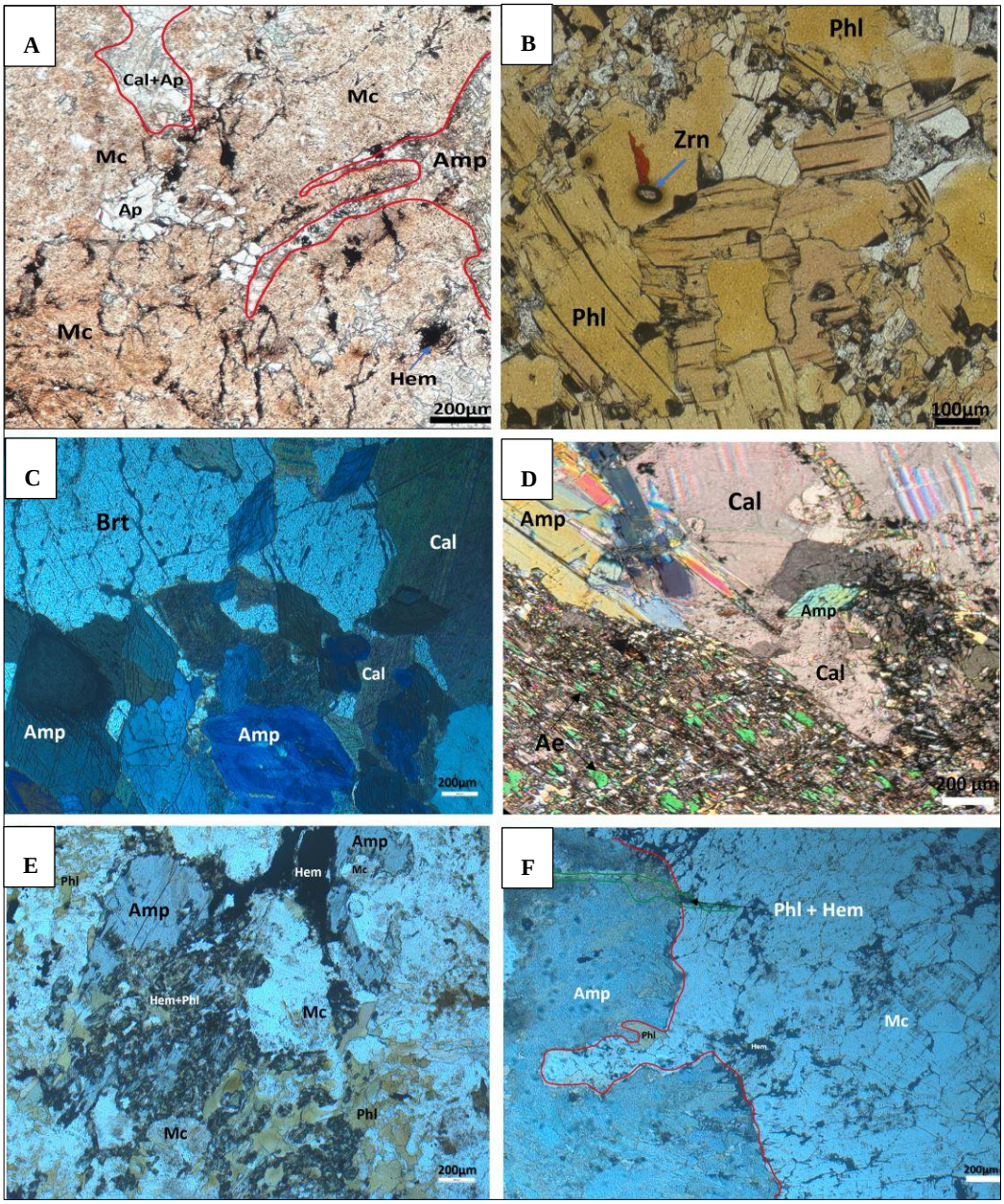
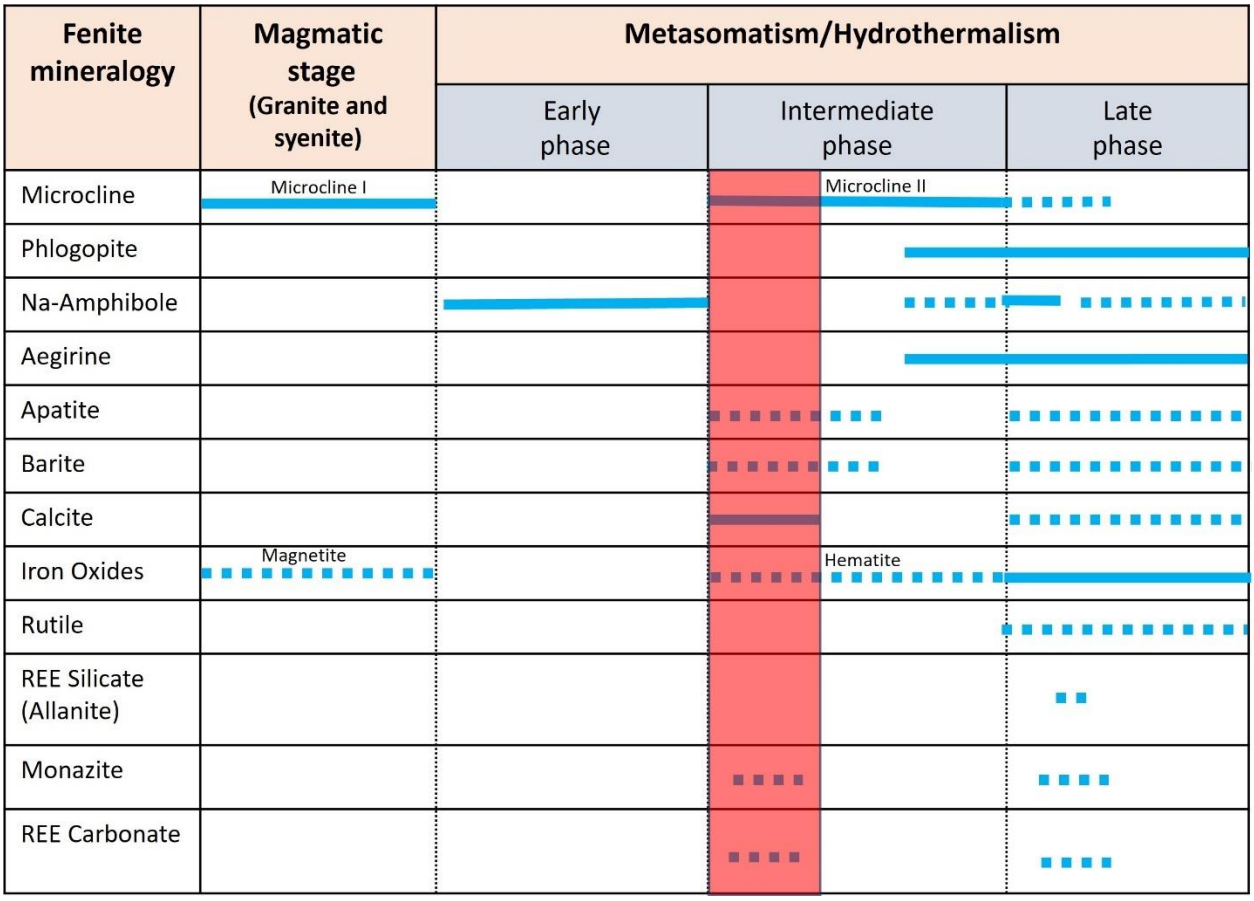


Figure 4.11: Photomicrographs of fenites. A) Dusty-brown appearance of the microcline (Mc) under the transmitted light microscope (natural light) cross-cut by hematite veinlets and amphibole. The presence of apatite grains (Ap) is also noted. Outcrop 4152. B) Phlogopite fenite showing typical pleochroism.Outcrop 4137. C) Automorphic crystals of sodic blue amphibole associated with barite and late calcite veinlets (cross-polars). Outcrop 4023. D) Aegirinization of sodic amphiboles (replaced by aegirine and hematite) associated with late calcite. Outcrop 4136. E) Microscopic view (natural light) of a sodic fenite with blue amphibole replaced by microcline. The whole is replaced by phlogopite and hematite (potassic fenitization). Outcrop 4137. F) Microscopic view (natural light) of a blue amphibole intersected by an assemblage of microcline, hematite and phlogopite. Outcrop 4020. Abbreviations : Ae=aegirine, Amp =Na-amphibole-, Brt=barite, Cal=calcite, Hem=hematite, Mc=microcline, Phl=phlogopite, Zrn=zircon.

Table 4.2: Paragenetic sequence of fenitization minerals. Bold lines indicate dominant mineral and dashed lines indicate minor mineral phase. The red bar indicates REE mineralization associated with a potassic (microcline) fenitization event proximal and synchronous to an REE-enriched carbonatite event.



4.5.3 Geochemical characterization of carbonatite dykes and fenites

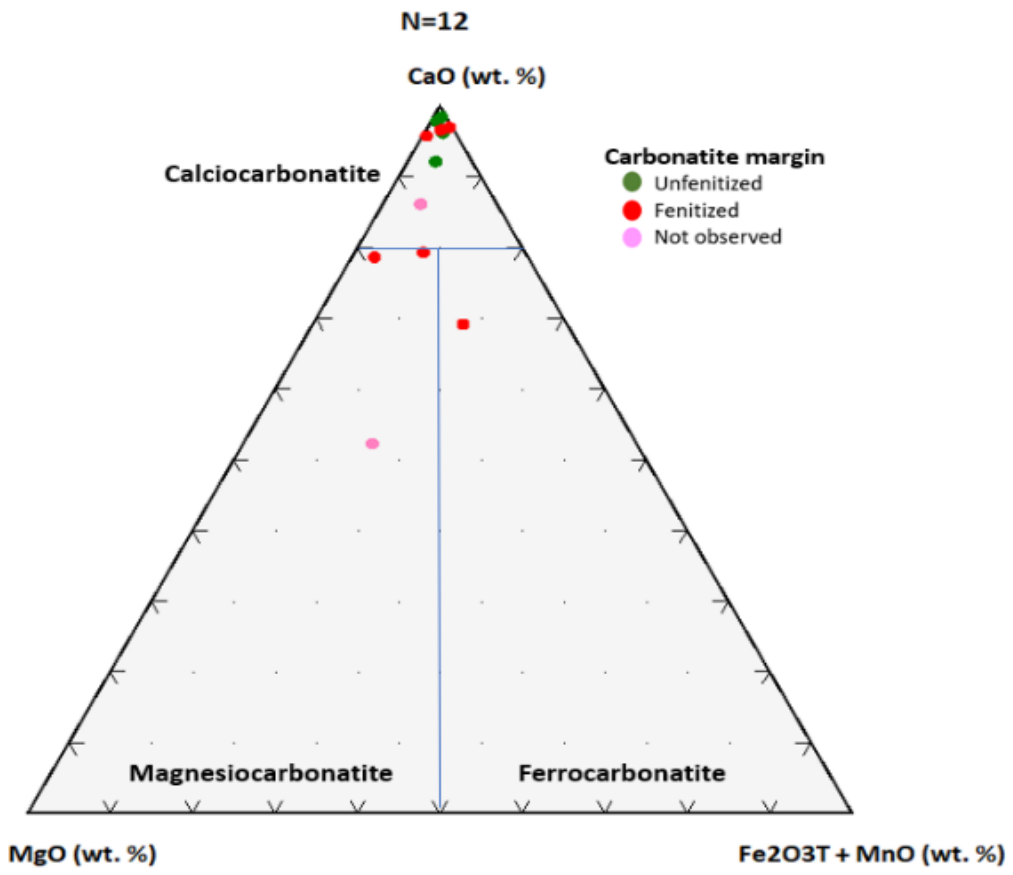
Six (6) new REE carbonatite and fenite showings (REE_{total}> 1700ppm) and three (3) new Fe-Ti showings (up to 48 wt.% $Fe_2O_{3tot.}$ and 4.8 wt. % TiO_2) were identified (Figure 4.2).

4.5.3.1 Carbonatites

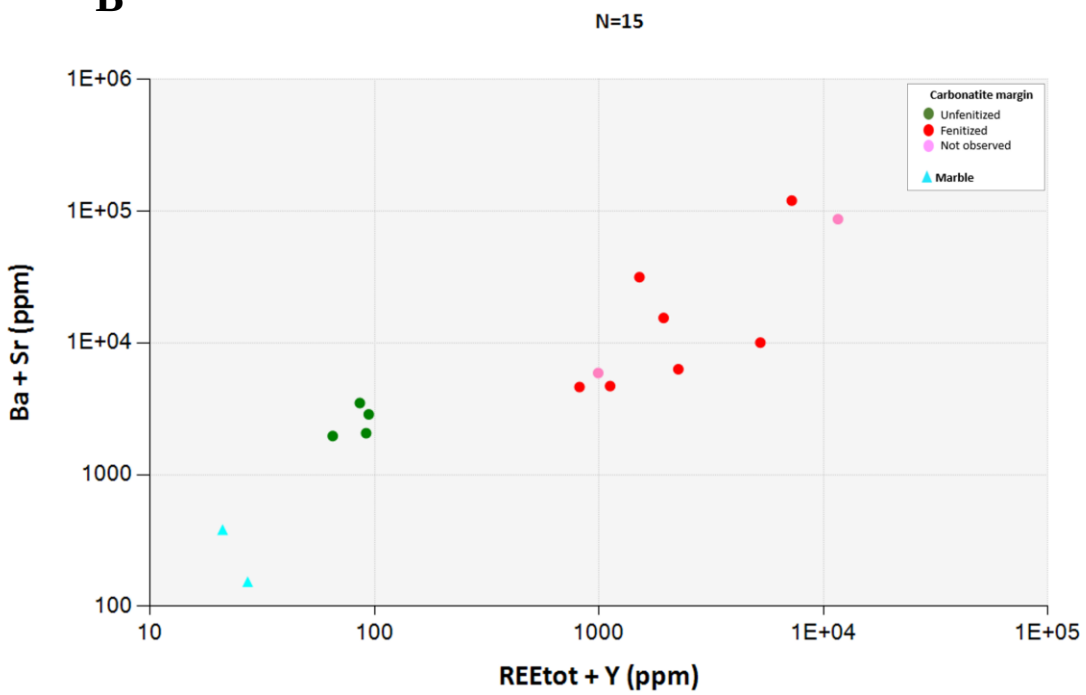
Most observed carbonatite dykes show calcite as the main carbonate minerals, indicating that these are calcio-carbonatites. The projection of the related major elements (CaO, MgO, Fe_2O_3, MnO) in the ternary diagram of (Woolley et Kempe, 1989) confirms their classification as calcio-carbonatites, except for one sample that belongs to the magnesio-carbonatite field and presents the highest concentration of REE (Quinnville carbonatite) (Figure 4.12A). Some breccia carbonatites show SiO2 content higher than 20 wt.% and specularite carbonatite (outcrop 23-IA-4069 in Table1)

contains more than 40 wt.% Fe_2O_{3T}, and therefore are not shown in this Figure. Carbonatites also show locally elevated concentrations in P_2O_5 (up to 2.6 wt.%), which is directly linked to apatite content. The rocks are generally enriched in total REE (up to 1.1 % REE_{TOT}), Sr (up to 0.52 wt.%) and Ba (< 11 wt.%). The (Ba+Sr) versus total REE and REE spectra profile show significant variations between carbonatite samples, with the fenitized ones showing higher REE concentrations (Figures 4.12B, 4.12C). These diagrams also show that marbles and unfenitized carbonatites are less enriched in REE and are less fractionated than the fenitized carbonatites (Figure 12C). In addition, the fenitized carbonatites show low values of Nb (< 12.1 ppm), Ta (< 1 ppm), Pb (38 ppm), and Zr (< 98 ppm) which are generally enriched in similar carbonatites around the world (third genetic type of (Vladykin and Pirajno, 2021)).

A


N=12
CaO (wt. %)
Calciocarbonatite
Carbonatite margin
Unfenitized
Fenitized
Not observed
Magnesiocarbonatite
Ferrocarbonatite
MgO (wt. %)
Fe2O3T + MnO (wt. %)

B


N=15
Carbonatite margin
Unfenitized
Fenitized
Not observed
Marble
1E+06
1E+05
1E+04
1000
100
Ba + Sr (ppm)
10
100
1000
1E+04
1E+05
REEtot + Y (ppm)

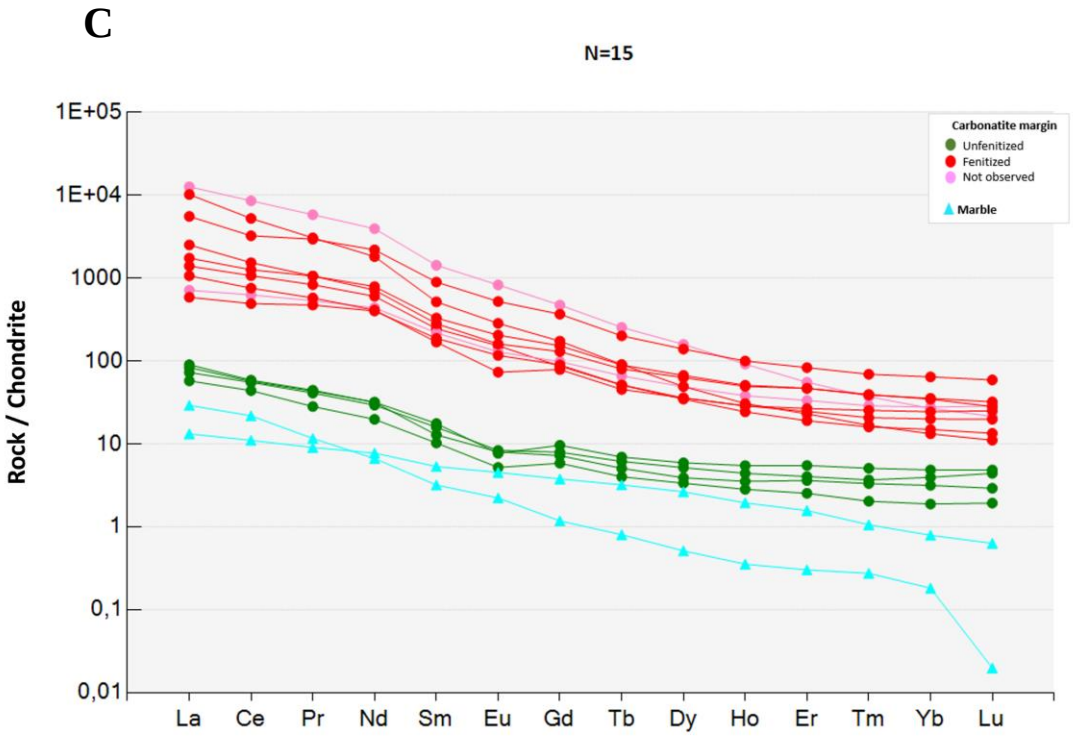


Figure 4.12: A) Ternary diagram for classification of carbonatites using major elements CaO, MgO, Fe2O3TOT, MnO (Woolley and Kempe, 1989). The non-carbonate contribution was subtracted from oxide concentrations. B) Diagram Ba+Sr vs Total REE + Y showing the enrichment of carbonatites with fenitized margins with respect to carbonatites with unfenitized margins and marbles. C) Chondrite-normalized (Palme and Jones, 2003) REE diagram for carbonatites and marbles.

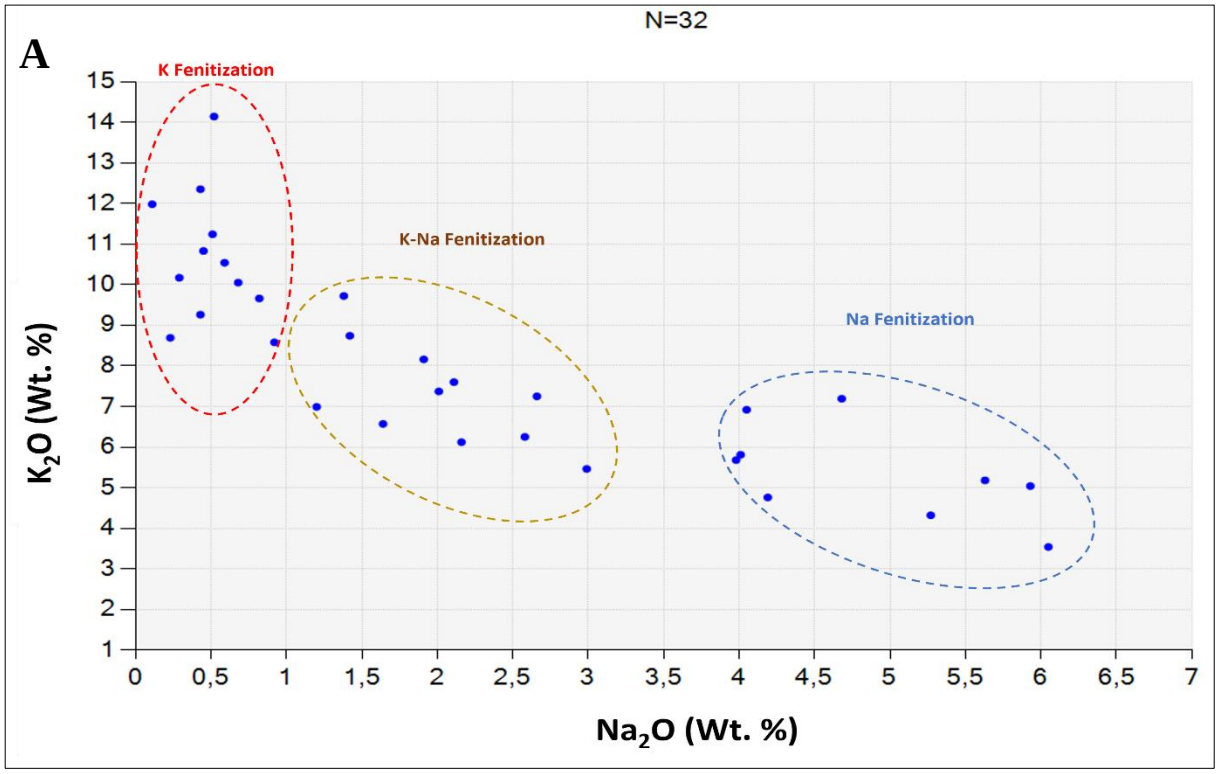
4.5.3.2 Fenites and fenitized rocks

Fenitized rocks have been mineralogically subdivided into microcline, phlogopite, aegirine and sodic amphibole fenites. This division is also chemically observed. Potassic fenites are dominated by microcline in some cases and in other cases by phlogopite showing K_2O > 8 wt.%, whereas sodic fenites are characterized by the abundance of green-pistachio aegirines as well as blue magnesio-sodium amphiboles and they have Na_2O > 4 wt.% (Figure 4.13). Finally, Potassic-sodic fenites or mixed facies encompassing sodium and potassium minerals (Figures 4.12E, 4.12F). have intermediate compositions of 5 < K_2O wt.% < 8 and 1 < Na_2O wt.% < 4 (Figure 4.13).

In order to access element mobility during fenitization, isocon diagrams (Grant, 1986) were produced for intensely metasomatized fenites and their fresh counterparts that both occur on the

same outcrop (Figure 4.14). An important part in creating these diagrams is the selection of the immobile elements to determine whether the mobile elements have been added or leached during metasomatism. For the potassic fenites, aluminium and titanium were used as immobile elements eventhough veins of specular hematite and rutile are present within some highly metasomatized microcline fenites. Position of Ti close to the 1:1 slope suggests minimal addition to observed rocks. However, in the case of the sodic fenites, aluminium and thorium are used as immobile elements as titanium appears to have been added to the altered rocks.

Potassic fenites show a strong increase in K and slight increase in CO_2, whereas Na and Ca show moderate decrease. As for trace elements, light REE, Ba and U show significant increases, whereas increase of heavy REE, Y and Th is more subtle (Figure 4.14). Early blue amphibole sodic fenites however, show a much different pattern. Sodium and phosphorus show a marked increase, whereas CO_2 and Ca show a subtle decrease. Trace elements, including heavy REE and Y show a slight increase and Sr minor decrease (Figure 4.14).



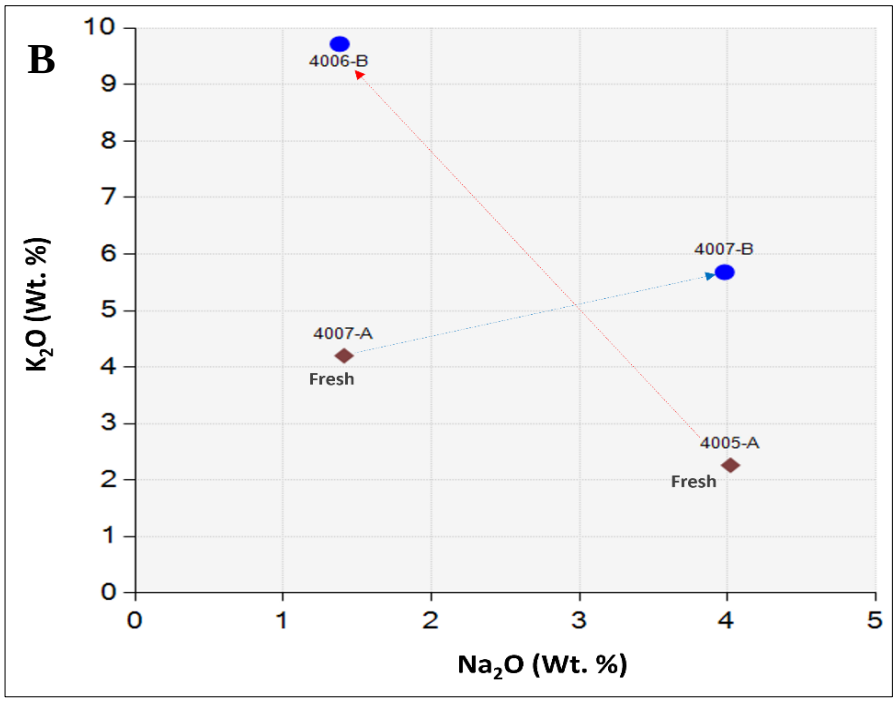


Figure 4.13: A) K_2O-Na_2O diagram dividing potassic, sodic and sodic-potassic fenites. B) Diagram K_2O-Na_2O showing potassium microcline (Mc) fenites (sample 4006B) versus fresh gneiss (sample 4005A) and sodic amphibole fenites (sample 4007B) versus fresh gneiss (sample 4007A). See Figure 4.2B for location.

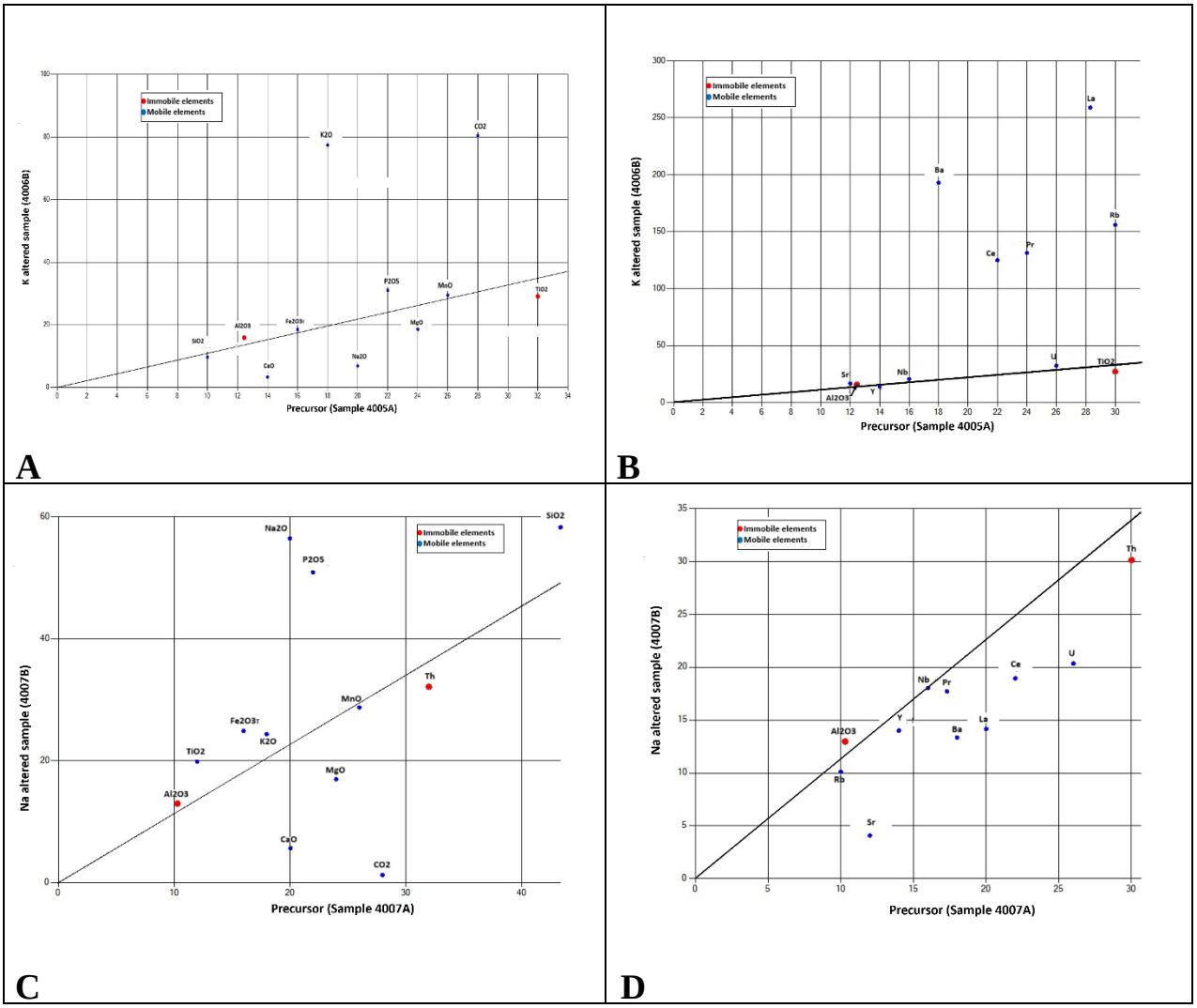


Figure 4.14: Mass balance diagram of Grant (1986) showing the addition and leaching of major elements (A and C) and trace elements (B and D) during potassic (A and B) and sodic fenitization (C and D).

4.6 Discussion

4.6.1 Petrogenetic mechanisms of carbonatites and fenitization episodes

The mapping of carbonatites and fenites north of Gatineau has identified new occurrences as well as increased the extent of these rocks beyond what was already documented (Hogarth, 1997; Hogarth, 1981; Hogarth and van Breemen, 1996). Carbonatite dykes tend to be parallel to the foliation and the stratigraphy of the metasedimentary assemblage. However, they are later than the

deformation event that has affected the host rocks as they are not deformed. This suggests that the carbonate magma used foliation and contacts as weakness planes to intrude the host rocks. Two types of carbonatites have been identified. A first type is associated with fenitized fragments and/or host rocks. It shows high REE, Ba, Sr, and P concentrations, and highly fractionated REE patterns similar to mantle-derived carbonatites (Simandl et Paradis, 2018; Wang et al., 2020). Parisite seems to have cristallized directly from the carbonate melt, whereas monazite precipitated in reaction with host rock. Available robust geochronological data suggests two carbonatite events, an early 1112 Ma (Davis, 2023) event would be post-Shawinigan orogeny but pre-Grenvillian, whereas a late 1026 Ma (Hogarth et van Breemen, 1996) would be syn-Grenvillian orogeny (Rivers et al., 2012). These ages are slightly younger to the two carbonatite events documented near the western margin of the Central Metasedimentary Belt of Ontario (1.17–1.14 Ga and 1.07-1.04 Ga) (Lumbers et al., 1990; Moecher et al., 1997) and somewhat different from the interpreted 1089 to 1076 Ma age of the Wakefield Syenite located few kilometers to the west of the study area (Corriveau et Breemen, 2000). Although more geochronological work would be needed to confirm the two carbonatite events and the relationship between fenitized and non-fenitized carbonatites, both ages for carbonatite events are post-Shawinigan orogeny which is responsible for deformation of the metasedimentary assemblage of the study area and therefore are consistent with observations. The second type of carbonatites in the study area shows no fenitic alteration and is only slightly REE-enriched compared to marble. These dykes usually contain recrystallized orange calcite and are therefore like the barren calcite dykes documented west of the study area (Sinaei-Esfahani, 2013) which are interpreted as being derived from locally metasomatized marble by alkaline fluids of mixed crust and mantle origin like other REE enriched and barren carbonatite dykes in the CMB (Kretz et Garrett, 1980; Mar, 2022; Schumann et al., 2019).

Mineralized carbonatite dykes are spatially associated with intense fenitization overprinting the metamorphic minerals of the host rocks. However, many occurrences of fenitization with no-spatially associated carbonatites are also observed. As was previously stated by Hogarth et al. (1985), such intense and widespread fenitization not spatially associated with a large carbonatite or alkaline body is not a typical feature of carbonatites. Such an intense fenitization suggests the presence of a large carbonatite body at depth or a regional-scale metasomatic event (Hogarth et al., 1985).

Both potassic (microcline, phlogopite) and sodic fenitization (aegirine, sodic amphibole) occur in the study area. Intense fenitization in both cases occur in spatial association with central carbonatite dykes and veins of Fe-Ti oxydes. Therefore, the typical distribution of a proximal potassic and a distal sodic fenitization as proposed by Elliott et al. (2018) is not respected in this case. Neither is the presence of early sodic and late potassic fenitization as sodic metasomatism predates and postdates potassic alteration. The sequence of fenitization-forming minerals is similar to that proposed by Hogarth and van Breemen (1996) even though our study appears to show more widely distributed microcline fenitization. As two carbonatite magmatic events have been established in the study area (1112 and 1026 Ma), these are most likely associated to two syn-carbonatite fenitization events. Therefore, observed fenitisation patterns are probably the result of the combination of the two fenitisation events.

Petrographic and geochemical studies on the addition and leaching of elements during early sodic and potassic fenitization indicate that the early sodic event is not associated with REE mineralization, but shows addition of Na and P, and leaching of CO_2. A first REE mineralizing event is however associated with the potassic microcline alteration and synchronous carbonatite event. This fenitization event is accompanied by the addition of CO_2, Ba and REE. A second REE mineralizing event appears to be related to the second sodic fenitization event where sodic amphibole veins are associated with calcite-barite-Fe-Ti oxydes in intensely potassic microcline fenites. This association of injections of Fe-Ti oxydes in microcline fenites differs from previous observations in the western part of the study area where an intensive aegirine fenitization replaces the microcline fenites. Lapointe (1979) observed at the Haycock iron mine that the specular hematite - rutile core was bordered by aegirine-phlogopite-eckermannite (sodic amphibole) inner halo and a phlogopite-aegirine outer halo, whereas Erdmer (1977) documented the Rainville Creek occurrence as veins of Fe-Ti oxydes bordered by aegirine-riebeckite fenite. Therefore, there appears to be a spatial variation of mineralogical assemblage associated with maximum fenitization. This may be associated with different timing of microcline and aegirine fenitization or that the aegirine fenitization is a more evolved form of the microcline fenitization.

The critical characteristics for REE mineralization in the area are:

- The presence NNE-SSW wall rock fenitized carbonatites;

- Potassic and sodic fenites associated with a central zone of REE and Fe-Ti showings with or without carbonatite dykes.

4.6.2 Contribution of radiometry and magnetism to REE-Fe-Ti exploration

The positive potassium and total field magnetic anomalies spatially linked to REE and Fe-Ti showings, coinciding with the presence of both potassic and sodic fenites as well as carbonatite dykes in some areas. These associations enable the delineation of NNE-SSW alignments.

These zones also make it possible to target areas with high potential for REE-Fe-Ti outside the study area (Figure 4.8D). Such an alignment also coincides with fenites in the Buckingham sector (not shown).

4.7 Conclusions

The results of geological mapping of carbonatites and fenites north of Gatineau indicates that only carbonatite dykes associated with intense fenitization are mineralized in REE and that Fe-occurences are systematically Ti-rich and therefore distinct from other Fe-occurences found to the east and the west of the study area. Both microcline and aegirine fenites are present and associated with REE mineralization eventhough some occurrences show no spatial association with carbonatite dykes. Two carbonatite and fenitization events are observed and their combination produced a complicated regional pattern. However, the close spatial association observed between REE-enriched carbonatite dykes, potassic and sodic fenites, and injections of Fe-Ti oxydes show a link to potassic and magnetic anomalies of airborne geophysical surveys. The combination of these anomalies allows for the identification NNE-SSW alignment which extend beyond the study area and define exploration targets for REE exploration.

4.8 Acknowledgments

This project received financial support from the Ministry of Natural Resources and Forests of Quebec (contribution number) and Elements08. We also wish to extend our heartfelt thanks to the research team (URSTM) at UQAT for their invaluable assistance during the field and ensuing laboratory work.

4.9 References

BAILEY, D. (1966) Potash feldspar and phlogopite as indices of temperature and partial pressure of CO 2 in carbonatite and kimberlite-IMA paper, 4 th Gen. 5-8.

BARDINA, N.Y. & POPOV, V.S. (1994) Fenites: systematics, conditions of formation and significance for crustal magmatism. Zapiski Vseross. Mineral. Obshch., 123, No. 6, 1-19.

BRÖGGER, W.G. (1921) Die eruptivegestein des kristianiagebietes, IV. Das fengebiet in telemark. Norvegen. Naturv. Klasse 9, 150–167.

CHARBONNEAU, B. & HOGARTH, D. (1988) Geophysical expression of the carbonatites and fenites, east of Cantley, Quebec. *Current Research, Part C, Geol. Sur. Can., Paper*, 259-269.

CIRKEL, F. (1909) *Report on the iron ore deposits along the Ottawa (Quebec side) and Gatineau Rivers*. Government Printing Bureau.

CORRIVEAU, L. & BREEMEN, O.V. (2000) Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17–1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37**, 253-269.

DAVIS, D.W. (2023) Rapport sur les datations U-Pb de roches du Québec 2021-2022. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec. MB 2023-02.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals 2nd edn. Longman, England, pp 696.

DUPUY, H. (1989) *Géologie de la région de Wakefield-Cascades*. Gouvernement du Québec, Ministère de l'énergie et des ressources, Services ….

ELLIOTT, H., WALL, F., CHAKHMOURADIAN, A., SIEGFRIED, P., DAHLGREN, S., WEATHERLEY, S., FINCH, A., MARKS, M., DOWMAN, E. & DEADY, E. (2018) Fenites associated with carbonatite complexes: A review. *Ore Geology Reviews* **93**, 38-59.

ERDMER, P. (1977) Geology of the Rainville Creek Iron Deposit. Université d'Ottawa. Projet de fin d'études.

FRIEDMAN, R.-M. & MARTIGNOLE, J. (1995) Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U–Pb geochronological constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences* **32**, 2103-2114.

GRANT, J.A. (1986) The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* **81**, 1976-1982.

HOGARTH, D. (1997) *Carbonatites, fenites and associated phenomena near Ottawa*. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada.

HOGARTH, D.D. (1970) *Geology of the southern part of Gatineau Park, National Capital Region*. Department of Energy, Mines and Resources.

HOGARTH, D.D. (1981) Partie ouest de la région de Quinnville, ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. DPV-816. 28 pages et 1 plan.

HOGARTH, D.D. & LAPOINTE, P. (1984) Amphibole and pyroxene development in fenite from Cantley, Quebec. *The Canadian Mineralogist* **22**, 281-295.

HOGARTH, D.D., HARTREE, R., LOOP, J. & SOLBERG, T.N. (1985) Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. *American Mineralogist* **70**, 1135-1142.

HOGARTH, D.D., CHAO, G.Y. & TOWNSEND, M.G. (1987) Potassium-and fluorine-rich amphiboles from the Gatineau area, Quebec. *Can. Mineral* **25**, 739-753.

HOGARTH, D.D. & VAN BREEMEN, O. (1996) Geology and age of the Lac à la Perdrix fenite, southern Gatineau district, Québec.

HOGARTH, D.D. (2008) Rocks of the Masson - Buckingham - Mayo area, with emphasis on Mesoproterozoic igneous types. Rapport statutaire déposé au Gouvernement du Québec. GM 63238. 27 pages et 1 plan. .

HOGARTH, D.D. (2016) Chemical trends in the Meech Lake, Québec, carbonatites and fenites. *The Canadian Mineralogist* **54**, 1105-1128.

KENNEDY, A.K., KAMO, S.L., NASDALA, L. & TIMMS, N.E. (2010) Grenville skarn titanite: potential reference material for SIMS U–Th–Pb analysis. *The Canadian Mineralogist* **48**, 1423-1443.

KRETZ, R. & GARRETT, D. (1980) Occurrence, Mineral Chemistry, and Metamorphism of Precambrian Carbonate Rocks in a Portion of the Grenville Province. Journal of Petrology, Volume 21, Issue 3, Pages 573–620. .

KRETZ, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral. 68, 277-279.

LAPOINTE, P. (1979) *Fenitization around hematite occurrences at the Haycock Mine, Hull and Templeton townships, Quebec*. University of Ottawa (Canada).

LECLAIR, S. (1988) Study of the Potassium Anomaly in the Fenite of the Quinnville carbonatite. Université d'Ottawa. Projet de fin d'études.

LEGAULT, M., DA ROSA, L., PARISOT, F. & POTVIN, R. (2021) Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain. *Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Québec. MB* **1**, 50.

LEGAULT, M. (2022) « Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain ». Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. MB 2023-01.

LUCAS, S.B. & ST-ONGE, M.R. (1998) Géologie des provinces précambriennes du lac Supérieur et de Grenville et fossiles du Précambrien en Amérique du Nord. Ottawa: Commission géologique du Canada.

LUMBERS, S., HEAMAN, L., VERTOLLI, V., WU, T., GOWER, C., RIVERS, T. & RYAN, A. (1990). Nature and timing of Middle Proterozoic magmatism in the Central metasedimentary belt, Grenville Province, Ontario, 38. *In* Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geological Association of Canada St. John's, NF, Canada (243-276).

MAR, A. (2022) *The Petrogenesis of Pseudocarbonatites in Bancroft Region, Southwestern Grenville Province*. University of Waterloo.

MOECHER, D.P., ANDERSON, E.D., COOK, C.A. & MEZGER, K. (1997) The petrogenesis of metamorphosed carbonatites in the Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* **34**, 1185-1201.

NRCAN (2021) Wakefield (Rad-Mag-EM, 1994, 1000m) et Cantley carbonatite (Rad-Mag-EM, 1983, 400m). Entrepôt de données géoscientifiques pour les données géophysiques. Consulté le 4 novembre 2021..

PALME, H. & JONES, A. (2003) Solar System Abundances of the Elements. *Treatise on Geochemistry* **1**, 41-61.

PQVMCS (2020) Plan Québécois pour la Valorisation des Minéraux Critiques et Stratégiques. Consulté le 4 avril 2024. .

RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C. & DAVIDSON, A. (1989) New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics* **8**, 63-84.

RIVERS, T., KETCHUM, J., INDARES, A. & HYNES, A. (2002) The High Pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences* **39**, 867-893.

RIVERS, T., CULSHAW, N., HYNES, A., INDARES, A., JAMIESON, R., MARTIGNOLE, J., PERCIVAL, J., COOK, F. & CLOWES, R. (2012) The Grenville orogen—A post-LITHOPROBE perspective. *Tectonic styles in Canada: the LITHOPROBE perspective* **49**, 97-236.

SAPPIN, A.A. & BEAUDOIN, G. (2015) Classification des principaux indices en éléments de terres rares au Québec (Canada) : contexte géologique et évaluation de leur intérêt économique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. MB 2015-10. 76 pages.

SCHNEIDER, D., COPE, N. & HOLM, D. (2013) Thermochronology of the Mont Laurier terrane, southern Canadian Grenville Province, and its bearing on defining orogenic architecture. *Precambrian Research* **226**, 43-58.

SCHUMANN, D., MARTIN, R.F., FUCHS, S. & DE FOURESTIER, J. (2019) Silicocarbonatitic melt inclusions in fluorapatite from the Yates prospect, Otter Lake, Québec: Evidence of marble anatexis in the central metasedimentary belt of the Grenville Province. *The Canadian Mineralogist* **57**, 583-604.

SIGÉOM (2024) Carte interactive. Consulté le 20 novembre 2024. https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr.

SIMANDL, G.J. & PARADIS, S. (2018) Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science* **127**, 123-152.

SINAEI-ESFAHANI, F. (2013) Localized metasomatism of Grenvillian marble leading to its melting, Autoroute 5 near Old Chelsea, Quebec.

SPEAR, F.S. (1993) Metamorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

VLADYKIN, N.V. & PIRAJNO, F. (2021) Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources. *Lithos* **386-387**, 105982.

WANG, Z.-Y., FAN, H.-R., ZHOU, L., YANG, K.-F. & SHE, H.-D. (2020) Carbonatite-related REE deposits: An overview. *Minerals* **10**, 965.

WANLESS, R.K., STEVENS, R.D., LACHANCE, G.R. & DELABIO, R.N. (1980) Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages; Report 14. Commission Géologique du Canada. Étude 79 - 2.

WOOLLEY, A.R. & KEMPE, D.R.C. (1989) Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. Dans: Bell, K., éditeur, Carbonatites, genesis and evolution. London, UK:. *Carbonatites: genesis and evolution*, 1-14.

ZHARIKOV, V.A., PERTSEV, N.N., RUSINOV, V.L., CALLEGARI, E. & FETTES, D.J. (2007) A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 9. *Metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of* **1**, 2007.

ZHOU, B., LI, Z. & CHEN, C. (2017) Global potential of rare earth resources and rare earth demand from clean technologies. *Minerals* **7**, 203.

CHAPITRE 5 DISCUSSION GÉNÉRALE

Ce projet de maîtrise portait sur une étude intégrée combinant des défis méthodologiques liés aux travaux de terrain, aux analyses en laboratoire et à l'interprétation des résultats. Il se concentre sur les carbonatites et les fénites encaissées dans des roches métasédimentaires, ainsi que des intrusions granitiques à feldspath potassique. La discussion qui suit met en lumière les principaux défis rencontrés, les approches adoptées pour y répondre et les implications des résultats obtenus.

La cartographie des nouveaux affleurements en milieu urbain a présenté un avantage, en termes d'accès, mais dans la pratique, la majorité d'entre eux constituent le substrat des habitations ou sont situés sur des terrains privés, rendant nécessaire l'obtention d'une autorisation préalable des propriétaires avant toute description et tout échantillonnage. Par ailleurs, certains affleurements ont été altérés ou disparus sous l'effet de l'urbanisation, réduisant les possibilités d'observation directe.

De plus, les affleurements répertoriés dans la carte de Hogarth (1981) n'ont pas été numérisés, ni intégrés à la plateforme interactive du SIGÉOM. Par conséquent, la vérification de ces affleurements, en particulier les carbonatites et les fénites, repose sur le croisement des sources historiques avec des données numérisées. Face à ces contraintes, l'adaptation des méthodes de cartographie a été privilégiée, notamment par l'utilisation de coupes géologiques sur les zones accessibles, en suivant un tracé perpendiculaire à la direction générale des structures (NE-SW), ainsi que par la corrélation des formations à l'aide d'un support d'imagerie LIDAR.

Par la suite, les travaux de laboratoire et plus précisément l'analyse de la coloration des carbonates (marbre, carbonatites, roches calco-silicatées) a été réalisée en utilisant un mélange de l'alizarine rouge S et de ferricyanure de potassium afin de distinguer les différents minéraux carbonatés (calcite, dolomite, ankérite…) en se référant aux résultats de colorations décrits par Hitzman (1999). Cependant, cette méthode s'est révélée peu efficace dans le cadre de cette étude en raison de l'hétérogénéité des échantillons. En effet, les carbonatites, par exemple, ne sont pas entièrement composées de minéraux carbonatés, et même les marbres contiennent des silicates. Ainsi, à l'exception de la calcite, qui prend une teinte rose à rouge, l'identification d'autres carbonates, comme la dolomite (proportion modale mineure) reste difficile car elle demeure incolore après coloration et se distingue peu des silicates blanchâtres (feldspaths, quartz). Dans ce contexte, le recours à des analyses microscopiques (optique et MEB-EDS) s'impose comme une approche complémentaire indispensable. L'examen des résultats de cartographie obtenus a permis, dans un

premier temps, d'établir des critères macroscopiques et microscopiques pour tenter de différencier les carbonatites (minéralisées ou non) en fonction de leur contact avec l'encaissant, qu'il soit fénitisé ou non. Cependant, la mesure structurale des contacts des dykes reste parfois difficile à réaliser. La distinction entre carbonatites et marbres repose ainsi sur plusieurs critères avant toute validation géochimique (éléments majeurs et traces), notamment l'absence de foliation, une granulométrie fine et une puissance centimétrique à métrique des dykes.

La question de la discrimination et de la pétrogenèse de ces formations fait l'objet de débats parmi plusieurs auteurs dans des contextes métamorphiques similaires. Certains travaux suggèrent que les dykes de carbonatites non enrichis en ÉTR pourraient résulter de l'injection de marbres partiellement fusionnés lors du pic métamorphique ce qui expliquerait l'absence de fénitisation associée et leur faible teneur en ÉTR. De tels dykes ont été répertoriés dans la Province du Grenville (Schumann et al., 2019) ainsi que dans d'autres assemblages sédimentaires fortement métamorphisés (voir Wickramasinghe et al., 2024).

La cartographie des zonations de fénites (sodique, potassique et sodique-potassique) a été réalisée en corrélant les affleurements décrits dans les travaux antérieurs (Hogarth, 1981; Hogarth et van Breemen, 1996; Legault et al., 2021; Legault, 2022). Cette cartographie a permis de cibler des zones potentiellement enrichies en ÉTR et Fe-Ti en s'appuyant sur les données de compilation présentées dans le « chapitre 4 » et sur leur corrélation avec les anomalies radiométriques aéroportées en potassium (>1,7 % K) ainsi qu'avec les anomalies magnétiques (>56 800 nT). La fénitisation potassique dans certains cas (ex. la partie est de Quinnville) coïncide spatialement avec des affleurements de dykes de carbonatite ce qui converge vers le modèle métallogénique proposé par Elliott et al. (2018) pour les carbonatites associées à une fénitisation potassique proximale. En revanche, ce modèle ne s'applique pas systématiquement. En effet, nos résultats ainsi que ceux présentés par Hogarth et Lapointe (1985) et par Hogarth et van Breemen (1996), montrent que les carbonatites se trouvent associées à des fénites sodiques ou sodiques-potassiques également. La variabilité observée dans la fénitisation s'expliquerait par divers facteurs, notamment la mise en place de deux épisodes de magmatisme carbonatitique, l'un anorogénique et l'autre grenvillien, traduisant l'apparition et l'hétérogénéité (Na, K et Na-K) des fénites ainsi que l'interaction roche-fluide et la composition de la roche encaissante. Cette étude met en évidence l'efficacité d'une approche méthodologique multidisciplinaire pour obtenir des résultats prometteurs, susceptibles

d’être valorisés et appliqués dans le domaine de l’exploration minière. Cependant elle identifie également plusieurs lacunes qui seront adressées dans le prochain chapitre.

CHAPITRE 6 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

6.1 Conclusions

Les levés cartographiques réalisés sur les carbonatites et les fénites au nord de Gatineau révèlent un potentiel prometteur en éléments de terres rares (ÉTR), en lien avec des contextes géologiques spécifiques. En premier lieu, on note la présence de dykes de carbonatite de taille centimétrique à métrique, caractérisés par une texture massive à bréchique et une orientation dominante NNE-SSW à NE-SW, subparallèle à la foliation régionale. Ces dykes recoupent un ensemble rocheux composé de paragneiss à biotite et grenat, de quartzites, de marbres et de roches calco-silicatées, ainsi que des orthogneiss, de granites fins à équigranulaire et de dykes de syénite restreints.

Les dykes de carbonatite se caractérisent par une minéralogie dominée par les carbonates (>50 %), principalement la calcite et la dolomite, accompagnés en plus faible proportion d'apatite, de quartz, de micas, de barytine et d'oxydes de fer. Les brèches contiennent des fragments décimétriques de nature gneissique et/ou granitique, généralement fénitisés et couronnés d'une zone réactionnelle mélanocrate enrichie en phlogopite, en apatite et en monazite. D'un point de vue géochimique, ces dykes présentent des compositions de calciocarbonatites à magnésiocarbonatites, avec un enrichissement en Sr (<0,5 %) et en Ba (<11 %), attribuable à la présence de disséminations de célestine et de barytine, respectivement. Ces carbonatites présentent également des teneurs élevées en ÉTR, dépassant fréquemment le seuil indiciel (>1700 ppm). Cette minéralisation est principalement associée aux phosphates d'ÉTR (monazite) et aux carbonates d'ÉTR (notamment la parisite). les carbonatites bréchiques, en particulier celles à brèches fénitisées, montrent un enrichissement marqué en ÉTR ce qui en fait des cibles prioritaires pour l'exploration.

La cartographie des fénites et leurs zonations (potassique, sodique et potassique-sodique), a permis de distinguer une fénitisation potassique, dominée par le microcline (hématisée), la phlogopite et un enrichissement en K_2O, CO_2, LREE, Ba ainsi qu'une fénitisation sodique à clinopyroxène (aégirine) et amphiboles (richtérite et riébeckite), caractérisée par l'apport de Na, P_2O_5 et le départ de Sr, Ba, LREE. Les fénites présentent un enrichissement en ÉTR avec de la monazite, des carbonates d'ÉTR disséminés et rarement de l'allanite. De plus, trois nouveaux indices à Fe-Ti ont été relevé. L'association entre fénites et oxydes de fer a déjà été signalée pour le gisement de fer de Haycock, situé dans la zone d'étude (Lapointe, 1979), ainsi que pour l'indice de fer de Rainville Creek, plus au nord (Erdmer, 1977).

L'association spatiale étroite observée entre les dykes de carbonatite enrichis en terres rares, les fénites potassiques et sodiques, ainsi que les injections d'oxydes de Fe-Ti, met en évidence un lien direct avec les anomalies potassiques et magnétiques des levés géophysiques aéroportées. La superposition de ces anomalies permet d'identifier des linéaments orientés NNE-SSW, qui s'étendent au-delà de la zone d'étude et définissent des cibles prioritaires pour l'exploration des ÉTR.

Nos résultats suggèrent que le potentiel minier en ÉTR-Fe-Ti est étroitement lié à un système métasomatique hydrothermal. Ce système est marqué par la présence de dykes tardifs de carbonatite et contrôlé par des failles régionales qui ont joué un rôle clé dans la circulation des fluides et la concentration des minéraux.

6.2 Recommandations

Cette étude a atteint des résultats pertinents en termes de délimitation et de levés de nouvelles occurrences de fénites et de carbonatites enrichies en ÉTR. De plus, elle a permis de cibler des zones à fort potentiel en ÉTR associées aux fénites et à la présence de la spécularite. Dans cette perspective, il est recommandé de :

- Réaliser une cartographie régionale pour identifier d'autres zones fénitisées et potentiellement intéressant pour des minéralisations en ÉTR;
- Pousser l'exploration des indices à ÉTR-Fe, en particulier le transect NNE-SSW qui englobe la mine de fer Haycock ainsi que l'indice de fer de Rainville Creek;
- Examiner de plus près les gisements de fer présents dans la région ainsi que les alignements NNE-SSW identifiés dans ce rapport, et évaluer leur potentiel pour les minéralisations en ÉTR;
- Entreprendre une étude isotopique et géochronologique visant à dater et établir l'origine des carbonatites minéralisées en ÉTR et leur lien pétrogénétique avec les carbonatites stériles, dans le but d'identifier chronologiquement les épisodes minéralisés et de les lier au cadre géodynamique régional.

RÉFÉRENCES

Al Ani, T. et Sarapää, O. (2009). Rare earth elements and their mineral phases in Jammi carbonatite veins and fenites on the south side of Sokli carbonatite complex, NE Finland. *Geological Survey of Finland, Report M, 19*.

Arzamastsev, A., Arzamastseva, L. et Zaraiskii, G. (2011). Contact interaction of agpaitic magmas with basement gneisses: an example of the Khibina and Lovozero massifs. *Petrology, 19*, 109-133.

Bailey, D. (1966). Potash feldspar and phlogopite as indices of temperature and partial pressure of CO 2 in carbonatite and kimberlite-IMA paper, 4 th Gen. Dans. Meeting, New Delhi.

Bailey, D. (1993). Petrogenetic implications of the timing of alkaline, carbonatite, and kimberlite igneous activity in Africa. *South African Journal of Geology, 96*(3), 67-74.

Bardina, N. Y. et Popov, V. S. (1994). Fenites: systematics, conditions of formation and significance for crustal magmatism. Zapiski Vseross. Mineral. Obshch., 123, No. 6, 1-19.

Béland, R. (1951). « Le pseudo-conglomérat du lac Meech. » Nat. Can., 78 : 361-366.

Bell, K. et Simonetti, A. (2010). Source of parental melts to carbonatites–critical isotopic constraints. *Mineralogy and Petrology, 98*, 77-89.

Brögger, W. G. (1921). Die eruptivegestein des kristianiagebietes, IV. Das fengebiet in telemark. Norvegen. Naturv. Klasse 9, 150–167.

Brooker, R. et Kjarsgaard, B. (2011). Silicate–carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system SiO2–Na2O–Al2O3–CaO–CO2 at 0· 1–2· 5 GPa with applications to carbonatite genesis. *Journal of Petrology, 52*(7-8), 1281-1305.

Chakhmouradian, A. R. et Wall, F. (2012). Rare earth elements: minerals, mines, magnets (and more). *Elements, 8*(5), 333-340.

Chakhmouradian, A. R. et Zaitsev, A. N. (2012). Rare earth mineralization in igneous rocks: sources and processes. *Elements, 8*(5), 347-353.

Charbonneau, B. et Hogarth, D. (1988). Geophysical expression of the carbonatites and fenites, east of Cantley, Quebec. *Current Research, Part C, Geol. Sur. Can., Paper*, 259-269.

Charles, N., Tuduri, J., Guyonnet, D., Melleton, J. et Pourret, O. (2013). Rare earth elements in Europe and Greenland: a geological potential? An overview. Dans. 12th meeting of the Society of Geology Applied to Mineral Deposits (SGA).

Ciesielski, A. et Sharma, K. N. M. (1995). Geochemistry and petrogenesis of 1280 Ma tonalitic orthogneisses of the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province, Quebec; International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian Orogenic Belt, Precambrian 1995, Program with Abstracts, p. 307.

Cirkel, F. (1909). *Report on the iron ore deposits along the Ottawa (Quebec side) and Gatineau Rivers* (vol. 23). Government Printing Bureau.

Corriveau, L. (1990). Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology, 18*(7), 614-617.

Corriveau, L. (2013). *Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, province de Grenville: un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé*. Commission géologique du Canada.

Corriveau, L. et Breemen, O. v. (2000). Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17–1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences, 37*(2-3), 253-269.

Corriveau, L. et Jourdain, V. (2000). Lac Nominingue - 31J06; Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J06-C3G-99L, échelle de 1/50 000.

Corriveau, L. et Madore, L. (2000). Duhamel - SNRC 31J03; Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J03-C3G-99L, échelle de 1/50 000.

Davis, D. W. (2023). Rapport sur les datations U-Pb de roches du Québec 2021-2022. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec. MB 2023-02.

Deer, W. A., Howie, R. A. et Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals 2nd edn. Longman, England, pp 696.

Dupuy, H. (1989). *Géologie de la région de Wakefield-Cascades*. Gouvernement du Québec, Ministère de l'énergie et des ressources, Services ….

Dushyantha, N., Batapola, N., Ilankoon, I., Rohitha, S., Premasiri, R., Abeysinghe, B., Ratnayake, N. et Dissanayake, K. (2020). The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production. *Ore Geology Reviews, 122*, 103521.

Elliott, H., Wall, F., Chakhmouradian, A., Siegfried, P., Dahlgren, S., Weatherley, S., Finch, A., Marks, M., Dowman, E. et Deady, E. (2018). Fenites associated with carbonatite complexes: A review. *Ore Geology Reviews, 93*, 38-59.

Erdmer, P. (1977). Geology of the Rainville Creek Iron Deposit. Université d'Ottawa. Projet de fin d'études.

Ferguson, J. (1964). Geology of the Ilímaussaq alkaline intrusion, South Greenland. Description of map and structure. *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse, 39*, 1-82.

Foley, S. F. et Fischer, T. P. (2017). An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. *Nature Geoscience, 10*(12), 897-902.

Foucault., A. (1980). Dictionnaire de géologie. Paris, 1980, Masson. 335 p., ill., biblio. (Coll. Guides géol. régionaux dirigée par Ch. Pomerol). .

Friedman, R.-M. et Martignole, J. (1995). Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U–Pb geochronological constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences, 32*(12), 2103-2114.

Gauthier, A. et Landry, D. (1980). SOQUEM. Rapport d'une campagne de sondages avec 5 journaux des trous.Ministère de l'Énergie et des Ressources; GM 36558.

Gauthier, M. (1982). *Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec*. Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de l ….

Gauthier, M. et Brown, A. C. (1986). Zinc and iron metallogeny in the Maniwaki-Gracefield district, southwestern Quebec. *Economic Geology, 81*(1), 89-112.

Gauthier, M., Morin, G. et Marcoux, P. (1985). Minéralisations aurifères de la partie centrale de la Province de Grenville, Bouclier canadien. *CIM bulletin, 78*(874), 60-69.

Goodenough, K. M., Schilling, J., Jonsson, E., Kalvig, P., Charles, N., Tuduri, J., Deady, E. A., Sadeghi, M., Schiellerup, H. et Müller, A. (2016). Europe's rare earth element resource potential: An overview of REE metallogenetic provinces and their geodynamic setting. *Ore Geology Reviews, 72*, 838-856.

Grant, J. A. (1986). The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology, 81*(8), 1976-1982. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976

Green, D. et Falloon, T. (1998). Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression.

Green, D. H., Hibberson, W. O., Kovács, I. et Rosenthal, A. (2010). Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature, 467*(7314), 448-451.

Henderson, P. (1984). General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. Dans *Developments in geochemistry* (vol. 2, p. 1-32). Elsevier.

Hitzman, M. (1999). Routine staining of drill core to determine carbonate mineralogy and distinguish carbonate alteration textures. *Mineralium Deposita, 34*, 794-798.

Hogarth, D. (1966). Intrusive carbonate rock near Ottawa, Canada. *Miner. Soc. India, IMA Vol*, 45-53.

Hogarth, D. (1997). *Carbonatites, fenites and associated phenomena near Ottawa*. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada.

Hogarth, D. D. (1961). A study of pyrochlore and betafite. *The Canadian Mineralogist, 6*(5), 610-633.

Hogarth, D. D. (1970). *Geology of the southern part of Gatineau Park, National Capital Region* (vol. 70). Department of Energy, Mines and Resources.

Hogarth, D. D. (1981). Partie ouest de la région de Quinnville, ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. DPV-816. 28 pages et 1 plan.

Hogarth, D. D. (2008). Rocks of the Masson - Buckingham - Mayo area, with emphasis on Mesoproterozoic igneous types. Rapport statutaire déposé au Gouvernement du Québec. GM 63238. 27 pages et 1 plan. .

Hogarth, D. D. (2016). Chemical trends in the Meech Lake, Québec, carbonatites and fenites. *The Canadian Mineralogist, 54*(5), 1105-1128.

Hogarth, D. D., Chao, G. Y. et Townsend, M. G. (1987). Potassium-and fluorine-rich amphiboles from the Gatineau area, Quebec. *Can. Mineral, 25*, 739-753.

Hogarth, D. D., Hartree, R., Loop, J. et Solberg, T. N. (1985). Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. *American Mineralogist, 70*(11-12), 1135-1142.

Hogarth, D. D. et Lapointe, P. (1984). Amphibole and pyroxene development in fenite from Cantley, Quebec. *The Canadian Mineralogist, 22*(2), 281-295.

Hogarth, D. D. et van Breemen, O. (1996). Geology and age of the Lac à la Perdrix fenite, southern Gatineau district, Québec.

Jacoby, R. S. (1975). REGION DU RESERVOIR BASKATONG.

Jambon, A. (1994). Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements. *Reviews in Mineralogy, 30*, 479-479.

Jowitt, S., Weng, Z. et Mudd, G. (2013). Rare earth elements: Deposits, uncertainties and wasted opportunities.

Keller, J. et Zaitsev, A. (2012). Geochemistry and petrogenetic significance of natrocarbonatites at Oldoinyo Lengai, Tanzania: composition of lavas from 1988 to 2007. *Lithos, 148*, 45-53.

Kennedy, A. K., Kamo, S. L., Nasdala, L. et Timms, N. E. (2010). Grenville skarn titanite: potential reference material for SIMS U–Th–Pb analysis. *The Canadian Mineralogist, 48*(6), 1423-1443.

Kjarsgaard, B. et Hamilton, D. (1988). Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineralogical Magazine, 52*(364), 43-55.

Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral. 68, 277-279.

Kretz, R. (1990). Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otter Lake area, Quebec. *Journal of Metamorphic Geology, 8*(5), 493-506.

Kretz, R. et Garrett, D. (1980). Occurrence, Mineral Chemistry, and Metamorphism of Precambrian Carbonate Rocks in a Portion of the Grenville Province. Journal of Petrology, Volume 21, Issue 3, Pages 573–620. .

Kumarapeli, P. et 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*(5), 639-658.

Langlais, L. (1994). *Géologie de la région du lac Sainte-Marie: comté de Gatineau*. Ministère des ressources naturelles.

Lapointe, P. (1979). *Fenitization around hematite occurrences at the Haycock Mine, Hull and Templeton townships, Quebec* [University of Ottawa (Canada)].

Laubscher, H. (1983). Detachment, shear, and compression in the central Alps.

Le maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., LE BAS, M., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Keller, J. et Lameyre, J. (2002). Igneous rocks a classification and Glossary of terms.

Leclair, S. (1988). Study of the Potassium Anomaly in the Fenite of the Quinnville carbonatite. Université d'Ottawa. Projet de fin d'études.

Lee, W.-j. et Wyllie, P. J. (1994). Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites. *International Geology Review, 36*(9), 797-819.

Legault, M. (2022). « Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain ». Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. MB 2023-01.

Legault, M., Da Rosa, L., Parisot, F. et Potvin, R. (2021). Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain. *Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Québec. MB, 1*, 50.

Lindgren, W. (1925). Metasomatism. *Bulletin of the Geological Society of America, 36*(1), 247-262.

Linnen, R., Samson, I., Williams-Jones, A. et Chakhmouradian, A. (2014). Geochemistry of the rare-earth element, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits. Dans *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (p. 543-568).

Logan, W. E. (1863). Géologie du Canada. Commission géologique du Canada, 1863.

Logan, W. E. et Hunt, T. S. (1855). *Esquisse géologique du Canada pour servir a l'intelligence de la carte géologique et de la collection des minéraux économiques envoyées a l'Exposition Universelle de Paris, 1855*. H. Bossange.

Lucas, S. B. et St-Onge, M. R. (1998). Géologie des provinces précambriennes du lac Supérieur et de Grenville et fossiles du Précambrien en Amérique du Nord. Ottawa: Commission géologique du Canada.

Lumbers, S., Heaman, L., Vertolli, V., Wu, T., Gower, C., Rivers, T. et Ryan, A. (1990). Nature and timing of Middle Proterozoic magmatism in the Central metasedimentary belt, Grenville Province, Ontario. Dans *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica* (vol. 38, p. 243-276). Geological Association of Canada St. John's, NF, Canada.

Mar, A. (2022). *The Petrogenesis of Pseudocarbonatites in Bancroft Region, Southwestern Grenville Province* [University of Waterloo].

Marcantonio, F. (1986). Isotope geochemistry of the McCloskey's Field carbonatite complex. B.Sc. thesis. Carleton University, Ottawa, Ontario.

Mariano, A. (1983). Fenitization in alkaline rocks. Dans. 1983 MSA Symposium, Wisconsin.

Martignole, J. et Corriveau, L. (2000). Saint-Jovite - 31J02; ministère des Ressources naturelles, Québec, carte SI-31J02-C3G-99L, échelle de 1/50 000.

Martin, L. H., Schmidt, M. W., Mattsson, H. B. et Guenther, D. (2013). Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H2O-bearing systems at 1–3 GPa. *Journal of Petrology, 54*(11), 2301-2338.

McLennan, S. M. et Taylor, R. S. (2012). Geology, geochemistry and natural abundances. *Encyclopedia of inorganic and bioinorganic chemistry*.

Mitchell, R. H. (2005). Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *The Canadian Mineralogist, 43*(6), 2049-2068.

Miyawaki, R. et Nakai, I. (1987). Crystal structures of rare earth minerals. *Handbook on the physics and chemistry of rare earths, 16*, 249-518.

Moecher, D. P., Anderson, E. D., Cook, C. A. et Mezger, K. (1997). The petrogenesis of metamorphosed carbonatites in the Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences, 34*(9), 1185-1201.

Morogan, V. (1994). Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization. *Terra Nova, 6*(2), 166-176.

MRNF. (2024). Ministère des ressources naturelle.Tableau des seuils anomaliques. Consulté le 8 avril 2024. https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/html/I3202_seuil.htm.

Naumann, C. F. (1826). *Grundriss der Krystallographie*. Verlag von Johann Ambrosius Barth.

NRCan. (2021). Wakefield (Rad-Mag-EM, 1994, 1000m) et Cantley carbonatite (Rad-Mag-EM, 1983, 400m). Entrepôt de données géoscientifiques pour les données géophysiques. Consulté le 4 novembre 2021..

PQVMCS. (2020). Plan Québécois pour la Valorisation des Minéraux Critiques et Stratégiques. Consulté le 4 avril 2024. .

Rive, M. (1976). *Région de Sainte-Véronique*. Ministère des richesses naturelles, Direction générale des mines, Service de ….

Rivers, T. (2008). Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research, 167*(3-4), 237-259.

Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., Martignole, J., Percival, J., Cook, F. et Clowes, R. (2012). The Grenville orogen—A post-LITHOPROBE perspective. *Tectonic styles in Canada: the LITHOPROBE perspective, 49*, 97-236.

Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A. et Hynes, A. (2002). The High Pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences, 39*(5), 867-893.

Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. et Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics, 8*(1), 63-84.

Roberts, D. et Zwaan, K. B. (2007). Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, northern Norway. *Geological Magazine, 144*(5), 883-888.

Rollinson, H. (1993). Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. *British Library Cataloguing-in-Publication Data, 352*.

Rudnick, R. et Gao, S. (2003). Composition of the Continental Crust. Treatise Geochem 3:1-64. Treatise on Geochemistry. 3. 1-64. 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.

Rudnick, R. L. et Rudnick, R. L. (2005). *The crust* (vol. 3). Elsevier.

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

Schneider, D., Cope, N. et Holm, D. (2013). Thermochronology of the Mont Laurier terrane, southern Canadian Grenville Province, and its bearing on defining orogenic architecture. *Precambrian Research, 226*, 43-58.

Schumann, D., Martin, R. F., Fuchs, S. et De Fourestier, J. (2019). Silicocarbonatitic melt inclusions in fluorapatite from the Yates prospect, Otter Lake, Québec: Evidence of marble anatexis in the central metasedimentary belt of the Grenville Province. *The Canadian Mineralogist, 57*(5), 583-604.

SIGÉOM. (2024). Carte interactive. Consulté le 20 novembre 2024. https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr.

Simandl, G. J. et Paradis, S. (2018). Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science, 127*(4), 123-152.

Sinaei-Esfahani, F. (2013). Localized metasomatism of Grenvillian marble leading to its melting, Autoroute 5 near Old Chelsea, Quebec.

Smith, M., Moore, K., Kavecsánszki, D., Finch, A. A., Kynicky, J. et Wall, F. (2016). From mantle to critical zone: A review of large and giant sized deposits of the rare earth elements. *Geoscience Frontiers, 7*(3), 315-334.

Spear, F. S. (1993). Metamorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

Streckeisen, A. (1980). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Recommendations and suggestions. *Geologische Rundschau, 69*(1), 194-207.

Sweeney, R. J. (1994). Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters, 128*(3-4), 259-270.

Symonds, R. B., Rose, W. I., Bluth, G. J. et Gerlach, T. M. (1994). Volcanic-gas studies: methods, results, and applications. *Reviews in Mineralogy, 30*, 1-1.

Tang, Y.-J., Zhang, H.-F., Ying, J.-F. et Su, B.-X. (2013). Widespread refertilization of cratonic and circum-cratonic lithospheric mantle. *Earth-Science Reviews, 118*, 45-68.

Tuduri, J., Charles, N., Guyonnet, G., Melleton, J., Pourret, P. et Rollat, A. (2015). Projet ANR ASTER. Rapport de Tâche 4. Potentialité de stocks géologiques de terres rares en Europe et au Groenland. Rapport final. BRGM/RP-64910-FR.

Van Breemen, O. et Corriveau, L. (1995). Evolution of the Central Metasedimentary Belt in Quebec, Grenville orogen: U–Pb geochronology. Dans. Precambrian 1995, International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early–Mid Precambrian Orogenic Belts, Montréal, Que., Abstracts with Program.

van Breemen, O. v. et Corriveau, L. (2005). U–Pb age constraints on arenaceous and volcanic rocks of the Wakeham Group, eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences, 42*(10), 1677-1697.

Verpaelst, P. (1997). *Géologie de la région du lac Bohier (12N/03)*. Ministère des ressources naturelles.

Vladykin, N. V. et Pirajno, F. (2021, 2021/04/01/). Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources. *Lithos, 386-387*, 105982. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105982

Wallace, M. E. et Green, D. H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature, 335*(6188), 343-346.

Walters, A. et Lusty, P. (2011). Rare earth elements.

Wang, Z.-Y., Fan, H.-R., Zhou, L., Yang, K.-F. et She, H.-D. (2020). Carbonatite-related REE deposits: An overview. *Minerals, 10*(11), 965.

Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R. et Delabio, R. N. (1980). Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages; Report 14. Commission Géologique du Canada. Étude 79 - 2.

Weidendorfer, D., Schmidt, M. W. et Mattsson, H. B. (2017). A common origin of carbonatite magmas. *Geology, 45*(6), 507-510.

Weng, Z., Jowitt, S. M., Mudd, G. M. et Haque, N. (2013). Assessing rare earth element mineral deposit types and links to environmental impacts. *Applied Earth Science, 122*(2), 83-96.

Weng, Z., Jowitt, S. M., Mudd, G. M. et Haque, N. (2015). A detailed assessment of global rare earth element resources: opportunities and challenges. *Economic Geology, 110*(8), 1925-1952.

Wickramasinghe, W., Madugalla, T., Athurupana, B., Zhao, L., Zhai, M., Li, X. et Pitawala, H. (2024). An unusual occurrence of carbonatites derived from the crust in the UHT granulite facies metamorphic terrain of Sri Lanka. *Precambrian Research, 410*, 107502.

Williams, P. J. (1992). Metamorphosed boninitic basalts, arc tholeiites, and cryptic volcanic stratigraphy from the Elzevir Terrane of the Grenville Province, Calumet mine, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences, 29*(1), 26-34.

Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (vol. 2). Pearson education Harlow, UK.

Woolley, A. R. et Kempe, D. R. C. (1989). Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. Dans: Bell, K., éditeur, Carbonatites, genesis and evolution. London, UK: . *Carbonatites: genesis and evolution*, 1-14.

Woolley, A. R. et Kjarsgaard, B. A. (2008). Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. *The Canadian Mineralogist, 46*(4), 741-752.

Wynne-Edwards, H., Price, R. et Douglas, R. (1972). The Grenville Province. Dans *Variations in tectonic styles in Canada* (vol. 11, p. 263-334). Geological Association of Canada St John's.

Wynne-Edwards, H., Trettin, H. P., Green, L., Holman, R., Klassen, R., Hutchison, W. et Durham, C. (1966). *Mont Laurier and Kempt Lake Map-areas, Quebec (31J and 31O): A Preliminary Report on the Grenville Project*. Department of Energy, Mines and Resources.

Yaxley, G. M. et Green, D. H. (1996). Experimental reconstruction of sodic dolomitic carbonatite melts from metasomatised lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 124*, 359-369.

Zharikov, A., Rusinov V. L., Marakushev, A. A., Zaraisky, G. P., B. I. , Omelianenko, N. N., Pertsev, I. T., Rass, O. V., Andreeva, S. S., Abramov, K. V., Podlessky, Y. B., Shapovalov, M. S., Seredkin et Golovina, V. A. (2013). Metasomatism and Metasomatic Rocks.

Zharikov, V. A., Pertsev, N. N., Rusinov, V. L., Callegari, E. et Fettes, D. J. (2007). A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 9. *Metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of, 1*, 2007.

Zhou, B., Li, Z. et Chen, C. (2017). Global potential of rare earth resources and rare earth demand from clean technologies. *Minerals, 7*(11), 203.

ANNEXES

Annexe A: Tableau récapitulatif des assemblages minéralogiques et leurs proportions modales (%) pour les lames minces étudiées.

Échantillon 23-IA-XXXX	Nom de la roche	Quartz (%)	Feldspath (%)	Micas (%)	Amphibole (%)	Pyroxène (%)	Carbonates (%)	Titanite (%)	ÉTR-minéraux (%)	Barytine (%)	Apatite (%)	Oxydes de fer (%)	Oxydes de Titane (%)	Autres Minéraux (%)
4001A	Fénite	10	Microcline : 40	Biotite : 5			Calcite : 15%	<5		5	5	10		
4005A	Gneiss	10	Plagioclase séricitisé : 30 Microcline : 5	Biotite : 10		Diopside :30		10						Pyrite : < 5)
4006A	Gneiss	30	Plagioclase : 30 Microcline : 20	Biotite :20										
4006B	Fénite	10	Microcline :25 Feldspath (plagioclase ; orthose) : 10	Biotite ou phlogopite (chloritisée): 30			Calcite en trace			En trace	5	15	En trace	pyrite <5)
4007B	Fénite	10	Plagioclase : 10 Microcline : 25		Amp-sodique : 20 Hornblende : 5	20	calcite		En trace	En trace	<5	5		En trace : Pyrite, Chalcopyrite, Sphalérite
4007C	Roche calco-silicatée	15	Microcline : 20		Hornblende : 10	CPX (diopside/ augite) : 30	Calcite : 15	5						Pyrite : <5
4011A	Fénite	30	Microcline :15 Plagioclase : 15	Biotite/ Phlogopite: <5 séricitisé	Amp-sodique : 25	Pyroxène? : 5							<5	
4015B	Roche felsique fénitisée	10	Microcline : 77	Biotite : <5				1			1	5		
4017A	Carbonatite	15	10			CPX : 20%	Calcite : 55%							Pyrite : <1
4018A	Carbonatite	15	4		5	CPX : 20	50	2			2			Pyrite : <2
4020	Quartzite fénitisée	40	Microcline : 20 Plagioclase : <5	Biotite/ phlogopite : 5	Amp-sodique : 20							10		
4023A	Fénite	5	Microcline perthitique: 50		Amp-sodique : 20		Calcite : 10			15				
4029A	Roche calco-silicatée	15	5		25	Diopside : 35	Calcite : 15					2		Grenat :5
4030A	Roche calco-silicatée	30			Hornblende :25	Diopside : 25	Calcite : 10							Grenat :10

Annexe A: Tableau récapitulatif des assemblages minéralogiques et leurs proportions modales (%) pour les lames minces étudiées. (suite)

Échantillon 23-IA-XXXX	Nom de la roche	Quartz (%)	Feldspath (%)	Micas (%)	Amphibole (%)	Pyroxène (%)	Carbonates (%)	Titanite (%)	ÉTR-minéraux (%)	Barytine (%)	Apatite (%)	Oxydes de fer (%)	Oxydes de Titane (%)	Autres Minéraux (%)
4032B	Granite	40	Microcline : 30; Plagioclase : 30 Séricitisation											
4036A	Gneiss fénitisé	-	Micrcline-plagioclase : 35	-	Fibreuse (amiante): 30	-	Calcite : 15	10					5	Pyrite : 5
4038A	Quartzite Fénitisée	50	Plagioclase séricitisé : 15 Microcline : 15	Biotite : 15								5		
4041B	Roche calco-silicatée	10				Diopside : 40	Calcite : 50							
4041C	Gneiss	25	Plagioclase (An<50%) : 30 Microcline : 15	Biotite :5	Hornblende : 10		Calcite : 10							Pyrite : 5
4042A	Roche calco-silicatée	10		Muscovite : 5	Hornblende : 15	CPX : 20	Calcite : 35	5						Pyrite : 5
4042B	Pegmatite altéré		Microcline-perthite : 50		Amp. Xénomorphe à teinte vive : 15; Amp. Fibreuse (amiante) : 20						5	10		
4043A	Marbre à graphite	5				Diopside : 15	Calcite : 75							Graphite : 4 Pyrite :1
4044A	Granite pegmatite	30	Microcline : 30 Perthite :5 Plagioclase : 10	Séricite : 9	Fibreuse : 10			1				5		
4044B	Roche calco-silicatée	35	Microcline :5			Diopside : 15	Calcite : 5	5						Sulfures :5 Grenat : 30
4045C	Roche calco-silicatée	7	Microcline : 15			45	Calcite : 30	3						
4047A	Marbre						Calcite : 45							Serpentine :55
4048A	Fénite		Perthite : 30 Microcline : 5		50							15		

Annexe A: Tableau récapitulatif des assemblages minéralogiques et leurs proportions modales (%) pour les lames minces étudiées. (suite)

Échantillon 23-IA-XXXX	Nom de la roche	Quartz (%)	Feldspath (%)	Micas (%)	Amphibole (%)	Pyroxène (%)	Carbonates (%)	Titanite (%)	ÉTR-minéraux (%)	Barytine (%)	Apatite (%)	Oxydes de fer (%)	Oxydes de Titane (%)	Autres Minéraux (%)
4048C	Pegmatite		Microcline : 45			Diopside : 25	Calcite : 5	20						1
4050A	Roche calco-silicatée	20		Biotite : 10	Hornblende : 20	CPX : 20	Calcite : 15	5						5
4051A	Roche calco-silicatée/ Pyroxénite?		Microcline : 5	Phlogopite : 15 Séricite :<5		50	Calcite : 15					5		Grenat: 5
4054A	Roche calco-silicatée	15	Microcline :10 Perthite : 5		22	25	Calcite : 22							
4056C	Granite	40	Plagioclase : 40 Microcline : 20											
4060A	Granite	25	Microcline : 65									<10		
4067B	Marbre						Calcite : 45 Dolomite : 5				<1			Serpentine : 49
4069A (Indice ÉTR)	Carbonatite à spécularite	<1		Biotite/ phlogopite : 20			Calcite : 25		En trace : Monazite; Carbonates-ÉTR	10	<5	30	10	
4072B	Granite pegmatite	20	Microcline : 30 Perthite : 10 Plagioclase : 10	Biotite : 5	Hornblende : 10	CPX : 10		4					1	
4072C	Marbre				Hornblende : 30		Calcite : 60	<5				<5		
4074A	Carbonatite			Muscovite/ phlogopite : 5	10	CPX : 10	Calcite : 70				<5			

Annexe A: Tableau récapitulatif des assemblages minéralogiques et leurs proportions modales (%) pour les lames minces étudiées. (suite)

Échantillon 23-IA-XXXX	Nom de la roche	Quartz (%)	Feldspath (%)	Micas (%)	Amphibole (%)	Pyroxène (%)	Carbonates (%)	Titanite (%)	ÉTR-minéraux (%)	Barytine (%)	Apatite (%)	Oxydes de fer (%)	Oxydes de Titane (%)	Autres Minéraux (%)
4075A (Indice ÉTR)	Fénite		Microcline : 30		Amp. Sodique :30		Calcite : 4	15	En trace		10	10		
4075C	Roche calco-silicatée	22			15	CPX : 15	Calcite : 40	<5			<1	<2		
4076B	Marbre			Muscovite : 10			Calcite : 50							Serpentine : 40
4081A	Gneiss fénitisé	20	Plagioclase : 10 Microcline : 30	Biotite :20			Calcite : 10				<1		<10	
4090A	Roche calco-silicaté			Muscovite? < 10		Diopside :50	Calcite : 40							
4097A	Roche calco-silicatée	30	FK : 5	Biotite : 5		CPX : 30	Calcite : 30							<1
4117C	Gneiss	25	Microcline : 20 FP perthitique : 10		Hornblende : 35		Calcite : 1	5						<4
4118B	Granite gneissique	20	Microcline : 30 Plagioclase : 25	Séricite : 10	5		<5						5	
4121B	Pegmatite	5	Plagioclase : 40 Microcline : 10	Muscovite : 7		Aegirine : 30		3						Pyrite : 5
4126C	Gneiss	15	Microcline : 30	Biotite : 10	Hornblende : 30			10						Pyrite : 5
4128C	Roche calco-silicatée	5	Microcline :10			55	Calcite : 30							
4133A LPA	Quartzite fénitisé	35	Plagioclase : 15 Microcline : 10	Muscovite : 10	Amp. Sodique : 10			5			1	13		Pyrrhotite :1
4136A (Indice ÉTR)	Fénite à spécularite	1	Plagioclase (Albite) : 25		Amp. Sodique : 20	Aegirine : 20	Calcite : 15		En trace : Monazite	5	3	10		
4137B	Fénite	5	Plagioclase : 20 Microcline : 15	Phlogopite : 15	Amp. Sodique : 10	Aegirine : 10	Calcite : 10				<5	10		

Annexe A: Tableau récapitulatif des assemblages minéralogiques et leurs proportions modales (%) pour les lames minces étudiées. (suite)

Échantillon 23-IA-XXXX	Nom de la roche	Quartz (%)	Feldspath (%)	Micas (%)	Amphibole (%)	Pyroxène (%)	Carbonates (%)	Titanite (%)	ÉTR-minéraux (%)	Barytine (%)	Apatite (%)	Oxydes de fer (%)	Oxydes de Titane (%)	Autres Minéraux (%)
4137C	Carbonatite		Microcline : 5	Phlogopite` : 15			Calcite : 60		En trace : Monazite	4	10	5		
4152A	Fénite		Microcline : 60		Amp. Sodique : 15		Calcite : 15		En trace	En trace	5	10		
4152B	Carbonatite		Microcline : 15				Calcite : 50			En trace	20	10		Pyrite : 1
4153C	Carbonatite		Microcline : 8	Phlogopite : 5		2	Calcite : 55 Dolomite :10				10	10		
4154B	Fénite	15	Microcline : 35	Biotite/ Phlogopite : 10			Calcite : 20					20		
4155A	Carbonatite	5	Microcline : 3				Calcite : 80				2	10		
4173	Fénite à spécularite		Microcline : 50	Biotite : 10								40		
4180B	Carbonatite						Calcite : 75				20	5		
4180C	Brèche à Microcline	5	Microcline : 60 Plagioclase : 10				Calcite : 10		En trace : allanite		5	10		

Annexe B: Autres photographies et microphotographies de l'encaissant, des fénites et des carbonatites

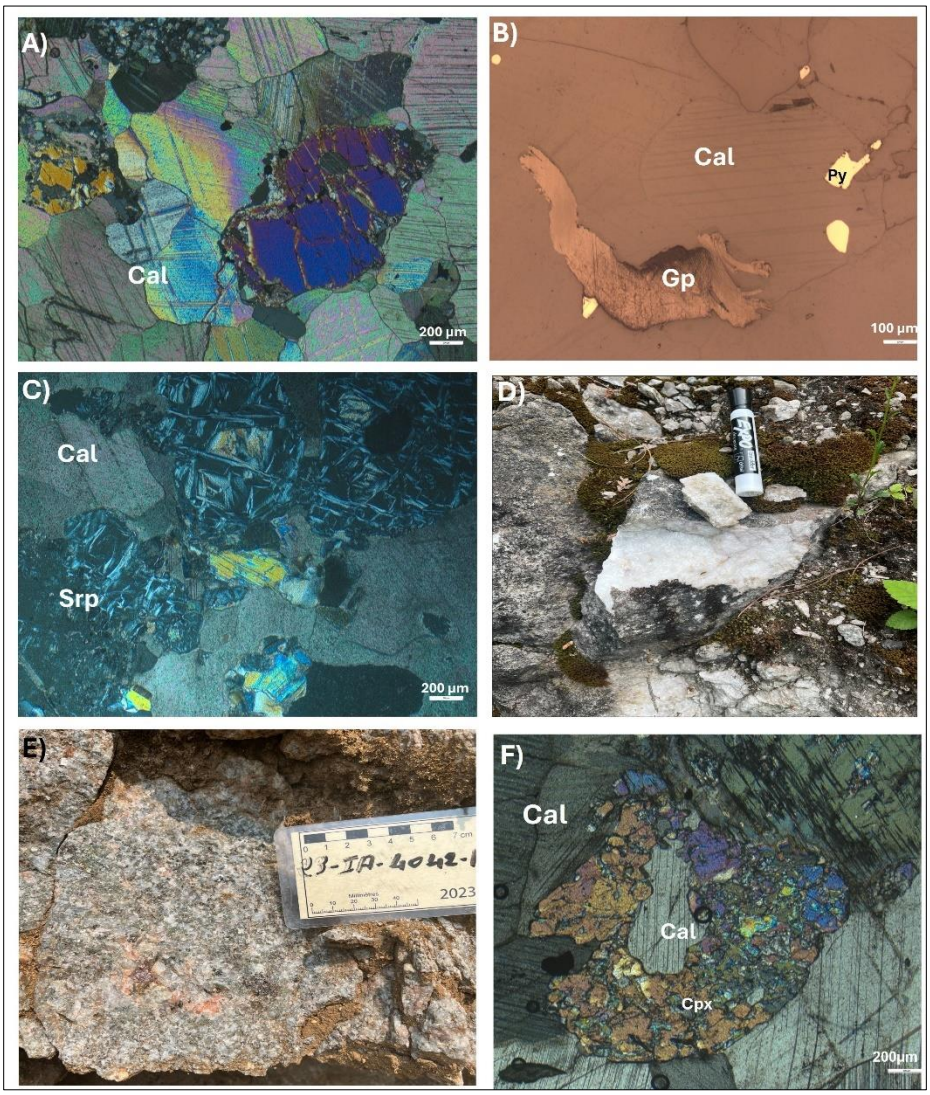


Figure B.1 : Microphotographies et photographie des marbres et des roches calco-silicatées. A) Marbre à calcite à disséminations de graphite et pyrite en lumière transmise polarisée et analysée (LPA), et en lumière réfléchie (B). Géofiche 23-IA-4043. C) Marbre serpentinisé en LPA. Géofiche 23-IA-4076. D) Marbre à dolomite. Géofiche 4067. E) Roche calco-silicatée à calcite et clinopyroxène el LPA (F). Géofiche 23-IA-4042. Abréviation : Cal=calcite, CPX=clinopyroxène, Gp=graphite, Py=pyrite, Srp=serpentine.

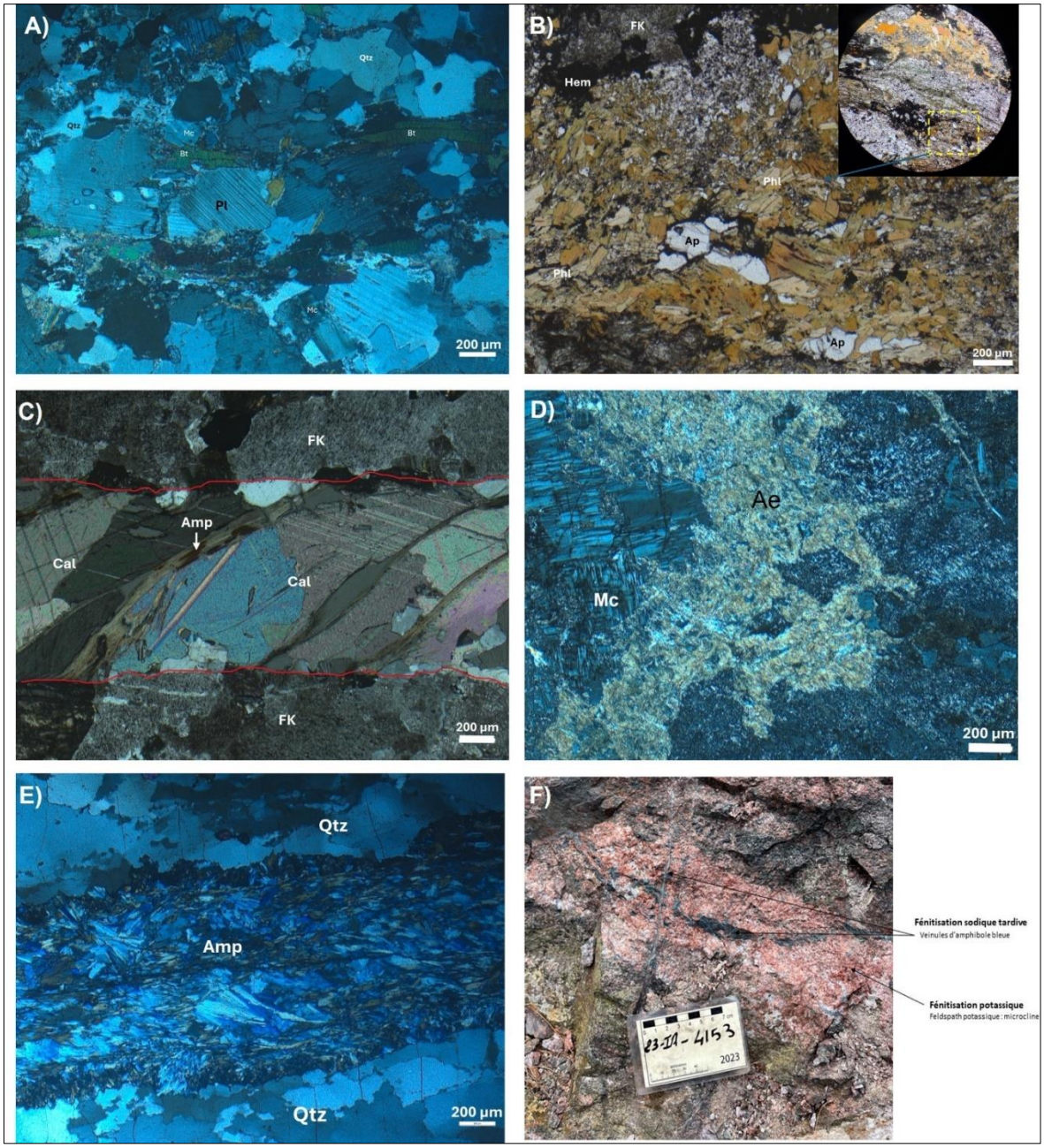


Figure B.2: Microphotographies et photographie de l'encaissant fénitisé. A) Paragneiss à biotite chloritisée et non fénitisée en LPA. Géofiche 23-IA-4006A. B) Fénite à phlogopite, hématite et apatite remplaçant des paragneiss à biotite (A). Géofiche 23-IA-4006B. C) Veinule tardive à amphibole sodique et calcite en LPA, affectant un encaissant gneissique. Géofiche 23-IA-4007. D) Vue microscopique en LPA de veinule d'aegirine recoupant une pegmatite à plagioclase et microcline primaire. Géofiche 23-IA-4121. E) Veinule d'amphibole bleue à couronne réactionnelle au sein d'une quartzite observée en LPA. Géofiche 23-IA-4133. F) Veinules d'amphibole bleue tardive recoupe l'encaissant granitique. Géofiche 23-IA-4153. Abréviation : Ae=aegirine, Amp=amphibole sodique, Ap=apatite, Bt=biotite, Cal=calcite, FK=feldspath potassique, Hem=hématite, Mc=microcline, Phl=phlogopite.

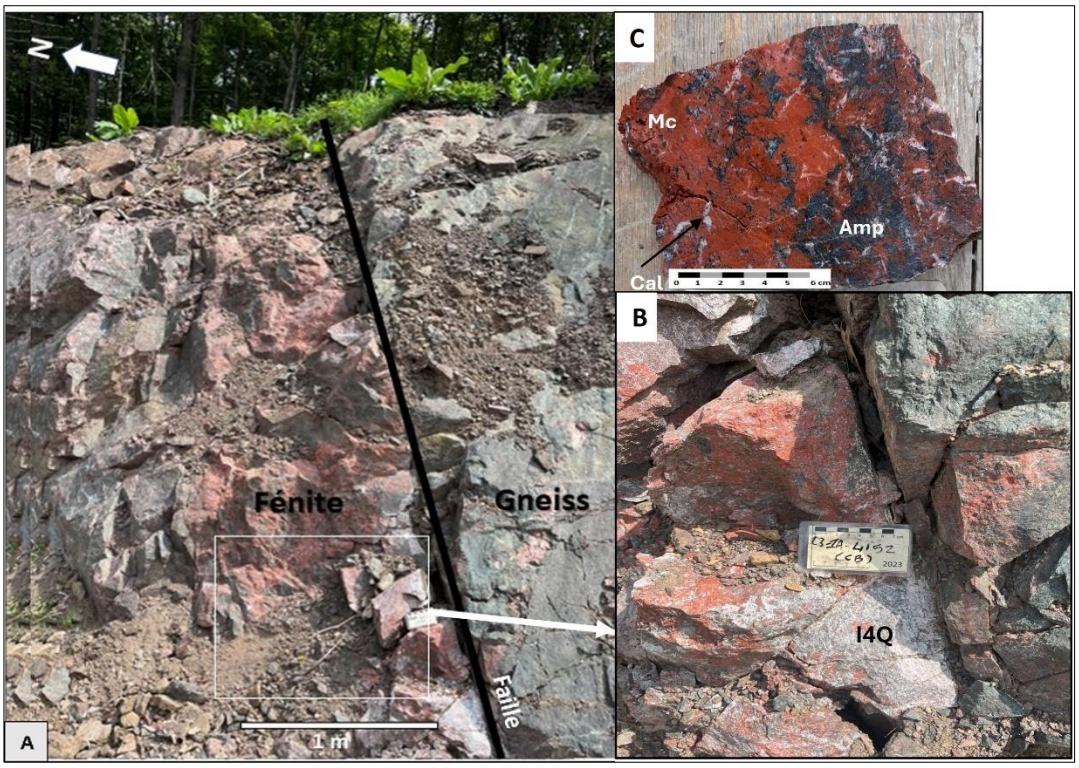


Figure B.3 : Montage photographique des roches de l'affleurement de la géofiche 23-IA-4152. A) Forte fénitisation potassique associée à une faille juxtaposant un gneiss peu altéré. B) Vue rapprochée de la zone fénitisée montrant un fragment de carbonatite (I4Q). C) Fénitisation sodique tardive en veinules d'amphibole bleue qui recoupent l'altération potassique à microcline rouge. Abréviations : Amp =amphibole, Cal=calcite, Mc=Microcline.

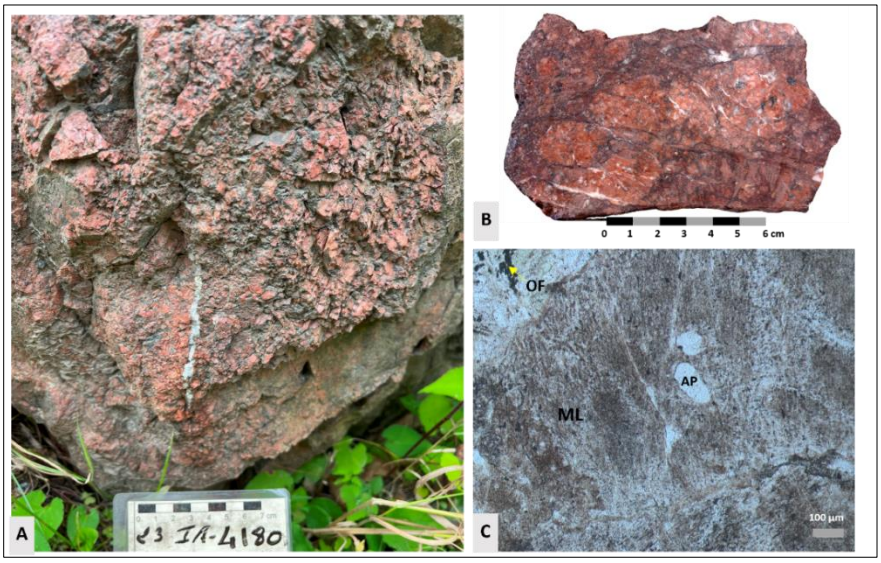


Figure B.4: Brèche à feldspaths potassiques et veinules tardives de calcite (A); B) Échantillon de brèche analysé; C) Vue microscopique en LPnA de l'aspect poussiéreux du microcline hématisé avec des grains d'apatite subarrondis en inclusions (C). Abréviation : AP=apatite, OF=oxydes de fer, ML=microcline.

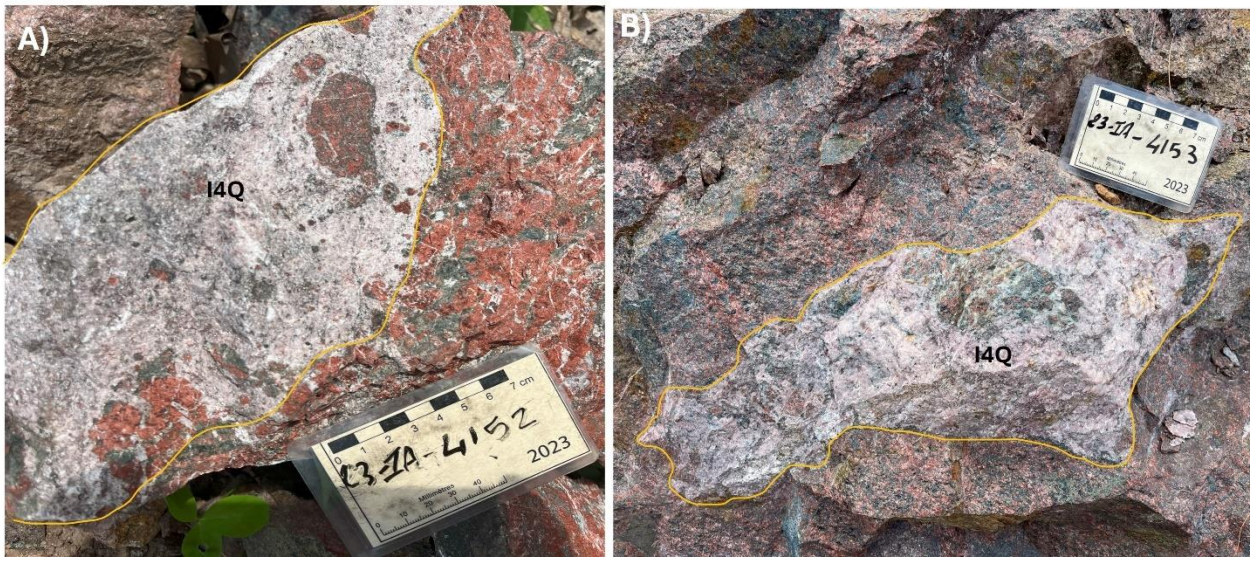
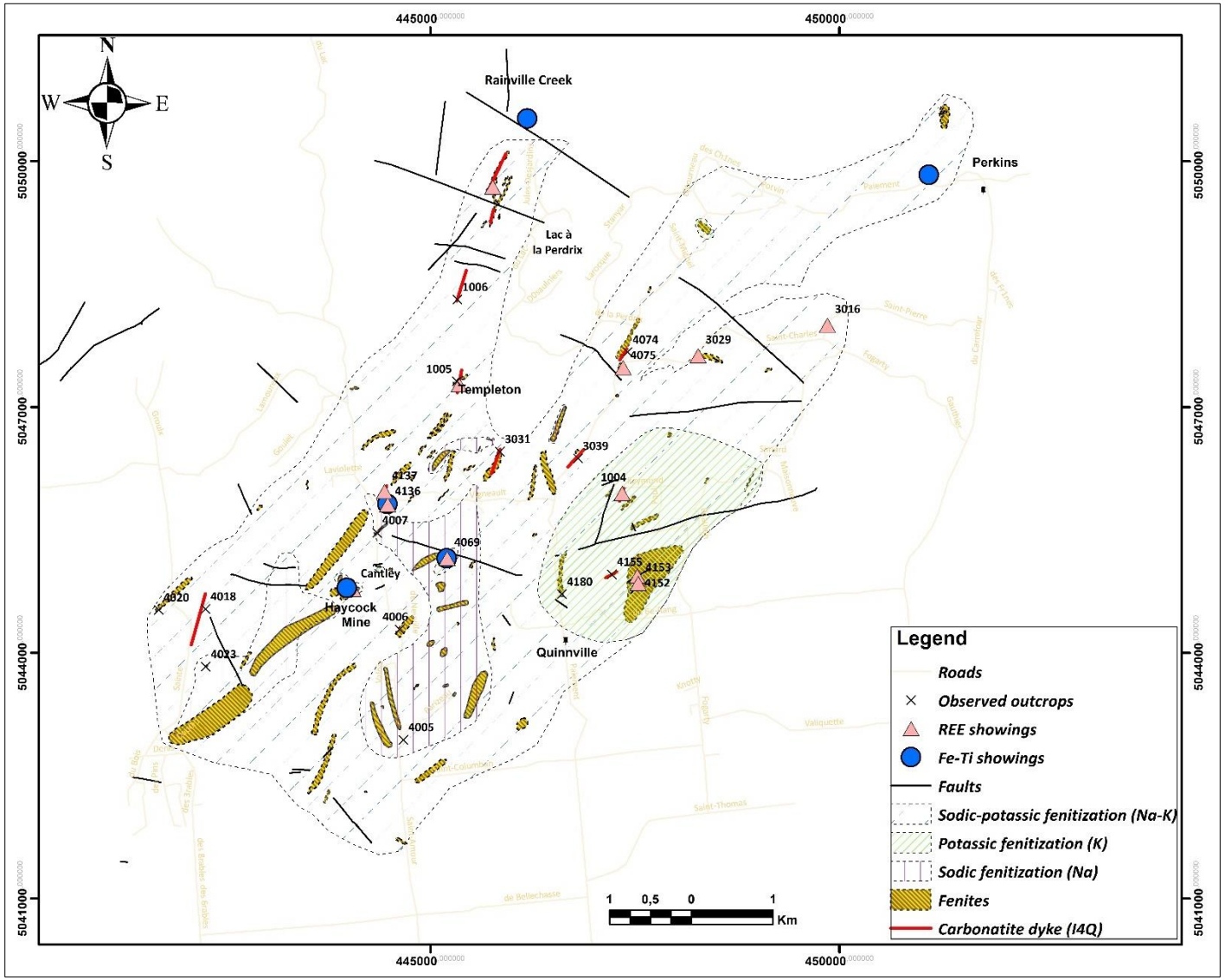


Figure B.4 : Photomicrographies de carbonatites (I4Q) sous forme de fragments bréchiques (A et B) (Géofiches 23-IA-4152 et 23-IA-4153 respectivement).

Annexe C: Carte montrant la distribution des carbonatites et des zones de fénitisation



Annexe D : Carte géologique de la partie ouest de la région de Quinnville à l’échelle de 1/10.000 (Hogarth, 1981)

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Energie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale
Direction de l'Exploration minérale

PALEOZOIQUE (Ordovicien)

12 FORMATION DE NEPEAN: grès

PROTEROZOIQUE (Néohélikien)

11 Péridotite: péridotite à actinote.

10 Dykes post-tectoniques: 10a- syénite à biotite; 10b- diorite; 10c- kersantite; 10d- gabbro.

9 Roches métasomatiques alcalines: 9a- roche à albite et hématite; 9b- à amphibole sodique; 9c - à phlogopite; 9d- à acmite; 9e- carbonatite.

8 Roches granitiques: 8a- granite leucocrate à gros grain; 8b- aplite à hornblende; 8c- aplite à biotite; 8d- aplite à augite; 8f- gneiss granitique de Quinnville; 8g- pegmatite granitique; 8e- granite blanc.

7 Monzonite quartzifère: 7b- à hornblende; 7c- à biotite; 7d- à augite.

PROTEROZOIQUE OU ARCHEEN (Hélikien ou plus ancien)

6 Roche calco-silicatée: 6a- à scapolite; 6b- à actinote; 6c- à phlogopite; 6d- à diopside; 6e- à graphite.

5 Marbre (principalement calcaire): 5a- feldspathique; 5b- à actinote; 5c- à biotite; 5d- à diopside; 5e- à graphite; 5a- à serpentine.

4 Quartzite: 4a- feldspathique; 4b- à hornblende; 4c- à biotite; 4d- à augite.

3 Gneiss alumineux: 3a- leucocrate; 3b- à hornblende; 3c- à biotite; 3d- à **augite;** 3e- rouilé; 3g- à grenat; 3h- à hypersthène; 3j- à sillimanite; 3l- à cordiérite; 3m- à muscovite.

2 Gneiss mélanocrate de Quinnville: 2b- à hornblende; 2c- à biotite; 2d- à augite; 2h- à hypersthène; 2k- augitique à gros grain; 2o- à hornblende à gros grain.

1 Gneiss calco-magnésien: 1a- à scapolite; 1b- à hornblende; 1c- à biotite; 1d- à augite; 1e- à pyrite; 1h- à hypersthène; 1k- augitique à gros grain; 1n- à hornblende à gros grain.

NOTE - Les unités 1 à 6 et 9 à 11 ne sont pas nécessairement dans l'ordre chronologique.

SYMBOLES

Limite d'affleurement.
Contact géologique approximatif.
Stratification: horizontale(a), inclinée(b).
Foliation: horizontale(a), inclinée(b), verticale(c).
Linéation inclinée.
Zone de cisaillement: inclinée(a), verticale(b).
Diaclase: inclinée(a), verticale(b).
Stries glaciaires.
Failles: relevée(a), probable(b), inclinée(c), verticale(d).
Filon: incliné(a), vertical(b).
Brèche
Bloc
Sable
Argile
Localité fossilifère
Puits, carrière ou trou
Gravière ou sablière
Affleurement localisé de roche métasomatique
Limite de lot
Subdivision de lot
Localité minéralogique
Localité minéralogique nouvelle
Dépôt ou balde
Ap Apatite
Ba Barytine
Feld Feldspath
Fe Fer
Mi Mica (phlogopite)
Cu Cuivre
RA Localité radioactive

PARTIE OUEST DE LA RÉGION DE QUINNVILLE

CARTE PRÉLIMINAIRE

D.D. HOGARTH, 1979.

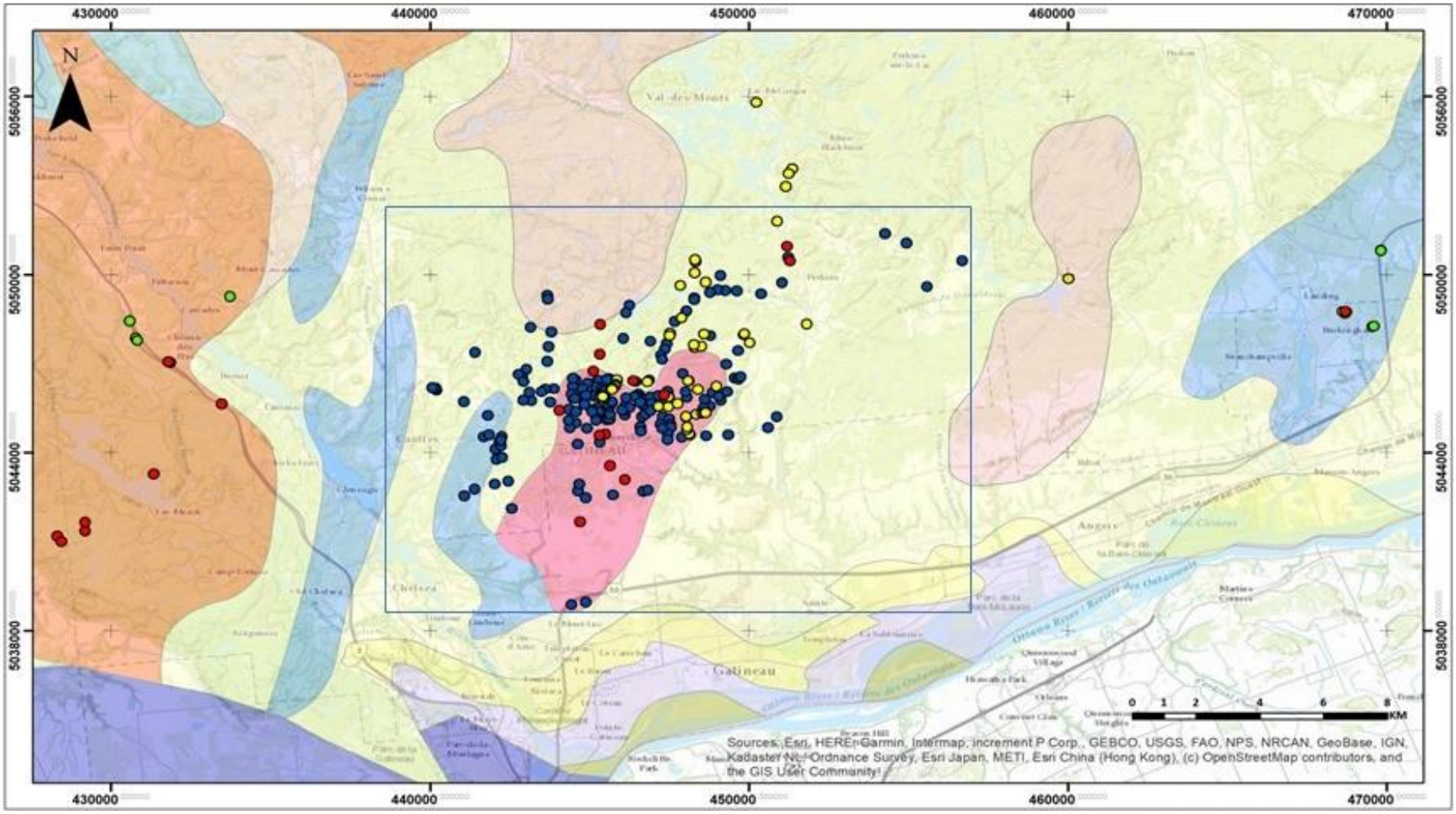
Echelle 1:10 000

0 500 1000
Mètre

Accompagne le DPV-816

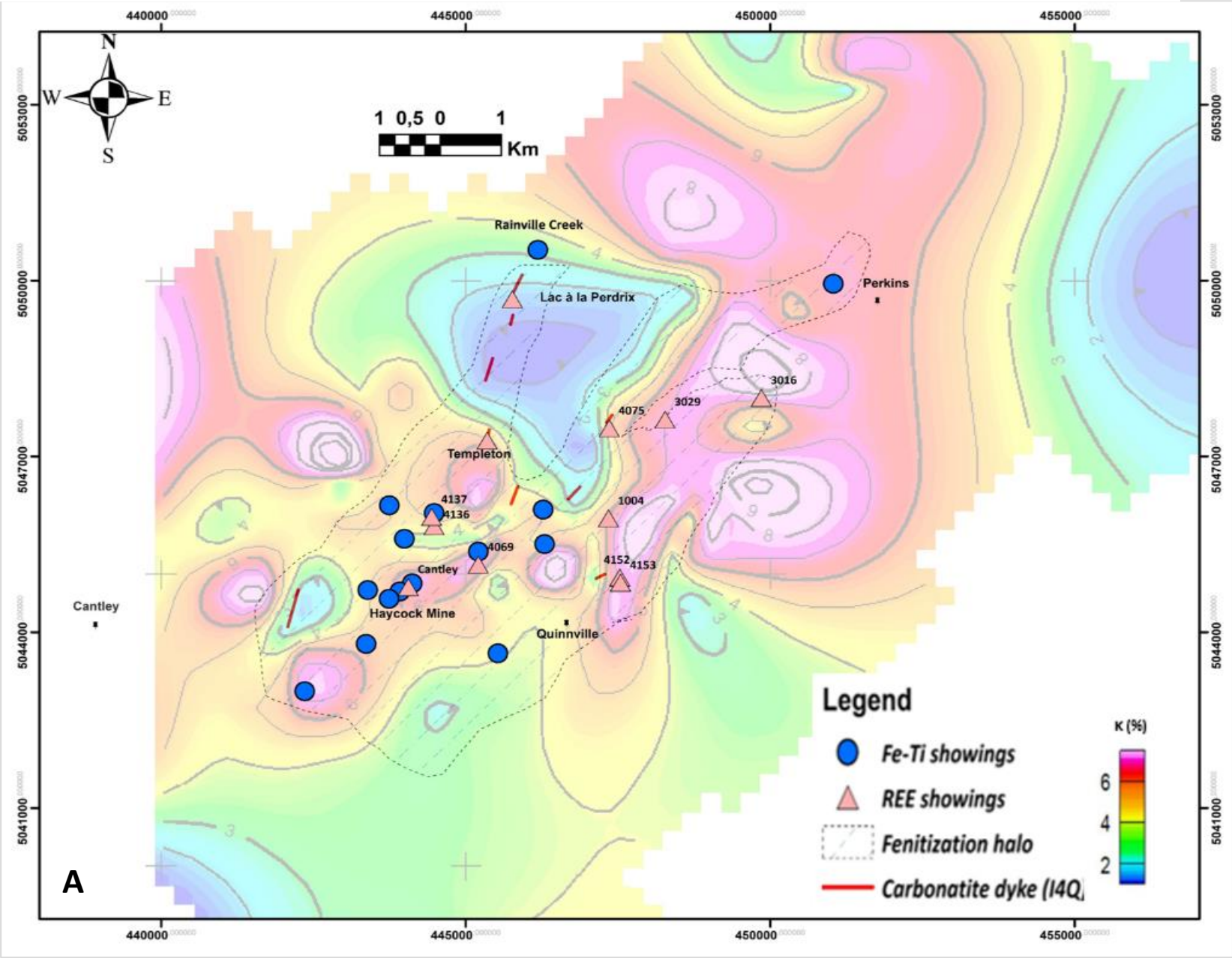
Annexe E : Distribution des points d'observation (géofiches) du présent projet 23-IA (points bleus).

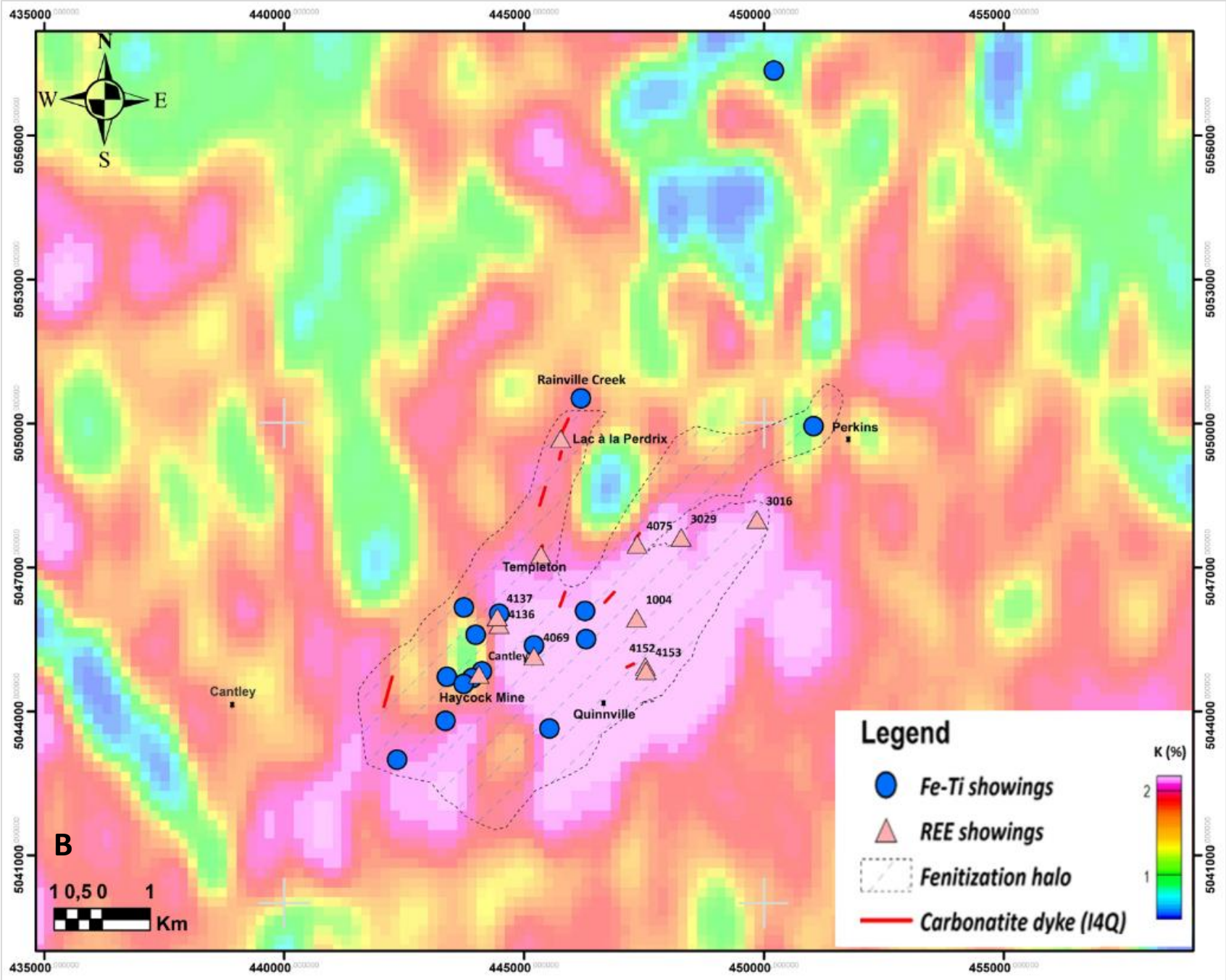
(Les points rouges : géofiches LD-2021; les points jaunes : géofiches TG-2022; les points verts : ML-2023. Le cadre bleu délimite la zone d'étude du présent projet)

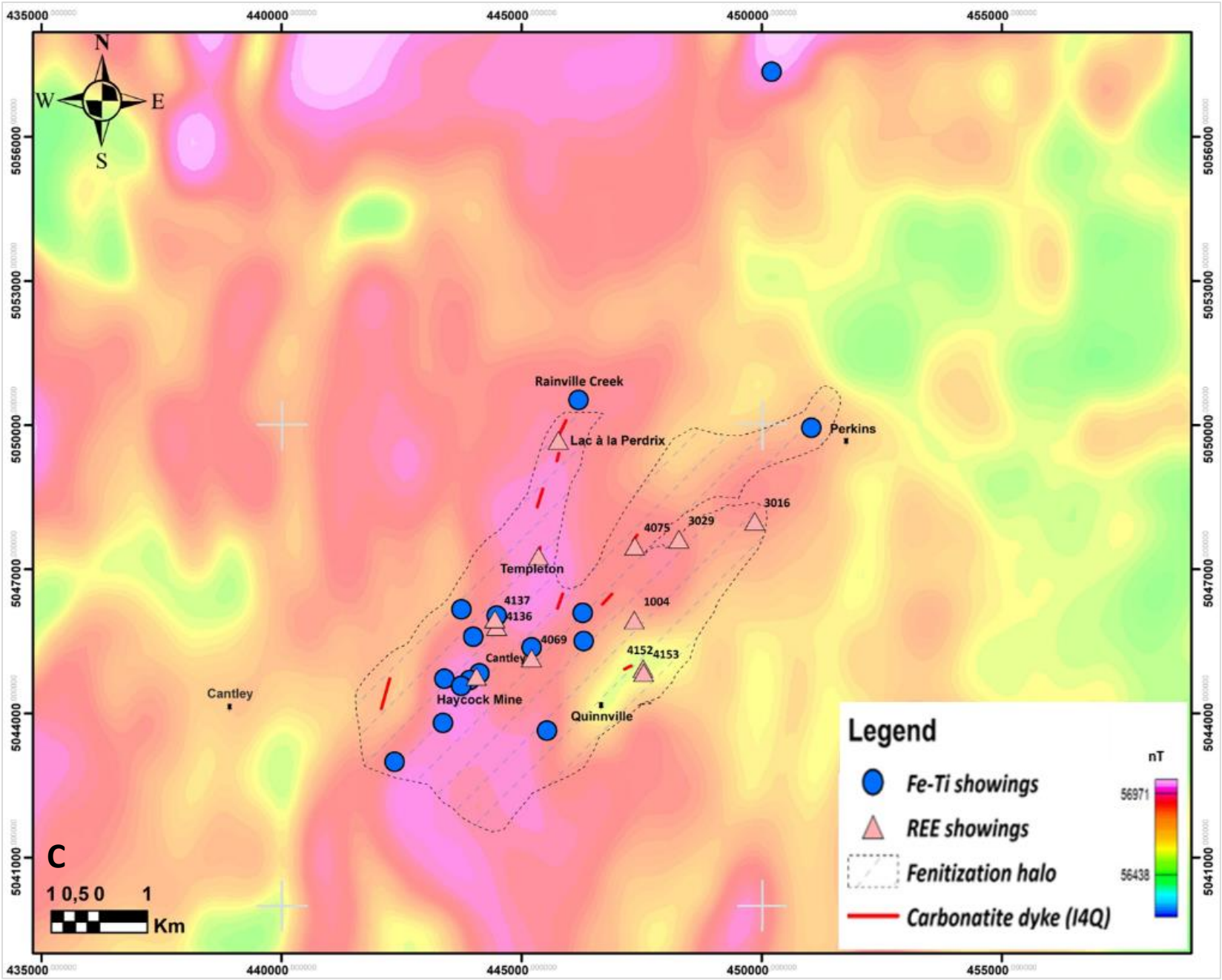


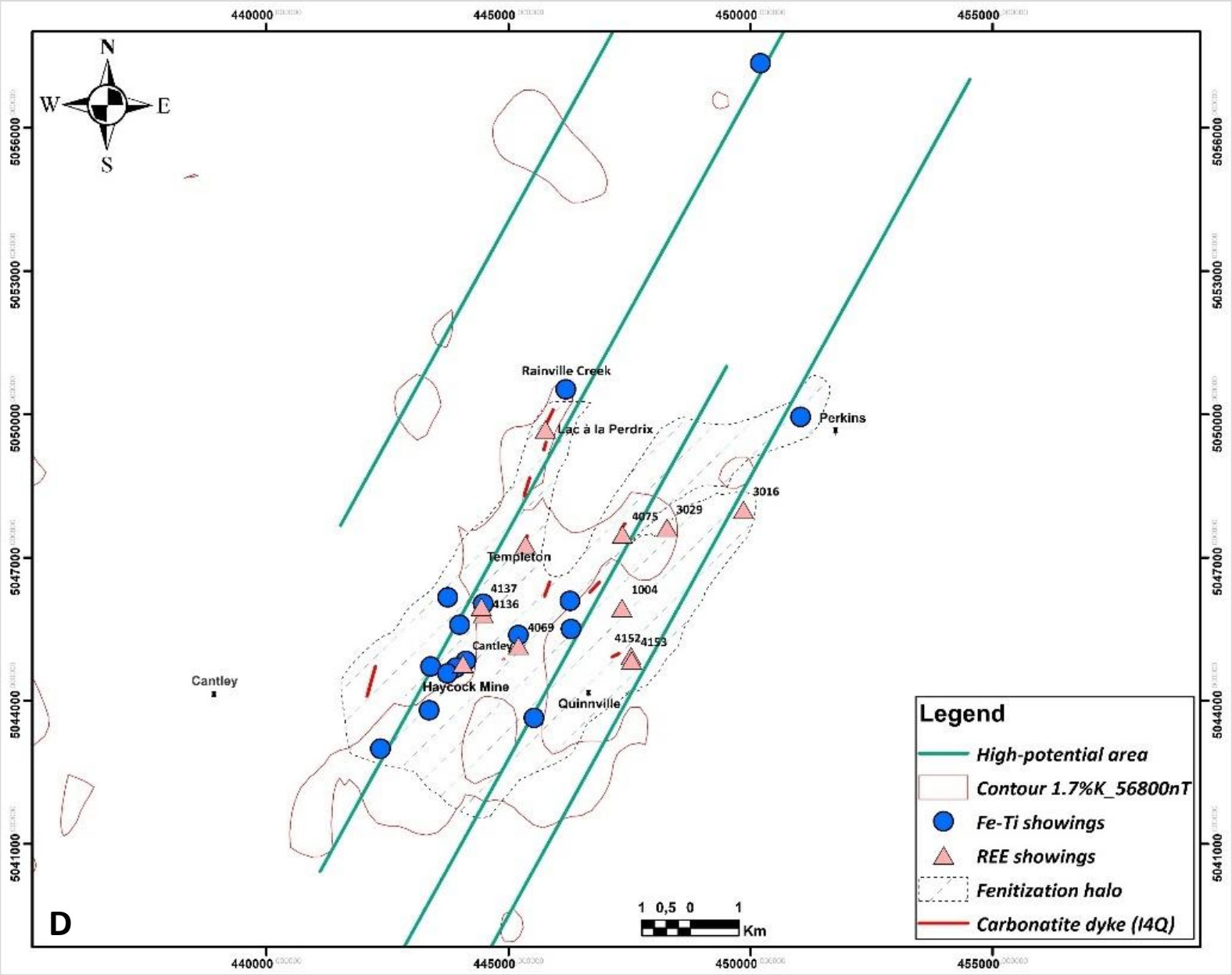
Annexe F : Cartes géophysiques.

A) : Carte radiométrique de potassium (sol); B) Carte de radiométrie (K) aéroportée; C) Carte aéromagnétique (champ total); D : Carte de potentialité.




435000
440000
445000
450000
455000
5056000
5053000
5050000
5047000
5044000
5041000
N
S
W
E
Rainville Creek
Lac à la Perdrix
Perkins
3016
3029
4075
Templeton
4137
4136
1004
4069
Cantley
4152
4153
Haycock Mine
Quinnville
Cantley
B
1 0,5 0 1
Km
Legend
Fe-Ti showings
REE showings
Fenitization halo
Carbonatite dyke (I4Q)
K (%)
2
1


435000
440000
445000
450000
455000
5056000
5053000
5050000
5047000
5044000
5041000
N
S
E
W
Rainville Creek
Lac à la Perdrix
Perkins
3016
3029
4075
Templeton
4137
4136
1004
4069
Cantley
4152
4153
Haycock Mine
Quinnville
Cantley
C
1 0,5 0 1
Km
Legend
Fe-Ti showings
REE showings
Fenitization halo
Carbonatite dyke (I4Q)
nT
56971
56438


440000
445000
450000
455000
5056000
5053000
5050000
5047000
5044000
5041000
N
W
E
S
Rainville Creek
Lac à la Perdrix
Perkins
3016
3029
4075
Templeton
4137
4136
1004
4069
Cantley
4152
4153
Haycock Mine
Quinnville
Cantley
D
1 0,5 0 1
Km
Legend
High-potential area
Contour 1.7%K_56800nT
Fe-Ti showings
REE showings
Fenitization halo
Carbonatite dyke (I4Q)