

MB 2023-07

Étude pétrographique et géochimique de la carbonatite de Girardville et des zones minéralisées associées, Lac-Saint-Jean, Québec, Canada

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



Étude pétrographique et géochimique de la carbonatite de Girardville et des zones minéralisées associées, Lac-Saint-Jean, Québec, Canada

Charles Saint-Laurent, L. Paul Bédard, Renée-Luce Simard et Abdelali Moukhsil

MB 2023-07



Ressources naturelles
et Forêts

Québec 

Avertissement

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

Étude pétrographique et géochimique de la carbonatite de Girardville et des zones minéralisées associées, Lac-Saint-Jean, Québec, Canada

Charles Saint-Laurent, géo. stagiaire¹, L.Paul Bédard, ing. Ph.D.¹, Renée-Luce Simard, ing. géo. Ph.D.¹ et Abdelali Moukhsil, géo. Ph. D.²

1 : Université du Québec à Chicoutimi

2 : Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec

18 avril 2023

**Ressources naturelles
et Forêts**

Québec  
 

UQAC

Université du Québec
à Chicoutimi

Résumé

La carbonatite de Girardville est localisée dans la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean, à environ 4,5 km au nord du village de Girardville. Cette carbonatite, localisée dans la Province de Grenville, a initialement été décrite par *Dupuis et David (2013)*, puis a été revisitée par une équipe de cartographie du ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec (MRNF) en 2020. Des travaux de terrain effectués lors des étés 2021 et 2022 dans le cadre d'un projet de maîtrise avec mémoire de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) ont permis de réaliser une cartographie détaillée et de décrire la carbonatite de Girardville et les lithologies associées. Des dykes satellites de pegmatite à feldspath potassique et un second dyke de carbonatite (lac des Coudes) ont aussi été étudiés.

Le dyke de carbonatite de Girardville est orienté nord-sud avec un pendage de 64 à 67°. Il contient des enclaves de syénite à albite-biotite, des mégacristaux de feldspath potassique et des mégacristaux d'ilménite, ainsi que de la biotite et de l'apatite en abondance dans certaines zones. Des dykes de pegmatite à feldspath potassique orientés nord-sud sont localisés à environ 230 et 330 m à l'est de la carbonatite de Girardville. La carbonatite du lac des Coudes est localisée à environ 4 km au nord-ouest de la carbonatite de Girardville. À cette localité, une tranchée expose essentiellement une zone d'injections multiples formée principalement d'un dyke de pegmatite à feldspath potassique. Cette tranchée contient également plusieurs blocs de carbonatite ou d'ægryrine.

La carbonatite de Girardville possède des teneurs peu élevées en Nb (maximum : 137 ppm) ou en ETR (maximum : 1647 ppm). Toutefois, l'analyse des zones de contact entre la carbonatite et les enclaves de syénite à albite-biotite montrent des teneurs plus élevées qui peuvent atteindre jusqu'à 431 ppm Nb et 2495 ppm ETR. Les principaux minéraux porteurs de ces éléments sont le pyrochlore pour le Nb et les carbonates de terres rares pour les ETR. Les cristaux d'ilménite contenus dans la carbonatite de Girardville et les dykes de pegmatite à feldspath potassique présentent des teneurs élevées en Nb, entre 4740 et 6010 ppm. Dans ces mégacristaux, le Nb est associé aux micro-inclusions de divers oxydes riches en Nb (colombite, ilménorutile, lueshite et aeschynite). Un échantillon principalement composé d'apatite provenant des dykes de pegmatite présente aussi des teneurs très élevées en ETR de 6200 ppm. Aucune teneur notable en Nb et ETR n'a été observée dans la carbonatite du lac des Coudes.

Mots clés : Niobium, Éléments de terres rares, Carbonatite, Magmatisme alcalin, Pegmatite, Pyrochlore, Apatite, Micas, Féritisation, Grenville, Girardville, Lac-Saint-Jean

Table des matières

Résumé.....	II
Table des matières.....	III
Liste des figures	V
Liste des tableaux.....	VII
Liste des annexes (numériques).....	VIII
Sigles et abréviation.....	IX
1.0 Introduction.....	1
2.0 Contexte géologique	2
2.1 Province de Grenville	2
2.2 Carbonatite de Girardville.....	4
3.0 Méthodologie	5
3.1 Travaux de terrains	5
3.2 Échantillonnage.....	5
3.3 Préparation de lames minces.....	5
3.4 Analyses de roche totale	6
3.5 Cartographie chimique par microfluorescence à rayon X	6
3.6 Chimie minérale.....	6
3.6.1 Microsonde	6
3.6.2 Microscope électronique à balayage.....	7
4.0 Description de terrain et pétrographie.....	8
4.1 Carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01).....	8
4.1.1 Granite à feldspath alcalin	9
4.1.2 Syénite à albite-biotite	12
4.1.3 Carbonatite.....	14
4.1.4 Mégacristaux de feldspaths potassiques	20
4.1.5 Mégacristaux d'ilménite	23
4.2 Dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03).....	24
4.2.1 Granite à feldspath alcalin	24
4.2.2 Dyke de pegmatite à feldspaths potassiques.....	26
4.3 La carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04).....	29
4.3.1 Granodiorite à orthopyroxène	30
4.3.2 Fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine	32
4.3.3 Dyke de pegmatite à feldspaths potassiques.....	33
4.3.4 Aegyrine (blocs détachés de l'affleurement).....	33
4.3.5 Carbonatite (blocs détachés de l'affleurement).....	35
4.3.6 Fénite à feldspaths potassiques et ægyrine	36

5.0 Géochimie de roches totales	37
5.1 Roches encaissantes	37
5.1.1 Granite à feldspath alcalin frais	37
5.1.2 Granite à feldspath alcalin fénitisé.....	42
5.1.3 Granodiorite à orthopyroxène	43
5.1.3 Fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine	43
5.1.4 Fénite à feldspath potassique et ægyrine	44
5.2 Mégacristaux de feldspaths potassiques	45
5.3 Mégacristaux d'ilménite	46
5.4 Syénite à albite-biotite	47
5.5 Les carbonatites	48
6.0 Chimie minérale.....	50
6.1 Biotite.....	50
6.2 Apatite.....	52
7.0 Minéralisations économiques.....	54
7.1 Minéralisations de niobium (Nb).....	54
7.1.1 Pyrochlore	54
7.1.2 Cristaux d'ilménite (avec inclusions de colombite, d'ilménorutile et de lueshite)	59
7.2 Minéralisation en terres rares.....	62
7.2.1 Apatite.....	63
7.2.2 Carbonates de terres rares	63
8.0 Séquence de mise en place des unités des carbonatites de Girardville et du lac des Coudes	64
9.0 Conclusion	65
Référence	66

Liste des figures

Figure 1 : Carte de localisation de la région de Girardville dans la Province de Grenville.....	3
Figure 2 : Carte de localisation de la carbonatite de Girardville.	4
Figure 3 : Photo de la tranchée de la carbonatite de Girardville, vue vers le nord-est.	8
Figure 4 : Cartographie schématisée de l’affleurement principal de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01).....	9
Figure 5 : Photographies du granite à feldspath alcalin.....	11
Figure 6 : Photographies et cartographie chimique de la syénite à albite-biotite.	13
Figure 7 : Photographies et cartographie chimique de la roche carbonatitique du faciès massif.	16
Figure 8 : Photographies du faciès à enclaves de la carbonatite.....	17
Figure 9 : Photographies du faciès folié de la carbonatite.....	19
Figure 10 : Photographies du faciès altéré de la carbonatite.	21
Figure 11 : Photographies des mégacristaux de feldspaths potassiques dans différents faciès de la carbonatite.....	22
Figure 12 : Photographies des mégacristaux d’ilménite dans la carbonatite.....	23
Figure 13 : Coupe schématisée des lithologies et altérations du dyke de pegmatite de l’affleurement 21-CS-02.	24
Figure 14 : Photographie du dyke de pegmatite à feldspath potassique de l’affleurement 21-CS-02 encaissé dans le granite à feldspath alcalin.....	25
Figure 15 : Photographies et cartographie chimique du granite à feldspath alcalin près du contact avec le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l’affleurement 21-CS-02.....	27
Figure 16 : Photographies du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l’affleurement 21-CS-02.	28
Figure 17 : Coupe schématisée et interprétée des lithologies et zones d’altération de la tranchée de la carbonatite de lac des Coudes (affleurement 21-CS-04).	30
Figure 18 : Photographies de la granodiorite à orthopyroxène de l’affleurement du lac des Coudes (21-CS-04).....	31
Figure 19 : Photographies de différentes lithologies de la tranchée du lac des Coudes.	34
Figure 20 : Photographies et cartographie chimique de blocs de carbonatite de la tranchée du lac des Coudes.....	35
Figure 21 : Photographie d’une tranche de la fénite composée de feldspaths potassiques et d’ægryrine .	36
Figure 22 : Graphique de classification « total d’alcalins — silicate » (TAS)	37

Figure 23 : Diagrammes de Harker.....	39
Figure 24 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites	40
Figure 25 : Graphiques multiéléments normalisés au manteau primitif.....	41
Figure 26 : Classification chimique des carbonatites en proportion modale.....	49
Figure 27 : Graphiques de la variation des teneurs en ETR et Nb des échantillons des rainurages 21CS01-53 et 21CS01-52.	55
Figure 28 : Cartographies chimiques, imageries MEB-ERD et photomicrographies de grains de pyrochlore.	56
Figure 29 : Imagerie acquise par électron rétrodiffusé (MEB-ERD) de mégacristaux d'ilménite contenue dans la carbonatite de Girardville (21-CS-01).	60
Figure 30 : Imagerie acquise par électron rétrodiffusé (MEB-ERD) de phénocristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02 et 21-CS-03).	62
Figure 31 : Imagerie acquise par électron rétrodiffusé (MEB-ERD) de minéralisation de terres rares. ..	63

Liste des tableaux

Tableau 1 : Tableau des intervalles de composition en éléments majeurs en apfu des différents types de biotite.	51
Tableau 2 : Tableau des intervalles de composition en éléments traces en ppm des différents types de biotite.	52
Tableau 3 : Tableau de la composition chimique moyenne en apfu des différents types d'apatites.	53
Tableau 4 : Tableau des intervalles de composition en éléments traces en ppm des différents types d'apatite.....	53
Tableau 5 : Tableau de la composition chimique en apfu des points d'analyses au MEB de grains de pyrochlore classés par zone d'analyse et par niveau d'altération.	58

Liste des annexes (numériques)

Annexe 1.1 : Liste des échantillons récoltés lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022

Annexe 1.2 Carte de localisation des points d'échantillonnage de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01)

Annexe 2 : Liste des lames minces produite lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022

Annexe 3.1 : Tableau des résultats d'analyse de la chimie des roches totales

Annexe 3.2 : Rapport de rendement des standards (blancs et matériaux de référence) insérés avec les analyses de roches totales

Annexe 4 : Méthodes d'analyse utilisée pour chaque analyte en chimie des roches totales

Annexe 5.1 : Méthode d'analyse utilisée pour les biotites à la microsonde

Annexe 5.2 : Méthode d'analyse utilisée pour les apatites à la microsonde

Annexe 6.1 : Résultats d'analyse de la chimie des biotites à la microsonde

Annexe 6.2 : Résultats d'analyse de la chimie des apatites à la microsonde

Annexe 7.1 : Résultats d'analyse de la chimie des pyrochlores au microscope électronique à balayage

Annexe 7.2 : Résultats d'analyse d'oxyde dans les cristaux d'ilménite au microscope électronique à balayage

Sigles et abréviation

μ XRF : Microfluorescence à rayon X

AB : Albite

ABT : Zone de charriage de l'Allochtone (Allochton Boundary Thrust)

Ap : Apatite

apfu : Atomes par unité de formule (atoms per formula unit)

BO : Biotite

CB : Carbonate

CB-ETR : Carbonate de terres rares

CC : Calcite

CL : Chlorite

DM : Dolomite

éch. : Échantillon

EDS : Électron rétrodiffusé

ETR : Éléments de terres rares

ETRLé : Éléments de terres rares légères

ETRLo : Éléments de terres rares lourdes

EY : Aegyrine

FK : feldspath potassique

FL : Fluorite

HB : Hornblende

I2S : Syénite à albite-biotite

I4Q : Carbonatite

IM : Ilménite

IMA : Association Internationale de Minéralogie (International Mineralogical Association)

LU : Lueshite

MCS : Minéraux critiques et stratégiques

MEB : Microscope électronique à balayage

MG : Magnétite

ML : Microcline

MRNF : Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec

MY : Myrmékite

MZ : Monazite

NB : Colombite

OF : Oxyde de fer

OF-Ti : Oxyde de fer et titane

OR : Orthose

OX : Orthopyroxene

PG : Plagioclase

PM : Pyrochlore

PR : Perthite

QZ : Quartz

RL : Rutile

RL-Nb : Ilménorutile

SN : Titanite

TAS : Classification « total d'alcalins — silice

tr : Trace

UQAC : Université du Québec à Chicoutimi

VD : Arfvedsonite

1.0 Introduction

Les minéraux critiques et stratégiques (MCS) sont considérés comme des minéraux indispensables pour soutenir la transition énergétique et technologique du futur afin de faire face aux changements climatiques (*MERN, 2020*). Puisqu'un accroissement de la demande en MCS est prévu, les gouvernements du Québec et du Canada ont respectivement mis en place des plans d'action afin de valoriser ces ressources sur leur territoire en aidant financièrement les compagnies d'exploration, d'exploitation minérale et de traitements des minerais, ou en encourageant la recherche sur des sujets connexes (*MERN, 2020; RNCAN, 2019*).

Le niobium (Nb) et les éléments de terres rares (ETR) sont classés au Québec comme MCS. On les retrouve principalement dans les gisements associés aux carbonatites (*Simandl et Paradis, 2018; Verplanck et al., 2016*). Les carbonatites sont des roches ignées composées de plus de 50 % molaire de carbonate et de moins de 20 % massique de SiO₂ (*Le Maitre et al., 2002*). Il s'agit de roches qui sont généralement rares et dont la compréhension sur leur origine et leur mise en place est peu développée. De plus, peu de carbonatites comportent des teneurs et des tonnages justifiant leur exploitation (*Verplanck et al., 2016*). Une meilleure compréhension des processus qui concentrent les minéralisations dans les carbonatites est donc importante afin de bien localiser les faciès minéralisés lors de différentes phases d'exploration.

La carbonatite de Girardville est située à quelques kilomètres au nord du lac Saint-Jean. Depuis le printemps 2021, elle fait l'objet d'une étude sous la forme d'un projet de maîtrise avec mémoire, en partenariat entre l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) et le ministère des Ressources naturelles et des Forêts (MRNF). Ce projet de recherche vise à comprendre le ou les processus qui concentrent les minéralisations de Nb et d'ETR dans la carbonatite de Girardville, à l'aide d'une approche minéralogique, pétrographique et géochimique.

Ce manuscrit présente les différents résultats obtenus lors de cette étude : descriptions de terrains, descriptions pétrographiques, analyses chimiques de roches totales et de minéraux. Une brève synthèse de la séquence de mise en place des différentes unités lithologiques est proposée ainsi que les minéraux porteurs des teneurs en Nb et en ETR.

2.0 Contexte géologique

2.1 Province de Grenville

Le secteur à l'étude est situé dans la Province de Grenville (*Fig. 1*). La Province de Grenville représente les restants d'une chaîne de montagnes issue d'une collision majeure continent-continent au Protérozoïque (*Rivers et al., 2012*). Au Canada, elle est située le long de la marge est-sud-est du craton nord-américain avec une orientation nord-est sud-ouest, et s'étend sur plus de 2000 km de long, avec une largeur moyenne de 350 km (*Fig. 1a*). Au nord-ouest, la Province de Grenville est limitée par une suture majeure avec la Province du Supérieur nommée Front de Grenville. Au sud-est, la Province de Grenville est limitée par les roches de la Plateforme du Saint-Laurent qui la sépare de la chaîne de montagnes des Appalaches.

La Province de Grenville s'est formée à la suite d'une série d'événements orogéniques qui se sont produits sur plusieurs centaines de millions d'années (1900 à 986 Ma). La formation de la Province de Grenville peut être délimitée en deux phases. La première phase est dominée par la formation d'une croûte juvénile issue de systèmes d'arc et d'arrière-arc en marge du continent Laurentia du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérozoïque (1710 à 1180 Ma). Lors de cette période, une série d'orogénèses et d'événements pré-grenvilliens se sont produits en séquence accumulant des terranes et divers épisodes magmatiques (*Groulier et al., 2018; Rivers et Corrigan, 2000; Rivers et al., 2012*). La seconde phase est l'Orogénèse grenvillienne issue de la collision finale entre les continents Laurentia et Amazonia à la fin du Mésoprotérozoïque (1091 à 986 Ma) (*Rivers et al., 2012*).

La Province de Grenville est composée de deux domaines tectonométamorphiques principaux (*Fig. 1b*) : l'Allochtone et le Parautochtone. Les deux domaines sont séparés par une structure de faille majeure nommée Zone de charriage de l'Allochtone (ABT ; Allochton Boundary Thrust; *Fig. 1b*) (*Rivers et al., 1989*). Le Parautochtone représente la partie nord-ouest de la Province de Grenville. Il est composé d'unités de la Province de Supérieur et d'autres terranes d'accrétion préorogénique d'âge archéenne (*Groulier et al., 2018; Rivers et al., 2012*). L'Allochtone est situé au sud-est de la Province de Grenville. Il est composé principalement de terranes accrétées à la marge du continent Laurentia, d'âges paléoprotérozoïques à mésoprotérozoïques (*Rivers et al., 2012*). La Province de Grenville est composée en grande partie de complexes gneissiques de haut grade métamorphique (amphibolite à granulite), ainsi que d'une très grande quantité d'intrusions issues de plusieurs phases magmatiques et de complexes anorthositiques (*Ashwal et Wooden, 1983; Groulier et al., 2018*).

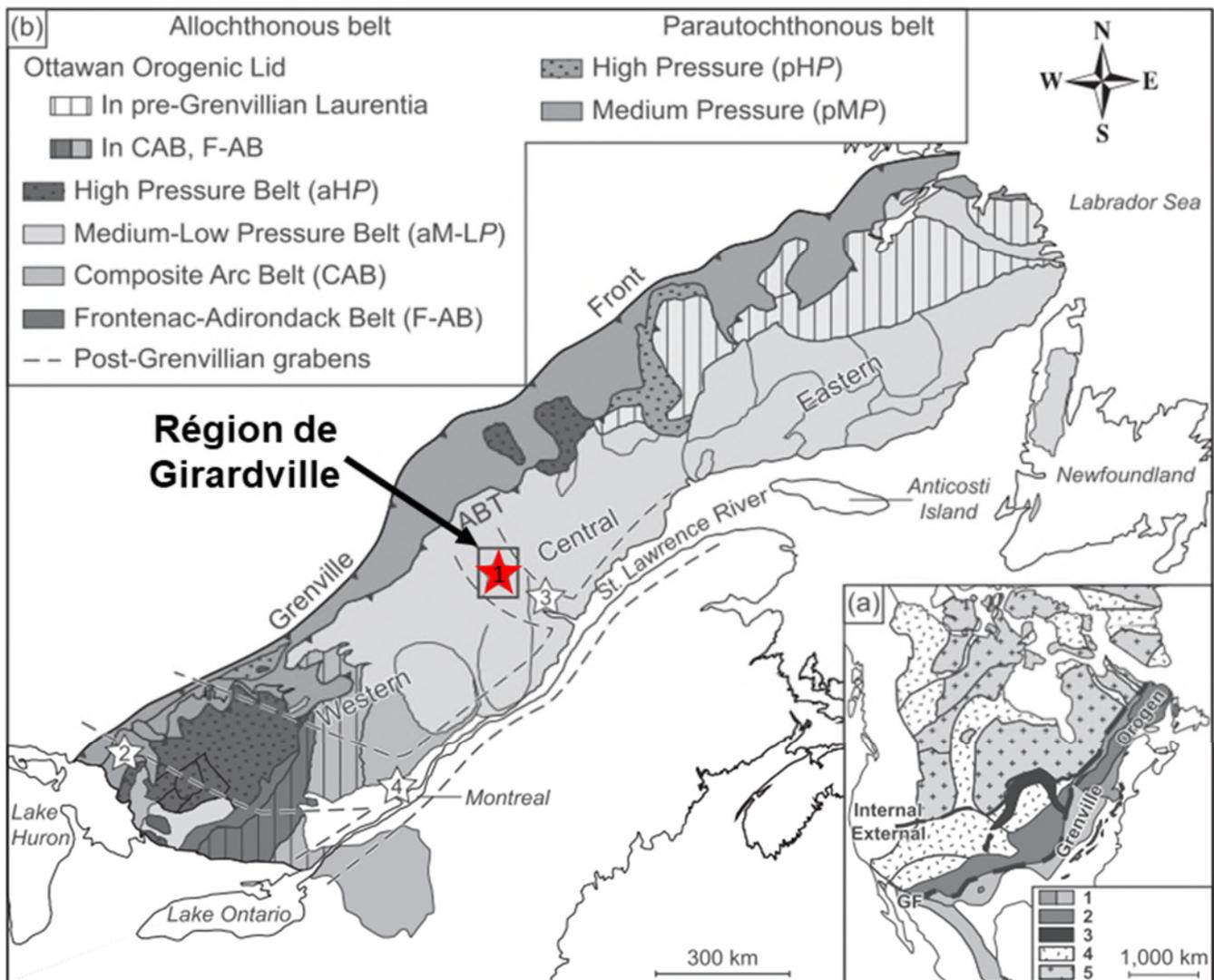


Figure 1 : Carte de localisation de la région de Girardville dans la Province de Grenville (zone d'étude ; cadre noir autour étoile rouge). (a) Carte géologique de l'Amérique du Nord. Les unités géologiques identifiées sont : 1. Province de Grenville ; 2. Province magmatique de granite et rhyolite (1,5-1,34 Ga) ; 3. Zone de rift médio-continentale ; 4. Orogènes paléoprotérozoïques (1,9-1,8 Ga, 1,65 Ga) ; 5. Cratons archéens. Les couvertures paléozoïques ou plus jeunes sont omises. (b) Carte géologique de la portion québécoise et ontarienne du Grenville. Les étoiles représentent les principaux complexes carbonatitiques connus : 1. Crevier/Girardville, 2. Complexes alcalins de Manitou et des Iron Islands (Ontario), 3. Saint-Honoré, et 4. Oka. La zone de charriage de l'Allochtonne (ABT : Allochton Boundary Thrust) représente la limite entre l'Allochtonne (sud-est) et le Parautochtonne (nord-ouest) (Groulier et al., 2020; Hoffman, 1989; Rivers, 2008; Rivers et al., 2012).

2.2 Carbonatite de Girardville

L'origine de la découverte de la carbonatite de Girardville est incertaine. Elle a été décrite comme une « carbonatite » pour la première fois par *Dupuis et David (2013)*. Pour un historique complet des travaux effectués dans la région de Girardville, voir *Dupuis et David (2013)*. La carbonatite de Girardville a par la suite été recartographiée par une équipe du MRNF lors de travaux de cartographie régionale dans la Province de Grenville à l'été 2020 (*Moukhsil et El Bourki, 2021*).

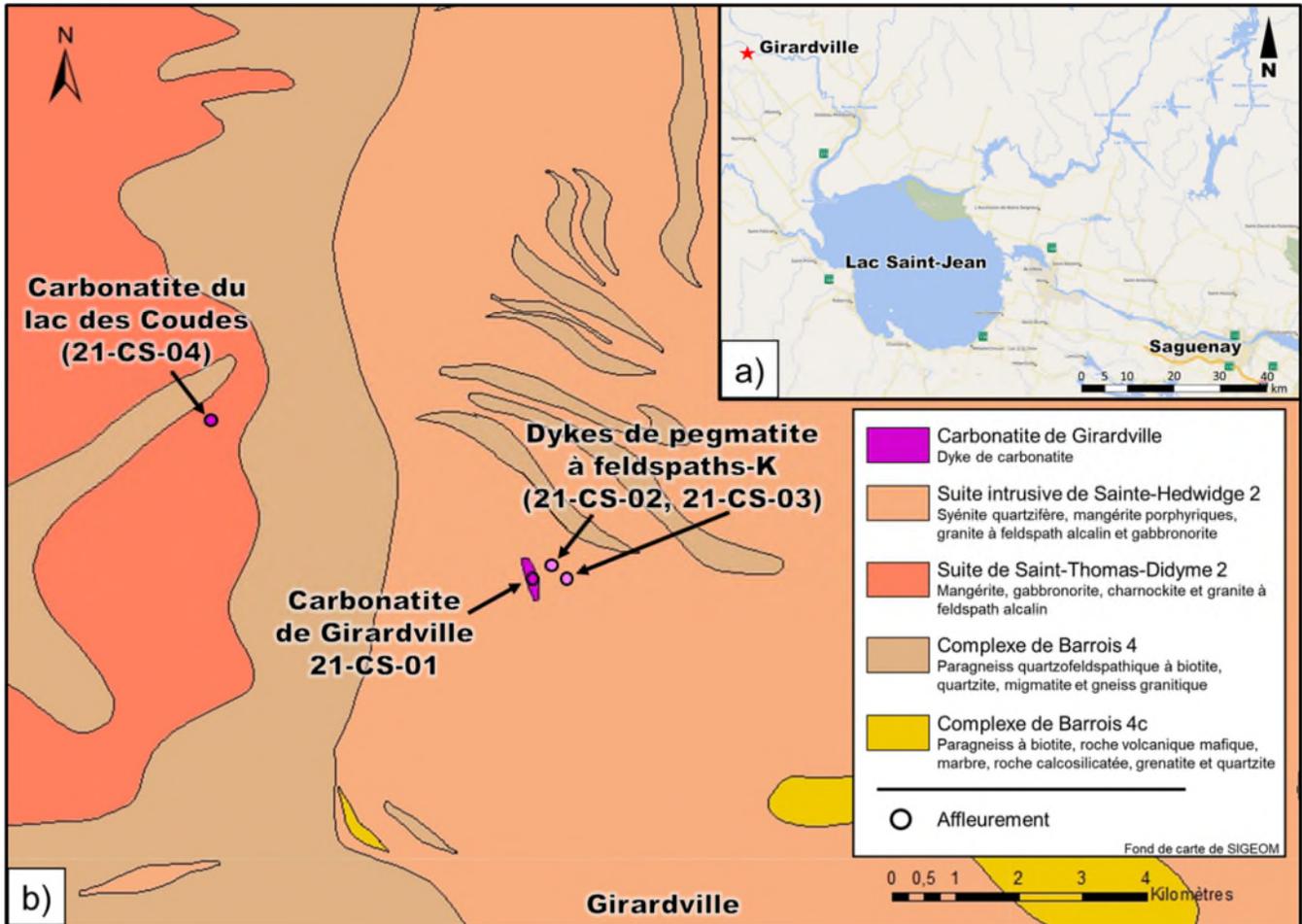


Figure 2 : Carte de localisation de la carbonatite de Girardville. (a) Carte satellite de la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean localisant la carbonatite de Girardville (étoile rouge) (b) Carte géologique de la région de Girardville localisant les affleurements étudiés : la carbonatite de Girardville (21-CS-01), les dykes de pegmatites à feldspaths potassiques (21-CS-02 et 21-CS-03) et la carbonatite du lac des Coudes (21-CS-04). Extrait modifié de la carte géologique de *Moukhsil et El Bourki (2021)*.

La carbonatite de Girardville est localisée à environ une dizaine de kilomètres au nord du lac Saint-Jean, plus précisément 4,5 km au nord du village de Girardville (*Fig. 2a*). Elles se présentent sous la forme d'un

dyke qui recoupe la Suite intrusive de Sainte-Hedwidge 2 (syénite quartzifère, mangérite porphyrique, granite à feldspath alcalin, gabbro norite et gneiss granitique) dans la portion allochtone du Grenville central (*Fig. 2b*). La Suite intrusive de Sainte-Hedwidge a été datée à 1017 ± 36 Ma par méthode U-Pb sur zircon (*Moukhsil et El Bourki, 2021; Papapavlou, 2019*).

La carbonatite de Girardville a été décrite par *Dupuis et David (2013)* et par *Saint-Laurent et al. (2022)*. Les descriptions de *Saint-Laurent et al. (2022)* sont présentées de nouveau dans la *Section 4.0* de ce document, car de nouvelles observations ont été effectuées et permettent une meilleure compréhension des lithologies associées à cette carbonatite. Préalablement au projet de maîtrise associé à ce manuscrit, des teneurs massiques en Nb_2O_5 de 0,6 % ont été analysées par *Dupuis et David (2013)* dans un échantillon d'ilménite provenant de la carbonatite de Girardville. Des analyses chimiques effectuées sur un échantillon de cette carbonatite y ont aussi révélé des teneurs de 1539,59 ppm ETR totales (675 ppm Ce, 318 ppm La, 289 ppm Nd) et 10 ppm Nb (*Moukhsil et El Bourki, 2021*).

3.0 Méthodologie

3.1 Travaux de terrains

Les travaux de terrains ont été effectués lors de deux phases : du 7 au 11 juin 2021 et du 5 au 6 juillet 2022. Lors de ces travaux, quatre affleurements ont été cartographiés en détail, les lithologies et faciès ont été décrits et des échantillons ont été récoltés. Les quatre affleurements suivants ont été décrits : carbonatite de Girardville (21-CS-01, *Section 4.1*), des dykes de pegmatites à feldspaths potassiques (21-CS-02, *Section 4.2* et 21-CS-03, *Section 4.2*), et de la carbonatite du lac des Coudes (21-CS-04, *Section 4.3*).

3.2 Échantillonnage

Les échantillons utilisés dans cette étude proviennent tous d'affleurements de surface, récoltés lors des deux séances de travaux de terrains, avec un marteau et un ciseau à froid ou avec une scie à roche. Quelques échantillons sont aussi issus de blocs retrouvés dans le fond des tranchées étudiées. Les échantillons récoltés sont présentés à l'*Annexe 1*.

3.3 Préparation de lames minces

Les blocs nécessaires à la production de lame mince ont été préparés au laboratoire de préparation géologique à l'UQAC. Les lames minces provenant de la campagne de l'été 2021 ont été produites par le laboratoire IOS Services Géoscientifiques inc. (Chicoutimi, QC) et celles provenant de la campagne de

l'été 2022 ont été produites par le laboratoire Vancouver Petrographics LTD (Vancouver, BC). Au total, 70 lames minces ont été produites (*Annexe 2*).

3.4 Analyses de roche totale

Les analyses géochimiques de roche totale ont été effectuées sur des échantillons choisis provenant des quatre affleurements étudiés de façon à représenter tous les lithologies et faciès observés. Au total, 71 analyses de roche totale ont été produites. Les résultats d'analyse sont disponible à l'*Annexe 3*. Les analyses ont été effectuées au laboratoire Actlabs (Ancaster, ON)¹. Au laboratoire, tous les échantillons ont été concassés jusqu'à ce que 80 % de l'échantillon soit d'une taille inférieure à 2 mm. Ensuite, 250 g de ce concassé a été récolté dans un séparateur d'échantillon, et broyé dans un broyeur en acier jusqu'à ce que 95 % de l'échantillon aie une taille inférieure à 105 µm. Afin d'obtenir les meilleurs résultats possibles, plusieurs méthodes de préparations et d'analyses différentes ont été utilisées. Les différentes méthodes analytiques utilisées et les limites de détection sont présentées à l'*Annexe 4*. Plus de détails sur les protocoles analytiques sont disponibles sur le site web du laboratoire Actlabs¹.

3.5 Cartographie chimique par microfluorescence à rayon X

Un appareil de microfluorescence à rayon X (µXRF) a été utilisé pour faire de la cartographie de lames minces et de l'identification minérale. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un appareil Bruker M4 Tornado situé au laboratoire de microanalyse du Département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval à Québec. L'appareil possède une anode en rhodium pour capter les rayons X. Les points d'analyse effectués possèdent un diamètre de 20 µm et tous les points sont distancés de 20 µm. Chaque point a été analysé pendant une durée de 5 ms avec un voltage de 50 kV et un courant de 600 µA. Au total, 10 lames minces ont été cartographiées avec un appareil µXRF.

3.6 Chimie minérale

3.6.1 Microsonde

Une microsonde électronique a été utilisée pour faire l'analyse d'éléments majeurs ainsi que de quelques éléments mineurs sur des minéraux de biotite et d'apatite. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un appareil Cameca SX-100 situé au laboratoire de microanalyse du Département de géologie et de génie

¹ La description du protocole de préparation des échantillons provient du site web d'Actlabs : <https://actlabs.com/geochemistry/>

géologique de l'Université Laval à Québec. Tous les résultats de microsonde et protocole analytique complet sont présentés à l'*Annexes 5*.

Biotite

Au total, 30 points d'analyses ont été effectués sur des grains de biotite provenant de 6 échantillons différents. Les points d'analyses effectués sur la biotite ont un diamètre de 5 µm. Les analyses ont été effectuées avec un voltage de 15 kV et un courant de 20 nA. Chaque point a été analysé pendant une durée de 15 s pour chaque élément à l'exception du Rb et du Zn qui ont été analysés pendant 20 s. Les résultats d'analyses des biotites sont présentés à l'*Annexe 6.1*.

Apatite

Au total, 37 points d'analyses ont été effectués sur des grains d'apatite provenant de 8 échantillons différents. Les points d'analyses effectués sur l'apatite ont un diamètre de 10 µm. Les analyses ont été effectuées avec un voltage de 15 kV et un courant de 15 nA. Chaque point a été analysé pendant une durée de 20 s pour chaque élément à l'exception du F et du Cl qui ont été analysés pendant 30 s. Les résultats d'analyses des apatites sont présentés à l'*Annexe 6.2*.

3.6.2 Microscope électronique à balayage

Un microscope électronique à balayage (MEB) a été utilisé pour faire de l'imagerie de lames minces et des analyses de minéraux. Les analyses furent acquises à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) Zeiss Sigma 300 VP (FEG-SEM) avec un EDS Oxford instrument Ultim-Max 170 mm² chez IOS Services Géoscientifiques inc. (Chicoutimi, QC). Lors d'une première reconnaissance, les résultats d'analyses ont été obtenus à l'aide du mode semi-quantitatif normalisé utilisant les calibrations d'usine. Dans une seconde étape, une série d'analyses ciblées pleinement quantitatives ont été réalisées avec une calibration sur divers minéraux sur une pastille de minéraux de référence de Micro-Analysis Consultants Ltd. (MAC 9783). Les analyses comptent deux millions de comptes effectifs (output count-rate) par analyse avec un temps de mise en forme suffisamment long pour maximiser la résolution spectrale. Les spectres furent corrigés pour les interférences et les pics de superposition, ainsi que des signaux mixtes provenant des phases environnantes pour améliorer l'identification des phases minérales. Les lames minces ont été métallisées au carbone préalablement à l'analyse. Les résultats d'analyses effectués au MEB sont présentés à l'*Annexes 7*.

4.0 Description de terrain et pétrographie

4.1 Carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01)

Localisation : UTM E677774 N5434707, Zone 18, NAD83 (Fig. 2b)

L'affleurement 21-CS-01 est le seul affleurement où la carbonatite de Girardville a été observée. La carbonatite y est exposée sous la forme d'un dyke mis en évidence dans une tranchée à la suite de travaux de prospections au début des années 2000 (Dupuis et David, 2013). La tranchée mesure environ 40 m de long sur 5 m de large. La majorité de l'affleurement est visible sur la paroi du côté est et au fond de la tranchée. Cette paroi mesure environ 3 à 4 m de hauteur (Fig. 3).

Trois principales lithologies sont observables sur l'affleurement, soit un granite à feldspath alcalin (Section 4.1.1) qui encaisse un dyke de syénite à albite-biotite (Section 4.1.2), et le dyke de carbonatite (Section 4.1.3) (Fig. 4). Dans le dyke de carbonatite, il est aussi possible d'observer des enclaves de syénite à albite-biotite (Section 4.1.2), des mégacristsaux de feldspaths potassiques (Section 4.1.4) et des mégacristsaux d'ilménite (Section 4.1.5), ainsi qu'une grande quantité de biotite et d'apatite concentrée localement en amas ou en bordure des enclaves et mégacristsaux.

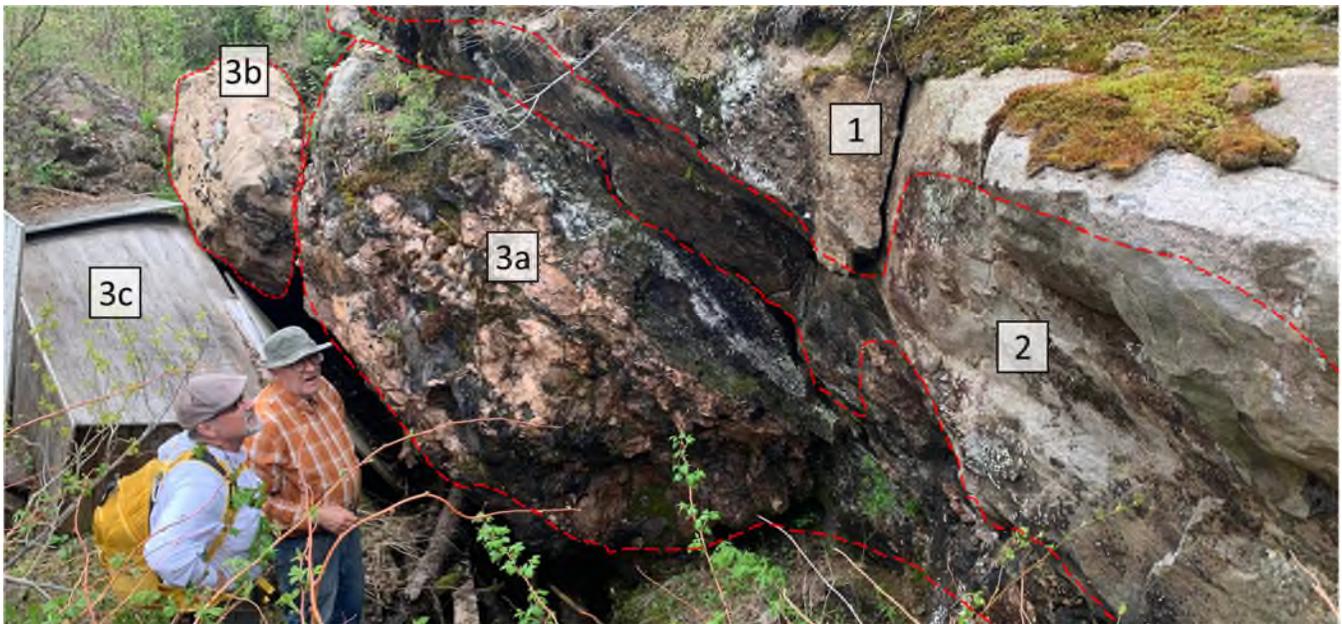


Figure 3 : Photo de la tranchée de la carbonatite de Girardville, vue vers le nord-est. Les unités lithologiques observables sont : (1) granite à feldspath alcalin, (2) dyke de syénite à albite-biotite et (3) carbonatite. Deux faciès de la carbonatite sont bien visibles : (3a) le faciès à enclaves et (3b) le faciès folié. Le faciès de carbonatite massive (3c) n'est pas exposé sur cette photo, et se retrouve sous le coffrage en bois destiné à le protéger de la météorisation.

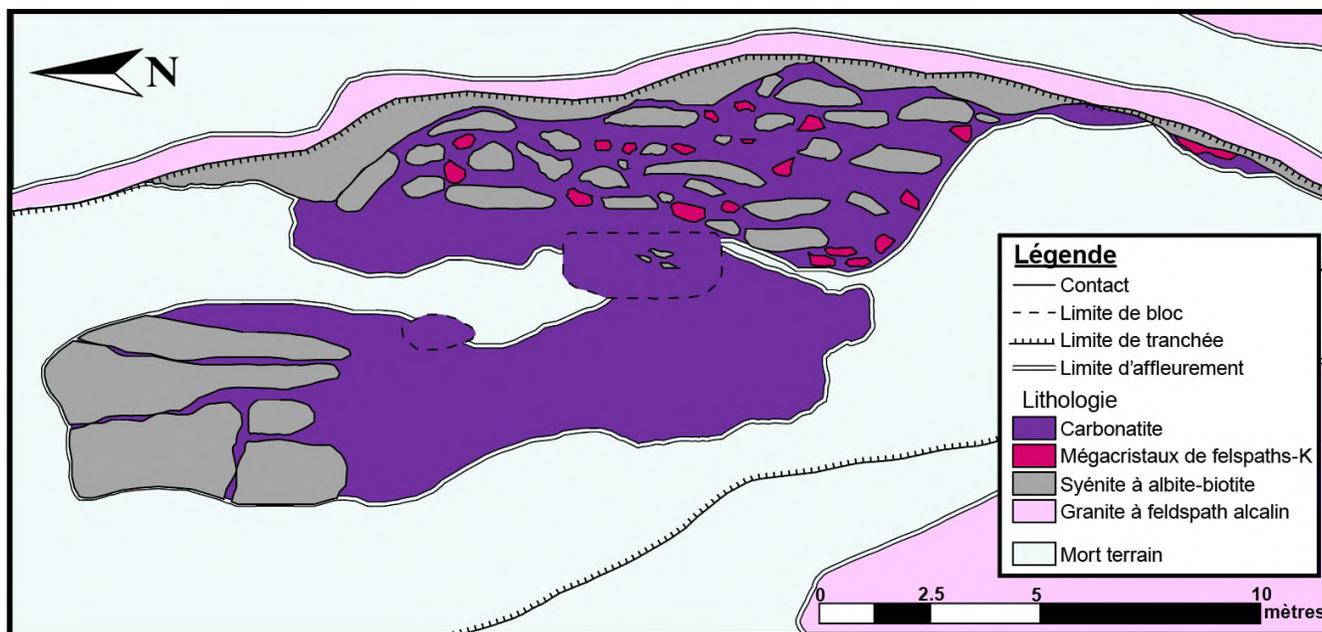


Figure 4 : Cartographie schématisée de l'affleurement principal de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01) présentant les 3 principales lithologies observées (1) granite à feldspath alcalin, (2) dyke de syénite à albite-biotite et (3) carbonatite. Les plus grosses enclaves de syénite à biotite, ainsi que les plus gros mégacristaux de feldspaths-K et ilménite présents dans la carbonatite sont également représentés sur cette carte.

4.1.1 Granite à feldspath alcalin

Le granite à feldspath alcalin (Fig. 5) est observable en contact direct avec la carbonatite et la syénite à albite-biotite sur la paroi est de la tranchée principale (Fig. 3-4), ainsi que sur de nombreux affleurements autour de la tranchée. Le long des contacts avec la carbonatite et la syénite à albite-biotite, le granite à feldspath alcalin présente une altération verdâtre identifiée comme de la fénitisation². Le granite à feldspath alcalin possède des teintes rosâtres à blanchâtres, avec un rose plus foncé en cassure fraîche. La granulométrie varie de 0,5 et 1 cm.

À l'échelle macroscopique, les principaux minéraux visibles sont : les feldspaths potassiques (roses orangés à blanchâtres, 50-60 %), le quartz (gris translucide, 15-20 %), les plagioclases (blancs, 10-15 %),

² La fénitisation est un processus de métasomatisme alcalin (sodique et/ou potassique), où l'on retrouve un remplacement minéralogique de la roche et modification de sa composition chimique. Les roches produites par les processus de fénitisation extrême sont nommées « fénite ». Les minéraux typiques des roches fénitisées sont des pyroxènes et amphiboles sodiques (ex. : arfvedsonite, riébeckite, ægyrine, augite), des feldspaths alcalins, de la néphéline et des micas Le Bas, M.J. 2008. Fenites associated with carbonatites. The Canadian Mineralogist **46**(4): 915-932. (Le Bas, 2008 ; Elliot et al., 2018).

et des feuillets de biotite³ (noirs, 5-10 %) (*Fig. 5a*). Dans l'ensemble, cette lithologie ne présente pas ou très peu de signes de déformation visible. Lorsque visible, cette déformation est marquée par une faible orientation des feuillets de biotite.

En lames minces, deux feldspaths potassiques ont été identifiés : de l'orthose (35-40 %) et du microcline (15-25 %). Le faible angle d'extinction des plagioclases (<10°) suggère qu'il s'agit d'albite. Les phases mineures et accessoires suivantes ont également été observées : hornblende (±3 %), ilménite (<1 %), titanite (<1 %), magnétite (tr), apatite (tr) et zircon (tr) (*Fig. 5b-c*).

L'orthose et le quartz sont les minéraux les plus grossiers (jusqu'à > 1 cm) et possèdent des formes hypidiomorphes à xénomorphes. Les cristaux de microcline et d'albite sont légèrement plus petits (≤5 mm) et possèdent aussi des formes hypidiomorphes à xénomorphes. Plusieurs cristaux de feldspaths potassiques (orthose et microcline) présentent des signes d'altération qui s'apparentent à de la séricitisation et qui leur donnent une allure chagrinée. Cette altération est généralement plus forte au cœur des grains, ou le long de plans de macles et fractures. Des perthites (exsolution d'albite) et des myrmékites (fines sphérules ou veinules de quartz dans des amas arrondis de plagioclases) sont aussi observés dans certains orthoses.

La biotite, sous forme de petits feuillets, présente une granulométrie fine de < 3 mm. Elle est localisée dans les interstices des autres phases majeures. La biotite forme régulièrement des amas de plusieurs millimètres de large avec de la hornblende, de l'ilménite et de la titanite. La titanite est souvent en couronnes autour des grains d'ilménites. La magnétite, l'apatite et les zircons sont distribués de façon assez uniforme dans la roche, autant dans les amas avec de la biotite que dans les interstices des autres phases majeures. Les grains sont généralement très petits (< 1 mm). Ils possèdent des formes hypidiomorphes à xénomorphes.

Fénitisation

La zone fénitisée du granite à feldspath alcalin est visible sur une distance variable de 10 à 50 cm à partir du contact avec la carbonatite ou la syénite à albite-biotite. L'intensité de la fénitisation le long des contacts est généralement uniforme. La transition de la zone fénitisée et la zone non fénitisée est plutôt

³ Dans l'ensemble de ce rapport, le terme biotite est utilisé au sens du « groupe minéral » tel que défini par l'IMA (*Rieder et al. 1999*) et représente tous les micas foncés formant une série entre l'annite et la phlogopite. Une identification plus précise du type des biotites est fournie dans la *Section 6.1*.

abrupte sur une distance d'environ 1 à 2 cm (Fig. 5d). Le granite à feldspath alcalin fénitisé présente des teintes vertes et blanchâtres en surface météorisée, tandis qu'en cassure fraîche ces minéraux blanchâtres présentent des teintes plus orangées (Fig. 5e). Dans la partie fénitisée, tous les minéraux sont xénomorphes (Fig. 5f-g).

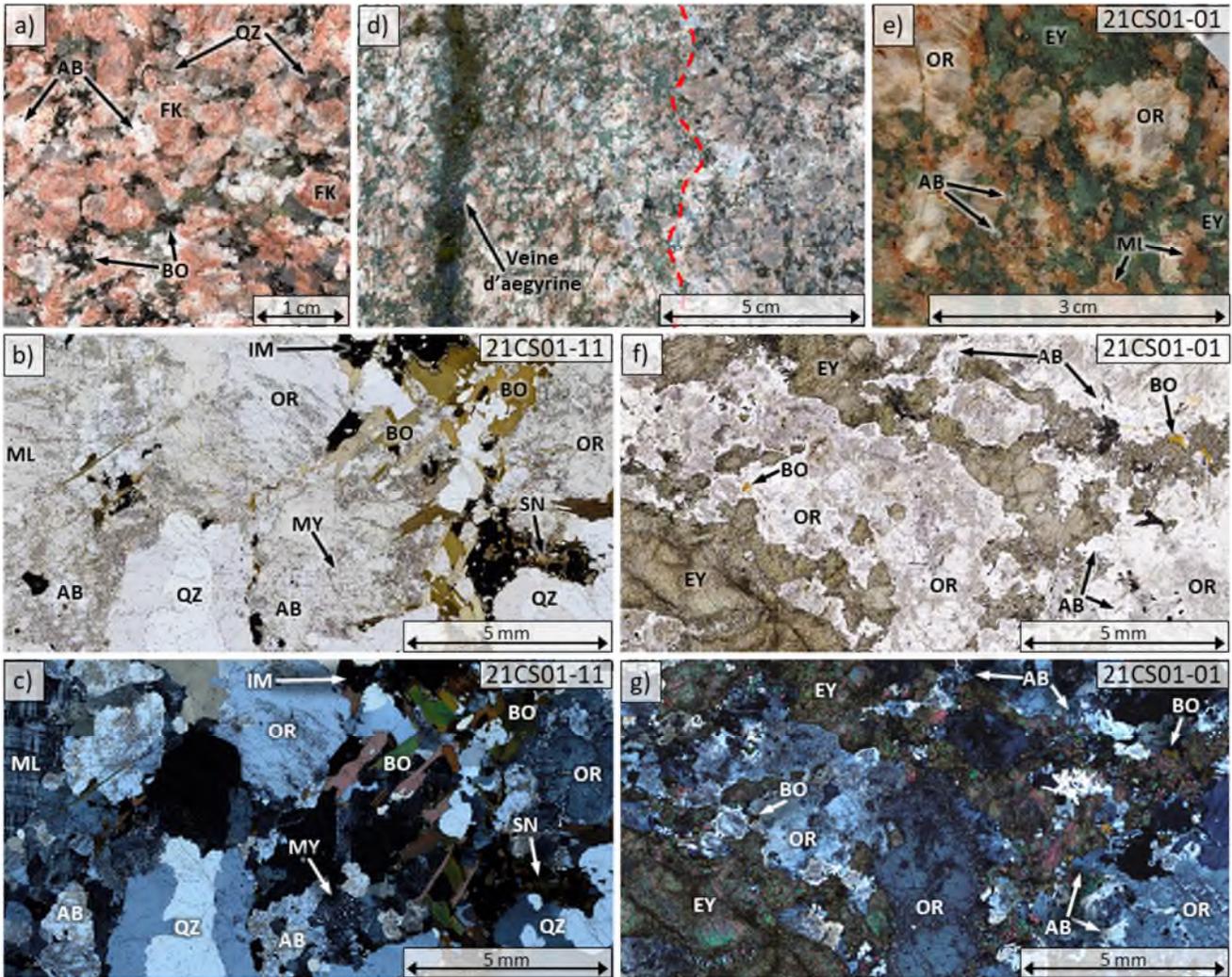


Figure 5 : Photographies du granite à feldspath alcalin. (a) Surface météorisée du granite à feldspath alcalin frais. (b-c) Photomicrographie de lame mince en lumière simple et doublement polarisée du granite à feldspath alcalin frais (éch. 21CS01-15). (d) Transition (ligne pointillée rouge) entre le granite à feldspath alcalin fénitisé (gauche) et le granite à feldspath alcalin frais (droite). On peut observer une veine d'aégyrine verte foncée qui recoupe le granite à feldspath alcalin fénitisé. (e) Tranche de granite à feldspath alcalin fénitisé (éch. 21CS01-01). (f-g) Photomicrographie de lame mince en lumière simple et doublement polarisée du granite à feldspath alcalin fénitisé (éch. 21CS01-01). Abréviations : albite (AB), feldspath potassique (FK), microcline (ML), orthose (OR), quartz (QZ), biotite (BO), aégyrine (EY), myrmékite (MY), ilménite (IM), titanite (SN).

La fénitisation affecte la composition minéralogique de la roche. La grande majorité du quartz et de la biotite a disparu, et on observe l'apparition de très fins grains d'ægyrine (35-40 %). La taille des grains d'ægyrine est de l'ordre du micromètre, en amas de 1-10 mm de large. Lorsque la biotite est encore présente (< 1 %), elle est généralement associée avec ces amas. Les grains de quartz encore observables (< 4 %) présentent des bordures irrégulières. La quantité de feldspaths potassiques diminue, le microcline (≤ 10 %) étant généralement plus affecté que l'orthose (≤ 30 %). Dans les deux cas, les feldspaths potassiques présentent une altération importante qui est généralement plus intense au cœur et qui s'étend graduellement vers l'extérieur des grains. Cette altération, dans certains cas, peut couvrir l'entièreté des grains. La quantité de cristaux d'albite (≥ 15 %) est légèrement à la hausse.

Dans la portion fénitisée du granite à feldspath alcalin, on retrouve des plans de fracture qui présentent un remplissage de petites baguettes d'ægyrine de quelques millimètres de large avec une orientation perpendiculaire aux plans de fracture (*Fig. 5d*). La longueur des baguettes est variable en fonction de la largeur des fractures. Certaines de ces baguettes peuvent mesurer plus de 1 cm de long.

4.1.2 Syénite à albite-biotite

La syénite à albite-biotite (*Fig. 6*) semble former un dyke qui s'étend de manière discontinue entre le granite à feldspath alcalin et la carbonatite. Ce dyke est bien exposé le long de la paroi sur une distance d'environ 5 à 6 m (*Fig. 4*). Le contact entre la syénite à albite-biotite et le granite à feldspath alcalin est net avec une orientation nord-sud. La largeur du dyke varie de 20 à 50 cm (*Fig. 4*).

La syénite à albite-biotite possède des teintes généralement grises à gris blanc en surface altérée avec un gris plus prononcé en cassure fraîche. La roche présente aussi des teintes rougeâtres à certains endroits. Les minéraux possèdent une taille assez uniforme et fine (< 1 mm) (*Fig. 6a*).

À l'échelle macroscopique, les minéraux sont difficilement identifiables. Une orientation préférentielle marquée par un allongement des grains foncés (biotite) parallèle à l'orientation des contacts de l'unité est visible. En lames minces, les phases minérales suivantes ont été identifiées : albite (75-90 %) et biotite (10-25 %) (*Fig. 6b-c*). D'autres minéraux en traces ont aussi été observés : des oxydes (trop petits pour une identification précise), de l'apatite et quelques zircons. De petits phénocristaux d'orthose (<1 %) d'environ 5 mm de diamètre ont également été observés (*Fig. 6a-b-c*). Certaines portions de la roche présentent un alignement des grains d'albite très prononcé, s'apparentant à une texture trachytique

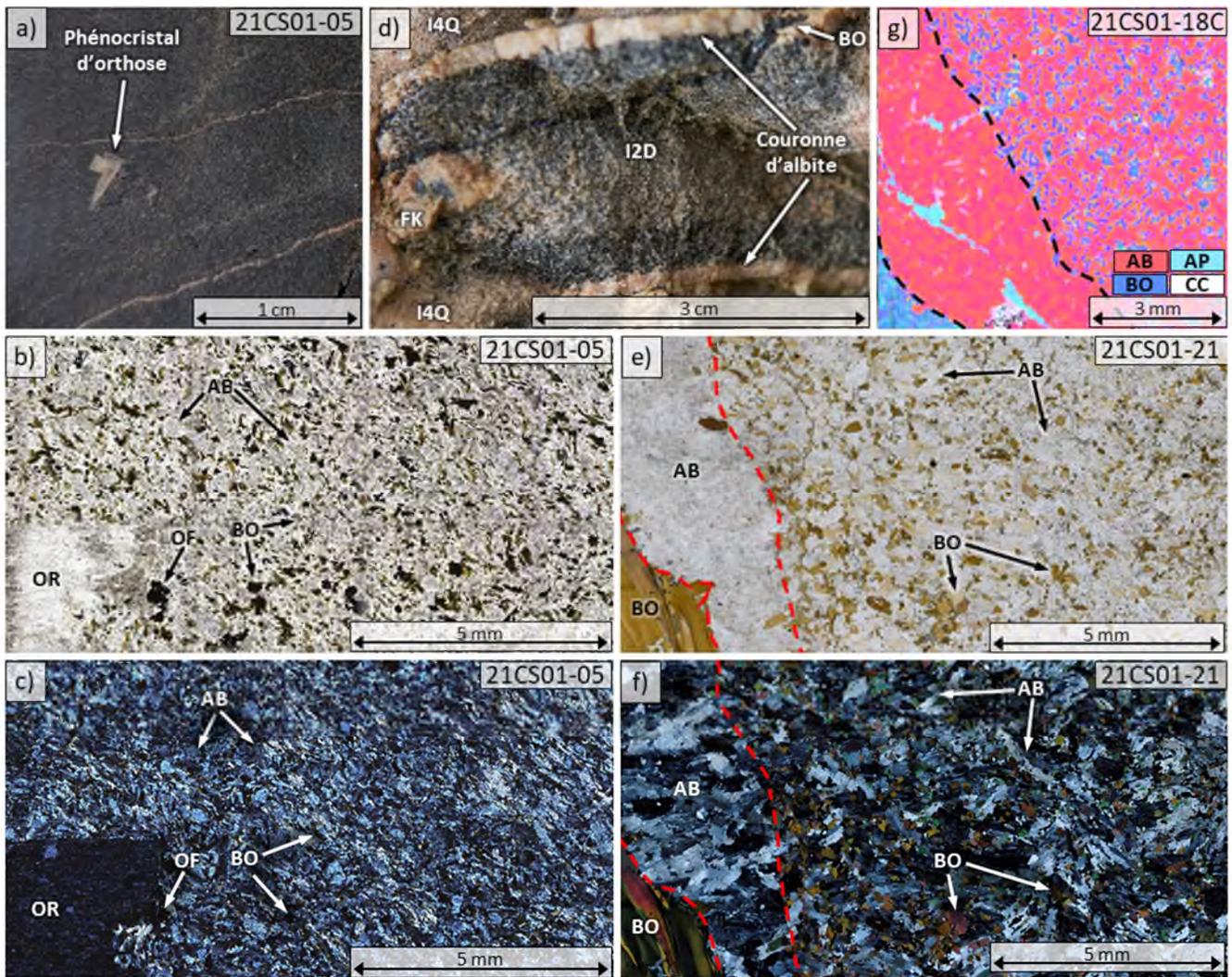


Figure 6 : Photographies et cartographie chimique de la syénite à albite-biotite. Tranche du dyke de syénite à albite-biotite (éch. 21CS01-05) qui présente un petit phénocristal d'orthose. (b-c) Photomicrographies de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée du dyke de syénite à albite-biotite (éch. 21CS01-05). On peut observer la présence d'un petit phénocristal d'orthose. L'agencement des cristaux d'albite montre une texture trachytique principalement dans la partie droite de la photo. (d) Enclave de syénite à albite-biotite qui présente une couronne d'albite. (e-f) Photomicrographies de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée d'une enclave de syénite à albite-biotite (éch. 21CS01-21). On peut observer une couronne d'albite en bordure de l'enclave, ainsi qu'une couronne de biotite autour de l'albite (ligne pointillée rouge). L'agencement des cristaux d'albite dans l'enclave, partie droite de la photo, montre un début de texture trachytique. (g) Cartographie chimique de lame mince acquise à la μ XRF d'une enclave de syénite à albite-biotite avec une couronne d'albite en bordure (éch. 21CS01-18C). Les différentes couleurs visibles représentent les phases minérales majeures interprétées par addition chimique des données μ XRF. Abréviations : carbonatite (I4Q), syénite à albite-biotite (I2D), feldspath potassique (FK), biotite (BO), albite (AB), orthose (OR), oxyde de fer (OF), apatite (AP), calcite (CC).

(Fig. 6b-c). La forme des grains d'albite et de biotite varie en fonction de ces zones d'orientation préférentielle. Les grains d'albite possèdent généralement une forme allongée, mais peuvent aussi être plus trapus. Les grains sont hypidiomorphes à xénomorphes. Les grains de biotite varient de hypidiomorphes à xénomorphes, et de trapus à plus allongés. Deux types de biotite sont discernables grâce à leurs formes et leurs couleurs. Le premier type de biotite (BO1) représente plus que 90 % de la biotite dans le dyke de syénite à albite-biotite. Elle est généralement vert foncé à brun foncé, avec des tendances vers le noir. Ces grains sont généralement ceux qui sont plus trapus ou arrondis. Le second type (BO2) est plutôt brun pâle ou jaune (Fig. 6b-e). Il s'agit généralement des cristaux de biotite les plus allongés. Les phénocristaux d'orthose sont généralement très altérés. Cette altération est progressive à partir des bordures externes et l'intensité diminue en se rapprochant du cœur du grain. Elle est marquée par un remplacement progressif par de l'albite (Fig. 6b-c).

Enclaves de syénites à albite-biotite

On observe de nombreuses enclaves de syénite à albite-biotite dans la carbonatite (Fig. 3, 4, 6d). La texture et l'assemblage minéralogique principal des enclaves de syénite à albite-biotite sont similaires à celles du dyke. La texture trachytique y est toutefois mieux développée (Fig. 6e-f). L'orientation des albites peut aussi être variable à petite échelle et ne semble pas toujours être parallèle à l'orientation au sens allongé des enclaves. Une seule des deux biotites, la biotite plus pâle (BO2), est visible dans les enclaves de syénite à albite-biotite (Fig. 6e-f). On y retrouve généralement les mêmes minéraux accessoires et traces que dans le dyke : des oxydes, de l'apatite, quelques zircons et de la titanite. On observe aussi de la calcite ($\leq 1\%$). L'apatite est généralement présente en plus grande quantité ($\leq 5\%$).

Certaines enclaves de syénite albite-biotite possèdent des couronnes d'albite généralement de moins de 1 cm d'épaisseur (Fig. 6d-e-f-g). En lames minces, elles présentent une texture trachytique semblable à celle de l'enclave de syénite à albite-biotite (Fig. 6f-g).

4.1.3 Carbonatite

Le dyke de carbonatite est principalement visible sur la paroi est et au fond de la tranchée (Fig. 3-4). On le suit aussi sur environ 30 m supplémentaires au sud de la tranchée de façon discontinue sous la forme de petits buttons. Le contact de la carbonatite avec la syénite et/ou le granite à feldspath alcalin est orienté nord-sud, entre 350° à 010° , avec un pendage de 64° à 67° . La section bien exposée du dyke mesure en moyenne 5 m de largeur.

La roche carbonatitique présente une couleur beige orangé avec des teintes parfois grisâtres en surface météorisée, et est plus claire avec des teintes de beige blanchâtre à rosâtre en surface fraîche. À certains endroits, la roche peut prendre des teintes plutôt rougeâtres. La granulométrie des carbonates est variable, avec des grains de 1 à 5 mm de diamètre. On peut aussi y voir de petits minéraux rouges et noirs de moins de 1 mm disséminés uniformément dans la roche (*Fig. 7a*).

L'étude pétrogéochimique à la μ XRF a permis de déterminer que la roche carbonatitique est composée principalement de calcite (> 90 %) avec une faible proportion de dolomites ferromagnésiennes (\leq 10 %) (*Fig. 7b*). Les autres phases minérales accessoires observables sont : la strontianite, la baryte, le rutile, l'apatite, l'ilménite, l'hématite, la monazite, le pyrochlore ainsi que différents types de carbonates de terres rares. Des descriptions plus approfondies des pyrochlores et des carbonates de terres rares sont respectivement présentés aux *Sections 7.1.1 et 7.2.2*.

La carbonatite peut être délimitée en 4 faciès différents : le faciès massif, le faciès à enclaves, le faciès folié et le faciès altéré. Ces faciès sont délimités par les quantités et les arrangements que prennent la biotite, l'apatite, les enclaves de syénite à albite-biotite et les mégacristsaux de feldspaths potassiques.

Carbonatite massive

Le faciès massif de la carbonatite de Girardville se retrouve principalement au centre du dyke de carbonatite (*Fig. 4*). Il est composé presque entièrement de matrice carbonatitique (> 90 %), avec pratiquement pas d'enclaves de syénite à albite-biotite (< 5 %), de mégacristsaux de feldspaths potassiques (< 1 %), de biotite (< 1 %), d'apatite (< 1 %), et d'ilménite (\leq 1 %). Il est aussi caractérisé par son aspect massif en affleurement. En lame mince, il est possible d'observer des structures orientées dans la matrice carbonatitique. Ces structures sont définies par l'alignement de cristaux de calcite plus grossiers et allongés au travers de cristaux de calcite plus fins, ainsi que quelques bandes/veines sinueuses de carbonates plus « altérés » (*Fig. 7c-d*).

Carbonatite à enclaves

Le faciès de carbonatite à enclaves (*Fig. 8*) est principalement visible le long des contacts avec le granite à feldspath alcalin et/ou le dyke de syénite à albite-biotite près de la paroi est de la tranchée, sur environ 1 à 2 m de large. Il est caractérisé par la présence d'une grande quantité d'enclaves de syénites à albite-biotite, de mégacristsaux de feldspaths potassiques, de la biotite et de l'apatite (*Fig. 8a*). En général, la quantité d'enclaves, de biotite et d'apatite diminue progressivement vers le cœur du dyke (vers l'ouest).

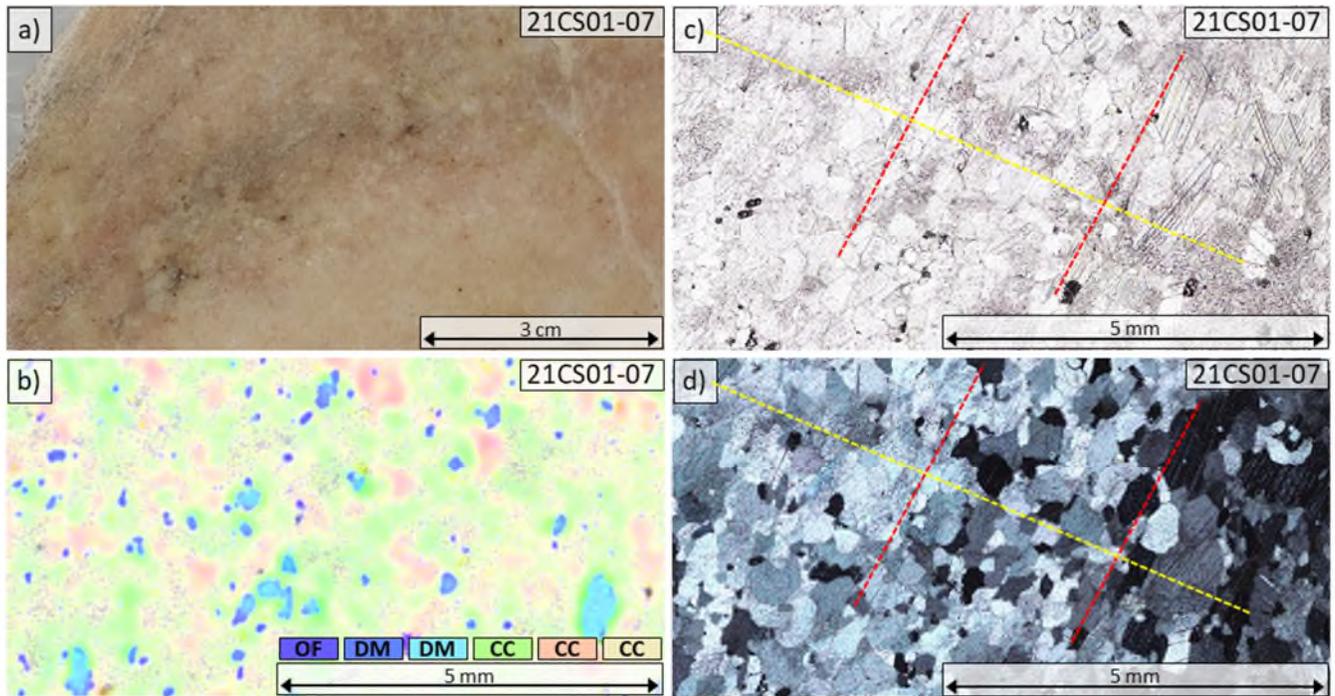


Figure 7 : Photographies et cartographie chimique de la roche carbonatitique du faciès massif. (a) Tranche de carbonatite massive (éch. 21CS01-07). On peut observer de petites inclusions de minéraux rougeâtres et noirâtres. (b) Cartographie chimique de lame mince acquise à la μ XRF de carbonatite massive (éch. 21CS01-07). Les différentes couleurs visibles représentent les phases minérales majeures interprétées par addition chimique des données μ XRF. Les variations de tons montrent des enrichissements élémentaires dans les minéraux de dolomite (bleu : Fe, turquoise : Mg) et de calcite (vert : Mg, rose : Ba, jaune : Sr). (c-d) Photomicrographies de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée de carbonatite massive (éch. 21CS01-07). On peut observer une faible orientation préférentielle des carbonates (lignes rouges), et une bande de carbonates sont plus altérés (lignes jaune). Abréviations : oxyde de fer (OF), dolomite (DM), calcite (CC).

Le faciès à enclaves est composé d'environ 25 à 75 % d'enclaves de syénite à albite-biotite, 5 à 30 % de mégacristaux de feldspaths potassiques, 10 à 30 % de biotite, 5 à 15 % d'apatite, dans 10 à 25 % de matrice carbonatitique.

Les enclaves de syénite à albite-biotite sont généralement arrondies et plusieurs d'entre elles sont très allongées. Les plus grandes enclaves peuvent mesurer plus de 2 m de long, et sont généralement orientées parallèlement à la marge est du dyke de carbonatite et au dyke de syénite à albite-biotite (Fig. 4).

La biotite dans le faciès à enclaves présente une couleur brun foncé à noir. Les feuillet de biotite présentent généralement des formes idiomorphes et ils peuvent atteindre plus de 10 cm de large (Fig. 8c). Ils forment des livrets pouvant mesurer plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur (Fig. 8c). Dans le

faciès à enclaves, la biotite forme généralement des couronnes autour des enclaves de syénite à albite-biotite (*Fig. 8a-b*). Ces couronnes peuvent atteindre jusqu'à 10 cm d'épaisseur. Les enclaves de syénite à albite-biotite les plus grosses ne présentent pas ou très peu de biotite en bordures.

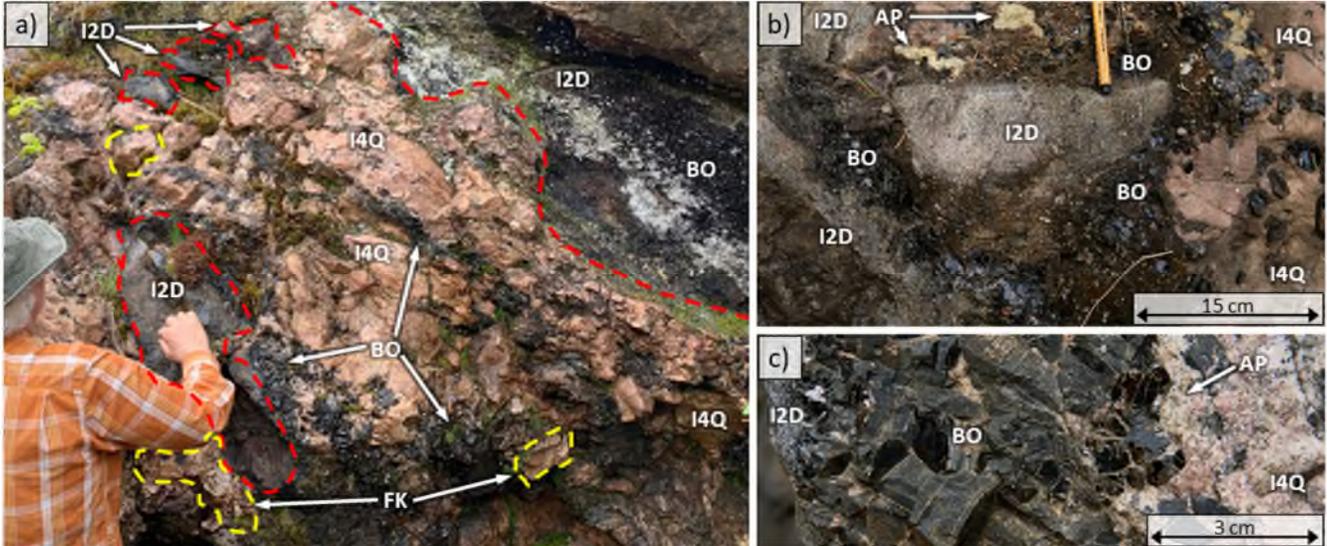


Figure 8 : Photographies du faciès à enclaves de la carbonatite. (a) Vue générale vers le nord-est du faciès à enclaves de la carbonatite. On peut observer dans ce faciès : la carbonatite, de la biotite, de l'apatite (non visible à cette échelle), des enclaves de syénite à albite-biotite (contour rouge) et des mégacristsaux de feldspaths potassiques (contour jaune; difficilement différenciable à cette échelle de la carbonatite due aux couleurs similaires de ces unités). Dans le coin supérieur droit de la photographie, on peut observer le dyke de syénite à albite-biotite avec un placage de biotite. (b) Enclave de syénite à albite-biotite dans le faciès à enclaves de la carbonatite. On peut observer une couronne de biotite autour de l'enclave, avec des amas d'apatite beige jaunâtre discontinus situés au pourtour de l'enclave. (c) Série de livrets de biotite au contact entre une enclave de syénite à albite-biotite et la carbonatite. Abréviations : syénite à albite-biotite (I2D), carbonatite (I4Q), biotite (BO), feldspath potassique (FK), apatite (AP).

L'apatite est généralement associée avec la biotite dans le faciès à enclaves. Elle présente des teintes jaunâtres à verdâtres, et peut parfois prendre des teintes rougeâtres. Les grains présentent une taille plutôt uniforme de 2 à 3 mm. Elle se concentre en amas de plusieurs centimètres de diamètre que l'on retrouve principalement entre les feuillets de biotite. L'apatite ne forme pas de couronne continue autour des enclaves de syénite à albite-biotite comme la biotite, mais elle peut être présente en grande quantité en amas avec la biotite autour de ces dernières. Les grains d'apatite sont aussi régulièrement en inclusion à l'intérieur des feuillets de biotite.

Les mégacristsaux de feldspaths potassiques sont généralement très anguleux et peuvent mesurer jusqu'à 25 cm de large. Ces mégacristsaux ne présentent pas ou rarement de couronnes de biotite, et lorsque c'est le cas, elles sont de moins de 1 ou 2 cm d'épaisseur. Il peut toutefois arriver de les retrouver, les mégacristsaux de feldspaths potassiques, avec des placages d'apatite de quelques millimètres d'épaisseur sur certaines de leurs faces.

On retrouve aussi plusieurs mégacristsaux d'ilménite (≤ 1 %) dans ce faciès (voir *Section 4.1.5* pour plus de détails).

Carbonatite foliée

Le faciès de carbonatite dit « folié » (*Fig. 9*) est essentiellement visible sur un large bloc sub-en-place de 2 m de long sur 1 m de large décroché de la paroi est de l'affleurement et tombé dans la tranchée. Ce faciès folié est caractérisé par l'alignement préférentiel des enclaves de syénite à albite-biotite, feuillets de biotite et amas d'apatite. Ces structures planaires sont légèrement ondulées. En surface météorisée, ces structures s'expriment généralement par une érosion préférentielle (petites crevasses) pouvant avoir jusqu'à 1 cm de profondeur (*Fig. 9a*). Les enclaves de syénite à albite-biotite, les cristaux de feldspaths potassiques, la biotite et l'apatite sont concentrés et orientés le long de ces structures planaires. Plus on s'éloigne perpendiculairement de ces structures, plus le pourcentage de matrice carbonatitique augmente (jusqu'à atteindre environ 90 à 100 %) et la roche reprend un aspect massif (perte des structures planaires).

Dans les secteurs foliés, la matrice carbonatitique compose environ 75 à 85 % du faciès. Le reste du faciès est composé d'environ 0 à 15 % d'enclaves de syénite à albite-biotite, 0 à 5 % de mégacristsaux de feldspaths potassiques, 10 à 25 % de biotite et 5 à 10 % d'apatite.

Les enclaves de syénite à albite-biotite sont allongées, avec une longueur généralement inférieure à 25 cm et une largeur inférieure à 10 cm. (*Fig. 9b*). On peut observer, dans ces enclaves, des structures planaires bien définies et parfois légèrement recourbées suivant l'ondulation locale des structures planaires de la carbonatite suggérant une déformation ductile.

La biotite est principalement présente en amas de moins de 10 cm de large ou en minces livrets, et est alignée le long des structures planaires de la carbonatite. En général, les feuillets de biotites dans ce faciès folié sont plus petits que dans le faciès à enclaves (≤ 5 cm) et leurs formes sont moins idiomorphes. Certains feuillets de biotites peuvent être plissés (*Fig. 9*). Contrairement au faciès à enclaves, l'association entre la biotite et les enclaves de syénite à albite-biotite est moins forte. Il est toutefois possible d'observer

de la biotite en étroite association avec certaines enclaves de syénite à albite-biotite, soit dans des ombres de pressions ou dans des fractures à l'intérieur de ces enclaves (Fig. 9b).

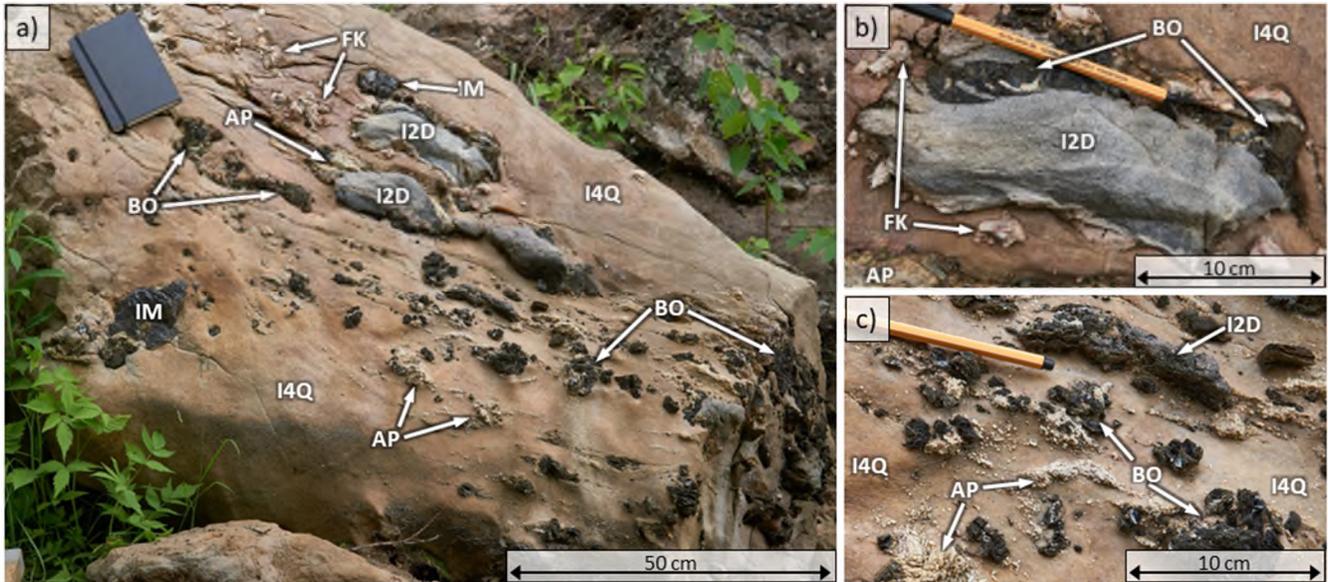


Figure 9 : Photographies du faciès folié de la carbonatite. (a) Faciès folié de la carbonatite sur bloc sub-en-place, vue vers l'est. On peut y voir la biotite, l'apatite, les feldspaths potassiques, les mégacristsaux d'ilménite et les enclaves de syénite à albite-biotite orientés et alignés le long de structures planaires légèrement ondulantes formant des « crevasses » allongées d'environ 1 cm de profondeur dans la carbonatite. (b) Enclave de syénite à albite-biotite dans le faciès folié de la carbonatite. L'enclave y est allongée et légèrement déformée (recourbé), suivant l'ondulation des structures planaires de la carbonatite. Des amas de biotite sont présents aux extrémités de l'enclave et en remplissage de fracture. Quelques cristaux de feldspath potassique sont visibles au pourtour de l'enclave. Certains de ces cristaux sont fracturés. (c) Amas d'apatite et livrets de biotite orientés dans les structures planaires de la carbonatite foliée. Certains feuillet de biotite présentent de légères ondulations. Abréviations : carbonatite (I4Q), syénite à albite-biotite (I2D), biotite (BO), feldspath potassique (FK), apatite (AP), ilménite (IM).

Comme dans le faciès à enclaves, les grains d'apatite sont de teintes jaunâtres à verdâtres, et peuvent parfois prendre des teintes rougeâtres, avec une taille plutôt uniforme (2 à 3 mm). On retrouve principalement l'apatite sous la forme d'amas allongés, d'environ 5 cm de long alignés avec les structures planaires (Fig. 9a-c). L'apatite et la biotite sont régulièrement observables ensemble en amas.

Très peu de mégacristsaux de feldspaths potassiques sont visibles dans ce faciès. Lorsque des cristaux complets sont visibles, ils sont généralement petits (< 5 cm). On retrouve plutôt de petits fragments de feldspaths potassiques (< 2 cm) présentant des marges irrégulières (Fig.9a-b).

De petits cristaux d'ægryrine (≤ 1 %) sont aussi observables le long des structures planaires.

Il est aussi possible de retrouver des mégacristsaux d'ilménite (≤ 1 %) dans ce faciès (voir *Section 4.1.5* pour plus de détails).

Carbonatite altérée

Le faciès altéré de la carbonatite (*Fig. 10*) est observable sur un large bloc de 1 m sur 1,5 m dans le fond de la tranchée. Ce faciès est caractérisé par la présence de veines et de veinules de calcite, parfois quartz-calcite, de couleurs blanches à blanches translucides, de moins de 1 cm de large. Ces veines et veinules recoupent la carbonatite avec un angle de 30° à 45° par rapport aux structures planaires visibles dans la carbonatite (*Fig. 10a*). La carbonatite dans ce faciès présente aussi des teintes rougeâtres (*Fig. 10b*) plus importantes que la matrice carbonatitique habituelle principalement au niveau des veinules. En lame mince, il est possible de retrouver de la chlorite et du rutile dans certaines veinules (*Fig. 10c-d*).

4.1.4 Mégacristsaux de feldspaths potassiques

En affleurement, les mégacristsaux de feldspaths potassiques (*Fig. 11*) possèdent des teintes beiges rosées à roses foncés. Les cristaux sont idiomorphes à hypidiomorphes, et leur taille varie de 2 cm à plus de 25 cm de diamètre (*Fig. 11a-b*). Les cristaux les plus gros sont principalement retrouvés dans la carbonatite à enclaves, près du contact avec le granite à feldspaths alcalins (roche encaissante). Les cristaux retrouvés dans les autres faciès de la carbonatite dépassent rarement plus de 5 cm de large et semblent souvent fragmentés (*Fig. 9b*). Plusieurs cristaux présentent des macles bien visibles. *Dupuis et David (2013)* avait identifié certaines de ces macles comme des macles de Baveno.

En général, les cristaux de feldspaths potassiques sont isolés les uns des autres dans la carbonatite. Il est toutefois possible d'observer des amas allongés de mégacristsaux de feldspaths potassiques près des contacts avec le dyke de syénite à albite-biotite (*Fig. 11c*). Certains mégacristsaux de feldspaths potassiques sont en contact direct avec le dyke de syénite à albite-biotite. Entre la syénite à albite-biotite et les mégacristsaux de feldspaths potassiques, on observe une bande rosâtre de quelques millimètres à 2-3 cm de large (*Fig. 11d*). La limite entre la syénite à albite-biotite et cette zone rosâtre est à la fois nette et ondulante.

Les observations en lames minces (*Fig. 11e-f*) ont permis de déterminer que les mégacristsaux de feldspaths potassiques sont composés de microcline et d'orthose. Il est parfois possible d'observer de l'orthose maclé avec du microcline dans un même cristal. Certains cristaux présentent des perthites. Lorsque des perthites

sont présentes dans un cristal composé à la fois d'orthose et de microcline, les perthites sont en continuité optique entre les deux types de feldspaths potassiques. Certains cristaux de feldspaths potassiques sont localement pœcilitiques, avec de très fines inclusions d'albite. On peut aussi observer localement la présence d'oxydes de fer et de rutile principalement concentrés le long des perthites ou des plans de macles.

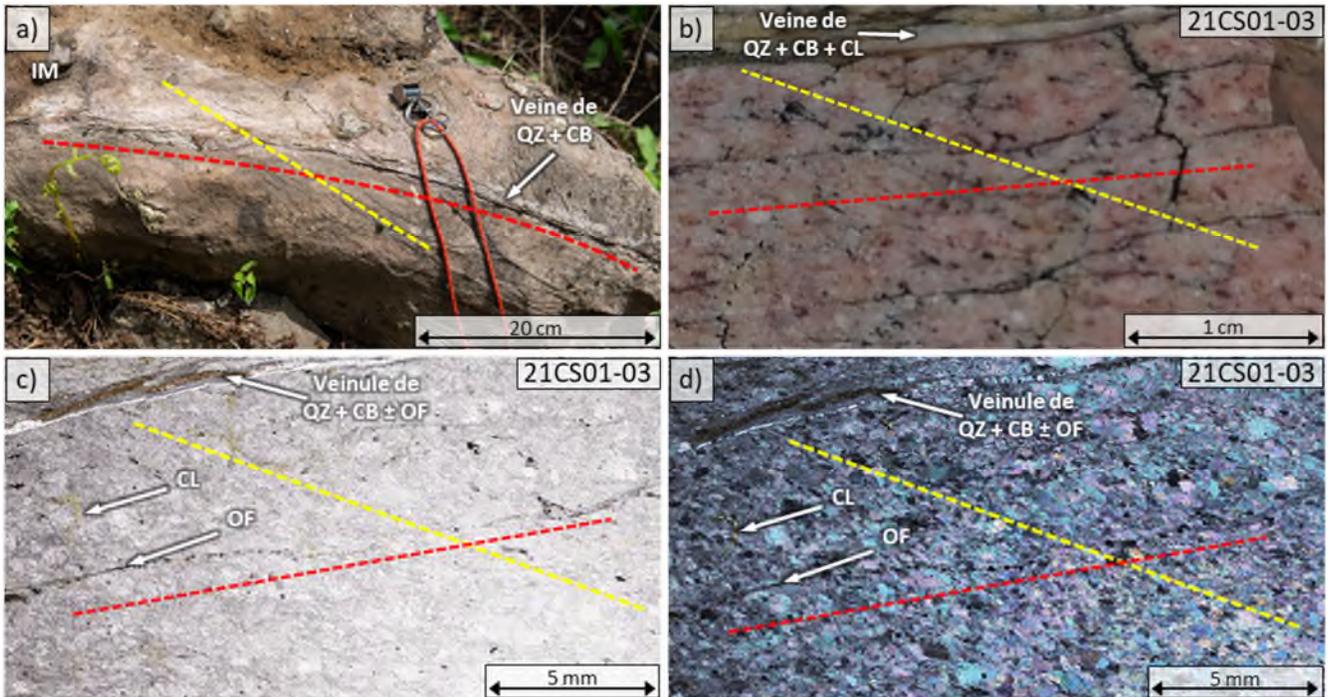


Figure 10 : Photographies du faciès altéré de la carbonatite. (a) Une veine de quartz-carbonate (flèche blanche, ligne rouge) recoupant des structures planaires dans la carbonatite (similaires à celles du faciès folié ; ligne jaune) avec un angle d'environ 30° , vue vers l'est. (b) Tranche de la carbonatite altérée (éch. 21CS01-03) avec des teintes rougeâtres. On peut observer de nombreuses fractures (ligne rouge) avec la même orientation que les veines de quartz-carbonate (flèche blanche, haut de la photographie). Un alignement préférentiel montré par l'allongement de quelques minéraux d'oxyde de fer semble visible (ligne jaune). (c-d) Photomicrographie de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée de carbonatite altérée (éch. 21CS01-03). On peut observer une veinule de quartz-carbonate recoupant la carbonatite, avec plusieurs fractures présentant des remplissages d'oxyde de fer ou de chlorite. On peut aussi observer une faible orientation préférentielle dans la carbonatite montrée par l'allongement des carbonates et de quelques oxydes (lignes jaunes). Abréviations : ilménite (IM), quartz (QZ), carbonate (CB), oxyde de fer (OF), chlorite (CL).

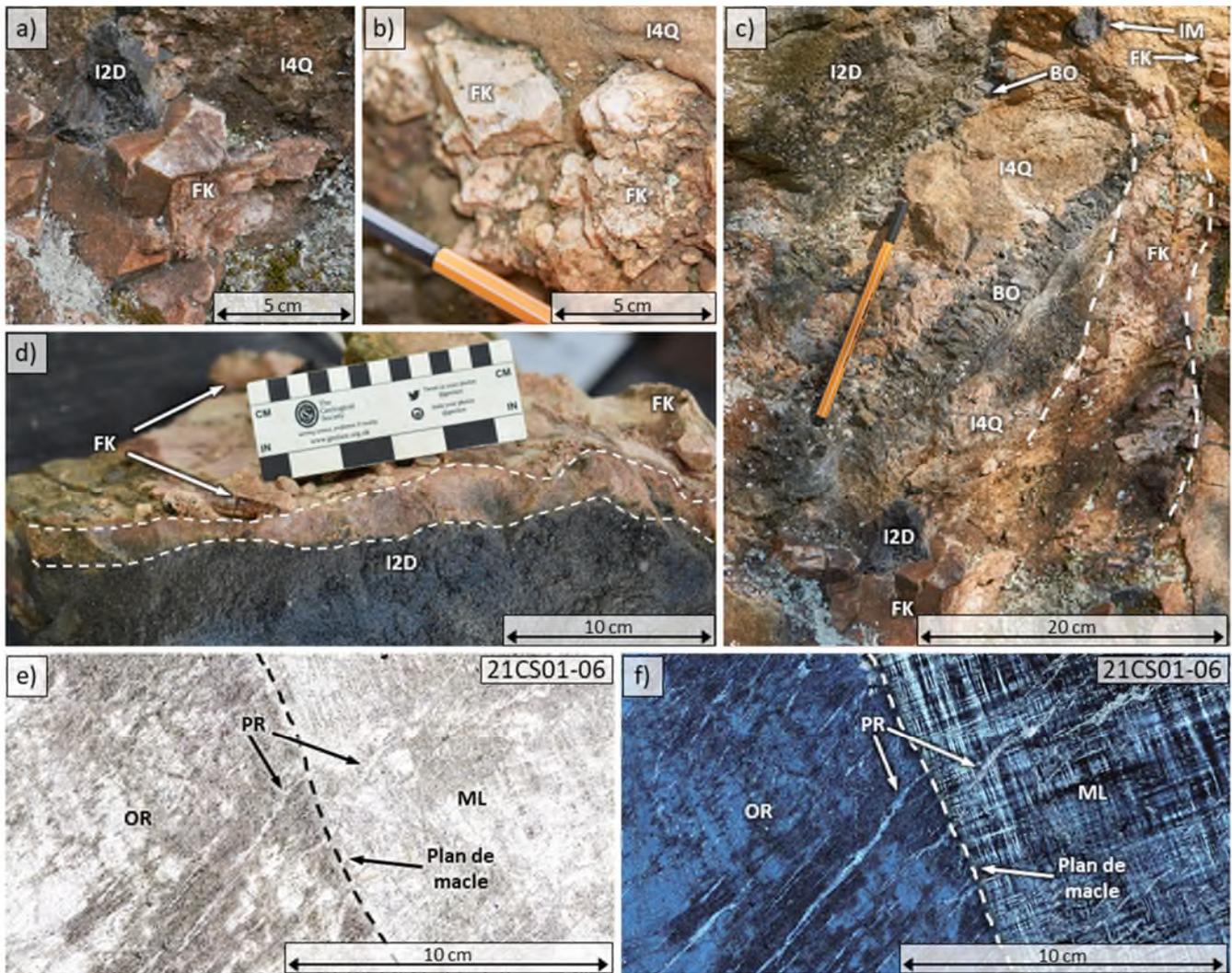


Figure 11 : Photographies des mégacrists de feldspaths potassiques dans différents faciès de la carbonatite. (a-b) Mégacrists de feldspaths potassiques idiomorphes à hypidiomorphes contenus dans la carbonatite. (c) Amas de multiples mégacrists de feldspaths potassiques alignés (entre les lignes pointillées blanches) dans le faciès à enclaves de la carbonatite. (d) Contact entre le dyke de syénite à albite-biotite et de nombreux cristaux de feldspaths potassiques. Entre la syénite à albite-biotite et les cristaux de feldspaths potassiques, on observe une bordure rosée (lignes pointillées blanches) de 1 à 2 cm (éch. du musée géologique de l'UQAC). (e-f) Photomicrographie de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée d'un mégacristal de feldspath potassique montrant une macle entre de l'orthose et du microcline (éch. 21CS01-06). On peut observer quelques perthites dans le cristal dont plusieurs sont continues des deux côtés de la macle. Abréviations : carbonatite (I4Q), syénite à albite-biotite (I2D), feldspath potassique (FK), biotite (BO), ilménite (IM), orthose (OR), microcline (ML), perthite (PR).

4.1.5 Mégacristaux d'ilménite

Les mégacristaux d'ilménite (Fig. 12) sont dispersés de façon aléatoire dans tous les faciès de la carbonatite dans des proportions généralement inférieures à 1 %. À l'échelle de l'affleurement, il est possible d'observer des structures planaires qui contournent certains mégacristaux d'ilménite comme celles décrites pour le faciès de carbonatite foliée de la Section 4.1.3 (Fig. 12a). La taille des cristaux d'ilménite observés lors des travaux de terrain est très variable de ± 1 cm à plus de 30 cm de largeur. Le plus grand cristal d'ilménite qui a été documenté sur ce site mesure 52 cm x 45 cm x 15 cm (Dupuis et David, 2013). La teinte des ilménites varie de noir à gris métallique avec parfois de légères teintes rougeâtres. Lorsque les cristaux d'ilménites sont rougeâtres, la matrice carbonatitique au pourtour prend aussi une teinte rougeâtre. La majorité des cristaux d'ilménite sont idiomorphes et présentent peu d'altération. Dans plusieurs cas, les cristaux présentent localement des surfaces ondulantes au contact avec la matrice carbonatitique (Fig. 12b).

Plusieurs cristaux d'ilménite sont observés en amas plus ou moins radiaux au contact des enclaves de la syénite à albite-biotite. Ces cristaux sont généralement plus petits (1 à 3 cm) (Fig. 12c).

Il est possible d'observer des inclusions d'apatite dans les mégacristaux d'ilménite à l'œil nu. L'étude pétrochimique au MEB a aussi permis d'identifier de nombreuses micro-inclusions, principalement des oxydes de Fe, Ti, et/ou Nb (ex. : rutile, ilménite, colombite), ainsi que de la monazite. Plus de détails sur la minéralogie de ces ilménites sont fournis à la Section 7.1.2.

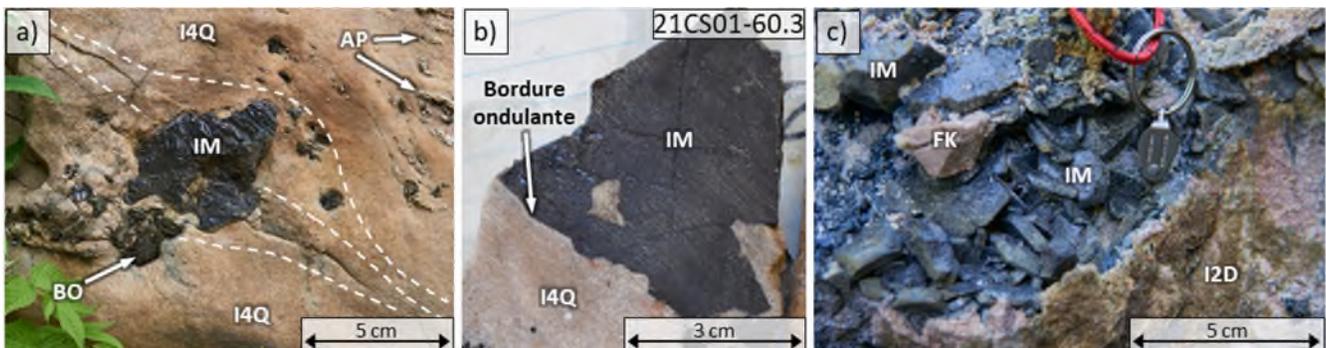


Figure 12 : Photographies des mégacristaux d'ilménite dans la carbonatite. (a-b) Mégacristal d'ilménite dans le faciès folié de la carbonatite. On peut observer les structures planaires qui semblent contourner le cristal (lignes pointillées blanches). (b) Tranche d'un mégacristal d'ilménite (éch. 21CS01-60.3) présentant une bordure ondulante avec la carbonatite. (c) Amas de petits cristaux d'ilménite de 1 à 3 cm de large en croissance à partir d'une enclave de syénite à albite-biotite contenue dans le faciès massif de la carbonatite. Abréviations : carbonatite (I4Q), syénite à albite-biotite (I2D), ilménite (IM), biotite (BO), apatite (AP), feldspath potassique (FK).

4.2 Dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03)

Localisation : 21-CS-02 — UTM E677980 N5434913, Zone 18, NAD 87 (Fig. 2b)

21-CS-03 — UTM E678181 N5434760, Zone 18, NAD 87 (Fig. 2b)

Les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques des affleurements 21-CS-02 et 21-CS-03 sont observables respectivement à environ 230 et 330 m à l'est de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01, Section 4.1). Les dykes sont orientés nord-sud, et présente un pendage subvertical. Ils sont exposés dans de petites tranchées d'environ 1 m de large. Ces tranchées mesurent plusieurs dizaines de mètres de long exposant de manière discontinue les dykes de pegmatites à feldspaths potassiques.

Deux principales lithologies sont visibles sur ces affleurements, soit un granite à feldspath alcalin (Section 4.2.1) qui encaisse une pegmatite à feldspath potassique (Section 4.2.2). Le granite à feldspath alcalin présente des signes de fénitisation le long des contacts avec le dyke. À l'intérieur de la pegmatite à feldspaths potassiques, il est aussi possible de retrouver, concentrés au milieu du dyke, plusieurs mégacristaux d'ilménite dans une matrice d'apatite (Fig. 13, 14).

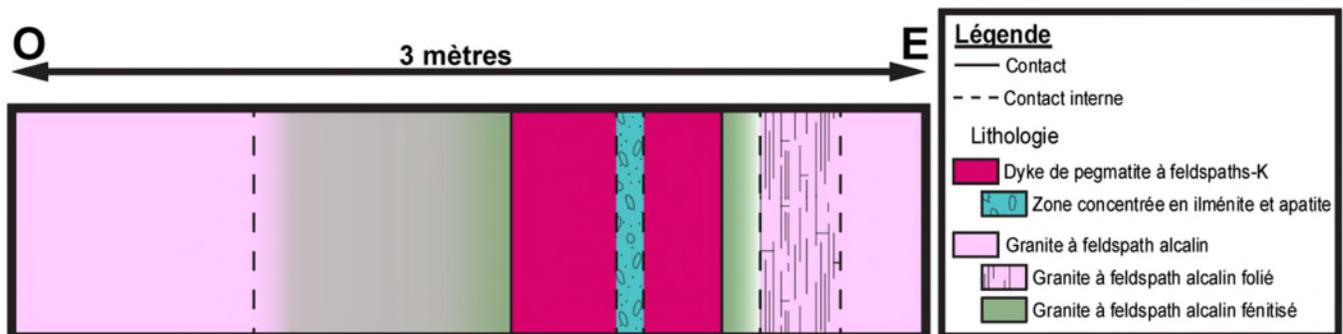


Figure 13 : Coupe schématisée des lithologies et altérations du dyke de pegmatite de l'affleurement 21-CS-02. L'intensité de la fénitisation est représentée par l'intensité du vert aux contacts avec le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques dans le granite à feldspath alcalin.

4.2.1 Granite à feldspath alcalin

Le granite à feldspath alcalin (Fig. 15) est similaire à celui présent à l'affleurement 21-CS-01 (Section 4.1.1). Il possède des teintes rosâtres à blanchâtres, avec un rose orangé en cassure fraîche. La granulométrie est toutefois légèrement plus fine, entre 3 et 7 mm. La roche est généralement plus déformée. À proximité du dyke de pegmatite, on observe une foliation importante. La foliation est définie par un alignement de la biotite (Fig. 14-15a). L'intensité de la foliation diminue en s'éloignant du dyke jusqu'à ce qu'elle ne soit plus observable. Dans l'ensemble, la minéralogie de la roche est la même qu'à

l’affleurement 21-CS-01. On observe des feldspaths potassiques (50-60 %), du quartz (15-20 %), des plagioclases (blancs, 10-15 %), et des feuillets de biotite (noirs, 5-10 %). Les phases minérales accessoires sont aussi généralement les mêmes : hornblende, ilménite, titanite, magnétite, apatite et zircon. Par contre, à l’affleurement 21-CS-03, la quantité de biotite (jusqu’à 15 %) et d’amphibole (jusqu’à 5 %) présent dans le granite est plus élevé.



Figure 14 : Photographie du dyke de pegmatite à feldspath potassique de l’affleurement 21-CS-02 encaissé dans le granite à feldspath alcalin, vue vers le nord. Un plan de fracture est visible entre le granite folié et le granite fénitisé du côté est.

Fénitisation

La zone fénitisée du granite à feldspath alcalin est semblable à celle présentée à l’affleurement 21-CS-01 (Section 4.1.1). Elle est identifiable grâce à la présence de fins minéraux d’ægyrine donnant une couleur verte à la roche. Du côté ouest du dyke de pegmatite, la fénitisation est visible dans le granite encaissant

sur une distance d'environ 1 m. Dans cet intervalle, l'augmentation de l'intensité de la fénitisation est plutôt graduelle (*Fig. 15b-c-d-e*). Du côté est du dyke de pegmatite, la zone fénitisée est plus uniforme et présente sur une distance d'environ 20 cm. La limite entre la zone fénitisée et non fénitisée est nette et est marquée par un plan de fracture important (*Fig. 14*).

Les variations minéralogiques liées à la fénitisation sont similaires à l'affleurement 21-CS-01. Dans les portions où la fénitisation est la plus intense, on retrouve de l'albite (50-60 %), des feldspaths potassiques (20-25 %) et de l'ægyrine (20-25 %). La taille des grains d'ægyrine est de l'ordre du micromètre, en amas de 1-10 mm de large. La biotite et le quartz ont complètement disparu. Tous les minéraux possèdent généralement des formes xénomorphes (*Fig. 15c-d*). L'étude pétrogéochimique au μ XRF a aussi permis d'observer la composition minéralogique de la zone de contact immédiate avec les dykes de pegmatite. Sur environ 1 cm de large à partir du contact, on ne retrouve que l'albite comme feldspaths. Dans les 5 premiers mm, l'ægyrine est aussi légèrement plus riche en Ca qu'à l'habitude (*Fig. 15e*), et présente plusieurs inclusions de titanite.

On retrouve aussi dans la zone fénitisée, plusieurs plans orientés parallèlement au contact du dyke de pegmatite s'apparentant à des veinules remplies de petites baguettes d'ægyrine (*Fig. 15b*).

4.2.2 Dyke de pegmatite à feldspaths potassiques

Le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (*Fig. 16*) mesure un peu moins de 1 m de large et ses contacts sont nets avec le granite à feldspath alcalin qu'il recoupe. Il présente une teinte généralement rosâtre, parfois plus blanchâtre en surface météorisée. Le dyke est composé presque exclusivement de mégacristaux de feldspaths potassiques, avec un peu d'ægyrine (< 5 %), d'ilménite (< 5 %) et d'apatite (<2-3 %).

Les feldspaths potassiques sont autant de l'orthose que du microcline. Les cristaux sont généralement idiomorphes avec des faces bien définies (*Fig. 16a*). Ils peuvent atteindre plus de 20 cm de large. Vu la grande taille des cristaux et l'exposition restreinte du dyke, il n'a pas été possible de déterminer les proportions exactes d'orthose et de microcline.

L'ægyrine est observée en larges amas (jusqu'à 20 cm de diamètre) à l'intérieur du dyke. Les cristaux d'ægyrine sont généralement très fins (millimétriques) (*Fig. 16b*).

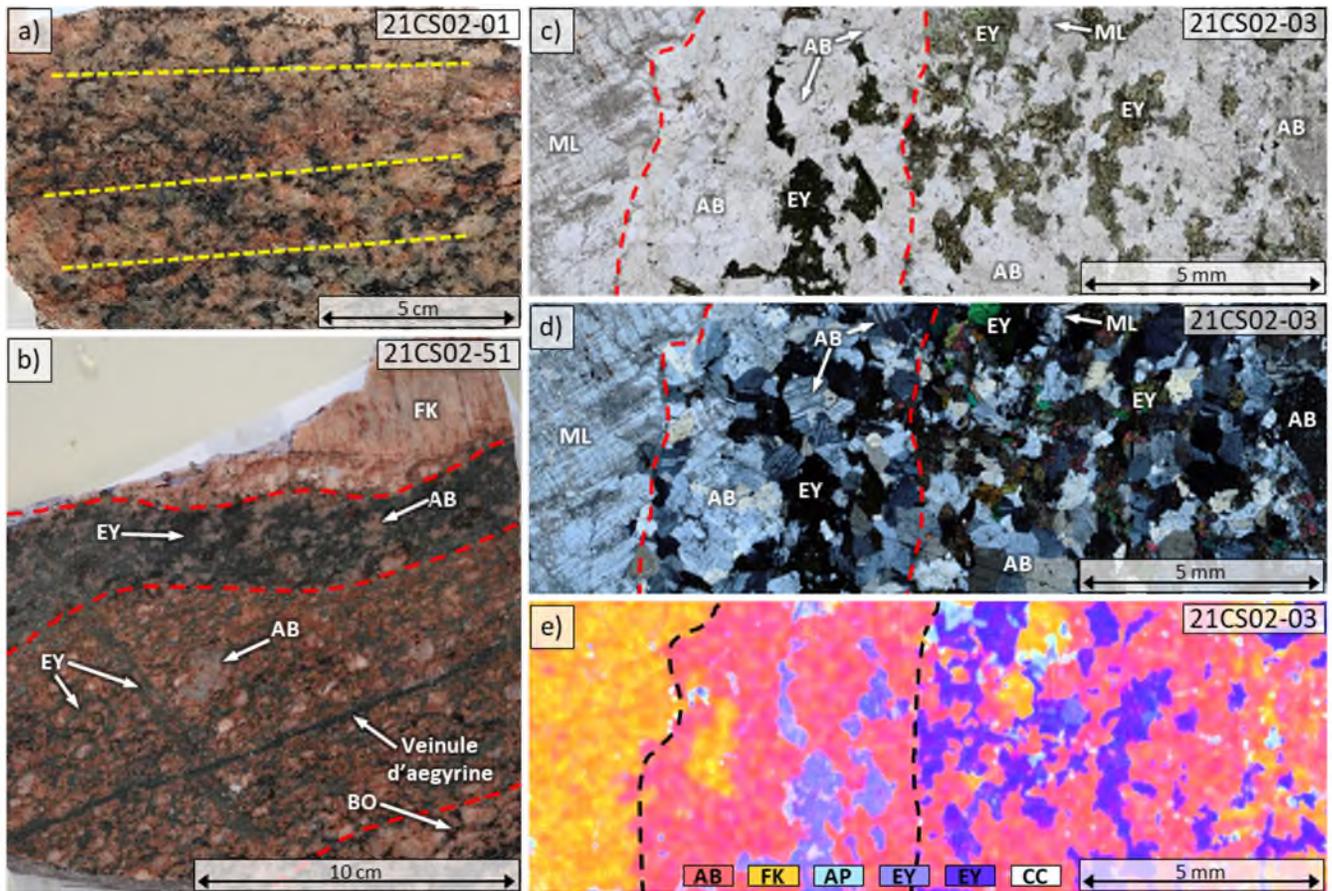


Figure 15 : Photographies et cartographie chimique du granite à feldspath alcalin près du contact avec le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l'affleurement 21-CS-02. (a) Granite à feldspath alcalin folié (éch. 21CS02-01). On peut observer un alignement préférentiel (lignes jaunes) montré par l'alignement des feuillettes de biotite (minéraux noirs). (b) Tranche du contact entre le granite à feldspath alcalin et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (éch. 21CS02-51). On peut observer la transition à partir du dyke de pegmatite (en haut), vers une bande fénitisée composée exclusivement d'albite et d'ægyrine, vers un granite à feldspath alcalin fénitisé, vers un granite à feldspath alcalin frais (en bas). (c-d) Photomicrographies de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée du contact entre le granite à feldspath alcalin et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (éch. 21CS02-03). On peut observer une bande composée exclusivement d'albite et d'ægyrine entre le dyke de pegmatite et le granite à feldspath alcalin fénitisé. (e) Cartographie chimique de lame mince acquise au μ XRF du contact entre le granite à feldspath alcalin et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (éch. 21CS01-07). Les différentes couleurs visibles représentent les phases minérales majeures interprétées par addition chimique des données μ XRF. Les variations de tons dans l'ægyrine (bleu foncé à droite ; bleu pâle à gauche) montrent un enrichissement en Ca dans la bande composée exclusivement d'albite et d'ægyrine. Abréviations : microcline (ML), albite (AB), ægyrine (EY), feldspath potassique (FK), biotite (BO), calcite (CC).

Les cristaux d'ilménite sont principalement concentrés au centre du dyke de pegmatite, dans un intervalle de 10 à 20 cm de large. Les cristaux d'ilménite possèdent des tailles variables de quelques centimètres à plus de 20 cm de large et sont idiomorphes à hypidiomorphes (*Fig. 16c*). Ils montrent généralement des teintes qui varient du noir au gris métallique.

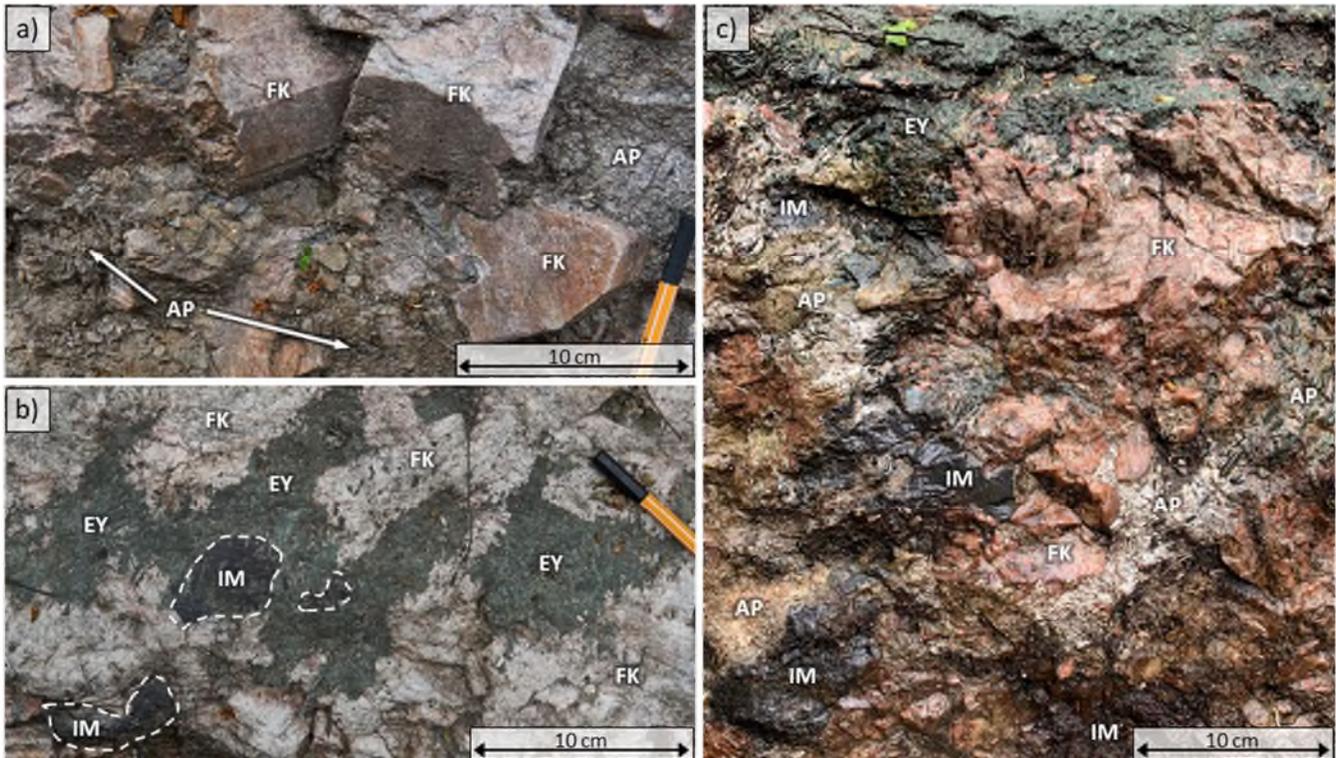


Figure 16 : Photographies du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l’affleurement 21-CS-02. (a) Vue vers l’est de la paroi de la tranchée montrant le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. On peut observer des mégacristaux de feldspaths potassiques idiomorphes à hypidiomorphes, avec des placages d’apatite sur la paroi. (b) Dyke de pegmatite à feldspaths potassiques présentant de larges amas d’ægyrine et des mégacristaux d’ilménite (contour blanc) dans la pegmatite. (c) Vue vers l’est de la paroi de la tranchée montrant le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. On peut observer de nombreux mégacristaux d’ilménite et beaucoup d’apatite à travers les mégacristaux de feldspaths potassiques. Abréviations : feldspath potassique (FK), apatite (AP), ægyrine (EY), ilménite (IM).

En lames minces, on observe plusieurs minéraux en inclusion dans des mégacristaux d'ilménite : apatite, biotite, titanite, ægyrine, arfvedsonite et zircon. Ces minéraux sont généralement localisés près des bordures externes des cristaux d'ilménite.

Comme pour les mégacristaux d'ilménite de la carbonatite de Girardville (*Section 4.1.5*), l'étude pétrochimique au MEB a aussi permis d'observer de nombreuses micro-inclusions à l'intérieur de ces mégacristaux d'ilménite. On retrouve principalement des oxydes de Fe, Ti, et/ou Nb (ex. : rutile, ilménite, colombite, ilménorutile, lueshite, aeschynite), ainsi que des inclusions de baryte. Plus de détails sur la minéralogie de ces ilménites sont fournis à la *Section 7.1.2*.

L'apatite se retrouve principalement dans le même intervalle de 10 à 20 cm au centre du dyke de pegmatite que les ilménites. Les grains d'apatite présentent une taille plutôt uniforme de 2-3 mm de large. Ils présentent des teintes de jaunâtre à verdâtre. Les grains sont de hypidiomorphes à xénomorphes. L'apatite peut aussi être présente en inclusion dans les mégacristaux d'ilménite.

Quelques gouttes d'acide chlorhydrique (10 %) répandues au centre du dyke (paroi est de la tranchée) ont créé une effervescence suggérant la présence de carbonates. Aucun échantillon de carbonatite directement associé au dyke de pegmatite n'a pu être récolté.

4.3 La carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04)

Localisation : UTM E677344 N5437178 Zone 18 NAD83 (*Fig. 2b*)

La carbonatite de lac des Coudes est située à environ 4 km au nord-ouest de la carbonatite de Girardville. L'affleurement est localisé au sommet de la montagne située juste à l'est du lac des Coudes. Cet affleurement a aussi été mis en évidence par d'anciens travaux de tranchée. La tranchée mesure environ une quarantaine de mètres de long par 1 à 3 m de large et est orientée nord-sud. La qualité de l'affleurement est toutefois très mauvaise, ce qui rend la description et l'identification de certaines lithologies difficiles.

Plusieurs lithologies ont été observées dans cette tranchée. On y retrouve : une granodiorite à orthopyroxène (*Section 4.3.1*), une fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine (*Section 4.3.2*), une pegmatite à feldspaths potassiques (*Section 4.3.3*), de l'ægyrine massive (*Section 4.3.4*), une carbonatite (*Section 4.3.5*) et une fénite à feldspaths potassiques et ægyrine (*Section 4.3.6*) (*Fig. 17*). Puisque plusieurs de ces lithologies présentent des signes de fénitisation d'intensité variable, il est possible que certaines lithologies soient des versions plus ou moins altérées/fénitisées d'autres lithologies.

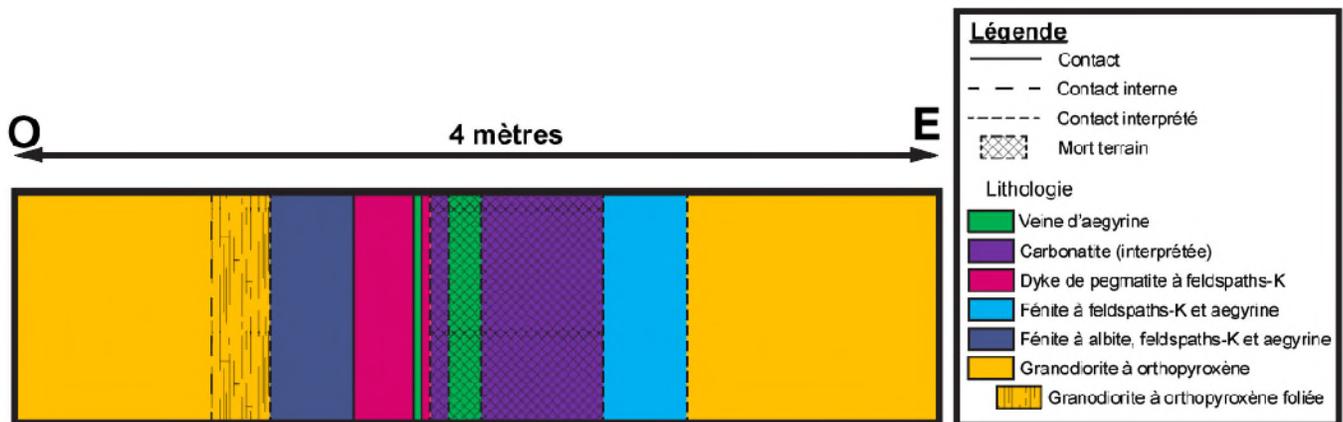


Figure 17 : Coupe schématisée et interprétée des lithologies et zones d'altération de la tranchée de la carbonatite de lac des Coudes (affleurement 21-CS-04). On peut observer au centre de la coupe, la zone de mort terrain (hachuré) où l'on interprète que la carbonatite (mauve) serait en place.

4.3.1 Granodiorite à orthopyroxène

La roche encaissante du dyke de la carbonatite de lac des Coudes est une granodiorite à orthopyroxène (ou opdalite⁴) (Fig. 18). Elle est retrouvée sur les parois de la tranchée, principalement à son extrémité sud ainsi que sur plusieurs petits affleurements aux alentours. La granodiorite à orthopyroxène possède des teintes principalement noirâtres ou grisâtres en affleurement et est généralement massive (Fig. 18a). Toutefois, près de la tranchée, du côté ouest elle prend des teintes plutôt orangées et présente une forte foliation orientée nord-sud définie par l'alignement des minéraux ferromagnésiens (Fig. 18b).

La granulométrie de la granodiorite à orthopyroxène est généralement uniforme entre 2 et 3 mm dans l'ensemble de la roche. Les principaux minéraux observés sont le quartz (25-30 %), le plagioclase (30-35 %), des amphiboles (hornblende : 20 %, actinote : 2-3 %), la biotite (5 %), de l'orthopyroxène (10 %) et des feldspaths potassiques (5 %) (Fig. 18c-d). Les quartz et les feldspaths ont des formes plus hypidiomorphes à xénomorphes, alors que les minéraux ferromagnésiens sont généralement hypidiomorphes. On peut aussi observer quelques zircons (tr) et un peu de magnétite (tr).

Dans la granodiorite foliée, la concentration en minéraux ferromagnésiens est légèrement plus faible que dans la granodiorite à orthopyroxène massive. L'ensemble des minéraux ferromagnésiens sont concentrés dans les plans de foliation. La granodiorite foliée est composée de quartz (35 %), plagioclase (40 %), feldspaths potassiques (5 %), biotite (5 %), des amphiboles sodiques (riébeckite et arfvedsonite (7 %)),

⁴ Une granodiorite à orthopyroxène peut aussi être nommée opdalite lorsqu'elle est associée à la série charnockitique.

ægyrine (3 %) et magnétite (< 5 %) (Fig. 18e-f). L'ægyrine est généralement en couronne autour des amphiboles sodiques et il n'y a plus d'orthopyroxène (Fig. 18e-f). L'ensemble des minéraux ferromagnésiens sont concentrés dans les plans de foliation. On retrouve comme minéraux accessoires de l'apatite, du zircon et de la pyrite. La pyrite est parfois en inclusion dans la magnétite.

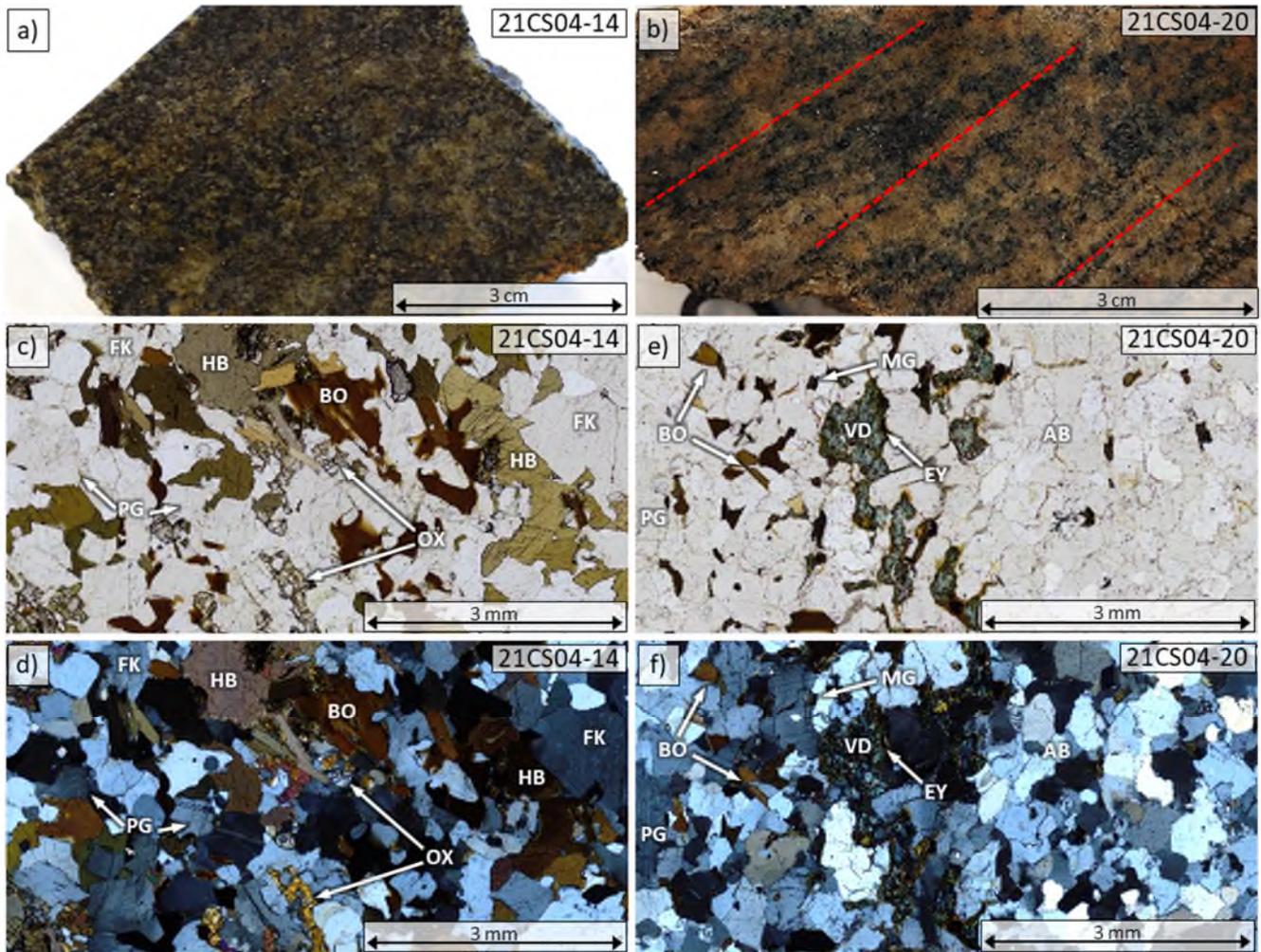


Figure 18 : Photographies de la granodiorite à orthopyroxène de l'affleurement du lac des Coudes (21-CS-04). (a) Granodiorite à orthopyroxène massive (éch. 21CS04-14). (b-c) Photomicrographies de lame mince en lumière simple et doublement polarisée de la granodiorite à orthopyroxène massive (éch. 21CS04-14). (d) Granodiorite à orthopyroxène foliée (éch. 21CS04-20). On peut observer une orientation préférentielle (lignes rouges) montrée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens (amphiboles et biotite). (e-f) Photomicrographies de lame mince en lumière simple et doublement polarisée de la granodiorite à orthopyroxène foliée (éch. 21CS04-14). On observe que de l'ægyrine forme des couronnes autour de l'arfvedsonite. Abréviations : feldspath potassique (FK), hornblende (HB), biotite (BO), plagioclase (PG), orthopyroxène (OX), arfvedsonite (VD), ægyrine (EY), magnétite (MG).

4.3.2 Fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine

La fénite à albite, feldspaths potassiques, et ægyrine est localisée en bordure de la tranchée du côté ouest. Son contact est ne peut pas être observé dû à la présence de mort terrain, mais elle semble en contact avec la granodiorite à orthopyroxène foliée. Du côté est, cette fénite présente un contact direct et net avec le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (*Fig. 17*).

La fénite à albite, feldspaths potassiques, et ægyrine présente une teinte rougeâtre qui est remplacée graduellement par une teinte blanchâtre et verdâtre en se rapprochant du centre de la tranchée. La variation de teinte (de rouge à vert à blanc) est particulièrement intense à proximité de veines d'ægyrine (*Fig. 19a*). Le faciès rougeâtre de la roche présente aussi une grande quantité de porosité. Les grains sont généralement xénomorphes et la granulométrie est de l'ordre du millimètre. La roche présente une foliation modérée et uniforme définie par l'alignement de la porosité et des minéraux ferromagnésiens. On observe aussi plusieurs fractures présentant cette même orientation.

La composition minéralogique est très variable spatialement. Ces variations concordent avec les variations de couleurs de la roche. Lorsque la roche possède des teintes rougeâtres, elle est composée d'albite (40-50 %), de quartz (≤ 20 %), de feldspaths potassiques (≤ 20 %), d'ægyrine (≤ 10 %), d'oxyde de fer (≤ 7 %) et de biotite (≤ 3 %). Lorsque la roche passe à des teintes vertes, elle semble composée principalement d'albite (70-80 %), et en moindre proportion de quartz (< 5 %), de feldspaths potassiques (< 5 %), d'ægyrine (> 15 %), d'oxyde de fer (< 3 %) et de biotite (< 2 %).

L'altération très prononcée des différents feldspaths rend leur identification difficile. Cette altération semble principalement affectée les feldspaths potassiques. Elle est généralement plus intense au cœur des grains et s'étend graduellement vers l'extérieur donnant des aspects chagrinés aux cristaux. Certains grains sont presque entièrement remplacés par ce qui semble être de l'albite. À proximité des contacts avec les veines d'ægyrine, on ne retrouve plus de feldspaths potassiques ou de quartz, qui semblent être remplacée complètement par les grains d'albite, qui eux ne présentent à ces endroits que très peu de signes d'altération et leurs formes sont plutôt hypidiomorphes.

L'ægyrine est principalement visible sous la forme d'amas de 1 à 2 mm de large et les grains y sont de l'ordre du micromètre. Les amas sont légèrement plus gros dans la partie verdâtre de la roche que dans la partie rougeâtre.

Cette fénite est aussi recoupée par plusieurs veines d'ægyrine de 2 cm ou moins (*Fig. 19a*). Les baguettes d'ægyrine présentes dans ces veines sont généralement orientées perpendiculairement aux veines. Ces veines sont principalement orientées dans la même direction que la foliation, soit nord-sud. Toutefois, certaines veines peuvent présenter des angles pouvant aller jusqu'à 60 ° par rapport à celui de la foliation (*Fig. 19a*).

4.3.3 Dyke de pegmatite à feldspaths potassiques

Le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques est orienté nord-sud. Il est en contact net avec la fénite à albite, feldspaths potassiques, et ægyrine du côté ouest de la tranchée. Aucun contact n'est observable du côté est (*Fig. 17*). Le dyke de pegmatite est très similaire au dyke de pegmatite à feldspaths potassiques du secteur de Girardville (*Section 4.2.2*). Il mesure environ 20 à 30 cm de large.

Le dyke présente des teintes généralement rosâtres, parfois plus blanchâtres en surface météorisée. Les cœurs de certains cristaux présentent parfois des reflets bleus grisonnants. Le dyke est presque exclusivement composé de feldspaths potassiques (orthose et microcline). Les cristaux de feldspaths potassiques sont généralement bien formés avec des formes cristallines bien visibles. Les cristaux peuvent mesurer plus de 30 cm de large. Certains cristaux de feldspaths potassiques sont perthitiques. Les exsolutions d'albite des perthites peuvent composer jusqu'à 15 % des cristaux. Certaines portions de certains cristaux présentent aussi des teintes de rouges plus foncés. Cette altération est souvent concentrée autour de plans de fracture, de perthites, ou le long de plans de macles.

On retrouve aussi régulièrement de l'ægyrine dans le dyke de pegmatite. L'ægyrine est principalement sous la forme de veines ou d'amas le long de plan de macles et/fractures des cristaux de feldspaths potassiques de la pegmatite ou en remplissage de certains plans de fractures irrégulières. Ces veines et ces amas peuvent mesurer plusieurs centimètres de large (*Fig. 19b*). Les cristaux d'ægyrine peuvent avoir des tailles extrêmement variables variant de quelques millimètres à plus de 5 cm.

4.3.4 Aegyrine (blocs détachés de l'affleurement)

De gros blocs formés majoritairement de cristaux d'ægyrine ont été observés dans le mort terrain du fond de la tranchée. Ces blocs sont très anguleux et certains d'entre eux peuvent mesurer jusqu'à plus de 30 cm de large et 50 cm de long. La forme et la composition des cristaux sont similaires à celles des veines d'ægyrine dans la fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine (*Section 4.3.2*) et de la pegmatite à feldspaths potassiques (*Section 4.3.3*).

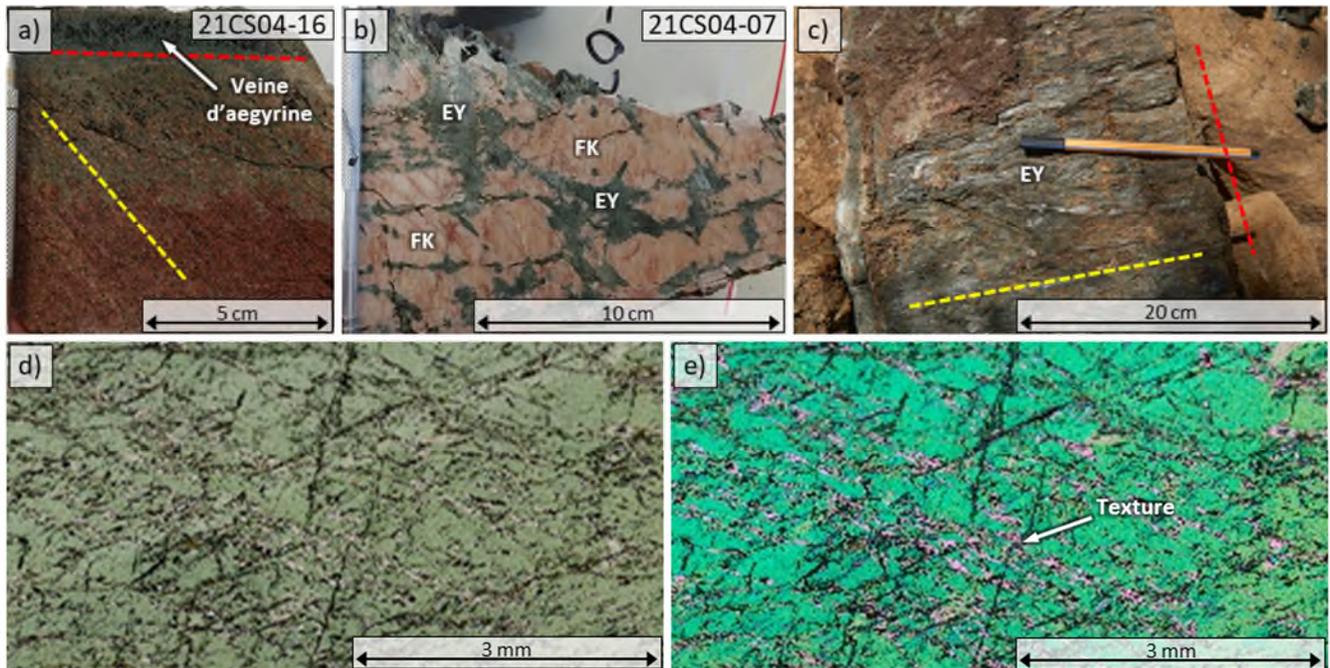


Figure 19 : Photographies de différentes lithologies de la tranchée du lac des Coudes. (a) Tranche de fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine (éch. 21CS04-16). On peut observer que l'orientation préférentielle marquée par l'allongement des minéraux (ligne jaune) ne concorde pas avec l'orientation de la veine d'ægyrine (ligne rouge). On observe aussi un changement progressif de couleurs (rouge à vert) dans l'éponte de la veine d'ægyrine. (b) Tranche d'un mégacristal de feldspath potassique de la pegmatite à feldspath potassique (éch. 21CS04-07). On observe des cristaux d'ægyrine dans les fractures du cristal, principalement au niveau des plans de maclé ou des perthites. (c) Large bloc, non-en-place, d'une veine d'ægyrine composée presque exclusivement d'ægyrine trouvée dans le fond la tranchée. On observe que les cristaux d'ægyrine peuvent mesurer plusieurs centimètres de long et sont généralement orientés (ligne jaune) perpendiculaires aux contacts de la veine (ligne rouge). (d-e) Photomicrographies de lame mince en lumière simplement et doublement polarisée du bloc d'ægyrine (éch. 21CS04-14). On observe dans les cristaux des textures similaires à celles de perthites, mais d'ægyrine dans de l'ægyrine. Abréviations : feldspath potassique (FK), ægyrine (EY).

Les baguettes d'ægyrine qui forment ces blocs peuvent mesurer jusqu'à 10 cm de long et plus de 2 cm de large. Ces baguettes sont orientées perpendiculairement à l'axe long des blocs (Fig. 19c). Il est possible de retrouver en accessoires dans ces blocs, des cristaux d'arfvedsonite et de riébeckite, ainsi que des inclusions de rutile et d'ilménite en inclusions dans les cristaux d'ægyrine. À l'intérieur des cristaux d'ægyrine, on peut aussi observer des veinules ondulantes aussi composées d'ægyrine en intercroissance présentant des similitudes avec des textures perthitiques. Ces veinules sont généralement continues entre les différents cristaux d'ægyrine (Fig. 19d-e).

4.3.5 Carbonatite (blocs détachés de l’affleurement)

Plusieurs blocs de carbonatite ont été observés dans le mort-terrain du fond de la tranchée du lac des Coudes. Ces blocs sont de tailles variables allant jusqu’à 25 cm de large (Fig. 20a). La carbonatite est très similaire à celle provenant de l’affleurement 21-CS-01 (carbonatite de Girardville, Section 4.1.3). Elle présente des teintes variant de beige orangé à beige grisâtre en surface altérée et des teintes plutôt rosées en surface fraîche (Fig. 20b). La granulométrie de la carbonatite varie entre 0,1 à 0,5 mm. La carbonatite est principalement composée de calcite ($\geq 95\%$) avec une faible proportion de dolomites ($\leq 1\%$) (Fig. 20c). Les cristaux de carbonates ont généralement des formes hypidiomorphes à xénomorphes. Les autres phases minérales traces observées sont la strontianite, la baryte, le rutile, la fluorite, l’ilménite, l’hématite et la pyrite. Quelques carbonates de terres rares sont aussi présents. Certains des blocs de carbonatite présentent des contacts avec une fénite (Fig. 20b). Près de ces contacts, on retrouve de fins cristaux de biotite, de quartz, d’apatite et d’albite, ainsi que de grandes baguettes d’ægryrine idiomorphe pouvant aller jusqu’à 1 cm de large et 5 cm de long (Fig. 20a).

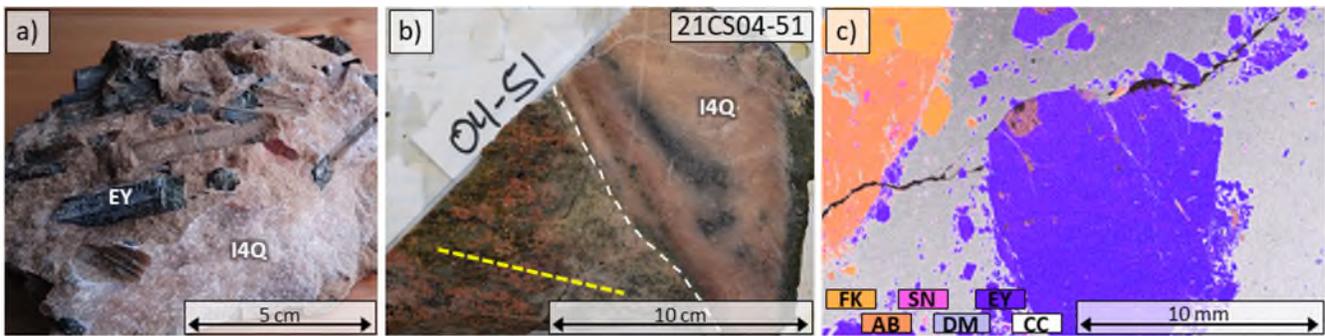


Figure 20 : Photographies et cartographie chimique de blocs de carbonatite de la tranchée du lac des Coudes. (a) Bloc non-en-place de carbonatite du lac des Coudes. On peut observer la présence de baguettes d’ægryrine pluricentimétriques idiomorphes. (b) Tranche du contact d’un bloc non-en-place entre la carbonatite du lac des Coudes et une fénite à albite, feldspaths potassiques et ægryrine (à gauche) (éch. 21CS04-51). On peut observer que l’orientation préférentielle marquée par l’allongement des minéraux ferromagnésiens (ligne jaune) dans la fénite ne concorde pas avec l’orientation du contact (pointillé blanc). (c) Cartographie chimique de lame mince acquise au μ XRF du contact entre la carbonatite du lac des Coudes et une fénite à albite, feldspaths potassiques et ægryrine (éch. 21CS04-02). Les différentes couleurs visibles représentent les phases minérales majeures interprétées par addition chimique des données μ XRF. Abréviations : carbonatite (I4Q), ægryrine (EY), feldspath potassique (FK), albite (AB), titanite (SN), dolomite (DM), calcite (CC).

4.3.6 Fénite à feldspaths potassiques et ægyrine

La fénite à feldspaths potassiques et ægyrine est localisée au niveau de la paroi du côté est de la tranchée. Aucun de ses deux contacts n'est bien exposé sur l'affleurement, mais la lithologie semble en contact avec la granodiorite à orthopyroxène du côté est. Du côté ouest, on perd cette lithologie dans le mort terrain du fond de la tranchée.

Cette fénite est composée de 60 % de feldspaths potassiques et 40 % d'ægyrine. Les feldspaths potassiques ont une taille d'environ 1 cm de large, xénomorphes, et généralement très arrondis. Les grains d'ægyrine sont de l'ordre du micromètre formant des amas de plus de 1 cm de large. Ces amas sont généralement interreliés entre eux. Dans certains cas, l'ægyrine forme des veinules dans les cristaux de feldspaths potassiques (Fig. 21).

En lame mince, les feldspaths potassiques sont très altérés, ce qui rend difficile leur identification. Certains grains de feldspaths potassiques sont perthitiques. Quelques minéraux accessoires de quartz, d'albite, de rutile et de magnétite sont aussi observables en inclusions ou en bordure des grains plus grossiers de feldspaths potassiques.



Figure 21 : Photographie d'une tranche de la fénite composée de feldspaths potassiques et d'ægyrine (éch. 21CS04-10). Abréviations : ægyrine (EY), feldspath potassique (FK).

5.0 Géochimie de roches totales

Les résultats des 71 analyses géochimiques de roche totale effectuées lors de cette étude sont discutés dans la section qui suit. La totalité des résultats est disponible à l'Annexe 3.1. Parmi ces analyses sont inclus : les roches encaissantes plus ou moins fénitisées de chaque affleurement (Section 5.1), les mégacristaux de feldspaths potassiques de la carbonatite de Girardville et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (Section 5.2), les mégacristaux d'ilménite de la carbonatite de Girardville et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (Section 5.3), le dyke et les enclaves de syénite à albite-biotite (Section 5.4), et les carbonatites de Girardville et du lac des Coudes (Section 5.5).

5.1 Roches encaissantes

5.1.1 Granite à feldspath alcalin frais

Éléments majeurs

Les échantillons de granite à feldspath alcalin frais des affleurements 21-CS-01 et 21-CS-02 possèdent des compositions qui sont dans l'ensemble très similaire en éléments majeurs. Selon le graphique de classification « total d'alcalins — silice » (TAS) de Cox et al. (1979), ces échantillons sont classés comme des granites alcalins (Fig. 22). Ils sont composés en moyenne de 68,1 % SiO₂, 14,2 % Al₂O₃, 5,3 % K₂O, 4,2 % Fe₂O₃, 3,5 % Na₂O, 1,6 % CaO, 0,8 % MgO, 0,7 % TiO₂, 0,3 % P₂O₅ et 0,1 % MnO (Fig. 23).

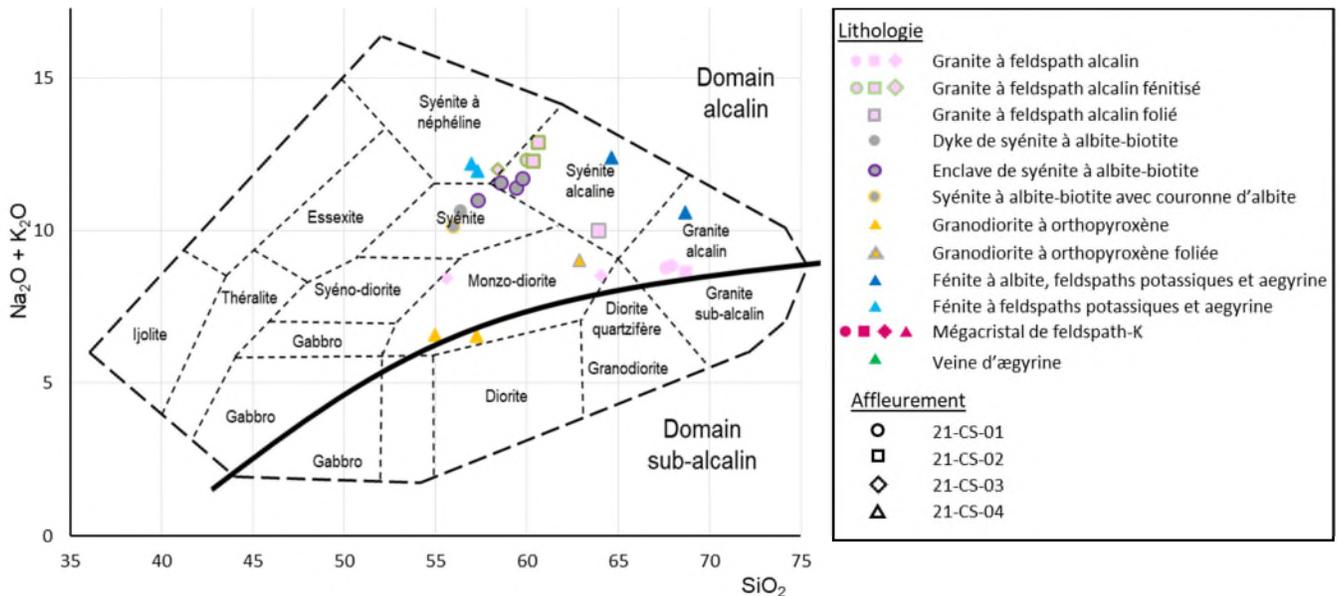


Figure 22 : Graphique de classification « total d'alcalins — silicate » (TAS) (Cox et al., 1979)

La composition chimique en éléments majeurs des échantillons provenant de l’affleurement 21-CS-03 est différente de ceux des affleurements 21-CS-01 et 02. Ces échantillons présentent généralement une plus grande quantité de biotite et d’amphiboles. Basés sur leur chimie, ces échantillons se classent comme des monzodiorites (*Fig. 22*). Les principales variations sont : des teneurs moyennes plus élevées en Fe_2O_3 (8,2 %), en Na_2O (4,0 %), en CaO (3,5 %), en MgO (1,7 %), en TiO_2 (1,5 %) et en P_2O_5 (0,7 %), et des teneurs moyennes plus faibles en K_2O (4,4 %). Les teneurs en SiO_2 y sont également plus faibles (64,1 %), toutefois l’un de ces deux échantillons présente aussi des teneurs en SiO_2 anormalement basse de 55,6 % (*Fig. 23*).

L’analyse chimique sur un échantillon de granite à feldspath alcalin folié (21CS02-01) provenant de moins de 30 cm du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l’affleurement 21-CS-02 est légèrement différente du granite non folié. On observe principalement une diminution des teneurs en SiO_2 (63,9 %) et une augmentation des teneurs en Fe_2O_3 (5,3 %) et en Na_2O (4,7 %) (*Fig. 23c-d*). Selon le TAS, cet échantillon est classé comme une syénite alcaline (*Fig. 22*). Ces observations combinées à la pétrographie suggèrent que la roche présente une faible fénitisation.

Patrons de terres rares

Les échantillons de granite à feldspath alcalin et de granite à feldspath alcalin folié possèdent des teneurs en ETR totales relativement variables et modérément élevées (292-1054 ppm). Les patrons des terres rares sont relativement parallèles pour tous les échantillons (*Fig. 24a*). Ils présentent une pente négative modérée ($(\text{La/Lu})_N = 16,2-33,7$), avec des patrons de terres rares lourdes (ETRL_o) relativement plats ($(\text{Ho/Lu})_N 1,0-1,5$). Tous les patrons des granites à feldspaths alcalins (folié compris) présentent une anomalie négative en Eu_N ($(\text{Eu/Eu}^*)_N = 0,48-0,80$).

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de granite à feldspath alcalin (folié compris) sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons généralement parallèles (*Fig. 25a*). Les patrons présentent une faible pente négative du Ba au Ta, suivi d’une légère pente positive du Cs au K et puis d’une pente négative modérée du La au Lu. Les échantillons présentent généralement des anomalies négatives en Nb, Sr, P et Ti. Les échantillons présentent tous une légère anomalie positive en Rb et une forte anomalie positive en Pb.

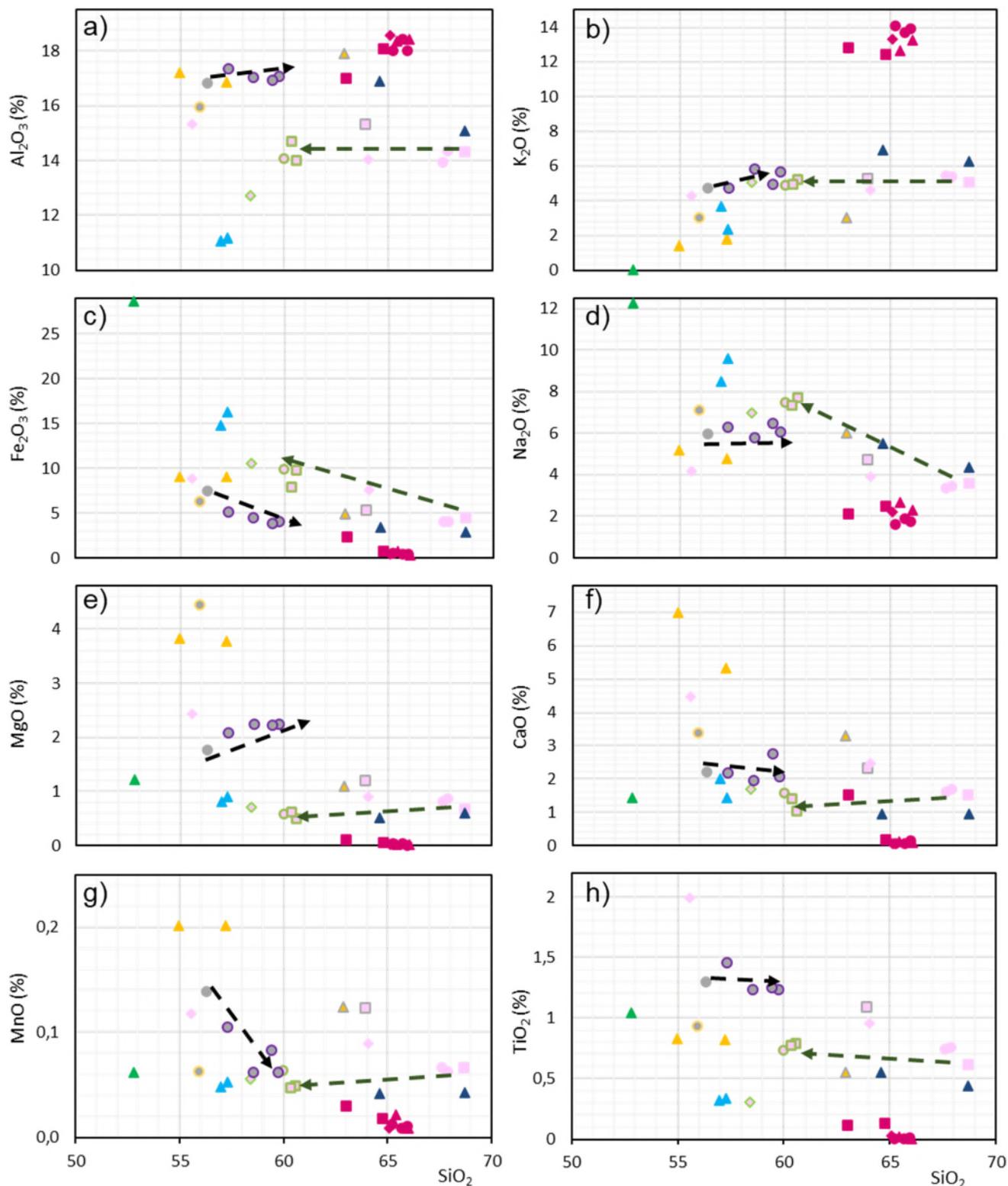


Figure 23 : Diagrammes de Harker. Les flèches noires indiquent l'effet de l'altération dans les syénites à albite-biotite en enclave dans la carbonatite et les flèches vertes, l'effet de la fénitisation sur les granites à feldspath alcalin (voir légende Fig. 22).

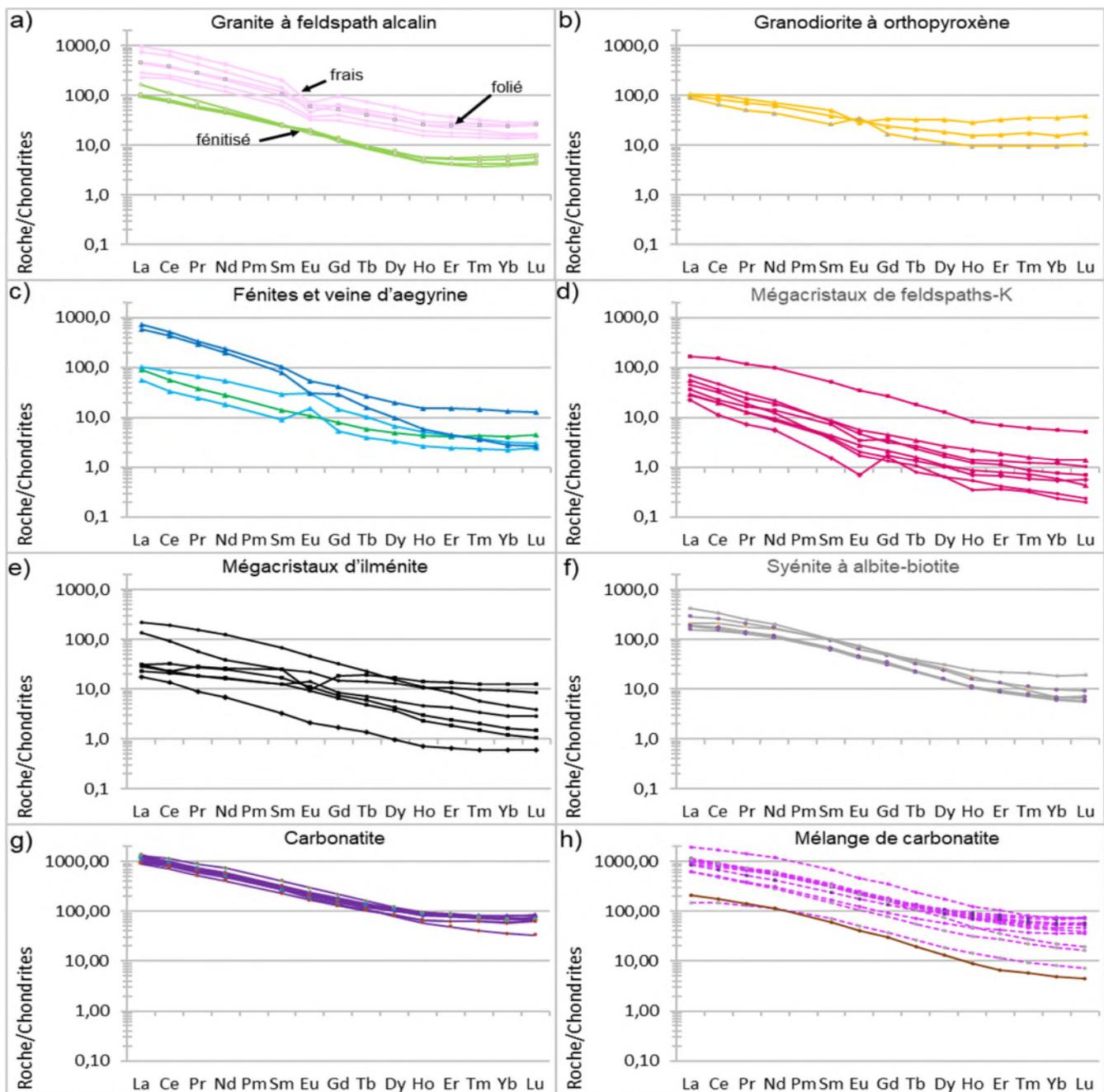


Figure 24 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)

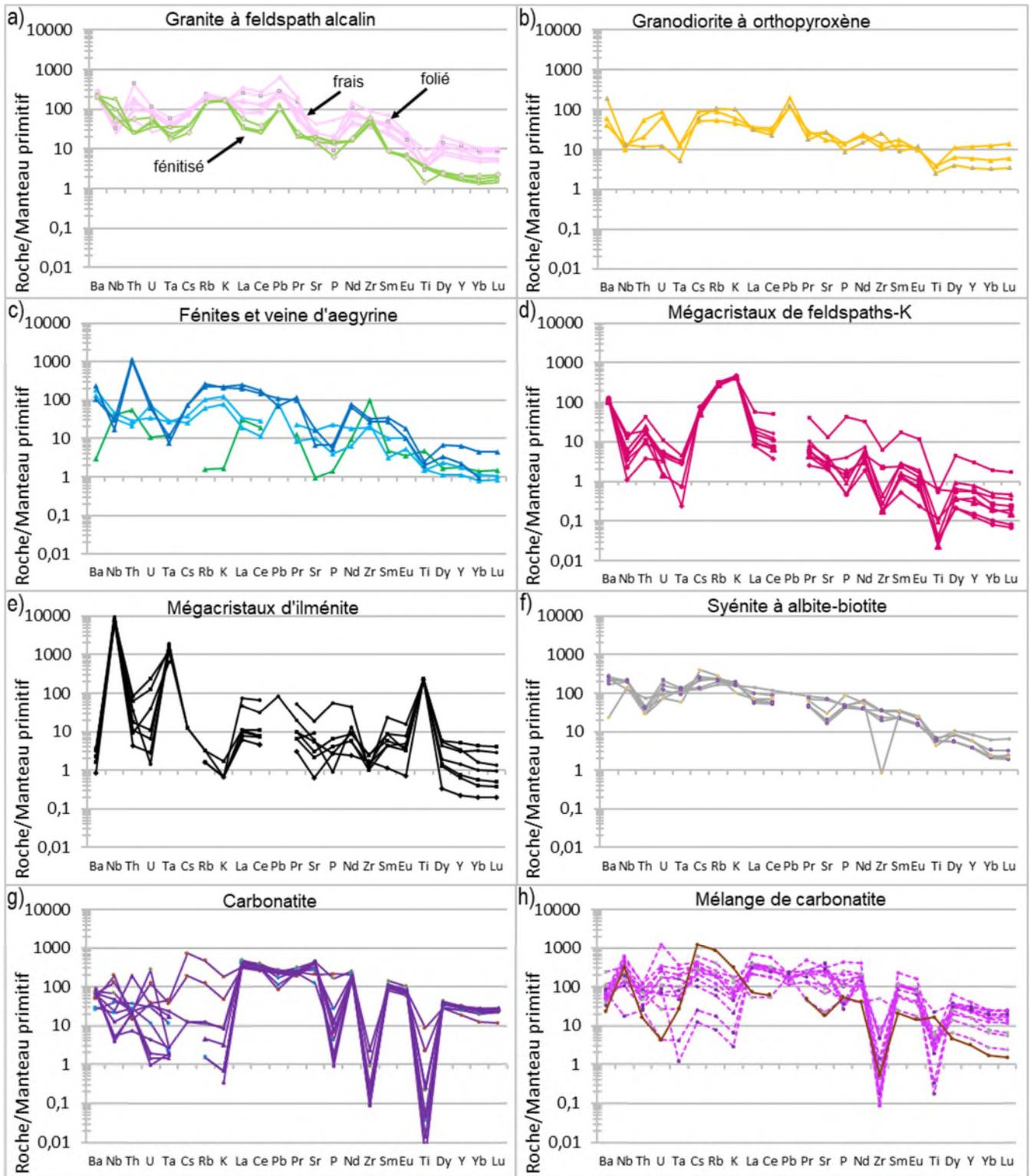


Figure 25 : Graphiques multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (voir Fig. 24 pour légende)

5.1.2 Granite à feldspath alcalin fénitisé

Éléments majeurs

Tous les échantillons de granite à feldspath alcalin fénitisé présentent des compositions similaires avec des teneurs moyennes de 59,8 % SiO₂, 13,9 % Al₂O₃, 5,0 % K₂O, 9,5 % Fe₂O₃, 7,4 % Na₂O, 1,4 % CaO, 0,6 % MgO, 0,6 % TiO₂, 0,3 % P₂O₅ et 0,1 % MnO (Fig. 23). Selon le TAS, la composition chimique de ces échantillons suggère qu'il s'agit de syénite alcaline ou syénite à néphéline (Fig. 22). L'échantillon de l'affleurement 21-CS-03 est légèrement différent de ceux des affleurements 21-CS-01 et 21-CS-02 ; il se classe dans le champ de la syénite à néphéline, mais tout près de la frontière avec la syénite alcaline. Cependant, les échantillons de granite à feldspath alcalin fénitisé montrent une importante variation de composition chimique par rapport au granite frais. On observe principalement une forte diminution de la SiO₂ et une forte augmentation en Fe₂O₃ et Na₂O (Fig. 23c-d). Les autres éléments majeurs présentent peu ou pas de variation.

Patrons de terres rares

Avec la fénitisation, il est aussi possible d'observer une diminution des teneurs de 80,1 % pour tous les ETR, passant en moyenne de 601 ppm (dans les granites à feldspaths alcalins frais et folié) à 119 ppm. Les échantillons de granite à feldspath alcalin fénitisé possèdent des teneurs en ETR totales relativement stable et modérée (104-153 ppm). Les patrons des terres rares sont subparallèles les uns aux autres, avec une pente similaire au granite à feldspath alcalin frais (Fig. 24a). Ils présentent une pente négative modérée ((La/Lu)_N = 16,3-25,1), avec des patrons de terres rares lourdes (ETRL_o) plats à légèrement positifs ((Ho/Lu)_N 0,86-1,1). Aucune anomalie en Eu_N ((Eu/Eu*)_N = 0,93-1,13) n'est visible pour les granites fénitisés.

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de granite à feldspath alcalin fénitisé sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons généralement parallèles les uns aux autres et sont similaires à ceux de granite à feldspath alcalin frais (Fig. 25a). Les différences avec les patrons de granite à feldspaths alcalins frais sont de plus faibles teneurs en ETR, Th, Cs, Pb et Y et de plus fortes teneurs en Nb. Les anomalies positives en Pb sont plus fortes et on observe des anomalies positives en Zr. Contrairement aux patrons de granite à feldspaths alcalins frais, on n'observe pas d'anomalie négative en Ti, à l'exception de l'échantillon 21CS03-01 qui présente de légères anomalies négatives en Ti et P.

5.1.3 Granodiorite à orthopyroxène

Éléments majeurs

Les échantillons de granodiorite à orthopyroxène sont composés en moyenne de 58,4 % SiO₂, 17,3 % Al₂O₃, 2,1 % K₂O, 7,7 % Fe₂O₃, 5,3 % Na₂O, 5,2 % CaO, 2,9 % MgO, 0,7 % TiO₂, 0,3 % P₂O₅ et 0,2 % MnO (Fig. 23). Selon le TAS, ces échantillons se classent dans le champ des monzodiorites et se positionnent sur la frontière entre les roches alcalines et subalcalines (Fig. 22). Les échantillons de granodiorite à orthopyroxène possèdent des compositions chimiques similaires entre eux. On peut tout de même remarquer des différences entre la granodiorite fraîche et la granodiorite foliée. On observe un enrichissement en SiO₂ (62,9 %), en K₂O (3,0 %) et en Na₂O (6,0 %), et un appauvrissement en Fe₂O₃ (4,9 %), en CaO (3,3 %) et en MgO (1,1 %) pour la foliée (Fig. 23).

Patrons de terres rares

Les échantillons de granodiorite à orthopyroxène possèdent des teneurs en ETR totales relativement stable et modérée (104-170 ppm). Les patrons des terres rares sont relativement parallèles les uns aux autres (Fig. 24b). Ils présentent une faible pente négative ((La/Lu)_N 2,6-8,9), avec des patrons de terres rares lourdes (ETRL_o) légèrement positifs ((Ho/Lu)_N 0,72-0,94). Pour la granodiorite à orthopyroxène, l'échantillon 21CS04-14 possède une anomalie négative en Eu_N ((Eu/Eu*)_N 0,68) et l'échantillon 21CS04-17 n'en possède pas ((Eu/Eu*)_N 1,03) tandis que la granodiorite foliée (21CS04-20) possède une anomalie positive en Eu_N ((Eu/Eu*)_N 1,66).

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de granodiorite à orthopyroxène présentent des patrons généralement parallèles et des similitudes avec les granites à feldspath alcalins, mais avec un patron plus plat. L'échantillon de granodiorite folié (21CS04-20) est toutefois légèrement différent des autres (Fig. 25b). Les patrons présentent une pente négative plutôt dentelée passant de plat très faible du Ba au Lu. Les échantillons présentent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et une anomalie positive en Pb. L'échantillon de granodiorite folié présente une anomalie positive en Ba et des teneurs plus faibles en Th et U ainsi qu'en terres rares lourdes (Dy, Y, Yb et Lu).

5.1.3 Fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine

Éléments majeurs

La composition chimique des deux échantillons de fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine est plutôt variable. Ils sont composés en moyenne de 66,6 % SiO₂, 16,0 % Al₂O₃, 6,6 % K₂O, 3,1 % Fe₂O₃,

4,9 % Na₂O, 1,0 % CaO, 0,6 % MgO, 0,5 % TiO₂ et 0,1 % P₂O₅ (Fig. 23). Selon le TAS, ces échantillons seraient classés comme une syénite alcaline et un granite alcalin (Fig. 22). Dans les diagrammes de Harker, les deux échantillons présentent des teneurs différentes en SiO₂ (64 vs 68 %) et Al₂O₃ (15 % vs 17 %) (Fig. 23a), légèrement différentes en Na₂O et peu différents pour les autres éléments majeurs.

Patrons de terres rares

Les échantillons de fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine possèdent des teneurs en ETR totales modérément élevées (545-661 ppm). Les patrons des terres rares sont relativement parallèles les uns aux autres avec une légère différence dans les terres rares lourdes (Fig. 24c). Ils présentent une forte pente négative ((La/Lu)_N 55,9-214,4). Le patron de terres rares lourdes (ETRL_o) est plus pentu pour l'échantillon 21CS04-11 ((Ho/Lu)_N 2,15) que pour l'échantillon 21CS01-16 ((Ho/Lu)_N 1,18). Les deux échantillons possèdent une anomalie négative en Eu_N ((Eu/Eu*)_N 0,62-0,83).

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons généralement parallèles (Fig. 25c). Les patrons présentent une faible pente négative du Ba au Ta avec une forte anomalie positive en Th, suivi d'une légère pente positive du Cs au K et puis d'une pente négative modérée du La au Lu. Les échantillons présentent généralement des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, P et Ti. L'échantillon 21CS04-16 présente aussi une légère anomalie négative en Pb tandis que l'échantillon 21CS04-11 présente des teneurs plus faibles en terres rares lourdes.

5.1.4 Fénite à feldspath potassique et ægyrine

Éléments majeurs

Les deux échantillons de fénite à feldspath potassique et ægyrine ne présentent que très peu de variation entre eux. Ils sont composés en moyenne de 57,2 % SiO₂, 11,1 % Al₂O₃, 3,0 % K₂O, 15,5 % Fe₂O₃, 9,1 % Na₂O, 1,7 % CaO, 0,9 % MgO, 0,3 % TiO₂, 0,3 % P₂O₅ et 0,1 % MnO (Fig. 23). Selon le TAS, ces échantillons se classent comme des syénites à néphéline (Fig. 22). Leurs teneurs en silice sont similaires comme pour la plupart des éléments majeurs sauf le K₂O, Na₂O et CaO qui montrent une très légère différence (Fig. 23).

Patrons de terres rares

Les échantillons de fénite à feldspath potassique et ægyrine possèdent des teneurs en ETR totales modérément faibles (49-120 ppm). Les deux patrons des terres rares sont relativement parallèles les uns aux autres bien qu'un soit plus riche en ETR (*Fig. 24c*). Ils présentent une pente négative modérément forte ((La/Lu)_N 22,4-33,1) qui redresse légèrement aux terres rares lourdes (ETRL_o) ((Ho/Lu)_N 1,08-1,65). Les deux échantillons possèdent une anomalie positive en Eu_N ((Eu/Eu*)_N 1,48-2,17).

Graphiques multiéléments normalisés

Les deux patrons des échantillons de fénite à feldspath potassique et ægyrine sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons plutôt similaires (*Fig. 25c*). Les patrons sont généralement très dentelés et présentent une faible pente négative du Ba au Ta, suivi d'une légère pente positive du Ta au K et puis d'une pente négative modérée du La au Lu. L'échantillon 21CS04-10 présente des anomalies positives en U (faible), en Pb et en Zr. Par rapport à la fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine, le Th et du Rb au Lu, les teneurs sont nettement plus faibles pour la plupart des éléments.

5.2 Mégacristaux de feldspaths potassiques

Les échantillons de mégacristaux de feldspaths potassiques provenant de la carbonatite de Girardville, des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de la région de Girardville et de la pegmatite à feldspaths potassiques du lac des Coudes, étant donné leur grande taille, ont été analysés par des analyses de roche totale, plus tôt que par des analyses in situ.

Éléments majeurs

Les échantillons de mégacristaux de feldspaths potassiques possèdent tous des compositions très similaires en éléments majeurs. Les mégacristaux de feldspaths potassiques sont composés en moyenne de 65,1 % SiO₂, 18,1 % Al₂O₃, 13,3 % K₂O, 0,7 % Fe₂O₃, 2,1 % Na₂O, 0,3 % CaO, 0,2 % P₂O₅ et 0,1 % MnO (*Fig. 23*).

Patrons de terres rares

Les échantillons de mégacristaux de feldspaths potassiques possèdent des teneurs en ETR totales plutôt faibles (16-62 ppm), à l'exception d'un échantillon 21CS02-06 (210 ppm) qui a des inclusions d'apatite. Les patrons des terres rares sont subparallèles les uns aux autres (*Fig. 24d*). Ils présentent une pente négative modérément forte et généralement uniforme ((La/Lu)_N 32,6-231,5). Certains échantillons peuvent présenter des patrons légèrement plus dentelés. L'échantillon 21CS03-08 présente une anomalie

négative en Sm_N qui est probablement d'origine analytique. Certains échantillons présentent une faible anomalie négative en Eu_N ($(Eu/Eu^*)_N$ 0,43-0,83).

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des échantillons de mégacristsaux de feldspaths potassiques sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons similaires (*Fig. 25d*). Les patrons présentent une faible pente négative du Ba au Ta avec une anomalie positive en Th, suivi d'une pente positive du Ta au K et puis d'une pente négative modérée du La au Lu. Les échantillons présentent tous une anomalie positive en Ba et une anomalie positive en Cs, Rb et K. Les échantillons présentent généralement des anomalies négatives en P, Zr et Ti. L'échantillon 21CS01-06 ne présente pas d'anomalie en P dû à la présence d'inclusion d'apatite dans le cristal. Plusieurs échantillons présentent aussi des anomalies négatives en Nb et Ta.

5.3 Mégacristsaux d'ilménite

Les échantillons de mégacristsaux d'ilménite provenant de la carbonatite de Girardville et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de la région de Girardville, comme pour les mégacristsaux de feldspaths potassiques, étant donné leur grande taille, ont été analysés par des analyses de roche totale, et dans ce cas, en addition d'analyse chimique in situ (*Section 7.1.2*).

Éléments majeurs

Les mégacristsaux d'ilménite possèdent tous des compositions chimiques extrêmement similaires en éléments majeurs à l'exception d'un échantillon (21CS01-15) plus riche en P_2O_5 dû à la présence d'inclusions d'apatite. Ils sont composés en moyenne de 49,0 % Fe_2O_3 , 50,5 % TiO_2 , 2,47 % MnO , 0,36 % MgO , 0,5 % SiO_2 , 0,1 % Al_2O_3 , 0,1 % Na_2O , 0,7 % CaO et 0,3 % P_2O_5 .

Patrons de terres rares

Les mégacristsaux d'ilménite analysés possèdent des teneurs en ETR totales plutôt faibles (17-46 ppm), à l'exception de 2 échantillons (21CS01-15 et 21CS01-17) dont les teneurs sont beaucoup plus élevées (128 et 269 ppm). Les patrons des terres rares sont aussi assez variables (*Fig. 24e*). L'échantillon 21CS02-09 présente un patron relativement plat ($(La/Lu)_N$ 2,5). L'échantillon 21CS01-15 présente une forte pente relativement uniforme ($(La/Lu)_N$ 56,1). Les échantillons 21CS01-17 et 21CS03-06 présentent des pentes modérées à fortes ($(La/Lu)_N$ 15,9-26,4) avec un patron de terres rares lourdes (ETRL_o) relativement plat ($(Ho/Lu)_N$ 1,2-1,3). Les autres échantillons (21CS01-53.3A, 21CS02-07, 21CS02-52) présentent tous des pentes modérées relativement uniformes ($(La/Lu)_N$ 10,1-21,1). La plupart des patrons ne présentent

d'anomalie en Eu_N ($(Eu/Eu^*)_N$ 0,89-1,02)). Les échantillons 21CS01-17 et 21CS01-53.3A présentent toutefois des anomalies positives ($(Eu/Eu^*)_N$ 1,16-1,136)) et l'échantillon présente une forte anomalie négative ($(Eu/Eu^*)_N$ 0,44)).

Graphiques multiéléments normalisés

Tous les échantillons de mégacristsaux d'ilménite sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons plutôt similaires (*Fig. 25e*). Les patrons présentent une pente négative faible à modérée pour l'ensemble du spectre avec de nombreuses anomalies. Les patrons présentent tous de très fortes anomalies en Nb, Ta et Ti. On observe aussi de fortes anomalies négatives en Ba, U et Th. La pente entre U et Th peut être inversée d'un échantillon à l'autre. On peut observer une petite pente négative du Cs au K, le K présentant une très forte anomalie négative. Les échantillons présentent des anomalies négatives en Sr à l'exception de l'échantillon 21CS01-53.3A dont l'anomalie est positive et l'échantillon 21CS02-09 qui n'en présente pas. Les échantillons présentent une anomalie en Zr à l'exception de l'échantillon 21CS03-06 qui n'en présente pas. L'échantillon 21-CS01-17 est le seul à présenter une anomalie négative en P.

5.4 Syénite à albite-biotite

Éléments majeurs

Les échantillons de syénite à albite-biotite provenant du dyke et des enclaves dans la carbonatite possèdent tous des compositions généralement similaires en éléments majeurs. Selon le TAS, les échantillons se classent tous comme des syénites ou des syénites alcalines (*Fig. 22*). Ils sont composés en moyenne de 57,9 % SiO_2 , 16,9 % Al_2O_3 , 4,8 % K_2O , 5,2 % Fe_2O_3 , 6,3 % Na_2O , 2,4 % CaO , 2,5 % MgO , 1,2 % TiO_2 , 1,2 % P_2O_5 et 0,1 % MnO . Sur les diagrammes de Harker, les points d'échantillons s'alignent près les uns des autres et montrent une faible variation entre 56 et 60 % de silice (*Fig. 23*). Ils présentent peu de variations pour les éléments majeurs. L'échantillon 21CS01-05 qui provient du dyke de syénite à albite-biotite, contrairement aux autres échantillons qui sont tous des enclaves, présente des teneurs en Fe_2O_3 (7,5 %) légèrement plus élevées (*Fig. 23c*). L'échantillon 21CS01-21, qui provient d'une enclave de syénite à albite-biotite avec une couronne d'albite, présente des teneurs en K_2O (3,0 %) et en TiO_2 (0,9 %) légèrement plus faibles, et des teneurs en MgO (4,5 %), en CaO (3,4 %) et en P_2O_5 (1,9 %) légèrement plus élevées (*Fig. 23*).

Patrons de terres rares

Les échantillons de syénite à albite-biotite possèdent des teneurs en ETR totales modérément élevées (220-468 ppm). Les patrons des terres rares sont subparallèles les uns aux autres (*Fig. 24f*). Ils présentent une

penne négative modérément forte ((La/Lu)_N 21,6-34,5) avec un patron légèrement plus faible pour les terres rares légères (ETRLé) ((La/Nd)_N 1,3-2,1) et plus faibles pour les ETRL_o ((Ho/Lu)_N 1,2-2,7). Aucun échantillon ne présente d'anomalie significative en Eu_N ((Eu/Eu*)_N 0,94-1,1). Les enclaves présentent des teneurs en terres rares légères et lourdes plus faibles que le dyke, mais similaires pour les terres rares moyennes.

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de syénite à albite-biotite sur un diagramme multiéléments normalisés présentent des patrons similaires et plats à l'exception de celui de l'échantillon 21CS01-21 qui diffère légèrement (*Fig. 25f*). Les patrons présentent une très faible pente négative du Ba au K qui devient légèrement plus prononcée du La au Lu. Les échantillons présentent des anomalies négatives en Th, Ta, Sr, Ti sauf les échantillons 21CS01-05 et 21CS01-20 qui ne présentent pas d'anomalie en Sr. En plus des anomalies précédemment citées, l'échantillon 21CS01-21 présente des anomalies négatives en Ba et Zr.

5.5 Les carbonatites

Éléments majeurs

Les échantillons de carbonatite provenant de la carbonatite de Girardville et de la carbonatite du lac des Coudes sont tous classés comme des calciocarbonatite sauf une magnesiocarbonatite (*Fig. 26*). Les échantillons présentent toutefois une grande variation de composition due à la distribution hétérogène de différents autres minéraux tels que biotite, apatite, feldspath, carbonates de terres rares, pyrochlore, etc.

Les échantillons de carbonatite représentant le mieux la matrice carbonatitique de la carbonatite de Girardville (21CS01-07, 21CS01-59.1A et 21CS01-51) sont composés en moyenne de 52,1 % de CaO et 44,6 % CO₂. Les teneurs maximums pour les autres éléments majeurs dans la matrice carbonatitique sont de 0,3 % SiO₂, 0,1 % Al₂O₃, 1,6 % Fe₂O₃, 0,8 % MnO, 1,2 % MgO, 0,05 % Na₂O, 0,02 % K₂O et 0,2 % P₂O₅. Les autres échantillons de carbonatites vont présenter différents enrichissements en fonction de la variation de leur minéralogie. Les échantillons provenant du faciès altéré avec les veines de quartz-carbonate vont typiquement être enrichis en SiO₂ (1,2 %), en Al₂O₃ (0,4 %), et plus appauvris en MgO (0,6 %).

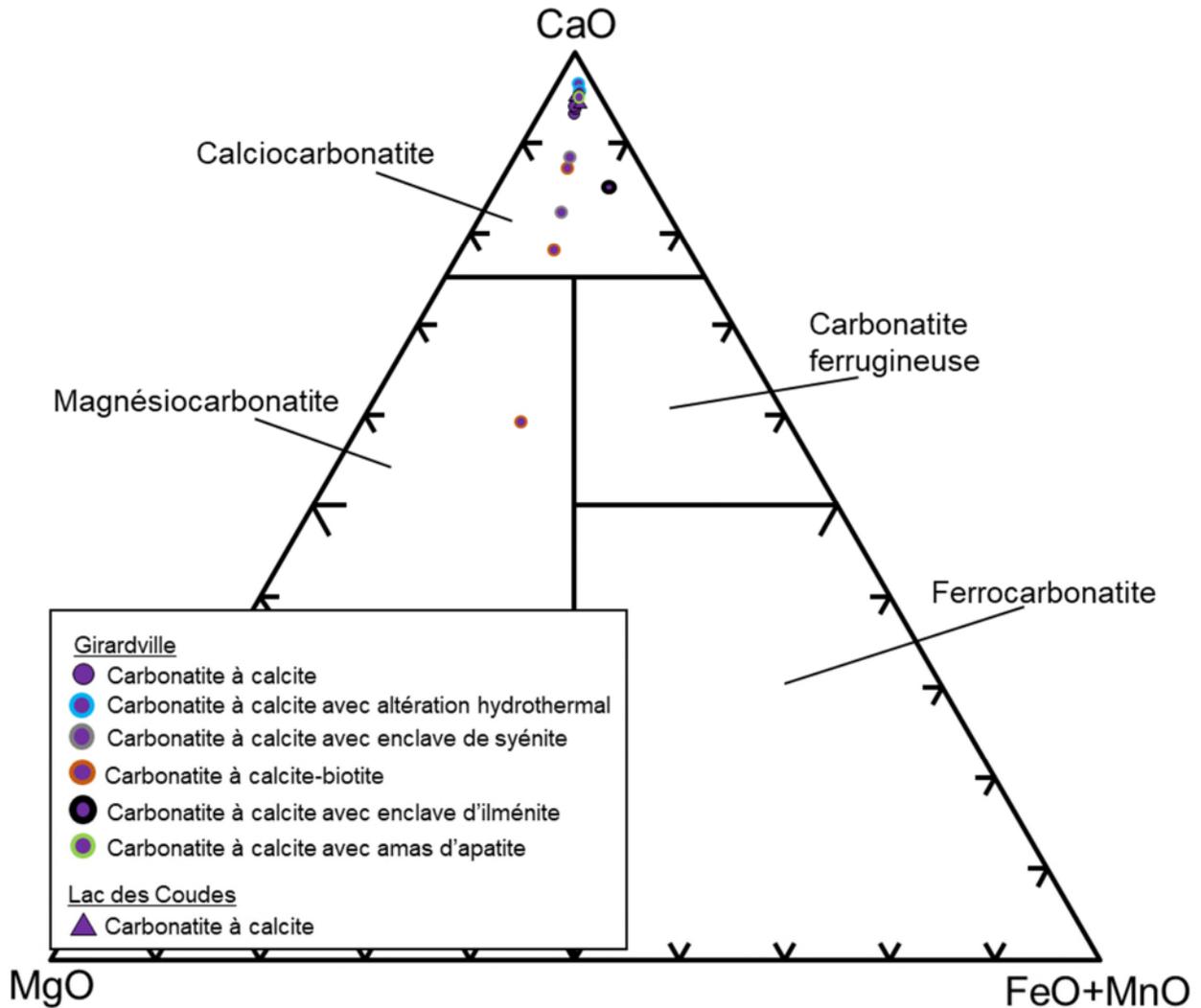


Figure 26 : Classification chimique des carbonatites en proportion modale (Gittins et Harmer, 1997). On observe qu'en majorité les échantillons de carbonatite sont tous classés comme des calciocarbonatites.

Dans l'ensemble, la composition chimique de la carbonatite du lac des Coudes est très similaire à celle de Girardville. Les analyses d'un échantillon dont la composition représente le mieux la matrice carbonatitique sont très similaires à ceux de la carbonatite de Girardville : 52,0 % CaO, 43,2 % CO₂, 0,2 % SiO₂, 0,05 % Al₂O₃, 1,5 % Fe₂O₃, 0,6 % MnO, 1,0 % MgO, 0,03 %, Na₂O et 0,02 % K₂O.

Patrons de terres rares

Tous les échantillons de carbonatite possèdent des teneurs en ETR généralement élevées (1020-1647 ppm). La majorité des patrons de terres rares sont subparallèles les uns aux autres (Fig. 24g). Ils présentent une pente négative modérée ((La/Lu)_N 12,9-19,6) avec un patron des ETRLo relativement plat ((Ho/Lu)_N 0,9-1,4). L'échantillon 21-CS-01-59.1B qui est composé en grande partie de biotite et d'apatite

possède un patron légèrement différent. Il présente une pente négative plus forte ((La/Lu)_N 27,8) et son patron de ETRLo ne redresse que très peu ((Ho/Lu)_N 1,8). Aucune anomalie significative en Eu_N n'est visible ((Eu/Eu*)_N=0,95-1,0).

Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de carbonatite sur un diagramme multiéléments normalisés présentent tous une pente faible à modéré du La au Lu, mais sont très variables du Ba au K (Fig. 25g). Pratiquement tous les échantillons présentent une légère anomalie négative en Pb, une légère anomalie positive en Sr et de très fortes anomalies négatives en P, Zr et Ti.

En général, plus les échantillons sont riches en biotite, plus ils présentent des anomalies positives en Nb, et Cs, et une anomalie négative en U. Ils présentent également une forte pente négative du Cs au K. Les échantillons riches en apatite présentent des anomalies positives en U et une anomalie négative en Th. Les échantillons représentant le plus la matrice carbonatitique présentent des anomalies négatives en Nb, U et Ta, et une anomalie positive en U. La pente négative du Cs au K est beaucoup plus faible. Les échantillons provenant du faciès altéré de la carbonatite présentent moins d'amplitude : une pente de plus en plus pentue du Ba jusqu'à K, et ne présentent pas d'anomalie significative.

De façon à s'assurer qu'il s'agit bien de carbonatite et non de roches d'origines sédimentaires, *Saint-Laurent et al. (2022)* a comparé la composition chimique de la carbonatite de Girardville avec celle des carbonates sédimentaires du Bouclier canadien de *Shaw et al. (1967, 1976)*. Les hautes teneurs en Sr, ETR et autres éléments trace démontrent du caractère igné de la carbonatite.

6.0 Chimie minérale

La biotite, l'apatite, le pyrochlore ainsi que certaines ilménites ont été analysés in situ par microsonde ou par MEB. Tous les résultats de ces analyses sont présentés aux *Annexes 6 et 7*.

6.1 Biotite

Les résultats d'analyses de microsonde effectués sur les biotites sont disponibles à l'*Annexe 6.1*. En fonction de leur composition chimique normalisée au site « T » (Al+Si=8 apfu), toutes les biotites analysées se positionnent dans la série annite-phlogopite (KFe₃ (AlSi₃O₁₀)(OH)₂ — KMg₃ (AlSi₃O₁₀)(OH)₂) (*Rieder et al., 1999*). Cinq groupes de biotite ont été identifiés en fonction de leur roche hôte : 1) granite à feldspath alcalin (Bo-G), 2) dyke de syénite à albite-biotite (Bo-S1), 3) enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2), 4) divers faciès de la carbonatite, incluant ceux en couronne autour des

enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-C), et 5) biotites en inclusion dans un phénocrystal d'ilménite provenant du dyke de pegmatite 21CS03 (Bo-I).

Tableau 1 : Tableau des intervalles de composition en éléments majeurs en apfu des différents types de biotite.

Annite-phlogopite Type	Site I (apfu)	Site M (apfu)			Site T (apfu)		Site A (apfu)		Fe#*	Al#*
	K	Mg	Fe	Ti	Si	Al	F	OH		
Bo-I (Ilménite)	0,81-0,95	2,11-2,36	0,57-0,78	0,09-0,18	2,99-3,07	0,93-1,01	0,41-0,58	1,39-1,59	19-27	23-25
Bo-G (Granite)	0,85-0,92	1,65-1,70	1,01-1,07	0,14-0,17	2,80-2,85	1,15-1,20	0,52-0,54	1,34-1,39	37-39	28-30
Bo-C (Carbonatite)	0,91-0,98	1,68-1,79	1,04-1,13	0,19-0,24	2,93-3,00	1,00-1,07	0,30-0,42	1,58-1,71	37-40	25-27
Bo-S2 (Enclave de syénite)	0,94-0,99	1,68-1,71	1,04-1,10	0,18-0,21	2,93-2,95	1,05-1,07	0,31-0,41	1,58-1,67	38-40	26-27
Bo-S1 (Dyke de syénite)	0,92-0,99	1,16-1,25	1,47-1,57	0,18-0,21	2,76-2,81	1,19-1,24	0,13-0,21	1,77-1,87	54-58	29-31
<u>Composition idéale</u>										
Phlogopite	1	3			3	1		2	0	25
Annite	1		3		3	1		2	100	25

* Fe# (=100*Fe/(Fe+Mg)) et Al# (=100*Al/(Al+Si)) ont été calculés avec des valeurs en apfu.

**Seuls les éléments présentant des valeurs supérieures à 0,1 apfu ont été considérés.

***Les valeurs minimums sont arrondies à la baisse et les valeurs maximums sont arrondies à la hausse.

Composition en éléments majeurs

Chimiquement, les biotites provenant de la carbonatite (Bo-C) et celles provenant des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2) sont similaires. Les deux groupes de biotites possèdent un contenu plus élevé en Mg qu'en Fe (Fe# (100*Fe/(Fe+Mg)) =38-40). Le contenu en Al par rapport à la Si (Al# (100*Al/(Al+Si)) =25-27) est très similaire à celui d'une annite-phlogopite à composition idéale (Al# = 25). Cependant, la composition moyenne en Ti de Bo-S2 (0,19 apfu) est légèrement plus faible que celle de Bo-C (0,22 apfu).

Les biotites provenant du dyke de syénites (Bo-S1) possèdent un Fe# de 54-58. De plus, le Al# est de 29-31, ce qui est très légèrement plus élevé que celui d'une annite-phlogopite de composition idéale. Dans les biotites en inclusions dans un mégacrystal d'ilménite (Bo-I), le Fe# est de 19-27. Le Al# de 23-25) est similaire à celui d'une annite-phlogopite de composition idéale.

Dans les granites encaissants (Bo-G), les biotites présentent des Fe# de 37-39 similaires à ceux de la carbonatite (Bo-C) et des enclaves de syénite (Bo-S2). Leur Al# de 28-30 est toutefois plus élevé. En moyenne, le contenu en éléments volatils est très variable dans les biotites. Le contenu en F des biotites est plus élevé dans l'ilménite (0,41-0,58 apfu) et dans le granite encaissant (0,52-0,54 apfu), plus modéré dans la carbonatite et les enclaves de syénites (0,30-0,42) et faible dans les dykes de syénite (0,13-0,21 apfu). À l'inverse, le contenu en OH des biotites est décroissant des dykes de syénites (1,77-

1,87 apfu), de la carbonatite et les enclaves de syénites (1,58-1,71 apfu), au granite encaissant (1,34-1,39 apfu) et l'ilménite (1,39-1,59 apfu).

Composition en éléments mineurs

En moyenne, la biotite des granites encaissants présente des concentrations plus élevées en Cl (3220-3500 ppm), en S (350-526 ppm), en P (231-243 ppm) et en Mn (2315-2634 ppm) que toutes les autres biotites (Cl : 0-510 ppm ; S : 0-506 ppm ; P : 0-140 ppm ; Mn : 387-1596 ppm). Les biotites de la carbonatite présentent des teneurs en Na (408-1774 ppm) généralement plus élevées et plus variables que les autres types de biotite. Les teneurs en Zn (0-1021 ppm) sont aussi plutôt variables, mais en moyenne plus faible que les autres types de biotite. Les biotites des dykes de syénite présentent des teneurs plus élevées en Ca (157-737 ppm) que les autres types de biotite.

Tableau 2 : Tableau des intervalles de composition en éléments traces en ppm des différents types de biotite.

Annite-phlogopite Type	Na 99	Rb 408	Ca 78	Ba 483	Mn 177	Zn 320	Cl 86	S 74	P 100
Bo-I (Ilménite)	437-1187	0-641	0-201		611-967	602-1125	0-350	0-151	
Bo-G (Granite)	415-876	365-851	0-229	0-1048	2315-2634	795-1350	3220-3500	350-526	231-243
Bo-C (Carbonatite)	408-1774	0-1116	0-115		495-1302	0-1021	0-190	105-386	0-140
Bo-S2 (Enclave de syénite)	578-772	173-595	0-93		387-659	0-764	0-510	0-221	
Bo-S1 (Dyke de syénite)	274-683	0-357	157-737		588-1596	795-1198	0-280	265-506	

* Les limites de détection sont inscrites sous chaque analyte. Une valeur minimum de 0 signifie qu'une ou plusieurs valeurs sont sous la limite de détection pour ce groupe. L'absence de valeurs signifie que tous les résultats sont sous la limite de détection pour ce type de biotite.

**Les valeurs minimums sont arrondies à la baisse et les valeurs maximums sont arrondies à la hausse.

6.2 Apatite

Les résultats d'analyses de microsonde effectués sur les apatites sont disponibles à l'Annexe 6.2. En fonction de leur composition chimique normalisée au site « M » ($Ca+Sr+Na+Ce+La+Y=5$ apfu), toutes les apatites analysées sont des fluorapatites. Quatre groupes d'apatites ont été identifiés en fonction de leur hôte : 1) enclaves de syénite à albite-biotite (Ap-S), 2) carbonatite (Ap-C), 3) pegmatite à feldspaths potassiques 21CS02 (Ap-P), et 4) apatite en inclusion dans un mégacristal d'ilménite provenant du dyke de pegmatite 21CS03 (Ap-I).

Composition en éléments majeurs

Les 4 types d'apatites ont une composition chimique en éléments majeurs plutôt similaires et ne présentent que très peu de variations entre elles. Les valeurs en P ne varient que très peu (2,83-3,01 apfu). Les apatites contenues dans la carbonatite (Ap-C) présentent le contenu en Ca le moins élevé et le plus variable (4,83-

4,91 apfu). Les contenus en Ca des apatites provenant de la pegmatite (Ap-P : 4,89-4,92 apfu) et de ceux en inclusions dans l'ilménite (Ap-I : 4,88-4,91 apfu) sont similaires. Les apatites provenant d'enclaves de syénite à albite-biotite possèdent un contenu en Ca légèrement plus élevé (4,89-4,93 apfu).

Tableau 3 : Tableau de la composition chimique moyenne en apfu des différents types d'apatites.

Apatite Type	Site M Ca	Site T P	Site X F	OH
Ap-P (Pegmatite)	4,92	2,96	0,95	0,06
Ap-I (Ilménite)	4,90	2,97	0,89	0,11
Ap-S (Syénite)	4,91	2,94	0,91	0,09
Ap-C (Carbonatite)	4,88	2,95	0,95	0,05
<u>Composition idéale</u>				
Fluorapatite	5	3	1	

* Seuls les éléments présentant des valeurs minimums de plus de 0,1 apfu ont été considérés.

Les apatites contenues dans la carbonatite (Ap-C) présentent des contenus en F plutôt variable dont les valeurs maximums (1,05 apfu) sont plus élevées que les autres apatites (0,86-0,95 apfu). Les apatites en inclusions dans l'ilménite (Ap-I) présentent un contenu en F moyen (0,89 apfu) plus faible que les autres apatites (0,94 apfu).

Composition en éléments mineurs et traces

Les apatites des carbonatites (Ap-C) présentent des concentrations en Sr (8963-13505 ppm), en Na (656-1447 ppm), et en Ce (2006-4858 ppm) généralement plus élevées et beaucoup plus variables que les autres types d'apatites (moy : Sr 8254 ppm, Na 668 ppm, Ce 2171 ppm). Les concentrations en Na de Ap-S présente des concentrations (moy : 621 ppm) plus faibles que Ap-P (moy : 822 ppm) et que Ap-I (moy : 772 ppm). En général, les teneurs en Sr, Na et Ce présente des corrélations inverses avec le Ca.

Tableau 4 : Tableau des intervalles de composition en éléments traces en ppm des différents types d'apatite.

Apatite Type	Sr	Na	Ce	La	Y	Si	S
	282	109	399	392	310	78	80
Ap-P (Pegmatite)	6620-9860	586-995	2185-3450	707-1493	0-536		0-226
Ap-I (Ilménite)	8963-9919	712-857	2083-2920	562-2073	0-371	0-155	0-156
Ap-S (Syénite)	8329-13378	537-716	162-3270	25-1595	0-449	0-178	0-171
Ap-C (Carbonatite)	8963-13505	656-1447	2006-4858	170-1783	0-993	0-220	0-196

* Les limites de détection sont inscrites sous chaque analyte. Une valeur minimum de 0 signifie qu'une ou plusieurs valeurs sont sous la limite de détection pour ce groupe. L'absence de valeurs signifie que tous les résultats sont sous la limite de détection pour ce type de biotite.

**Les valeurs minimums sont arrondies à la baisse et les valeurs maximums sont arrondies à la hausse.

7.0 Minéralisations économiques

Ce projet vise à comprendre le ou les processus qui concentrent les minéralisations de Nb et d'ETR dans la carbonatite de Girardville, à l'aide d'une approche pétrographique et géochimique. À l'aide de cette approche, les éléments clés de la concentration des minéralisations en Nb et en ETR seront présentés.

7.1 Minéralisations de niobium (Nb)

Les teneurs en Nb dans la carbonatite de Girardville présentent une grande dispersion spatiale au niveau des faciès observés. Directement dans la carbonatite de Girardville, les échantillons peuvent atteindre des teneurs jusqu'à 137 ppm de Nb dans des échantillons de carbonatite riche en biotite (21CS01-59.2). Les teneurs peuvent être plus élevées et atteindre jusqu'à 431 ppm dans certains échantillons provenant de contacts entre la carbonatite et les enclaves, comportant un mélange de matrices carbonatitiques, de biotite, d'apatite et de syénite à albite-biotite. Des teneurs élevées de 4740 à 5500 ppm Nb sont également observées dans les mégacristaux d'ilménite contenus dans la carbonatite, ainsi que des teneurs de 5150-6010 ppm dans les mégacristaux d'ilménite échantillonnés dans les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03, *Section 4.2.2*).

Afin d'étudier les variations des teneurs orthogonales à la direction du dyke de carbonatite, un rainurage est-ouest a été réalisé. Les variations de teneur en Nb n'y sont pas significatives pour les résultats des rainurages 21CS01-53 et 21CS01-52 (*Fig. 27*). Les teneurs en Nb semblent contrôlées par les abondances de biotite, d'apatite et de syénite à albite-biotite. La présence de mégacristaux d'ilménite dans ces zones échantillonnées devrait avoir un impact à la hausse sur les teneurs en Nb.

Les teneurs en Nb de la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04, *Section 4.3.5*) sont très faibles (3,5-16,5 ppm). De plus, aucun mégacristal d'ilménite n'a été observé sur l'affleurement.

7.1.1 Pyrochlore

Les résultats d'analyses de MEB effectués sur les pyrochlores sont disponibles à l'*Annexe 7.1*. Le principal minéral hôte du Nb (excluant les ilménites) est le pyrochlore (*Fig. 28*). Les grains pyrochlores présentent des teneurs entre 58 et 74 % Nb₂O₅ et sont majoritairement localisés dans les zones riches en biotite dans les faciès foliés ou à enclaves de la carbonatite. On les retrouve principalement dans des ombres de pressions formées des feuillettes de biotite, près des contacts avec des enclaves de syénite à albite-biotite, et parfois au contact ou à l'intérieur d'amas d'apatite (*Fig. 28a-b*).

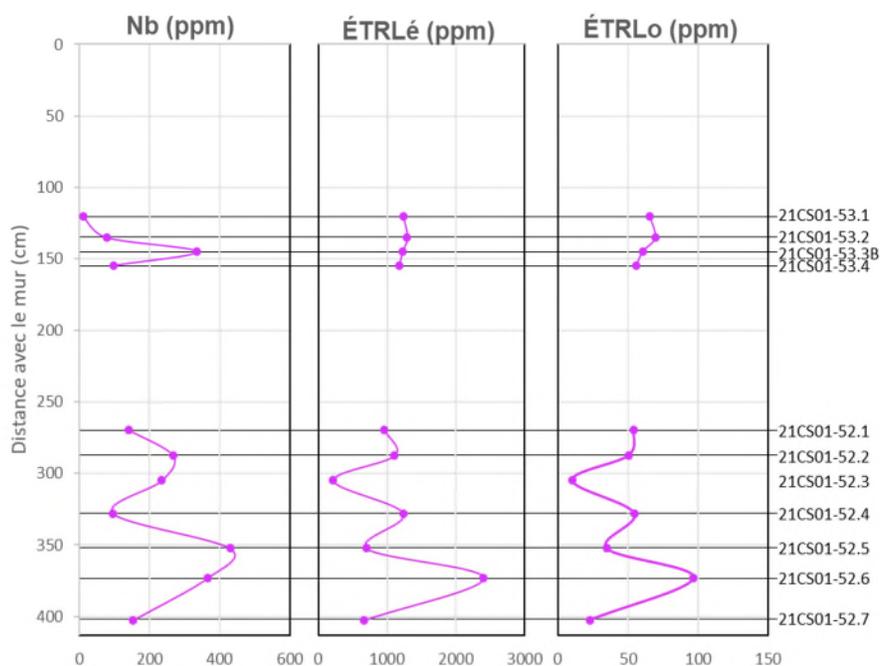


Figure 27 : Graphiques de la variation des teneurs en ETR et Nb des échantillons des rainurages 21CS01-53 et 21CS01-52.

Les grains de pyrochlore ont une taille variée entre 100 et 500 μm . En lame mince, ils possèdent généralement des formes carrées ou pseudo-hexagonales (Fig. 28c-d). Les grains présentent généralement une zonation nettement visible en lame mince ou au MEB. Les pyrochlores sont généralement plus opaques ou rougeâtres au cœur, et plus jaunâtre et translucide en bordure (Fig. 28e). La plupart des grains de pyrochlore sont fracturés (Fig. 28f) et la distance entre les fragments peut atteindre jusqu'à 200 μm . La plupart des pyrochlores sont métamictisés (Fig. 28g).

En fonction de leur composition chimique normalisée au site « B » ($\text{Nb}+\text{Ta}+\text{Ti}+\text{Si}=2$ apfu), les pyrochlores sont identifiés comme des fluorapatopyrochlores ($\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$) ou fluorcalcipyrochlores ($\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$). La composition des pyrochlores varie en fonction de la zonation des grains, de la bordure vers le cœur. La majorité des pyrochlores sont métamictisés⁵ à divers degrés (Fig. 28). La métamictisation s'exprime au MEB sous la forme de fractures radiales principalement visible au cœur des

⁵ La métamictisation est le dommage (désorganisation) à la structure cristalline causée par des éléments radioactifs (U et/ou Th) présents dans le minéral (Hancher et al., 1993).

grains, une disparition des zonations, par une rupture de la texture interne entre le cœur et la bordure du grain, et dans certains cas, par la présence de trou dans le cœur des grains (*Hanchar et Miller, 1993*).

Les analyses chimiques sur les pyrochlores sont divisées selon a) leur position : bordure (groupes 1 et 2) versus cœur (groupes 3 et 4) et b) leur proportion de lacunes au site A : faible à nul (groupe 1), modérée (groupes 2 et 3) et élevée (groupe 4) (*Tab. 5*). La présence de lacunes au site A est un indicateur d'altération (*Lumpkin et Ewing, 1995; Tremblay et al., 2017*).

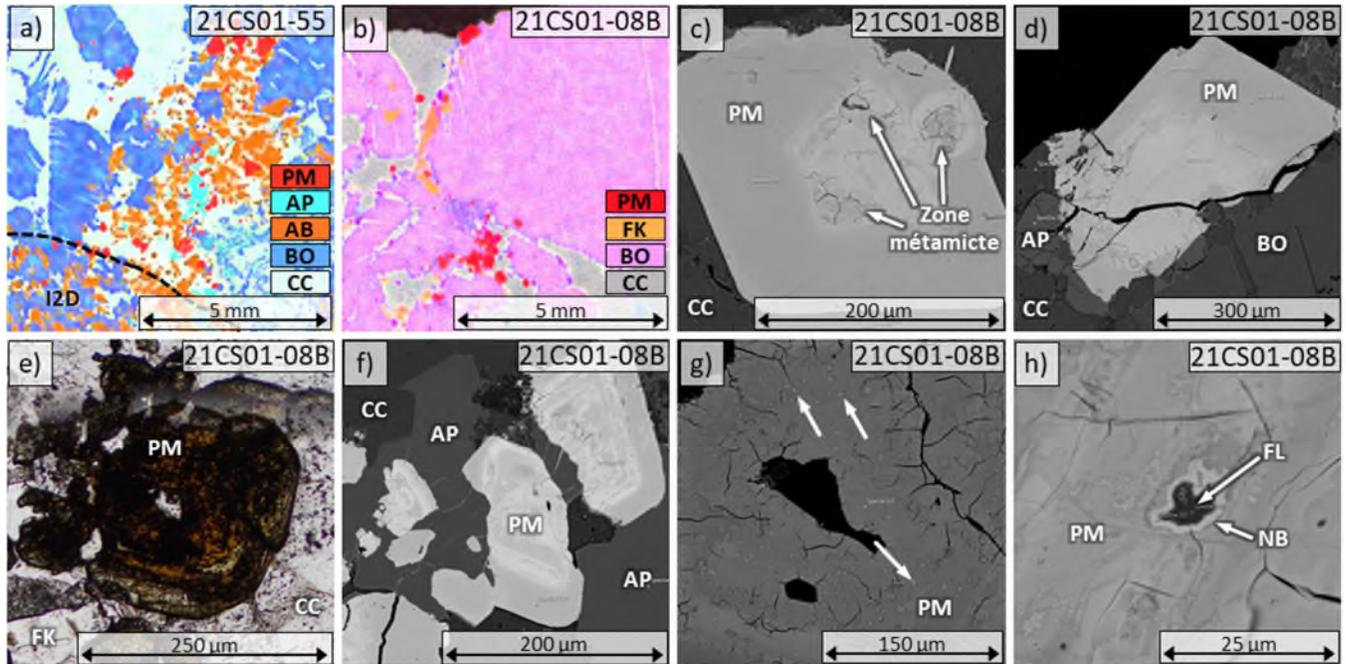


Figure 28 : Cartographies chimiques, imageries MEB-ERD et photomicrographies de grains de pyrochlore. (a) Cartographie chimique acquise par μ XRF de la bordure d'une enclave de syénite à albite-biotite (ligne noire) où l'on observe une accumulation de grains de pyrochlore. (b) Cartographie chimique acquise par μ XRF d'un alignement de feuillet de biotite où l'on observe une accumulation de grains de pyrochlore entre les feuillet. (c-d) Imageries MEB-ERD de grains de pyrochlore dont le cœur est métamicté et la bordure non métamicté. (e) Photomicrographie d'un grain de pyrochlore en lumière simplement polarisée. On observe la variation de teinte entre la bordure jaune et le cœur rougeâtre. (f) Imagerie MEB-ERD d'un grain de pyrochlore fracturé et dont les fragments sont éloignés les uns des autres. (g) Imagerie MEB-ERD d'un grain de pyrochlore très métamicté visible par la grande quantité de fractures radiale. On observe aussi de nombreuses petites taches blanches (flèches blanches) qui représentent des points où l'on observe un gain de fer (début de colombitisation). (h) Imagerie MEB-ERD d'une zone de début de colombitisation dans un grain de pyrochlore très métamicté. On observe une inclusion de fluorite avec de la colombite au pourtour. Abréviations : syénite à albite-biotite (I2D), pyrochlore (PM), apatite (AP), albite (AB), biotite (BO), calcite (CC), feldspath potassique (FK), fluorite (FL), colombite (NB).

Le groupe 1 se caractérise par la quasi-absence de lacune (0,02 apfu) au site A. Elles présentent généralement un contenu en Ca (0,99 apfu) légèrement plus élevé qu'en Na (0,94 apfu), avec des traces de Sr (0,06 apfu). On observe aussi quelques traces de Ce (2989 ppm). Le groupe 2 présente une quantité modérée de lacunes au site A (0,13-0,16 apfu). Contrairement au groupe 1, le contenu en Ca (0,86 apfu) est inférieur au Na (0,91 apfu). Le contenu en Sr (0,06 apfu) est le même. Le contenu en La+Ce observé est légèrement supérieur (Ce : 5458 ppm ; La : 859 ppm). De plus, les seuls points d'analyses (206, 225 et 228) à présenter des teneurs en Th (4204, 5901 et 3942 ppm) appartiennent aux groupes 1 et 2. Pour le site B, le groupe 1 est majoritairement composé de Nb (1,89 apfu) avec un peu de Ti (0,08 apfu) et de Ta (0,02 apfu). Pour le groupe 2, le contenu en Nb (1,91 apfu) est légèrement supérieur, avec des contenus en Ti (0,07 apfu) et de Ta (0,02 apfu). Pour le site Z, le groupe 1 tend vers une composition près de 1 en F (0,98 apfu) alors que la composition du groupe 2 est plus basse (0,88 apfu).

Pour les analyses des cœurs des grains, le groupe 3 présente au site A, une quantité modérée de lacunes (0,15-0,20 apfu). Le contenu en Ca (0,93 apfu) est plus élevé que celui en Na (0,80 apfu). Le Na y est plus faible que dans les analyses de bordures. Les teneurs en Sr (0,06 apfu) sont très similaires. On peut aussi y observer du Fe (0,04 apfu) et de l'U (0,04 apfu). On n'y retrouve aucune teneur en Ce+La. Dans l'ensemble, les teneurs en Nb (1,80 apfu) sont plus faibles que dans les analyses de bordure et les teneurs en Ti (0,12 apfu) et en Ta (0,07 apfu) sont plus élevés. Au niveau du site Z, les teneurs en F (0,83 apfu) sont encore un peu plus basses que celles du groupe 2.

Le groupe 4 provient d'analyses effectuées sur les zones les plus affectées par la métamictisation. Ces analyses présentent une quantité plus élevée de lacunes (0,32-0,43 apfu) pour le site A. Les teneurs en Ca (0,72 apfu) sont généralement plus élevées que les teneurs en Na (0,66 apfu), mais ces teneurs sont dans l'ensemble beaucoup plus faibles que celles des autres groupes. On observe dans ce groupe, des teneurs légèrement plus élevées en Fe (0,07 apfu) et en U (0,05) que celle du groupe 3. Quelques points d'analyses (210, 233 et 238) présentent des teneurs en Sr beaucoup plus élevées (0,19, 0,18 et 0,13 apfu). Lorsque les analyses présentent de hautes teneurs en Sr, on y retrouve aussi des teneurs en Ba (0,10, 0,04 et 0,06 apfu). Pour les autres analyses, les teneurs en Sr et Ba sont similaires à celles des autres groupes. Encore une fois, on n'y retrouve aucune teneur significative en ETRLé. Les teneurs en Nb (1,85 apfu) sont légèrement plus élevées que celle du groupe 3 et les teneurs en Ti (0,09 apfu) et en Ta (0,07 apfu) sont légèrement plus faibles. Au niveau du site Z, les teneurs en F (0,58 apfu) sont basses.

Tableau 5 : Tableau de la composition chimique en apfu des points d'analyses au MEB de grains de pyrochlore classés par zone d'analyse et par niveau d'altération.

# Analyse	Zone	Altération	Site A									Site B				Site Z
			Ca	Na	Fe	U	Th	Ce + La	Sr	Ba	□*	Nb	Ta	Ti	Si	F
MEB-08B-205	Bordure	Faible	0,99	0,94						0,05	0,02	1,88	0,02	0,08	0,02	1,00
MEB-08B-206			0,98	0,90	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	1,88	0,03	0,09		0,90	
MEB-08B-209			0,99	0,96				0,01	0,06	-0,03	1,91	0,02	0,08		1,04	
MEB-08B-215		Modérée	0,88	0,91				0,01	0,05	0,15	1,92	0,02	0,06		0,86	
MEB-08B-216			0,83	0,93				0,02	0,06	0,16	1,91	0,02	0,06		0,89	
MEB-08B-225			0,86	0,91			0,01	0,02	0,06	0,15	1,90	0,02	0,07		0,87	
MEB-08B-228			0,87	0,92			0,01	0,01	0,05	0,13	1,92	0,02	0,07		0,92	
MEB-08B-230			0,86	0,89				0,02	0,05	0,16	1,92	0,02	0,07		0,86	
MEB-08B-239			0,87	0,90				0,01	0,06	0,16	1,92	0,01	0,07		0,88	
MEB-08B-204	Coeur	Modérée	0,90	0,73	0,07	0,08			0,07	0,15	1,70	0,10	0,15	0,05	0,73	
MEB-08B-221			1,03	0,76	0,09	0,06		0,01	0,06	-0,01	1,79	0,06	0,15		0,79	
MEB-08B-226			0,88	0,84		0,02		0,01	0,05	0,19	1,88	0,03	0,09		0,89	
MEB-08B-218			0,88	0,87		0,01		0,01	0,06	0,17	1,84	0,07	0,09		0,90	
MEB-08B-210		Élevée	0,62	0,60	0,08	0,05			0,19	0,10	0,36	1,87	0,05	0,08	0,52	
MEB-08B-217			0,84	0,77	0,06	0,06			0,07	0,20	1,80	0,09	0,11		0,72	
MEB-08B-227			0,82	0,71	0,04	0,03		0,01	0,07	0,32	1,85	0,06	0,08		0,70	
MEB-08B-233			0,61	0,59	0,07	0,06		0,01	0,18	0,04	0,43	1,86	0,04	0,10	0,49	
MEB-08B-238			0,71	0,65	0,08	0,02			0,13	0,06	0,35	1,85	0,08	0,07	0,48	

*□ : Les lacunes sont calculées avec la formule suivante : $\square = 2 - \Sigma(\text{site B})$. Les valeurs de vacances négatives au site A sont liées à l'incertitude analytique et ne sont pas significatives.

**Les valeurs sont normalisées à 2 au site B.

***L'absence de valeurs signifie que tous les résultats sont sous la limite de détection pour ce type de biotite.

Les degrés d'altération sont mis en évidence par la présence de lacunes (*Lumpkin et Ewing, 1995*). L'abondance des lacunes est variable de manière indépendante à la zonation. Les analyses de bordures les plus près des limites externes des grains suggèrent un début d'altération avec l'apparition d'une quantité modérée de lacunes, et le renversement des rapports Na sur Ca. Les analyses de cœurs de grains les plus éloignés des zones métamictisées présentent des altérations similaires. La métamictisation est généralement plus importante dans les grains les plus riches en U. On remarque aussi, dans les zones les plus endommagées, une augmentation des teneurs en Sr et l'apparition de teneurs en Ba. Dans tous les cas, la quantité de F présent dans les analyses est caractéristique du niveau d'altération. Plus la quantité de lacunes est élevée, moins les teneurs en F sont élevées (*Desjardins, 2022; Tremblay et al., 2017*).

Dans le cas de certains pyrochlores, on peut observer un faible début de colombitisation des pyrochlores. Cette altération se traduit par l'apparition de petites inclusions de colombite (FeNb_2O_6) et de fluorite (CaF_2) dans les grains de pyrochlores (Fig. 28g-h) (*James et McKie, 1958; Tremblay et al., 2017*)

7.1.2 Cristaux d'ilménite (avec inclusions de colombite, d'ilménorutile et de lueshite)

Les résultats d'analyses de MEB effectués sur les différents oxydes en inclusions dans les ilménites sont disponibles à l'*Annexe 7.2*.

Carbonatite de Girardville

Dans la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01, *Section 4.1.5*), les mégacristaux d'ilménite sont distribués aléatoirement et ne semblent pas se concentrer dans un faciès particulier. À l'intérieur de ces mégacristaux, on observe de nombreuses micro-inclusions (*Fig. 29a*). Plusieurs de ces micro-inclusions, principalement les oxydes sont la source des hautes teneurs en Nb : colombite (FeNb_2O_6), rutile et divers autres oxydes Fe-Ti (non identifiables). Des micro-inclusions de monazite ($\text{ETR}(\text{PO}_4)$) ont aussi été observées associées avec des inclusions d'apatite (*Fig. 29b*).

Les mégacristaux d'ilménite présentent beaucoup de porosité. Les pores sont généralement allongés avec des bordures irrégulières ou ondulantes. On peut aussi observer une grande quantité de microfractures avec des bordures ondulantes. Les pores et les microfractures présentent généralement la même orientation préférentielle (*Fig. 29a*).

La principale phase minérale porteuse de niobium en inclusion dans l'ilménite est la colombite avec des teneurs entre 66 et 80 % Nb_2O_5 . Certaines inclusions de rutilites ou d'autres oxydes Fe-Ti peuvent aussi présenter des teneurs allant jusqu'à 2,4 % de Nb_2O_5 . Les mégacristaux d'ilménite eux-mêmes présentent de faibles teneurs jusqu'à 0,83 % de Nb_2O_5 .

Les inclusions de colombite, rutile et autres oxydes Fe-Ti possèdent des tailles moyennes variables de 10 à 50 μm . Elles sont présentes sous plusieurs formes : anguleuses, arrondies ou allongées. Certaines inclusions ont des bordures rectilignes alors que d'autres ont des bordures plus ondulantes. Plusieurs inclusions de colombite présentent de la porosité à leur pourtour (*Fig. 29c*). On observe aussi de la colombite en remplissage de certaines fractures dans les mégacristaux d'ilménite (*Fig. 29b*).

Un certain groupe d'inclusions d'oxydes Fe-Ti (non identifié) qui est plus enrichi en Fe qu'en Ti possède une taille moyenne de 25 à 50 μm . Elles sont généralement plus allongées, avec des contacts plus

rectilignes et des formes ovoïdales. Ces inclusions sont toutes orientées dans la même direction. Cette orientation diffère de celles des microfractures ou des pores.

Dykes de pegmatite à feldspaths potassiques

Les mégacristsaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03, *Section 4.2.2*) sont principalement concentrés au centre des dykes. Bien qu'ils possèdent une chimie générale similaire aux mégacristsaux d'ilménite de la carbonatite de Girardville, les textures, la composition et la quantité de micro-inclusions sont légèrement différentes (*Fig. 30a*). Les principales micro-inclusions associées avec les teneurs en Nb sont : ilménorutile ((Ti,Nb)O₂), colombite (FeNb₂O₆), lueshite (NaNbO₃), aeschynite ((ETR,Ca,Fe,Th)(Nb,Ti)₂O₆), titanite, pyrochlore ((Na,Ca)₂(Nb,Ti,Ta)₂(F,OH)) ;, rutile et autres oxydes Fe-Ti. On peut aussi observer des micro-inclusions de sphalérite, de pyrite et de baryte.

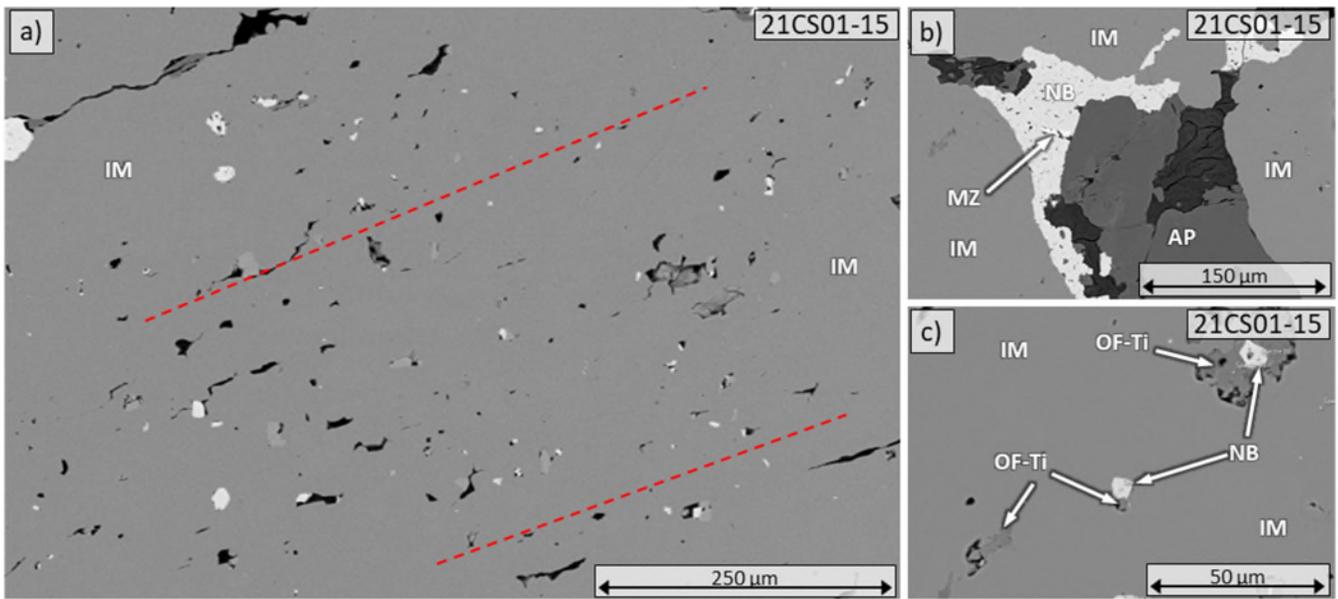


Figure 29 : Imagerie acquise par électron rétrodiffusé (MEB-ERD) de mégacristsaux d'ilménite contenue dans la carbonatite de Girardville (21-CS-01). (a) Vue générale de nombreuses micro-inclusions contenues dans un mégacrystal d'ilménite. On observe une orientation préférentielle des pores (lignes rouges) marquée par leur allongement. (b) Remplissage de fractures par de la colombite au pourtour d'une inclusion d'apatite. On observe aussi une petite inclusion de monazite au pourtour de l'apatite. (c) Micro-inclusions de colombite avec à leurs pourtours des oxydes Fe-Ti (non identifiés). On observe que ces micro-inclusions sont souvent associées avec de la porosité. Abréviations : ilménite (IM), colombite (NB), apatite (AP), monazite (MZ), Oxyde de fer-titane (OF-Ti).

Les phénocristaux d'ilménite des dykes de pegmatites présentent généralement moins de porosité que les mégacristaux de la carbonatite de Girardville. La forme des pores varie d'allongée à trapue, avec des bordures irrégulières ou ondulantes. Elles sont généralement alignées les unes avec les autres. On observe aussi quelques fractures et microfractures (*Fig. 30a*).

La principale phase minérale porteuse de niobium dans les phénocristaux d'ilménite est l'ilménorutile avec des teneurs entre 2 et 10 % Nb_2O_5 . Les autres minéraux riches en Nb observés sont : lueshite (76-78 % Nb_2O_5), aeschynite (36 % Nb_2O_5), colombite (47-73 % Nb_2O_5) et pyrochlore (64 % Nb_2O_5). On peut aussi observer des teneurs allant jusqu'à 2,2 % Nb_2O_5 dans des inclusions de titanites et des teneurs allant jusqu'à 0,53 % Nb_2O_5 dans d'autres inclusions d'oxydes Fe-Ti. La matrice des phénocristaux d'ilménite peut aussi présenter de faibles teneurs jusqu'à 0,56 % de Nb_2O_5 .

Les micro-inclusions d'ilménorutile possèdent des tailles variables de 10 à 50 μm . Elles sont généralement allongées avec des contacts rectilignes, et des formes rectangulaires à ovoïdales. Ces inclusions sont majoritairement toutes orientées dans la même direction. Certaines de ces inclusions sont toutefois orientées perpendiculairement à l'orientation principale (*Fig. 30a*).

Les inclusions de lueshite possèdent des tailles variables de 10 à 50 μm . Elles sont généralement arrondies. Ces inclusions sont majoritairement toutes orientées dans la même direction. Ces inclusions sont observables avec de la porosité à leur pourtour (*Fig. 30c*). Les inclusions d'aeschynite sont présentes au contact entre l'ilménite et des inclusions d'apatite. Elles peuvent mesurer jusqu'à 100 μm de large. Elles présentent des formes ondulantes et irrégulières.

La colombite et les autres inclusions d'oxydes Fe-Ti présentent diverses formes différentes : anguleuses, arrondies ou allongées. Certaines inclusions ont des bordures rectilignes alors que d'autres ont des bordures plus ondulantes. Elles présentent généralement de la porosité à leur pourtour (*Fig. 30b*). On observe aussi de la colombite et d'autres oxydes Fe-Ti en remplissages de certaines fractures dans les phénocristaux d'ilménite.

La titanite est observable soit en larges inclusions de plus de 100 μm , ou en bordure d'altération autour de fractures remplies d'oxydes Fe-Ti. Les inclusions présentent généralement des limites rectilignes, alors que les zones d'altération présentent des limites ondulantes.

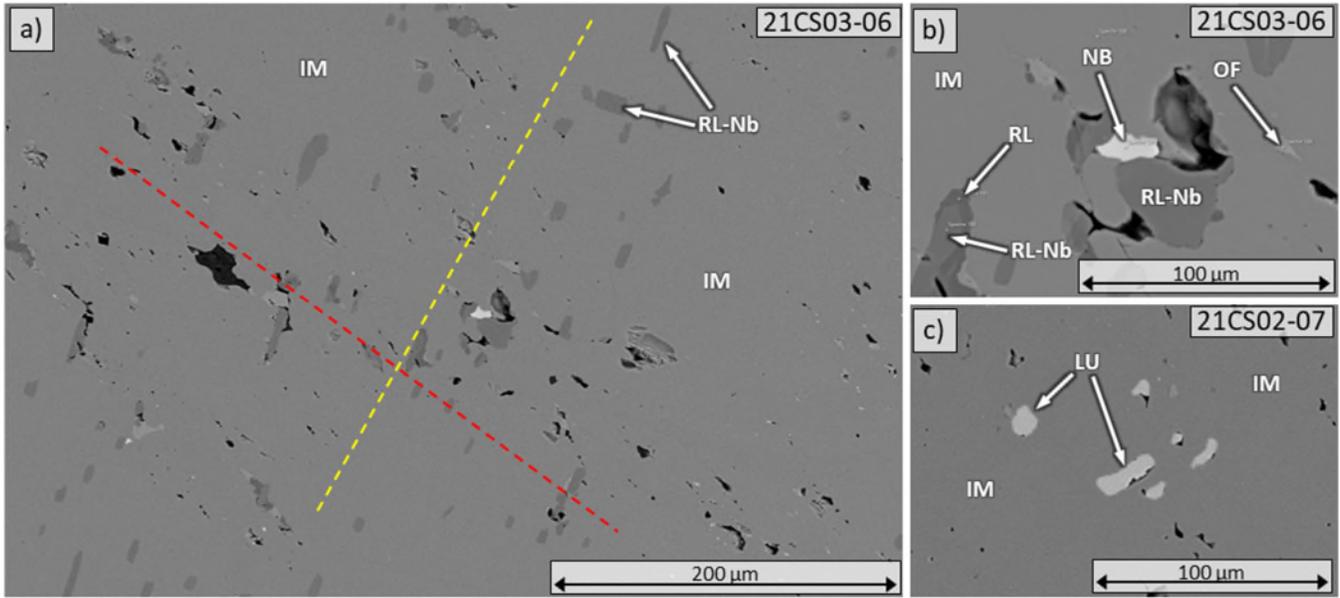


Figure 30 : Imagerie acquise par électron rétrodiffusé (MEB-ERD) de phénocristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02 et 21-CS-03). (a) Vue générale de nombreuses micro-inclusions contenues dans ces phénocristaux d'ilménites. On observe 2 orientations préférentielles différentes. Une orientation est marquée par l'allongement et l'alignement des pores (ligne rouge). L'autre orientation est marquée par l'allongement et l'alignement des micro-inclusions d'ilménorutile (ligne jaune). (b) Micro-inclusion de colombite avec à ses alentours, de l'ilménorutile et de la porosité. Certaines inclusions d'ilménorutile montrent des couronnes de rutil. Des oxydes de fer sont aussi observables. (c) Micro-inclusions de lueshite qui possèdent des formes plutôt arrondies avec de la porosité à leur pourtour. Abréviations : ilménite (IM), ilménorutile (RL-Nb), colombite (NB), rutil (RL), Oxyde de fer (OF).

7.2 Minéralisation en terres rares

Les teneurs en ETR totales dans la carbonatite de Girardville varient spatialement entre 1020 et 2495 ppm. La matrice carbonatitique montre une teneur relativement uniforme entre 1000 et 1500 ppm ETR qui semble associée à la présence de carbonates de terres rares (Fig. 31). Les rainurages EW (21CS01-53 et 21CS01-52) ne montrent pas non plus de variation importante des teneurs en ETR (Fig. 27). Les teneurs semblent plutôt contrôlées par l'abondance relative d'apatite, de syénite et de biotite. Un échantillon composé presque exclusivement d'apatite dans les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques présente de hautes teneurs (6199 ppm ETR) (21-CS-02 et 21-CS-03) confirmant le contrôle des ETR par l'apatite dans les roches silicatées. Dans la carbonatite du lac des Coudes, on retrouve aussi des teneurs en ETR plutôt élevées entre 1400 et 1450 ppm.

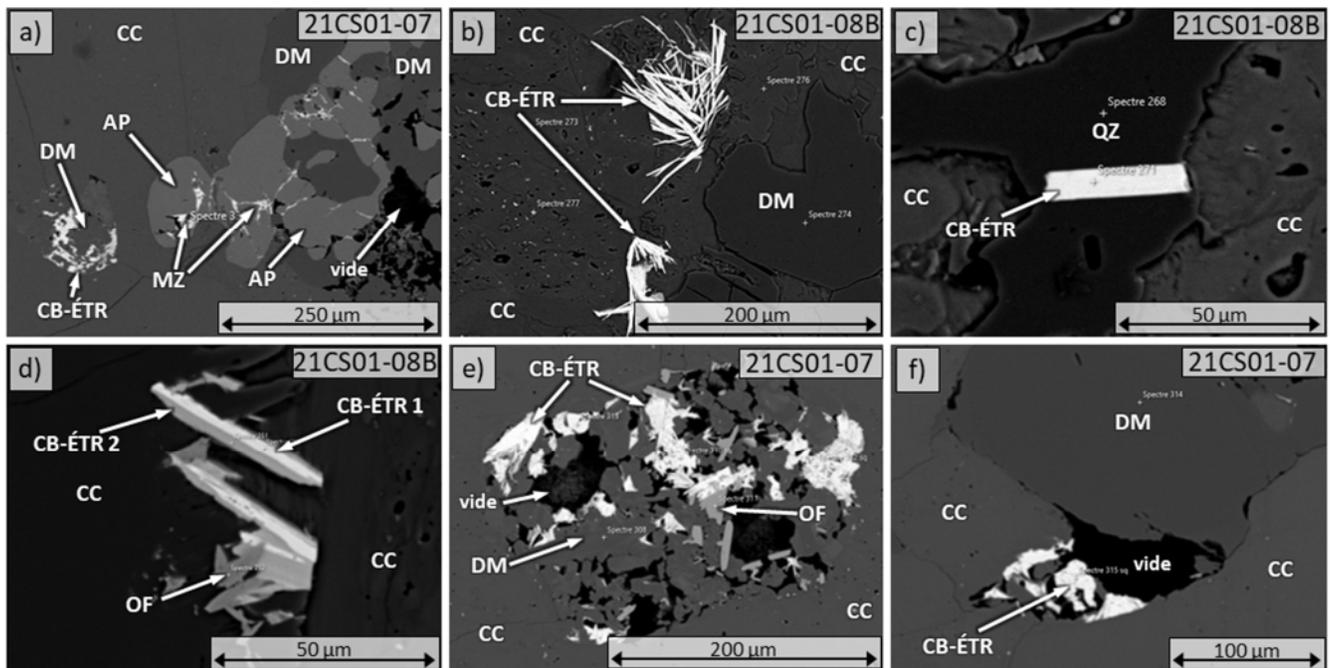


Figure 31 : Imagerie acquise par électron rétrodiffusé (MEB-ERD) de minéralisation de terres rares. (a) Amas d'apatite et de dolomite dans lequel on retrouve de la porosité. On observe des microveinules de monazite dans l'apatite. (b) Carbonates de terres rares sous la forme d'aiguilles en agrégats radiaux. (c) Carbonate de terres rares contenu dans un grain de quartz dans la carbonatite. (d) Petites baguettes de carbonates de terres rares. On observe que ces baguettes semblent croître à partir de la bordure d'un cristal de calcite. On peut aussi distinguer deux types de carbonate de terres rares. Le premier (blanc) étant plus riche en ETR que le second (gris pâle). (e) Amas d'aiguilles de carbonates de terres rares, associées avec de la dolomite, des oxydes de fer et de la porosité. (f) Amas de carbonate de terres rares de formes irrégulières associés avec de la dolomite et de la porosité. Abréviation : carbonate de terres rares (CB-ÉTR), monazite (MZ), calcite (CC), dolomite (DM), apatite (AP), quartz (QZ), oxyde de fer (OF).

7.2.1 Apatite

Dans la carbonatite de Girardville, les apatites sont principalement concentrées en amas, associées avec de la biotite dans les faciès à enclaves de la carbonatite, ou sous la forme d'amas allongés dans les structures planaires du faciès folié de la carbonatite (Fig. 8b, 9c). Il est aussi possible de retrouver quelques cristaux d'apatite isolés dans la matrice carbonatitique ici et là. Dans certains cas, on peut observer des microveinules de monazite à l'intérieur des grains d'apatite (Fig. 31a).

7.2.2 Carbonates de terres rares

Les carbonates de terres rares sont disséminés plutôt uniformément dans la carbonatite. Ils se présentent généralement sous la forme de petites aiguilles ou de baguettes et dans plusieurs cas en agrégats radiaux

(Fig. 31b-c-d-e). Il est aussi possible de les observer en petits amas de formes irrégulières (Fig. 31e-f). Les carbonates de terres rares sont dans plusieurs cas observés en association avec de la dolomite, des oxydes de fer, ou de la porosité (Fig. e-f). Au minimum, deux types de carbonate de terres rares ont été observés sans possibilité de les identifier (Fig. 31f).

8.0 Séquence de mise en place des unités des carbonatites de Girardville et du lac des Coudes

L'étude des relations de recoupement de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01, *Section 4.1*), des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurements 21-CS-02 et 21-CS-03, *Section 4.2*) et de la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04, *Section 4.3*) a permis de contraindre la séquence de mise en place des diverses lithologies des carbonatites de la région de Girardville.

La présence du dyke de syénite à albite-biotite trachytique semi-continu en marge de l'affleurement principal (21-CS-01) et l'abondance d'enclaves de syénite à albite-biotite, également trachytique, dans la carbonatite adjacente au dyke de syénite suggèrent que ces enclaves sont le résultat du démembrement du dyke de syénite lors de la mise en place de la carbonatite (Fig. 6). La forme arrondie et allongée des enclaves pourrait être reliée à ce démembrement et au transport de ces fragments par le magma carbonatitique. La présence de couronnes de biotite (\pm apatite) principalement en bordure des enclaves de syénite pourrait suggérer que ces enclaves aient servi de points de nucléation pour ces minéraux (Fig. 8, 9).

Dans le même ordre d'idée, la forte compatibilité chimique entre les mégacristaux de feldspaths potassiques (*Section 5.2*) et d'ilménite (*Section 5.3*) retrouvés dans la carbonatite de Girardville (21-CS-01) et ceux des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques du secteur (21-CS-02 et 21-CS-03) suggère que ces mégacristaux sont en fait des xénocristaux provenant de ces dykes qui furent également démembrés lors de la mise en place de la carbonatite.

De plus, la présence de fragments de mégacristaux de feldspaths potassiques ainsi que des amas de biotite et apatite le long des structures planaires observées dans le faciès folié de la carbonatite, et le fait que ces structures semblent contourner les mégacristaux et leurs fragments (Fig. 9, 12), pourraient suggérer que ces mégacristaux et certains amas de biotite et apatite étaient déjà formés/solides au moment de la mise en place/écoulement de la carbonatite.

La mise en place de cette carbonatite a mené à l'altération (fénitisation) des roches encaissantes, voir le développement de veines d'ægyrine dans ces encaissants ainsi que le long de plans de fracture/macle dans les mégacristaux de feldspaths potassiques, et ce autant à Girardville qu'au lac des Coudes (*Fig. 5, 15, 19, 20, 21*).

Étant donné les fortes similarités chimiques entre les carbonatites de Girardville et du lac des Coudes (*Section 5.5*), il est possible que les deux intrusions soient dérivées de la même source. La présence répétitive de dyke de carbonatite et de dyke de pegmatite à feldspaths potassiques dans le secteur d'étude suggère la possibilité d'un événement magmatique carbonatitique de plus grande envergure qui pourrait présenter un potentiel économique pour cette région.

9.0 Conclusion

Dans la carbonatite de Girardville, les hautes teneurs en Nb et ETR sont spatialement associées avec la biotite et l'apatite en bordure d'enclaves de syénite à albite-biotite. Les enclaves pourraient à la fois créer un contrôle minéralogique et structural, permettant la cristallisation et l'accumulation des minéraux porteurs de Nb et d'ETR. Plus précisément, les hautes teneurs en ETR sont contrôlées dans la carbonatite par la présence de carbonates de terres rares et la présence d'apatite dans les pegmatites. Les hautes teneurs en Nb sont contrôlées par le pyrochlore dans la carbonatite et par des inclusions de colombite dans les mégacristaux d'ilménite contenus dans la carbonatite.

Malheureusement, étant donné son étendue restreinte, la carbonatite de Girardville ne présente pas actuellement de minéralisation ayant des teneurs ou des tonnages économiques. Des travaux d'exploration supplémentaires dans la région pourraient amener à la découverte d'autres dykes/intrusions reliés à ce même système magmatique, et ainsi identifier des tonnages plus intéressants de ces minéralisations.

Référence

- Ashwal, L.D., et Wooden, J.L. 1983. Sr and Nd isotope geochronology, geologic history, and origin of the Adirondack anorthosite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**(11): 1875-1885.
- Cox, K., Bell, J., et Pankhurst, R. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks* George Allen and Unwin. London, United Kingdom, 450p.
- Desjardins, D. 2022. Étude pétrographique et géochimique des pyrochlores de la carbonatite du complexe alcalin de Saint-Honoré, Saguenay, Québec, Université du Québec à Chicoutimi.
- Dupuis, C., et David, E. 2013. Giant Crystals of Ilmenites and Baveno-Twinned Microclines from Girardville, Quebec, Canada. *Rocks & Minerals* **88**(5): 420-433.
- Elliott, H., Wall, F., Chakhmouradian, A., Siegfried, P., Dahlgren, S., Weatherley, S., Finch, A., Marks, M., Dowman, E., et Dedy, E. 2018. Fenites associated with carbonatite complexes: A review. *Ore Geology Reviews* **93**: 38-59.
- Gittins, J., et Harmer, R.E. 1997. What is ferrocarnatite? A revised classification. *Journal of African Earth Sciences* **25**(1): 159-168.
- Groulier, P.-A., Indares, A., Dunning, G., Moukhsil, A., et Jenner, G. 2018. Syn-orogenic magmatism over 100 my in high crustal levels of the central Grenville Province: characteristics, age and tectonic significance. *Lithos* **312**: 128-152.
- Groulier, P.-A., Turlin, F., André-Mayer, A.-S., Ohnenstetter, D., Crepon, A., Boulvais, P., Poujol, M., Rollion-Bard, C., Zeh, A., et Moukhsil, A. 2020. Silicate-carbonate liquid immiscibility: insights from the Crevier alkaline intrusion (Quebec). *Journal of Petrology* **61**(3): ega033.
- Hanchar, J., et Miller, C. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical geology* **110**(1-3): 1-13.
- Hoffman, P.F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. *Dans The geology of North America—an overview. Sous la direction de A. Bally et A. Palmer.* Geological Society of America. pp. 447-512.
- James, T., et McKie, D. 1958. The alteration of pyrochlore to columbite in carbonatites in Tanganyika (With Plates XX and XXI). *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society* **31**(242): 889-900.
- Le Bas, M.J. 2008. Fenites associated with carbonatites. *The Canadian Mineralogist* **46**(4): 915-932.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lemeyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., et Woolley, A.R. 2002. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University Press, Cambridge, Uk.
- Lumpkin, G.R., et Ewing, R.C. 1995. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup. *American mineralogist* **80**(7-8): 732-743.
- MERN. 2020. Les Minéraux Critiques et Stratégiques : Plan Québécois pour la Valorisation des Minéraux Critiques et Stratégiques 2020-2025. *Edited by m.d.l.É.e.d.R. naturelles.* Gouvernement du Québec.

- Moukhsil, A., et El Bourki, M. 2021. Nouvelles minéralisations en éléments des terres rares associées à la Carbonatite de Girardville et aux dykes de pegmatite granitique, à la syénite et au granite à feldspath alcalin. ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.
- Papapavlou, K. 2019. U-Pb geochronology report; Grenville 2018-2019. *Edited by* UQAM, UQAM. p. 21.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Müller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., et Robert, J.-L. 1999. Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine* **63**(2): 267-279.
- 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., et Corrigan, D. 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37**(2-3): 359-383.
- Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., et Martignole, J. 2012. The Grenville orogen—A post-LITHOPROBE perspective. *Dans* Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective. *Sous la direction de* J.A. Percival et F.A. Cook et R.M. Clowes. Association of Canada, Special Paper. pp. 97-236.
- 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.
- RNCan. 2019. Le Plan Canadien pour les Minéraux et les Métaux *Edited by* R.n. Canada. Gouvernement du Canada.
- Saint-Laurent, C., Bédard, L.P., Simard, R.-L., et Moukhsil, A. 2022. Carbonatite de Girardville, Lac-Saint-Jean, Québec. *Edited by* UQAC, MERN. p. 71.
- Shaw, D., Reilly, G., Muysson, J., Pattenden, G., et Campbell, F. 1967. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences* **4**(5): 829-853.
- Shaw, D.M., Dostal, J., et Keays, R.R. 1976. Additional estimates of continental surface Precambrian shield composition in Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**(1): 73-83.
- Simandl, G.J., et Paradis, S. 2018. Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science* **127**(4): 123-152. doi: 10.1080/25726838.2018.1516935.
- Sun, S.-S., et McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications **42**(1): 313-345.
- Tremblay, J., Bédard, L.P., et Matton, G. 2017. Columbitization of fluorcalciopyrochlore by hydrothermalism at the Saint-Honoré alkaline complex, Québec (Canada): New insights on halite in carbonatites. *Ore Geology Reviews* **91**: 695-707.
- Verplanck, P.L., Mariano, A.N., et Mariano, A.J. 2016. Rare earth element ore geology of carbonatites. *Dans* Rare earth and critical elements in ore deposits. *Sous la direction de* P.L. Verplanck et M.W. Hitzman. Society of Economic Geologists, Littleton, CO. pp. 5-32.