





**ÉTUDE DES PROCESSUS DE CONCENTRATION DES MINÉRALISATIONS EN NIOBIUM ET  
EN ÉLÉMENTS DE TERRES RARES DANS LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE, LAC-SAINT-  
JEAN, QUÉBEC, CANADA**

par Saint-Laurent, Charles

Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi en vue de l'obtention du grade de Maître  
ès sciences (M. Sc. A.) en géologie et génie géologique

Jury :

L. Paul Bédard, Professeur, Université du Québec à Chicoutimi, Directeur

Renée-Luce Simard, Professeur, Université du Québec à Chicoutimi, Co-directrice

Sarah Dare, Professeur, Université du Québec à Chicoutimi, Évaluatrice interne

Benoit-Michel Saumur, Professeur, Université du Québec à Montréal, Évaluateur externe

Québec, Canada

© Charles Saint-Laurent, 2024

## RÉSUMÉ

Les carbonatites sont des roches rares dont la mise en place est sujette à de nombreux débats. Elles sont décrites comme des roches ignées, composées majoritairement de carbonates, issues d'un magmatisme complexe. Les carbonatites suscitent l'intérêt puisqu'elles sont des sources significatives de niobium (Nb) et d'éléments de terres rares (ÉTR). Les carbonatites peuvent aussi être hôte de minéralisations en titane, tantale, cuivre, phosphore, et scandium. Toutefois, peu de carbonatites sont économiquement intéressantes et la distribution des minéralisations dans les carbonatites peut être très hétérogène. Pour cette raison, une bonne compréhension de la genèse des carbonatites et des processus qui contrôlent les minéralisations est importante afin de bien localiser les faciès minéralisés. Puisque les carbonatites économiquement intéressantes et très étudiées sont de grand volume, il est suggéré dans le cadre de ces travaux qu'une carbonatite de plus petit volume serait sujette à moins d'événements complexifiant la compréhension des processus qui mettent en place les minéralisations en Nb et ÉTR.

La carbonatite de Girardville est une carbonatite de petit volume localisée dans la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean, à environ 4,5 km au nord de Girardville dans la Province de Grenville. Des travaux de terrains détaillés ont été réalisés pour mieux comprendre les processus de concentration des minéralisations. La carbonatite de Girardville se présente comme un dyke de composition principalement calcitique, orienté N-S avec un pendage de 64 à 67° (vers l'est), en intrusion à l'intérieur d'un granite à feldspath alcalin. On retrouve dans cette carbonatite, des enclaves de syénite à albite-biotite, des xénocristaux de feldspaths potassiques et d'ilménite, ainsi que de larges zones concentrant de la biotite et/ou de l'apatite. D'autres minéraux accessoires observables sont la ferrodolomite, les oxydes de fer, le pyrochlore, la fluorite, la colombite, les carbonates de terres rares, la strontianite, la baryte, le rutile, l'ægryrine, etc. De plus, des dykes satellites de pegmatite à feldspaths potassiques et un second dyke de carbonatite (lac des Coudes), orientés également N-S, ont aussi été étudiés dans la région.

La carbonatite de Girardville possède des teneurs généralement faibles en Nb (max : 137 ppm) et en ÉTR totales (max : 1647 ppm). Les principaux minéraux porteurs de ces teneurs sont le pyrochlore et l'ilménite pour le Nb et les carbonates de terres rares pour les ÉTR. Toutefois, les zones riches en biotite près des contacts entre la carbonatite et les enclaves de syénite albite-biotite montrent des teneurs plus élevées, jusqu'à 431 ppm Nb et 2495 ppm ÉTR totales. L'augmentation des teneurs en Nb est liée à une concentration des minéraux de pyrochlores en bordure de feuillet de biotites ou d'enclaves de syénite à albite-biotite, tandis que l'augmentation des ÉTR est due à la présence de larges amas d'apatite dans ces zones. De plus, des analyses de mégacristaux d'ilménites provenant de la carbonatite de Girardville et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques présentent des teneurs élevées en Nb entre 4740 à 6010 ppm. Dans ces mégacristaux, le Nb se concentre dans les microinclusions 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 ÉTR totales de 6200 ppm. Aucune teneur significative en Nb n'a été observée dans la carbonatite du lac des Coudes (inférieur à 16,5 ppm Nb). Les teneurs en ÉTR sont similaires à celle de la carbonatite de Girardville (entre 1400 et 1450 ppm).

Les observations pétrogéochimiques suggèrent que la remobilisation de certains minéraux riches en Nb ou ÉTR par des pulses magmatiques puisse avoir un impact important sur la distribution des minéraux d'intérêts dans la carbonatite. Les teneurs en Nb sont généralement contrôlées par la présence de pyrochlore et d'ilménite, et par la présence d'enclaves de syénite à albite-biotite et de feuillet de biotite qui favorisent leur accumulation mécanique dans ces zones. Pour ce qui est des ÉTR, les teneurs sont liées à deux sources : (1) l'apatite observée en amas dans la carbonatite et dont l'accumulation peut aussi être liée à la présence d'enclaves de syénite à albite-biotite ou de biotite, et (2) aux carbonates de terres rares qui semblent plus tardifs et associées à des fluides carbohydrothermaux.

## ABSTRACT

Carbonatites are rare rocks whose origine is subject to debates within the scientific community. Carbonatites are described as igneous rocks, composed mainly of carbonates, resulting from intrusive polyphase magmatism and susceptible to be affected by different types of fluids. Carbonatites are interesting as they are a significant worldwide source of niobium (Nb) and rare earth elements (REE). Carbonatites can also host other mineralizations such as titanium, tantalum, copper, phosphorus, and scandium. However, only few carbonatites are of economic interest and the distribution of mineralization in carbonatites can be heterogeneous. Therefore, a good understanding of the genesis of carbonatites and the processes that control their mineralizations are important to properly locate mineralized facies. Since that well-studied economic carbonatites are of very large volume, it is suggested in this study, that a carbonatite of smaller volume would be subject to fewer events complicating the understanding of the Nb and REE mineralization processes.

The Girardville carbonatite is a small volume carbonatite located in the Saguenay–Lac-Saint-Jean region, about 4.5 km north of Girardville, intruding in the the Grenville Province. Detailed field work was carried out to locate the mineralized facies within the Girardville carbonatite and to better understand the processes involved in the distribution of mineralization. The Girardville carbonatite appears as a dike, mainly composed of calcite, oriented N-S with a dip of 64-67° (towards the east), intruding an alkali feldspar granite. Within this carbonatite are observed: albite-biotite syenite xenoliths, megacrystic K-feldspar xenoliths of and megacrystic ilmenite xenoliths, as well of zones with abundant biotite and/or apatite. Other accessory minerals are: ferrodolomite, Fe-Ti-oxides, pyrochlore, fluorite, columbite, rare earth carbonates, strontianite, barite, rutile, aegyrine, etc. Satellite dykes of K-feldspar pegmatite and a second carbonatite dyke (lac des Coudes), also exhibiting N-S orientations, were also studied in the region.

The Girardville carbonatite show generally low Nb and REE grades (max: 137 ppm Nb and 1647 ppm TREE). The main minerals hosting Nb are pyrochlore and ilmenite and those hosting REE are rare earth carbonates. However, biotite-rich areas near the albite-biotite syenite xenoliths contacts show higher grades which can reach up to 431 ppm Nb and 2495 ppm TREE. The increase in Nb grades is linked to a higher concentration of pyrochlore in those areas whereas the increase in REE is due to the presence of clusters of apatite. *In situ* analyses have also shown that megacrystic ilmenite, either coming from the Girardville carbonatite or the K-feldspar pegmatite dykes, have very high Nb concentration. These high concentrations are associated with various microinclusions of Nb-rich oxides (columbite, ilmenorutile, lueshite and aeschynite) within the megacrystic ilmenite. In addition, a sample, mainly composed of apatite, coming from the K-feldspars pegmatite dykes has high TREE grades of 6200 ppm. No significant Nb grades were recorded in the lac des Coudes carbonatite (less than 16.5 ppm Nb). The REE grades are similar to those of the Girardville carbonatite (1400-1450 ppm).

Petrogeochemical observations suggest that the remobilization of Nb-rich and REE-rich minerals by magmatic pulses may have had a significant impact on the mineralization distribution. The Nb grades are generally controlled by the presence of pyrochlore and ilmenite, and by the presence of albite-biotite syenite xenoliths and biotite which facilitates the mechanical accumulation in these areas. As for the REE, the grades are linked to two sources: (1) the apatite clusters within carbonatite, to which their accumulation can also be associated to the presence of albite-biotite syenite xenoliths and biotite, and (2) the rare earth carbonates which can be associated with later carbohydrothermal fluids.

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	II
ABSTRACT.....	III
TABLE DES MATIÈRES.....	IV
LISTE DES TABLEAUX.....	VIII
LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES ANNEXES.....	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.
SIGLES ET ABRÉVIATIONS.....	XV
LEXIQUE MINÉRALOGIQUE AVEC SYMBOLOGIE.....	XVII
REMERCIEMENTS.....	XIX
AVANT-PROPOS.....	XX
<b>CHAPITRE 1 : INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
1.1 CONTEXTE SOCIO-ÉCONOMIQUE.....	1
1.1.1 <i>NIObIUM</i> .....	3
1.1.2 <i>ÉLÉMENTS DE TERRES RARES</i> .....	4
1.2 PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS DU PROJET.....	5
1.2.1 <i>PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE</i> .....	5
1.2.2 <i>HYPOTHÈSE DE RECHERCHE</i> .....	7
1.2.3 <i>OBJECTIFS DU PROJET</i> .....	7
1.3 PLAN DES TRAVAUX PRÉSENTÉS.....	8
<b>CHAPITRE 2 : LES CARBONATITES.....</b>	<b>10</b>
2.1 DÉFINITION.....	10
2.2 HISTORIQUE.....	10
2.3 PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES.....	10
2.3.1 <i>COMPOSITION ET MINÉRALOGIE</i> .....	10
2.3.2 <i>CLASSIFICATION ET TAXONOMIE</i> .....	11
2.3.2.1 Classification minéralogique.....	11
2.3.2.2 Classification chimique.....	12
2.3.2.3 Carbonatites primaires et carbohydrothermales.....	13
2.3.3 <i>FÉNITISATION</i> .....	13
2.3.4 <i>OCCURRENCES ET ASSOCIATIONS SPATIO-TEMPORELLES</i> .....	15
2.3.4.1 Âges de mise en place.....	17
2.3.4.2 Dispersion géographique dans les socles géologiques.....	18
2.4 CONTEXTE DE FORMATION DES CARBONATITES.....	20
2.4.1 <i>CONTEXTE TECTONIQUE</i> .....	20
2.4.2 <i>SOURCE DES MAGMAS</i> .....	20
2.4.3 <i>MODÈLE DE GENÈSE</i> .....	21

2.4.3.1	Faible taux de fusion partielle du manteau .....	21
2.4.3.2	Immiscibilité des magmas carbonatés et silicatés .....	21
2.4.3.3	Cristallisation fractionnée d'un magma parent .....	22
2.5	MINÉRALISATIONS ÉCONOMIQUES .....	24
2.5.1	PRINCIPAUX GITES .....	24
2.5.2	MODÈLES MÉTALLOGÉNIQUES .....	24
2.5.2.1	Niobium .....	26
2.5.2.2	Éléments de terres rares .....	28
<b>CHAPITRE 3 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE.....</b>		<b>31</b>
3.1	PROVINCE GÉOLOGIQUE DE GRENVILLE .....	31
3.2	GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU SAGUEANY–LAC-SAINT-JEAN.....	33
3.2.1	LE GRABEN DU SAGUENAY.....	33
3.2.2	LE CORRIDOR WASWANAPI-SAGUENAY .....	34
3.2.3	GÉOLOGIE DU SECTEUR DE GIRARDVILLE .....	34
3.2.3.1	Unités géologiques régionales .....	37
3.2.3.2	Domaines structuraux .....	37
3.2.4	AUTRES CARBONATITES DE LA RÉGION .....	38
3.2.4.1	Carbonatite de Saint-Honoré.....	38
3.2.4.2	Carbonatite de Shipshaw .....	39
3.2.4.3	Carbonatite de Crevier .....	39
3.3	LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE .....	40
3.3.1	HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	40
3.3.2	DESCRIPTIONS GÉOLOGIQUES DES TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	41
<b>CHAPITRE 4 : MÉTHODOLOGIE.....</b>		<b>43</b>
4.1	TRAVAUX DE TERRAIN .....	43
4.2	TRAITEMENT DES ÉCHANTILLONS.....	43
4.2.1	ÉCHANTILLONNAGE DE TERRAIN .....	43
4.2.2	PRÉPARATION DES LAMES MINCES .....	44
4.3	DESCRIPTION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES.....	44
4.3.1	PÉTROGRAPHIE OPTIQUE DES LAMES MINCES .....	44
4.3.2	CARTOGRAPHIES CHIMIQUES PAR $\mu$ XRF .....	45
4.3.3	IMAGERIES MEB-ERD ET CARTOGRAPHIES CHIMIQUES PAR MEB .....	45
4.4	ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE ROCHES TOTALES .....	46
4.4.1	PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS.....	46
4.4.2	MÉTHODES D'ANALYSES.....	46
4.5	ANALYSES DE CHIMIE MINÉRALE.....	50
4.5.1	MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB).....	50
4.5.2	MICROSONDE ÉLECTRONIQUE (EPMA).....	50
4.5.3	SPECTROMÉTRIE DE MASSE PAR PLASMA À COUPLAGE INDUCTIF PAR ABLATION LASER (LA-ICP-MS).....	51
<b>CHAPITRE 5 : DESCRIPTIONS DE TERRAINS ET DE PÉTROGRAPHIE.....</b>		<b>54</b>
5.1	LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE .....	54
5.1.1	GRANITE À FELDSPATH ALCALIN (ROCHE ENCAISSANTE).....	56
5.1.2	SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE (DYKE ET ENCLAVES).....	60
5.1.3	DYKE DE CARBONATITE .....	63
5.1.3.1	Minéralogie.....	64
5.1.3.2	Les faciès .....	67
5.1.4	MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES .....	74
5.1.5	MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE .....	77
5.2	AFFLEUREMENTS DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES.....	78
5.2.1	GRANITE À FELDSPATH ALCALIN (ROCHE ENCAISSANTE).....	79
5.2.2	PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES.....	81

5.2.2.1 feldspaths potassiques.....	81
5.2.2.2 Mégacristaux d'ilménite.....	83
5.2.2.3 Apatite.....	84
5.3 LA CARBONATITE DU LAC DES COUDES.....	84
5.3.1 GRANODIORITE À ORTHOPYROXÈNE (ROCHE ENCAISSANTE).....	85
5.3.2 FÉNITE À « ALBITE, FELDSPATHS POTASSIQUES ET ÆGYRINE ».....	88
5.3.3 DYKE DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES.....	90
5.3.4 « VEINES » D'ÆGYRINE.....	91
5.3.5 BLOCS DE CARBONATITE DU LAC DES COUDES.....	91
5.3.6 FÉNITE À « FELDSPATHS POTASSIQUES ET ÆGYRINE ».....	93
5.4 SOMMAIRE DES OBSERVATIONS DE TERRAIN ET DE PÉTROGRAPHIE.....	94
<b>CHAPITRE 6 : GÉOCHIMIE DES ROCHES TOTALES.....</b>	<b>97</b>
6.1 LITHOLOGIES SILICATÉES DU SECTEUR DE GIRARDVILLE.....	97
6.1.1 GRANITE À FELDSPATH ALCALIN (ENCAISSANT RÉGIONAL).....	97
6.1.1.1 Granite à feldspath alcalin frais.....	97
6.1.1.2 Granite à feldspath alcalin fénitisé.....	100
6.1.1.3 Effets de la fénitisation du granite à feldspath alcalin.....	101
6.1.2 SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE (DYKE ET ENCLAVES).....	101
6.1.2.1 Dyke de syénite à albite-biotite.....	101
6.1.2.2 Enclaves de syénite à albite-biotite.....	105
6.1.2.3 Variation de composition chimique entre le dyke et les enclaves.....	106
6.2 LITHOLOGIES SILICATÉES DU LAC DES COUDES.....	108
6.2.1 GRANODIORITE À ORTHOPYROXÈNE (ENCAISSANT RÉGIONAL).....	108
6.2.2 FÉNITES DU LAC DES COUDES.....	109
6.2.2.1 Fénite à « albite, feldspaths potassiques et ægyrine ».....	109
6.2.2.2 Fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine ».....	110
6.3 MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES.....	111
6.3.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES.....	111
6.3.2 VARIATION DE COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES.....	112
6.4 MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE.....	112
6.4.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE.....	113
6.4.2 VARIATION DE COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE .....	114
6.5 CARBONATITES.....	114
6.5.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES CARBONATITES.....	114
6.5.2 VARIATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES CARBONATITES.....	119
6.6 SOMMAIRE DES RÉSULTATS DE GÉOCHIMIE DES ROCHES TOTALES.....	120
<b>CHAPITRE 7 : CHIMIE MINÉRALE.....</b>	<b>122</b>
7.1 BIOTITE.....	122
7.1.1 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MAJEURS DES BIOTITES.....	123
7.1.2 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MINEURS ET TRACES DES BIOTITES.....	127
7.1.3 NIOBIUM ET TANTALE DANS LES BIOTITES.....	129
7.1.4 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS VOLATILS DES BIOTITES.....	129
7.2 APATITE.....	130
7.2.1 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MAJEURS DES APATITES.....	131
7.2.2 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MINEURS ET TRACES DES APATITES.....	131
7.3 SOMMAIRE DES RÉSULTATS DE CHIMIE MINÉRALE DE LA BIOTITE ET DE L'APATITE.....	137
<b>CHAPITRE 8 : MINÉRAUX D'INTÉRÊT ÉCONOMIQUE.....</b>	<b>138</b>
8.1 MINÉRAUX RICHES EN NIOBIUM.....	138

8.1.1	<i>DISTRIBUTION DES TENEURS</i> .....	138
8.1.2	<i>PYROCHLORE</i> .....	139
8.1.2.1	Dispersion spatiale.....	142
8.1.2.2	Caractéristiques physiques.....	142
8.1.2.3	Composition chimique.....	142
8.1.2.3	Lacunes et métamictisation.....	145
8.1.2.4	Colombitisation.....	145
8.1.3	<i>ILMÉNITE À NIOBIUM</i> .....	146
8.1.3.1	Dykes de pegmatite à feldspaths potassiques.....	148
8.1.3.2	Carbonatite de Girardville.....	150
8.2	<b>MINÉRAUX RICHES EN ÉLÉMENTS DE TERRES RARES</b> .....	152
8.2.1	<i>DISTRIBUTION DES TENEURS</i> .....	152
8.2.2	<i>APATITE RICHE EN ÉLÉMENTS DE TERRES RARES</i> .....	153
8.2.3	<i>CARBONATES DE TERRES RARES</i> .....	154
8.3	<b>SOMMAIRE DES MINÉRAUX RICHES EN NIOBIUM ET ÉLÉMENTS DE TERRES RARES</b> .....	155
	<b>CHAPITRE 9 : DISCUSSION</b> .....	<b>157</b>
9.1	<b>STRUCTURES PRÉEXISTANTES</b> .....	157
9.2	<b>LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE</b> .....	159
9.2.1	<i>ORIGINE MAGMATIQUE</i> .....	159
9.2.2	<i>GÉNÉRATIONS DE CARBONATITES</i> .....	160
9.2.2.1	Dyke de carbonatite primaire.....	160
9.2.2.2	Fluides carbohydrothermaux.....	163
9.3	<b>SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE</b> .....	164
9.3.1	<i>ORIGINE</i> .....	164
9.3.2	<i>DÉMEMBREMENT DU DYKE</i> .....	167
9.3.3	<i>ÉVOLUTION CHIMIQUE ET FÉNITISATION</i> .....	168
9.4	<b>XÉNOLITHES DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES</b> .....	170
9.5	<b>XÉNOCRISTAUX D'ILMÉNITE À NIOBIUM</b> .....	171
9.6	<b>APATITE</b> .....	172
9.7	<b>PHOSCORITE</b> .....	175
9.8	<b>PYROCHLORE</b> .....	176
9.9	<b>LA FÉNITISATION DU GRANITE À FELDSPATH ALCALIN</b> .....	179
9.10	<b>LA CARBONATITE DU LAC DES COUDES</b> .....	181
	<b>CHAPITRE 10 : CONCLUSION</b> .....	<b>183</b>
10.1	<b>SÉQUENCE DE MISE EN PLACE</b> .....	183
10.2	<b>MINÉRAUX D'INTÉRÊTS ÉCONOMIQUES</b> .....	184
10.2.1	<i>PYROCHLORE</i> .....	184
10.2.2	<i>ILMÉNITE À NIOBIUM</i> .....	185
10.2.3	<i>CARBONATES DE TERRES RARES</i> .....	186
10.2.4	<i>APATITE À TERRES RARES</i> .....	186
10.3	<b>RETOUR SUR L'HYPOTHÈSE ET LA MÉTHODOLOGIE</b> .....	187
10.3.1	<i>LES CARBONATITES DE PETIT VOLUME</i> .....	187
10.3.2	<i>AMÉLIORATION DE LA MÉTHODE</i> .....	187
10.4	<b>POTENTIEL ÉCONOMIQUE</b> .....	188
10.4.1	<i>LOCAL</i> .....	188
10.4.2	<i>RÉGIONAL</i> .....	188
	<b>LISTE DE RÉFÉRENCES</b> .....	<b>190</b>
	<b>ANNEXES</b> .....	<b>200</b>

## LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1.1 : Liste des minéraux critiques et stratégiques du Québec.....	1
TABLEAU 1.2 : Liste des éléments de terres rares (lanthanides et yttrium) .....	4
TABLEAU 2.1 : Liste des principaux minéraux de Nb et d'ÉTR observés dans les carbonatites ....	25
TABLEAU 5.1 : Localisation géographique des 4 affleurements étudiés lors du projet. ....	54
TABLEAU 5.2 : Tableau comparatif des caractéristiques des affleurements présentés dans le <i>Chapitre 5</i> .....	95
TABLEAU 7.1 : Intervalles de composition en éléments majeurs (en apfu) des différents groupes de biotite.....	126
TABLEAU 7.2 : Les formules chimiques moyennes calculées pour chaque groupe de biotite comparé à celles des minéraux « end member » des principaux micas du groupe trioctaédrique. ....	127
TABLEAU 7.3 : Intervalles de composition (en apfu) des différents types d'apatites calculés à partir des données de microsondes .....	132
TABLEAU 8.1 : La composition chimique (en apfu) des points d'analyses au MEB sur des minéraux de pyrochlore classés par zone d'analyse et par niveau d'altération. ....	143
TABLEAU 9.1 : Comparaison de la composition chimique de la carbonatite de Girardville avec les moyennes des calciocarbonatites dans le monde et des carbonates du Bouclier canadien. .	162

## LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : Graphique de répartition de la production mondiale connue en niobium par pays.....	2
FIGURE 1.2 : Graphique de répartition de la production mondiale connue en éléments de terres rares par pays .....	3
FIGURE 2.1 : Diagrammes ternaires des classifications des carbonatites en fonction de leur composition chimique .....	12
FIGURE 2.2 : Schéma de la migration des éléments chimiques entre l'intrusion carbonatitique et la roche encaissante lors de processus de fénitisation .....	14
FIGURE 2.3 : Graphiques de l'abondance relative des roches silicatées associées avec des carbonatites intrusives et extrusives .....	16
FIGURE 2.4 : Graphique de la fréquence des carbonatites dans le temps .....	17
FIGURE 2.5 : Diagramme de la répartition géographique des carbonatites dans le monde en fonction du contexte tectonique de la région de mise en place .....	18
FIGURE 2.6 : Carte du monde des occurrences de carbonatites et leur relation spatiale avec les cratons protérozoïques et archéens .....	19
FIGURE 2.7 : Illustration schématique des 3 principaux modèles de mise en place des carbonatites .....	23
FIGURE 2.8 : Coupe verticale schématique d'une intrusion carbonatitique minéralisée qui illustre les principales relations entre les minéralisations et les différentes lithologies .....	26
FIGURE 3.1 : Carte de localisation de la région de Girardville dans la Province de Grenville.....	32
FIGURE 3.2 : Carte de localisation du corridor de Waswanipi-Saguenay.....	35
FIGURE 3.3 : Carte de localisation de la carbonatite de Girardville .....	36
FIGURE 5.1 : Photo de la tranchée de la carbonatite de Girardville (vue en direction nord-est). ....	55
FIGURE 5.2 : Cartographie schématisée de l'affleurement principal de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01) .....	56
FIGURE 5.3 : Photographies du granite à feldspath alcalin. ....	58
FIGURE 5.4 : Photographies du dyke de syénite à albite-biotite.....	61
FIGURE 5.5 : Photographies et cartographie chimique d'enclaves de syénite à albite-biotite.....	63
FIGURE 5.6 : Photographies macroscopiques de la carbonatite. ....	64

FIGURE 5.7 : Photomicrographies, cartographie chimique et imagerie MEB-ERD de la matrice carbonatitique du faciès massif.....	65
FIGURE 5.8 : Cartographie chimique et photomicrographies des différents types de carbonates dans la matrice carbonatitique du faciès folié.....	66
FIGURE 5.9 : Photographies de calcite mégacristique [CC3] dans la carbonatite.....	68
FIGURE 5.10 : Photographies du faciès à enclaves de la carbonatite.....	70
FIGURE 5.11 : Photographies du faciès folié de la carbonatite.....	72
FIGURE 5.12 : Photographies du faciès altéré de la carbonatite.....	75
FIGURE 5.13 : Photographies des mégacristaux de feldspaths potassiques dans différents faciès de la carbonatite.....	76
FIGURE 5.14 : Photographies des mégacristaux d'ilménite dans la carbonatite.....	78
FIGURE 5.15 : Coupe schématisée des lithologies et altérations d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville (affleurement 21-CS-02).....	80
FIGURE 5.16 : Photographie d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques encaissé dans le granite à feldspath alcalin (affleurement 21-CS-02).....	80
FIGURE 5.17 : Photographies et cartographie chimique du granite à feldspath alcalin près du contact avec un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02).....	82
FIGURE 5.18 : Photographies de la pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02).....	83
FIGURE 5.19 : Coupe schématisée et interprétée des lithologies et des zones d'altération de la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04).....	85
FIGURE 5.20 : Photographies de la granodiorite à orthopyroxène du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04).....	87
FIGURE 5.21 : Photographies de différentes lithologies de la tranchée du lac des Coudes.....	89
FIGURE 5.22 : Photographies et cartographie chimique de blocs de carbonatite de la tranchée du lac des Coudes.....	92
FIGURE 5.23 : Photographies de la fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine ».....	93
FIGURE 6.1 : Graphique de classification TAS « total d'alcalins — silicate » de (Cox <i>et al.</i> , 1979) des différents types de roches silicatées analysées. Noter que le TAS est un graphique de classification pour des roches ignées fraîches. Les roches présentant de la fénitisation ne sont présentes dans le graphique qu'à titre comparatif avec les autres roches silicatées.....	98
FIGURE 6.2 : Diagrammes de type Harker de la composition chimique en éléments majeurs des différents types de roches silicatées analysées.....	102
FIGURE 6.3 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites des roches silicatées et des mégacristaux d'ilménite.....	103

FIGURE 6.4 : Graphiques des patrons multiéléments normalisés au manteau primitif des roches silicatées et des mégacristaux d'ilménite.....	104
FIGURE 6.5 : Diagrammes de type Harker de la composition chimique en éléments traces des échantillons de granite à feldspath alcalin et de syénite à albite-biotite.....	107
FIGURE 6.6 : Diagrammes binaires de la composition chimique en éléments majeurs et traces des échantillons de mégacristaux d'ilménite. ....	115
FIGURE 6.7 : Classification chimique des carbonatites en proportion modale .....	116
FIGURE 6.8 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites des échantillons composés de carbonatite.....	118
FIGURE 6.9 : Graphiques des patrons multiéléments normalisés au manteau primitif des échantillons composés de carbonatite.....	119
FIGURE 7.1 : Diagramme ternaire de la classification des micas en fonction de leur composition de leur site octaédrique (M ou VI).....	124
FIGURE 7.2 : Diagramme binaire de la variation de composition chimique des différents types de biotite.....	125
FIGURE 7.3 : Diagramme binaire de la variation de composition chimique des différents types de biotite en Ti en fonction du Fe# au site octaédrique (M ou VI). ....	128
FIGURE 7.4 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites (avec les valeurs de <i>McDonough et Sun, 1995</i> ) des compositions moyennes des différents groupes et sous-groupes d'apatite. ....	135
FIGURE 7.5 : Graphique des patrons multiéléments normalisés aux chondrites (avec les valeurs de <i>McDonough et Sun, 1995</i> ) des moyennes des différents types d'apatite. ....	136
FIGURE 8.1 : Graphiques de la variation des teneurs en Nb et ÉTR dans la carbonatite entre les échantillons de rainurages 21CS01-53 et 21CS01-52. ....	140
FIGURE 8.2 : Cartographies chimiques, imageries MEB-ERD et photomicrographies de pyrochlores. ....	141
FIGURE 8.3 : Graphique de la composition de points d'analyses sur des minéraux de pyrochlores en Na en fonction du Ca .....	146
FIGURE 8.4 : Graphiques de la composition des points d'analyses sur des minéraux de pyrochlores .....	147
FIGURE 8.5 : Imageries MEB-ERD de phénocristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques .....	148
FIGURE 8.6 : Imageries MEB-ERD de mégacristaux d'ilménite contenue dans la carbonatite de Girardville .....	151
FIGURE 8.7 : Graphique des teneurs en ÉTR <sub>tot</sub> en fonction des teneurs en P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> des échantillons de carbonatite et de pegmatite. ....	153
FIGURE 8.8 : Imageries MEB-ERD de minéraux de terres rares dans la carbonatite .....	155

FIGURE 9.1 : Modèle synthèse de la mise en place de la carbonatite ..... 158

FIGURE 9.2 : Séquence simplifiée des événements qui permettent la cristallisation et l'accumulation  
du pyrochlore dans les carbonatites. .... 176

## LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1.1 : Liste des échantillons récoltés lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022 et leurs particularités .....	202
ANNEXE 1.2 : Carte de localisation des points d'échantillonnage de la carbonatite de Girardville209	
ANNEXE 2 : Liste des lames minces produite lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022 .	210
ANNEXE 3 : Fiches de description pétrographique des échantillons récoltés lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022 .....	213
ANNEXE 4 : Photomicrographies, imageries ERD et cartographies chimiques de lames minces.	340
ANNEXE 5.1 : Tableau des résultats d'analyse de la géochimie de roche totale des échantillons récoltés lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022 .....	341
ANNEXE 5.2 : Tableau des résultats d'analyse de la géochimie des matériaux de QAQC insérés avec les échantillons récoltés lors des campagnes de terrains de 2021 et 2022 .....	341
ANNEXE 5.3 : Rapport de rendement des analyses des échantillons QAQC #80000 et #80025 sur le blanc standard st urb .....	342
ANNEXE 5.4 : Rapport de rendement des analyses de l'échantillon QAQC #80013 sur le matériau de référence certifié sy4.....	343
ANNEXE 5.5 : Rapport de rendement des analyses de l'échantillon QAQC #80033 sur le matériau de référence certifié stm2 .....	344
ANNEXE 5.6 : Rapport de rendement des analyses de l'échantillon QAQC #80050 (2021) sur le matériau man1 .....	345
ANNEXE 5.7 : Rapport de rendement des réanalyses de l'échantillon QAQC #80025-2 (2021) sur le blanc standard st urb .....	346
ANNEXE 5.8 : Rapport de rendement des réanalyses de l'échantillon QAQC #80050-2 sur le matériau man1 .....	347
ANNEXE 5.9 : Rapport de rendement des analyses de l'échantillon QAQC #80050 (2022) sur le blanc standard st urb .....	348
ANNEXE 5.10 : Rapport de rendement des analyses de l'échantillon QAQC #80063 sur le matériau de référence certifié coq1 .....	349
ANNEXE 5.11 : Rapport de rendement des analyses de l'échantillon QAQC #80075 sur le matériau de référence certifié oreas683 .....	350
ANNEXE 5.12 : Tableau des méthodes d'analyse et des limites de détection pour chaque analyte en analyses géochimiques de roches totales .....	351

ANNEXE 6.1 : Résultats d'analyse des minéraux de pyrochlore au microscope électronique à balayage.....	353
ANNEXE 6.2 : Résultats d'analyse des différents oxydes en inclusion dans des mégacristaux d'ilménite au microscope électronique à balayage .....	353
ANNEXE 6.3 : Résultats d'analyse de carbonates provenant d'échantillons de carbonatites au microscope électronique à balayage .....	353
ANNEXE 6.4 : Résultats d'analyses d'autres minéraux analysés au microscope électronique à balayage.....	353
ANNEXE 7.1 : Résultats d'analyse des minéraux de biotite à la microsonde .....	354
ANNEXE 7.2 : Fiche technique des paramètres utilisés pour l'analyse de la biotite à la microsonde du laboratoire de microanalyse du Département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval à Québec .....	354
ANNEXE 7.3 : Résultats d'analyse des minéraux d'apatite à la microsonde .....	354
ANNEXE 7.4 : Fiche technique des paramètres utilisés pour l'analyse de l'apatite à la microsonde du laboratoire de microanalyse du Département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval à Québec.....	354
ANNEXE 8.1 : Résultats d'analyse des minéraux de biotite au LA-ICP-MS .....	355
ANNEXE 8.2 : Résultats d'analyse des minéraux d'apatites au LA-ICP-MS.....	355
ANNEXE 9 : Méthode de calcul de <i>Li et al. (2020)</i> pour estimer la formule chimique des minéraux de biotite.....	356

## SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ABT : Allochton Boundary Thrust (Zone de charriage de l'Allochtone)  
apfu : Atomes par unité de formule structurale (*atome per formula unit*)  
CC1 : Calcite principale  
CC2 : Calcite trouble  
CC3 : Calcite mégacristique  
éch : Échantillon  
EDS : Spectrométrie en énergie dispersive  
EPMA : Microsonde électronique (*electron probe micro-analyzer*)  
ERD : Électrons rétrodiffusés (*BSE – back-scattered electron*)  
ÉTR : Éléments de terres rares (*REE*)  
ÉTRLé : Éléments de terres rares légères (*LREE*)  
ÉTRLo : Éléments de terres rares lourdes (*HREE*)  
ÉTR<sub>tot</sub> : Éléments de terres rares totales (*TREE*)  
Fe# : Rapport  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times 100$   
FEG : Source à émission de champ (*field emission gun*)  
I1A : Granite à feldspath alcalin  
I2D : Syénite  
I4Q : Carbonatite  
ICP-MS : Spectrométrie de masse par plasma à couplage inductif  
ICP-OES : Spectroscopie d'émission optique par plasma à couplage inductif  
INAA : Analyse par activation neutronique instrumentale  
IR : Infrarouge  
ISE : Électrode sélective d'ion  
LA-ICP-MS : Spectrométrie de masse par plasma à couplage inductif par ablation laser  
M15D : Fénite  
MCS : Minéraux critiques et stratégiques  
MEB : Microscope électronique à balayage (*SEM — scanning electron microscope*)  
MEB-ERD : Imageries par électrons rétrodiffusés au microscope électronique à balayage  
MERN : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (maintenant MRNF)  
MRNF : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles  
Notation « M » ou « VI » : Notation pour les éléments du site octaédrique de la formule chimique de la biotite

Notation « T » ou « IV » : Notation pour les éléments situés au site tétraédrique de la formule chimique de la biotite

PCMRC : Projet canadien des matériaux de référence certifiés

QAQC : Assurance de la qualité et contrôle de la qualité (*Quality assurance and quality control*)

RNCan : Ressources Naturelles Canada

SIGÉOM : Système d'information géominière du Québec

TAS : Total des alcalins — silice

UQAC : Université du Québec à Chicoutimi

USGS : United States Geological Survey

XRF : Fluorescence à rayons X

μXRF : Microfluorescence à rayons X

□ : Lacune dans la formule chimique

## LEXIQUE MINÉRALOGIQUE AVEC SYMBOLOGIE

Les symboles et abréviations des minéraux et des roches utilisés dans ce mémoire sont basés sur la légende du Ministère des Ressources naturelles et des Forêts (*MERN, 2014*)

### Carbonates (CB)

Calcite (CC) :  $\text{CaCO}_3$

Dolomite :  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Ferrodolomite (DM) :  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{CO}_3)_2$

Ankérite :  $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$

Sidérite :  $\text{FeCO}_3$

Strontianite :  $\text{SrCO}_3$

Carbonate de terres rares (CB-ÉTR)

Bastnäsite :  $(\text{ÉTR})(\text{CO}_3)\text{F}$

Parisite :  $\text{Ca}(\text{ÉTR})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$

Synchysite :  $\text{Ca}(\text{ÉTR}, \text{Y})(\text{CO}_3)_2\text{F}$

Pseudobrookite :  $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$

Rutile (RL) :  $\text{TiO}_2$

Ilménorutile (RL-NB) :  $(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_2$

Pérovskite :  $\text{CaTiO}_3$

Lueshite :  $\text{NaNbO}_3$

Pyrochlore (PM) :  $(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6$

Colombite (NB) :  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$

Aeschynite :

$((\text{ÉTR}), \text{Y}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})_2(\text{O}, \text{OH})_6$

Cérianite :  $(\text{Ce}^{4+}, \text{Th})\text{O}_2$

### Phosphates

Apatite (AP) :  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl}, \text{F}, \text{OH})$

Monazite (MZ) :  $(\text{ÉTR})(\text{PO}_4)$

Florencite :  $(\text{ÉTR})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$

### Sulfates

Baryte :  $\text{BaSO}_4$

Célestine :  $\text{SrSO}_4$

### Oxydes

Oxyde de fer (OF)

Oxyde de fer et titane (OF-Ti)

Hématite :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

Magnétite (MG) :  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$

Ilménite (IM) :  $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$

Ulvöspinel :  $\text{TiFe}^{2+}_2\text{O}_4$

### Halogénures

Halite : NaCl

Fluorite (FL) : CaF<sub>2</sub>

### Pyroxènes

Orthopyroxène (OX)

Aegyrine (EY) : NaFe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>

Augite : (Ca,Mg,Fe)(Mg,Fe)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>

Jadéite : Na(Al,Fe<sup>3+</sup>)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>

### Amphiboles

Hornblende (HB) : (□)(Ca)<sub>2</sub>((Mg<sup>2+</sup>,Fe<sup>2+</sup>)<sub>4</sub>(Al,Fe<sup>3+</sup>))(AlSi<sub>7</sub>O<sub>22</sub>)(OH,F,Cl)<sub>2</sub>

Actinote : □Ca<sub>2</sub>(Mg<sub>4.5-2.5</sub>Fe<sub>0.5-2.5</sub>)Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>

Arfvedsonite (VD) :

(Na)(Na)<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup><sub>4</sub>Fe<sup>3+</sup>)Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>

Riébeckite : (□)(Na)<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup><sub>3</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>2</sub>)Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>

### Feldspaths

Plagioclase (PG) : (Na,Ca)((Si,Al)AlSi<sub>2</sub>)O<sub>8</sub>

Albite (AB) : Na(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)

Feldspath potassique (FK)

Microcline (ML) : K(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)

Orthose (OR) : K(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)

Perthite (PR)

Myrmékite (MY)

### Phyllosilicates

Biotite (BO) : K(Fe<sup>2+</sup>,Mg)<sub>2</sub>(Al,Fe<sup>3+</sup>,Mg,Ti)((Si,Al,Fe)<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>)(OH,F)<sub>2</sub>

Phlogopite : KMg<sub>3</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>

Annite : KFe<sup>2+</sup><sub>3</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>

Estonite : KMg<sub>2</sub>Al(Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>

Sidérophyllite : KFe<sup>2+</sup><sub>2</sub>Al(Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>

Tétraferriphlogopite :

KMg<sub>3</sub>(Fe<sup>3+</sup>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH,F)<sub>2</sub>

Tétraferriannite : KFe<sup>2+</sup><sub>3</sub>(Si<sub>3</sub>Fe<sup>3+</sup>)O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>

Vermiculite :

Mg<sub>0.7</sub>(Mg,Fe,Al)<sub>6</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>4</sub>·8H<sub>2</sub>O

Chlorite (CL) : (Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>,Mn,Al)<sub>5</sub>Al((Si,Al,Fe<sup>3+</sup>)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>8</sub>

Chamoisite : (Fe<sup>2+</sup>)<sub>5</sub>Al((Si,Al)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)(OH,O)<sub>8</sub>

### Autres silicates

Quartz (QZ) : SiO<sub>2</sub>

Zircon : Zr(SiO<sub>4</sub>)

Titanite (SN) : CaTi(SiO<sub>4</sub>)O

Olivine : (Fe<sup>2+</sup>,Mg)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>

Néphéline : Na<sub>3</sub>K(Al<sub>4</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>16</sub>)

### Sulfures

Sphalérite : ZnS

Pyrite : FeS<sub>2</sub>

## REMERCIEMENTS

Ce genre de projet de recherche n'est pas toujours facile et il ne m'aurait pas été possible de le mener à terme sans souligner la contribution de plusieurs personnes au cours des trois dernières années.

Je tiens particulièrement à remercier mon directeur et ma co-directrice de recherche : L. Paul Bédard et Renée-Luce Simard. Sans votre aide, il m'aurait été impossible de réussir. Votre support et votre compréhension, autant à titre académique que personnel, m'est inestimable.

Il m'est important de souligner l'importante participation du ministère des Ressources naturelles et des Forêts pour le soutien logistique et financier qui a permis la réalisation de ce projet, particulièrement Abdelali Moukhsil qui a été une personne-ressource indispensable. De plus, merci à la Fondation de l'UQAC pour leur soutien financier au travers la bourse d'excellence Gérard-Arguin 2022, et à l'organisation de Québec Mines et Énergie 2022 et à SOQUEM pour le prix de seconde position au défi de la recherche en géosciences. J'aimerais aussi prendre le temps de remercier les prospecteurs qui m'ont permis d'effectuer mes travaux sur leurs claims miniers : Éric David, Mario Dubé, Daniel Martin et Gilles Duchesne.

J'adresse aussi mes plus sincères remerciements à toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce projet : Lancelot-Médéric Morel, Rémi Poulin, Dany Savard, Hélène Legros, Maryse Doucet, David Noël.

Sur une note plus personnelle, je souhaite remercier tous les gens qui m'ont aidé à garder le moral et supporté dans mes études ; d'abord ma famille, mais aussi tous mes collègues et amis à l'UQAC : Arnaud, Rémi, Théo, Nils, Esther, Maxime et Gauthier. Votre aide, votre soutien et vos opinions ont toujours été extrêmement importants pour moi et m'ont toujours permis de continuer à aller de l'avant.

## AVANT-PROPOS

Les travaux présentés dans ce mémoire intitulé « Étude des processus de concentration des minéralisations en niobium et en éléments de terres rares de la dans la carbonatite de Girardville, Lac-Saint-Jean, Québec, Canada » s'inscrivent dans le cadre d'une maîtrise en géologie réalisée dans le cadre d'un partenariat entre le Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec (MRNF) et l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) sous la supervision de L.Paul Bédard (ing. Ph. D., UQAC), Renée-Luce Simard (ing. géo. Ph. D., UQAC) et Abdelali Moukhsil (géo. Ph. D., MRNF). Ces travaux, réalisés entre juin 2021 et décembre 2023, visent à documenter et à comprendre les processus impliqués dans la distribution des minéralisations en niobium et en éléments de terres rares dans les carbonatites en ciblant particulièrement le cas de la carbonatite de Girardville. Ce mémoire fait état de l'ensemble des travaux et résultats de terrains et de laboratoires effectués dans le cadre de ce projet, ainsi que des interprétations et des conclusions qui en résultent.

# CHAPITRE 1

## INTRODUCTION

### 1.1 CONTEXTE SOCIO-ÉCONOMIQUE

Les territoires du Québec et du Canada recèlent de grandes richesses en matière de minéraux<sup>1</sup> critiques et stratégiques (MCS ; *Tableau 1.1*). Les MCS sont considérés comme des commodités indispensables pour soutenir la transition énergétique et technologique du futur afin de faire face aux changements climatiques (*MERN, 2020*).

TABLEAU 1.1 : Liste des minéraux critiques et stratégiques du Québec (modifié de MERN, 2020).

Critiques <sup>1</sup>		Stratégiques <sup>2</sup>	Stratégiques <sup>3</sup>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Antimoine (Sb)</li> <li>• Bismuth (Bi)</li> <li>• Cadmium (Cd)</li> <li>• Césium (Cs)</li> <li>• Cuivre (Cu)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Indium (In)</li> <li>• Étain (Sn)</li> <li>• Tellure (Te)</li> <li>• Zinc (Zn)</li> <li>• Gallium (Ga)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Cobalt (Co)</li> <li>• Nickel (Ni)</li> <li>• Lithium (Li)</li> <li>• Graphite<sup>4</sup> (C)</li> <li>• Éléments de terres rares (ÉTR)</li> <li>• Éléments du groupe du platine (ÉGP)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Magnésium (Mg)</li> <li>• Niobium (Nb)</li> <li>• Scandium (Sc)</li> <li>• Tantale (Ta)</li> <li>• Titane (Ti)</li> <li>• Vanadium (V)</li> </ul>

1 : Nécessaires à l’approvisionnement d’usines québécoises de transformation

2 : Liés aux politiques publiques et aux énergies renouvelables

3 : Produits ou présentant un bon potentiel de mise en valeur au Québec

4 : Le graphite est le seul MCS qui n’est pas listé sous la forme d’un élément puisque la phase sous laquelle il est exploité est importante.

---

<sup>1</sup> Le terme « minéraux » dans l’expression « minéraux critiques et stratégiques » fait généralement référence à des éléments plutôt qu’à des minéraux. Il s’agit d’une terminologie utilisée par les instances gouvernementales afin de mettre en valeur ces commodités.

Puisqu'il est estimé que la demande pour les MCS grandisse dans les années futures, les gouvernements du Québec et du Canada ont respectivement mis en place des plans d'action afin de valoriser les 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 les MCS (MERN, 2020 ; RNCAN, 2022). Parmi ces MCS, on retrouve le niobium (Nb) et les éléments de terres rares (ÉTR) dont les principaux gisements sont associés aux carbonatites. Ces deux commodités sont aussi sujettes à des enjeux d'approvisionnement dus à des monopoles étrangers par le Brésil (Nb) et la Chine (ÉTR ; Figs. 1.1 et 1.2).

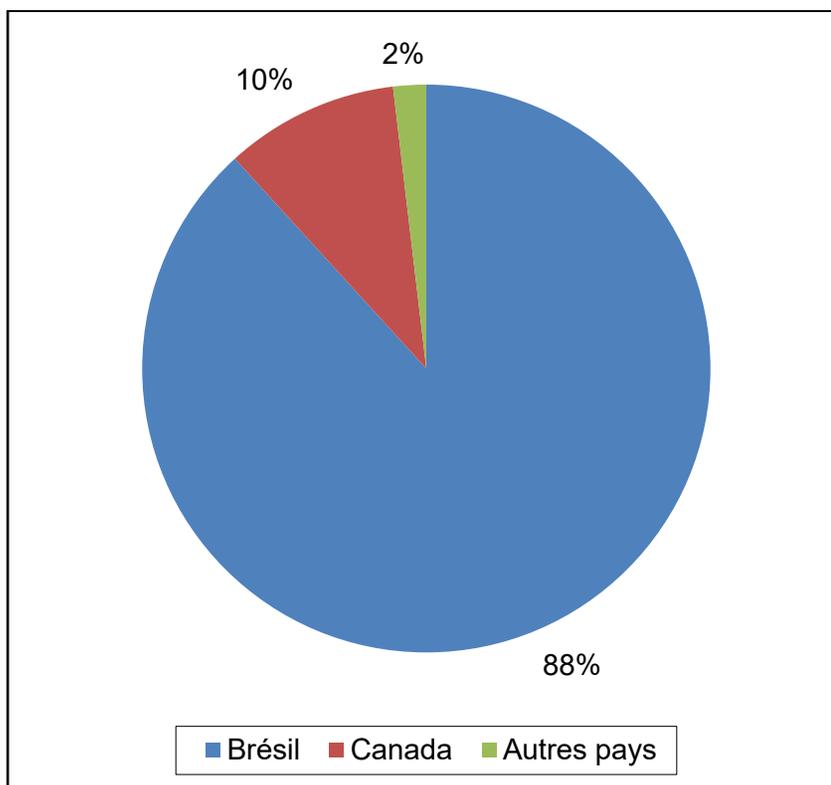


FIGURE 1.1 : Graphique de répartition de la production mondiale connue en niobium par pays (données de Friedline, 2022).

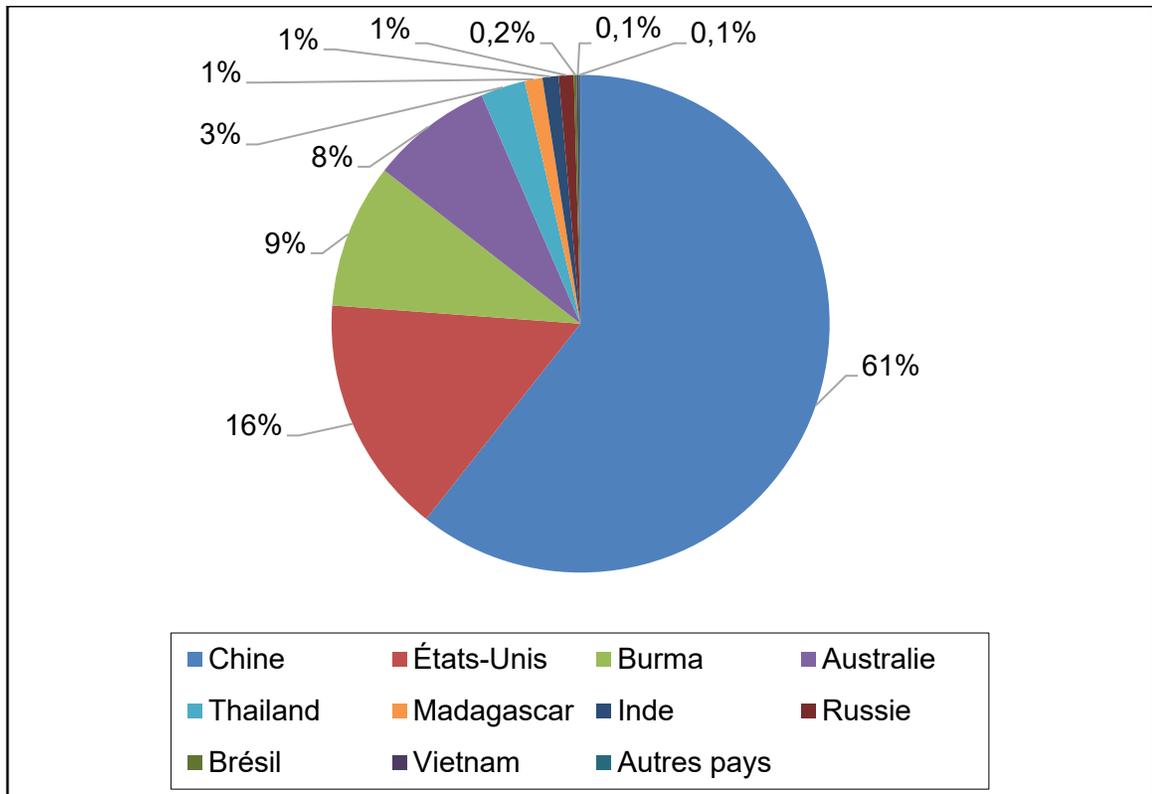


FIGURE 1.2 : Graphique de répartition de la production mondiale connue en éléments de terres rares par pays (données de Cordier, 2022).

### 1.1.1 NIOBIUM

Le niobium (Nb) est une commodité précieuse puisqu'il s'agit d'un métal qui possède des propriétés intéressantes pour la production de différents alliages : une bonne ductilité, un point de fusion élevé, une faible densité, une bonne résistance à la corrosion et d'excellentes propriétés de conduction électrique (Schulz et al., 2017). Pour ces raisons, le Nb est utilisé dans la production d'acier (87 % de la production mondiale). Le Nb peut aussi être utilisé dans des alliages en combinaison avec du nickel ou du cobalt pour former des superalliages utilisés dans la fabrication de composants résistant à de hautes températures. Ces alliages sont notamment employés dans la production de moteurs à réaction, de turbines à gaz et d'engins de fusée. Le Nb est aussi utilisé dans la fabrication d'aimants et de supraconducteurs principalement utilisés dans le domaine des technologies médicales. Finalement, le Nb est aussi utilisé sous la forme d'acide niobique qui agit

comme catalyseur dans la réaction de conversion de l'huile de palme en biodiesel (*Schulz et al., 2017*).

### 1.1.2 ÉLÉMENTS DE TERRES RARES

Les éléments de terres rares (ÉTR) regroupent 15 éléments du groupe des lanthanides (*Tableau 1.2*). En addition aux lanthanides, l'yttrium (Y), puisqu'il possède des propriétés physico-chimiques extrêmement similaires, est aussi généralement considéré comme un ÉTR. Les ÉTR peuvent être divisés en deux groupes : les éléments de terres rares légères (ÉTRLé) et les éléments de terres rares lourdes (ÉTRLo). L'yttrium (Y), malgré sa masse plus faible que les autres ÉTR, se comporte généralement comme un ÉTRLo.

TABLEAU 1.2 : Liste des éléments de terres rares (lanthanides et yttrium) ; modifié de *Van Gosen et al., 2017* ; avec les données de *Lide, 2004*)

Éléments	Symbole	Numéro atomique	Masse atomique	Abondance crustale (ppm)
<u>Éléments de terres rares légères (ÉTRLé)<sup>1</sup></u>				
Lanthane	La	57	138,91	39
Cérium	Ce	58	140,12	66,5
Praséodyme	Pr	59	140,91	9,2
Néodyme	Nd	60	144,24	41,5
Samarium	Sm	62	150,36	7,05
Europium	Eu	63	151,96	2,0
Gadolinium	Gd	64	157,25	6,2
<u>Éléments de terres rares lourdes (ÉTRLo)</u>				
Yttrium	Y	39	88,91	33
Terbium	Tb	65	158,92	1,2
Dysprosium	Dy	66	162,50	5,2
Holmium	Ho	67	164,93	1,3
Erbium	Er	68	167,26	3,5
Thulium	Tm	69	168,93	0,52
Ytterbium	Yb	70	173,04	3,2
Lutécium	Lu	71	174,97	0,8

1 : Le prométhium (Pm) est absent, car cet élément n'est pas retrouvé en milieu naturel.

Tel que reporté par *Van Gosen et al. (2017)*, les ÉTR sont utilisés dans divers champs d'applications industrielles et technologiques. Les ÉTRLé sont utilisés plus couramment et possèdent

un champ d'application plus varié que les ÉTRLo qui sont essentiellement employés dans des domaines spécialisés de hautes technologies. La principale industrie consommant des ÉTR est celle du verre ou ils sont utilisés comme agent de polissage ou comme additif afin de donner des teintes ou des propriétés optiques particulières au verre. Par exemple, l'ajout de lanthane (La) ou de lutécium (Lu) au verre augmente de manière considérable sa réflexion optique. Certains ÉTR, tels que l'euporium (Eu), sont communément utilisés dans l'industrie de la fibre optique. Les ÉTR sont aussi utilisés pour produire des catalyseurs qui sont utilisés dans l'industrie du raffinage de produit pétrolier ou afin de réduire les émissions de monoxyde de carbone dans les voitures. D'autres champs d'application pour les ÉTR sont : la production d'alliages qui peuvent servir à la fabrication d'aimant de haute qualité utilisée dans la conception de divers appareils électroniques, dans la fabrication de batteries hybrides rechargeables, dans la conception d'écran pour divers appareils, dans les technologies d'appareillage médicales et pour créer des pigments dans la céramique.

## 1.2 PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS DU PROJET

### 1.2.1 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

Les principaux gisements de Nb et d'ÉTRLé dans le monde sont associés à des carbonatites (*Simandl et Paradis, 2018*). Les carbonatites sont des roches rares, généralement intrusives, issues d'un type particulier de magmatisme alcalin à la fois extrême, complexe et mal contraint. Ces roches sont essentiellement composées de carbonates (ex. : calcite, dolomite, ankérite, etc.). Certaines carbonatites peuvent aussi être associées à d'autres minéralisations d'intérêt économique (*Verplanck et al., 2016*). Parmi ces minéralisations, on retrouve notamment le titane (Ti), le tantale (Ta), le cuivre (Cu), le phosphore (P) et le scandium (Sc). D'ailleurs, plusieurs de ces éléments sont aussi désignés comme des MCS (*Tableau 1.1*).

Actuellement, l'état des connaissances sur les carbonatites présente de nombreuses lacunes à plusieurs niveaux. Ainsi, l'ensemble des auteurs s'accordent pour affirmer que la genèse des carbonatites, l'origine des magmas, l'évolution de ces derniers, jusqu'à leur mise en place dans la croûte est mal comprise (*Verplanck et al., 2016 ; Simandl et Paradis, 2018 ; Yaxley et al., 2022*). Pour

cette raison, les quelques modèles proposés sur l'origine et la mise en place des carbonatites sont toujours sujets à de nombreux débats. C'est également le cas pour les modèles de mise en place des minéralisations de Nb et d'ÉTR qui leur sont reliés.

Plusieurs modèles sont proposés pour expliquer la mise en place des minéralisations de Nb et d'ÉTR dans les carbonatites. Ces modèles ne sont toutefois pas suffisamment contraints pour expliquer la distribution des minéralisations. Ils impliquent généralement des processus magmatiques précoces ou tardifs (e.g. *Mariano, 1989b*; *Mariano, 1989a*; *Jago et Gittins, 1993*; *Mitchell et Kjarsgaard, 2002, 2004*; *Néron et al., 2018*; *Vasyukova et Williams-Jones, 2023*) ou encore, des processus associés à des fluides carbohydrothermaux (e.g. *Mariano, 1989a*; *Mariano, 1989b*; *Ruberti et al., 2008*; *Williams-Jones et al., 2012*; *Xie et al., 2016*). L'une des problématiques de ces modèles est qu'ils sont souvent basés sur des études expérimentales et ne tiennent pas toujours compte des différentes caractéristiques physiques, chimiques ou minéralogiques observées dans les carbonatites. De plus, les caractéristiques spécifiques des minéralisations dans les diverses intrusions ne sont pas toujours bien définies, et peuvent être extrêmement différentes d'une intrusion carbonatitique à une autre, ce qui complexifie leur compréhension. De plus, bien que les carbonatites soient généralement rares, il est encore plus rare qu'elles soient minéralisées avec des concentrations exploitables. Cette rareté complexifie davantage l'étude des processus à l'origine de l'enrichissement du Nb et des ÉTR dans les carbonatites.

Finalement, à la suite de la revue de la littérature, on peut constater que les carbonatites les plus étudiées sont souvent les carbonatites de très grand volume (plusieurs kilomètres de diamètre par plusieurs centaines de mètres de profondeur) les plus minéralisées (ex. : *Araxá (Mariano, 1989b)*, *Saint-Honoré (Fortin-Bélanger, 1977)*, *Mountain Pass (Castor, 2008)*, *Oka (Gold et al., 1967)*, etc.) Ces carbonatites forment régulièrement de plus grands complexes carbonatitiques ou alcalins qui présentent généralement des relations complexes avec leurs roches encaissantes. De plus, ces intrusions sont souvent polyphasées (et associées à de multiples injections de carbonatites). Ces nombreuses complexités rendent difficile l'étude des différents processus impliqués dans leur mise en place et sur le contrôle des minéralisations.

### 1.2.2 HYPOTHÈSE DE RECHERCHE

Puisque les complexes intrusifs carbonatitiques de plus grand volume sont généralement plus difficiles à comprendre, il a été proposé que d'étudier une carbonatite minéralisée de petit volume permette de mieux comprendre les processus impliqués dans la mise en place et dans la concentration des minéraux d'intérêt économique. En effet, les phénomènes géologiques observés sur une intrusion de ce type devraient être plus simples et l'on ne devrait pas retrouver autant de relations complexes ou polyphasées qui complexifient l'étude des phénomènes d'intérêt. De plus, les informations de terrain pouvant y être recueillies seraient aussi plus concentrées sur un petit secteur. Ces caractéristiques faciliteraient ainsi l'étude des associations entre les différents corps intrusifs et leurs roches encaissantes.

La carbonatite de Girardville, située dans la région du Lac-Saint-Jean, est une intrusion qui possède ces caractéristiques. En plus de sa petite taille (quelques mètres de largeur par quelques mètres de longueur), des valeurs élevées en Nb et en ÉTR y ont été recensées, notamment des teneurs de 37 000 ppm Nb sur rutile (*Bergmann, 1957*), 3577 ppm Nb sur ilménite (*Dupuis et David, 2013*), 10 ppm Nb dans la matrice carbonatitique (*Moukhsil et El Bourki, 2021*) et 1540 ppm ÉTR<sub>tot</sub> dans la matrice carbonatitique (*Moukhsil et El Bourki, 2021*). Ces valeurs pointent vers une distribution hétérogène du Nb entre les minéraux riches et la matrice carbonatitique. Les travaux antérieurs suggèrent que de larges cristaux d'ilménite jouent un rôle important dans le contrôle de ces teneurs (*Dupuis et David, 2013*). Ces cristaux d'ilménite sont toutefois peu documentés. De plus, les minéraux qui contrôlent les teneurs en ÉTR sont inconnus.

### 1.2.3 OBJECTIFS DU PROJET

Ce projet vise à comprendre le ou les processus qui concentrent les minéralisations de Nb et d'ÉTR dans la carbonatite de Girardville. L'approche proposée pour cette étude est de nature pétrogéochimique. Dans cette optique, différents sous-objectifs ont été fixés dans le but de mieux répondre à l'objectif principal :

1. Caractériser les structures, la composition minéralogique et la composition chimique de la carbonatite.
2. Localiser les zones enrichies en Nb et en ÉTR.
3. Identifier les minéraux qui contrôlent les hautes teneurs en Nb et ÉTR, et déterminer la proportion de Nb ou d'ÉTR contenue dans ces phases.
4. Identifier et caractériser les relations chimiques et structurales entre les minéralogies enrichies en Nb et en ÉTR et les autres objets ou structures de la carbonatite.
5. Déterminer la présence ou l'absence de plusieurs pulsations ou générations de carbonatites.
6. Déterminer l'impact du type d'intrusion et de la présence de xénolithes et d'enclaves dans la carbonatite de Girardville sur le contrôle des minéralisations.
7. Produire un modèle synthèse des principaux événements qui ont mené à la mise en place de la carbonatite, détaillant les phénomènes de concentration des minéralisations enrichies en Nb et en ÉTR.
8. Démontrer que l'étude d'une carbonatite de petit volume comme celle de Girardville permet de mieux comprendre les processus de contrôle de la minéralisation dans les carbonatites.

### 1.3 PLAN DES TRAVAUX PRÉSENTÉS

Ce mémoire est structuré en dix chapitres : (1) une introduction présentant le contexte socio-économique des minéralisations de Nb et d'ÉTR, ainsi que la problématique et les objectifs du projet ; (2) une revue de littérature sur les carbonatites ; (3) la description du contexte géologique régional et local de la carbonatite de Girardville ainsi que son historique ; (4) les descriptions méthodologiques des activités de terrains et des protocoles de laboratoires utilisés pour produire les résultats ; (5) les résultats des travaux de terrain et de pétrographies ; (6) les résultats des analyses géochimiques sur

roches totales ; (7) les résultats d'analyses chimiques *in situ* de certains minéraux ; (8) la description des minéraux porteurs de Nb et d'ÉTR ; (9) une discussion interprétative des événements géologiques et des processus de mise en place des minéralisations de Nb et d'ÉTR ; et (10) une conclusion synthétisant les interprétations portées dans la discussion et les impacts sur les connaissances actuelles des carbonatites ainsi que sur le potentiel économique de la région de Girardville.

## CHAPITRE 2

### LES CARBONATITES

#### 2.1 DÉFINITION

Les carbonatites sont des roches ignées composées majoritairement de carbonates. L'une des principales définitions utilisées pour décrire les carbonatites est celle de *Le Maitre et al. (2002)* : une roche ignée composée de plus de 50 % molaire de carbonates et de moins de 20 % masse de SiO<sub>2</sub>. Cette définition peut toutefois légèrement varier d'un auteur à l'autre (*Mitchell, 2005*).

#### 2.2 HISTORIQUE

Originellement, les carbonatites étaient interprétées comme des mégaxénolithes de roches sédimentaires métamorphisées (*Daly, 1933*), et ce, malgré le fait que les premiers postulats théorisant une origine ignée pour ces roches aient été faits par *Högbom (1895)* et *Brøgger (1921)* lors de leurs études respectives des complexes alcalins d'Alnö (Suède) et de Fen (Norvège). Entretemps, les carbonatites n'ont cessé d'être sujettes à controverse. En effet, on expliquait peu, à l'époque, comment un magma pouvait être enrichi en CO<sub>2</sub>, sans qu'il se produise un phénomène de dégazage. Finalement, ce n'est qu'en 1960 que *Wyllie et Tuttle (1960)* ont pu démontrer expérimentalement l'existence d'un tel magma. Peu de temps après, *Dawson (1962)* rapportait l'existence de laves carbonatitiques provenant du volcan Ol'Doinyo Lengai (Tanzanie), mettant ainsi fin à ce débat.

#### 2.3 PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES

##### 2.3.1 COMPOSITION ET MINÉRALOGIE

Les carbonatites sont majoritairement composées de carbonates (ex. : calcite, dolomite, ankérite ; ± sidérite, strontianite et carbonates de terres rares), mais elles peuvent aussi contenir de

nombreux autres minéraux dont certains sont extrêmement rares. Au total, 280 minéraux sont associés aux carbonatites. Parmi ces minéraux, on retrouve des oxydes (ex. magnétite, hématite, ilménite, pérovskite, rutil, pyrochlore et colombite), des phosphates (apatites et monazite), des sulfates (baryte et célestine), des halogénures (fluorite et halite) et des silicates (ægyrine, augite, albite, microcline, biotite et vermiculite ; *Hoggart, 1989*).

La composition chimique des carbonatites se traduit principalement par des enrichissements en éléments alcalins (principalement Na et K), en éléments volatils (F, Cl, OH<sup>-</sup>, S) et autres éléments généralement incompatibles dans les magmas silicatés (Sr, Ba, Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U, Y, Sc et des ÉTR ; *Woolley et Kjarsgaard, 2008*).

### 2.3.2 CLASSIFICATION ET TAXONOMIE

Il existe plusieurs modèles de classification des carbonatites. Les deux types de modèles les plus utilisés sont basés sur la composition minéralogique ou sur la composition chimique.

#### 2.3.2.1 CLASSIFICATION MINÉRALOGIQUE

Dans le cas du modèle de classification basé sur la composition minéralogique, une carbonatite est qualifiée en fonction de son carbonate prédominant<sup>2</sup>. Ainsi, une carbonatite composée en majorité de calcite est nommée « carbonatite à calcite », de dolomite est nommée « carbonatite à dolomite », etc. Dans les cas où les proportions modales des carbonates sont similaires, on peut retrouver des termes du genre « carbonatite à calcite-dolomite ». Lorsqu'un minéral secondaire est présent en proportion importante, on peut aussi retrouver des termes du genre « carbonatite à calcite-biotite » ou « carbonatite à calcite-apatite » (*Simandl et Paradis, 2018*). Plusieurs auteurs considèrent

---

<sup>2</sup> Historiquement, des termes basés sur la taille des grains existaient pour décrire les carbonatites (ex. : sövite (carbonatite à calcite à grains grossiers), alvikite (carbonatite à calcite à grains fins), rauhaugite (carbonatite à dolomite), beforsite (carbonatite à ankérite), etc.), mais ne font plus partie du lexique géologique courant (*Yaxley et al., 2022*).

qu'il s'agit de la façon la plus adéquate de classer les carbonatites (*Mitchell et Gittins, 2022 ; Yaxley et al., 2022*).

### 2.3.2.2 CLASSIFICATION CHIMIQUE

Dans le cas des modèles de classification basés sur la composition chimique, les carbonatites sont groupées en fonction de leur composition dominante. Ainsi, les carbonatites riches en calcium (Ca) sont nommées calciocarbonatites, celles riches en magnésium (Mg) sont nommées magnésiocarbonatites et celles riches en fer (Fe) sont nommées ferrocarbonatites. Plusieurs graphiques existent pour appliquer cette classification (*Fig. 2.1*). Toutefois, puisque la composition chimique des carbonatites est hétérogène, et qu'elle ne reflète pas toujours certaines caractéristiques clés des carbonatites (tel que le carbonate dominant), cette classification est déconseillée par plusieurs auteurs (*Mitchell et Gittins, 2022 ; Yaxley et al., 2022*).

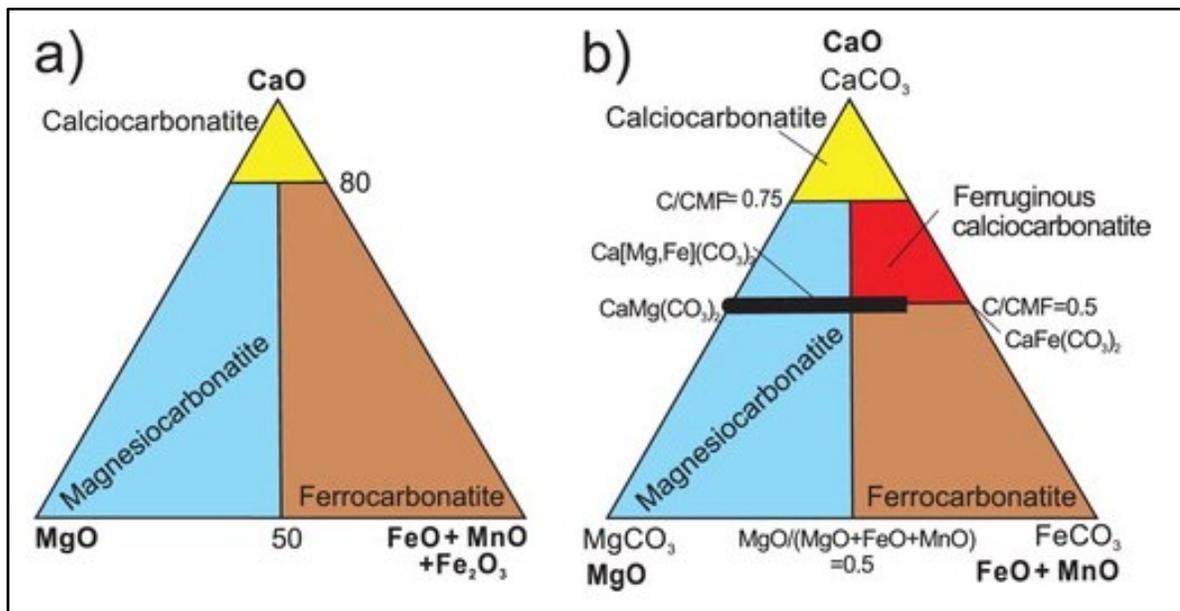


FIGURE 2.1 : Diagrammes ternaires des classifications des carbonatites en fonction de leur composition chimique (*tirée de Simandl et Paradis, 2018*). a) Modèle de classification basé sur les pourcentages de masse définie par le IUGS (*Le Maitre et al., 2002*). b) Modèle de classification basé sur les proportions molaires proposé par *Gittins et Harmer (1997)* dans le but d'aborder la problématique liée à l'utilisation abusive du terme ferrocarbonatite.

### 2.3.2.3 CARBONATITES PRIMAIRES ET CARBOHYDROTHERMALES

Les carbonatites peuvent être aussi subdivisées en deux groupes en fonction de leur genèse : les carbonatites primaires (ou magmatiques) et les carbonatites carbohydrothermales (ou résidus carbothermaux ou carbothermalites ; *Mitchell, 2005 ; Woolley et Kjarsgaard, 2008 ; Mitchell et Gittins, 2022*). Les carbonatites primaires (ou magmatiques) sont définies comme des carbonatites issues de la cristallisation d'un magma (*Mitchell, 2005 ; Mitchell et Gittins, 2022*). Le terme « carbonatite carbohydrothermale » réfère plutôt à une roche carbonatitique précipitée à partir d'un fluide mixte enrichi en CO<sub>2</sub> (carbothermal) et en H<sub>2</sub>O (hydrothermal ; *Simandl et Paradis, 2018*). Ces fluides sont généralement issus du fractionnement d'un magma qui peut être aussi bien carbonatitique que silicaté (*Mitchell et Gittins, 2022*). Les carbonatites carbohydrothermales peuvent présenter des textures particulières sur le plan de la forme, l'orientation et la taille des grains, comparées à celles qui sont primaires. La composition chimique de ces carbonatites carbohydrothermales peut aussi légèrement différer et concentrer favorablement les ÉTR, Sr, Ba et Fe, alors que les carbonatites primaires seraient plus riches en Nb, Ta, Ti et P (*Woolley et Kjarsgaard, 2008 ; Mitchell et Gittins, 2022*).

### 2.3.3 FÉNITISATION

Les roches encaissantes des intrusions carbonatitiques sont souvent affectées par un métasomatisme alcalin nommé « fénitisation » (*Simandl et Paradis, 2018*). Les roches produites par la fénitisation sont nommées « fénite ». Le processus de fénitisation est associé à l'exsolution de fluides provenant d'intrusions hyperalcalines ou carbonatitiques (*Le Bas, 2008 ; Elliott et al., 2018*). Cette fénitisation peut être à la fois sodique et/ou potassique.

Typiquement, la portion fénitisée d'une roche encaissante (zone de contact externe : exocontact), se démarque essentiellement par un appauvrissement en Si et des enrichissements en Na, K ou Fe, et dans certains cas, des enrichissements en Ca et Al (*Fig. 2.2 ; Simandl et Paradis, 2018*). Par opposition, on observe généralement un enrichissement en Si dans les carbonatites le long des contacts avec les fénites (zone de contact interne : endocontact ; *Simandl et Paradis, 2018*).

Plusieurs éléments traces peuvent aussi être enrichis dans les roches encaissantes fénitisées : Ba, Nb, Sr, Sc, Rb, Zn, V et ÉTR (Le Bas, 2008). Ces variations de composition chimique s'expriment par l'apparition de minéraux typique aux fénites : pyroxènes et amphiboles sodiques (ex. : arfvedsonite, riébeckite, ægyrine, augite), feldspaths alcalins, néphéline, micas, etc. Des perthites peuvent aussi apparaître à l'intérieur des feldspaths affectés. D'autres phases minérales plus rares peuvent aussi y être observées : apatite, baryte, rutile, magnétite, titanite, pérovskite, pyrochlores et autres carbonates et phosphates de terres rares (Le Bas, 2008 ; Elliott et al., 2018).

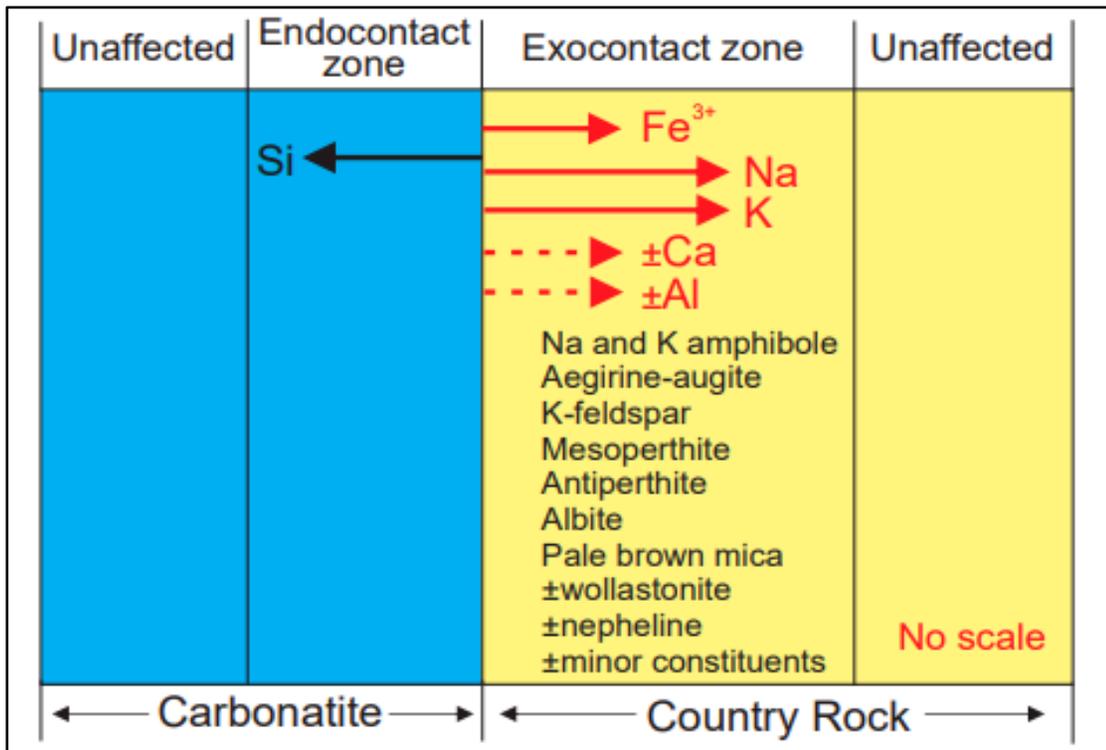


FIGURE 2.2 : Schéma de la migration des éléments chimiques entre l'intrusion carbonatitique et la roche encaissante lors de processus de fénitisation. Les minéraux couramment observés dans les roches encaissantes affectées par la fénitisation sont listés (tirée de Simandl et Paradis, 2018).

Dans le cas de la fénitisation potassique, il est aussi commun d'observer une intense biotitisation<sup>3</sup> en marge des roches encaissantes qui peut s'étendre sur plusieurs centaines de mètres (ex. : Mt Weld ; *Hoatson et al., 2011*). Typiquement, certaines fénites peuvent avoir une apparence semblable à une syénite et peuvent être facilement confondues avec celles-ci. Une, ce qui les rend difficilement différenciables sans contexte ou étude pétrogéochimique (*Le Bas, 2008*). Une étude plus approfondie du contexte et de la pétrochimie est souvent nécessaire pour lever cette ambiguïté.

#### 2.3.4 OCCURRENCES ET ASSOCIATIONS SPATIO-TEMPORELLES

Les carbonatites sont des roches généralement rares. En 2008, moins de 550 occurrences étaient répertoriées dans le monde (*Woolley et Kjarsgaard, 2008*). Ces roches sont majoritairement intrusives (environ 90 % des occurrences), mais certaines carbonatites peuvent aussi être extrusives (ex. : Ol'Doinyoi Lengai (Tanzanie) ; *Woolley et Kjarsgaard, 2008*). La majorité des carbonatites (environ 80 %) présente des associations temporelles et spatiales avec d'autres intrusions silicatées, principalement syénitiques ou néphélinitiques (*Fig. 2.3 ; Woolley et Kjarsgaard, 2008*). Dans plusieurs cas, ces lithologies associées sont considérées comme co-génétiques avec les carbonatites (*Woolley et Kjarsgaard, 2008*).

Occasionnellement, les carbonatites sont associées avec des phoscorites. Les phoscorites sont des roches contenant de grandes quantités d'apatite, de magnétite (ou autres oxydes de fer) et de silicate riche en Mg (olivine, clinopyroxène, phlogopite ; *Yaxley et al., 2022*). Ces roches sont interprétées comme co-génétiques aux carbonatites. Les processus permettant la cristallisation d'une telle roche ne sont toutefois pas clairs. Les deux principaux processus suggérés sont la cristallisation fractionnée ou l'immiscibilité à partir d'un magma carbonatitique parent (*Vasyukova et Williams-*

---

<sup>3</sup> Les roches caractérisées par l'accumulation presque exclusive de biotite sont parfois désignées comme des « glimmérites », soit des roches composées à plus de 90 % de biotite. Le terme glimmérite est toutefois critiqué puisqu'il comporte une connotation magmatique, par opposition au modèle généralement accepté pour les zones d'altération associées aux carbonatites qui propose plutôt une origine métasomatique (*Elliott et al., 2018*).

Jones, 2022 ; Yaxley et al., 2022). Les phoscorites sont aussi occasionnellement reconnues pour être enrichies en Nb (Simandl et Paradis, 2018).

La plupart des carbonatites forment des complexes intrusifs carbonatitiques et elles peuvent parfois être associées à des complexes intrusifs alcalins de plus grande envergure (Woolley et Kjarsgaard, 2008). Les intrusions carbonatitiques sont couramment polyphasées et composées de plusieurs générations de carbonatites en intrusions les unes dans les autres. Communément, on retrouve les carbonatites plus jeunes en intrusion au cœur des carbonatites plus vieilles (formant des cercles concentriques dans le cas d'intrusions circulaires ; Simandl et Paradis, 2018).

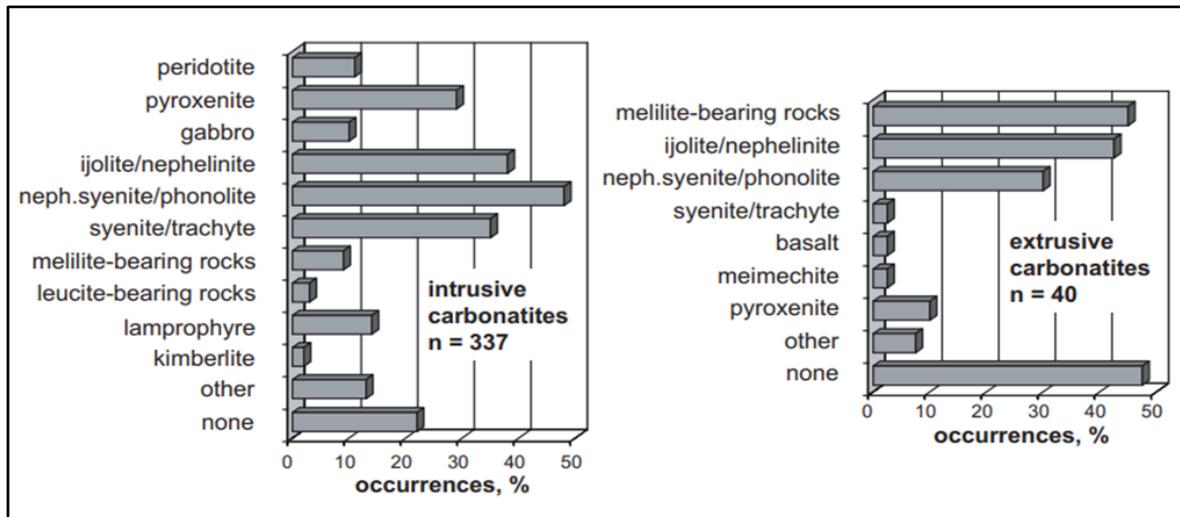


FIGURE 2.3 : Graphiques de l'abondance relative des roches silicatées associées avec des carbonatites intrusives et extrusives (tirée de Veksler et Lentz, 2006 avec les données de Woolley, 2003).

La séquence typique de mise en place des intrusions carbonatitiques dans les complexes carbonatitiques débute généralement par la mise en place des carbonatites à calcite, suivi des carbonatites à dolomite, et finalement des carbonatites à ankérite ou sidérite (Simandl et Paradis, 2018 ; ex. : Saint-Honoré (Canada) ; Fortin-Bélanger, 1977). Ces complexes peuvent par la suite être recoupés par des carbonatites carbohydrothermales, généralement sous la forme de veines. Ces

mêmes fluides peuvent aussi remobiliser et mettre en place de nouveaux minéraux interstitiels, dont des minéralisations en ÉTR (Simandl et Paradis, 2018).

#### 2.3.4.1 ÂGES DE MISE EN PLACE

Les âges de mise en place des carbonatites dans le monde varient du Néoproterozoïque à aujourd'hui. Toutefois, les carbonatites plus jeunes (Phanérozoïque à aujourd'hui) répertoriées sont plus nombreuses (Fig. 2.4). Cette augmentation des occurrences de carbonatites dans le temps peut être associée à un changement de régime tectonique caractérisé par des conditions plus favorables à la mise en place de carbonatites, à un bris de conservation dû à la subduction de la croûte ou à l'érosion glaciaire (Veizer et al., 1992), ou encore à une augmentation avec le temps du matériel riche en carbone incorporé dans le manteau (Hulett et al., 2016).

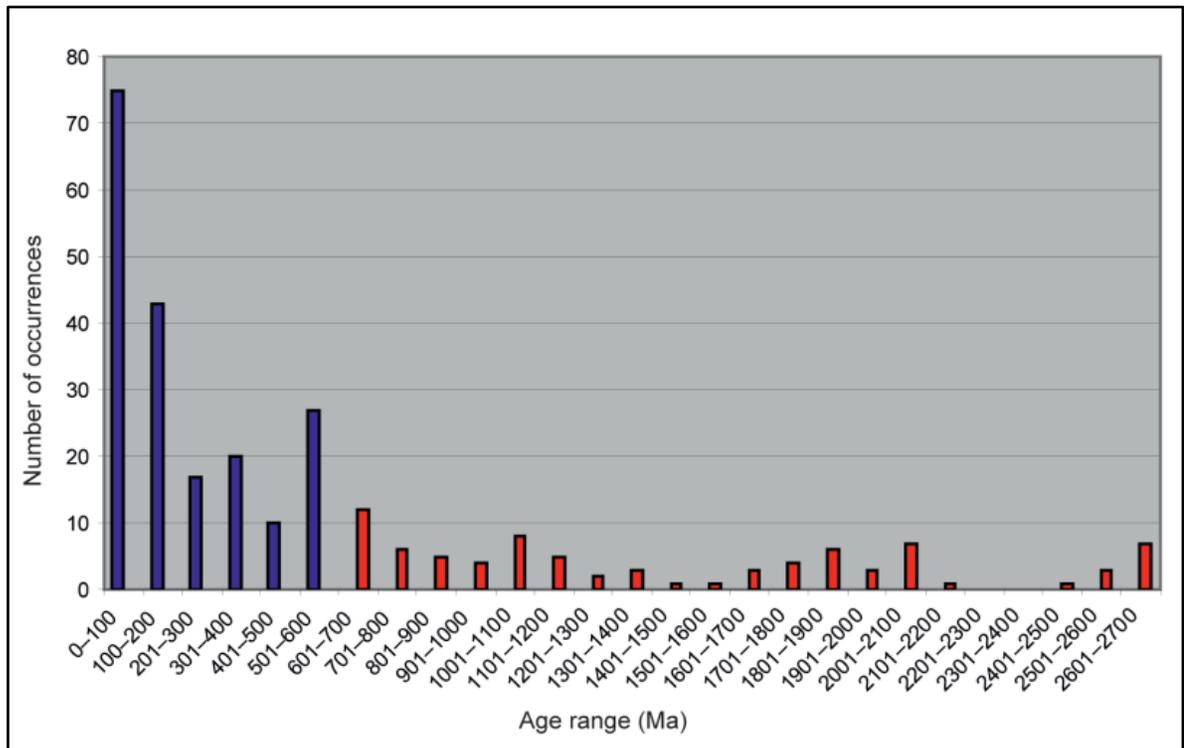


FIGURE 2.4 : Graphique de la fréquence des carbonatites dans le temps (à des intervalles de 100 Ma ; tirée de Woolley et Bailey, 2012). Au total, 192 carbonatites sont datées comme post-précambriennes (en rouge) alors que 82 carbonatites sont précambriennes (en bleu).

#### 2.3.4.2 DISPERSION GÉOGRAPHIQUE DANS LES SOCLES GÉOLOGIQUES

La plupart des carbonatites se retrouvent géographiquement dans des cratons archéens ou protérozoïques (88 %); quelques carbonatites sont aussi retrouvées dans des socles non cratoniques, d'âges phanérozoïques (10,5 %) ou dans des îles océaniques (1,5 % ; *Figs. 2.5 et 2.6 ; Woolley et Bailey, 2012*). Toutefois, dans la plupart des cas où les carbonatites sont en place dans des roches phanérozoïques, le socle sous-jacent est soit protérozoïque ou elles se situent à moins de 100 km de la marge d'un craton (*Woolley et Bailey, 2012*). Dans le cas des îles océaniques, seulement trois archipels présentent des occurrences de carbonatites : les îles Canaries, les îles du Cap-Vert et les îles Kerguelen. Pour ce qui est des îles Canaries et des îles du Cap-Vert, situées au large de la côte ouest de l'Afrique du Nord, il est suggéré que la présence de lambeaux de lithosphère continentale sous ces îles soit impliquée dans la mise en place des carbonatites (*Hoernle et al., 2002 ; Bonadiman et al., 2005 ; Woolley et Bailey, 2012*). La carbonatite des îles Kerguelen serait ainsi la seule carbonatite connue avec une origine purement associée à un contexte d'île océanique (*Moine et al., 2004*).

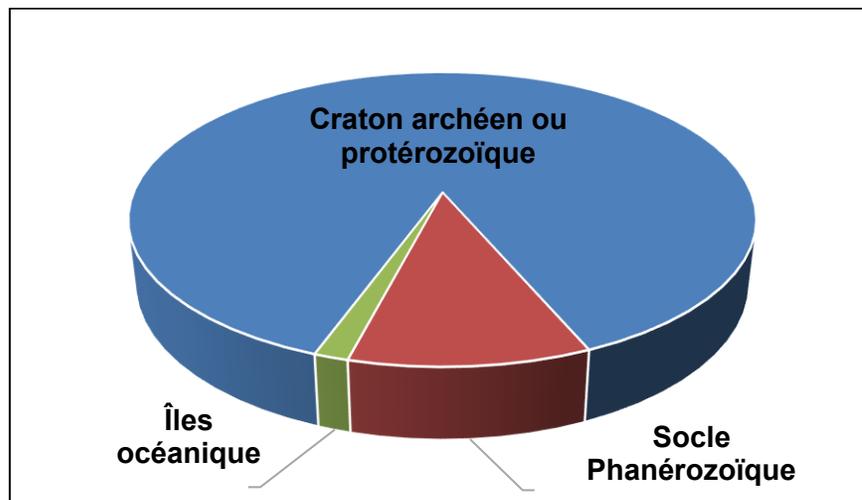


FIGURE 2.5 : Diagramme de la répartition géographique des carbonatites dans le monde en fonction du contexte tectonique de la région de mise en place (n = 527 ; *modifié de Simandl et Paradis, 2018* avec les données de *Woolley et Bailey, 2012*)

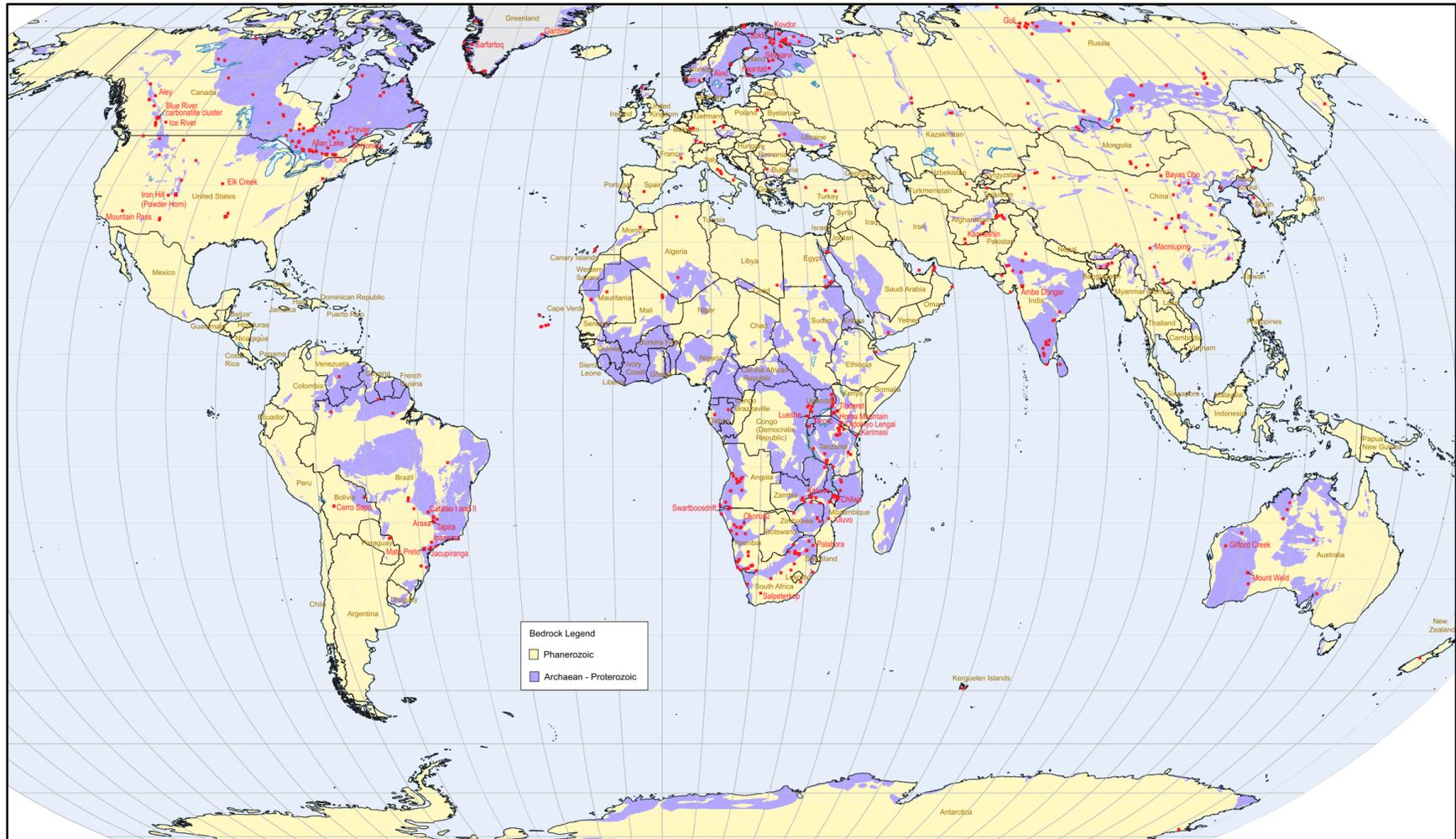


FIGURE 2.6 : Carte du monde des occurrences de carbonatites et leur relation spatiale avec les cratons protérozoïques et archéens (*modifiée de Woolley et Bailey, 2012 par Simandl et Paradis, 2018*). Les points rouges représentent les occurrences de carbonatites ; les zones en mauves, les cratons archéens ou protérozoïques ; et le beige, les roches phanérozoïques.

## 2.4 CONTEXTE DE FORMATION DES CARBONATITES

### 2.4.1 CONTEXTE TECTONIQUE

Les carbonatites se forment généralement : (1) dans des contextes d'extension tectonique, (2) le long de grandes structures linéaires liées à des zones de fractures intraplaques, (3) en association avec des structures de dôme magmatique, ou (4) en relation avec les plaques subduites (*Bailey, 1974, 1977 ; Duke, 2009 ; Woolley et Bailey, 2012 ; Duke et al., 2014*). Certaines carbonatites peuvent aussi être retrouvées dans des contextes orogéniques. Il s'agit toutefois de contextes de genèses particuliers (*Woolley, 1989*).

### 2.4.2 SOURCE DES MAGMAS

Il est généralement estimé que les magmas à l'origine de la mise en place des carbonatites soient d'origine mantellique. Toutefois, le type de manteau requis pour former de tels magmas est encore très débattu. Certains auteurs considèrent que les magmas carbonatitiques sont générés dans l'asthénosphère (*Nelson et al., 1988 ; Bell et Tilton, 2002*), alors que d'autres affirment que les magmas proviennent d'un manteau lithosphérique sous-continentale hétérogène (*Bell et al., 1982 ; Kalt et al., 1997*). Quelques modèles proposés impliquent aussi un mélange entre les deux parties du manteau (*Kwon et al., 1989 ; Bell et Simonetti, 1996 ; Tilton et al., 1998*). Dans la plupart des cas, les modèles proposés nécessitent le métasomatisme du manteau. Le métasomatisme mantellique est causé par l'hydratation et l'enrichissement en éléments volatils du manteau (*Zharikov et al., 2007*). Ce phénomène résulterait du recyclage par voie de subduction de la croûte continentale dans ce dernier et agirait comme une importante source de carbone (C) mantellique (*Hulett et al., 2016*). *Bell et Simonetti (2010)* considèrent plutôt que le métasomatisme du manteau, même s'il peut être associé aux magmas carbonatitiques, n'a pas d'impacts majeurs sur la génération des magmas.

### 2.4.3 MODÈLE DE GENÈSE

Il existe trois principaux modèles de genèse pour expliquer l'existence des magmas qui forment les carbonatites et leur mise en place dans la croûte, soit : 1) la fusion partielle à très faible taux du manteau, 2) l'immiscibilité des magmas carbonatés et silicatés et 3) la cristallisation fractionnée d'un magma parent (*Fig. 2.7*; *Simandl et Paradis, 2018*; *Yaxley et al., 2022*).

#### 2.4.3.1 FAIBLE TAUX DE FUSION PARTIELLE DU MANTEAU

Le premier modèle est basé sur la fusion partielle à très faible taux (dans les environs de 0,01 à 0,1 %) du manteau péridotitique (non spécifique) qui formerait un magma riche en carbone, éléments volatils, éléments alcalins et autres éléments généralement incompatibles (*Fig. 2.7a*; *Veksler et Lentz, 2006*; *Yaxley et al., 2021*). L'existence d'un tel magma a déjà été démontrée de manière expérimentale par plusieurs auteurs (e.g. *Wyllie et Huang, 1975, 1976*; *Eggler, 1978*; *Dalton et Presnall, 1998*; *Gudfinnsson et Presnall, 2005*). Ce magma remonterait dans la croûte de façon très rapide, violente et explosive (*Veksler et Lentz, 2006*). Dans les cas où la remontée du magma serait trop lente, le magma subirait une décarbonatation par dégazage lors de sa remontée. Ce mode de mise en place présente beaucoup de similarités avec celui des kimberlites. Certaines expériences ont d'ailleurs démontré qu'en augmentant la température et le taux de fusion partielle de ce type de manteau, on passerait d'un magma carbonatitique à un magma kimberlitique (*Dalton et Presnall, 1998*; *Gudfinnsson et Presnall, 2005*).

#### 2.4.3.2 IMMISCIBILITÉ DES MAGMAS CARBONATÉS ET SILICATÉS

Le deuxième modèle, basé sur l'immiscibilité des magmas (*Fig. 2.7b*), a initialement été proposé par *Van Groos et Wyllie (1963)* et démontré expérimentalement par plusieurs auteurs (e.g. *Kjarsgaard et Hamilton, 1989*; *Kjarsgaard, 1998*; *Lee et Wyllie, 1998*; *Wyllie et Lee, 1998*). Ce modèle suggère qu'un magma parent, d'origine mantellique (non spécifique), enrichi en éléments alcalins, et à la fois silicaté et carbonaté, serait sujet à un processus d'immiscibilité lors de sa remontée (décompression) à des niveaux du manteau supérieur ou de la croûte inférieure. Ainsi, le magma parent se scinderait en deux magmas fils : l'un étant silicaté, et l'autre, saturé en CO<sub>2</sub>. Les

conditions de pression et de température nécessaire pour induire cette immiscibilité entre les deux magmas peuvent être définies expérimentalement et varient en fonction de la composition initiale du magma parent (*Kjarsgaard et Hamilton, 1989 ; Lee et Wyllie, 1998*). Au terme de ce processus, les deux magmas fils se mettent en place dans la croûte formant un complexe alcalin carbonatitique.

#### 2.4.3.3 CRISTALLISATION FRACTIONNÉE D'UN MAGMA PARENT

Le troisième modèle, initialement proposé par *von Eckermann (1961)*, suggère qu'un magma carbonatitique peut être généré sous forme d'un résidu formé par la cristallisation fractionnée étendue d'un magma alcalin parent sous-saturé en silice d'origine mantellique (non spécifique) (Fig. 2.7C). Certains auteurs ont démontré expérimentalement qu'un tel processus est possible (*Watkinson et Wyllie, 1971 ; Otto et Wyllie, 1993*). Ce modèle de genèse est toutefois très critiqué par plusieurs auteurs (*Gittins, 1989 ; Veksler et Lentz, 2006*). Il est plutôt suggéré que les modèles de genèse basés sur la cristallisation fractionnée formeraient des résidus sous forme de fluides qui pourraient former des carbonatites carbohydrothermales de plus petits volumes (*Gittins, 1989 ; Mitchell, 2005*).

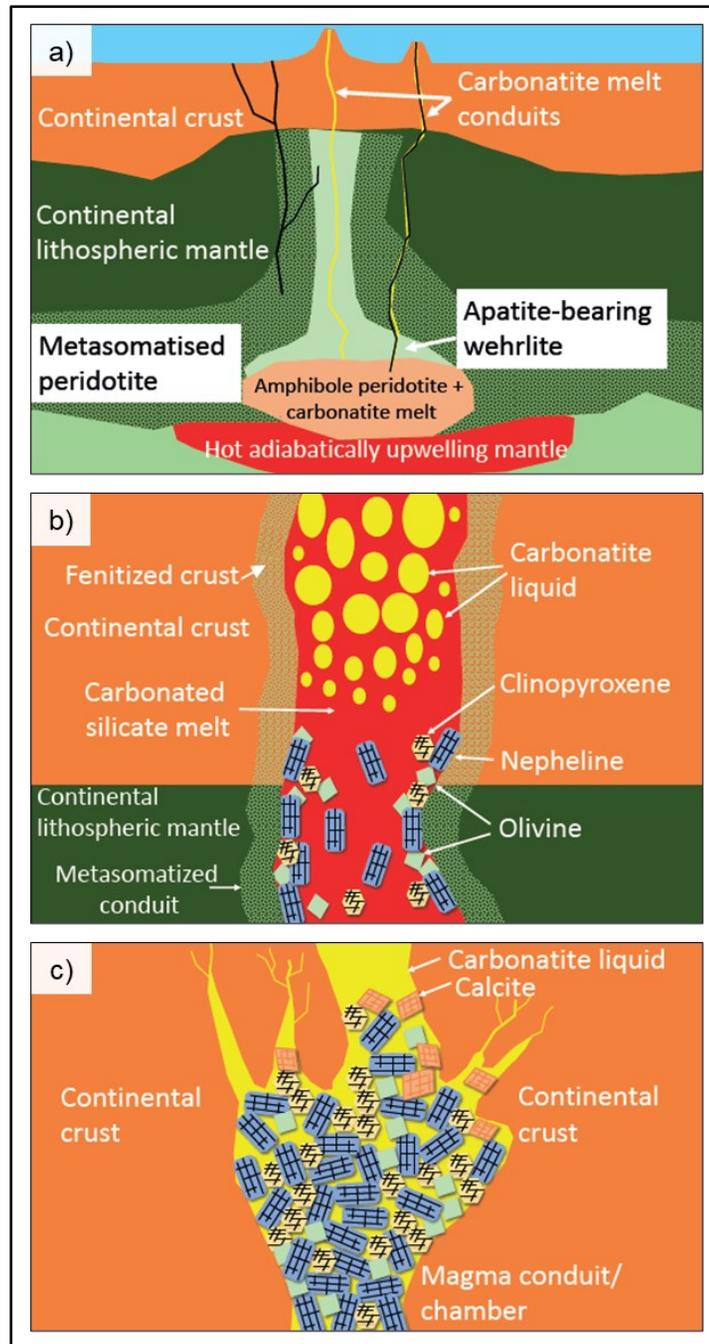


FIGURE 2.7 : Illustration schématique des 3 principaux modèles de mise en place des carbonatites (tirée de Yaxley et al., 2021) : a) fusion partielle à très faible taux du manteau péridotitique, b) immiscibilité des magmas silicatés et carbonatés, et c) cristallisation fractionnée d'un magma parent.

## 2.5 MINÉRALISATIONS ÉCONOMIQUES

Plusieurs carbonatites sont hôtes de minéralisation d'intérêt économique (*Tableau 2.1*). Les gisements associés aux carbonatites sont considérés comme la principale source de Nb et d'ÉTRLÉ dans le monde (*Verplanck et al., 2016*). Certaines carbonatites peuvent aussi être associées à d'autres commodités : P, Cu, Ta, Sc et Ti.

### 2.5.1 PRINCIPAUX GITES

En 2016, seulement 9 carbonatites étaient exploitées dans le monde (*Verplanck et al., 2016*). Parmi ces 9 carbonatites, 5 étaient exploitées pour les ÉTR (Bayan Obo (Chine), Maoniuping (Chine), Daluxiang (Chine), Mountain Pass (États-Unis) et Mt Weld (Australie)), et trois pour le Nb (Araxá (Brésil), Catalão II (Brésil) et Saint-Honoré (Canada)). Finalement, la carbonatite de Palabora (Afrique du Sud) est exploitée pour le Cu (et historiquement pour l'apatite et la vermiculite ; *Richardson et Birkett, 1996*). Plusieurs autres carbonatites dans le monde font aussi l'objet de travaux afin de mettre en évidence leurs ressources en Nb ou en ÉTR (ex. : Aley (Canada), Bear Lodge (États-Unis); Elk Creek (États-Unis), Morro dos Seis Lagos (Brésil), Crevier (Canada), etc. ; *Verplanck et al., 2016*).

### 2.5.2 MODÈLES MÉTALLOGÉNIQUES

Beaucoup de processus peuvent avoir un impact sur la présence et la concentration du Nb et des ÉTR dans les carbonatites. La *Figure 2.8* montre une coupe schématisée d'une intrusion carbonatitique et la dispersion typique des minéralisations que l'on y retrouve. Les phénomènes associés à la mise en place de ces minéralisations de Nb et d'ÉTR peuvent être regroupés sous trois thèmes : les processus magmatiques primaires, les processus impliquant des fluides ou du métasomatisme, et les processus liés à la météorisation en surface (*Mariano, 1989b ; Kjarsgaard et al., 1995 ; Veksler et al., 2012 ; Verplanck et al., 2016 ; Néron et al., 2018*). Il est toutefois généralement proposé que la source de l'enrichissement en Nb et ÉTR dans les carbonatites soit liée directement à la composition originale du magma (*Mariano, 1989b ; Veksler et al., 2012*).

TABLEAU 2.1 : Liste des principaux minéraux de Nb et d'ÉTR observés dans les carbonatites (modifié de Verplanck et al., 2016).

Minéraux	Formules chimiques
<u>Silicates</u>	
Allanite	$(\text{Ca}, \text{ÉTR})_2 (\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 (\text{SiO}_4)_3 (\text{OH})$
Cérite-Ce	$(\text{Ce}, \text{Ca})_9 (\text{Mg}, \text{Fe})(\text{SiO}_2)_6 [(\text{SiO}_3)(\text{OH})](\text{OH})_3$
<u>Carbonates</u>	
Ancylite	$\text{Sr}(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)_2 \text{OH} \cdot \text{H}_2\text{O}$
<b>Bastnäsite</b>	<b><math>(\text{ÉTR}, \text{Y})(\text{CO}_3)\text{F}</math></b>
Burbankite	$(\text{Na}, \text{Ca})_3 (\text{Sr}, \text{Ba}, \text{ÉTR})_3 (\text{CO}_3)_5$
Carbocernaite	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{ÉTR})(\text{CO}_3)_2$
<b>Parisite</b>	<b><math>\text{Ca}(\text{ÉTR})_2 (\text{CO}_3)_3 \text{F}_2</math></b>
<b>Synchysite</b>	<b><math>\text{Ca}(\text{ÉTR})(\text{CO}_3)_2 \text{F}</math></b>
<u>Phosphates</u>	
Britholite	$(\text{ÉTR}, \text{Ca})_5 ((\text{Si}, \text{P})\text{O}_4)_3 (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$
Brockite	$(\text{Ca}, \text{Th}, \text{Ce})(\text{PO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Cheralite	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Th})_2 ((\text{P}, \text{Si})\text{O}_4)_2$
Churchite-Y	$\text{Y}(\text{PO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Florencite-(Ce,La)	$(\text{Ce}, \text{La})\text{Al}_3 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_6$
Fluorapatite-Ce	$(\text{Ca}, \text{Ce})_5 (\text{PO}_4)_3 \text{F}$
Gorceixite	$(\text{Ba}, \text{ÉTR})\text{Al}_3 [(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$
<b>Monazite</b>	<b><math>(\text{ÉTR}, \text{Th})\text{PO}_4</math></b>
Xénotime	$(\text{HREE}, \text{Y})\text{PO}_4$
<u>Halogénures</u>	
Fluocérite	$(\text{Ce}, \text{La})\text{F}_3$
Fluorite	$(\text{Ca}, \text{ÉTR})\text{F}$
<u>Oxydes</u>	
Cérianite-Ce	$(\text{Ce}, \text{Th})\text{O}_2$
<b>Colombite-(Fe)</b>	<b><math>\text{FeNb}_2\text{O}_6</math></b>
Pérovskite	$(\text{Ca}, \text{ÉTR})\text{TiO}_3$
<b>Pyrochlore</b>	<b><math>(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{ÉTR})_2 \text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})</math></b>
Lueshite	$\text{NaNbO}_3$

\*Les minéraux en gras représentent des minéraux généralement présents en quantité exploitable dans plusieurs carbonatites.

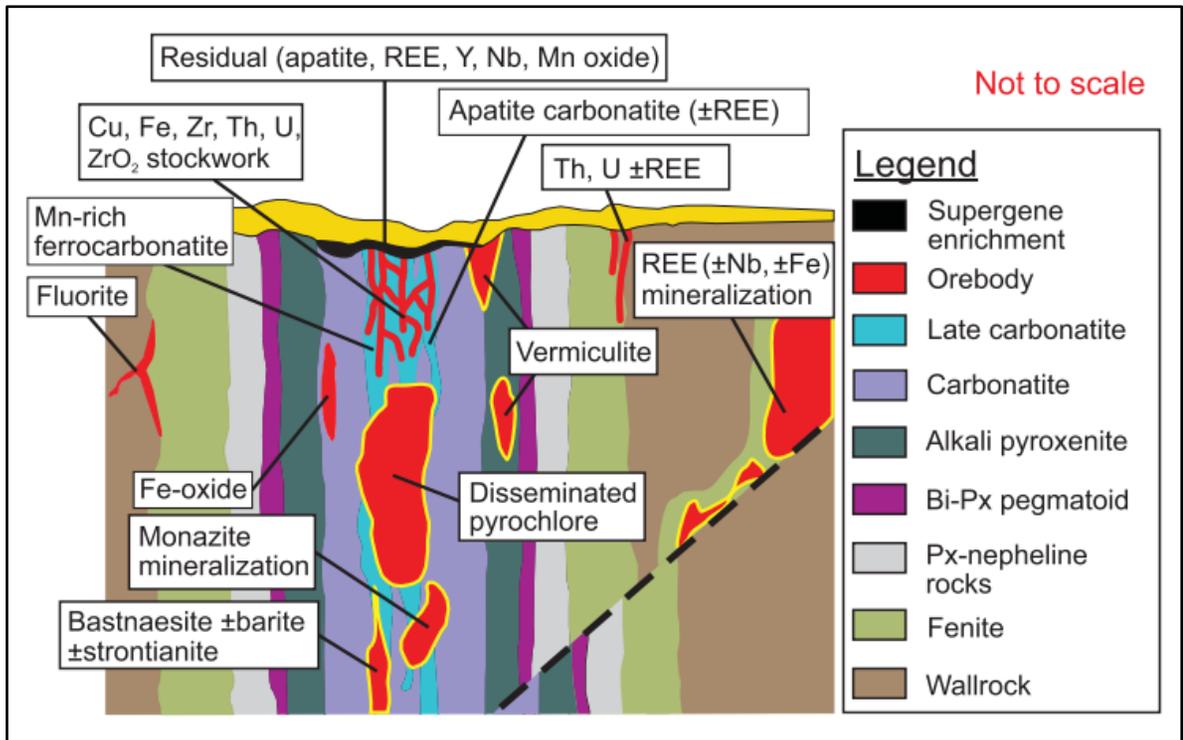


FIGURE 2.8 : Coupe verticale schématique d'une intrusion carbonatitique minéralisée qui illustre les principales relations entre les minéralisations et les différentes lithologies (modifiée de *Laznicka, 2006* par *Simandl et Paradis, 2018*). Il s'agit d'un schéma idéalisé qui présente certaines caractéristiques des intrusions carbonatitiques et que ce ne sont pas toutes les carbonatites qui présentent ces caractéristiques.

### 2.5.2.1 NIOBIUM

#### Processus magmatiques

Les principaux minéraux porteurs de Nb appartiennent au groupe du pyrochlore. D'autres minéraux communs porteurs de Nb sont la lueshite, la pérovskite et la colombite (*Tableau 2.1*). Ainsi, les caractéristiques affectant la solubilité du Nb (ou du pyrochlore et des autres minéraux riche en Nb) dans ces magmas sont très importantes. Plusieurs démarches expérimentales ont été effectuées en laboratoire et les principaux constats observés sont : 1) le niobium est généralement peu soluble et les minéraux de Nb peuvent cristalliser à de hautes températures (plus de 900°C), 2) l'augmentation de la quantité de H<sub>2</sub>O dans le magma augmente la solubilité du Nb, 3) une forte alcalinité du magma (notamment par la présence de Na) diminue la solubilité du Nb, et 4) la présence

de F (ou son absence) dicte le type de minéral de Nb qui cristallise, ainsi la présence de F en quantité supérieure à 1 % masse est nécessaire à la cristallisation du pyrochlore (*Jago et Gittins, 1993 ; Mitchell et Kjarsgaard, 2002, 2004*). Puisque le pyrochlore est considéré comme cristallisant tôt dans les magmas carbonatitiques, il est supposé que l'enrichissement en Nb soit le résultat d'une concentration gravitationnelle, et d'une redistribution ou reconcentration par des générations (ou pulses) de carbonatites subséquentes (*Mitchell et Kjarsgaard, 2004 ; Mitchell et al., 2020*). *Vasyukova et Williams-Jones (2023)* suggèrent aussi que la cristallisation de minéraux en grande quantité, telle que l'intense biotitisation associée à la fénitisation des roches encaissantes en contact avec le magma carbonatitique, puisse jouer un rôle dans le contrôle de la composition du magma. En cristallisant, la biotite causerait une importante réduction de la masse du magma par rapport à celle des minéraux cristallisés. Ce phénomène engendrerait la saturation du Nb dans le magma résiduel et ultimement la cristallisation du pyrochlore.

#### *Processus hydrothermaux ou carbothermaux*

Actuellement, aucun modèle proposé ne suggère que des fluides aient un rôle important sur le transport ou la cristallisation de minéraux de niobium. Toutefois, le passage de fluide dans la carbonatite peut avoir un impact sur les minéraux de pyrochlore, les altérant en colombite (ex. : Saint-Honoré ; *Tremblay et al., 2017*). Ce phénomène se produit toutefois sans redistribuer le Nb. Par contre, il est possible que des fluides exsolvés de la carbonatite (ou ayant une même source) puissent transporter une faible quantité de Nb et causer un enrichissement du Nb dans les roches encaissantes (comme observé dans les roches fénitisées ; *Elliott et al., 2018*). On peut d'ailleurs y observer l'apparition d'oxyde de Fe-Ti riche en Nb, dont le pyrochlore (*Elliott et al., 2018*).

#### *Processus latéritiques*

La latérisation des carbonatites en surfaces peut engendrer le lessivage et la dissolution des carbonates de manière à remobiliser les éléments plus mobiles et conservant les éléments les plus immobiles comme le Nb et les ÉTR. La latérisation se produit généralement dans des régions tropicales et subtropicales. Dans ces conditions, l'abondance de fluides météoriques peut altérer ou dissoudre une quantité substantielle de matériel dans la carbonatite (*Verplanck et al., 2016*). Les

teneurs en Nb peuvent donc être plus enrichies dans les latérites de carbonatites que dans les roches fraîches (ex. : Araxá (Brésil); *Mariano, 1989b*). Il est à noter que le processus de concentration du Nb dans les latérites est strictement physique et lié à une réduction de masse par la dissolution et le lessivage. Il ne peut donc pas être décrit comme supergène (*Verplanck et al., 2016*). Il est toutefois possible que les cations les plus mobiles de la formule chimique du pyrochlore (Na, Ca) soient remplacés par des éléments plus immobiles (Sr, Ba ; *Mariano, 1989b*).

#### 2.5.2.2 ÉLÉMENTS DE TERRES RARES

Les principaux minéraux porteurs d'ÉTR sont des fluorocarbonates de terres rares (ex. bastnäsite, parasite, synchysite) ou des phosphates de terres rares (ex. : monazite, apatite à ÉTR ; *Tableau 2.1*). Plusieurs autres silicates de terres rares peuvent aussi être observés. Toutefois, l'extraction des ÉTR des silicates pose souvent problème en termes de métallurgie (*Gupta et Krishnamurthy, 1992*) et est pour cette raison rarement exploitable économiquement. Dans la littérature, quatre modèles sont généralement évoqués pour expliquer la présence de hautes teneurs en ÉTR dans les gisements associées aux carbonatites : (1) la cristallisation de minéraux à partir d'un magma source enrichi en ÉTR, (2) la ségrégation des ÉTR dans le liquide carbonaté lors de la séparation par immiscibilité avec le liquide silicaté, (3) le transport des ÉTR par des fluides tardifs, et (4) la latérisation des carbonatites. Parmi ces hypothèses, les deux premières font appel à des processus magmatiques.

#### Processus magmatiques

Parmi les deux modèles qui possèdent une origine magmatique, le premier considère qu'un magma carbonatitique qui est suffisamment enrichi en ÉTR puisse cristalliser des minéraux magmatiques riches en ÉTR en concentrations exploitables tel que de la monazite et de la bastnäsite (ex. Mountain Pass (États-Unis); *Mariano, 1989b*; *Castor, 2008*). Ces minéralisations sont généralement concentrées dans les phases magmatiques plus tardives, essentiellement dans les carbonates riches en Fe. Il est aussi démontré qu'une quantité élevée d'éléments ligands (P, F, Cl) dans le magma est nécessaire au transport des ÉTR (*Veksler et al., 2012*). *Néron et al. (2018)* ont aussi démontré une corrélation entre le Ba et les minéralisations d'ÉTR magmatique dans la

carbonatite de Saint-Honoré. Cette tendance serait aussi observable dans le gisement de Mountain Pass. Le second modèle suggère que l'immiscibilité entre les liquides carbonatés et silicatés favoriserait la ségrégation des ÉTR dans les liquides carbonatés (*Kjarsgaard et al., 1995; Martin et al., 2013*).

#### Processus hydrothermaux ou carbothermiques

La troisième hypothèse suggère que les ÉTR seraient remobilisés par des fluides carbothermiques et/ou hydrothermiques qui auraient lessivé les minéraux magmatiques : carbonates, apatite, oxydes et sulfures ; et déposés des phases minérales tardives riches en Ba, F,  $\text{SO}_4^{2-}$ , Sr et ÉTR (ex. : Bayan Obo (Chine) ; *Ruberti et al., 2008; Williams-Jones et al., 2012; Xie et al., 2016*). Ainsi, les minéraux riches en ÉTR associés aux fluides apparaîtraient sous la forme de petites veinules ou dans les interstices des minéraux primaires. On les retrouve aussi couramment sous la forme de petits amas polycristallins composés de baryte, fluorite, hématite, apatite, quartz, strontianite et/ou sulfures (*Mariano, 1989b*). Similairement au Nb, ces mêmes fluides, ou ceux exsolvés lors de la mise en place de la carbonatite peuvent aussi remobiliser et transporter des ÉTR vers les roches encaissantes. Ainsi, ces fluides peuvent causer un enrichissement en ÉTR tel qu'observé dans les roches fénitisées (*Elliott et al., 2018*). Typiquement, les fluides permettant le transport d'ÉTR sont composés de  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , d'alcalins et de liquants ( $\text{F}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{2-}$  ; *Verplanck et al., 2016*). Encore une fois, la concentration en liquants joue un rôle important dans le transport et la déposition des minéralisations d'ÉTR. Il est aussi suggéré que les eaux souterraines peuvent aussi altérer la composition des fluides circulant dans les carbonatites (*Verplanck et al., 2016*). L'une des principales interrogations liées à ce modèle est de savoir si une concentration initialement élevée en ÉTR est nécessaire à la formation d'un gisement économique, ou si les fluides tardifs apportent des concentrations suffisantes en ÉTR. Selon *Néron et al. (2018)* et leur étude de la carbonatite de Saint-Honoré, la mise en place de minéralisation d'ÉTR magmatique serait nécessaire à la formation d'un gisement économique, et ce, malgré une redistribution des minéralisations par des fluides hydrothermiques tardifs.

### Processus latéritiques

La quatrième hypothèse implique aussi la latérisation des carbonatites. Quelques latérites de carbonatite sont connues pour former des gisements suffisamment enrichis en ÉTR pour être exploitables (ex. : Mt Weld (Australie); *Hoatson et al., 2011*). Ultimement, les minéraux riches en ÉTR peuvent aussi être remobilisés ou recristallisés causant un enrichissement supergène (*Bao et Zhao, 2008*). Dans les latérites, les minéralisations d'ÉTR se retrouvent généralement dans : (1) minéraux magmatiques primaires (ex. apatite, monazite, zircon); (2) des minéraux secondaires recristallisés par les processus latéritiques (ex. apatite, monazite, cérianite, florencite); ou (3) des argiles et des hydroxydes de fer ou d'aluminium (*Mariano, 1989a; Lottermoser, 1990; Bao et Zhao, 2008*).

## CHAPITRE 3

### CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE

#### 3.1 PROVINCE GÉOLOGIQUE DE GRENVILLE

La carbonatite de Girardville est une intrusion localisée dans la Province de Grenville. La Province de Grenville est interprétée comme représentant racines d'une chaîne de montagnes issue d'une collision majeure continent-continent entre les paléocontinents Laurentia et Amazonia au Protérozoïque (e.g. *Rivers et al., 2012*). Au Canada, elle forme la marge est-sud-est du craton nord-américain avec une orientation NE-SO et s'étend sur plus de 2000 km en longueur, avec une largeur moyenne de 350 km (*Fig. 3.1*). Au nord-ouest, la Province de Grenville est limitée par le Front de Grenville, une suture majeure qui la sépare de la Province du Supérieur. Au sud-est, on retrouve les roches sédimentaires paléozoïques de la Plateforme du Saint-Laurent déposée en discordance sur le socle grenvillien. Ce socle est limité par la Faille de Logan qui le sépare de la chaîne de montagnes des Appalaches plus à l'est. Hors Canada, la Province de Grenville s'étend vers le sud jusqu'au Mexique. Au nord-est, les vestiges de cette même chaîne de montagnes sont aussi observés, au Groenland, en Irlande du Nord et en Écosse (dans la boutonnière des Calédonides), ainsi qu'en Scandinavie (dans la Province Svéconorvégienne ; *Davidson, 1998*).

La Province de Grenville s'est formée à la suite d'une série d'événements orogéniques qui se sont succédés sur plusieurs centaines de millions d'années (1900 à 986 Ma ; *Rivers et Corrigan, 2000 ; Rivers et al., 2012 ; Groulier et al., 2018*). La formation de la Province de Grenville peut être résumée 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 paléocontinent Laurentia du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérozoïque (1710 à 1180 Ma ; *Gower et Krogh, 2002*). Lors de cette période, une série de petites orogénèses et d'événements pré-grenvilliens se sont produits en séquence, accréant des terranes et divers épisodes magmatiques (e.g. *Rivers et Corrigan, 2000 ; Rivers et al., 2012 ; Groulier et al., 2018*). La seconde phase correspond à l'Orogenèse grenvillienne qui résulte de la collision

finale entre les paléocontinents Laurentia et Amazonia à la fin du Mésoprotérozoïque (1090 à 980 Ma ; *Rivers et al., 2012*).

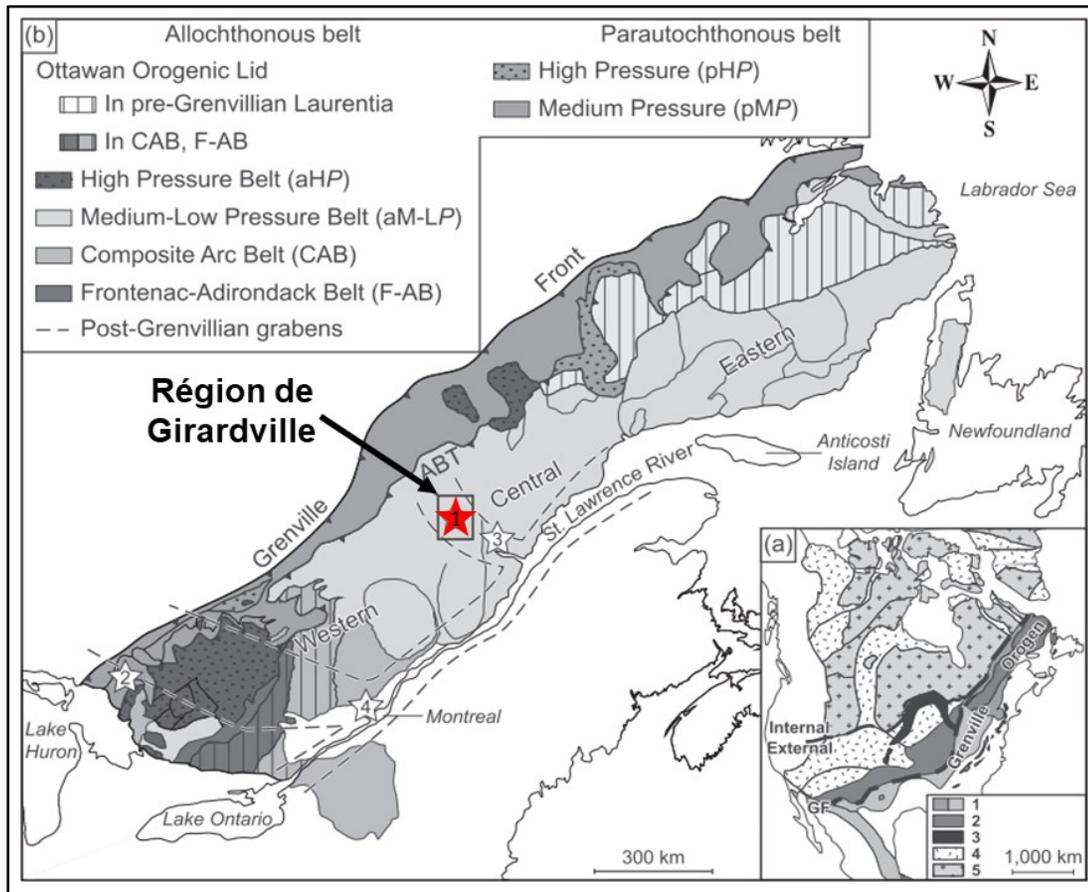


FIGURE 3.1 : Carte de localisation de la région de Girardville dans la Province de Grenville (*modifiée de Hoffman, 1989 ; Rivers, 2008 ; Rivers et al., 2012 par Groulier et al., 2020*). (a) Carte des principaux corps géologiques de l'Amérique du Nord : 1. Province de Grenville ; 2. Province magmatique de granite et rhyolite (1,5-1,34 Ga) ; 3. Zone de rift médio-continentale ; 4. Orogenèses 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 de la Province de Grenville. La zone d'étude de la région de Girardville est identifiée par l'étoile rouge. Les étoiles blanches représentent les principaux complexes carbonatitiques de ce secteur : 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'Allochtone (ABT : *Allochthon Boundary Thrust*) représente la limite entre l'Allochtone (sud-est) et le Parautochtone (nord-ouest). Les lignes pointillées délimitent les corridors de déformations post-grenvilliens (le rift du Saint-Laurent orienté NE-SO, le graben du Saguenay orienté NO-SE, et le graben d'Ottawa-Bonnechère orienté NO-SE).

La Province de Grenville est délimitée en deux domaines tectonométamorphiques (*Fig. 3.1b*) : le Parautochtone au nord-ouest et l'Allochtonne au sud-est. Les deux domaines sont séparés par la Zone de charriage de l'Allochtonne (ABT : Allochton Boundary Thrust ; *Fig. 3.1b* ; *Rivers et al., 1989*), une zone de faille régionale majeure. La ceinture parautochtone est composée d'unités de la Province de Supérieur impliquées dans les orogénies grenvilliennes ainsi que d'autres terranes d'accrétion préorogénique de période archéenne (*Rivers et al., 2012* ; *Groulier et al., 2018*). La ceinture allochtone, quant à elle, est composée principalement de terranes paléoprotérozoïques à mésoprotérozoïques accrétés à la marge du continent Laurentia, d'âges (*Rivers et al., 2012*). Cette portion de la Province de Grenville est formée en grande partie de complexes gneissiques de haut grade métamorphique (amphibolite à granulite), d'une grande quantité d'intrusions issues de différentes phases magmatiques et de complexes anorthositiques (*Ashwal et Wooden, 1983* ; *Groulier et al., 2018*).

## 3.2 GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU SAGUEANY–LAC-SAINT-JEAN

### 3.2.1 LE GRABEN DU SAGUENAY

La région du Saguenay–Lac-Saint-Jean est située dans la ceinture allochtone du Grenville central. Elle est caractérisée par la présence du Graben du Saguenay (*Fig. 3.1b*). Le Graben du Saguenay est un système de failles normales et cassantes, orientées généralement E-O, et qui s'étendant sur environ 300 km. Il est interprété comme étant associé avec un rift avorté : le rift du Saguenay (*Tremblay et al., 2003* ; *Dufréhou et Harris, 2013*). Le rift du Saguenay se serait produit entre le Protérozoïque tardif et le Cambrien précoce (600 à 400 Ma) et serait associé avec l'ouverture de l'océan Iapetus (*Kumarapeli et Saull, 1966* ; *Tremblay et al., 2003*). Les structures du rift du Saguenay pourraient aussi être associées avec la réactivation de structures de failles profondes le long du corridor de déformation Waswanipi-Saguenay (*Bédard, 1988* ; *Moorhead et al., 1999*).

### 3.2.2 LE CORRIDOR WASWANIPY-SAGUENAY

Le corridor Waswanipi-Saguenay est interprété comme un corridor de déformation composé de structures de failles profondes. Il a d'abord été défini par la projection du rift du Saguenay avec une orientation générale de 286° vers l'ouest-nord-ouest (*Bédard, 1988 ; Moorhead et al., 1993 ; Moorhead et al., 1999*). Il s'étend à partir du fleuve Saint-Laurent à l'est et recoupe la Province de Grenville et la Sous-province de l'Abitibi vers l'ouest (*Fig. 3.2*). Le corridor Waswanipi-Saguenay représente une zone de faiblesse dans la croûte continentale qui a été réactivée sporadiquement par divers événements tectoniques depuis l'Archéen jusqu'à la fin du Protérozoïque (*Moorhead et al., 1999*). Ce corridor aurait d'ailleurs permis la remontée ponctuelle de divers types de magmas générés dans le manteau ou à de grandes profondeurs dans la croûte, entraînant la mise en place de divers types d'intrusions : carbonatites, kimberlites, lamprophyres et autres dykes alcalins ou sous-saturés en silices tout le long du corridor (*Moorhead et al., 1999*).

### 3.2.3 GÉOLOGIE DU SECTEUR DE GIRARDVILLE

Le principal site étudié dans le cadre de ce projet est la carbonatite de Girardville située dans la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean, à environ 40 km au nord-ouest du lac Saint-Jean, plus précisément à 4 km au nord du village de Girardville ((UTM E677774, N5434707, Zone 18, NAD83 ; *Fig. 3.3*). Elle est localisée sur un terrain privé accessible à partir du rang Saint-Joseph Nord.

En plus de la carbonatite de Girardville, trois autres sites ont aussi été étudiés, soit deux dykes de pegmatite situés à environ 230 et 330 m à l'est de la carbonatite de Girardville, et une seconde intrusion carbonatitique, la carbonatite du lac des Coudes, située à environ 4 km au nord-ouest de la carbonatite de Girardville (*Fig. 3.3*). Ces intrusions seront décrites en détail dans les chapitres qui suivent.

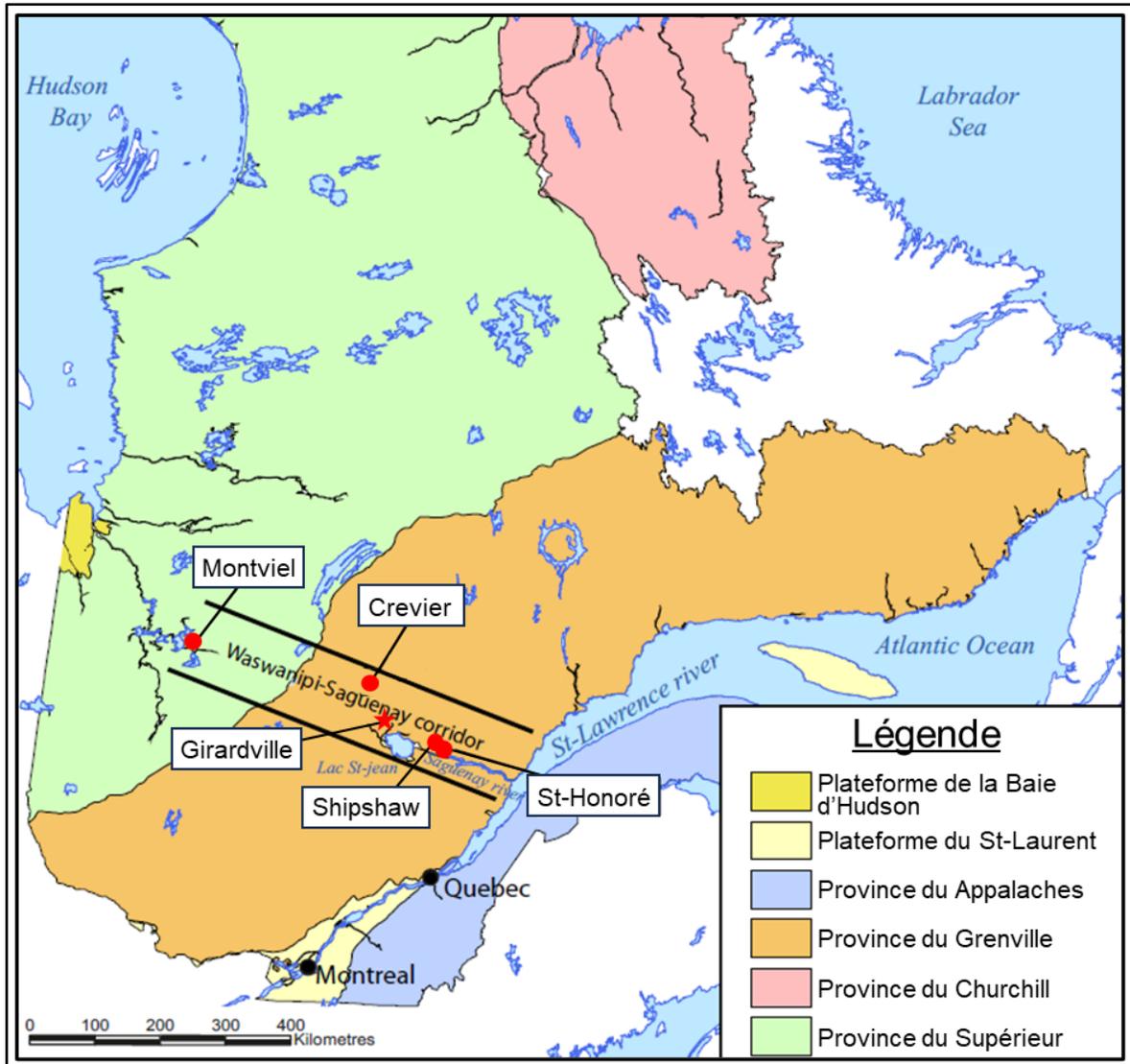


FIGURE 3.2 : Carte de localisation du corridor de Waswanipi-Saguenay (*modifiée de Solgadi et al., 2015*). On peut observer les principales intrusions carbonatitiques de la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean toutes situées dans ce corridor : Saint-Honoré, Shipshaw, Girardville et Crevier, ainsi que la carbonatite de Monviel localisé dans la Province du Supérieur et également à l’intérieur du corridor Waswanipi-Saguenay.

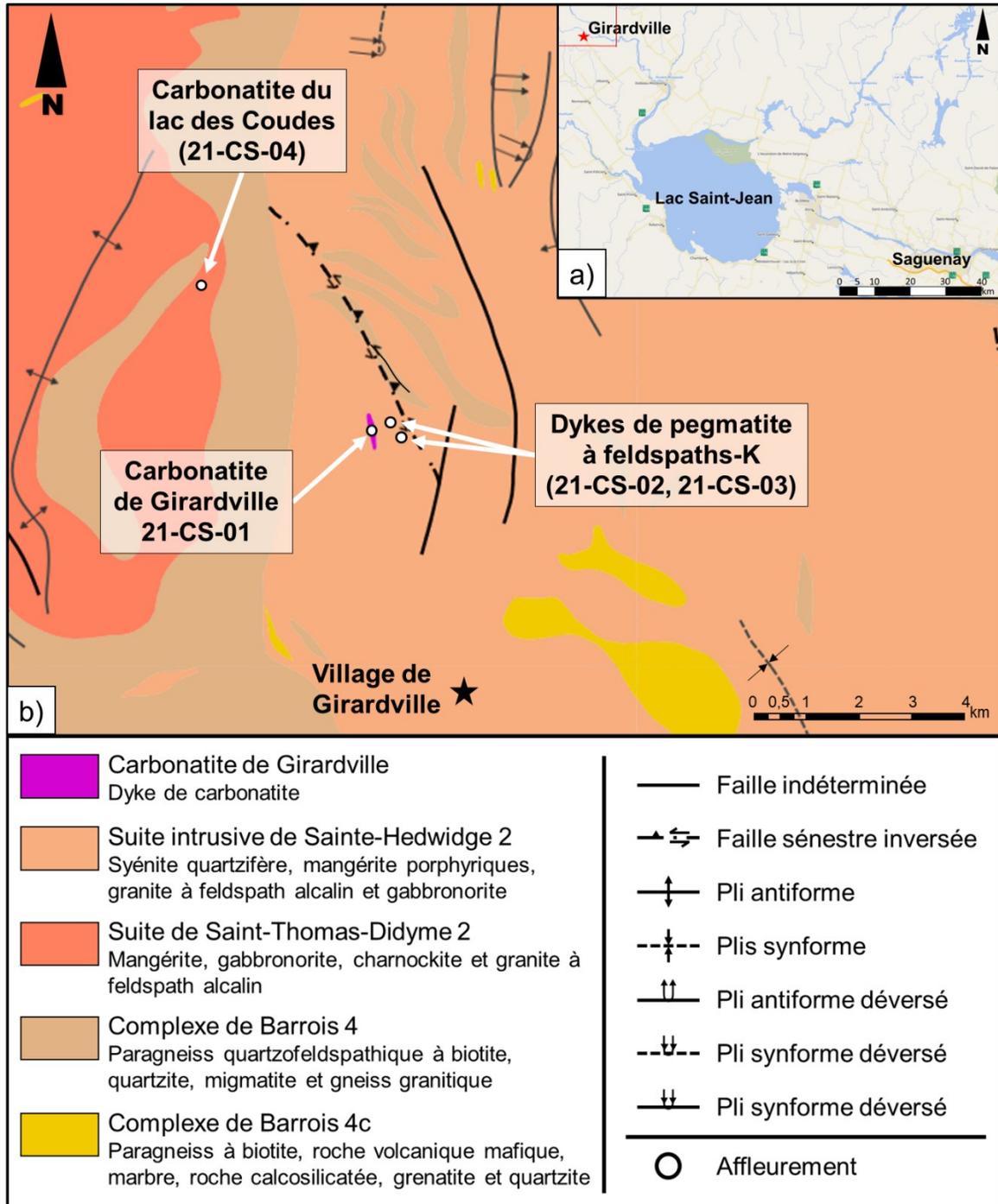


FIGURE 3.3 : Carte de localisation de la carbonatite de Girardville. (a) Carte de la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean localisant la carbonatite de Girardville (étoile rouge) (b) Carte géologique de la région de Girardville localisant les affleurements étudiés (*fond de carte tiré du SIGÉOM*) : la carbonatite 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).

### 3.2.3.1 UNITÉS GÉOLOGIQUES RÉGIONALES

#### Suite intrusive de Sainte-Hedwidge 2

Les roches encaissantes de la carbonatite de Girardville appartiennent à la Suite intrusive de Sainte-Hedwidge 2 (*Fig. 3.3b*). Cette suite est composée de syénite quartzifère, de mangérite, de syénogranite, de granite à feldspath alcalin, de gabbronorite, de gneiss granitique, ainsi que d'enclaves de paragneiss et (*Moukhsil et El Bourki, 2021*). Un échantillon de syénite quartzifère porphyroïde provenant de cette unité a été daté à  $1017 \pm 36$  Ma par méthode U-Pb sur zircon (*Papapavlou, 2019*).

#### Suite de Saint-Thomas-Didyme 2

Les roches encaissantes de la carbonatite du lac des Coudes appartiennent à la Suite de Saint-Thomas-Didyme 2 (*Fig. 3.3b*). Cette suite est composée de mangérite, de gabbronorite, de charnockite, de granite à feldspath alcalin et de diorite quartzifère (*Moukhsil et El Bourki, 2020b*). Un échantillon de granite à feldspath alcalin provenant de cette unité a été daté à  $1042 \pm 12$  Ma par méthode U-Pb sur zircon (*Papapavlou, 2020*).

#### Complexe de Barrois 4

L'une des unités géologiques en importance dans la région de Girardville est le Complexe de Barrois 4 (*Fig. 3.3b*). Ce complexe est composé de paragneiss quartzofeldspathique à biotite localement migmatitisé, de quartzite, de migmatite et de gneiss granitique (*Moukhsil et El Bourki, 2021*). Deux échantillons de quartzite provenant de cette unité ont été datés à  $1224 \pm 18$  Ma et  $1237 \pm 8$  Ma par méthode U-Pb sur zircon (*Papapavlou, 2020*).

### 3.2.3.2 DOMAINES STRUCTURAUX

Les unités géologiques de la région de Girardville sont comprises dans le Domaine structural du Lac Rond (*Moukhsil et El Bourki, 2020a*). Les structures planaires observables présentent principalement des orientations N-S avec des pendages modéré vers l'est (foliation moyenne :  $001^\circ/37^\circ$  ; *Moukhsil et El Bourki, 2020a*). Les fabriques planaires des roches appartenant à la Suite

intrusive de Sainte-Hedwidge s'expriment, de manière générale, par une foliation minérale tectonométamorphique ou par le rubanement mylonitique dans les zones de faille. Le Domaine structural du Lac Rond est recoupé par 3 familles de failles et cisaillement distinctes présentant des orientations générales N-S, NO-SE et NE-SO (*Moukhsil et El Bourki, 2020a*). Les failles localisées dans le secteur de la carbonatite de Girardville appartiendraient à la famille NO-SE. Les domaines structuraux situés plus au nord, dont le Domaine structural de Crevier (*El Bourki et Moukhsil, 2022*), présentent aussi des failles et cisaillements avec des orientations généralement similaires à celles du Domaine structural du lac Rond. L'intrusion alcaline de Crevier serait aussi associée avec des failles orientées NO-SE.

### 3.2.4 AUTRES CARBONATITES DE LA RÉGION

La région du Saguenay–Lac-Saint-Jean comprend plusieurs autres carbonatites ou complexes carbonatitiques, notamment les carbonatites de Saint-Honoré, de Crevier et de Shipshaw. Toutes ces intrusions sont situées le long du corridor Waswanipi-Saguenay (*Fig. 3.2*).

#### 3.2.4.1 CARBONATITE DE SAINT-HONORÉ

La carbonatite de Saint-Honoré, actuellement exploitée par Niobec Inc. pour ses ressources en Nb, est située à environ 10 km au nord de la ville de Saguenay. Le gisement a été découvert en 1967 et l'exploitation y a commencé en 1976. La mine de Niobec fournit environ 8 à 10 % de la production mondiale de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. En 2013, les réserves de minerais étaient de 416 millions de tonnes de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> à un grade de 0,41 % masse (*Vallières et al., 2013*). Bien qu'elle ne soit exploitée que pour le Nb, la carbonatite de Saint-Honoré présente aussi une zone enrichie en ÉTR. En 2013, les réserves d'ÉTR totales étaient estimées à 1058 millions de tonnes à un grade de 1,75 % masse (*Grenier et al., 2013*).

La carbonatite de Saint-Honoré est composée d'une série d'intrusions verticales de forme cylindrique. Le complexe carbonatitique présente un diamètre d'environ 5 km, et est recouvert par une zone sublatéritique d'environ 80 m d'épaisseur (*Néron et al., 2018*). Ce complexe carbonatitique est associé au Complexe alcalin de Saint-Honoré qui est principalement composé de syénites (*Fortin-*

*Bélanger, 1977*). Des xénolithes de ces syénites sont aussi présentes dans la carbonatite. Le Complexe alcalin de Saint-Honoré fut daté à 565 Ma par méthode K-Ar (*Doig et Barton Jr, 1968*). Des travaux de datations subséquents ont donné des âges de  $571 \pm 5$  Ma par méthode Ar-Ar (*McCausland et al., 2009*),  $564 \pm 8$  Ma par méthode Rb-Sr (*Kamenetsky et al., 2015*) et  $568,8 \pm 13,5$  Ma par méthode U-Pb sur apatite (*Legros et al., [sous révision]*).

#### 3.2.4.2 CARBONATITE DE SHIPSHAW

La carbonatite de Shipshaw est située à environ 10 km au nord de Jonquière (Saguenay). Elle a été sujette à de l'exploration pour le Nb par la compagnie Dios Exploration inc. en 2010 et 2011. Les travaux de *Block (2011)* ont classé cette carbonatite comme stérile, avec une teneur maximum en Nb de 0,25 % masse sur un intervalle de forage de 85 cm.

L'intrusion est composée de différents dykes de carbonatites à calcite et de carbonatites à dolomite d'épaisseurs généralement centimétriques à décimétriques et localement métriques. Ces injections recoupent des dykes de lamprophyre avec lesquels elles sont souvent associées (*Block, 2011*). De nombreux autres petits filons de carbonatites associés à des lamprophyres ont aussi été observés dans la région (*Block, 2011*).

#### 3.2.4.3 CARBONATITE DE CREVIER

La carbonatite de Crevier se trouve à environ une cinquantaine de kilomètres au nord du village de Girardville. Elle a été découverte en 1975 et a été étudiée pour ses ressources en Nb et Ta avec un tonnage de 25,4 Mt présentant des teneurs de 0,2 % masse de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 234 ppm de Ta (*Bergeron, 1980 ; Duplessis et Girard, 2010*).

La carbonatite est composée d'une série de dykes de composition variable (silicocarbonatite, carbonatite à calcite, carbonatite à ankérite-calcite), en association co-magmatique avec plusieurs autres dykes de roches silicatés (principalement sous-saturées en silices : ijolite, syénite à néphéline et syénite alcaline) qui forment le Complexe alcalin de Crevier (*Groulier et al., 2020*). Le Complexe alcalin de Crevier est orienté NNO-SSE et recouvre une surface d'environ 25 km<sup>2</sup>. La syénite du

complexe alcalin est datée à  $957,2 \pm 2,9$  Ma par méthode U-Pb sur zircon et la carbonatite est datée à  $934 \pm 25$  Ma par Pb-Pb sur apatite (Groulier *et al.*, 2020).

### 3.3 LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE

#### 3.3.1 HISTORIQUE DES TRAVAUX

L'historique de la découverte de la carbonatite de Girardville reste nébuleux. En effet, depuis les années 1950, plusieurs compagnies y ont effectué des travaux de prospection dans le secteur, qui consistait principalement à creuser des tranchées. En 1956, Lyndvue Mines Ltd. a rapporté une association entre de la vermiculite<sup>4</sup> et des minéraux riches en Ti-Nb (Grenier, 1956; Bergmann, 1957). Des travaux de prospection de plus grande ampleur ont alors été lancés pour ces éléments. Ces rapports de l'époque indiquent la présence de larges cristaux d'ilménite (de plus de 15 cm de large), d'ægryrines (jusqu'à 7,5 cm de long), de feldspath rose, avec de l'apatite et du rutile. Plusieurs indices minéralisés de Nb y ont alors été analysés dans des échantillons de rutile et d'ilménite (jusqu'à 37 000 ppm Nb; Bergmann, 1957). Ces travaux n'ont toutefois pas abouti et ont été abandonnés en 1961.

Malgré les nombreuses phases d'explorations minérales, la carbonatite de Girardville n'a été que formellement identifiée comme une carbonatite qu'à la suite de la parution de l'article de Dupuis et David (2013), suivant la découverte de cette dernière par M. Éric David et M. Mario Dubé en 2002. Dupuis et David (2013) présentent un résumé plus détaillé des différentes phases de travaux d'exploration réalisés dans le secteur et des circonstances qui ont mené à la découverte de la carbonatite de Girardville. La carbonatite de Girardville a essentiellement été étudiée par Dupuis et David (2013) pour ses minéraux de collections. La région de Girardville a plus récemment été

---

<sup>4</sup> La vermiculite  $((\text{Mg,Ca})_{0,7}(\text{Mg,Fe,Al})_6(\text{Al,Si})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O})$  est un minéral naturel de la famille des phyllosilicates typiquement associée avec de l'amiante et généralement utilisé pour ses propriétés isolantes et ignifuges (Deer *et al.*, 2013).

cartographiée par une équipe du MRNF lors d'une campagne de cartographie régionale pendant l'été 2020 (*Moukhsil et El Bourki, 2021*). La carbonatite de Girardville a été datée récemment, mais l'âge n'a pas encore publié (*Bédard, communication personnelle, 2024*).

### 3.3.2 DESCRIPTIONS GÉOLOGIQUES DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

*Dupuis et David (2013)* décrivent la carbonatite de Girardville comme un dyke de carbonatite à calcite, localement bréchifiée, orienté à 030 avec un pendage de 55°. La carbonatite présente généralement des teintes beiges et rosées avec des teintes plus rougeâtres associées à la présence l'hématite disséminée. De petits minéraux millimétriques de fluorite et pyrochlore disséminé ont aussi été observés dans la carbonatite (*Dupuis et David, 2013*).

Trois principaux « corps lithologiques » ont été décrits comme « flottants » dans le dyke de carbonatite : (1) des xénolithes de gneiss<sup>5</sup>, (2) de larges cristaux de microcline et (3) de larges cristaux d'ilménite (*Dupuis et David, 2013*). Les auteurs estiment que les xénolithes proviennent d'un gneiss encaissant localisé dans un corridor de déformation. Selon *Dupuis et David (2013)*, les associations spatiales entre les cristaux d'ilménite et de microcline avec la carbonatite indiqueraient que la carbonatite est plus jeune que ces cristaux, et que ces derniers auraient été hérités lors de la mise en place du dyke. Les cristaux de microcline seraient associés à une pegmatite (*Dupuis et David, 2013*). Les cristaux d'ilménite ont été décrits par *Dupuis et David (2013)* comme ponctuellement associés aux xénolithes de gneiss. Lorsqu'associés avec les xénolithes, les cristaux d'ilménite se retrouvent généralement dans des cavités. Ces cristaux y sont généralement plus petits (moins de 10 cm) que ceux qui flottent librement dans la carbonatite (jusqu'à 52 cm ; *Dupuis et David, 2013*). Les cristaux d'ilménite sont aussi couramment associés à d'autres oxydes, soit par altération ou inclusion : hématite, magnétite, rutile, anatase, pyrochlore (*Dupuis et David, 2013*).

---

<sup>5</sup> À la suite des travaux de caractérisation présentés dans ce rapport, le terme « gneiss » utilisé par *Dupuis et David (2013)* semble inadéquat. Une nouvelle nomenclature est proposée pour cette lithologie dans la *Section 5.1.2* et est rediscutée dans la *Section 9.3.1*.

*Dupuis et David (2013)* ont décrit d'autres minéraux qui peuvent être observés sur le site de la carbonatite de Girardville, notamment de la phlogopite-Fe et du fluorapatite, présente principalement au contact avec les xénolithes de gneiss. La présence d'ægryrine, de jadéite, de chamoisite et d'autres pyroxènes et amphiboles sodiques dans les roches encaissantes le long des contacts avec la carbonatite a aussi été reportée. Ces minéraux ont été interprétés comme le résultat de processus de fénitisation associés à la carbonatite (*Dupuis et David, 2013*).

*Dupuis et David (2013)* a effectué les analyses chimiques de plusieurs minéraux observés dans la carbonatite de Girardville, démontrant des teneurs de 69,39 % masse de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans les pyrochlores, ainsi que des teneurs jusqu'à 3,6 % masse de MnO et 3577 ppm Nb sur un échantillon d'ilménite. Par la suite, des analyses chimiques effectuées par *Moukhsil et El Bourki (2021)* sur la carbonatite ont révélé des teneurs de 1540 ppm ÉTR<sub>tot</sub> (675 ppm Ce, 318 ppm La, 289 ppm Nd) et 10 ppm Nb.

## CHAPITRE 4

### MÉTHODOLOGIE

#### 4.1 TRAVAUX DE TERRAIN

Les principaux travaux de terrain ont été réalisés lors de deux phases : du 7 au 11 juin 2021 et du 5 au 6 juillet 2022. Lors de ces travaux, les quatre affleurements suivants ont été cartographiés, décrits en détail et échantillonnés : la carbonatite de Girardville (21-CS-01)<sup>6</sup>, deux dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02/03) et la carbonatite du lac des Coudes (21-CS-04 ; *Fig. 3.3b; Annexe 1*). Les unités et faciès lithologiques y ont été décrits et des échantillons ont été récoltés. Des géofiches du MRNF ont aussi été produites pour chacun de ces affleurements et sont actuellement disponibles publiquement sur le SIGÉOM.

#### 4.2 TRAITEMENT DES ÉCHANTILLONS

##### 4.2.1 ÉCHANTILLONNAGE DE TERRAIN

Les échantillons utilisés dans cette étude proviennent tous d'affleurements de surface et ont été récoltés à l'aide d'un marteau et d'un ciseau à froid ou avec une scie à roche. Quelques échantillons sont aussi issus de blocs retrouvés dans le fond des tranchées étudiées. La première phase d'échantillonnage a été réalisée de manière à récolter au minimum un échantillon de chaque lithologie et faciès. La seconde phase a permis d'acquérir plus de données sur certaines lithologies et plusieurs faciès d'intérêts. De plus, lors de cette dernière phase, des rainurages ont été réalisés perpendiculairement à l'orientation du dyke de carbonatite. Au total, 95 échantillons ont été récoltés

---

<sup>6</sup> Les numéros d'affleurement utilisés sont les mêmes que ceux des géofiches du MRNF qui sont disponibles sur le SIGÉOM. Notez que de nouveaux affleurements ont pu être produits afin de mettre à jour les informations fournies dans les géofiches antérieures du MRNF.

dans le cadre de cette étude. La description sommaire et la carte de localisation des échantillons récoltés sont présentées respectivement aux *Annexes 1.1 et 1.2*.

#### 4.2.2 PRÉPARATION DES LAMES MINCES

Les blocs nécessaires à la production de lame mince ont été préparés au laboratoire de préparation géologique de l'UQAC. Les lames minces provenant de la campagne de l'été 2021 ont été produites par le laboratoire IOS Services Géoscientifiques inc. (Saguenay, 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. Toutes les lames minces produites et leurs principales caractéristiques sont présentées à l'*Annexe 2*.

#### 4.3 DESCRIPTION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

Les unités lithologiques et leurs différents faciès ont été décrits à l'échelle de l'affleurement, macroscopiquement et microscopiquement. En addition, toutes les lames minces ont été photomicrographiées en lumière polarisée, doublement polarisée, et lorsque pertinent, en lumière réfléchie. Dans certains cas, l'utilisation de la cartographie chimique par microfluorescence à rayons X ( $\mu$ XRF) ou par microscope électronique à balayage (MEB) et de l'imagerie par électron rétrodiffusé (ERD) acquise par microscope électronique à balayage (imagerie MEB-ERD) a été nécessaire afin de mieux définir la composition minéralogique de la certaine lithologie. L'ensemble des descriptions structurales et pétrographiques sont présentées dans le Chapitre 5 de ce mémoire. Les fiches de descriptions pétrographiques sont présentées à l'*Annexe 3*. Les différents types de photos et d'imageries sont présentés à l'*Annexe 4*.

##### 4.3.1 PÉTROGRAPHIE OPTIQUE DES LAMES MINCES

La pétrographie optique des lames minces a été effectuée pour identifier les différents minéraux présents dans les roches échantillonnées, ainsi que leur paragenèse et leurs textures. L'appareil utilisé pour faire ces descriptions est microscope optique Labophot-POL produit par Nikon.

Les photomicrographies ont été réalisées à l'aide d'un microscope optique BX53M Upright Microscope produits par Olympus équipé d'une caméra SC50 et du logiciel Olympus Stream. Les deux microscopes sont localisés à l'Unité d'Enseignement des Sciences de la Terre (UESCT) de l'UQAC. La totalité des photomicrographies produite est disponible à l'*Annexe 4.1*.

#### 4.3.2 CARTOGRAPHIES CHIMIQUES PAR $\mu$ XRF

Un appareil de microfluorescence à rayons X ( $\mu$ XRF) a été utilisé pour produire des cartographies chimiques de plusieurs lames minces et identifier plusieurs minéraux. 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 est équipé d'une anode en rhodium pour capter les rayons X. Chaque point d'analyse effectuée possède un diamètre de 20  $\mu$ m et tous les points sont distancés (centre à centre) de 20  $\mu$ m. La durée d'analyse sur chaque point est de 5 ms avec un voltage de 50 kV et un courant de 600  $\mu$ A. Au total, 10 lames minces ont été cartographiées par  $\mu$ XRF. Les cartographies chimiques de chaque élément produites pour chaque lame mince sont disponibles à l'*Annexe 4.2*. Plusieurs cartographies composites regroupant plusieurs éléments y sont aussi disponibles.

#### 4.3.3 IMAGERIES MEB-ERD ET CARTOGRAPHIES CHIMIQUES PAR MEB

Un microscope électronique à balayage (MEB) a été utilisé pour faire de l'imagerie par électron rétrodiffusé (ERD) et des cartographies chimiques de lames minces. Les analyses et imageries ont été acquises à l'aide d'un MEB Sigma 300 VP (FEG-SEM) produit par Zeiss équipé d'un détecteur EDS Ultim-Max de 170 mm<sup>2</sup> produit par Oxford Instruments. L'appareil se trouve au laboratoire d'analyse de IOS Services Géoscientifiques inc. (Saguenay, QC). Les imageries ont été réalisées le 2 mai 2023 sur 10 lames minces. Les imageries MEB-ERD et les cartographies chimiques produites au MEB sont respectivement disponibles aux *Annexes 4.3 et 4.4*.

#### 4.4 ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE ROCHES TOTALES

Les analyses géochimiques de roche totale ont été produites en deux phases, suivant leur campagne de terrain respective. Elles ont toutes été réalisées au laboratoire Actlabs (Ancaster, ON). Les analyses ont été produites sur des échantillons choisis provenant des quatre affleurements étudiés de façon à représenter tous les lithologies et faciès observés. Au total, 71 échantillons ont été analysés en roche totale. Les résultats d'analyse sont présentés à l'*Annexe 5.1*. Le contrôle de la qualité des données a été maintenu par l'ajout de matériaux de références, soit un blanc et un matériau de référence standardisé pour chaque lot de 20 échantillons. Les résultats de ces blancs et standards sont présentés à l'*Annexe 5.2* et la précision et la justesse de ces derniers sont présentées aux *Annexes 5.3 à 5.11*. Il a d'ailleurs été nécessaire de refaire certaines analyses dues à des résultats de mauvaise qualité. Une revue descriptive des résultats d'analyses chimiques en roche totale est présentée au *Chapitre 6* de ce mémoire.

##### 4.4.1 PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

Une première phase de préparation des échantillons a été effectuée au laboratoire de préparation géologique de l'UQAC. Les échantillons y ont été nettoyés et recoupés avant d'être envoyés au laboratoire professionnel Actlabs. Chez Actlabs, tous les échantillons ont été concassés jusqu'à ce que 80 % de l'échantillon atteigne 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 atteigne une taille inférieure à 105 µm.

##### 4.4.2 MÉTHODES D'ANALYSES

Afin d'obtenir les meilleurs résultats possibles, plusieurs méthodes de préparations et d'analyses ont été utilisées. Un tableau des différentes méthodes utilisées et les limites de détection définies pour chaque analyte est présentés à l'*Annexe 5.12*.

### Analyses des éléments majeurs et mineurs

Suivant le protocole « 4B » de Actlabs, les éléments majeurs (présentés sous la forme d'oxyde) ont été analysés par spectroscopie d'émission optique par plasma à couplage inductif (ICP-OES), couplé avec une méthode de préparation par fusion avec métaborate et tétraborate de lithium. Cette méthode consiste à mélanger un échantillon avec du métaborate de lithium ( $\text{LiBO}_2$ ) et du tétraborate de lithium ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ), et de fusionner le tout dans une fournaise à induction. L'échantillon en fusion est immédiatement versé dans une solution d'acide nitrique ( $\text{KNO}_3$ ) à 5 %, et mélangé continuellement jusqu'à une dissolution complète. Les échantillons sont par la suite analysés par ICP-OES. Cette méthode offre l'avantage de dissoudre les minéraux réfractaires (ex. pyrochlore, ilménite, pérovskite, zircon, baddeleyite) présents dans les roches, tout en maintenant les teneurs en sels inférieurs aux teneurs à mesurer. L'étalonnage est effectué à l'aide de 14 matériaux de référence produits et certifiés par le USGS et CANMET. L'un des 14 étalons est utilisé lors de l'analyse pour chaque groupe de dix échantillons. Le total des résultats doit être compris entre 98,5 % et 101 % pour être acceptable. Quelques autres éléments mineurs (Be, Sr, Zr) ont aussi été analysés avec cette méthode.

### Analyses des éléments traces

Suivant le protocole « 4B2 Research » de Actlabs, la majorité des éléments traces (incluant le Nb et les ÉTR) ont été analysés par spectrométrie de masse par plasma à couplage inductif (ICP-MS). Les échantillons sont préparés avec la même méthode de fusion au métaborate et tétraborate de lithium, et de dissolution dans une solution d'acide nitrique ( $\text{KNO}_3$ ) présentée pour les analyses par ICP-OES. Les échantillons sont par la suite dilués et analysés par ICP-MS. Cette méthode de préparation des échantillons assure encore une fois, la dissolution des minéraux réfractaires, mais n'est toutefois pas appropriée pour les éléments chalcophiles. Trois blancs et cinq témoins (trois avant le groupe d'échantillons et deux après) sont analysés par groupe d'échantillons. Des doublons sont fusionnés et analysés à tous les 15 échantillons. L'instrument est recalibré à tous les 40 échantillons.

Suivant le protocole « 4B1 » de Actlabs, le ICP-OES a été utilisé pour analyser des éléments traces chalcophiles (Ag, Cd, Cu, Ni, Mo, Zn, S). Cette fois, les analyses ont été couplées avec une méthode de préparation par digestion totale avec 4 acides. Pour produire ces analyses, un échantillon de 0,25 g est d'abord digéré par de l'acide fluorhydrique (HF), suivi d'un mélange d'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>) et d'acide perchlorique (HClO<sub>4</sub>). L'échantillon est par la suite chauffé en plusieurs cycles jusqu'à ce qu'il commence à se déshydrater. Il est ensuite remis en solution avec de l'eau régale (mélange d'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>) et d'acide chlorhydrique (HCl)). Cette méthode offre aussi de basses limites de détection tout en dissolvant la plupart des minéraux. Elle ne permet toutefois pas la dissolution de certains minéraux plus résistants (ex. zircon, monazite, titanite, rutile, baryte). Le contrôle de la qualité est maintenu par l'ajout de 14 % d'analyses de contrôle par lot de 200 échantillons (5 blancs de méthode, 10 matériaux de références internes, 10 doublons d'échantillons et 8 matériaux de références certifiés). Un autre 13 % d'analyse de solution de contrôle est additionnellement réalisé pour s'assurer de la qualité des analyses vis-à-vis la dérive instrumentale.

Suivant le protocole « 4B — INAA » de Actlabs, plusieurs autres éléments traces (Au, As, Cr, Sc, Sb, Se) ont aussi été analysés avec un instrument à activation neutronique (INAA). Une masse d'échantillon de 1 g est encapsulée dans un flacon en polyéthylène et est irradiée avec des câbles de flux à un flux de neutrons thermiques de  $7 \times 10^{12}$  ncm<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Après une période de 7 jours afin de permettre au <sup>24</sup>Na de se désintégrer, les échantillons sont comptés sur un détecteur au germanium de haute pureté avec une résolution supérieure à 1,7 keV pour le photopic de 1332 keV <sup>60</sup>Co. En utilisant les câbles de flux et des normes de contrôle, l'activité de décroissance radioactive corrigée est comparée à un étalonnage développé à partir de plusieurs matériaux de référence internationaux certifiés. Un étalon est testé pour chaque lot de 11 échantillons. L'INAA offre l'avantage d'une analyse sans dissolution idéale pour les minéraux réfractaires et minimise les effets de pépité par l'analyse d'une plus grande masse d'échantillon. Un blanc est analysé pour chaque lot de travail. Les doublons sont analysés lorsque des échantillons sont disponibles.

### Analyses du carbone et du soufre

Suivant le protocole « 4F — C,S » de Actlabs, le C et le S ont été analysés avec une méthode d'analyse par rayonnement infrarouge (IR). Un échantillon de 0,2 g est mélangé avec un accélérateur de combustion. L'échantillon est par la suite placé dans une fournaise à induction dans un environnement d'oxygène pur où l'échantillon sera entièrement calciné. Lors de la combustion, les éléments carbonés et soufrés sont réduits, libérant le carbone et le soufre qui se lient immédiatement à l'oxygène pour former du CO, du CO<sub>2</sub> et du SO<sub>2</sub>. Le carbone est mesuré sous forme de CO<sub>2</sub> et le soufre est mesuré sous forme de SO<sub>2</sub> dans la cellule à IR. Le CO<sub>2</sub> et le SO<sub>2</sub> absorbent l'énergie IR à des longueurs d'onde précises du spectre infrarouge. L'énergie de la source infrarouge est absorbée lorsque le gaz passe à travers la cellule, l'empêchant d'atteindre le détecteur infrarouge. Toute autre énergie infrarouge est bloquée par un filtre à bande étroite, de sorte que l'absorption d'énergie infrarouge peut être attribuée uniquement au dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) ou au dioxyde de soufre (SO<sub>2</sub>). La concentration de CO<sub>2</sub> et de SO<sub>2</sub> est détectée comme une réduction du niveau d'énergie sur les détecteurs.

### Analyse du fluor

Suivant le protocole « 4F — F — ISE (KOH) » de Actlabs, une technique d'analyse par électrode sélective d'ion (ISE) couplé avec une fusion par hydroxyde de potassium (KOH) a été utilisée pour analyser le F. Pour produire ces résultats, du KOH est mélangé avec 0,1 g d'échantillon. Les échantillons produits sont fondus dans un four à calcination à 500 C pendant 10 minutes. Une fois refroidi, le produit est lessivé dans une solution de 0,2 % d'oxalate de potassium (K<sub>2</sub>C<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) et d'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>). Les solutions sont diluées avec de l'eau distillée avant l'analyse.

### Analyses du chlore et du niobium

Suivant les protocoles « 4F — Cl (XRF) » et « 4C — Fusion XRF » de Actlabs, une technique d'analyse par fluorescence à rayon X (XRF) a été utilisée pour analyser le Cl. Cette méthode a aussi été appliquée pour réanalyser le Nb sur des échantillons dont le résultat est supérieur à la limite de détection maximale de 50 ppm en ICP-MS. Une pastille de fusion est préparée en utilisant un mélange de 0,75 g de pulpe de l'échantillon avec 9,75 g d'une combinaison de métaborate de lithium

(LiBO<sub>2</sub>) et de tétraborate de lithium (Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) avec du bromure de lithium (LiBr) comme agent de libération. Les échantillons sont fondus à 1050 C dans un creuset Au/Pt à l'aide d'un fluxeur électrique automatisé et par la suite coulés dans un moule Au/Pt. La pastille de fusion est finalement analysée à l'aide d'un appareil Panalytical Axios Max.

#### 4.5 ANALYSES DE CHIMIE MINÉRALE

##### 4.5.1 MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB)

Un microscope électronique à balayage (MEB) a aussi été utilisé pour faire des analyses de chimies minérales sur plusieurs minéraux (entre autres : pyrochlore, ilménite, carbonate). Les analyses ont aussi été réalisées au laboratoire d'analyse de IOS Services Géoscientifiques inc. (Saguenay, QC) avec le MEB Sigma 300 VP (FEG-SEM) produit par Zeiss équipé d'un détecteur EDS Ultim-Max de 170 mm<sup>2</sup> produit par Oxford instrument. 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 d'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 ont par la suite été 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 analyses de chimie minérale ont été effectuées simultanément avec l'acquisition des imageries MEB-ERD et des cartographies chimiques le 2 mai 2023 sur 10 lames minces. Les résultats d'analyses quantitatives sont présentés aux *Annexes 6.1 à 6.4*.

##### 4.5.2 MICROSONDE ÉLECTRONIQUE (EPMA)

Une microsonde électronique (EPMA) 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 SX-100 produit par CAMECA situé au laboratoire de microanalyse du Département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval à Québec.

#### 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 par microsonde de la biotite sont présentés à l'*Annexe 7.1*. Le protocole et les paramètres analytiques complets sont présentés à l'*Annexe 7.2*.

#### 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 pour limiter la diffusion de F pendant l'analyse (Kieffer *et al.*, 2023). 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 par microsonde de l'apatite sont présentés à l'*Annexe 7.3*. Le protocole et les paramètres analytiques complets sont présentés à l'*Annexe 7.4*.

### 4.5.3 SPECTROMÉTRIE DE MASSE PAR PLASMA À COUPLAGE INDUCTIF PAR ABLATION LASER (LA-ICP-MS)

Un appareil de spectrométrie de masse par plasma à couplage inductif par ablation laser (LA-ICP-MS) a été utilisé pour faire l'analyse des éléments trace sur des minéraux de biotite et d'apatite. Les zones d'analyses choisies sont les mêmes que ceux pour les analyses à la microsonde. L'appareil utilisé est localisé au Laboratoire de Matériaux et de Terre (LabMaTer) de l'Université du Québec à Chicoutimi. Il s'agit d'un laser Excimer 193 nm Resonetics Resolution M-50 couplés à un spectromètre de masse ICP-QQQ-MS Agilent 8900. Toutes les analyses ont été réalisées avec un mélange de gaz d'He, de N<sub>2</sub> et d'Ar. Les analyses des éléments en trace ont été effectuées en mode

simple, car elles ne nécessitaient pas l'utilisation d'une cellule de réaction. Les points d'analyses ablasés par le faisceau laser ont une taille de 55 µm de diamètre. Les analyses ont été réalisées avec une fréquence d'ablation de 15 Hz et une intensité de 5 J/cm<sup>2</sup>. Chaque mesure est réalisée avec une période de 30 secondes de précontamination, suivie de 30 secondes d'analyse et finalement de 30 secondes de rinçage. La teneur en calcium (Ca) et en aluminium (Al) déterminée par EMPA et ont été utilisée comme référence interne pour la quantification des résultats de LA-ICP-MS sur les biotites et les apatites. Les données d'analyses ont été traitées avec le logiciel Iolite (*Paton et al., 2011*).

Les matériaux de référence utilisés pour l'étalonnage de la biotite et de l'apatite sont le NIST-612 et le NIST-610 (*Jochum et al., 2011*). La surveillance a été effectuée avec les matériaux NIST-616 et GSD pour les deux types de minéral. De plus, le matériel Mica-Mg a été ajouté pour la surveillance des analyses de biotite et les matériaux MAD (*Thomson et al., 2012*) et UQAC-APA (interne) ont été utilisés pour la surveillance de l'apatite. Le matériau de référence interne d'apatite du LabMaTer (UQAC-APA) est une poudre pressée composée d'apatite naturelle ignée provenant du gisement de Lac à Paul Ti-P à Lac Saint-Jean (Québec).

### Biotite

Au total, 30 points d'analyses ont été effectués sur des grains de biotite provenant de 6 échantillons différents. Pour chaque point d'analyse de biotite, les analytes suivants ont été examinés : <sup>7</sup>Li, <sup>11</sup>B, <sup>27</sup>Al, <sup>28</sup>Si, <sup>29</sup>Si, <sup>47</sup>Ti, <sup>49</sup>Ti, <sup>52</sup>Cr, <sup>55</sup>Mn, <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>93</sup>Nb, <sup>133</sup>Cs, <sup>137</sup>Ba, <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd, <sup>159</sup>Tb, <sup>163</sup>Dy, <sup>165</sup>Ho, <sup>166</sup>Er, <sup>169</sup>Tm, <sup>172</sup>Yb, <sup>175</sup>Lu, <sup>181</sup>Ta. Les résultats d'analyses par LA-ICP-MS de la biotite sont présentés à l'*Annexe 8.1*.

### Apatite

Au total, 25 points d'analyses ont été effectués sur des grains d'apatite provenant de 8 échantillons différents. Pour chaque point d'analyse d'apatite, les analytes suivants ont été examinés : <sup>7</sup>Li, <sup>11</sup>B, <sup>23</sup>Na, <sup>25</sup>Mg, <sup>27</sup>Al, <sup>28</sup>Si, <sup>29</sup>Si, <sup>31</sup>P, <sup>34</sup>S, <sup>35</sup>Cl, <sup>39</sup>K, <sup>44</sup>Ca, <sup>45</sup>Sc, <sup>49</sup>Ti, <sup>51</sup>V, <sup>53</sup>Cr, <sup>55</sup>Mn, <sup>56</sup>Fe, <sup>57</sup>Fe, <sup>59</sup>Co, <sup>60</sup>Ni, <sup>63</sup>Cu, <sup>66</sup>Zn, <sup>69</sup>Ga, <sup>72</sup>Ge, <sup>75</sup>As, <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>90</sup>Zr, <sup>93</sup>Nb, <sup>95</sup>Mo, <sup>118</sup>Sn, <sup>121</sup>Sb, <sup>133</sup>Cs,

$^{137}\text{Ba}$ ,  $^{138}\text{Ba}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{166}\text{Er}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ ,  
 $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ ,  $^{182}\text{W}$ ,  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ . Les résultats d'analyses par LA-ICP-MS de l'apatite sont  
présentés à l'*Annexe 8.2*.

## CHAPITRE 5

### DESCRIPTIONS DE TERRAINS ET DE PÉTROGRAPHIE

Dans le cadre de ce projet, quatre affleurements ont été visités (*Fig. 3.3b*) : la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01 ; *Section 5.1*), les dykes de pegmatites à feldspaths potassiques du secteur de Girardville (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03 ; *Section 5.2*), et la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04 ; *Section 5.3*). Les coordonnées exactes de ces affleurements sont présentées dans le *Tableau 5.1*. Ce chapitre présente les observations de terrain ainsi que les résultats pétrographiques des différentes lithologies et faciès observés sur ces quatre sites.

TABLEAU 5.1 : Localisation géographique des 4 affleurements étudiés lors du projet.

Affleurements	Coordonnées géographiques
21-CS-01	UTM E677774, N5434707, Zone 18, NAD 83
21-CS-02	UTM E677980 N5434913, Zone 18, NAD 83
21-CS-03	UTM E678181 N5434760, Zone 18, NAD 83
21-CS-04	UTM E677344, N5437178, Zone 18, NAD 83

#### 5.1 LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE

La carbonatite de Girardville est observable sur l'affleurement 21-CS-01<sup>7</sup> (*Fig. 3.3b* ; *Tableau 5.1*). Il s'agit du 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

---

<sup>7</sup> Les numéros d'affleurement correspondent à ceux utilisés par le MRNF et sont retrouvables sur le site du SIGÉOM. Il est à noter que de nouveaux affleurements ont pu être produits afin de mettre à jour les informations fournies dans les géofiches du MRNF.

travaux de prospections ayant eu lieu 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. 5.1*).

Trois principales lithologies sont observables sur l’affleurement (*Figs. 5.1 et 5.2*), soit un granite à feldspath alcalin (*Section 5.1.1*) qui encaisse un dyke de syénite à albite-biotite (*Section 5.1.2*) et le dyke de carbonatite (*Section 5.1.3*). Dans le dyke de carbonatite, il est possible d’observer des enclaves de syénite à albite-biotite (*Section 5.1.2*), des mégacristaux de feldspaths potassiques (*Section 5.1.4*) et des mégacristaux d’ilménite (*Section 5.1.5*). Une grande quantité de biotite et d’apatite concentrée localement en amas ou en bordure des enclaves et des mégacristaux sont aussi observables.

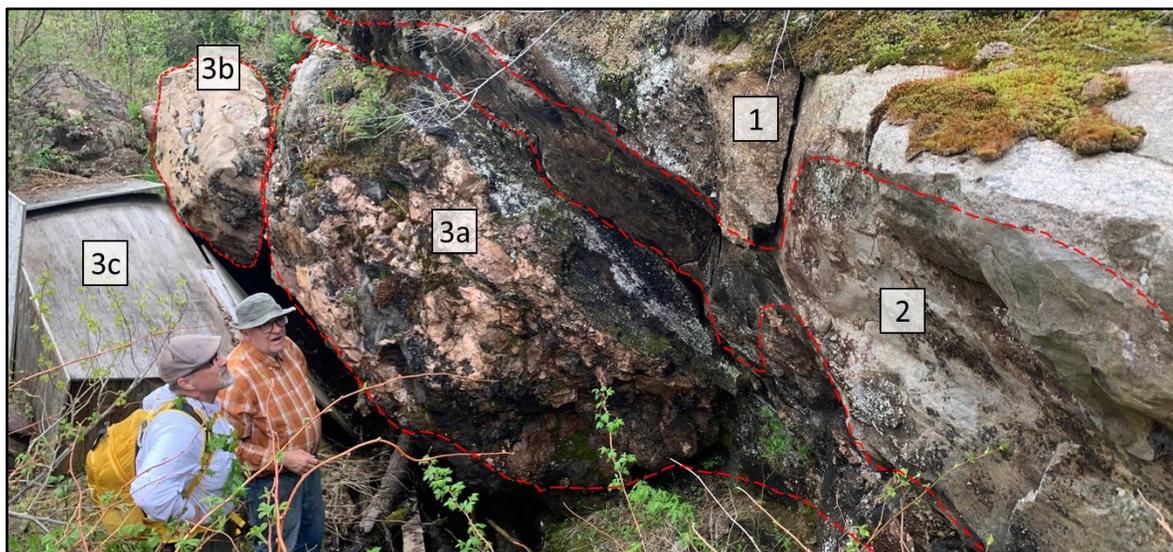


FIGURE 5.1 : Photo de la tranchée de la carbonatite de Girardville (vue en direction nord-est). Les unités lithologiques observables sont : (1) le granite à feldspath alcalin, (2) le dyke de syénite à albite-biotite et (3) la carbonatite. Deux faciès de la carbonatite sont bien visibles : (3a) le faciès à enclaves et (3b) le faciès folié. Le faciès massif de la carbonatite (3c) n’est pas exposé sur cette photo, et se retrouve sous le coffrage en bois destiné à le protéger de la météorisation.

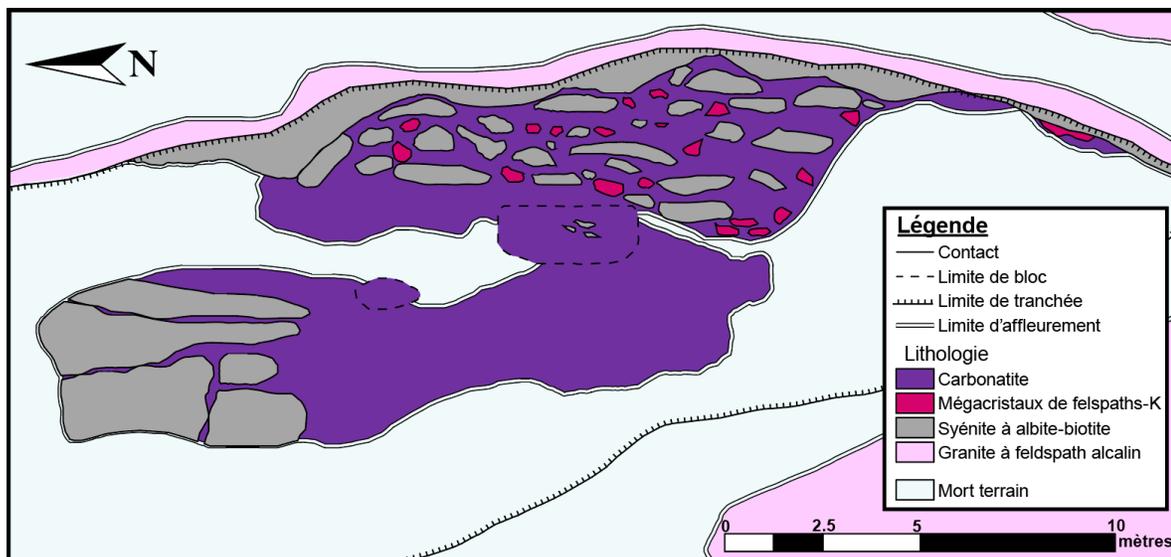


FIGURE 5.2 : Cartographie schématisée de l'affleurement principal de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01). Les 3 principales lithologies observables sont (1) le granite à feldspath alcalin (rose), (2) le dyke de syénite à albite-biotite (gris) et (3) la carbonatite (mauve). Les zones concentrant les plus grosses enclaves de syénite à biotite et les plus gros mégacristsaux de feldspaths potassiques (fuchsia) sont également représentées sur cette carte.

### 5.1.1 GRANITE À FELDSPATH ALCALIN (ROCHE ENCAISSANTE)

Le granite à feldspath alcalin encaissant la carbonatite de Girardville appartiendrait à la Suite intrusive de Sainte-Hedwige 2 (Fig. 5.3). On peut observer cette unité le long de la paroi est de la tranchée, en contact net avec la carbonatite ou avec la syénite à albite-biotite, et sur de nombreux affleurements autour de la tranchée (Figs. 5.1 et 5.2). Le granite à feldspath alcalin présente aussi une altération verdâtre identifiée comme de la fénitisation le long des contacts avec la carbonatite ou la syénite à albite-biotite.

#### Roche fraîche

En affleurement, le granite à feldspath alcalin frais possède des teintes rosâtre et blanchâtre, 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 : des feldspaths potassiques (roses orangés à blanc, 50-60 %), du quartz (gris translucide, 15-20 %), des plagioclases (blancs, 10-15 %), et de la

biotite<sup>8</sup> (noirs, 5-10 %) (Fig. 5.3a). Dans l'ensemble, cette lithologie ne présente pas ou très peu d'indicateurs de déformation visible. Lorsque visible, cette déformation est définie par une faible orientation des feuillets de biotite.

En lame mince, deux feldspaths potassiques ont été identifiés : de l'orthose (35-40 %) et du microcline (15-25 %). Le faible angle d'extinction des plagioclases ( $< 10^\circ$ ) suggère qu'il s'agit d'albite. Les phases mineures et accessoires suivantes ont également été observées : hornblende ( $\pm 3$  %), ilménite ( $< 1$  %), titanite ( $< 1$  %), magnétite (tr), apatite (tr) et zircon (tr) (Figs. 5.3b et 5.3c).

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

La biotite, sous forme de petits feuillets, présente une granulométrie plus fine ( $< 3$  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'ilménite. La magnétite, l'apatite et le zircon 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).

---

<sup>8</sup> 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 des types de biotite est fournie à la Section 7.1.

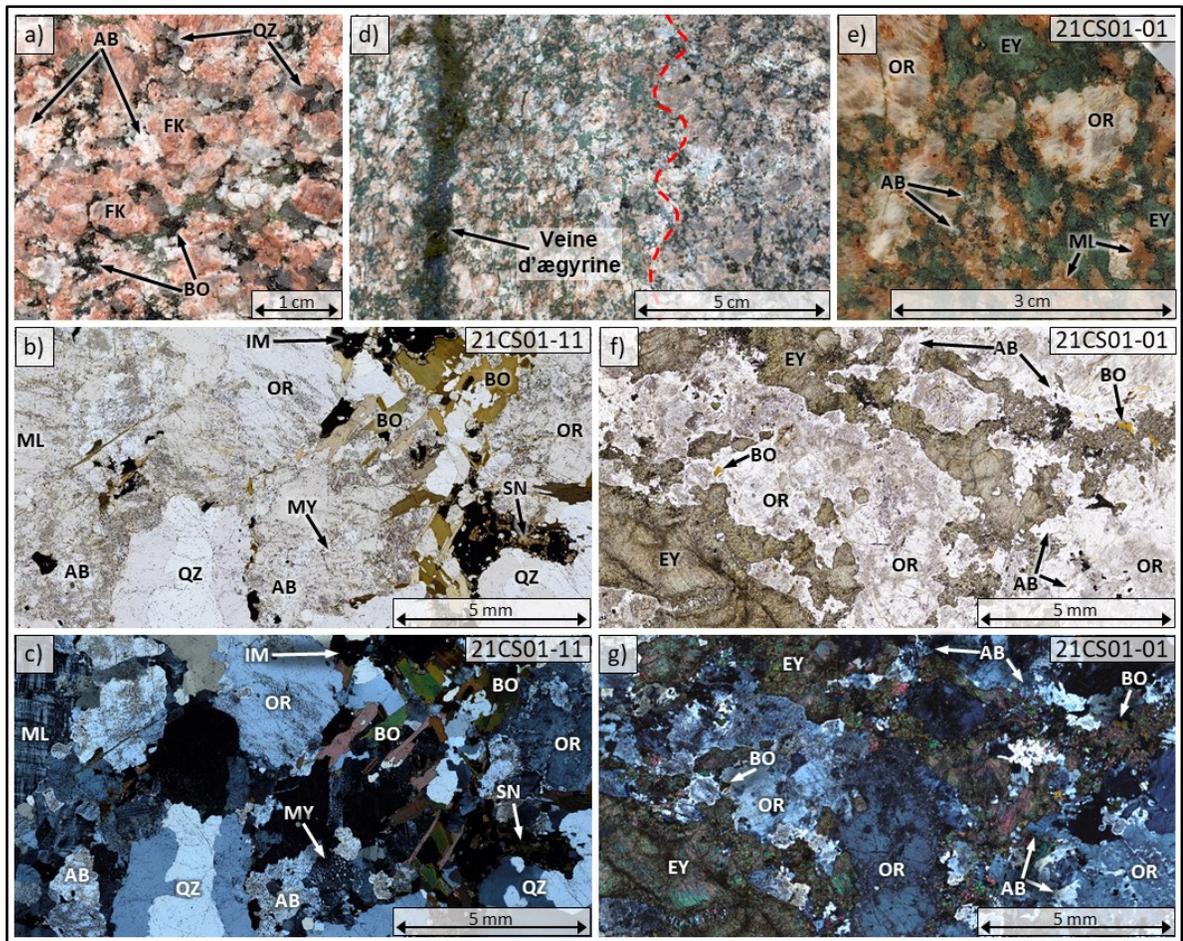


FIGURE 5.3 : Photographies du granite à feldspath alcalin. (a) Surface météorisée du granite à feldspath alcalin frais. (b-c) Microphotographies d'une lame mince du granite à feldspath alcalin frais (éch. 21CS01-11) en lumière simplement (b) et doublement polarisée (c). (d) La transition (ligne pointillée rouge) entre le granite à feldspath alcalin fénitisé (gauche) et le granite à feldspath alcalin frais (droite). On observe une veine remplie de baguettes d'ægyrine verte foncée qui recoupe le granite à feldspath alcalin fénitisé. (e) Photographie d'une face sciée du granite à feldspath alcalin fénitisé (éch. 21CS01-01). (f-g) Microphotographie d'une lame mince du granite à feldspath alcalin fénitisé (éch. 21CS01-01) en lumière simplement (f) et doublement polarisée (g). [Abréviations : albite (AB), feldspath potassique (FK), microcline (ML), orthose (OR), quartz (QZ), biotite (BO), ægyrine (EY), myrmékite (MY), ilménite (IM), titanite (SN)]

### Roche fénitisée

Le granite à feldspath alcalin fénitisé, dû à son intense teinte verdâtre, est facilement distinguable du granite à feldspath alcalin frais. La principale zone de fénitisation est visible sur une distance variable de 10 à 50 cm à partir du contact avec la carbonatite ou avec la syénite à albite-biotite. L'intensité de la fénitisation le long des contacts est généralement uniforme. La limite entre la zone fénitisée qui est visible à l'œil et la zone non fénitisée est plutôt abrupte. La transition se produit sur une distance d'environ 1 à 2 cm (*Fig. 5.3d*).

La teinte verte du granite à feldspath alcalin fénitisé est associée à la présence d'ægyrine. Les autres minéraux observables macroscopiquement sont généralement blanchâtres en surface météorisée et prennent des teintes blanchâtres ou orangées en cassure fraîche (*Fig. 5.3e*).

On retrouve aussi dans la portion fénitisée du granite à feldspath alcalin, plusieurs plans de fracture qui présentent un remplissage de fines baguettes d'ægyrine de quelques millimètres de large. Ces baguettes possèdent une orientation généralement perpendiculaire à celles des plans de fracture (*Fig. 5.3d*). 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.

La fénitisation affecte généralement la forme des minéraux et la composition minéralogique de la roche. Dans la partie fénitisée, tous les minéraux sont xénomorphes (*Figs. 5.3f et 5.3g*). La grande majorité du quartz et de la biotite a disparu. On observe, à la place, de très fins grains d'ægyrine (35-40 %). La taille de ces grains d'ægyrine est de l'ordre du micromètre. Ils sont dispersés 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 feldspath potassique est aussi plus faible. Le microcline ( $\leq 10$  %) semble généralement plus affecté que l'orthose ( $\leq 30$  %). Dans les deux cas, les deux feldspaths potassiques présentent une importante altération, leur donnant un aspect trouble. Cette altération est généralement plus intense au cœur et s'étend graduellement vers l'extérieur des minéraux. Dans certains cas, elle peut couvrir l'entièreté des grains. La quantité de cristaux d'albite ( $\geq 15$  %) est légèrement à la hausse.

### 5.1.2 SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE (DYKE ET ENCLAVES)

#### Dyke

La syénite à albite-biotite<sup>9</sup> (*Fig. 5.4*) est bien exposée le long de la paroi sur une distance d'environ 5 à 6 m. Le contact entre la syénite à albite-biotite et le granite à feldspath alcalin est net, légèrement ondulant et avec une orientation nord-sud (*Fig. 5.4a*). Cette unité semble former un dyke qui s'étend de manière discontinue entre le granite à feldspath alcalin (à l'est) et la carbonatite (à l'ouest). La largeur de ce dyke varie entre 20 et 50 cm (*Figs. 5.1 et 5.2*).

La syénite à albite-biotite possède des teintes de gris moyen à gris blanchâtre en surface altérée, avec des teintes de gris plus foncé en cassure fraîche. La roche peut aussi localement présenter des teintes de gris rougeâtres. Les minéraux possèdent des tailles généralement fines et assez uniformes (< 1 mm ; *Fig. 5.4b*).

À l'échelle macroscopique, les minéraux sont difficilement identifiables. Une orientation préférentielle marquée par un allongement des grains plus foncés (biotite) est visible. Cette orientation préférentielle est parallèle au contact avec le granite à feldspath alcalin.

En lames minces, l'albite (75-90 %) et la biotite (10-25 %) sont les deux principales phases minérales observées (*Figs. 5.4c et 5.4d*). L'albite possède des formes généralement trapues et est hypidiomorphe à xénomorphe. La biotite possède aussi des formes généralement trapues ou parfois arrondies, et est hypidiomorphe à xénomorphe. D'autres minéraux traces ont aussi été observés : des oxydes (minéraux opaques trop petits pour une identification précise), de l'apatite et quelques zircons.

---

<sup>9</sup> La syénite à albite-biotite correspond à la lithologie identifiée comme des xénolithes de gneiss par Dupuis et David (2013) (*voir Section 3.4*).

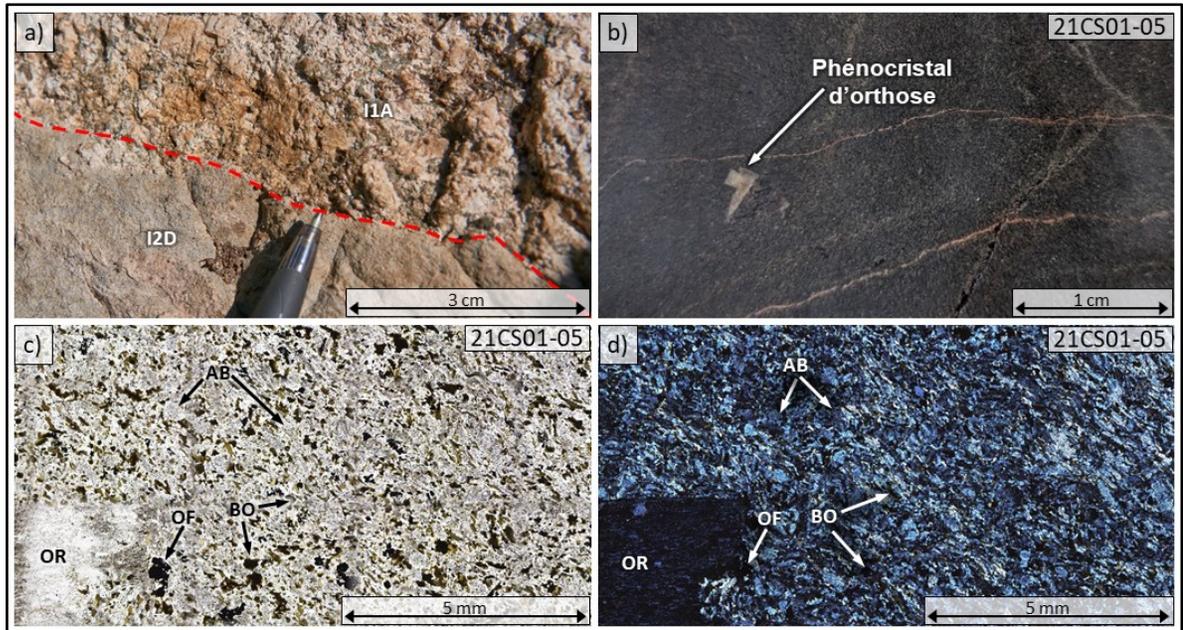


FIGURE 5.4 : Photographies du dyke de syénite à albite-biotite. (a) Contact (ligne pointillée rouge) entre le dyke de syénite à albite-biotite et le granite à feldspath alcalin. (b) Photographie d'une face sciée du dyke de syénite à albite-biotite (éch. 21CS01-05) qui présente un petit phénocristal d'orthose. (c-d) Microphotographies d'une lame mince du dyke de syénite à albite-biotite (éch. 21CS01-05) en lumière simplement (c) et doublement (d) polarisée. 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. [Abréviations : syénite à albite-biotite (I2D), granite à feldspath alcalin (I1A), biotite (BO), albite (AB), orthose (OR), oxyde de fer (OF)]

Dans certaines zones du dyke de syénite à albite-biotite, l'albite affiche un alignement très prononcé et atypique, s'apparentant à une texture « trachytique<sup>10</sup> » (Figs. 5.4c et 5.4d). Dans ces zones, l'albite et la biotite possèdent des formes plus allongées. On observe localement des crénulations dans cette texture « trachytique ». Lorsque la texture « trachytique » est plus intense, la biotite a tendance à prendre des teintes plus pâles (brun pâle à jaunâtres) comparées à ses teintes

<sup>10</sup> L'utilisation de la « texture trachytique » pour décrire la texture observable dans la syénite à albite-biotite peut porter à confusion. Ces textures ont toutefois déjà été décrites dans des roches typiquement associées à la fénitisation (Sutherland, 1965). Les implications de la présence de cette texture sont discutées à la Section 9.3.1.

habituelles plus foncées (vert foncé à brun foncé, avec des tendances vers le noir). La chimie minérale de ces biotites est présentée en détail à la *Section 7.1*, mais ne montre pas de variations chimiques significatives reliées à ces variations de couleur.

De petits phénocristaux d'orthose (< 1 %) d'environ 5 mm de diamètre sont également observables à l'intérieur de la syénite à albite-biotite (*Figs. 5.4b à 5.4d*). Ces 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 (*Figs. 5.4c et 5.4d*).

### Enclaves

On observe de nombreuses enclaves de syénite à albite-biotite dans la carbonatite (*Figs. 5.1, 5.2 et 5.5*). Les textures et les assemblages minéralogiques observables à l'intérieur de ces enclaves sont similaires à ceux à l'intérieur du dyke de syénite à albite-biotite. La texture « trachytique » y est toutefois plus développée (*Figs. 5.5a et 5.5b*). L'orientation des albites peut aussi être plus variable à petite échelle et ne semble pas toujours être parallèle à l'orientation de l'axe allongé des enclaves. La biotite possède pratiquement toujours des formes allongées avec des teintes de brun pâle à beige pâle. 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. Par contre, on y observe aussi de la calcite ( $\leq 1\%$ ). L'apatite est aussi 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 (*Figs. 5.5a à 5.5d*). En lames minces, ces couronnes présentent une texture « trachytique » semblable à celle de l'enclave de syénite à albite-biotite autour desquelles elles se trouvent.

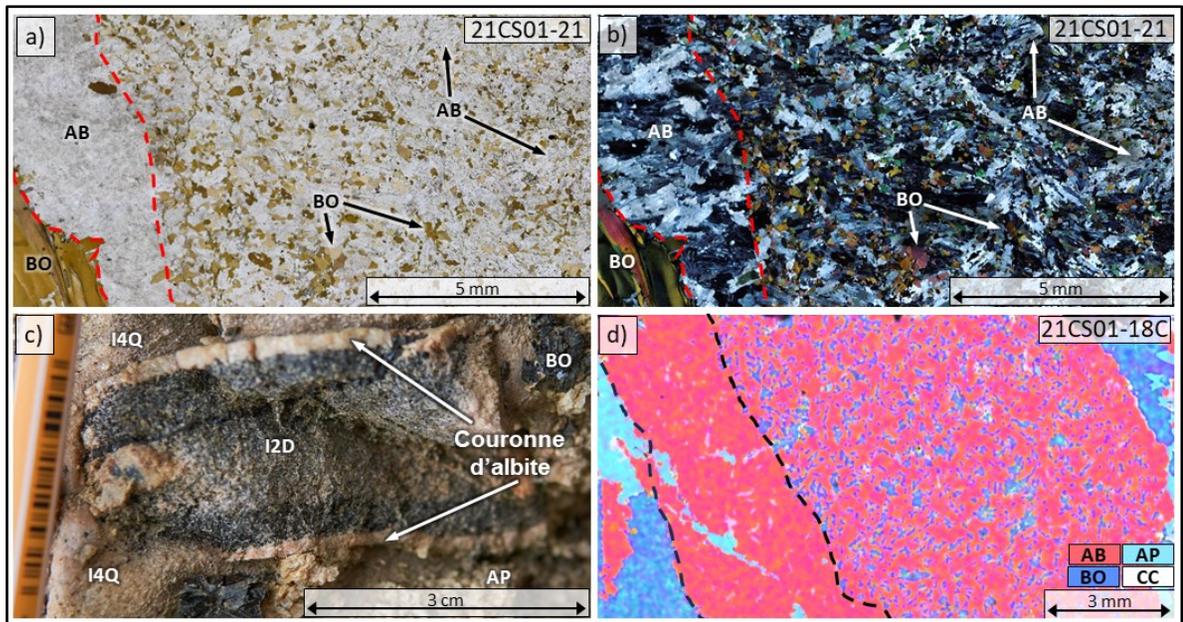


FIGURE 5.5 : Photographies et cartographie chimique d'enclaves de syénite à albite-biotite. (a-b) Microphotographies d'une lame mince d'une enclave de syénite à albite-biotite (éch. 21CS01-21) en lumière simplement (a) et doublement (b) polarisée. On peut observer une couronne d'albite en bordure de l'enclave, ainsi qu'une couronne de biotite autour de l'albite (ligne pointillée rouge). L'agencement des cristaux d'albite dans l'enclave montre une texture « trachytique ». (c) Enclave de syénite à albite-biotite qui présente une couronne d'albite. (d) Cartographie chimique produite à la  $\mu$ XRF d'une lame mince d'une enclave de syénite à albite-biotite avec une couronne d'albite en bordure (éch. 21CS01-18C). Les variations de couleurs représentent les phases minérales interprétées par l'addition chimique des données d'analyses. [Abréviations : carbonatite (I4Q), syénite à albite-biotite (I2D, biotite (BO), albite (AB), apatite (AP), calcite (CC)]

### 5.1.3 DYKE DE CARBONATITE

Le dyke de carbonatite (*Figs. 5.6 à 5.11*) est principalement visible sur la paroi du côté est de la tranchée et au fond de cette dernière (*Figs. 5.1 et 5.2*), ainsi qu'au sud de la tranchée, où plusieurs petits affleurements subséquents sont observables, permettant de suivre le dyke sur une distance supplémentaire d'environ 30 m. La zone bien exposée du dyke mesure en moyenne 5 m de largeur. Le contact du dyke de carbonatite avec la syénite à albite-biotite ou le granite à feldspath alcalin est généralement net et légèrement ondulant. Il est orienté N-S, entre  $350^\circ$  et  $010^\circ$ , avec un pendage de  $64^\circ$  à  $67^\circ$ .

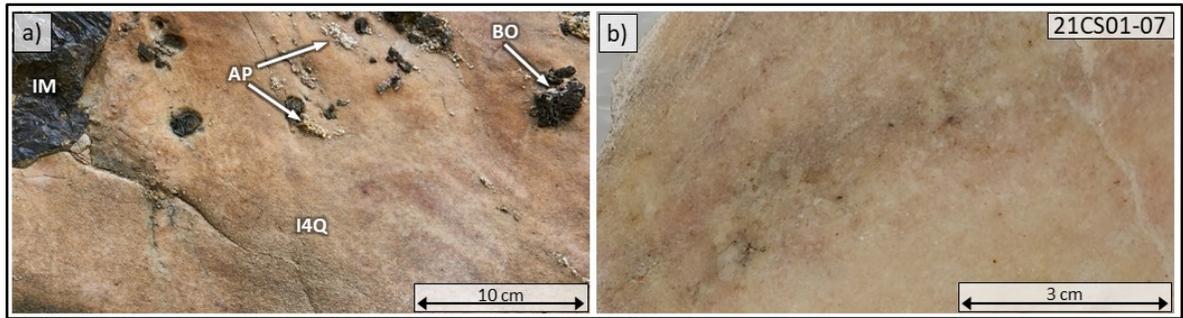


FIGURE 5.6 : Photographies macroscopiques de la carbonatite. (a) Photo de la surface météorisée de la carbonatite. On peut observer un mégacristal d'ilménite (coin supérieur gauche) et plusieurs amas de biotites et d'apatites. (b) Photographie d'une face sciée du faciès massif de la carbonatite (éch. 21CS01-07) composé entièrement de matrice carbonatitique. On peut observer de petits grains rougeâtres et noirâtres en inclusion dans la roche. [Abréviations : carbonatite (I4Q), biotite (BO), apatite (AP), ilménite (IM)]

La matrice carbonatitique présente en surface météorisée une couleur généralement beige orangé avec des zones parfois plus grisâtres. En surface fraîche, elle est généralement plus claire avec des teintes de beige blanchâtre à beige rosâtre (Fig. 5.6a). À certains endroits, la roche peut prendre des teintes plus rougeâtres. On peut aussi y observer de petits minéraux ponctuels rouges ou noirs, de moins de 1 mm, disséminés uniformément dans la roche (Fig. 5.6b).

### 5.1.3.1 MINÉRALOGIE

L'étude pétrochimique réalisée avec la  $\mu$ XRF, couplée avec des observations en lames minces a permis de déterminer que la matrice carbonatitique est composée principalement de calcite (> 90 %), avec une faible proportion de ferrodolomites ( $\leq 10$  % ; Fig. 5.7). D'autres phases minérales accessoires (< 1 ou 2 % total) identifiées sont : la strontianite, la baryte, le rutile, l'apatite, l'ilménite, des oxydes de fer±titane (indéterminé), la monazite, le pyrochlore, la fluorite, la colombite et des carbonates de terres rares. Des descriptions plus approfondies des pyrochlores et des carbonates de terres rares sont respectivement présentés aux Sections 8.1.1 et 8.2.2.

Un minimum de 4 principaux types de carbonates, dont 3 différents types de calcite, ont été identifiés dans la carbonatite soit 1) une calcite « principale », 2) une calcite « trouble », 3) une calcite mégacristique et 4) de la ferrodolomite (Figs. 5.7 à 5.9) :

### Calcite « principale »

Le premier groupe de calcite, soit la calcite « principale » [CC1] représente la majorité de la carbonatite de Girardville. Les grains sont généralement hypidiomorphes à xénomorphes, avec des tailles allant jusqu'à 3 mm (Figs. 5.7a et 5.7b). En général, les macles sont visibles en lame mince. La pétrographie chimique par  $\mu$ XRF indique que ce groupe de calcite est plus riche en Sr et pauvre en Fe que les autres groupes (Figs. 5.7c, 5.8a et 5.9b). On observe que très peu d'inclusions à l'intérieur de ces cristaux de calcite (Fig. 5.7d).

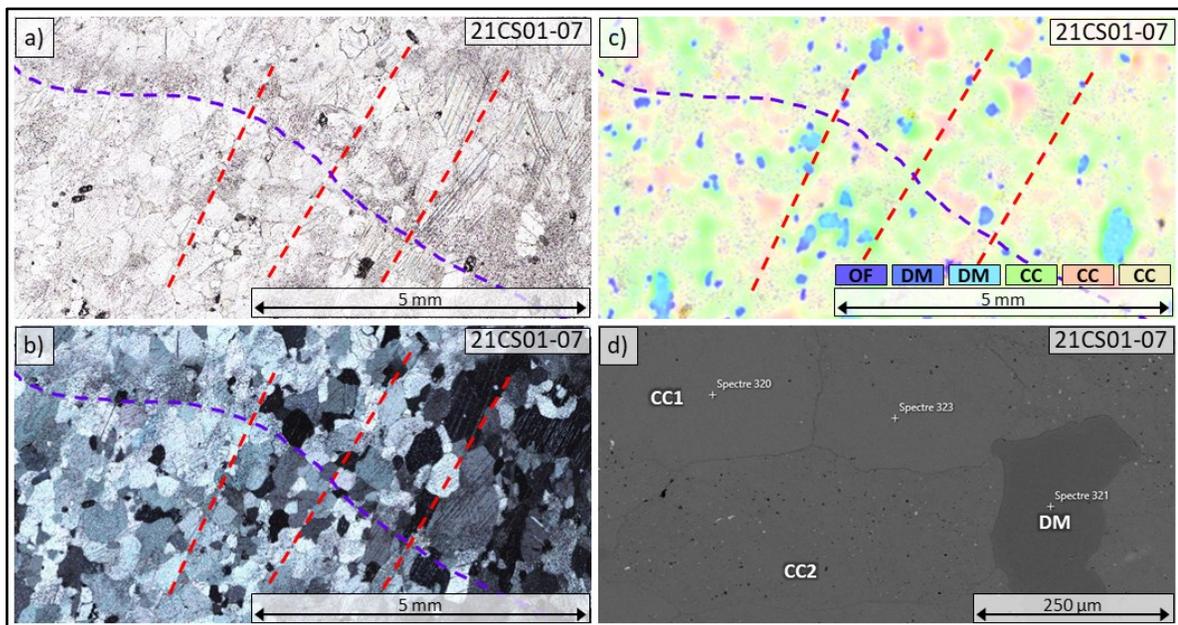


FIGURE 5.7 : Photomicrographies, cartographie chimique et imagerie MEB-EDS de la matrice carbonatitique du faciès massif. Les images a) à c) possèdent le même cadrage de lame mince. (a-b) Photomicrographies d'une lame mince de la carbonatite massive (éch. 21CS01-07) en lumière simplement (a) et doublement (b) polarisée. On observe deux orientations préférentielles : une orientation de cristaux de carbonates (lignes rouges) et une bande ondulante de calcites « trouble » [CC2] (ligne bleue). (c) Cartographie chimique produite à la  $\mu$ XRF d'une lame mince de la carbonatite massive (éch. 21CS01-07). Les variations de couleurs représentent les phases minérales interprétées par l'addition chimique des données d'analyses. Les variations de tons montrent des enrichissements élémentaires dans des minéraux de ferrodolomite (bleu : Fe, turquoise : Mg) et de calcite (vert : Mg, rose : Ba, jaune : Sr). (d) Imagerie MEB-EDS d'une lame mince de la carbonatite massive. On observe 2 types de calcite : la calcite « principale » [CC1] généralement uniforme et la calcite « trouble » [CC2] montrant une de la porosité. [Abréviations : ferrodolomite (DM), oxyde de fer (OF), calcite (CC)]

### Calcite « trouble »

Le deuxième groupe de calcite, la calcite « trouble » [CC2] est généralement xénomorphe avec des tailles de moins de 3 mm. En lame mince, cette calcite prend un aspect plus chagriné ou trouble (Figs. 5.7a, 5.7b, 5.8b et 5.8c). Les grains sont dispersés de manière assez uniforme dans la carbonatite. Ils peuvent aussi localement former des « veinules » troubles (Figs. 5.6a et 5.6b). La pétrographie chimique par  $\mu$ XRF indique que ces calcites sont très pauvres en Sr comparé aux autres groupes (Fig. 5.8a). On observe, à l'intérieur de ces cristaux de calcite, beaucoup de porosité fine et plusieurs microinclusions (Fig. 5.7d). Les microinclusions observées sont généralement de la baryte et de la strontianite. De la porosité plus grossière peut aussi être observée dans les interstices entre ces cristaux de calcite « trouble » [CC2] et ceux de calcite « principale » [CC1].

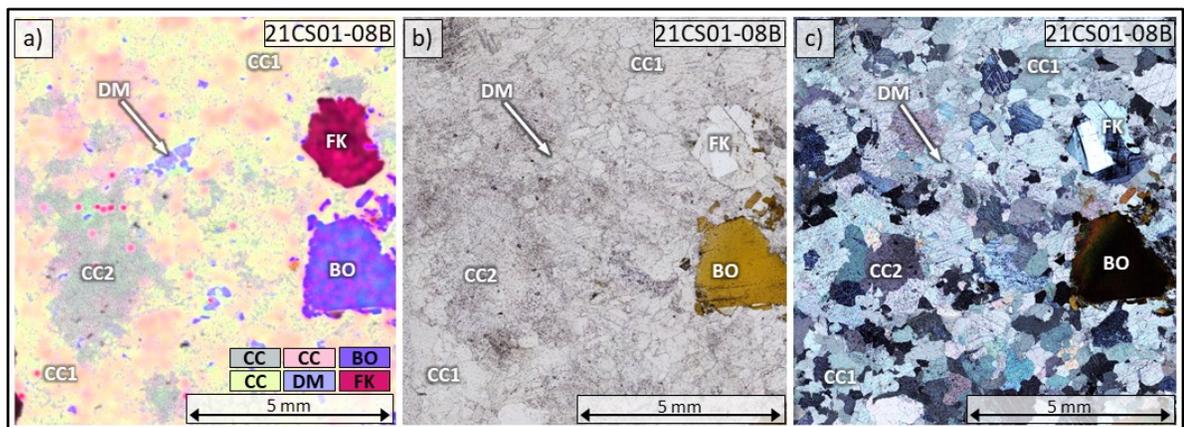


FIGURE 5.8 : Cartographie chimique et photomicrographies des différents types de carbonates dans la matrice carbonatitique du faciès folié. Toutes les images possèdent le même cadrage de lame mince. (a) Cartographie chimique produite à la  $\mu$ XRF d'une lame mince de la carbonatite foliée (éch. 21CS01-08B). Les variations de couleurs représentent les phases minérales interprétées par l'addition chimique des données d'analyses. Les variations de tons montrent des enrichissements élémentaires dans des minéraux de calcite (rose : Ba, jaune : Sr). On observe que la calcite trouble [CC2] ne présente aucun enrichissement élémentaire. (b-c) Photomicrographies d'une lame mince de la carbonatite foliée (éch. 21CS01-08B) en lumière simplement (b) et doublement (c) polarisée. On observe que le type de calcite « trouble » [CC2] présente des textures plus troubles que le type de calcite principale [CC1]. [Abréviations : ferrodolomite (DM), calcite (CC), biotite (BO), feldspath potassique (FK)]

### Calcite mégacristique

Le troisième groupe de calcite est composé de cristaux mégacristiques [CC3] dont certains possèdent des tailles pouvant atteindre plus de 5 cm de large (*Fig. 5.9*). Ces cristaux présentent des teintes blanchâtres par rapport à la matrice carbonatitique et sont généralement isolés dans la carbonatite (*Fig. 5.9a*). Ils présentent des bordures irrégulières et ondulantes (*Figs. 5.9c et 5.9d*). Les macles de ces cristaux sont bien visibles, autant macroscopiquement que microscopiquement. La pétrographie chimique par  $\mu$ XRF indique que les teneurs en Fe sont légèrement plus élevées et dispersées de manière plus uniforme que dans les autres types de calcite (*Fig. 5.9b*). Le Sr semble légèrement plus faible que pour la calcite principale. Le Sr semble aussi concentré dans de micropoints ponctuels dispersés uniformément dans ces gros cristaux de calcite. On n'observe que très peu d'inclusions à l'intérieur des cristaux. Lorsque des inclusions sont présentes, elles sont localisées le long des plans de macles (*Fig. 5.9b, 5.9c et 5.9d*).

### Ferrodolomite

Le dernier type de carbonate en proportion importante est la ferrodolomite. Les cristaux de ferrodolomite sont hypidiomorphes à xénomorphes. Ils présentent généralement des tailles de moins de 1 mm. La ferrodolomite est dispersée de manière assez uniforme dans la carbonatite (*Fig. 5.7c*). Aucun cristal de ferrodolomite observé ne présente de texture poreuse ou trouble (*Fig. 5.7d*). De la porosité est souvent observée dans les interstices entourant ces cristaux. On retrouve aussi la ferrodolomite formant de petit assemblage de 100 à 500  $\mu$ m avec de fins cristaux d'apatite, de monazite, d'oxyde de fer et/ou de carbonate de terres rares (*voir la Section 8.2.2*).

#### 5.1.3.2 LES FACIÈS

Afin de mieux en faire l'étude, la carbonatite a été délimitée en 4 faciès : le faciès massif, le faciès à enclaves, le faciès folié et le faciès altéré (*Fig. 5.1*). Ces faciès sont délimités par la quantité et les aspects que prennent la biotite, l'apatite, les enclaves de syénite à albite-biotite et les mégacristaux de feldspaths potassiques.

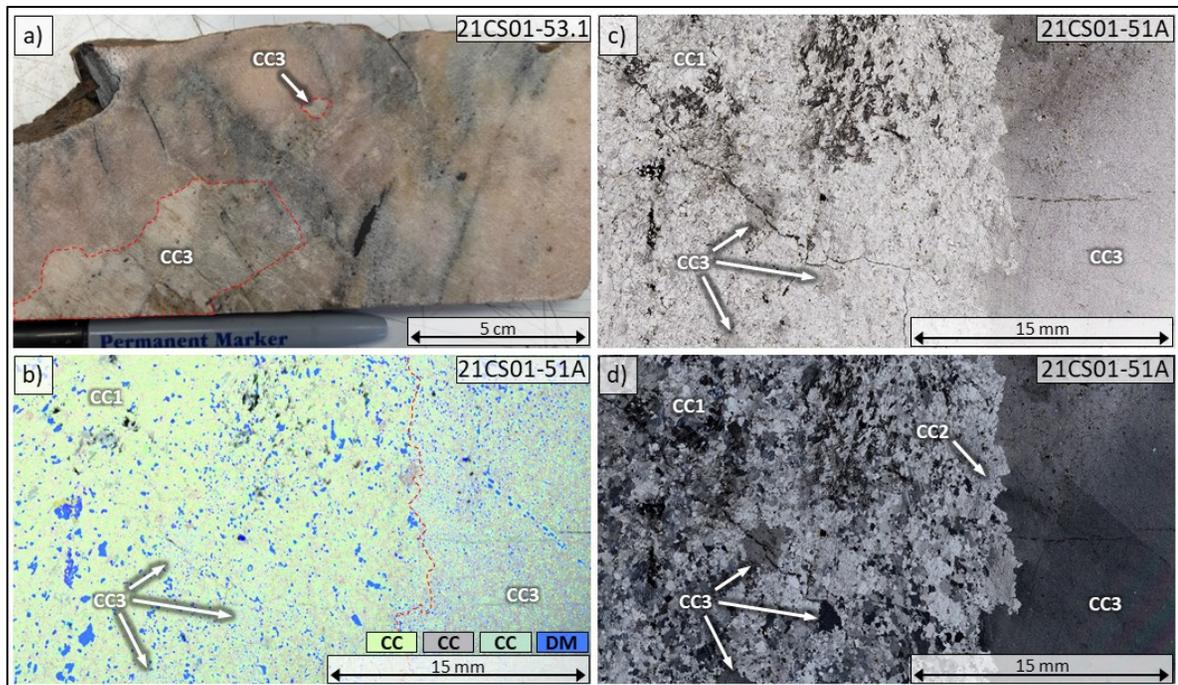


FIGURE 5.9 : Photographies de calcite mégacristique [CC3] dans la carbonatite. Les images b) à d) possèdent le même cadrage de lame mince. (a) Photo d'une face sciée d'un mégacristal de calcite [CC3] contenue dans un échantillon de matrice carbonatitique (éch. 21CS01-53.1). (b) Cartographie chimique produite à la  $\mu$ XRF de différents types de carbonates (éch. 21CS01-51A). Les variations de couleurs représentent les phases minérales interprétées par l'addition chimique des données d'analyses. Les variations de tons montrent des enrichissements élémentaires dans des minéraux de calcite (jaune : Sr). On observe que la calcite mégacristique [CC3] est moins riche en Sr que la calcite principale [CC1]. (c-d) Photomicrographies d'une lame mince d'un cristal de calcite mégacristique (éch. 21CS01-51A) en lumière simplement (c) et doublement (d) polarisée. On observe les trois types de calcite. [Abréviations : ferrodolomite (DM), calcite (CC)]

### Faciès massif

Le faciès massif de la carbonatite de Girardville se retrouve principalement au centre du dyke de carbonatite (Fig. 5.2). Il est composé presque entièrement de matrice carbonatitique (> 90 %), avec très peu d'enclaves de syénite à albite-biotite (< 5 %), de mégacristaux 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 (principalement [CC1]) au travers de cristaux de calcite plus fins, ainsi que quelques bandes/veines sinueuses de calcite « trouble » [CC2] (Figs. 5.7a et 5.7b).

### Faciès à enclaves

Le faciès de carbonatite à enclaves (Figs. 5.1 et 5.10) 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 mégacristaux de feldspaths potassiques, de la biotite et de l'apatite (Figs. 5.10a et 5.10b). En général, la quantité d'enclaves, de biotite et d'apatite diminue progressivement vers le cœur du dyke (vers l'ouest). On retrouve aussi quelques mégacristaux d'ilménite ( $\leq 1$  %) dans ce faciès (voir Section 5.1.5).

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. Dans ce faciès, 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 au contact est du dyke de carbonatite orienté N-S (Fig. 5.2).

La biotite dans le faciès à enclaves présente une couleur brun foncé à noir. Les feuilletts de biotite présentent généralement des formes idiomorphes et ils peuvent atteindre plus de 10 cm de large (Figs. 5.10b et 5.10c). Ils forment des livrets pouvant mesurer plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur. Dans le faciès à enclaves, la biotite forme généralement des couronnes autour des enclaves de syénite à albite-biotite (Fig. 5.10). 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 5.10 : 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. L'apatite se concentre en amas de plusieurs centimètres de diamètre que l'on retrouve principalement entre les feuillets de biotite (*Figs. 5.10b et 5.10c*). Elle ne forme pas de couronnes continues 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.

Dans ce faciès, les mégacristaux de feldspaths potassiques sont généralement très anguleux et peuvent mesurer jusqu'à 25 cm de diamètre. Ces mégacristaux 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 retrouver les mégacristaux de feldspaths potassiques avec des placages d'apatite de quelques millimètres d'épaisseur sur certaines de leurs faces.

#### *Faciès folié*

Le faciès de carbonatite dit « folié » (*Figs. 5.1 et 5.11*) 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. Ce faciès folié est caractérisé par l'alignement préférentiel des enclaves de syénite à albite-biotite, de feuillets de biotite, d'amas d'apatite et d'amas de feldspaths potassiques. Ces structures planaires sont légèrement ondulées. En surface météorisée, ces structures s'expriment souvent par la présence de petites crevasses pouvant avoir jusqu'à 1 cm de profondeur (*Fig. 5.11a*). 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).



FIGURE 5.11 : Photographies du faciès folié de la carbonatite. (a) Faciès folié de la carbonatite sur bloc sub-en-place, vue vers l'est. On peut observer la biotite, l'apatite, les feldspaths potassiques, les mégacristaux 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 à la surface du bloc de carbonatite. (b) Enclave de syénite à albite-biotite dans le faciès folié de la carbonatite. L'enclave y est allongée et légèrement déformée (recourbée), 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 feldspaths potassiques sont visibles aux pourtours de l'enclave. Certains de ces cristaux sont fracturés. (c) Amas d'apatite et livrets de biotite orientés le long des 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)]

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 mégacristaux de feldspaths potassiques, 10 à 25 % de biotite et 5 à 10 % d'apatite. Il est aussi possible de retrouver des mégacristaux d'ilménite ( $\leq 1$  %) dans ce faciès (voir *Section 5.1.5*).

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. 5.11b*). On peut observer, dans ces enclaves, des structures planaires nettement définies par l'alignement des biotites et parfois légèrement recourbées suivant l'ondulation locale des structures planaires de la carbonatite.

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 feuillettes de biotites dans ce faciès folié sont plus petits que dans le faciès à enclaves ( $\leq 5$  cm) et leurs formes sont moins idiomorphes. Certains feuillettes de biotites peuvent être plissés (*Fig. 5.11c*). 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. 5.11b*).

Dans le faciès folié, 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 le long des structures planaires (*Figs. 5.11a et 5.11c*). L'apatite et la biotite sont régulièrement observables ensemble en amas.

Très peu de mégacristaux de feldspaths potassiques sont visibles dans ce faciès. Lorsque des cristaux complets sont visibles, ils sont généralement petits ( $< 5$  cm). On retrouve plutôt ces feldspaths potassiques en amas de fragments ( $< 2$  cm; *Fig. 5.11b*). De petits cristaux fragmentés d'ægyrine ( $\leq 1$  %) sont aussi observables le long des structures planaires.

### Faciès altéré

Le faciès altéré de la carbonatite (*Fig. 5.12*) 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. 5.12a*). La carbonatite dans ce faciès présente aussi des teintes rougeâtres (*Fig. 5.12b*) 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 (*Figs. 5.12c et 5.12d*).

#### 5.1.4 MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES

En affleurement, les mégacristsaux de feldspaths potassiques (*Fig. 5.13*) possèdent des teintes beige rosé à rose foncé. Les cristaux sont idiomorphes à hypidiomorphes, et leur taille varie de 2 cm à plus de 25 cm de diamètre (*Figs. 5.13a et 5.13b*). Les cristaux les plus gros sont principalement retrouvés dans la carbonatite à enclaves, près du contact avec le granite à feldspath alcalin (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. 5.11b*). Plusieurs cristaux présentent des macles bien visibles. *Dupuis et David (2013)* avaient 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. 5.13c*). Certains mégacristsaux de feldspaths potassiques sont en contact direct avec le dyke de syénite à albite-biotite.

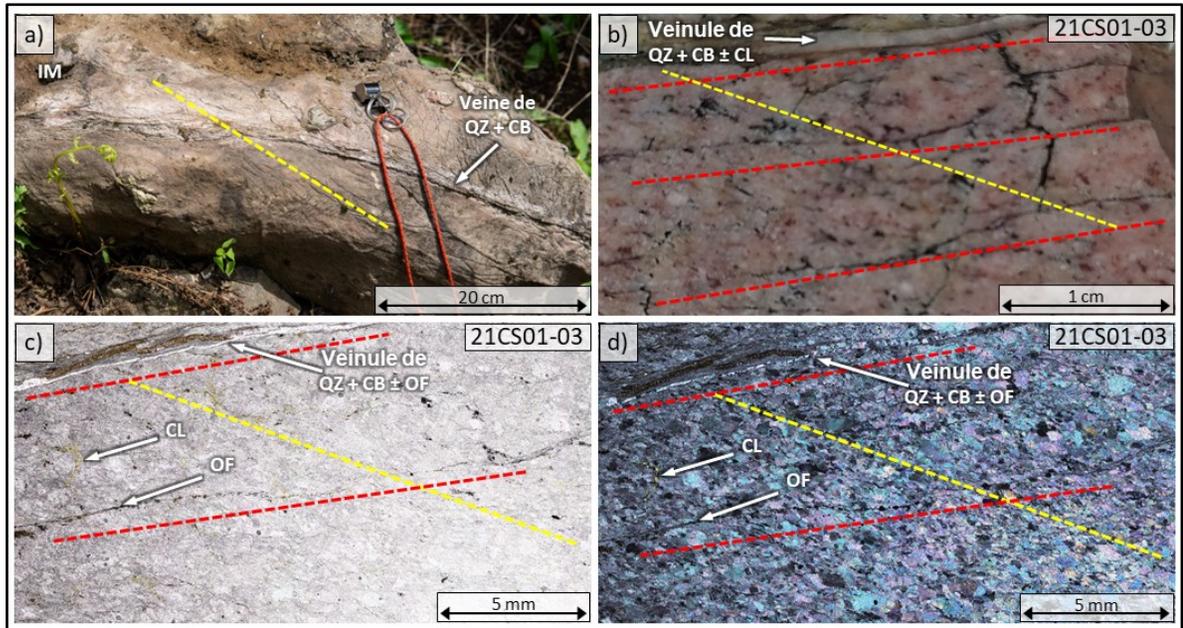


FIGURE 5.12 : Photographies du faciès altéré de la carbonatite. (a) Une veine de quartz-carbonate (flèche blanche, ligne rouge) recoupant des structures planaires dans la carbonatite (similaires à celles du faciès folié ; ligne jaune) avec un angle d'environ 30°, vue vers l'est. (b) Face sciée de la 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 est visible (ligne jaune). (c-d) Photomicrographie d'une lame mince de carbonatite altérée (éch. 21CS01-03) en lumière simple (c) et doublement (d) polarisée. 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)]

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. 5.13d). Cette bande présente une texture de grains similaire à celle de la syénite à albite-biotite. On observe à l'intérieur de la matrice, quelques petits cristaux de feldspaths potassiques de quelques millimètres. Au niveau du contact avec les mégacristsaux de feldspaths potassiques, on observe un placage de cristaux idiomorphes

plurimillimétrique à centimétrique de feldspaths potassiques. La limite entre la syénite à albite-biotite et cette bande rosâtre est généralement nette et très ondulante.

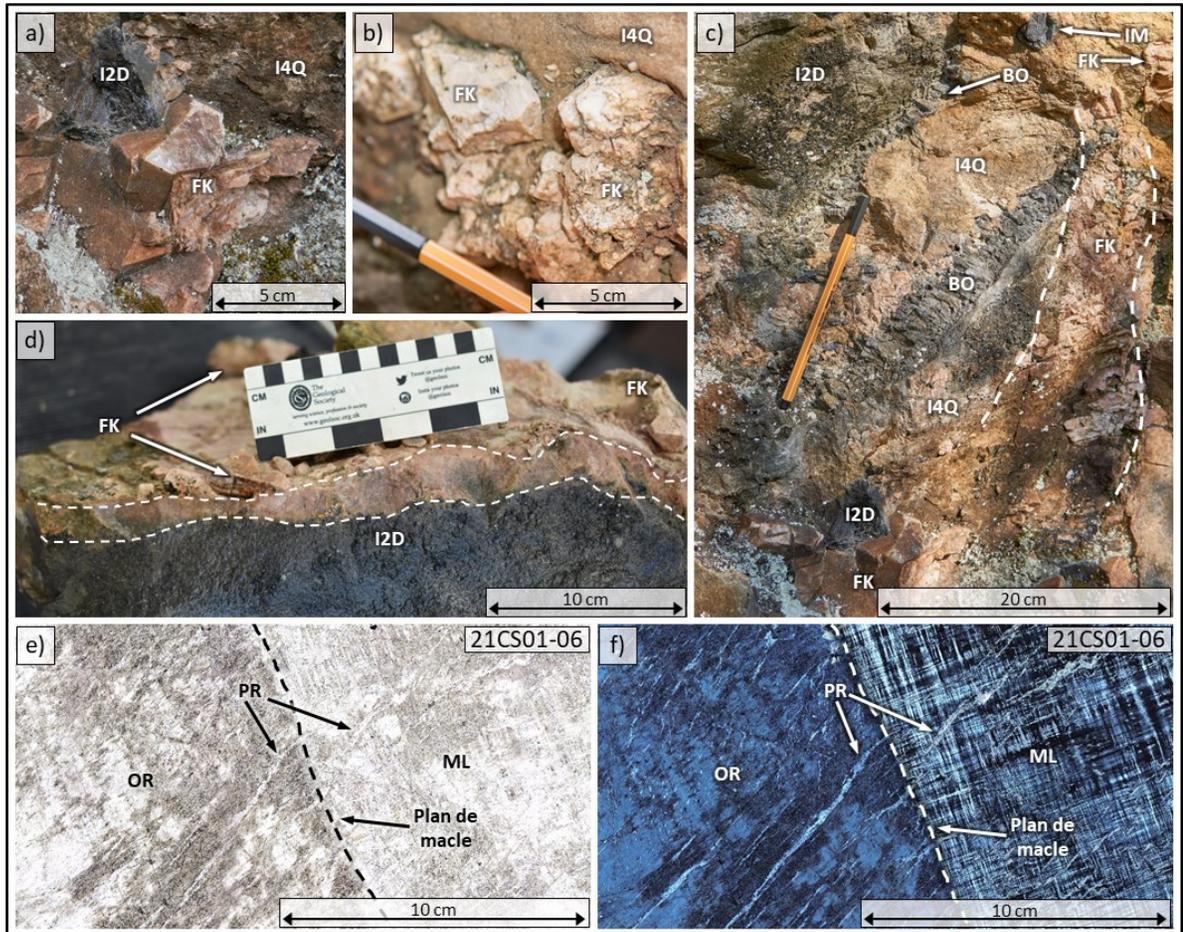


FIGURE 5.13 : Photographies des mégacrists de feldspaths potassiques dans différents faciès de la carbonatite. (a-b) Mégacrists de feldspaths potassiques idiomorphes à hypidiomorphes contenus dans la carbonatite. (c) Amas de multiples mégacrists de feldspaths potassiques alignés (entre les lignes pointillées 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 (échantillon du petit musée minéralogique de l'UQAC). (e-f) Photomicrographie d'une lame mince d'un mégacristal de feldspath potassique montrant une macle entre de l'orthose et du microcline (éch. 21CS01-06) en lumière simplement (e) et doublement (f) polarisée. On peut observer quelques perthites dans le cristal dont plusieurs sont continués 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)]

Les observations en lames minces (*Figs. 5.13e et 5.13f*) 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, elles sont en continuité optique entre les deux types de feldspaths potassiques. Certains cristaux de feldspaths potassiques présentent aussi des textures poëcilitiques, 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.

### 5.1.5 MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE

Les mégacristsaux d'ilménite (*Fig. 5.14*) 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 mégacristsaux d'ilménite comme celles décrites pour le faciès de carbonatite foliée de la *Section 5.1.3.2 (Fig. 5.14a)*. La taille des cristaux d'ilménite observés lors des travaux de terrain est très variable de  $\pm 1$  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 de l'ilménite varie de noir à gris métallique avec parfois de légères teintes rougeâtres. Lorsque les cristaux d'ilménite sont rougeâtres, la matrice carbonatitique au pourtour prend aussi une teinte rougeâtre. La majorité des cristaux d'ilménite sont idiomorphes et ne présentent que peu d'altérations. Dans plusieurs cas, les cristaux présentent localement des bordures ondulantes au contact avec la matrice carbonatitique (*Fig. 5.14b*). 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. 5.14c*).

Il est possible d'observer à l'œil nu des inclusions d'apatite dans les mégacristsaux d'ilménite. L'étude pétrochimique au MEB a permis d'identifier de nombreuses microinclusions, 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 l'ilménite sont fournis à la *Section 8.1.2*.

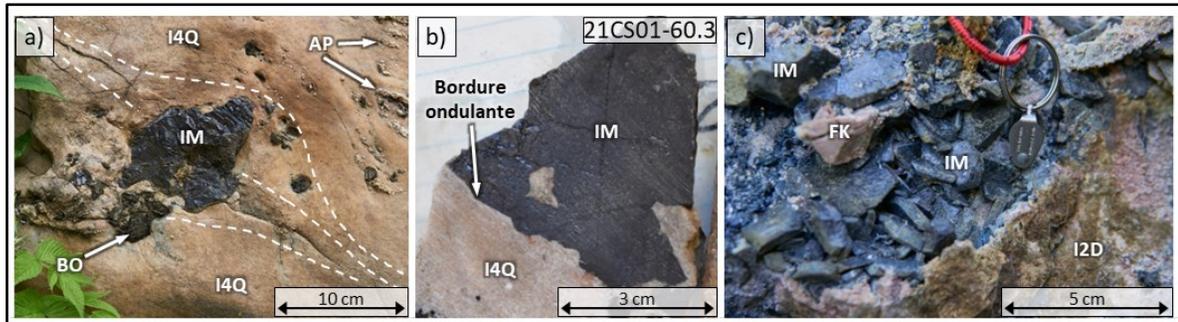


FIGURE 5.14 : Photographies des mégacristaux d'ilménite dans la carbonatite. (a) Mégacristal d'ilménite dans le faciès folié de la carbonatite. On peut observer les structures planaires qui contournent le cristal (lignes pointillées blanches). (b) Face sciée d'un mégacristal d'ilménite (éch. 21CS01-60.3) 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)]

## 5.2 AFFLEUREMENTS DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES

Les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville sont observables sur les affleurements 21-CS-02 et 21-CS-03 (*Fig. 3.1b*; *Tableau 5.1*). Ces affleurements sont localisés à environ 230 et 330 m à l'est de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01, *Section 5.1*). Un dyke de pegmatite similaire est aussi observable le long de la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04, *Section 5.3*). Les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville sont orientés N-S et présentent un pendage subvertical. Ils sont exposés dans de petites tranchées d'environ 1 m de large. Ces tranchées peuvent mesurer plusieurs dizaines de mètres de long, exposant ainsi ces dykes de manière discontinue. Les descriptions présentées dans cette section (5.2) sont essentiellement basées sur les observations faites sur l'affleurement 21-CS-02.

Les deux principales lithologies qui sont visibles sur ces affleurements (*Figs. 5.15 et 5.16*) sont un granite à feldspath alcalin (*Section 5.2.1*) qui encaisse un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (*Section 5.2.2*). Le granite à feldspath alcalin présente des signes de fénitisation le long de ses contacts avec le dyke. À l'intérieur de la pegmatite à feldspaths potassiques, il est aussi

possible de retrouver plusieurs mégacristaux d'ilménite concentrés au centre du dyke dans une matrice d'apatite (*Section 5.2.2.2*).

### 5.2.1 GRANITE À FELDSPATH ALCALIN (ROCHE ENCAISSANTE)

#### Roche fraîche

Le granite à feldspath alcalin (*Fig. 5.17*) est similaire à celui encaissant la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01, *Section 5.1.1*). Il possède des teintes rosâtres à blanchâtres, avec un rose plus orangé en cassure fraîche. La granulométrie est toutefois légèrement plus fine, entre 3 et 7 mm. La roche est généralement plus déformée. Cette foliation est définie par un alignement des feuillets de biotite (*Figs. 5.16 et 5.17a*). À proximité du dyke de pegmatite, on observe une foliation importante. 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 que celle décrite pour l'affleurement 21-CS-01 (*Section 5.1.1*). 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. Toutefois, le second dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-03) contient une quantité plus élevée de biotite (jusqu'à 15 %) et d'amphibole (jusqu'à 5 %).

#### Roche fénitisée

La zone fénitisée du granite à feldspath alcalin est semblable à celle observable le long de la carbonatite de Girardville (*Section 5.1.1*). La zone fénitisée 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 (*Figs. 5.17b à 5.17e*). 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 (*Fig. 5.16*).

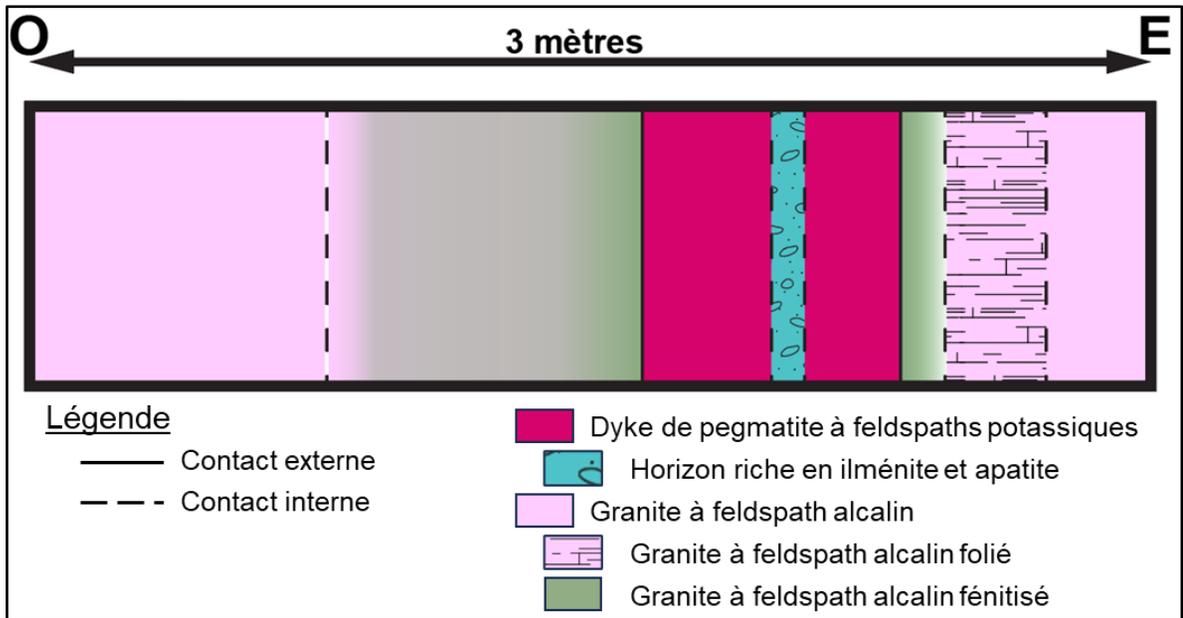


FIGURE 5.15 : Coupe schématisée des lithologies et altérations d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville (affleurement 21-CS-02). L'intensité de la fénitisation est représentée par l'intensité du vert dans le granite à feldspath alcalin. La coupe schématisée est orientée de la même façon que la Fig. 5.15 de façon à pouvoir les comparer.

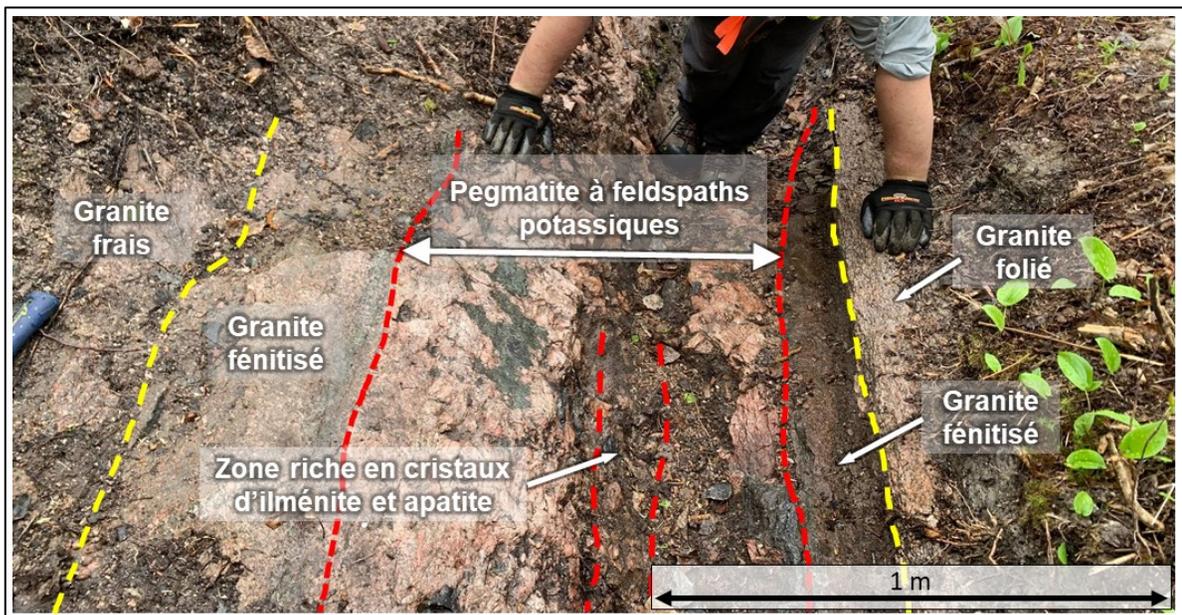


FIGURE 5.16 : Photographie d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques encaissé dans le granite à feldspath alcalin (affleurement 21-CS-02), vue en direction nord.

On retrouve aussi, dans la zone fénitisée, plusieurs veinules remplies de petites baguettes d'ægyrine. Ces veinules sont orientées généralement parallèles au contact entre le dyke de pegmatite et la roche encaissante (*Fig. 5.17b*).

Les variations minéralogiques liées à la fénitisation sont semblables à celles de 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 (*Figs. 5.17c et 5.17d*). La pétrographie chimique par  $\mu$ XRF a aussi permis d'observer la composition minéralogique de la zone en contact immédiat avec les dykes de pegmatite. Sur environ 1 cm de large à partir du contact, le seul feldspath observable est l'albite. Dans les 5 premiers millimètres, l'ægyrine est aussi plus riche en Ca et présente plusieurs inclusions de titanite (*Fig. 5.17e*).

## 5.2.2 PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES

### 5.2.2.1 FELDSPATHS POTASSIQUES

Le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (*Figs. 5.15, 5.16 et 5.18*) 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 à la fois de l'orthose et du microcline. Les cristaux sont généralement idiomorphes avec des faces bien définies (*Fig. 5.18a*). 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. 5.18b*).

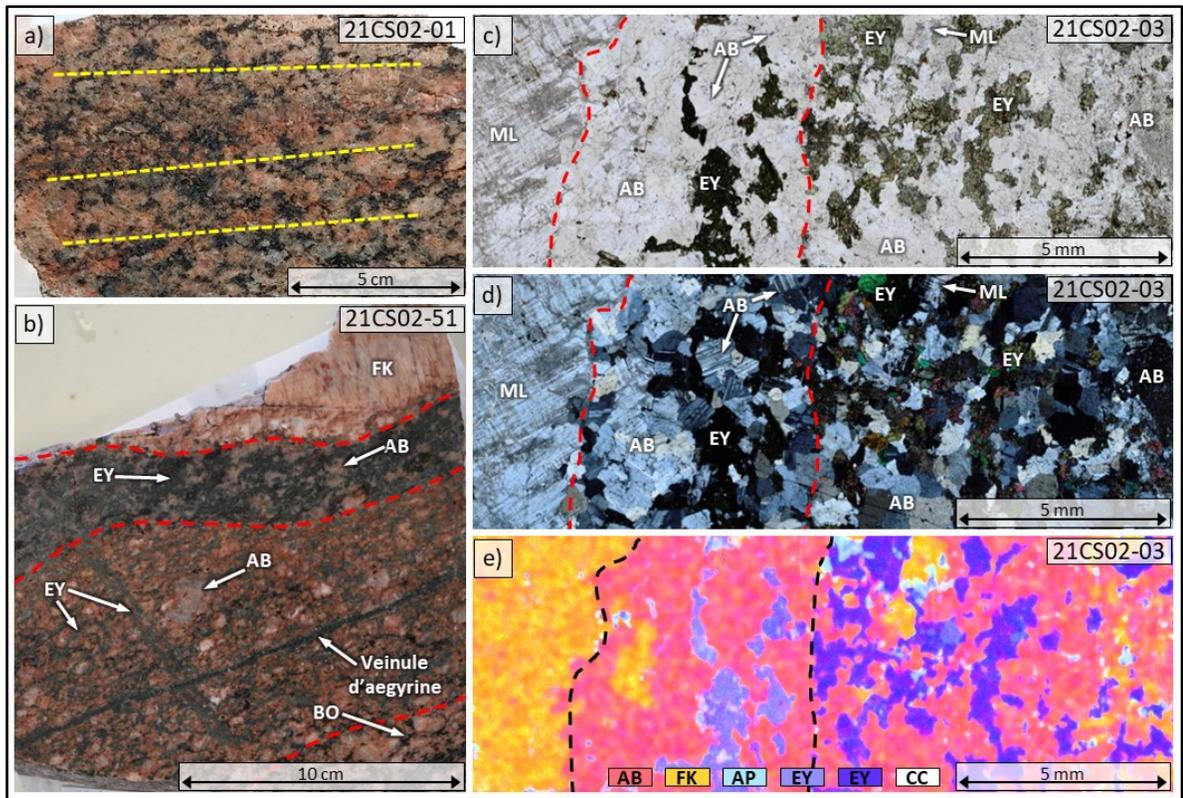


FIGURE 5.17 : Photographies et cartographie chimique du granite à feldspath alcalin près du contact avec un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02). (a) Granite à feldspath alcalin folié (éch. 21CS02-01). On peut observer un alignement préférentiel (lignes jaunes) montré par l'alignement des feuillets de biotite (minéraux noirs). (b) Face sciée 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, puis vers un granite à feldspath alcalin fénitisé, et finalement vers un granite à feldspath alcalin frais (en bas à droite). (c-d) Photomicrographies d'une lame mince du contact entre le granite à feldspath alcalin et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (éch. 21CS02-03) en lumière simple (c) et doublement polarisée (d). 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 produite à la  $\mu$ XRF du contact entre le granite à feldspath alcalin et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (éch. 21CS01-07). Les variations de couleurs représentent les phases minérales interprétées par l'addition chimique des données d'analyses. 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)]

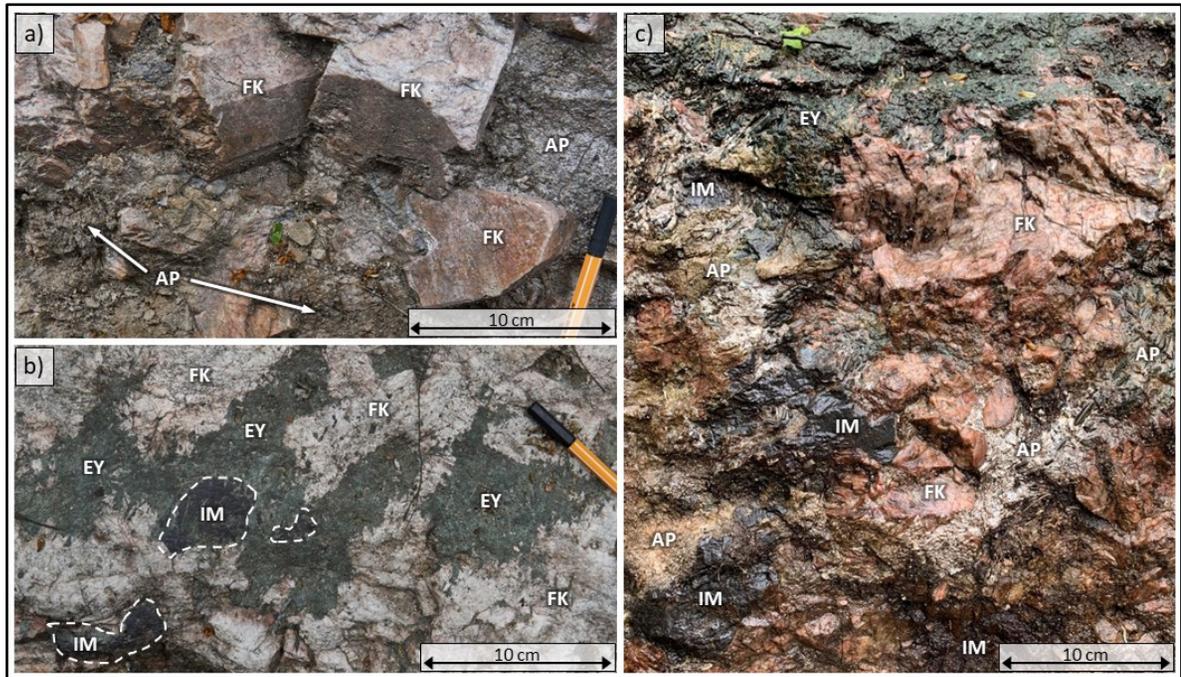


FIGURE 5.18 : Photographies de la pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02). (a) Vue en direction est de la paroi de la tranchée montrant la pegmatite à feldspaths potassiques. On peut observer les mégacristaux de feldspaths potassiques idiomorphes à hypidiomorphes, avec des placages d'apatite sur la paroi. (b) Pegmatite à feldspaths potassiques dans laquelle on observe de larges amas d'ægyrine et des mégacristaux d'ilménite (contours blancs). (c) Vue en direction est de la paroi de la tranchée montrant la pegmatite à feldspaths potassiques. On observe à l'intérieur de la pegmatite de nombreux mégacristaux d'ilménite et avec plusieurs amas d'apatite. [Abréviations : feldspath potassique (FK), apatite (AP), ægyrine (EY), ilménite (IM)]

#### 5.2.2.2 MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE

Les cristaux d'ilménite sont principalement concentrés au centre des dykes de pegmatite dans un intervalle de 10 à 20 cm de large (Figs. 5.15 et 5.16). Ces cristaux d'ilménite possèdent des tailles variables de quelques centimètres à plus de 20 cm de large et sont idiomorphes à hypidiomorphes (Fig. 5.18b et 5.18c). Ils montrent généralement des teintes qui varient du noir au gris métallique.

En lames minces, on observe plusieurs minéraux en inclusion dans les 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 5.1.5*), l'étude pétrochimique au MEB a aussi permis d'observer de nombreuses microinclusions 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 8.1.2*.

#### 5.2.2.3 APATITE

L'apatite se retrouve principalement dans le même intervalle de 10 à 20 cm au centre du dyke de pegmatite que les ilménites (*Figs. 5.15 et 5.16*). Les grains d'apatite présentent une taille plutôt uniforme de 2-3 mm de large. Ils présentent des teintes jaunâtres à verdâtres (*Figs. 5.18a et 5.18c*). 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 le long de l'apatite sur une paroi de la tranchée au centre du dyke ont provoqué une effervescence suggérant la présence de carbonates. Aucun échantillon de carbonatite directement associé au dyke de pegmatite n'a pu être récolté.

### 5.3 LA CARBONATITE DU LAC DES COUDES

La carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04 ; *Fig. 3.1b* ; *Tableau 5.1*) 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, orienté N-S, mesure environ une quarantaine de mètres de long par 1 à 3 m de large. 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 (*Fig. 5.19*). On y retrouve (à partir de l'ouest vers l'est) : une granodiorite à orthopyroxène (*Section 5.3.1*), une fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine (*Section 5.3.2*), une pegmatite à feldspaths potassiques (*Section 5.3.3*), de l'ægyrine massive (*Section 5.3.4*), une carbonatite (*Section 5.3.5*) et une fénite à feldspaths

potassiques et ægyrine (Section 5.3.6). Puisque plusieurs de ces lithologies présentent des signes de fénitisation d'intensité variable, il est possible que les lithologies présentées comme des fénites soient des versions plus ou moins altérées/fénitisées d'autres lithologies.

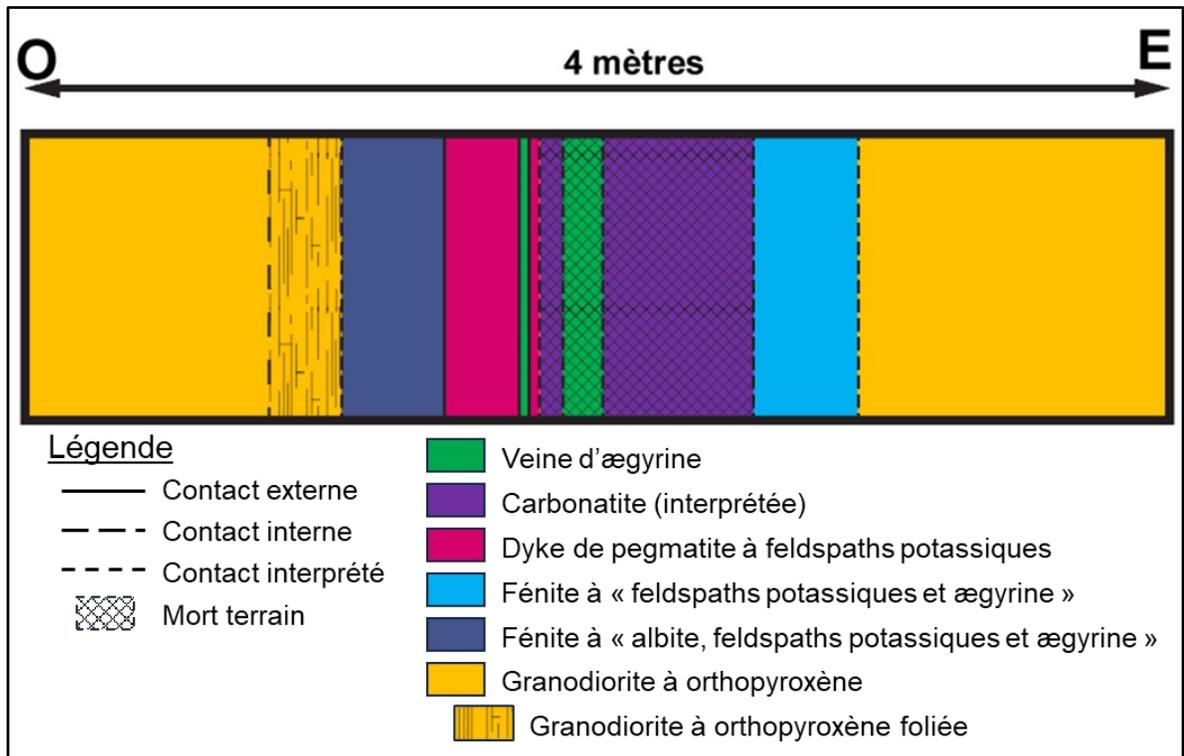


FIGURE 5.19 : Coupe schématisée et interprétée des lithologies et des zones d'altération de la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04). On peut observer au centre de la coupe, la zone de mort terrain (hachuré) où l'on interprète que la carbonatite (mauve) serait en place.

### 5.3.1 GRANODIORITE À ORTHOPYROXÈNE (ROCHE ENCAISSANTE)

La roche encaissante régionale de la carbonatite de lac des Coudes est une granodiorite à orthopyroxène (ou opdalite<sup>11</sup> ; Figs. 5.19 et 5.20). Cette unité est observée sur les parois de la

<sup>11</sup> Une granodiorite à orthopyroxène peut aussi être nommée opdalite lorsqu'elle est associée à la série charnockitique.

tranchée, principalement à l'extrémité sud de cette dernière, ainsi que sur plusieurs petits affleurements aux alentours. La granodiorite à orthopyroxène possède des teintes noirâtres ou grisâtres en affleurement et est généralement massive (*Fig. 5.20a*). Toutefois, près de la tranchée, du côté ouest, elle prend des teintes plutôt orangées et présente une forte foliation orientée N-S défini par l'alignement de minéraux ferromagnésiens (*Fig. 5.20b*).

#### *Granodiorite à orthopyroxène massive*

La granulométrie de la granodiorite à orthopyroxène massive est généralement uniforme entre 2 et 3 mm dans l'ensemble de la roche. Les principaux minéraux observés sont le quartz (25-30 %), des plagioclases (30-35 %), des amphiboles (hornblende : 20 %, actinote : 2-3 %), la biotite (5 %), de l'orthopyroxène (10 %) et des feldspaths potassiques (5 % ; *Figs. 5.20c et 5.20d*). Les quartz et les feldspaths sont généralement hypidiomorphes à xénomorphes et présentent une texture granoblastique, alors que les minéraux ferromagnésiens sont plus hypidiomorphes. On peut aussi observer quelques zircons (tr) et un peu de magnétite (tr).

#### *Granodiorite à orthopyroxène foliée*

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 %), de plagioclases (40 %), de feldspaths potassiques (5 %), de biotite (5 %), d'amphiboles sodiques (riébeckite et arfvedsonite (7 %)), d'ægyrine (3 %) et de magnétite (<5 %). L'ægyrine est généralement en couronne autour des amphiboles sodiques et on n'observe plus d'orthopyroxènes (*Figs. 5.20e et 5.20f*). On retrouve comme minéraux accessoires de l'apatite, du zircon et de la pyrite. La pyrite est parfois en inclusion dans la magnétite.

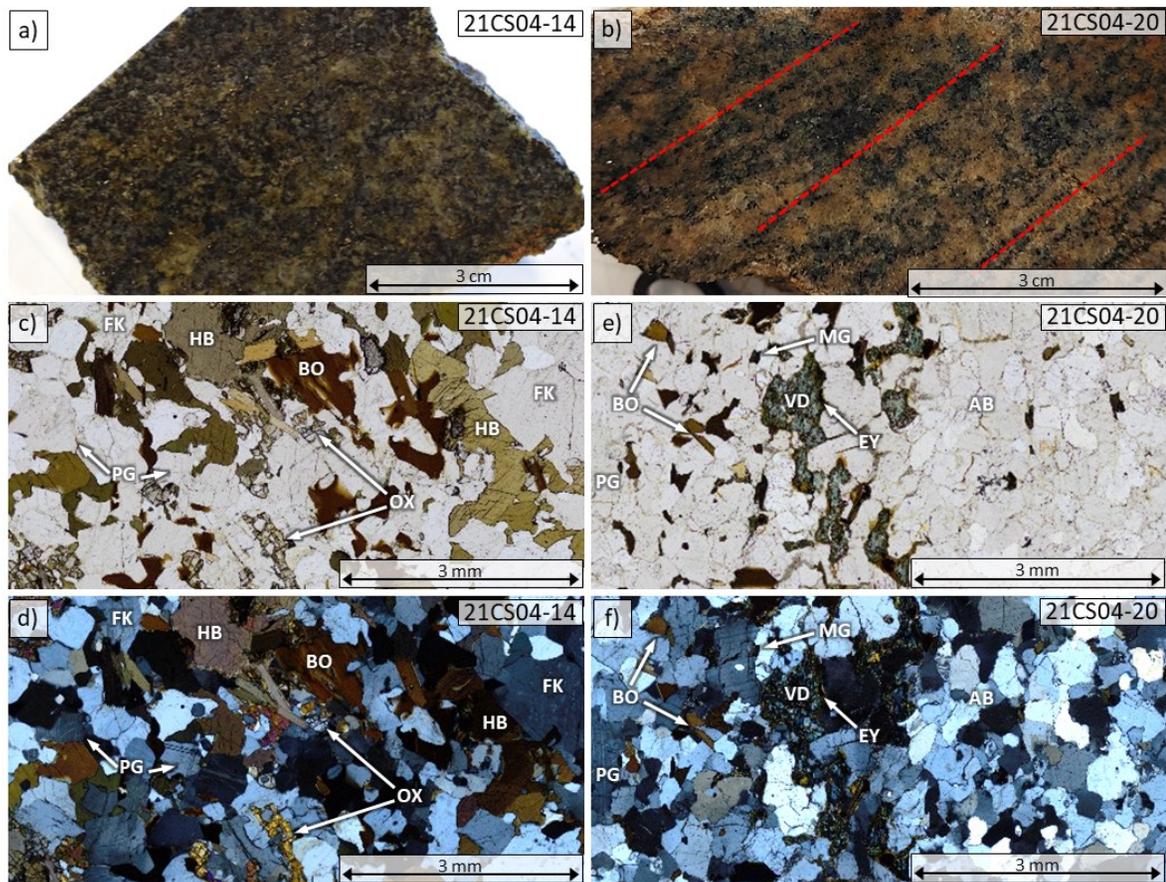


FIGURE 5.20 : Photographies de la granodiorite à orthopyroxène du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04). (a) Granodiorite à orthopyroxène massive (éch. 21CS04-14). (b-c) Microphotographies d'une lame mince de la granodiorite à orthopyroxène massive (éch. 21CS04-14) en lumière simplement (b) et doublement (c) polarisée. (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 d'une lame mince de la granodiorite à orthopyroxène foliée (éch. 21CS04-14) en lumière simplement (e) et doublement (f) polarisée. 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)]

### 5.3.2 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. Le contact ouest de la fénite n'est pas observable 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. 5.19).

La fénite à « albite, feldspaths potassiques, et ægyrine » présente un faciès à teinte rougeâtre qui est remplacé graduellement par un faciès à teinte blanchâtre et verdâtre en se rapprochant du centre de la tranchée. Cette fénite est aussi recoupée par plusieurs veines d'ægyrine de 2 cm ou moins (Section 5.3.4 ; Fig. 5.21a). Ces veines sont principalement orientées dans la même direction que la foliation, soit N-S. Toutefois, certaines veines peuvent présenter des angles pouvant aller jusqu'à 60° par rapport à celui de la foliation. La variation des teintes (de rouge à vert et blanc) est particulièrement intense à proximité de veines d'ægyrine (Section 5.3.4 ; Fig. 5.21a).

#### Faciès rougeâtre

Le faciès rougeâtre de la fénite à « albite, feldspaths potassiques, et ægyrine » présente beaucoup 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 entre les deux faciès. Dans le faciès à teinte rougeâtre, la roche est composée : d'albite (40-50 %), de quartz ( $\leq 20$  %), de feldspaths potassiques ( $\leq 20$  %), d'ægyrine ( $\leq 10$  %), d'oxyde de fer ( $\leq 7$  %) et de biotite ( $\leq 3$  %).

#### Faciès blanchâtres et verdâtres

Le faciès à teinte verdâtre et blanchâtre de la fénite à « albite, feldspaths potassiques, et ægyrine » présente beaucoup moins de porosité. Les grains sont aussi généralement xénomorphes et la granulométrie est de l'ordre du millimètre. La roche 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 %).

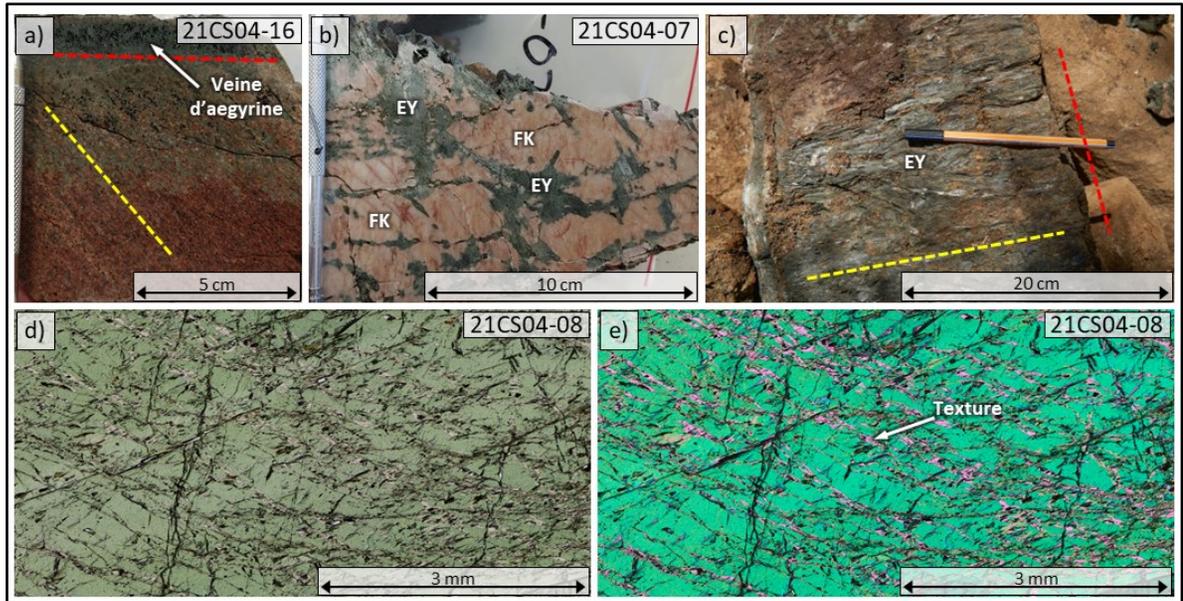


FIGURE 5.21 : Photographies de différentes lithologies de la tranchée du lac des Coudes. (a) Tranche de fénite à albite, feldspaths potassiques et ægyrine (éch. 21CS04-16). On peut observer que l'orientation préférentielle marquée par l'allongement des minéraux (ligne jaune) ne concorde pas avec l'orientation 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 feldspaths potassiques (éch. 21CS04-07). On observe des cristaux d'ægyrine dans les fractures du cristal, principalement au niveau des plans de macles ou des perthites. (c) Large bloc (non-en-place) d'une veine d'ægyrine composée presque exclusivement d'ægyrine trouvée au fond de la tranchée. On observe que les cristaux d'ægyrine peuvent mesurer plusieurs centimètres de long et sont généralement orientés perpendiculaires (ligne jaune) à l'axe long du bloc (ligne rouge). (d-e) Photomicrographies d'une lame mince d'un bloc d'ægyrine (éch. 21CS04-08) en lumière simplement (d) et doublement (e) polarisée. On observe dans les cristaux des textures similaires à celles de « perthites », mais cette fois d'ægyrine dans de l'ægyrine. [Abréviations : feldspath potassique (FK), ægyrine (EY)]

Dans les deux faciès, l'altération très prononcée des différents feldspaths rend leur identification difficile. Cette altération semble principalement affecter les feldspaths potassiques. Elle

est généralement plus intense au cœur des grains et s'étend graduellement vers l'extérieur donnant des aspects troubles et chagrinés aux cristaux. Certains grains sont presque entièrement remplacés par ce qui semble être de l'albite. L'ægyrine est principalement visible sous la forme d'amas de 1 à 2 mm de large et les grains individuels y sont de l'ordre du micromètre. Les amas sont légèrement plus gros dans le faciès verdâtre de la roche que dans le faciès rougeâtre. À proximité des contacts avec les veines d'ægyrine, on ne retrouve plus de feldspaths potassiques ou de quartz, qui semblent être remplacés complètement par les grains d'albite. Cette albite ne présente à ces endroits que très peu de signes d'altération. Les grains y sont plutôt hypidiomorphes.

### 5.3.3 DYKE DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES

Le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques est orienté N-S, parallèlement à la tranchée. 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. 5.19*). Ce dyke de pegmatite est très semblable aux dykes de pegmatite à feldspaths potassiques du secteur de Girardville (*Section 5.2.2*) et mesure environ 20 à 30 cm de large.

Le dyke présente des teintes généralement rosâtres et 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 régulièrement 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 (*Section 5.3.4*). L'ægyrine est principalement concentrée sous la forme de veines ou d'amas localisés dans les plans de macles ou de fractures des cristaux de feldspaths potassiques. Ces veines et ces amas peuvent

mesurer plusieurs centimètres de large (*Fig. 5.21b*). Les cristaux d'ægyrine peuvent avoir des tailles extrêmement variables variant de quelques millimètres à plus de 5 cm.

#### 5.3.4 « VEINES » D'ÆGYRINE

De gros blocs anguleux, pouvant mesurer plus de 30 cm de large et 50 cm de long, composés majoritairement de cristaux d'ægyrine ont été observés dans le mort terrain du fond de la tranchée. Ces blocs sont interprétés comme provenant de veines massives d'ægyrine issues du même système que celles observer recoupant la fénite à « albite, feldspaths potassiques et ægyrine » et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (*Fig. 5.19*).

Les baguettes d'ægyrine présentes dans ces veines et blocs sont généralement orientées perpendiculairement à l'orientation des veines ou de l'axe long des blocs (*Figs. 5.21a à 5.21c*). Ces baguettes d'ægyrine peuvent mesurer, dans certains cas, jusqu'à 10 cm de long et plus de 2 cm de large. Il est possible d'observer des cristaux d'arfvedsonite et de riébeckite à l'intérieur des veines et blocs d'ægyrine. Il est aussi possible d'observer des inclusions de rutile et d'ilménite à l'intérieur des cristaux d'ægyrine. À l'intérieur de ces blocs d'ægyrine plus massifs, il est possible d'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 (*Figs. 5.21d et 5.21e*).

#### 5.3.5 BLOCS DE CARBONATITE DU LAC DES COUDES

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. 5.22a*). La carbonatite est très similaire à celle de Girardville (affleurement 21-CS-01, *Section 5.1.3*). Elle présente des teintes variant de beige orangé à beige grisâtre en surface altérée et des teintes plutôt rosées en surface fraîche (*Fig. 5.22b*). 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. 5.22c*). Les cristaux de carbonates sont généralement 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, mais plus rares qu'à Girardville. Certains des blocs de carbonatite présentent des contacts avec une fénite (Fig. 5.22b). Près de ces contacts, on retrouve de fins cristaux de biotite, de quartz, d'apatite et d'albite, ainsi que de grandes baguettes d'ægyrine idiomorphe pouvant aller jusqu'à 1 cm de large et 5 cm de long (Fig. 5.22a).

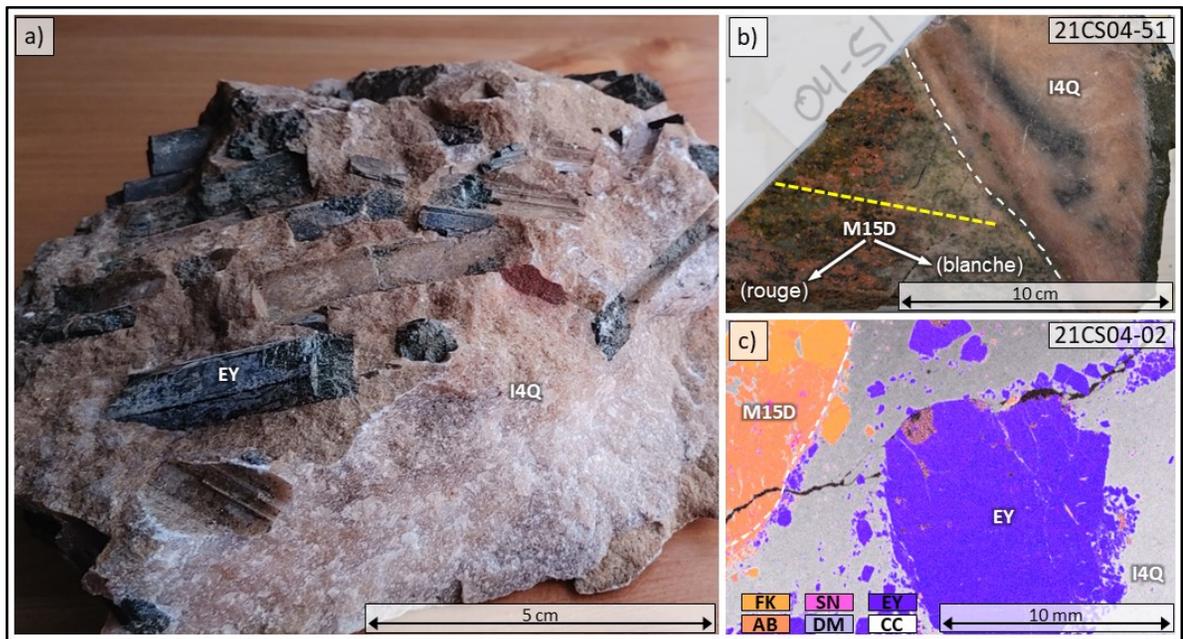


FIGURE 5.22 : Photographies et cartographie chimique de blocs de carbonatite de la tranchée du lac des Coudes. (a) Bloc non-en-place de carbonatite du lac des Coudes. On peut observer la présence de baguettes d'ægyrine pluricentimétriques idiomorphes. (b) Tranche du contact d'un bloc non-en-place entre la carbonatite du lac des Coudes et une fénite à « albite, feldspaths potassiques et ægyrine » (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 produite à la µXRF d'une lame mince de la carbonatite du lac des Coudes (éch. 21CS04-02). Les variations de couleurs représentent les phases minérales interprétées par l'addition chimique des données d'analyses. [Abréviations : carbonatite (I4Q), fénite (M15D), ægyrine (EY), feldspath potassique (FK), albite (AB), titanite (SN), dolomite (DM), calcite (CC)]

### 5.3.6 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 (Figs. 5.19 et 5.23). 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 de vue dans le mort terrain du fond de la tranchée.

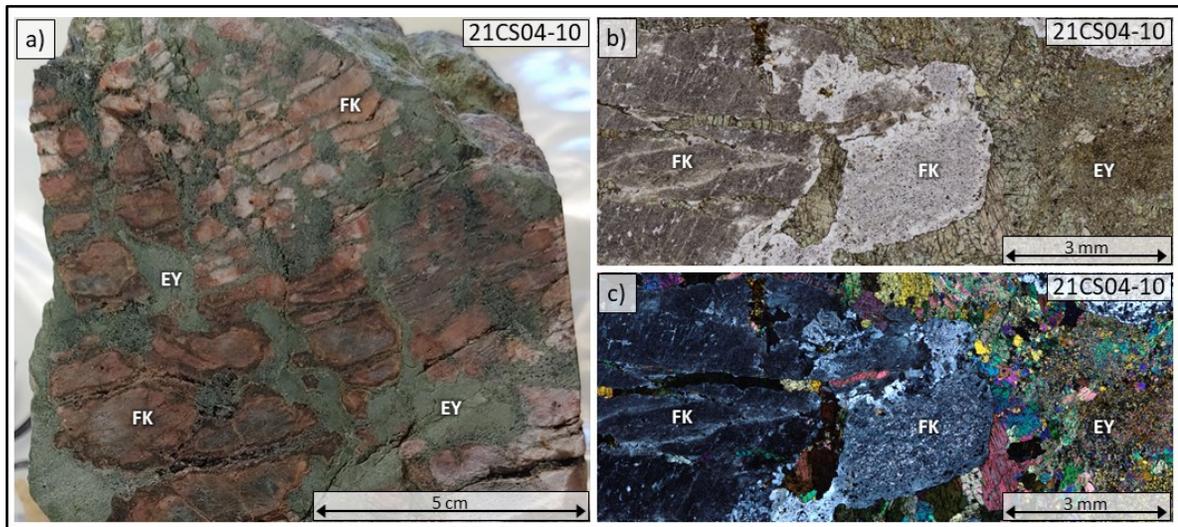


FIGURE 5.23 : Photographies de la fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine ». (a) Photographie d'une surface sciée de la fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine » (éch. 21CS04-10). (b-c) Photomicrographies d'une lame mince de la fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine » (éch. 21CS04-10) en lumière simplement (b) et doublement (c) polarisée. [Abréviations : feldspath potassique (FK), ægyrine (EY)]

La fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine » 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. 5.23a).

En lame mince, les feldspaths potassiques sont très altérés, ce qui rend difficile leur identification (*Figs.* 5.23b et 5.23c). 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.

#### 5.4 SOMMAIRE DES OBSERVATIONS DE TERRAIN ET DE PÉTROGRAPHIE

En somme, le dyke de carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01) partage plusieurs caractéristiques avec les autres affleurements de carbonatites et/ou dykes de pegmatite présentés dans ce chapitre. Un sommaire des différentes similitudes entre les affleurements est présenté dans le *Tableau 5.2*.

TABLEAU 5.2 : Tableau comparatif des caractéristiques des affleurements présentés dans le *Chapitre 5*.

Corps lithologiques ou caractéristiques particulières	Carbonatite de Girardville (21-CS-01)	Dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02/03)	Carbonatite du lac des Coudes (21-CS-04)
Carbonatite	Le dyke de carbonatite, observable en place, est orienté N-S. Trois calcites différentes ont été identifiées dans la matrice : principale, trouble et mégacristique.	Aucune carbonatite n'est présente, mais des traces de calcite ont été observées.	Des blocs de carbonatite non en place ont été observés en quantité dans le fond de la tranchée.
Roche encaissante	Granite à feldspath alcalin	Granite à feldspath alcalin	Granodiorite à orthopyroxène
Syénite à albite-biotite	La syénite à albite-biotite est présente soit sous la forme d'un dyke en marge de celui de carbonatite ou d'enclaves à l'intérieur de cette dernière.	Aucune unité similaire n'a été observée.	Aucune unité similaire n'a été observée.
Mégacristaux de feldspaths potassiques	Des mégacristaux de feldspaths potassiques sont présents dans la carbonatite, principalement localisée près des contacts avec la roche encaissante.	Le dyke de pegmatite, orienté N-S, est presque exclusivement composé de mégacristaux de feldspaths potassiques.	Un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques, orientés N-S, est observable en marge de la tranchée.
Mégacristaux d'ilménite	Des mégacristaux d'ilménite sont présents et distribués de manière hétérogène dans la carbonatite. Des microinclusions sont observables dans les cristaux.	Des mégacristaux d'ilménite sont concentrés dans un horizon au centre du dyke de pegmatite avec de l'apatite.	Aucun mégacristal d'ilménite n'a été observé.
Biotite (ne prends pas en compte la biotite contenue dans les roches encaissantes)	La biotite est grossière, principalement localisée près des contacts avec les roches encaissantes, et est accumulée en très large amas ou forme des couronnes autour des enclaves de syénite albite-biotite.	De très petits grains de biotites ont été observés en lames minces en bordure de cristaux d'ilménite.	Aucune biotite n'a été observée.

Corps lithologiques ou caractéristiques particulières	Carbonatite de Girardville (21-CS-01)	Dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02/03)	Carbonatite du lac des Coudes (21-CS-04)
Apatite	L'apatite, millimétrique, est principalement localisée près des contacts avec les roches encaissantes, et est accumulée en amas centimétrique.	De l'apatite est concentrée dans un horizon au centre du dyke de pegmatite avec les mégacristaux d'ilménite.	Des amas d'apatite ont été observés associés avec la carbonatite ou libres dans la tranchée.
Fénitisation	<p>La fénitisation s'exprime par le remplacement total ou partiel du quartz, de la biotite et des feldspaths potassiques par de l'albite et de l'ægyrine donnant une teinte verdâtre à la roche.</p> <p>Quelques veines et veinules d'ægyrine orientées parallèlement au dyke de carbonatite sont aussi observables. De petits fragments d'ægyrine peuvent être observés dans la carbonatite.</p>	<p>La fénitisation s'exprime par le remplacement total ou partiel du quartz, de la biotite et des feldspaths potassiques par de l'albite et de l'ægyrine donnant une teinte verdâtre à la roche.</p> <p>Quelques veines et veinules d'ægyrine orientées parallèlement au dyke de pegmatite sont aussi observables. Des amas de cristaux d'ægyrine plus grossiers sont aussi observables à l'intérieur du dyke de pegmatite entre les cristaux de feldspaths potassiques.</p>	<p>La fénitisation s'exprime par le remplacement de plusieurs minéraux par des minéraux sodiques dans les différentes roches encaissantes jusqu'à un point où le protolithe de certaines roches ne soit plus identifiable.</p> <p>Plusieurs veines, veinules et amas d'ægyrine avec des cristaux très grossiers sont observables dans les roches encaissantes et dans la pegmatite.</p>
Orientation des structures	Tous les structures (contacts de dyke, veinules, foliations) sont généralement orientées N-S.	Tous les structures (contacts de dyke, veinules, foliations) sont généralement orientées N-S.	Tous les structures (contacts de dyke, veinules, foliations) sont généralement orientées N-S.

## CHAPITRE 6

### GÉOCHIMIE DES ROCHES TOTALES

Les résultats des 71 analyses géochimiques de roche totale effectuées lors de cette étude sont discutés dans ce chapitre. Ces résultats d'analyses sont disponibles à l'*Annexe 5.1*. Parmi ces analyses sont inclus : les roches silicatées des secteurs de Girardville et du lac des Coudes, et leurs différents faciès, comprenant le dyke de syénite à albite-biotite (*Sections 6.1 et 6.2*); les mégacristaux de feldspaths potassiques provenant de la carbonatite de Girardville, des dykes de pegmatite de Girardville et du dyke de pegmatite du lac des Coudes (*Section 6.3*); les mégacristaux d'ilménite provenant de la carbonatite de Girardville et des dykes de pegmatite de Girardville (*Section 6.4*); et les carbonatites de Girardville et du lac des Coudes (*Section 6.5*).

#### 6.1 LITHOLOGIES SILICATÉES DU SECTEUR DE GIRARDVILLE

##### 6.1.1 GRANITE À FELDSPATH ALCALIN (ENCAISSANT RÉGIONAL)

###### 6.1.1.1 GRANITE À FELDSPATH ALCALIN FRAIS

###### Éléments majeurs

Les échantillons de granite à feldspath alcalin frais qui encaissent la carbonatite et les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville possèdent des compositions chimiques en éléments majeurs qui sont dans l'ensemble très similaire. Selon le graphique de classification TAS « total d'alcalins — silice » de *Cox et al. (1979)*, ces échantillons sont effectivement classés comme des granites alcalins, près de la limite avec les granites sub-alcalins (*Fig. 6.1*). Ils sont composés en moyenne de 68,1 % SiO<sub>2</sub>, 14,2 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5,3 % K<sub>2</sub>O, 4,2 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,5 % Na<sub>2</sub>O, 1,6 % CaO, 0,8 % MgO, 0,7 % TiO<sub>2</sub>, 0,3 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,1 % MnO (*Fig. 6.2; Annexe 5.1*).

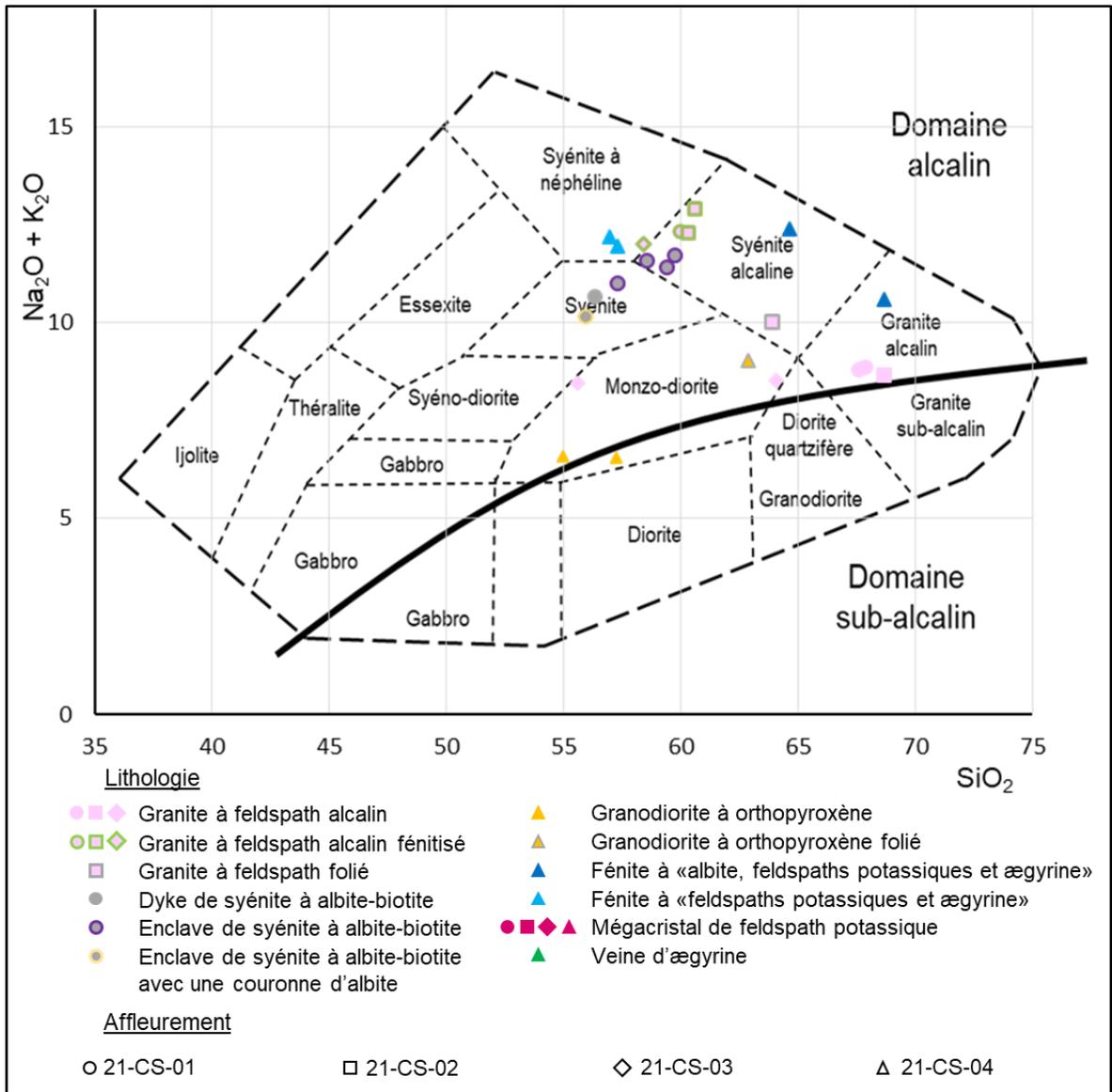


FIGURE 6.1 : Graphique de classification TAS « total d'alcalins — silicate » de (Cox *et al.*, 1979) des différents types de roches silicatées analysées. Noter que le TAS est un graphique de classification pour des roches ignées fraîches. Les roches présentant de la fénitisation ne sont présentes dans le graphique qu'à titre comparatif avec les autres roches silicatées.

La composition chimique en éléments majeurs de 2 échantillons de granite à feldspath alcalin provenant de l'affleurement 21-CS-03 est toutefois légèrement différente de ceux des affleurements 21-CS-01 et 21-CS-02. Ces échantillons présentent généralement une plus grande quantité de biotite et d'amphiboles. Basés sur leur géochimie et le TAS, ces échantillons se

classeraient comme des monzodiorites (*Fig. 6.1*). L'une des principales variations observables est des teneurs en SiO<sub>2</sub> plus faibles. L'un de ces deux échantillons présente d'ailleurs des teneurs anormalement basses (64,1 et 55,6 %). Ces échantillons possèdent aussi une composition plus élevée en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,5 et 8,8 %), en Na<sub>2</sub>O (3,9 et 4,2 %), en CaO (2,5 et 4,5 %), en MgO (0,9 et 2,4 %), en TiO<sub>2</sub> (1,0 et 2,0 %) et en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,4 et 1,2 %), et une composition plus faible en K<sub>2</sub>O (4,6 et 4,3 %). La composition en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,0 et 15,3 %) et en MnO (0,09 et 0,12 %) ne varie que très peu (*Fig. 6.2*; *Annexe 5.1*).

La composition chimique en éléments majeurs d'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 différente de celle du granite frais non folié. Des teneurs plus faibles en SiO<sub>2</sub> (63,9 %), et des teneurs plus élevées en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5,3 %) et en Na<sub>2</sub>O (4,7 %) sont observables (*Fig. 6.2*). En fonction de sa composition chimique, le TAS suggérerait que cet échantillon soit classé comme une syénite alcaline (*Fig. 6.1*). Ces observations combinées à la pétrographie suggèrent plutôt qu'il s'agit d'un granite à feldspath alcalin présentant 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 ÉTR<sub>tot</sub> relativement variables et modérément élevées (292-1054 ppm; *Annexe 5.1*). Les patrons des terres rares sont relativement parallèles pour tous les échantillons (*Fig. 6.3a*). Ils présentent une pente négative modérée ((La/Lu)<sub>N</sub> = 16,2-33,7), avec des patrons de terres rares lourdes (ÉTRL<sub>o</sub>) relativement plats ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 1,0-1,5). Tous les patrons des granites à feldspath alcalin (faciès folié compris) présentent une anomalie négative en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0,48-0,80).

#### Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de granite à feldspath alcalin (faciès folié compris) sur un diagramme multiéléments normalisé présentent des patrons généralement parallèles (*Fig. 6.4a*). 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.

#### *6.1.1.2 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 % SiO<sub>2</sub>, 13,9 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5,0 % K<sub>2</sub>O, 9,5 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7,4 % Na<sub>2</sub>O, 1,4 % CaO, 0,6 % MgO, 0,6 % TiO<sub>2</sub>, 0,3 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,1 % MnO (*Fig. 6.2 ; Annexe 5.1*). En fonction de cette composition chimique, le graphique de classification TAS suggérerait qu'il s'agit de syénite alcaline ou syénite à néphéline (*Fig. 6.1*). L'échantillon de l'affleurement 21-CS-03 est légèrement différent de ceux des affleurements 21-CS-01 et 21-CS-02. Cet échantillon se classe dans le champ de la syénite à néphéline, mais tout près de la frontière avec la syénite alcaline.

##### *Patrons de terres rares*

Il est possible d'observer un abaissement des patrons de terres rares des échantillons fénitisés par rapport aux échantillons frais. Cet abaissement est causé par une diminution d'environ 5 fois les teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> passant en moyenne de 601 ppm (dans les granites frais et folié) à 119 ppm dans le granite fénitisé (*Annexe 5.1*). Les échantillons de granite à feldspath alcalin fénitisé possèdent des teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> relativement stables et modérées (104-153 ppm). Les patrons des terres rares sont subparallèles les uns aux autres, avec une pente semblable au granite à feldspath alcalin frais (*Fig. 6.2a*). Ils présentent une pente négative modérée ((La/Lu)<sub>N</sub> = 16,3-25,1), avec le patron des ÉTR<sub>Lo</sub> plats à légèrement positifs ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 0,86-1,1). Aucune anomalie en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0,93-1,13) n'est visible dans le granite fénitisé.

##### *Graphiques multiéléments normalisés*

Les patrons des éléments traces des échantillons de granite à feldspath alcalin fénitisé sur un diagramme multiéléments normalisé présentent des patrons généralement parallèles les uns aux autres et sont similaires à ceux de granite à feldspath alcalin frais (*Fig. 6.3a*). Les différences avec les patrons de granite à feldspath alcalin frais sont de plus faibles teneurs en ÉTR, Th, Cs, Pb et Y,

et de plus fortes teneurs en Nb. Les anomalies positives en Pb sont plus fortes et l'on observe des anomalies positives en Zr. Contrairement aux patrons de granite à feldspath alcalin frais, on n'observe pas d'anomalies négatives en Ti, à l'exception de l'échantillon 21CS03-01 qui présente de légères anomalies négatives en Ti et P.

#### 6.1.1.3 EFFETS DE LA FÉNITISATION DU GRANITE À FELDSPATH ALCALIN

Les sections précédentes démontrent que la chimie du granite à feldspath alcalin est fortement affectée par la fénitisation. On observe une différence nette de composition entre le granite à feldspath alcalin frais et fénitisé. Les principales variations de composition chimique en éléments majeurs observés sont : une perte nette de SiO<sub>2</sub> entre 7,6 et 8,3 % (perte relative de 11,3-12,1 %), un gain net en Fe<sub>2</sub>O<sub>3(total)</sub> entre 3,4 et 5,8 % (gain relatif de 76,5-144,6 %) et un gain net en Na<sub>2</sub>O entre 3,7 et 4,1 % (gain relatif de 103,9-122,1 %) (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1). On peut aussi observer des pertes moins importantes et moins constantes en MgO et CaO. L'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est l'élément majeur qui présente le moins de variation entre les analyses sur des échantillons fénitisés et celles sur des échantillons frais. Les échantillons provenant de l'affleurement 21-CS-03, malgré leur différence de composition chimique, présentent généralement des tendances similaires. On peut aussi observer une nette variation pour plusieurs éléments traces. On observe essentiellement des gains en Nb, V et Sc, et des pertes en Cs, Rb, Pb, U, Th, Ta, Tl, Zn, Y et en ÉTR<sub>tot</sub> (Fig. 6.5 ; Annexe 5.1).

#### 6.1.2 SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE (DYKE ET ENCLAVES)

##### 6.1.2.1 DYKE DE SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE

###### Éléments majeurs

Des analyses ont été effectuées sur un échantillon provenant du dyke de syénite à albite-biotite (21CS01-05). Selon le TAS, cet échantillon se classe comme une syénite (Fig. 6.1). Il est composé de 56,3 % SiO<sub>2</sub>, 16,8 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4,7 % K<sub>2</sub>O, 7,5 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6,0 % Na<sub>2</sub>O, 2,2 % CaO, 1,8 % MgO, 1,3 % TiO<sub>2</sub>, 1,1 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,14 % MnO (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1).

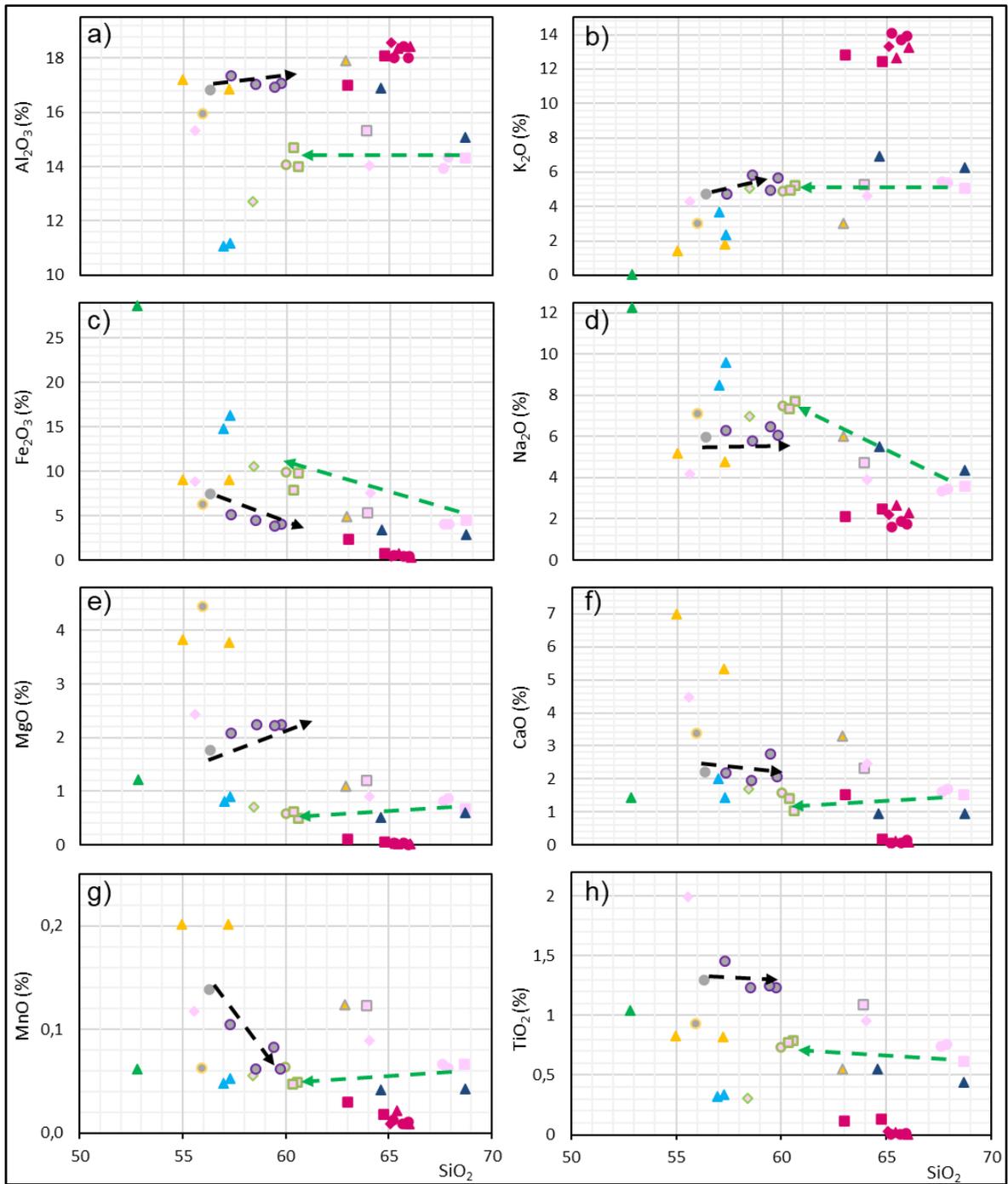


FIGURE 6.2 : Diagrammes de type Harker de la composition chimique en éléments majeurs des différents types de roches silicatées analysées. Les flèches noires indiquent l'effet de l'altération sur les enclaves de syénite à albite-biotite qui proviendrait du dyke de syénite à albite-biotite et les flèches vertes indiquent l'effet de la fénitisation du granite à feldspath alcalin frais vers le granite à feldspath alcalin fénitisé. Les teneurs en  $P_2O_5$  étant regroupées au même endroit du diagramme, il n'a pas été jugé pertinent de les inclure. [Voir légende à la Fig. 6.1]

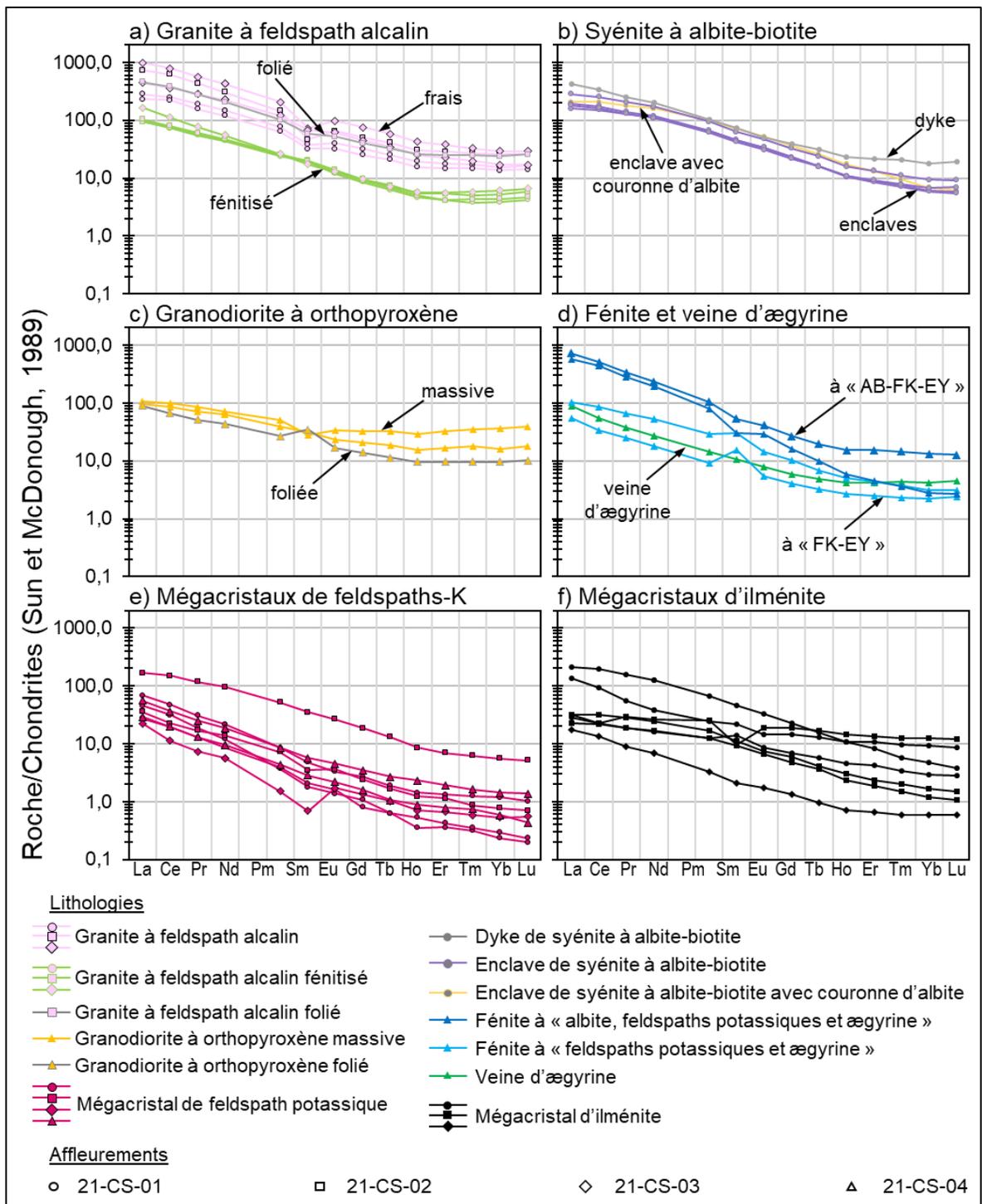


FIGURE 6.3 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites des roches silicatées et des mégacristaux d'ilménite (Sun et McDonough, 1989).

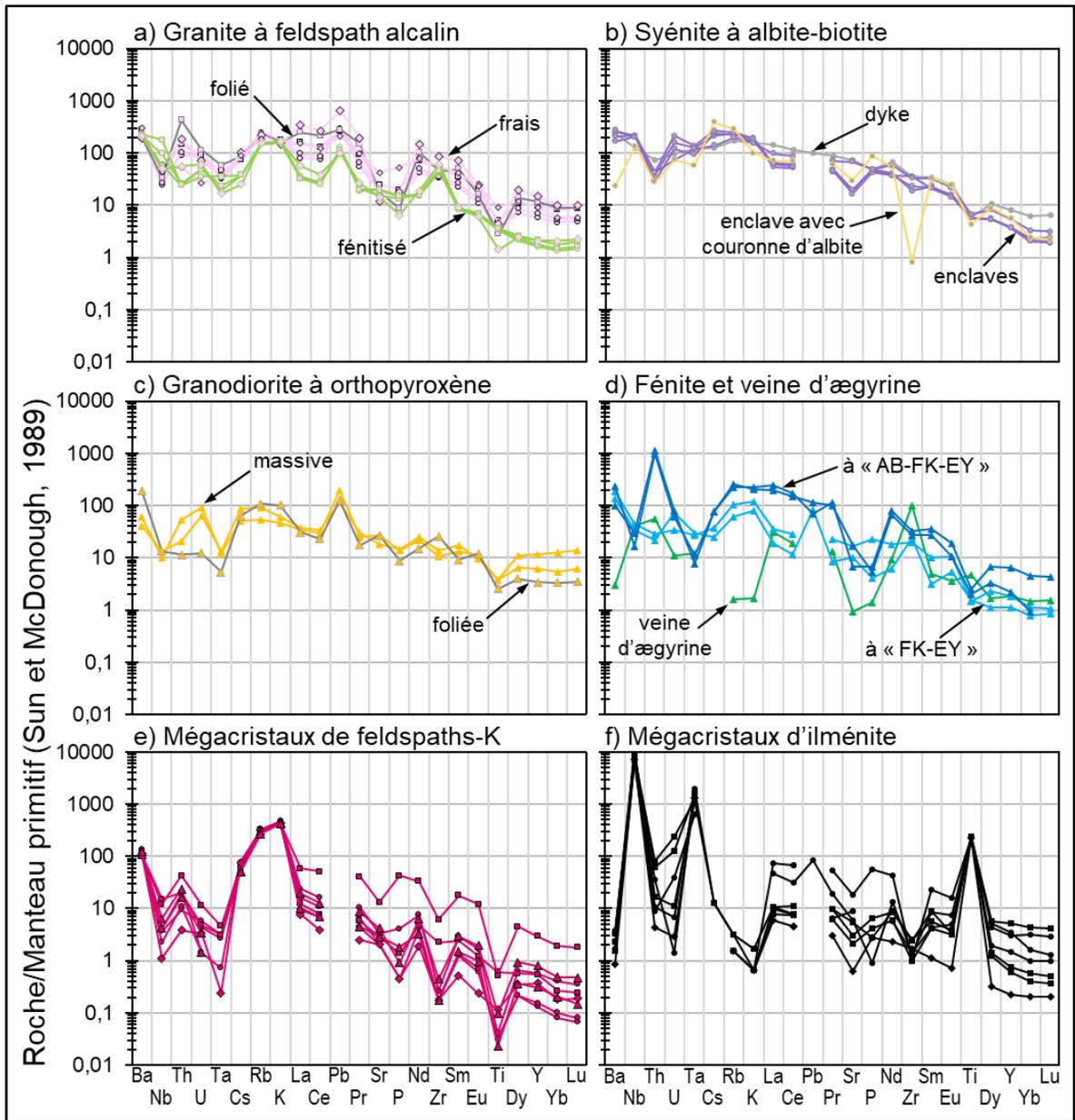


FIGURE 6.4 : Graphiques des patrons multiéléments normalisés au manteau primitif des roches silicatées et des mégacristaux d'ilménite (Sun et McDonough, 1989). [Voir légende à la Figure 6.3]

### Patrons de terres rares

Cet échantillon du dyke de syénite à albite-biotite possède des teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  modérément élevées (468 ppm; *Annexe 5.1*). Son patron des terres rares présente une pente négative modérément forte ( $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 21,6$ ) avec un patron très légèrement plus faible pour les terres rares

légères (ÉTRLé)  $((La/Nd)_N = 2,1)$  et beaucoup plus faibles pour les ÉTRL<sub>o</sub>  $((Ho/Lu)_N = 1,2)$  (Fig. 6.3b). Aucune anomalie en Eu<sub>N</sub>  $((Eu/Eu^*)_N = 1,1)$  n'est observée.

#### Graphiques multiéléments normalisés

Le patron présent généralement lisse avec une pente négative du Ba au Th, une pente positive du Th au K et une pente négative plus prononcée du La au Lu (Fig. 6.4b). L'échantillon présente une anomalie négative en Th et Ti.

#### 6.1.2.2 ENCLAVES DE SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE

##### Éléments majeurs

Les échantillons provenant d'enclaves de syénite à albite-biotite avec et sans couronne d'albite 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. 6.1). Ils sont composés en moyenne de 58,8 % SiO<sub>2</sub>, 17,1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5,3 % K<sub>2</sub>O, 4,4 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6,1 % Na<sub>2</sub>O, 2,2 % CaO, 2,2 % MgO, 1,3 % TiO<sub>2</sub>, 1,0 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,08 % MnO (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1).

L'échantillon 21CS01-21, qui provient d'une enclave de syénite à albite-biotite avec une couronne d'albite, présente des teneurs qui sont légèrement différentes. Sa composition en fonction du TAS indique qu'il s'agit aussi d'une syénite (Fig. 6.1). L'échantillon présente des teneurs moins élevées en SiO<sub>2</sub> (55,9 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,96 %) et K<sub>2</sub>O (3,03 %) ; des teneurs plus élevées en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,25 %), en Na<sub>2</sub>O (7,1 %), en CaO (3,4 %), en MgO (4,5 %) et en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,9 %) ; et des teneurs similaires en TiO<sub>2</sub> (0,93 %) et MnO (0,06 %) (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1).

##### Patrons de terres rares

Les échantillons d'enclaves de syénite à albite-biotite avec et sans couronne possèdent des teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> modérément élevées (220-363 ppm ; Annexe 5.1). Les patrons des terres rares sont généralement subparallèles les uns aux autres, ainsi que très similaires à celui du dyke de syénite à albite-biotite. Ils présentent une pente négative modérément forte  $((La/Lu)_N = 25,8-34,5)$  avec un patron légèrement plus faible pour les ÉTRLé  $((La/Nd)_N = 1,3-1,7)$  et plus faible pour les

ÉTRLo ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 1,5-2,7) (Fig. 6.3b). Aucun échantillon ne présente d'anomalie significative en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0,94-0,99). Les enclaves présentent des teneurs en terres rares légères et lourdes plus faibles que le dyke, mais des teneurs semblables pour les terres rares moyennes.

#### Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons d'enclaves de syénite à albite-biotite sur un diagramme multiéléments normalisé présentent des patrons similaires et plats à l'exception de celui avec une couronne d'albite (échantillon 21CS01-21) qui diffère légèrement (Fig. 6.4b). Les patrons des enclaves de syénite à albite-biotite sont généralement similaires à celui du dyke, mais sont par contre légèrement plus dentelés. 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. L'échantillon possédant une couronne d'albite (21CS01-21) ne présente pas d'anomalie en Sr, mais plutôt des anomalies négatives en Ba et Zr.

#### 6.1.2.3 VARIATION DE COMPOSITION CHIMIQUE ENTRE LE DYKE ET LES ENCLAVES

On observe une très nette différence de composition chimique entre le dyke et les enclaves de syénite à albite-biotite. Les principales variations en éléments majeurs sont des gains nets en SiO<sub>2</sub> jusqu'à 3,4 % (gain relatif de 6,1 %), en K<sub>2</sub>O jusqu'à 1,1 % (gain relatif de 23,4 %) et en MgO jusqu'à 0,5 % (gain relatif de 27,8 %); et des pertes nettes en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> jusqu'à 3,7 % (perte relative de 49,1 %) et en MnO jusqu'à 0,08 % (perte relative de 55,4 %). On observe aussi de très faibles gains en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> jusqu'à 0,53 % (gain relatif de 3,1 %) (Fig. 6.2; Annexe 5.1). On peut aussi observer une nette variation pour plusieurs éléments traces. On observe essentiellement des gains en F, Cs, Rb, U, Nb et Ni, et des pertes en Sr, Th, Zr, Hf, Ti, Cu, Zn, Y, Sc et en ÉTR<sub>tot</sub> (Fig. 6.5). En général, la plupart des échantillons de syénite à albite-biotite s'alignent les unes avec les autres sur les graphiques de composition chimique (Figs. 6.2 et 6.5) affichant une tendance de variation chimique entre le dyke de syénite à albite-biotite et les enclaves retrouvées dans la carbonatite.

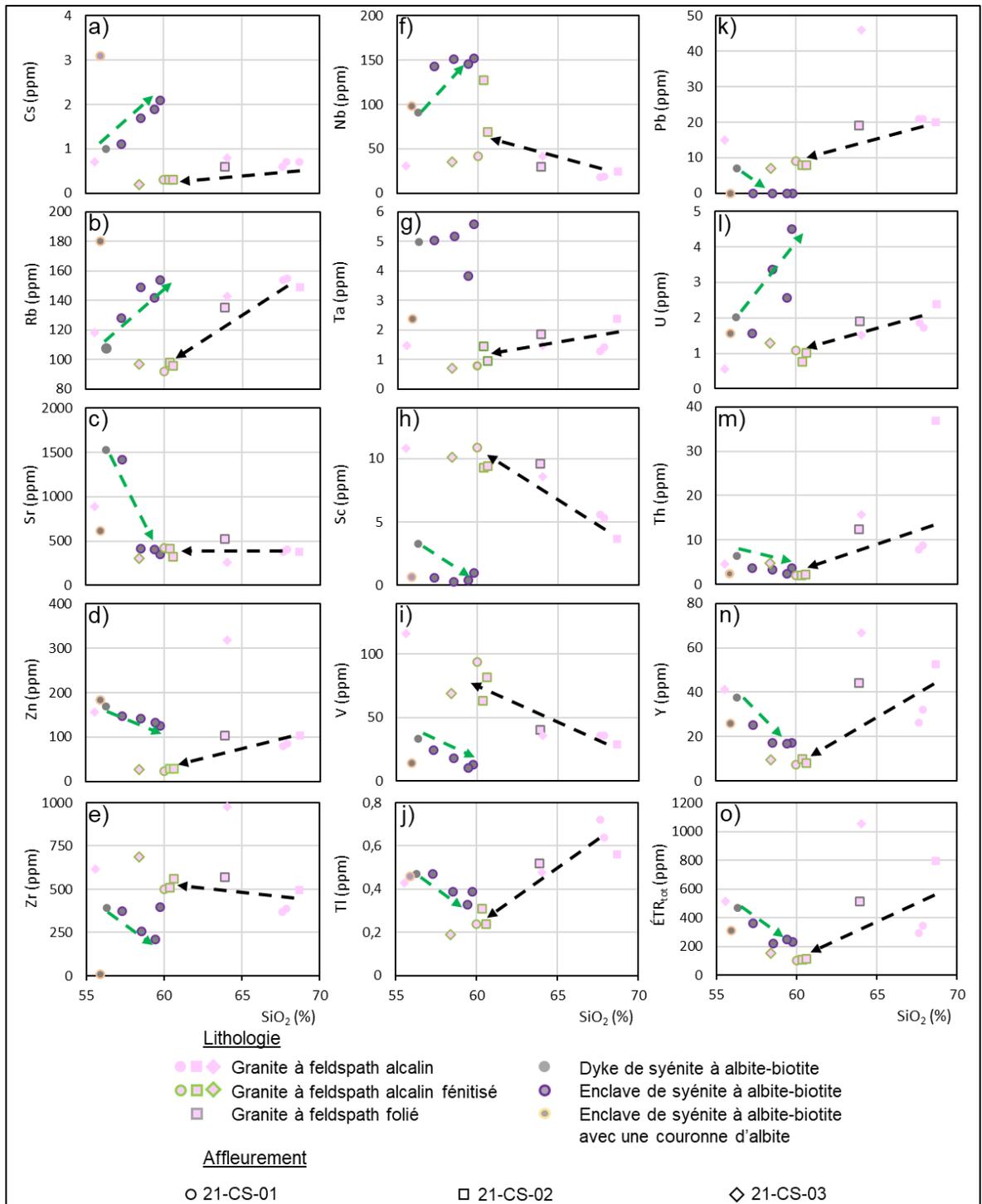


FIGURE 6.5 : Diagrammes de type Harker de la composition chimique en éléments traces des échantillons de granite à feldspath alcalin et de syénite à albite-biotite. Les flèches vertes indiquent l'effet de l'altération sur les enclaves de syénite à albite-biotite qui proviendraient du dyke de syénite à albite-biotite et les flèches noires indiquent l'effet de la fénitisation du granite à feldspath alcalin frais vers le granite à feldspath alcalin fénitisé.

## 6.2 LITHOLOGIES SILICATÉES DU LAC DES COUDES

### 6.2.1 GRANODIORITE À ORTHOPYROXÈNE (ENCAISSANT RÉGIONAL)

#### Éléments majeurs

Les échantillons de granodiorite à orthopyroxène sont composés en moyenne de 58,4 % SiO<sub>2</sub>, 17,3 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,1 % K<sub>2</sub>O, 7,7 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5,3 % Na<sub>2</sub>O, 5,2 % CaO, 2,9 % MgO, 0,7 % TiO<sub>2</sub>, 0,3 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,2 % MnO (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1). Selon le TAS, ces échantillons se classent dans le champ des monzodiorites et se positionnent sur la frontière entre les roches alcalines et les roches subalcalines (Fig. 6.1). Les échantillons de granodiorite à orthopyroxène possèdent des compositions chimiques similaires entre eux. On peut tout de même remarquer des différences entre la granodiorite massive et celle foliée. Ces différences sont principalement un enrichissement en SiO<sub>2</sub> (62,9 %), en K<sub>2</sub>O (3,0 %) et en Na<sub>2</sub>O (6,0 %), et un appauvrissement en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,9 %), en CaO (3,3 %) et en MgO (1,1 %) (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1).

#### Patrons de terres rares

Les échantillons de granodiorite à orthopyroxène possèdent des teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> relativement stables et modérées (104-170 ppm ; Annexe 5.1). Les patrons des terres rares sont relativement parallèles les uns aux autres (Fig. 6.3c). Ils présentent une faible pente négative ((La/Lu)<sub>N</sub> = 2,6-8,9), avec les patrons des ÉTRL<sub>o</sub> légèrement positifs ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 0,72-0,94). Un échantillon de granodiorite massive (21CS04-14) possède une anomalie négative en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0,68), tandis que l'autre (21CS04-17) n'en possède pas ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 1,03). La granodiorite foliée (21CS04-20) possède une anomalie positive en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 1,66).

#### Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de granodiorite à orthopyroxène présentent des patrons généralement parallèles. Ces patrons présentent des similitudes avec les granites à feldspath alcalins, mais avec un patron généralement plus plat. L'échantillon de granodiorite folié (21CS04-20) est toutefois légèrement différent des autres (Fig. 6.4c). Tous les patrons présentent

une pente négative relativement très faible et plutôt dentelée. 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 ÉTRLo (Dy, Y, Yb et Lu).

## 6.2.2 FÉNITES DU LAC DES COUDES

### 6.2.2.1 FÉNITE À « ALBITE, FELDSPATHS POTASSIQUES ET ÆGYRINE »

#### Éléments majeurs

La composition chimique entre les deux échantillons de fénite à « albite, feldspaths potassiques et ægyrine » est plutôt variable. Ils sont composés en moyenne de 66,6 % SiO<sub>2</sub>, 16,0 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6,6 % K<sub>2</sub>O, 3,1 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4,9 % Na<sub>2</sub>O, 1,0 % CaO, 0,6 % MgO, 0,5 % TiO<sub>2</sub> et 0,1 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Fig. 6.2; Annexe 5.1). Selon le TAS, ces échantillons seraient classés comme une syénite alcaline et un granite alcalin (Fig. 6.1). Les principales différences de composition sont au niveau du SiO<sub>2</sub> (64 vs 68 %) et de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15 % vs 17 %), et plus faiblement au niveau du Na<sub>2</sub>O.

#### Patrons de terres rares

Les échantillons de fénite à « albite, feldspaths potassiques et ægyrine » possèdent des teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> modérément élevées (545-661 ppm; Annexe 5.1). Les patrons des terres rares sont relativement parallèles les uns aux autres avec une légère différence dans les terres rares lourdes (Fig. 6.3d). Ils présentent une forte pente négative ((La/Lu)<sub>N</sub> = 55,9-214,4). Le patron des ÉTRLo est plus pentu pour l'échantillon 21CS04-11 ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 2,15) que pour l'échantillon 21CS01-16 ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 1,18). Les deux échantillons possèdent une anomalie négative en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 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 normalisé présentent des patrons généralement parallèles (Fig. 6.4d). Les patrons présentent une faible pente négative du Ba au Ta avec une très

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.

#### 6.2.2.2 FÉNITE À « FELDSPATHS POTASSIQUES ET ÆGYRINE »

##### Éléments majeurs

Les deux échantillons de fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine » ne présentent que très peu de variation entre eux. Ils sont composés en moyenne de 57,2 % SiO<sub>2</sub>, 11,1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,0 % K<sub>2</sub>O, 15,5 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 9,1 % Na<sub>2</sub>O, 1,7 % CaO, 0,9 % MgO, 0,3 % TiO<sub>2</sub>, 0,3 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,1 % MnO (Fig. 6.2 ; Annexe 5.1). Selon le TAS, ces échantillons se classent comme des syénites à néphéline (Fig. 6.1). Leurs teneurs en éléments majeurs sont généralement similaires à l'exception du K<sub>2</sub>O, du Na<sub>2</sub>O et du CaO qui montrent de très légères différences.

##### Patrons de terres rares

Les échantillons de fénite à « feldspath potassique et ægyrine » possèdent des teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> modérément faibles (49-120 ppm ; Annexe 5.1). Les deux patrons des terres rares sont relativement parallèles les uns aux autres bien qu'un soit plus riche en ÉTR (Fig. 6.3d). Ils présentent une pente négative modérément forte ((La/Lu)<sub>N</sub> = 22,4-33,1) qui redresse légèrement au niveau des ÉTR<sub>Lo</sub> ((Ho/Lu)<sub>N</sub> = 1,08-1,65). Les deux échantillons possèdent une anomalie positive en Eu<sub>N</sub> ((Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 1,48-2,17).

##### Graphiques multiéléments normalisés

Les deux patrons des échantillons de fénite à « feldspath potassique et ægyrine » sur un diagramme multiéléments normalisé présentent des patrons plutôt similaires (Fig. 6.4d). 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. Lorsque

comparée avec la fénite à « albite, feldspaths potassiques et ægyrine », la fénite à « feldspaths potassiques et ægyrine » présente des teneurs nettement plus faibles pour la plupart des éléments.

### 6.3 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*.

#### 6.3.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES

##### Éléments majeurs

Les échantillons de mégacristaux de feldspaths potassiques provenant de toutes les sources possèdent des compositions chimiques très similaires en éléments majeurs (ne sont pas présents dans le diagramme TAS puisque ce sont des minéraux). Les mégacristaux de feldspaths potassiques sont composés en moyenne de 65,1 % SiO<sub>2</sub>, 18,1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 13,3 % K<sub>2</sub>O, 0,7 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,1 % Na<sub>2</sub>O, 0,3 % CaO, 0,2 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0,1 % MnO (*Fig. 6.2 ; Annexe 5.1*).

##### Patrons de terres rares

Les échantillons de mégacristaux de feldspaths potassiques possèdent des teneurs en ÉTR<sub>tot</sub> plutôt faibles (16-62 ppm ; *Annexe 5.1*), à l'exception d'un échantillon 21CS02-06 (210 ppm) qui présente de nombreuses inclusions d'apatite (*Annexe 3*). Les patrons des terres rares sont subparallèles les uns aux autres (*Fig. 6.3e*). 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<sub>N</sub> qui est probablement d'origine analytique. Certains échantillons présentent une faible anomalie négative en Eu<sub>N</sub> ( $(Eu/Eu^*)_N = 0,43-0,83$ ).

### Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des échantillons de mégacristaux de feldspaths potassiques sur un diagramme multiéléments normalisé présentent des patrons similaires (Fig. 6.4e). 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.

### 6.3.2 VARIATION DE COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES

En somme, les mégacristaux de feldspaths potassiques provenant des différentes sources ne présentent que très peu de différences chimiques. Parmi les huit échantillons, seul l'échantillon 21CS02-06 semble présenter des valeurs qui diffèrent des autres échantillons (valeurs plus élevées en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, Sr, U, Th, et ÉTR ; Fig. 6.2 ; Annexe 5.1). Plusieurs de ces variations de composition semblent associées à la présence d'apatite à l'intérieur du cristal de feldspath potassique. Par la suite, il est aussi possible d'observer des enrichissements en TiO<sub>2</sub> (0,132 et 0,112 %), Nb (10,9 et 8,7 ppm) et Zr (25 et 69 ppm) dans les échantillons provenant de l'affleurement 21-CS-02 (21CS02-04 et 21CS02-06 ; où l'on retrouve la plus grande quantité d'apatite et de mégacristaux d'ilménite) par rapport aux autres cristaux de feldspaths potassiques (0,005-0,025 % TiO<sub>2</sub>, 0,8-4,6 ppm Nb, 2-5 ppm Zr).

### 6.4 MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE

Les échantillons de mégacristaux d'ilménite provenant de la carbonatite de Girardville et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de la région de Girardville ont été analysés par des analyses de roche totale étant donné leur grande taille. Des résultats d'analyses *in situ* des mégacristaux d'ilménite sont également présentés à la Section 8.1.2.

#### 6.4.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE

##### Éléments majeurs

Tous les mégacristaux d'ilménite analysés possèdent des compositions chimiques en éléments majeurs extrêmement similaires, à l'exception d'un échantillon (21CS01-15) qui est plus riche en  $P_2O_5$  dû à la présence d'inclusions d'apatite. En moyenne, les mégacristaux d'ilménite sont composés 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 %  $P_2O_5$  (*Annexe 5.1*). Leurs analyses présentent de pertes au feu (LOI) négatives. Cet effet est lié à l'oxydation du fer auquel s'ajoute de l'oxygène et augmente ainsi sa masse.

##### Patrons de terres rares

Les mégacristaux d'ilménite analysés possèdent des teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  plutôt faibles (17-46 ppm ; *Annexe 5.1*), à l'exception de 2 échantillons (21CS01-15 et 21CS01-17) dont les teneurs sont beaucoup plus élevées (128 et 269 ppm ; *Annexe 5.1*). Les patrons des terres rares sont aussi assez variables (*Fig. 6.3e*). 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 des  $\text{ÉTRL}_O$  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 pas d'anomalies 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 mégacristaux d'ilménite sur un diagramme multiéléments normalisé présentent des patrons plutôt similaires (*Fig. 6.4e*). 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 positives en Nb, Ta et Ti. On observe aussi de fortes anomalies négatives en Ba, Th et U. La pente entre Th et U s'inverse d'un échantillon à l'autre. On peut observer une petite pente négative du Cs au K, le K présentant une 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.

#### 6.4.2 VARIATION DE COMPOSITION CHIMIQUE DES MÉGACRISTAUX D'ILMÉNITE

Les mégacristaux d'ilménites provenant de la carbonatite et ceux provenant de dykes de pegmatites à feldspaths potassiques présentent quelques différences notables. Dans ceux provenant des carbonatites, on observe des teneurs plus faibles en : MnO jusqu'à 0,8 % de différence (perte relative de 28,6 %), en MgO jusqu'à 0,2 % de différence (perte relative de 43,1 %) et en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> jusqu'à 0,12 % de différence (perte relative de 85,7 %). Et des teneurs plus élevées en CaO jusqu'à 1,8 % de différence (gain relatif de 2250 %). On peut aussi observer une différence nette pour plusieurs éléments traces. On observe des teneurs plus élevées dans les ilménites provenant des carbonatites en Ba, Sr, Y, et en ÉTR<sub>tot</sub>; et des teneurs plus faibles en Co, Zn, Ni et Nb (*Fig. 6.6 ; Annexe 5.1*).

### 6.5 CARBONATITES

#### 6.5.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES 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 calciocarbonatites sauf une magnésiocarbonatite (*Fig. 6.7*). Les échantillons présentent toutefois une grande variation de composition due à la distribution hétérogène de différents minéraux tels que la biotite, l'apatite, les feldspaths ou le pyrochlore.

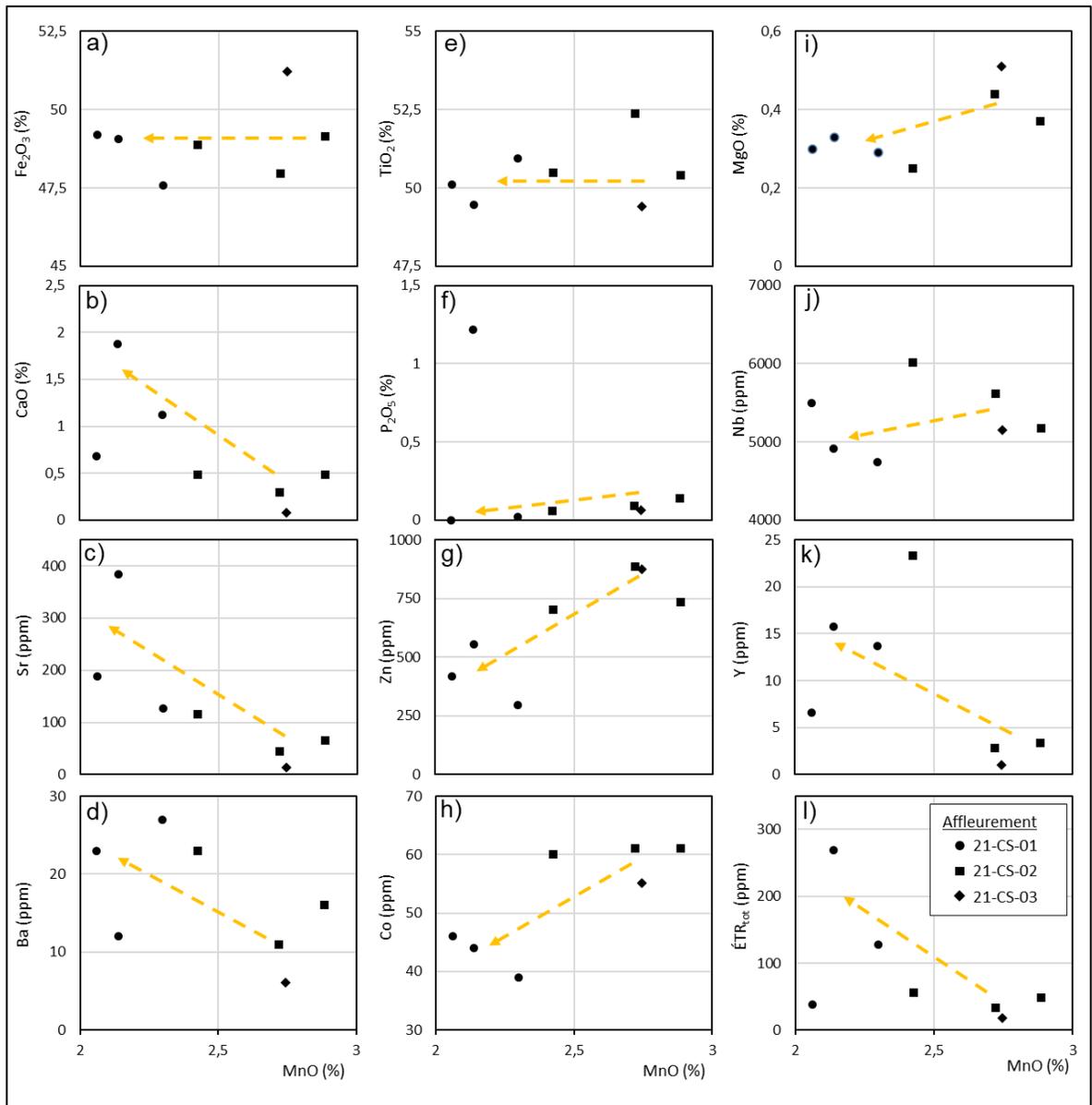


FIGURE 6.6 : Diagrammes binaires de la composition chimique en éléments majeurs et traces des échantillons de mégacrists d'ilménite. Les flèches jaunes indiquent la tendance de variation de la composition chimique entre les cristaux provenant de dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03) aux cristaux provenant de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01).

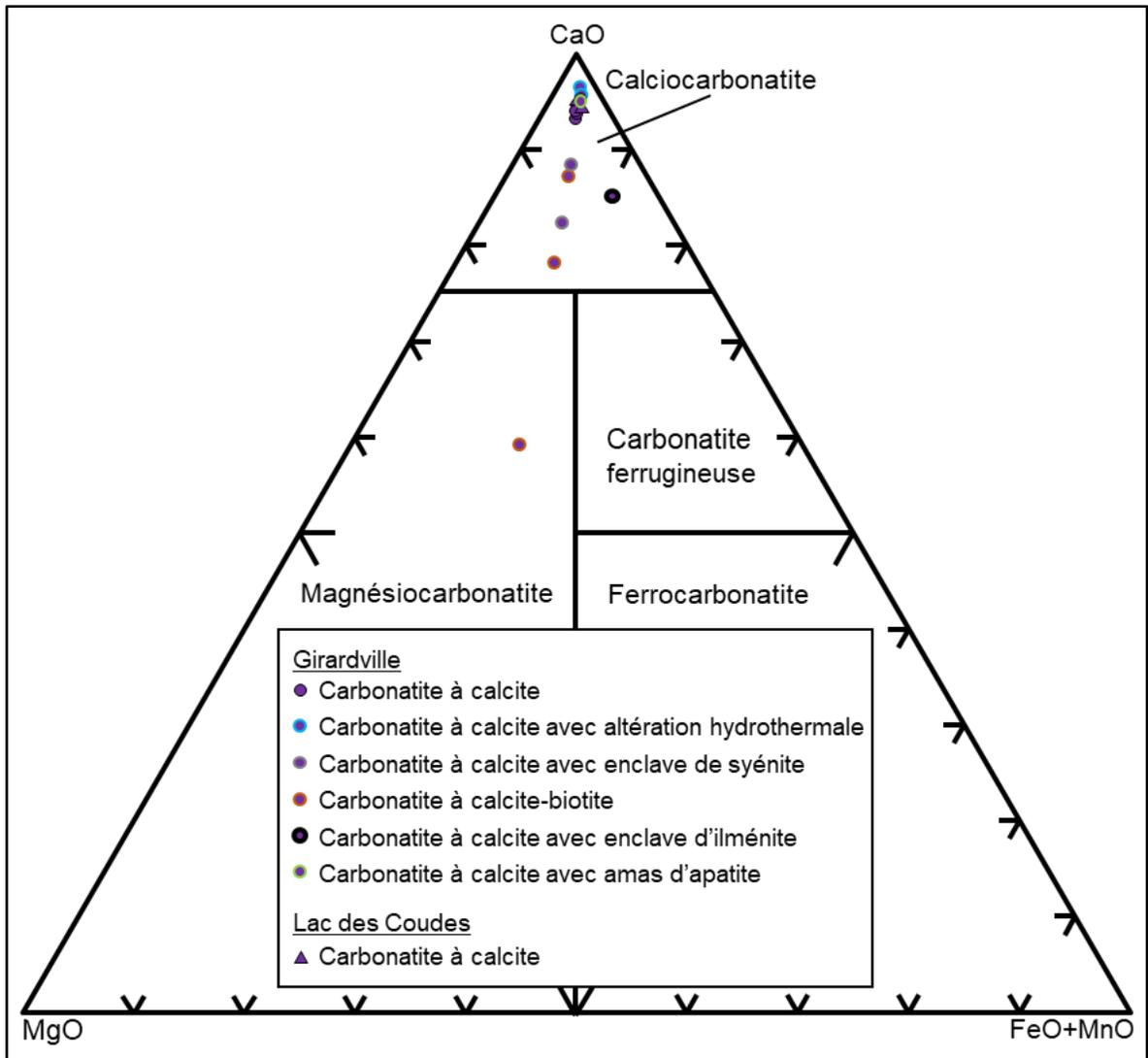


FIGURE 6.7 : Classification chimique des carbonatites en proportion modale (Gittins et Harmer, 1997). On observe qu'en majorité les échantillons de carbonatite sont classés comme des calciocarbonatites.

Les échantillons de la carbonatite de Girardville représentant la matrice carbonatitique la plus propre (ou pauvre en minéraux silicatés ; 21CS01-07, 21CS01-59.1A et 21CS01-51) sont composés en moyenne de 52,1 % de CaO et 44,6 % de CO<sub>2</sub> (Annexe 5.1). Les teneurs maximums pour les autres éléments majeurs dans la matrice carbonatitique sont de 0,3 % SiO<sub>2</sub>, 0,1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,6 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,8 % MnO, 1,2 % MgO, 0,05 % Na<sub>2</sub>O, 0,02 % K<sub>2</sub>O et 0,2 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Annexe 5.1). 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  $\text{SiO}_2$  (1,2 %), en  $\text{Al}_2\text{O}_5$  (0,4 %), et plus appauvris en  $\text{MgO}$  (0,6 % ; *Annexe 5.1*).

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 montrent des teneurs de : 52,0 %  $\text{CaO}$ , 43,2 %  $\text{CO}_2$ , 0,2 %  $\text{SiO}_2$ , 0,05 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,5 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0,6 %  $\text{MnO}$ , 1,0 %  $\text{MgO}$ , 0,03 %  $\text{Na}_2\text{O}$  et 0,02 %  $\text{K}_2\text{O}$  (*Annexe 5.1*).

#### Patrons de terres rares

Tous les échantillons de carbonatite possèdent des teneurs en ÉTR généralement élevées (1020-1647 ppm ; *Annexe 5.1*). La majorité des patrons de terres rares sont subparallèles les uns aux autres (*Fig. 6.8*). Ils présentent une pente négative modérée ( $(\text{La/Lu})_N = 12,9-19,6$ ) avec un patron des ÉTRL<sub>o</sub> relativement plat ( $(\text{Ho/Lu})_N = 0,9-1,4$ ). 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 ( $(\text{La/Lu})_N = 27,8$ ) et son patron des ÉTRL<sub>o</sub> ne redresse que très peu ( $(\text{Ho/Lu})_N = 1,8$ ). Aucune anomalie significative en  $\text{Eu}_N$  n'est visible ( $(\text{Eu/Eu}^*)_N = 0,95-1,0$ ).

#### Graphiques multiéléments normalisés

Les patrons des éléments traces des échantillons de carbonatite sur un diagramme multiéléments normalisé présentent tous une pente faible à modéré du La au Lu, mais sont très variables du Ba au K (*Fig. 6.9*). 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.

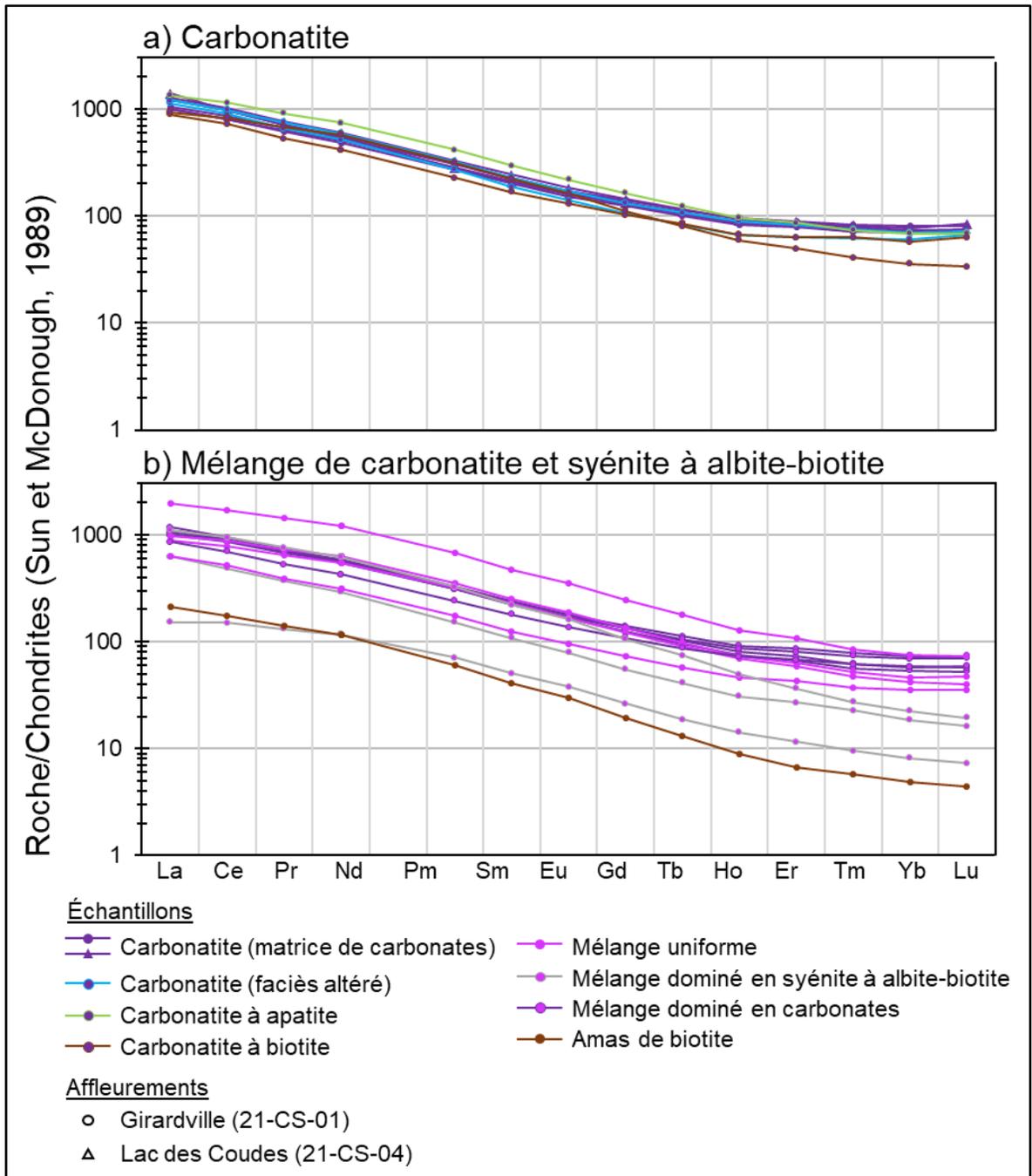


FIGURE 6.8 : Graphiques des patrons de terres rares normalisées aux chondrites des échantillons composés de carbonatite (Sun et McDonough, 1989).

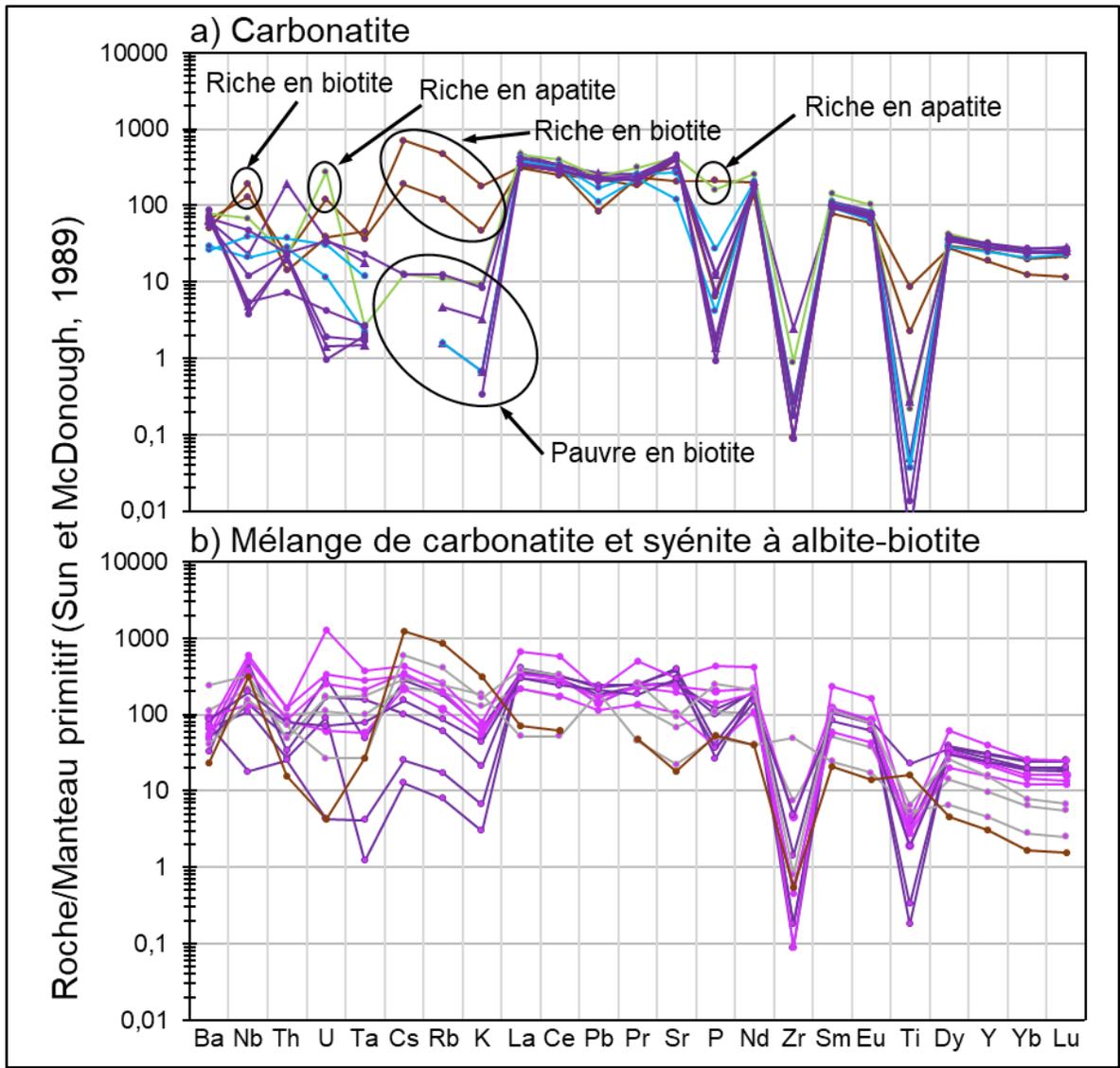


FIGURE 6.9 : Graphiques des patrons multiéléments normalisés au manteau primitif des échantillons composés de carbonatite (Sun et McDonough, 1989). [Voir légende à la Figure 6.8]

### 6.5.2 VARIATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES CARBONATITES

En général, les échantillons de carbonatites les plus riches en biotite présentent généralement des anomalies positives en Nb, et Cs (Fig. 6.9a). Ces caractéristiques sont aussi observables pour les échantillons de mélange entre la carbonatite et les enclaves de syénite à albite-biotite, en outre, l'échantillon 21CS01-13 presque exclusivement composé de biotite (patron brun ; Fig. 6.9b). La

majorité des échantillons analysés présentent une pente négative du Cs au K. Plus les échantillons sont riches en biotite, plus cette pente est accentuée.

Les échantillons de carbonatite ou de mélange avec des enclaves de syénite à albite-biotite les plus riches en apatite présentent des anomalies positives en U et négatives en Th (*Fig. 6.9a*). Les échantillons avec les plus grandes proportions de matrices carbonatitiques affichent généralement des anomalies négatives en Nb, U et Ta, et une anomalie positive en Th. Les échantillons provenant du faciès altéré de la carbonatite présentent généralement moins d'amplitude au niveau de leurs pics anomaliques. Ces échantillons présentent généralement une légère pente de plus en plus pentue du Ba jusqu'à K et sans anomalies significatives en Nb, Th, U ou Ta.

## 6.6 SOMMAIRE DES RÉSULTATS DE GÉOCHIMIE DES ROCHES TOTALES

En somme, les résultats de géochimie de roches totales démontrent que la fénitisation des roches encaissantes à proximité des différentes intrusions étudiées a un impact sur la composition chimique des roches encaissantes. Dans certains cas, la composition chimique de ces roches peut avoir varié à un point où le protolithe de ces roches n'est plus identifiable (*Fig. 6.1, 6.2, 6.3a à 6.3d, 6.4a à 6.4d et 6.5*). La syénite à albite-biotite semble aussi avoir des variations chimiques liées à de la métasomatation.

La chimie de tous les mégacristaux de feldspaths potassiques analysés est extrêmement similaire, ce pour tous les affleurements étudiés (*Fig. 6.2, 6.3e et 6.4e*).

Les mégacristaux d'ilménite en enclave dans la carbonatite présentent une composition géochimique assez similaire à celle provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (*Fig. 6.3f et 6.4f*). Il est toutefois possible d'observer certaines variations entre les cristaux provenant des deux sources (*Fig. 6.6*).

Pour ce qui est de la carbonatite de Girardville, les analyses chimiques confirment qu'il s'agit d'une calciocarbonatite (*Fig. 6.7*). Ces différentes analyses présentent quelques variations chimiques entre les différents échantillons, mais somme tout avec des tendances similaires (*Fig. 6.8 et 6.9*).

Les échantillons de carbonatite provenant du lac des Coudes affichent des résultats qui sont très similaires à ceux de la carbonatite de Girardville. Finalement, les analyses chimiques des différents échantillons de carbonatite démontrent aussi d'une incidence directe entre la présence de biotite et les teneurs en Nb, ou encore, entre la présence d'apatite et les teneurs en ÉTR dans les échantillons (*Fig. 6.9*). Ces influences sur les teneurs en Nb et ÉTR seront discutées plus en détail dans le *Chapitre 8*.

## CHAPITRE 7

### CHIMIE MINÉRALE

Des analyses chimiques *in situ* ont été réalisées sur des minéraux de biotite, d'apatite, de pyrochlore et sur des mégacristsaux d'ilménite. La biotite et l'apatite ont été analysées par microsonde et par LA-ICP-MS. Les résultats complets des analyses de biotite et d'apatite sont présentés aux *Annexes 7 et 8*. D'autres analyses *in situ* ont aussi été réalisées au MEB, principalement sur des minéraux de pyrochlores et sur des oxydes à l'intérieur des mégacristsaux d'ilménite. Les résultats complets des analyses produites au MEB sont présentés à l'*Annexe 6*. Les analyses de pyrochlores et d'oxydes seront discutées au *Chapitre 8*. Les protocoles méthodologiques de toutes ces analyses *in situ* sont présentés au *Chapitre 4*.

#### 7.1 BIOTITE

Les biotites<sup>12</sup> ( $IM_{2-3}\square_{1-0}T_4O_{10}A_2$ )<sup>13</sup> analysées ont été délimitées en 5 groupes en fonction de la roche hôte, soit celle provenant : (1) du granite à feldspath alcalin frais (Bo-G), (2) du dyke de syénite à albite-biotite (Bo-S1), (3) des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2), (4) des divers faciès de la carbonatite, incluant ceux en couronne autour des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-C), et (5) d'inclusion dans un mégacristal d'ilménite issu d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-03) (Bo-I).

---

<sup>12</sup> Le terme biotite est utilisé au sens général du terme et fait référence à tous les micas foncés observés sur le terrain et du même fait, à tous les micas trioctaédriques.

<sup>13</sup> Où : I = K, Na, ± (Ca, Ba, Rb, Cs) ; M = Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Ti, Al, ± (Mn, Li, Zn) ; □ = lacune ; T = Si, Al, Fe<sup>3+</sup>, A = OH, F, Cl, O (*Rieder et al., 1999*).

Dans l'ensemble, les analyses de microsonde présentent des valeurs supérieures aux limites de détection en K, Mg, Fe, Ti, Si, Al, F, Mn et Na pour tous les groupes de biotite. Les valeurs en S, Zn et Rb sont supérieures aux limites de détection que pour certaines biotites. Les valeurs provenant des analyses de P, Ba, Ca, Cr, Cl et Ni sont généralement sous les limites de détection pour la plupart des biotites et ont été écartés dans l'analyse de leur composition.

Pour ce qui est des analyses de LA-ICP-MS, on observe des valeurs supérieures aux limites de détection en Li, B, Si, Ti, Cr, Mn, Rb, Sr, Nb, Cs, Ba et Ta pour tous les groupes de biotites. Les valeurs en Y et en ÉTR ne sont supérieures aux limites de détection que pour quelques analyses provenant des groupes Bo-C et Bo-S2.

### 7.1.1 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MAJEURS DES BIOTITES

La composition chimique en éléments majeurs de toutes les biotites ( $(M_{2-3}□_{1-0}T_4O_{10}A_2)^{13}$ ) a été évaluée en apfu à l'aide de la méthode de *Li et al. (2020)*. Cette méthode se démarque des autres méthodes de calcul, car elle permet d'estimer les proportions entre le  $Fe^{2+}$  et le  $Fe^{3+}$  à partir d'analyse de  $Fe_{total}$  acquis par microsonde (*Annexe 9*).

Toutes les biotites analysées ont été identifiées comme des membres de la série annite-phlogopite ( $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$  —  $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ ) telle que définie par *Rieder et al. (1999)*, avec de faibles composantes en Ti,  $Fe^{3+}$  et Al au site M et une faible composante en  $Fe^{3+}$  au site T (*Fig. 7.1 et 7.2; Tableau 7.1*). Les formules chimiques idéalisées pour chaque groupe de biotite sont présentées dans le *Tableau 7.2*.

#### Carbonatite et enclaves de syénite à albite-biotite

La composition chimique en éléments majeurs des biotites provenant de la carbonatite (Bo-C) et celles provenant des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2) est pratiquement indistinguable à partir des éléments majeurs. Les deux groupes de biotite possèdent des valeurs en Fe plus faible qu'en Mg avec un  $Fe\#$  ( $100 * Fe / (Fe + Mg)$ ) de 38-40 % atomique. Les valeurs en Al (0,99-1,06 apfu) sont plutôt médianes comparées aux autres groupes de biotite et s'approchent énormément de celles

d'une annite-phlogopite de composition idéale (Al = 1 apfu). Cependant, la composition moyenne en Ti de Bo-S2 (0,19 apfu) est légèrement plus faible que celle de Bo-C (0,22 apfu) (Fig. 7.3).

Dyke de syénite à albite-biotite

Le groupe de biotite provenant du dyke de syénite à albite-biotite (Bo-S1) possède les valeurs en Fe les plus élevées de toutes les biotites analysées avec un Fe# de 54-57 % atomique. Les valeurs en Al (1,20-1,23 apfu) sont aussi les plus élevées de tous les groupes de biotite. Son contenu moyen en Ti (0,19 apfu) s'apparente beaucoup à celui de Bo-C et Bo-S2, mais particulièrement de Bo-S2 (Fig. 7.3).

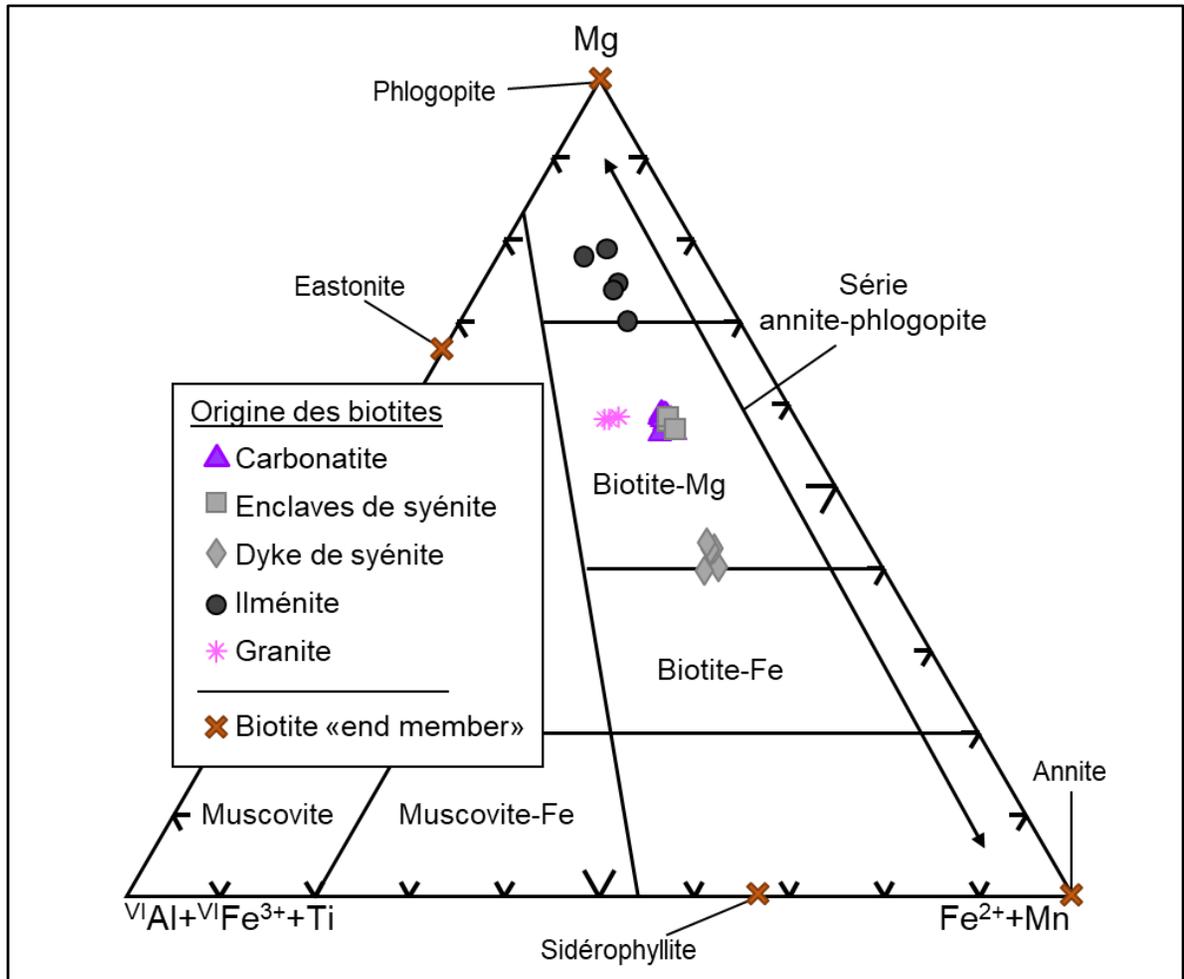


FIGURE 7.1 : Diagramme ternaire de la classification des micas en fonction de leur composition de leur site octaédrique (M ou VI) calculé en apfu (modifiée de Foster, 1960).

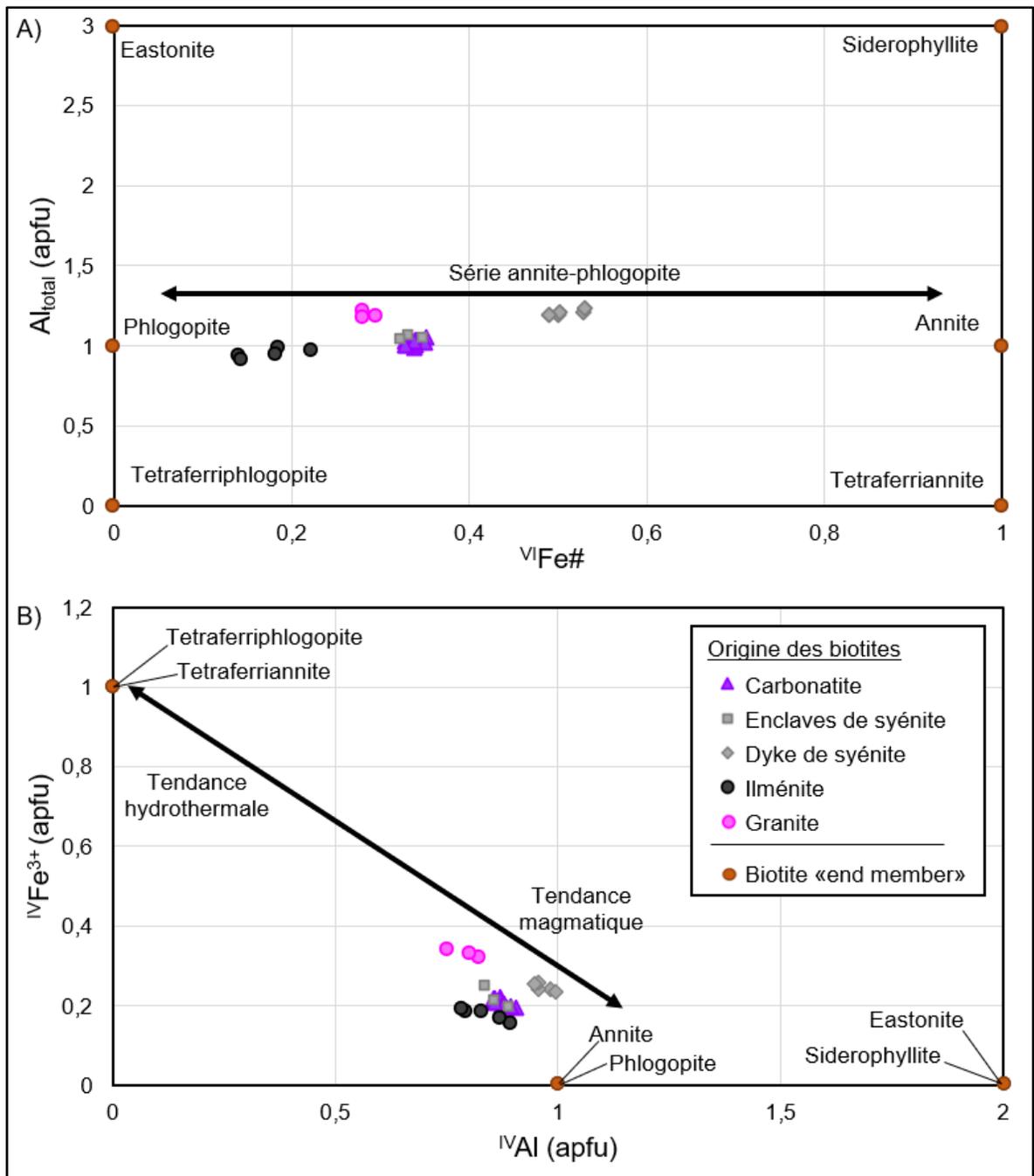


FIGURE 7.2 : Diagramme binaire de la variation de composition chimique des différents types de biotite. A)  $Al_{total}/^{VI}Fe\#$  : Variation de composition chimique en  $Al_{total}$  en fonction du  $Fe\#$  au site octaédrique (M ou VI). On observe que les biotites analysées sont réparties le long de la série annite-phlogopite. B)  $^{IV}Fe^{3+}/^{IV}Al$  : Variation de composition chimique en  $Fe^{3+}$  en fonction de  $^{IV}Al$  au site tétraédrique (T ou IV). On observe que les biotites possèdent un caractère plus magmatique qu'hydrothermal (Weng et al., 2022).

TABLEAU 7.1 : Intervalles de composition en éléments majeurs (en apfu) des différents groupes de biotite calculée avec la méthode de *Li et al. (2020)*.

Élément	Site cristallo-graphique	Roche hôte				
		Carbonatite	Enclaves (syénite)	Dyke (syénite)	Ilménite	Granite
K	I*	0,91 - 0,95	0,94 - 0,96	0,93 - 0,97	0,82 - 0,92	0,79 - 0,84
Na		0,01 - 0,04	0,01 - 0,02	0,01 - 0,01	0,01 - 0,02	0,01 - 0,02
Al	M*	0,12 - 0,17	0,16 - 0,21	0,23 - 0,26	0,09 - 0,15	0,37 - 0,43
Mg		1,66 - 1,74	1,67 - 1,72	1,18 - 1,27	2,08 - 2,33	1,81 - 1,82
Fe <sup>2+</sup>		0,79 - 0,87	0,82 - 0,86	1,16 - 1,24	0,27 - 0,52	0,65 - 0,69
Fe <sup>3+</sup>		0,02 - 0,07	0,00 - 0,03	0,05 - 0,12	0,05 - 0,11	0,02 - 0,09
Ti		0,19 - 0,23	0,18 - 0,20	0,18 - 0,20	0,10 - 0,17	0,15 - 0,16
Mn		0,00 - 0,01	0,00 - 0,01	0,01 - 0,01	0,00 - 0,01	0,02 - 0,02
□		0,00 - 0,22	0,00 - 0,16	0,00 - 0,20	0,00 - 0,40	0,00 - 0,00
Si	T*	2,90 - 2,94	2,91 - 2,93	2,77 - 2,81	2,95 - 3,02	2,85 - 2,91
Al		0,85 - 0,91	0,84 - 0,89	0,95 - 1,00	0,79 - 0,89	0,75 - 0,82
Fe <sup>3+</sup>		0,19 - 0,22	0,20 - 0,25	0,24 - 0,26	0,15 - 0,19	0,32 - 0,34
F	A*	0,30 - 0,40	0,31 - 0,39	0,12 - 0,22	0,41 - 0,56	0,62 - 0,65
Cl		sld** - 0,00	sld - 0,01	sld - 0,00	0,00 - 0,00	0,04 - 0,05
OH		1,14 - 1,29	1,21 - 1,32	1,45 - 1,54	1,14 - 1,21	1,17 - 1,22
O <sup>2-</sup>		0,38 - 0,48	0,31 - 0,40	0,30 - 0,40	0,28 - 0,40	0,09 - 0,16

\* I : site à cation intercouche, M : site octaédrique, T : site tétraédrique, A : site à anions tétraédrique

\*\* sld : sous limite de détection

\*\*\* Les valeurs sont arrondies à la décimale près.

#### Inclusions dans un mégacristal d'ilménite

Le groupe de biotite provenant d'inclusions dans un mégacristal d'ilménite (Bo-I) possède les valeurs de Fe les plus faibles et les plus variables avec un Fe# de 20-27 % atomique de tous les groupes de biotite analysés. Les valeurs en Al (0,92-0,99 apfu) s'approchent de celles d'une annite-phlogopite de composition idéale. Son contenu moyen en Ti (0,14 apfu) est généralement plus faible et plus variable que les autres groupes de biotite (*Fig. 7.3*).

TABLEAU 7.2 : Les formules chimiques moyennes calculées pour chaque groupe de biotite comparé à celles des minéraux « end member » des principaux micas du groupe trioctaédrique.

<u>Minéraux analysés</u>	
<u>Roche hôte</u>	<u>Formule chimique calculée*</u>
Carbonatite	$(K_{0,9}) (Mg_{1,7} Fe^{2+}_{0,8} Al_{0,2} Ti_{0,2} \square_{0,1}) (Si_{2,9} Al_{0,9} Fe^{3+}_{0,2}) O_{10} ((OH)_{1,3} F_{0,4} O^{2-}_{0,4})$
Enclaves	$(K_{0,9}) (Mg_{1,7} Fe^{2+}_{0,8} Al_{0,2} Ti_{0,2} \square_{0,1}) (Si_{2,9} Al_{1,0} Fe^{3+}_{0,2}) O_{10} ((OH)_{1,3} F_{0,4} O^{2-}_{0,4})$
Dyke	$(K_{1,0}) (Mg_{1,2} Fe^{2+}_{1,2} Al_{0,2} Ti_{0,2} Fe^{3+}_{0,1}) (Si_{2,8} Al_{1,0} Fe^{3+}_{0,2}) O_{10} ((OH)_{1,2} F_{0,2} O^{2-}_{0,3})$
Ilménite	$(K_{0,9}) (Mg_{2,2} Fe^{2+}_{0,4} Al_{0,1} Ti_{0,1} Fe^{3+}_{0,1}) (Si_{3,0} Al_{0,8} Fe^{3+}_{0,2}) O_{10} ((OH)_{1,2} F_{0,5} O^{2-}_{0,4})$
Granite	$(K_{0,8}) (Mg_{1,8} Fe^{2+}_{0,7} Al_{0,4} Ti_{0,2} Fe^{3+}_{0,1}) (Si_{2,9} Al_{0,8} Fe^{3+}_{0,2}) O_{10} ((OH)_{1,3} F_{0,4} O^{2-}_{0,4})$

<u>Littérature</u>	
<u>Minéraux « end member »</u>	<u>Formule chimique idéalisée</u>
Annite	$(K) (Fe^{2+}_3) (AlSi_3) O_{10} (OH)_2$
Phlogopite	$(K) (Mg_3) (AlSi_3) O_{10} (OH)_2$
Sidérophyllite	$(K) (Fe^{2+}_2Al) (Al_2Si_2) O_{10} (OH)_2$
Eastonite	$(K) (Mg_2Al) (Al_2Si_2) O_{10} (OH)_2$
Tétraferriannite	$(K) (Fe^{2+}_3) (Fe^{3+}Si_3) O_{10} (OH)_2$
Tétraferriphlogopite	$(K) (Mg_3) (Fe^{3+}Si_3) O_{10} (OH)_2$

\* Seuls les éléments possédant une valeur moyenne arrondie de 0,1 apfu ou plus ont été utilisés pour développer la formule chimique.

#### Granite à feldspath alcalin (roche encaissante fraîche)

Le groupe de biotite provenant du granite à feldspath alcalin (Bo-G) présente des valeurs en Fe qui sont aussi assez médianes et similaires à celles de Bo-C et Bo-S2, avec un Fe# de 36-37 % atomique. Les valeurs en Al (1,18-1,22 apfu) y sont toutefois plus élevées et les valeurs moyennes en Ti (0,15 apfu) plus faibles.

### 7.1.2 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MINEURS ET TRACES DES BIOTITES

#### Carbonatite et enclaves de syénite à albite-biotite

La composition chimique en éléments mineurs et traces des biotites provenant de la carbonatite (Bo-C) et des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2) est encore une fois très similaire. L'une des seules distinctions notables est les teneurs en Na dans des biotites provenant de

la carbonatite (408-1774 ppm ; *Annexe 8.1*) qui sont généralement plus élevées que celles des enclaves de syénite à albite-biotite (578-772 ppm ; *Annexe 8.1*). Les biotites provenant de la carbonatite et des enclaves de syénite à albite-biotite présentent aussi des teneurs beaucoup plus faibles en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  (sld-1,54 ppm) et en Y (sld-0,29 ppm) comparés aux autres biotites ( $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  : 0,12-132 ppm ; Y : 0,02-6,9 ppm). Le graphique des patrons des ÉTR n'est pas présenté, car plusieurs valeurs sont près ou sous les limites de détection (sld). Les teneurs de ces deux groupes de biotite en Zn (sld-1021 ppm) sont plutôt variables, mais aussi en moyenne plus faible que les autres types de biotite (602-1350 ppm).

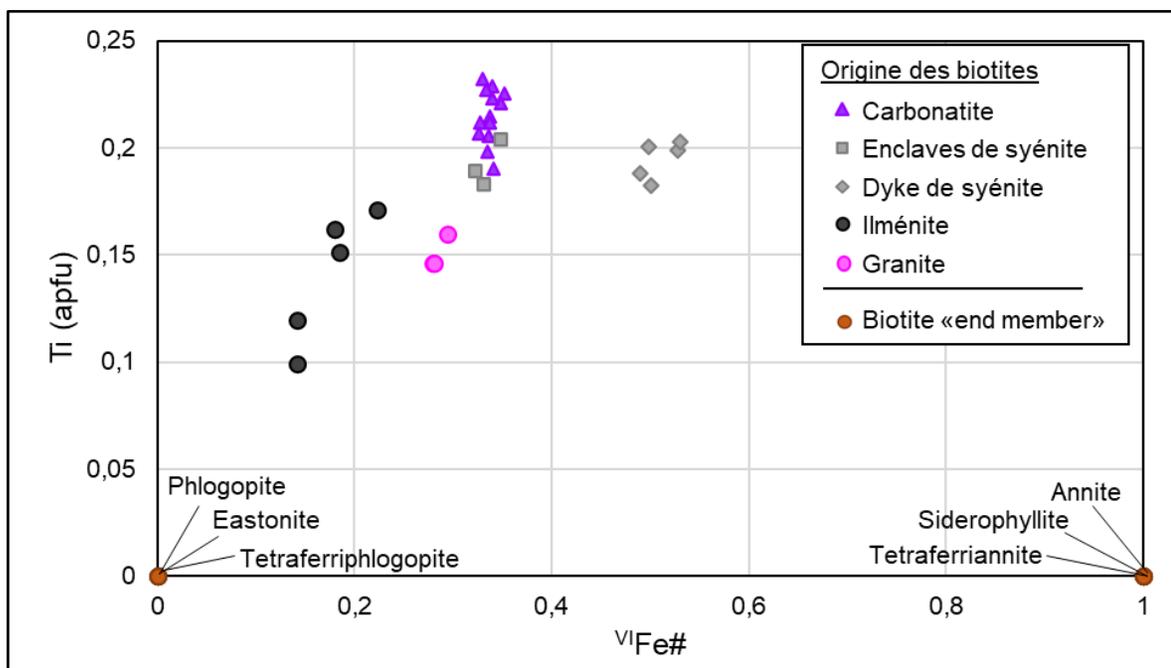


FIGURE 7.3 : Diagramme binaire de la variation de composition chimique des différents types de biotite en Ti en fonction du Fe# au site octaédrique (M ou VI).

#### Dyke de syénite à albite-biotite

Les biotites du dyke de syénite à albite-biotite (Bo-S2) présentent des teneurs plus élevées en Ca (157-736 ppm ; *Annexe 8.1*), Sr (1-170 ppm) et des teneurs plus faibles en Cr (0,64-1,9 ppm) que les autres types de biotite (Ca : sld-229 ppm ; Sr : 0,26-6,7 ppm ; Cr : 4,3-30,4 ppm).

### Inclusion dans un mégacristal d'ilménite

En moyenne, la biotite en inclusion dans un mégacristal d'ilménite (Bo-I) présente des intervalles de valeurs assez variables. Les teneurs en Li (158-1017 ppm) sont beaucoup plus élevées que dans les autres groupes de biotites (68-183 ppm).

### Granite à feldspath alcalin (roche encaissante fraîche)

La biotite provenant du granite à feldspath alcalin (Bo-G) présente des concentrations généralement plus élevées en Cl (3220-3500 ppm), en S (350-526 ppm), en P (231-243 ppm), en Mn (2315-2634 ppm), en Zn (795-1350 ppm) et en Ba (1116-1477 ppm) que toutes les autres biotites (Cl : 0-510 ppm ; S : 0-506 ppm ; P : 0-140 ppm ; Mn : 387-1596 ppm ; Zn : sld-1124 ppm ; Ba : 88-1221 ppm).

### 7.1.3 NIOBIUM ET TANTALE DANS LES BIOTITES

Pour ce qui est des teneurs en Nb, les teneurs des biotites provenant de la carbonatite (Bo-C), des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2) et du dyke de syénite à albite-biotite (Bo-S1) sont plutôt similaires, et beaucoup plus élevées (175-338 ppm ; *Annexe 8.1*) que celles provenant des inclusions dans le mégacristal d'ilménite (Bo-I) où les teneurs sont très variables (5-123 ppm), et que dans le granite à feldspath alcalin où les teneurs sont très faibles (7,1-9,6 ppm). Les teneurs en Ta varient aussi beaucoup entre les différents types de biotite. Les teneurs provenant de Bo-I et Bo-G sont très basses (0,017-0,49 ppm), celles provenant de Bo-C et Bo-S2 sont plutôt médianes (0,67-1,91 ppm) et celles provenant Bo-S1 sont les plus élevées (3,9-6,0 ppm).

### 7.1.4 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS VOLATILS DES BIOTITES

En moyenne, la composition en éléments volatils est très variable entre les différents groupes de biotites. Les valeurs mesurées de F les plus élevées sont observables dans les biotites provenant du granite à feldspath alcalin (Bo-G) (0,62-0,65 apfu ; *Tableau 7.1*). Les biotites provenant d'inclusions dans un mégacristal d'ilménite (Bo-I) possèdent aussi des valeurs en F généralement élevées (0,41-0,56 apfu), mais très variables. Les biotites de la carbonatite (Bo-C) et celles provenant

des enclaves de syénite à albite-biotite (Bo-S2) présentent encore une fois des valeurs extrêmement similaires ( $F = 0,30-0,40$  apfu). Les valeurs en F provenant des biotites du dyke de syénite à albite-biotite (Bo-S1) ( $0,12-0,22$  apfu) sont les plus faibles de tous les groupes de biotite. Le comportement des valeurs en OH est généralement inverse à celui du F. Bo-S1 possède les valeurs les plus élevées ( $1,45-1,54$  apfu), suivies de Bo-C et Bo-S2 ( $1,14-1,32$  apfu), puis de Bo-G ( $1,17-1,22$  apfu). Exceptionnellement, les valeurs en OH de Bo-I sont les plus faibles ( $1,14-1,21$  apfu).

Les valeurs en Cl mesuré pour près de l'ensemble des biotites sont généralement négligeables et frôlent la limite de détection. De toutes les biotites, seules celles appartenant à Bo-G font exception avec des teneurs de Cl de ( $3220-3500$  ppm), soit l'équivalent de  $0,04-0,05$  apfu (*Tableau 7.1*). On observe aussi des teneurs de S près de la limite de détection dans presque de la totalité des biotites analysées. Les teneurs de S les plus élevées sont observables dans Bo-G ( $350-526$  ppm). On observe aussi de bonnes teneurs en S dans Bo-S1 ( $265-506$  ppm). Bo-C et Bo-S2 présentent des teneurs en S ( $sld-385$  ppm) généralement médianes et variables comparées aux autres groupes de biotites. Bo-I présente les teneurs en S les plus basses ( $sld-150$  ppm).

## 7.2 APATITE

Les apatites analysées ont été délimitées en 4 groupes en fonction de leur roche hôte, soit celles provenant : (1) des enclaves de syénite à albite-biotite (Ap-S), (2) de la carbonatite (Ap-C), (3) du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02 ; Ap-P), et 4) d'inclusion dans un mégacristal d'ilménite provenant d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (Ap-I).

Dans l'ensemble, les analyses de microsonde présentent des valeurs supérieures aux limites de détection en Ca, Sr, Na, P et F pour tous les groupes d'apatite. Les analyses en Ce et en La présentent des valeurs supérieures aux limites de détection que pour certaines apatites. Les valeurs provenant des analyses d'Y, Si, S et Cl sont majoritairement en dessous des limites de détection pour la plupart des apatites et ont été ignorées dans l'analyse de leur composition chimique.

Pour ce qui est des analyses de LA-ICP-MS, on observe des valeurs supérieures aux limites de détection pour près de tous les éléments analysés. Les analyses d'Al, Sc, Ni, Cu, Mo, W, Bi, U, Li

et Ti présentent des valeurs qui sont généralement supérieures aux limites de détection à l'exception de certains points dont les résultats sont sous la limite de détection. Les analyses de Si, Cr, Sn, Sb et Cs présentent généralement des valeurs sous les limites de détection.

### 7.2.1 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MAJEURS DES APATITES

La composition chimique en éléments majeurs de l'apatite  $(M_5(TO_4)_3(X))^{14}$  a été évaluée en apfu normalisée au site « M » ( $Ca+Sr+Na+Ce+La+Y=5$  apfu ; *Tableau 7.3* ; *Chakhmouradian et al., 2017*). Les résultats démontrent clairement que toutes les apatites analysées sont des fluorapatites. Les 4 groupes 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 ; *Tableau 7.3*). 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 7.3*).

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).

### 7.2.2 COMPOSITION EN ÉLÉMENTS MINEURS ET TRACES DES APATITES

Pour ce qui est des éléments mineurs et traces (*Annexe 8.2*), la composition chimique des quatre groupes d'apatite est généralement similaire, mais présente quelques variations pour certains éléments.

---

<sup>14</sup>M : Ca, Pb, Ba, Sr, Mn, Na, Ce, La, Y ou Bi ; T : P, As, V, Si, S, B ; X : F, OH, Cl ou O<sup>2</sup>.

TABLEAU 7.3 : Intervalles de composition (en apfu) des différents types d'apatites calculés à partir des données de microsondes

Élément	Site cristallo-graphique	Roche hôte			
		Pegmatite	Ilménite	Enclaves (syénite)	Carbonatite
Ca	M*	4,89 - 4,92	4,89 - 4,90	4,89 - 4,93	4,83 - 4,91
Sr		0,038 - 0,057	0,052 - 0,057	0,048 - 0,077	0,052 - 0,079
Na		0,026 - 0,044	0,031 - 0,038	0,024 - 0,032	0,029 - 0,064
Ce		0,008 - 0,012	0,008 - 0,011	sld - 0,012	0,007 - 0,018
La		0,003 - 0,005	0,002 - 0,008	sld - 0,006	sld - 0,007
Y		sld** - 0,003	sld - 0,002	sld - 0,003	sld - 0,006
P	T*	2,93 - 2,99	2,91-3,00	2,89-2,98	2,83-3,01
Si		sld	sld - 0,003	sld - 0,003	sld - 0,004
S		sld - 0,004	sld - 0,002	sld - 0,003	sld - 0,003
F	X*	0,91 - 0,95	0,87 - 0,90	0,86 - 0,95	0,87 - 1,05
Cl		sld - 0,001	sld - 0,001	sld - 0,001	sld - 0,001
OH		0,055 - 0,089	0,095 - 0,131	0,053 - 0,115	-0,054 - 0,134

\* M : site cationique, T : site tétraédrique, X : site à anions monovalent.

\*\* sld : sous limite de détection

\*\*\* Les valeurs sont arrondies à la décimale près.

#### Pegmatite à feldspaths potassiques et inclusions dans le mégacristal d'ilménite

La composition chimique des apatites provenant du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (Ap-P) et des inclusions dans le mégacristal d'ilménite (Ap-I) est presque identique. Les deux groupes d'apatites vont montrer les mêmes tendances de variations chimiques, avec des patrons de terres rares et d'éléments traces parallèles (Figs. 7.4 et 7.5). Quelques exceptions sont tout de même observables pour certains éléments traces. Ces deux groupes d'apatite possèdent des teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  relativement stables et élevées (5681-7959 ppm ; Annexe 8.2). Les patrons d'ÉTR présentent une pente négative modérément forte et uniforme ( $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 61,8-73,9$ ). Il est tout de même possible d'observer que la pente des ÉTRLé ( $(\text{La/Nd})_{\text{N}} = 1,3-1,6$ ) est légèrement moins pentue que pour les ÉTRL0 ( $(\text{Ho/Yb})_{\text{N}} = 2,6-3,0$ ). Aucune anomalie en  $\text{Eu}_{\text{N}}$  n'est observable ( $(\text{Eu/Eu}^*)_{\text{N}} =$

0,95-0,97). Ap-P montre toutefois des teneurs très légèrement plus élevées en Ba (67-171 ppm), Th (6-18 ppm), U (0,02-0,32 ppm), W (0,01-0,05 ppm), Zn (2,0-2,4 ppm) et Ga (2,9-7,9 ppm) que celles de Ap-I (Ba : 21-29 ; Th : 4,0-7,1 ; U : 0,000 5-0,028 7 ; W : 0,001-0,007 ; Zn : 1,2-2,0 ; Ga : 0,71-0,94 ppm ; *Fig. 7.5 ; Annexe 8.2*). Ap-I possède des teneurs en V (0,06-0,11 ppm) qui sont légèrement plus élevées que celle de Ap-P (0,01-0,05 ppm).

### Carbonatite

En fonction de la composition chimique des apatites contenue dans la carbonatite, il est possible de distinguer 3 sous-groupes d'apatite.

Le premier sous-groupe représente la majorité des points d'analyses d'apatite provenant de la carbonatite (Ap-C1). La composition chimique de ces apatites est très similaire à celle de Ap-P et Ap-I, avec ces patrons de terres rares (5037-8529 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  ;  $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 42,8-69,5$  ;  $(\text{La/Nd})_{\text{N}} = 1,3-1,4$  ;  $(\text{Ho/Yb})_{\text{N}} = 2,8-3,0$  ;  $(\text{Eu/Eu}^*)_{\text{N}} = 0,95-0,98$ ) et d'éléments traces généralement parallèles (*Figs. 7.4 et 7.5*). Malgré les fortes similitudes, Ap-C1 montrent tout de même plusieurs différences par rapport à Ap-P et Ap-I. On observe des teneurs moyennes plus élevées en Rb (0,08 ppm) que celles de Ap-P et Ap-I. Les teneurs moyennes en Ba (26,9 ppm), Th (6,1 ppm), U (0,02 ppm), Zn (1,5 ppm), V (0,08 ppm) et Ga (0,96 ppm) sont généralement similaires à celles de Ap-I et les teneurs moyennes en W (0,02 ppm) à celles de Ap-P (*Fig. 7.5 ; Annexe 8.2*).

Le second sous-groupe d'apatite observé dans la carbonatite (Ap-C2) présente généralement des teneurs et des tendances de variations semblables à Ap-C1. Les patrons de terres rares et d'éléments traces de Ap-C1 et Ap-C2 sont généralement subparallèles, mais Ap-C2 présentent des teneurs généralement plus élevées en  $\text{ÉTR}$  et pour plusieurs éléments traces (11298-13284 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  ;  $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 50,0-61,8$  ;  $(\text{La/Nd})_{\text{N}} = 1,1-1,2$  ;  $(\text{Ho/Yb})_{\text{N}} = 3,5-3,7$  ;  $(\text{Eu/Eu}^*)_{\text{N}} = 0,92-0,96$  ; *Figs. 7.4 et 7.5*). Les teneurs en Ba, U, Th et W sont différentes de celles de Ap-C1, mais toutefois similaires à celles de Ap-P.

Le troisième sous-groupe d'apatite (une seule analyse) observé dans la carbonatite (Ap-C3) est généralement très différent des autres groupes d'apatites observés dans la carbonatite (*Figs. 7.4*

et 7.5). Les teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  de Ap-C3 sont très faibles (1756 ppm ; *Annexe 8.2*). Les patrons d'ÉTR présentent une pente négative plus plate que ceux de Ap-C1 et Ap-C2 ( $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 10,3$ ) avec une pente positive entre le La et le Ce. Le patron des  $\text{ÉTRL}_0$  ( $(\text{Ho/Yb})_{\text{N}} = 1,6$ ) est aussi généralement plat. Aucune anomalie en  $\text{Eu}_{\text{N}}$  n'est observable ( $(\text{Eu/Eu}^*)_{\text{N}} = 0,98$ ). Les teneurs en éléments traces de Ap-C3 sont généralement plus élevées en Cl, Ba, Mn, Fe, Mg, Sc, Mo, Nb, Ti, Ni, Co, V, et Ga, et moins élevées en Rb, Th, U, Zr, Ta et As.

#### Enclaves de syénite à albite-biotite

En fonction de la composition chimique des apatites contenues dans les enclaves de syénite à albite-biotite, il est possible de distinguer nettement 2 sous-groupes.

Le premier sous-groupe d'apatite provenant d'enclaves de syénite à albite-biotite (Ap-S1) est le groupe qui présente le plus de différence avec les autres groupes d'apatites (*Figs. 7.4 et 7.5*). Le patron de terres rares de Ap-S1 présente plusieurs similarités avec celui de Ap-C3, mais est complètement différent de celui des autres groupes présentés plutôt. Les teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  de Ap-S1 sont généralement plus faibles (4405-4931 ppm ; *Annexe 8.2*). Les patrons d'ÉTR présentent une pente négative généralement plus plat que les autres apatites ( $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 6,8-7,3$ ) avec une pente positive pour les  $\text{ÉTRL}_e$  ( $(\text{La/Nd})_{\text{N}} = 0,67-0,77$ ). Le patron des  $\text{ÉTRL}_0$  ( $(\text{Ho/Yb})_{\text{N}} = 2,1-2,2$ ) est faiblement pentu. Aucune anomalie en  $\text{Eu}_{\text{N}}$  n'est observable. Ce groupe d'apatite est aussi caractérisé par de hautes teneurs en Rb (0,4 ppm), K (100 ppm), Mg (322 ppm), Mo (0,15 ppm) et Ti (1,3 ppm), et de faibles teneurs en Bi (0,008 ppm), U (0,005 ppm), Mn (114 ppm) et Fe (86 ppm) (*Fig. 7.5 ; Annexe 8.2*).

Le second sous-groupe d'apatite (une seule analyse) provenant d'enclaves de syénite à albite-biotite (Ap-S2) présente des teneurs très similaires à celles de Bo-P, Bo-I et Bo-C1, avec des patrons de terres rares (5083 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  ;  $(\text{La/Lu})_{\text{N}} = 66,6$  ;  $(\text{La/Nd})_{\text{N}} = 1,3$  ;  $(\text{Ho/Yb})_{\text{N}} = 2,9$  ;  $(\text{Eu/Eu}^*)_{\text{N}} = 0,98$ ) et d'éléments traces généralement parallèles à ces derniers (*Figs. 7.4 et 7.5*). Quelques différences sont tout de même observables, soit des teneurs en Bi (0,01 ppm) et W (0,002 ppm) plus faibles et des teneurs en Rb (0,63 ppm), K (134 ppm), Mg (621 ppm), Ti (1,4 ppm), As (28 ppm) plus élevé (*Fig. 7.5 ; Annexe 8.2*).

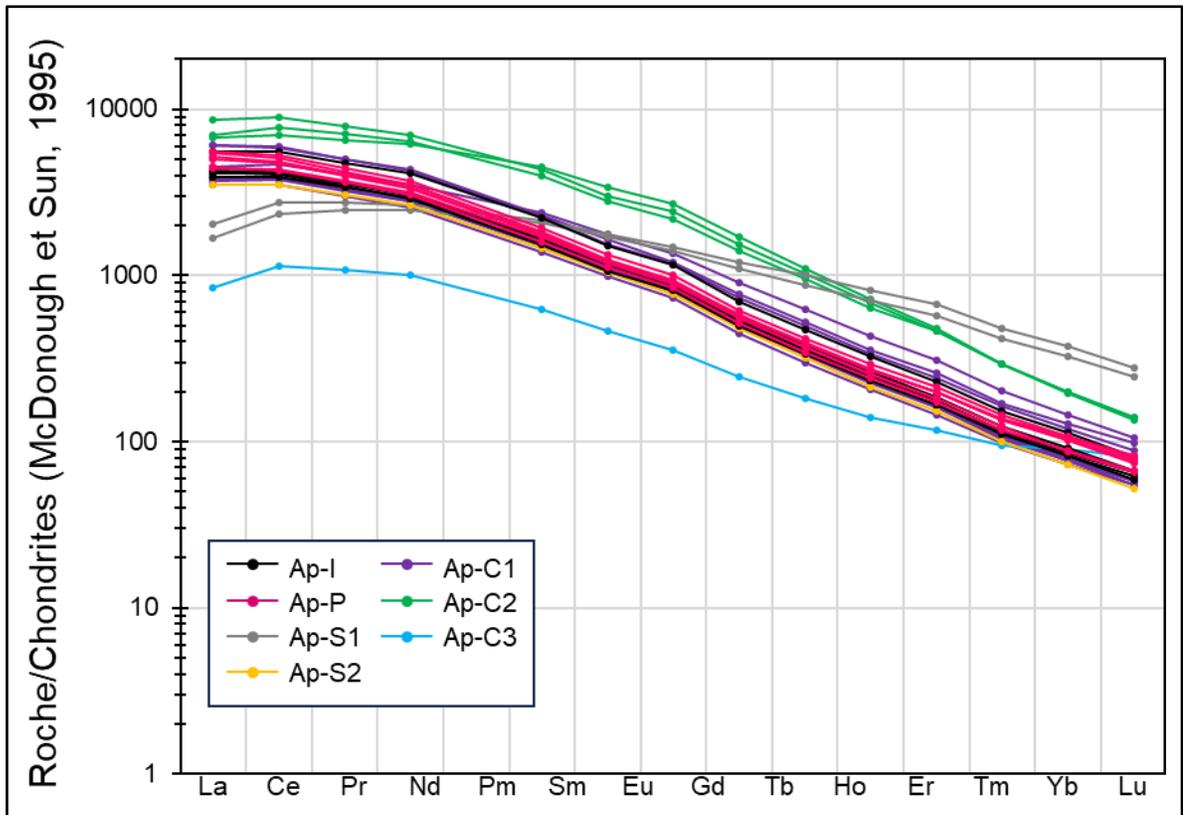


FIGURE 7.4 : Graphiques des patrons de terres rares normalisés aux chondrites (avec les valeurs de McDonough et Sun, 1995) des compositions moyennes des différents groupes et sous-groupes d'apatite. [Ap-I : Inclusions d'apatite à l'intérieur de mégacristaux d'ilménite, Ap-P : apatite provenant de dykes de pegmatite à feldspaths potassiques, Ap-S1 : apatite provenant des enclaves de syénite à albite-biotite (sous-groupe 1), Ap-S2 : apatite provenant des enclaves de syénite à albite-biotite (sous-groupe 2), Ap-C1 : apatite provenant de la carbonatite (sous-groupe 1), Ap-C2 : apatite provenant de la carbonatite (sous-groupe 2), Ap-C3 : apatite provenant de la carbonatite (sous-groupe 3)]

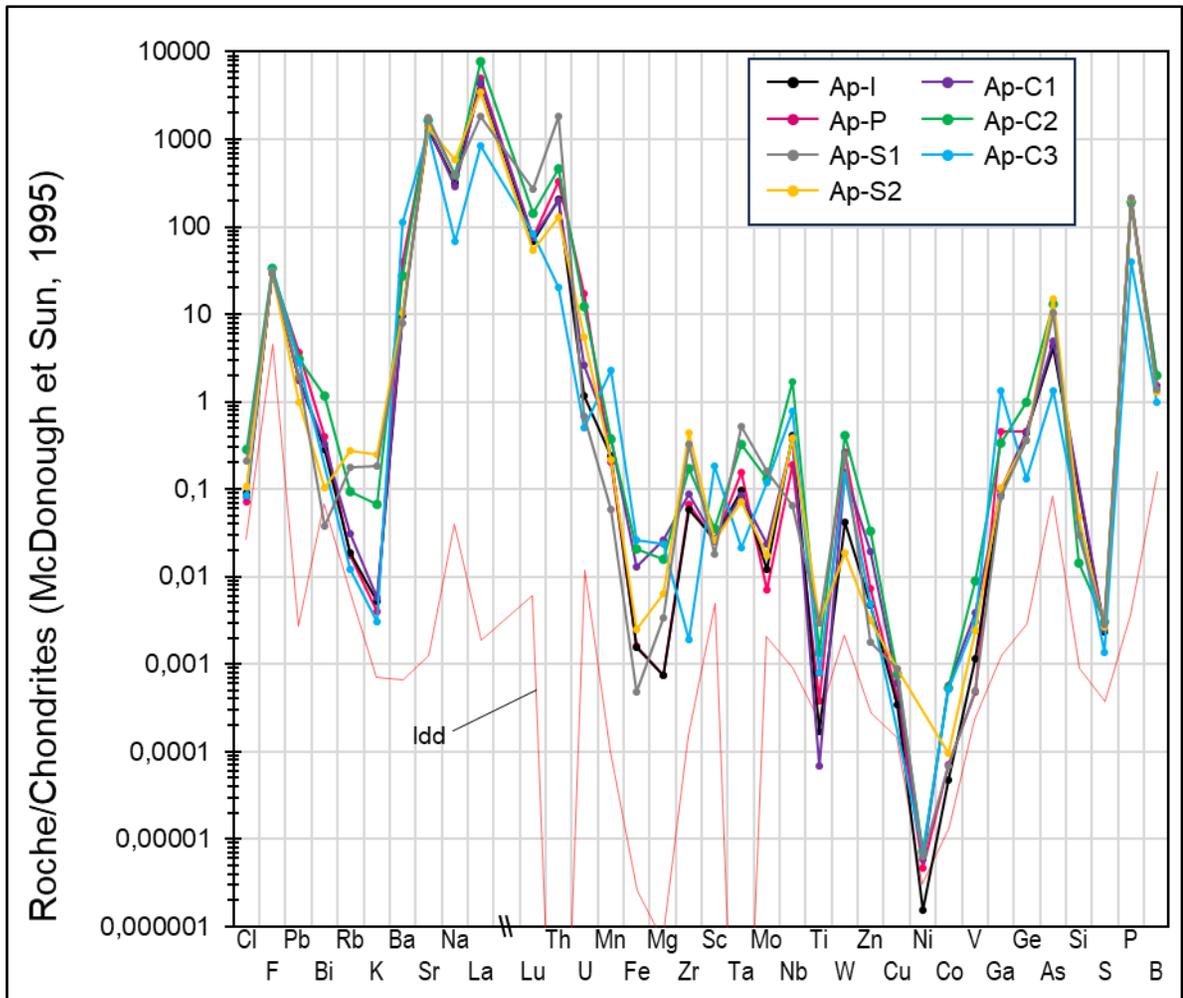


FIGURE 7.5 : Graphique des patrons multiéléments normalisés aux chondrites (avec les valeurs de *McDonough et Sun, 1995*) des moyennes des différents types d'apatite. Les valeurs moyennes ont été utilisées pour chaque groupe et sous-groupe d'apatite afin d'alléger le graphique. L'ordre des éléments est basé sur la méthode de *Kieffer et al., 2023*. Afin d'alléger le graphique, la séquence d'ÉTR entre La-Lu a été retirée du graphique. Les patrons des ÉTR des différents groupes et sous-groupes sont présentés à la *Figure 7.4*. [Ap-I : Inclusions d'apatite à l'intérieur de mégacristsaux d'ilménite, Ap-P : apatite provenant de dykes de pegmatite à feldspaths potassiques, Ap-S1 : apatite provenant des enclaves de syénite à albite-biotite (sous-groupe 1), Ap-S2 : apatite provenant des enclaves de syénite à albite-biotite (sous-groupe 2), Ap-C1 : apatite provenant de la carbonatite (sous-groupe 1), Ap-C2 : apatite provenant de la carbonatite (sous-groupe 2), Ap-C3 : apatite provenant de la carbonatite (sous-groupe 3)]

### 7.3 SOMMAIRE DES RÉSULTATS DE CHIMIE MINÉRALE DE LA BIOTITE ET DE L'APATITE

En somme, toutes les biotites analysées ont été identifiées comme appartenant à la série annite-phlogopite. On observe généralement de nombreuses différences chimiques entre les différents groupes de biotite analysés, permettant de bien les différencier. On remarque toutefois que la composition chimique de la biotite provenant de la carbonatite de Girardville et celle observée dans les enclaves de syénite à albite-biotite est pratiquement identique. Il est aussi intéressant de remarquer que les groupes de biotite provenant de la carbonatite, des enclaves de syénite à albite-biotite et du dyke de syénite à albite-biotite présentent des teneurs plutôt élevées en Nb (jusqu'à 338 ppm) alors que les autres groupes ne dépassent que très rarement les 10 ppm.

Pour ce qui est de l'apatite, on observe de nombreuse similarité entre les différents groupes d'apatite, mais certaines apatites possèdent toutefois des caractéristiques plus particulières. Il est possible de séparer les apatites provenant de la carbonatite en 3 différents sous-groupes. La composition chimique ainsi que les patrons de terres rares et d'éléments trace du premier sous-groupe provenant de la carbonatite, soit le plus commun, sont extrêmement similaires à ceux provenant de la pegmatite à feldspaths potassiques, ou en enclave dans des mégacristaux d'ilménite qui s'y trouve. Il est d'ailleurs impossible de faire la différence entre ces différentes apatites. Le second sous-groupe d'apatite provenant de la carbonatite présente des tendances de patrons généralement similaire à celles du premier sous-groupe, mais avec des teneurs en ÉTR beaucoup plus élevées (plus de 11 298 ppm). Le troisième sous-groupe présente des patrons généralement moins orthodoxes avec des teneurs bien plus faibles en ÉTR (1756 ppm) que les autres groupes et sous-groupes d'apatite. Le groupe d'apatite provenant des enclaves de syénite à albite-biotite peut aussi être séparé en deux groupes distincts. Le premier sous-groupe présente des patrons de terres rares et d'éléments traces bien différents de tous les autres groupes d'apatite, alors que le second sous-groupe est plutôt similaire au premier sous-groupe d'apatite observé dans la carbonatite.

## CHAPITRE 8

### MINÉRAUX D'INTÉRÊT ÉCONOMIQUE

La compréhension des processus qui mettent en place et qui concentrent les minéralisations en Nb et en ÉTR est un aspect important de ce projet. À cet effet, ce chapitre présente une description pétrographique et géochimique plus exhaustive des minéraux riches en Nb et en ÉTR de la carbonatite de Girardville et des autres sites d'études.

#### 8.1 MINÉRAUX RICHES EN NIOBIUM

##### 8.1.1 DISTRIBUTION DES TENEURS

Les teneurs en Nb de la carbonatite de Girardville sont distribuées de façon hétérogène. Les teneurs en Nb sont associées à trois principaux minéraux : le pyrochlore (*Section 8.1.2*), les ilménites à niobium (*Section 8.1.3*) et la biotite (*Section 7.1*).

Directement dans la carbonatite de Girardville, les échantillons les plus propres (composés presque exclusivement de matrice carbonatitique) possèdent des teneurs maximums de 34 ppm de Nb (21CS01-54.2). Ces teneurs augmentent jusqu'à 137 ppm de Nb dans des échantillons de carbonatite riche en biotite (21CS01-59.2). Ultiment, les teneurs les plus élevées enregistrées dans des échantillons de carbonatite sont de 431 ppm de Nb dans un échantillon provenant du contact entre la carbonatite et une enclave de syénite à albite-biotite (21CS01-52.5). Cet échantillon est essentiellement composé d'un mélange de matrice carbonatitique, de biotite, d'apatite et d'une enclave de syénite à albite-biotite.

Afin d'étudier les variations des teneurs en Nb et en ÉTR en direction orthogonale à l'orientation N-S du dyke de carbonatite, deux rainurages E-W ont été réalisés (21CS01-53 et 21CS01-52). La variation des teneurs en Nb de ces rainurages est très hétérogène (*Fig. 8.1*). Les teneurs en Nb semblent encore une fois liées à l'abondance de biotite (ex. : 21CS01-52.6), d'apatite

(ex. : 21CS01-52.6) et d'enclave de syénite à albite-biotite (ex. : 21CS01-52.5). La présence de mégacristaux d'ilménite dans les zones échantillonnées peut aussi avoir un impact à la hausse sur les teneurs en Nb (ex. : 21CS01-53.3).

La biotite présente dans la carbonatite a été analysée au LA-ICP-MS et présente des teneurs entre 202 et 254 ppm de Nb. Puisque la biotite peut représenter un volume important de certains faciès de la carbonatite, ces teneurs peuvent avoir un impact sur les teneurs totales de certains échantillons. Toutefois, les teneurs maximums en Nb de plusieurs échantillons de carbonatite sont supérieures aux teneurs observées dans la biotite. Cette observation confirme donc que la biotite ne peut pas être le seul minéral porteur de Nb, et qu'au minimum, un autre minéral a un impact sur les teneurs en Nb observées. Pour cette raison, et en plus de ne pas être un minéral d'intérêt économique pour le Nb, la composition chimique de la biotite ne sera pas traitée plus en détail dans ce chapitre.

Les teneurs en Nb les plus élevées de la carbonatite de Girardville se situent entre 4740 à 5500 ppm. Ces résultats proviennent d'analyses de roche totale des mégacristaux d'ilménite contenus dans la carbonatite. Des teneurs de 5150 à 6010 ppm ont aussi été obtenues dans les mégacristaux d'ilménite échantillonnés dans les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (affleurement 21-CS-02 et 21-CS-03).

Comparativement à la carbonatite de Girardville, les teneurs en Nb enregistrées dans la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04) sont très faibles (3,5-16,5 ppm). De plus, aucun mégacristal d'ilménite n'a été observé à cette localité.

### 8.1.2 PYROCHLORE

Les plus hautes teneurs en Nb observées dans la carbonatite (excluant les ilménites) sont associées au pyrochlore (Fig. 8.2). Les analyses *in situ* produites au MEB des pyrochlores démontrent qu'ils sont porteurs de Nb à hauteur de 58 à 74 % de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Annexe 6.1).

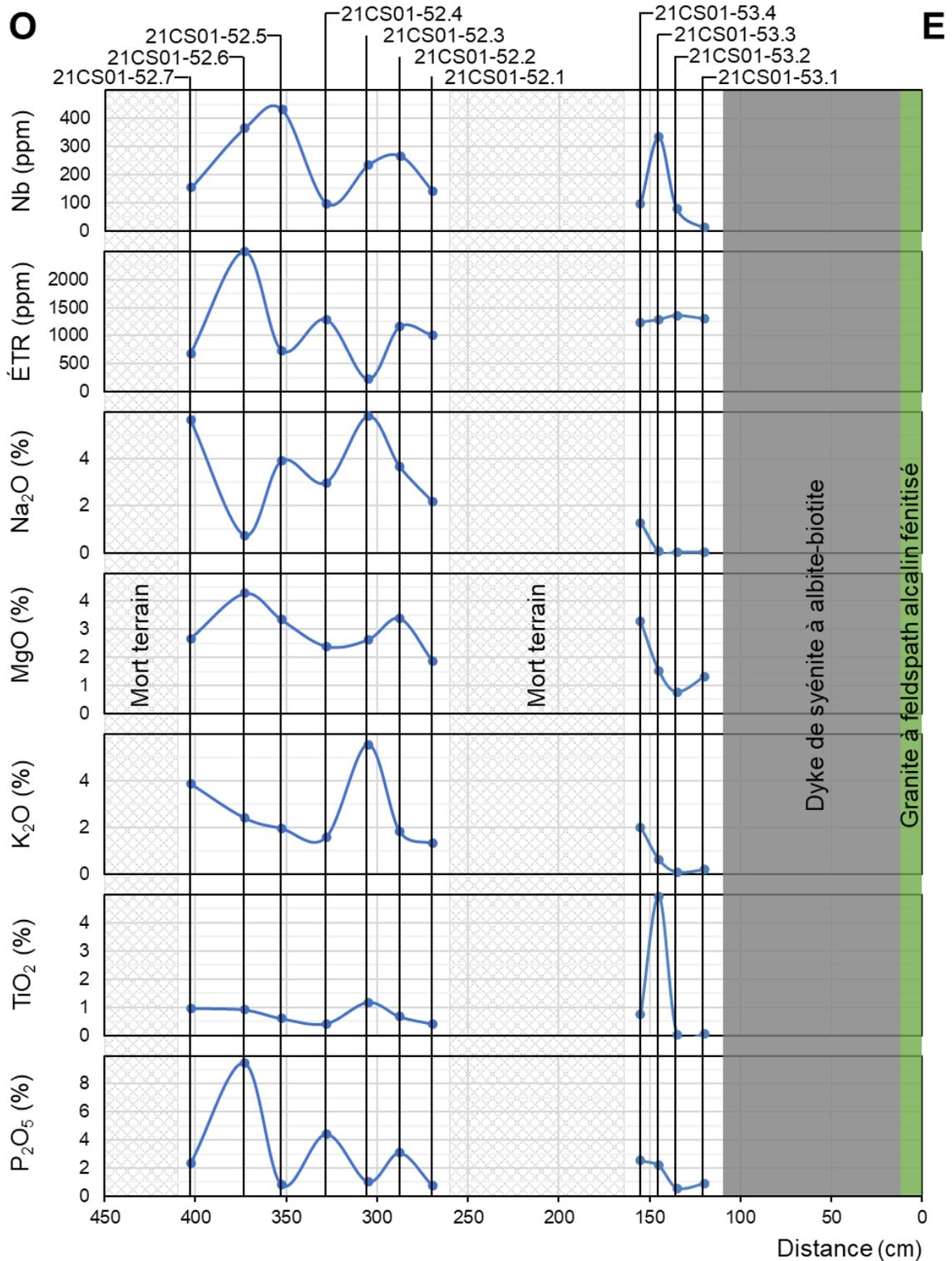


FIGURE 8.1 : Graphiques de la variation des teneurs en Nb et ÉTR dans la carbonatite entre les échantillons de rainurages 21CS01-53 et 21CS01-52. Les analyses d'éléments majeurs agissent comme indicateur de la présence de : syénite à albite-biotite (Na<sub>2</sub>O élevé), biotite (MgO et K<sub>2</sub>O élevé), feldspath potassique (K<sub>2</sub>O élevé et MgO faible), ilménite (TiO<sub>2</sub> élevé) et apatite (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> élevé).

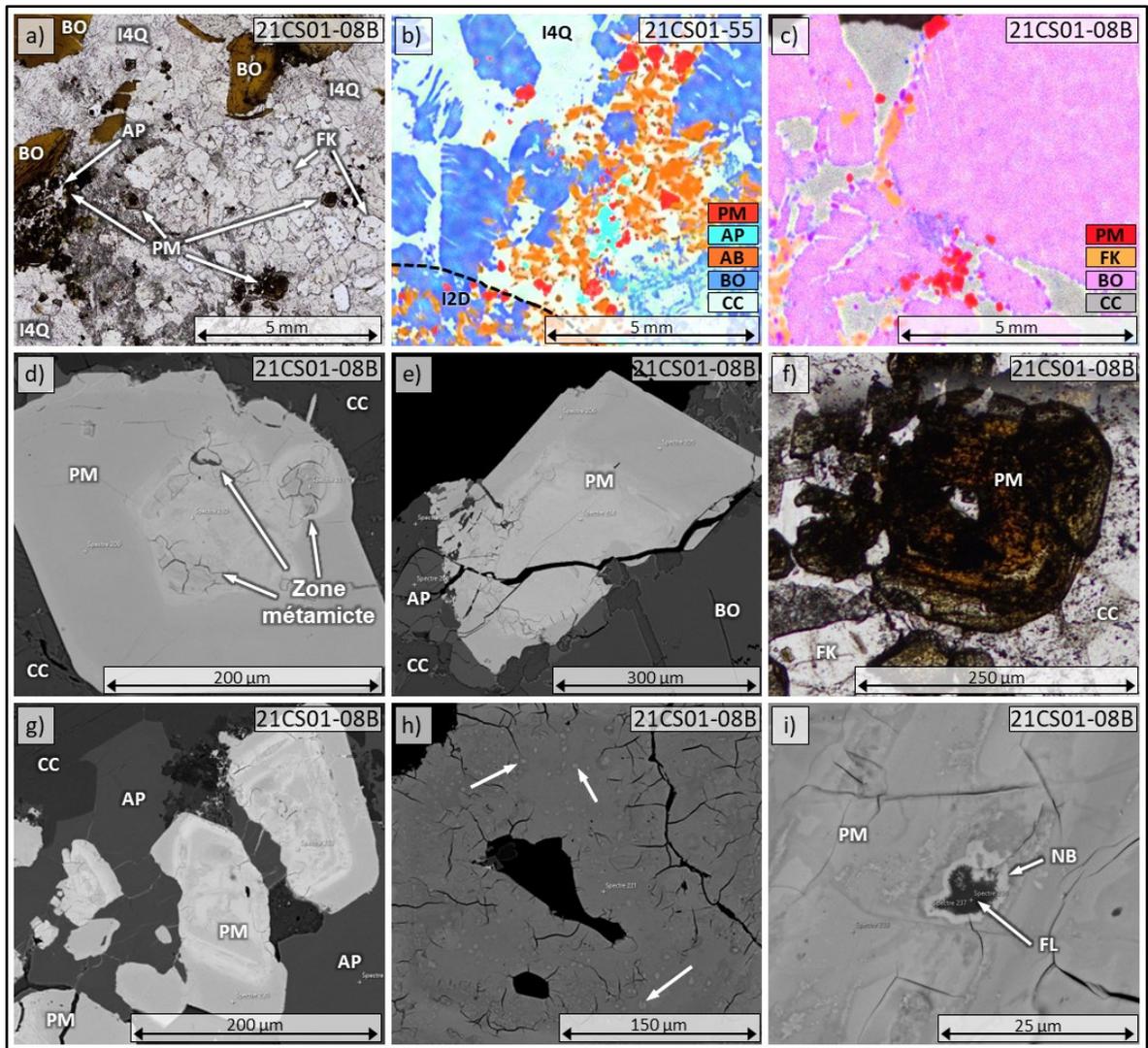


FIGURE 8.2 : Cartographies chimiques, imageries MEB-ERD et photomicrographies de pyrochlores. (a) Photomicrographie en lumière simplement polarisée d'une ombre de pression dans laquelle sont présents des pyrochlores et des fragments de feldspaths potassiques. (b) Cartographie chimique produite à la  $\mu$ XRF de la bordure d'une enclave de syénite à albite-biotite (ligne noire) où l'on observe une accumulation de pyrochlores. (c) Cartographie chimique produite à la  $\mu$ XRF d'un alignement de feuillets de biotite où l'on observe une accumulation de pyrochlores. (d-e) Imageries MEB-ERD de pyrochlores dont le cœur est métamictisé et la bordure non métamictisée. (f) Photomicrographie d'un pyrochlore en lumière simplement polarisée. (g) Imagerie MEB-ERD d'un pyrochlore fracturé. (h) Imagerie MEB-ERD d'un pyrochlore très métamictisé visible par la grande quantité de fractures radiales. De petites taches blanches (flèches) sont observables où l'on observe un gain de fer (début de colombitisation). (i) Imagerie MEB-ERD du début de la colombitisation dans un pyrochlore. On observe une inclusion de fluorite avec de la colombite aux alentours. [Abréviation : syénite à albite-biotite (I2D), pyrochlore (PM), apatite (AP), albite (AB), biotite (BO), calcite (CC), feldspath potassique (FK), fluorite (FL), colombite (NB)]

### 8.1.2.1 DISPERSION SPATIALE

Les grains de pyrochlore observés sont principalement 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 feuillets de biotite (*Figs. 8.2a et 8.2c*) et près des contacts avec des enclaves de syénite à albite-biotite (*Fig. 8.2b*). Ils sont parfois observés à l'intérieur d'amas d'apatite (*Figs. 8.2a, 8.2b et 8.2g*). Ces zones où l'on observe les pyrochlores concordent d'ailleurs avec les endroits où les plus hautes teneurs en Nb ont été enregistrées (à l'exception des teneurs associées aux mégacristaux d'ilménite).

### 8.1.2.2 CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES

Les grains de pyrochlore ont une taille variante entre 100 et 500  $\mu\text{m}$ . En lame mince, ils possèdent des formes carrées ou pseudo-hexagonales (*Figs. 8.2d et 8.2e*) et présentent généralement une zonation nettement visible en lame mince ou au MEB. Ils sont généralement plus opaques ou rougeâtres aux cœurs, et plus jaunâtres et translucides en bordures (*Fig. 8.2f*). La plupart des grains de pyrochlore observés sont fracturés (*Fig. 8.2g*). Les fragments d'un même grain sont souvent très rapprochés les uns des autres. La distance entre ces fragments peut atteindre jusqu'à 200  $\mu\text{m}$ . La plupart de ces pyrochlores sont métamictisés (*Figs. 8.2d et 8.2h*). La métamictisation s'exprime au MEB sous la forme de fractures radiales principalement visibles au cœur des grains, 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*).

### 8.1.2.3 COMPOSITION CHIMIQUE

La composition chimique du pyrochlore  $(\text{A}_2\text{B}_2\text{O}_6\text{Y}_1)^{15}$ , évalué en apfu, a été normalisée en fonction de sa composition au site B ( $\text{Nb}+\text{Ta}+\text{Ti}+\text{Si}=2$ ; *Atencio et al., 2010* ; *Tableau 8.1*). Les

---

<sup>15</sup> A : Na, Ca, Ag, Mn, Sr, Ba,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Sn}^{2+}$ ,  $\text{Sb}^{3+}$ ,  $\text{Bi}^{3+}$ , Y, Ce, ÉTR, Sc, U, Th,  $\square$ , et  $\text{H}_2\text{O}$  ; B : Ta, Nb, Ti,  $\text{Sb}^{5+}$ , W,  $\text{V}^{5+}$ ,  $\text{Sn}^{4+}$ , Zr, Hf,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, Al et Si ; et Y :  $\text{OH}^-$ , F, O,  $\square$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , K, Cs et Rb (*Atencio et al., 2010*).

pyrochlores ont été identifiés comme une solution solide entre des fluornatropyrochlores ( $\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$ ) et fluorcalciopyrochlores ( $\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$ ). Leur composition varie en fonction de la zonation des grains, de la bordure vers le cœur, ainsi qu'en fonction des zones métamictisées. Les points d'analyse sur les grains de pyrochlores sont regroupés en fonction de (a) leur position : bordure (groupes 1 et 2) ou 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) (Tableau 8.1).

TABLEAU 8.1 : La composition chimique (en apfu) des points d'analyses au MEB sur des minéraux de pyrochlore classés par zone d'analyse et par niveau d'altération.

Analyse	Zone	Altération	Site A									Site B <sup>2</sup>				Site Z
			Ca	Na	Fe	U	Th	Ce + La	Sr	Ba	□ <sup>1</sup>	Nb	Ta	Ti	Si	F
08B-205	Bordure	Faible	0,99	0,94					0,05		0,02	1,88	0,02	0,08	0,02	1,00
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
08B-209			0,99	0,96				0,01	0,06		-0,03	1,91	0,02	0,08		1,04
08B-215		Modérée	0,88	0,91				0,01	0,05		0,15	1,92	0,02	0,06		0,86
08B-216			0,83	0,93				0,02	0,06		0,16	1,91	0,02	0,06		0,89
08B-225			0,86	0,91			0,01	0,02	0,06		0,15	1,90	0,02	0,07		0,87
08B-228			0,87	0,92			0,01	0,01	0,05		0,13	1,92	0,02	0,07		0,92
08B-230			0,86	0,89				0,02	0,05		0,16	1,92	0,02	0,07		0,86
08B-239			0,87	0,90				0,01	0,06		0,16	1,92	0,01	0,07		0,88
08B-204	Cœur	Modérée	0,90	0,73	0,07	0,08			0,07		0,15	1,70	0,10	0,15	0,05	0,73
08B-221			1,03	0,76	0,09	0,06		0,01	0,06		-0,01	1,79	0,06	0,15		0,79
08B-226			0,88	0,84		0,02		0,01	0,05		0,19	1,88	0,03	0,09		0,89
08B-218		0,88	0,87		0,01		0,01	0,06		0,17	1,84	0,07	0,09		0,90	
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
08B-217			0,84	0,77	0,06	0,06			0,07		0,20	1,80	0,09	0,11		0,72
08B-227			0,82	0,71	0,04	0,03		0,01	0,07		0,32	1,85	0,06	0,08		0,70
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
08B-238			0,71	0,65	0,08	0,02			0,13	0,06	0,35	1,85	0,08	0,07		0,48

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

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

3 : L'absence de valeurs signifie que le résultat est sous la limite de détection.

### Bordures

Le groupe 1 se caractérise par la quasi-absence de lacune au site A (0,02 apfu) (*Tableau 8.1*). Ce site présente une composition moyenne en Ca (0,99 apfu) légèrement plus élevée qu'en Na (0,94 apfu), avec des traces de Sr (0,06 apfu). On observe aussi quelques traces de Ce (2989 ppm). Au niveau du site B, le groupe 1 est majoritairement composé de Nb (1,89 apfu) avec un peu de Ti (0,08 apfu) et très peu de Ta (0,02 apfu). Pour le site Z, le groupe 1 tend vers une composition idéalisée en F (0,98 apfu).

### Cœurs

Pour ce qui est des analyses du cœur des grains, le groupe 3 présente au site A, une quantité modérée de lacunes (0,15-0,20 apfu). Sa composition moyenne en Ca (0,93 apfu) est plus élevée que celle en Na (0,80 apfu). Le Na y est aussi en teneurs moins élevées que dans les analyses de bordures. Les teneurs en Sr (0,06 apfu) sont toutefois similaires à celles observées dans les groupes 1 et 2. Les teneurs en Ce y sont plus faibles (2588 ppm). Contrairement au point d'analyse en bordure, on peut aussi observer des teneurs en Fe (0,04 apfu) et en U (0,04 apfu). Au niveau de la composition du site B, 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) y sont plus élevées. Au niveau du site Z, la composition moyenne en F (0,83 apfu) est plus faible que celles du groupe 2.

Le groupe 4 regroupe les points d'analyses avec la plus grande quantité de lacunes au site A (0,32-0,43 apfu). La composition moyenne en Ca (0,72 apfu) est généralement plus élevée que celle en Na (0,66 apfu). Ces teneurs sont toutefois beaucoup plus faibles que celles des autres groupes présentés. On observe dans ce groupe, une composition moyenne plus élevée en Fe (0,07 apfu) et en U (0,05) que celle du groupe 3. Quelques points d'analyses (210, 233 et 238 ; *Annexe 6.1*) 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. Les teneurs moyennes en Ce y sont encore plus faibles que dans le groupe 3 (1743 ppm). Au niveau du site B, 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 très basses.

#### 8.1.2.3 LACUNES ET MÉTAMICTISATION

Les degrés d'altération des pyrochlores sont mis en évidence par la présence de lacunes (Lumpkin et Ewing, 1995). L'abondance des lacunes varie indépendamment de la zonation. On observe généralement une forte corrélation entre les concentrations en F du site Z et la présence de lacune dans tous les points d'analyses (Tremblay et al., 2017 ; Desjardins, 2022).

Les analyses près de la limite externe des grains de pyrochlores (groupe 2) présentent une faible quantité de lacunes, ce qui suggère le début d'une altération de la bordure. On observe aussi un renversement des rapports Na sur Ca par rapport aux zones les plus fraîches, soit la bordure interne du pyrochlore (groupe 1 ; Fig. 8.3).

Les points d'analyses affichant le plus de lacunes (groupe 4) corrélient fortement avec les textures de métamictisations. Dans plusieurs cas, les zones métamictisées forment des cœurs externes autour de cœurs internes moins affectés (Fig. 8.2d). Les grains de pyrochlores qui semblent les plus affectés par la métamictisation sont généralement ceux qui sont plus riches en U (Fig. 8.4). On remarque aussi, dans les zones les plus endommagées, une augmentation des teneurs en Sr et l'apparition de teneurs en Ba (Tableau 8.1).

Les analyses de cœurs de grains les plus éloignés des zones métamictisées (groupe 3) présentent des tendances compositionnelles similaires à celle du groupe 4, mais l'altération y est moins intense.

#### 8.1.2.4 COLOMBITISATION

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-(Fe) ( $\text{FeNb}_2\text{O}_6$ ) et de fluorite ( $\text{CaF}_2$ ) dans les grains de pyrochlores (Fig. 8.2h et 8.2i) (James et McKie,

1958 ; Tremblay et al., 2017). La colombitisation semble plus effective dans les grains de pyrochlores qui semblent plus affectés par la métamictisation.

### 8.1.3 ILMÉNITE À NIOBIUM

Les valeurs les plus élevées en Nb sont issues de mégacristsaux d'ilménites. Deux groupes de mégacristsaux d'ilménite ont été observés : ceux provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville (4740-5500 ppm Nb ; *Section 8.1.3.1*) et ceux provenant de la carbonatite de Girardville (*Section 8.1.3.2*). Ces cristaux présentent de nombreuses similarités, mais aussi plusieurs différences (5150-6010 ppm Nb ; *Sections 5.1.5, 5.2.2.2 et 6.4*). Les analyses *in situ* produites au MEB sur les mégacristsaux d'ilménites et les différentes inclusions que l'on y retrouve sont disponibles à l'*Annexe 6.2*.

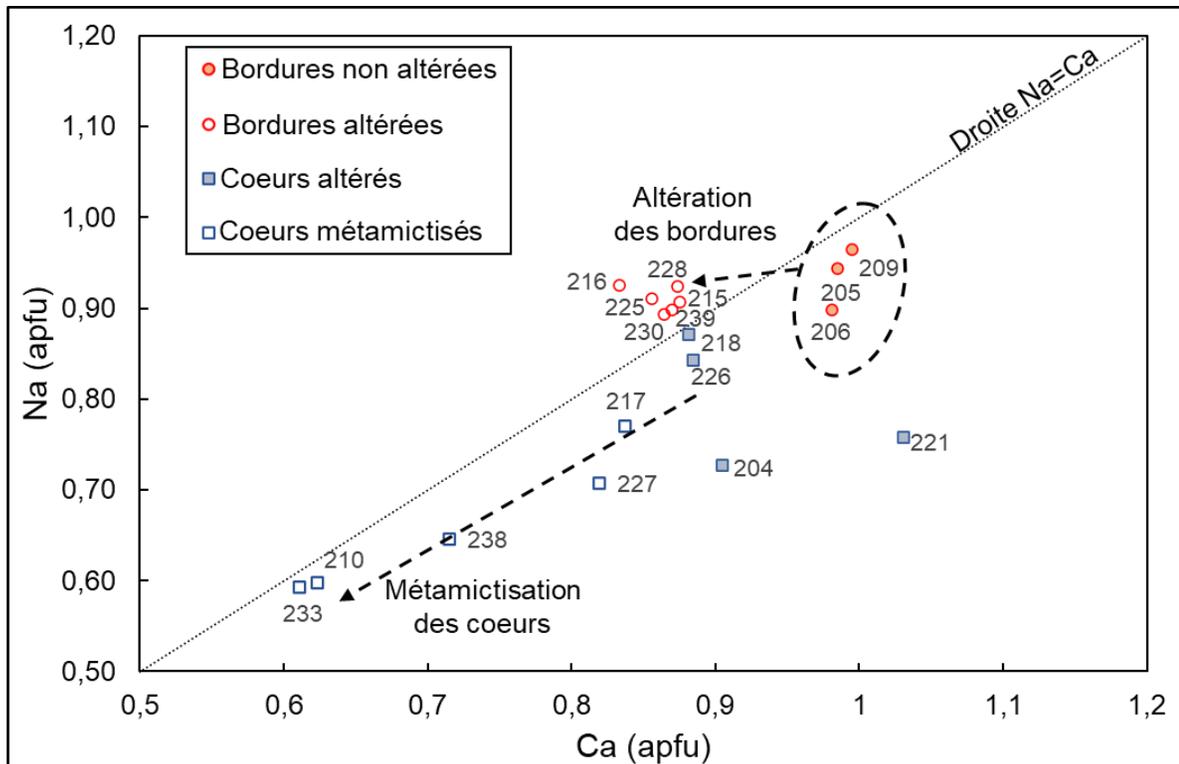


FIGURE 8.3 : Graphique de la composition de points d'analyses sur des minéraux de pyrochlores en Na en fonction du Ca (en apfu). On observe les tendances de variation entre les différents groupes. Les bordures altérées sont les seuls points présentant un rapport Na/Ca supérieur à 1.

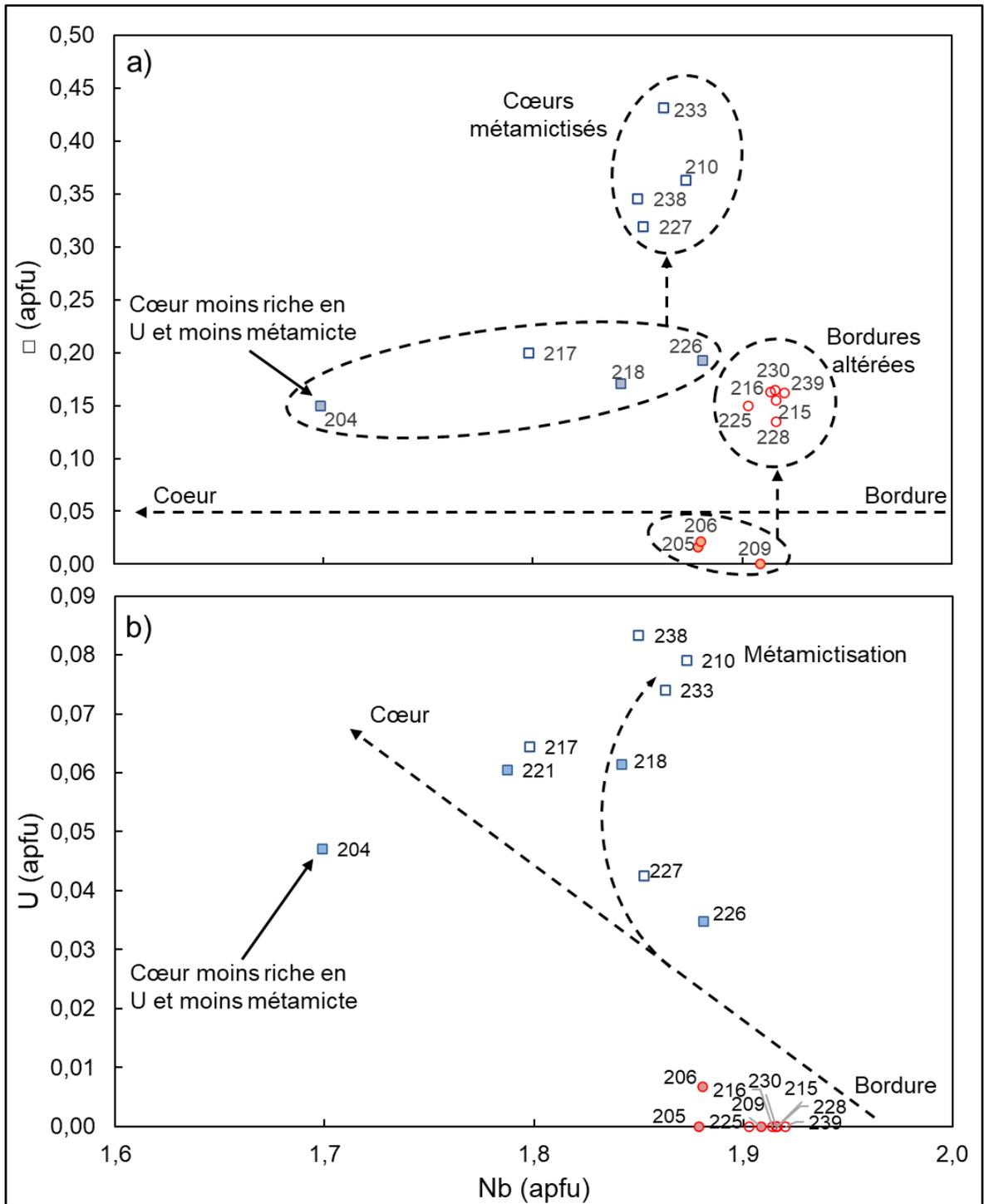


FIGURE 8.4 : Graphiques de la composition des points d'analyses sur des minéraux de pyrochlores (en apfu). a)  $\square/\text{Nb}$ . La variation de la composition en Nb sert d'indicateur de gradation à la position du point d'analyses dans le grain de pyrochlore (droite : la bordure, gauche : le cœur). b)  $\text{U}/\text{Nb}$ . On observe que le cœur des pyrochlores est généralement plus riche en U que les bordures et que les points d'analyses les plus riches en U correspondent à des zones métamictisées.

### 8.1.3.1 DYKES DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES

Les mégacristsaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques sont principalement concentrés au centre des dykes. Ces cristaux sont composés d'une matrice d'ilménite dans laquelle on observe de nombreuses inclusions, mais aussi plusieurs microinclusions (Fig. 8.5). Les principales microinclusions observées sont : ilménorutile ((Ti,Nb)O<sub>2</sub>), colombite (FeNb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), lueshite (NaNbO<sub>3</sub>), aeschynite ((ÉTR,Ca,Fe,Th)(Nb,Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), titanite, pyrochlore ((Na,Ca)<sub>2</sub>(Nb,Ti,Ta)<sub>2</sub>(F,OH)), rutile et autres oxydes Fe-Ti (proportion variable). On peut aussi observer des microinclusions de sphalérite, de pyrite et de baryte.

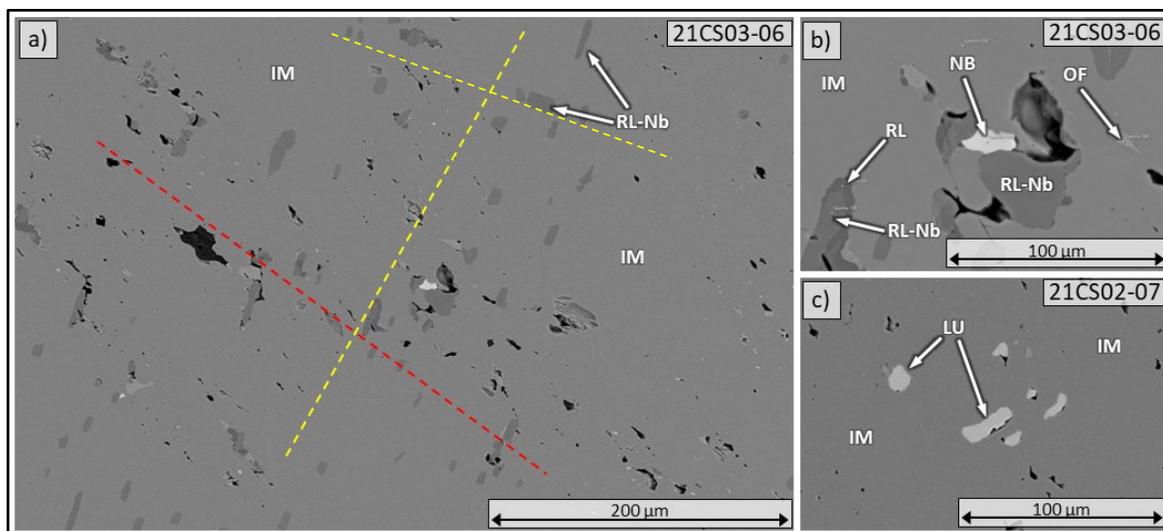


FIGURE 8.5 : Imageries MEB-ERD de phénocristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21-CS-02 et 21-CS-03). (a) Vue générale de nombreuses microinclusions contenues dans ces phénocristaux d'ilménites. On observe 2 orientations préférentielles différentes. Une orientation est marquée par l'allongement et l'alignement des pores (ligne rouge). Deux orientations sont marquées par l'allongement et l'alignement des microinclusions d'ilménorutile (lignes jaunes). (b) Microinclusion de colombite, avec à ses alentours, de l'ilménorutile et de la porosité. Certaines inclusions d'ilménorutile montrent des couronnes de rutile. Des oxydes de fer sont aussi observables. (c) Microinclusions de lueshite qui possèdent des formes plutôt arrondies avec de la porosité à leur pourtour. [Abréviations : ilménite (IM), ilménorutile (RL-Nb), colombite (NB), rutile (RL), Oxyde de fer (OF)]

Les cristaux d'ilménite des dykes de pegmatites présentent une faible quantité de porosités fines. La forme des pores varie généralement, d'allongée à légèrement trapue, avec des bordures irrégulières ou ondulantes. Elles sont principalement alignées les unes avec les autres formant des bandes dans certaines portions des cristaux, sans couvrir l'entièreté de ces derniers (*Fig. 8.5a*). On observe aussi quelques fractures et microfractures.

### Phases minéralisées

La principale phase minérale porteuse de niobium dans les mégacristaux d'ilménite est l'ilménorutile avec des teneurs entre 2 et 10 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ . Les autres minéraux riches en Nb observés sont : la lueshite (76-78 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ), l'aeschynite (36 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ), la colombite (47-73 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ) et le pyrochlore (64 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ). On peut aussi observer des teneurs allant jusqu'à 2,2 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  dans des inclusions de titanites et des teneurs allant jusqu'à 0,53 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  dans d'autres inclusions d'oxydes Fe-Ti. La matrice des mégacristaux d'ilménite peut aussi présenter de faibles teneurs allant jusqu'à 0,56 % de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (*Annexe 8.2*).

Les microinclusions d'ilménorutile possèdent des tailles variables de 10 à 50  $\mu\text{m}$ . Ces microinclusions sont présentes sous la forme de petites lamelles ou d'ovoïdes. Elles présentent généralement des contacts rectilignes. Ces microinclusions présentent majoritairement la même orientation préférentielle, avec quelques-unes d'entre elles qui présentent une seconde orientation subperpendiculaire à la première (*Fig. 8.5a*). Dans l'ensemble, ces microinclusions sont distribuées généralement uniformément dans les cristaux d'ilménite. La texture de ces microinclusions d'ilménorutile s'apparente fortement à celle d'exsolution (*Dill et al., 2007 ; Arguin et al., 2018*).

Les microinclusions de lueshite possèdent des tailles variables de 10 à 50  $\mu\text{m}$ . Elles sont généralement plus arrondies que celles d'ilménorutile. Ces microinclusions sont majoritairement toutes orientées dans la même direction. Il est possible d'observer de très petits pores à leurs pourtours (*Fig. 8.5c*).

Les microinclusions d'aeschynite sont présentes en bordure d'inclusions d'apatite. Elles peuvent mesurer jusqu'à 100  $\mu\text{m}$  de large. Elles présentent des formes ondulantes et irrégulières.

Elles sont régulièrement associées avec de la porosité, de petites fractures, et parfois de microveinules.

La colombite et les autres inclusions d'oxydes Fe-Ti présentent plusieurs formes différentes, principalement arrondies ou allongées, et parfois anguleuses. Certaines inclusions ont des bordures rectilignes alors que d'autres ont des bordures plus ondulantes. De larges pores sont régulièrement visibles à leurs pourtours (*Fig. 8.5b*). La colombite et plusieurs des autres oxydes Fe-Ti sont aussi visibles en remplissages de certaines fractures dans les cristaux d'ilménite.

La titanite est observable en larges inclusions de plus de 100  $\mu\text{m}$ , ou en bordure d'altération autour de certaines fractures remplies d'oxydes Fe-Ti. Les inclusions présentent généralement des limites rectilignes, alors que les zones d'altération présentent des limites plus ondulantes.

#### 8.1.3.2 CARBONATITE DE GIRARDVILLE

Dans la carbonatite de Girardville, les mégacristaux d'ilménite sont distribués aléatoirement et ne semblent pas se concentrer dans aucun faciès en particulier. Identiquement aux mégacristaux provenant des dykes de pegmatites, ces cristaux d'ilménites comportent de nombreuses inclusions et microinclusions (*Fig. 8.6*). Plusieurs de ces microinclusions, principalement les oxydes, sont la source des hautes teneurs en Nb : colombite ( $\text{FeNb}_2\text{O}_6$ ), rutile et divers autres oxydes Fe-Ti (proportions variables). Quelques microinclusions de monazite ( $\text{ÉTR}(\text{PO}_4)$ ) ont aussi été observées associées avec des inclusions d'apatite (*Fig. 8.6b*).

Les mégacristaux d'ilménite provenant de la carbonatite de Girardville présentent beaucoup plus de porosité que ceux des dykes de pegmatites à feldspaths potassiques. Les pores sont aussi allongés avec des bordures irrégulières ou ondulantes. On y observe une grande quantité de microfractures ondulantes. Les pores et les microfractures présentent généralement la même orientation préférentielle (*Fig. 8.6a*).

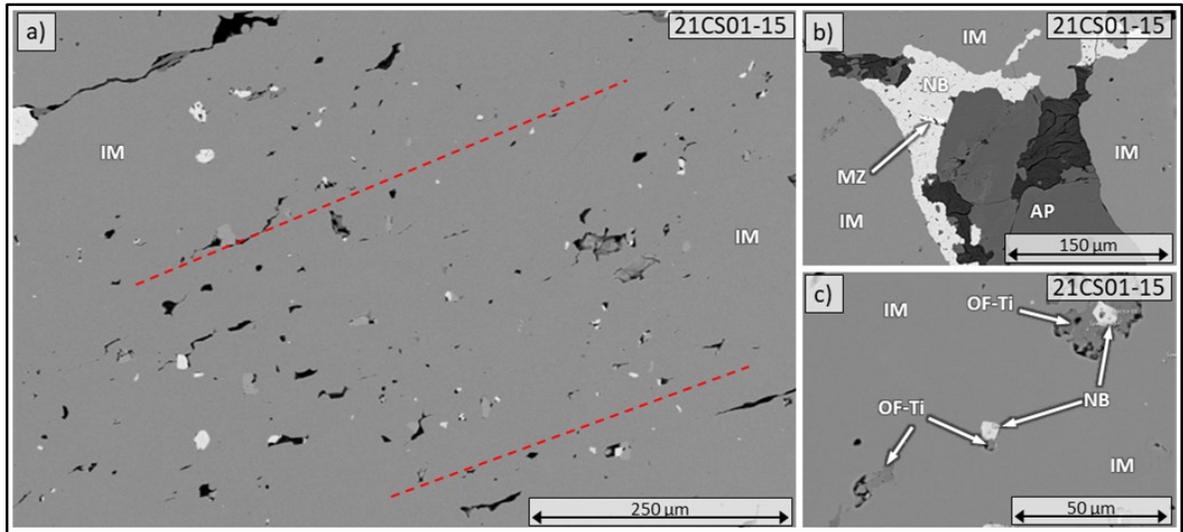


FIGURE 8.6 : Imageries MEB-ERD de mégacristsaux d'ilménite contenue dans la carbonatite de Girardville (21-CS-01). (a) Vue générale de nombreuses microinclusions contenues dans un mégacrystal d'ilménite. On observe une orientation préférentielle des pores (lignes rouges) marquée par leur allongement. (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) Microinclusions de colombite avec à leurs pourtours des oxydes Fe-Ti (non identifiés). On observe que ces microinclusions sont souvent associées avec de la porosité. [Abréviations : ilménite (IM), colombite (NB), apatite (AP), monazite (MZ), Oxyde de fer-titane (OF-Ti)]

### Phases minéralisées

La principale phase minérale porteuse de niobium en inclusion dans les mégacristsaux d'ilménite provenant de la carbonatite est la colombite avec des teneurs entre 66 et 80 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (Annexe 6.2). Certaines microinclusions de rutiles ou d'autres oxydes Fe-Ti peuvent présenter des teneurs allant jusqu'à 2,4 % de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ . La matrice d'ilménite, elle, présente aussi de faibles teneurs allant jusqu'à 0,83 % de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (Annexe 8.2).

Les microinclusions de colombite, rutile et autres oxydes Fe-Ti sont très semblables à celles observées dans les cristsaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite. Elles possèdent des tailles moyennes variables de 10 à 50  $\mu\text{m}$ . Ces microinclusions sont présentes sous plusieurs formes, principalement arrondies ou allongées. Ces microinclusions ont des bordures généralement ondulantes et parfois floues. La plupart des microinclusions de colombite présentent de la porosité à

leur pourtour (*Fig. 8.6c*). On observe aussi de la colombite en remplissage de certaines fractures dans les mégacristaux d'ilménite (*Fig. 8.6b*).

Plusieurs microinclusions d'oxydes Fe-Ti (généralement ceux plus riches en Fe qu'en Ti) présentent des caractéristiques similaires à celles des exsolutions d'ilménorutile présentes dans les cristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite. Elle possède une taille moyenne de 25 à 50  $\mu\text{m}$ . Elles sont généralement plus allongées, avec des contacts plus rectilignes et des formes ovoïdales. Ces microinclusions sont aussi régulièrement orientées dans la même direction. Cette orientation diffère de celles des microfractures ou de la porosité.

## 8.2 MINÉRAUX RICHES EN ÉLÉMENTS DE TERRES RARES

### 8.2.1 DISTRIBUTION DES TENEURS

Les teneurs en ÉTR dans la carbonatite de Girardville varient spatialement d'un faciès à l'autre. Les teneurs en ÉTR sont associées à deux principaux minéraux : l'apatite et les carbonates de terres rares. Les analyses effectuées sur les échantillons de carbonatite montrent une teneur relativement homogène entre 1000 et 1500 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  (*Fig. 8.7*). Ces teneurs peuvent augmenter localement jusqu'à 2495 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  dans un échantillon riche en apatite (21CS01-52.6).

Similairement au Nb, les rainurages E-W (21CS01-53 et 21CS01-52) ne montrent pas non plus de variation constante des teneurs en ÉTR (*Fig. 8.1*). Les teneurs semblent plutôt contrôlées ponctuellement par l'abondance relative d'apatite (ex. : 21CS01-52.6 ; *Fig. 8.7*).

Un échantillon provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (21CS01-10) présente de très hautes teneurs allant jusqu'à 6199 ppm ÉTR. Cet échantillon est presque exclusivement composé d'apatite provenant de la matrice observée au centre du dyke de pegmatite.

Comparativement à la carbonatite de Girardville, la carbonatite du lac des Coudes possède des teneurs en ÉTR plutôt similaires, entre 1400 et 1450 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$ .

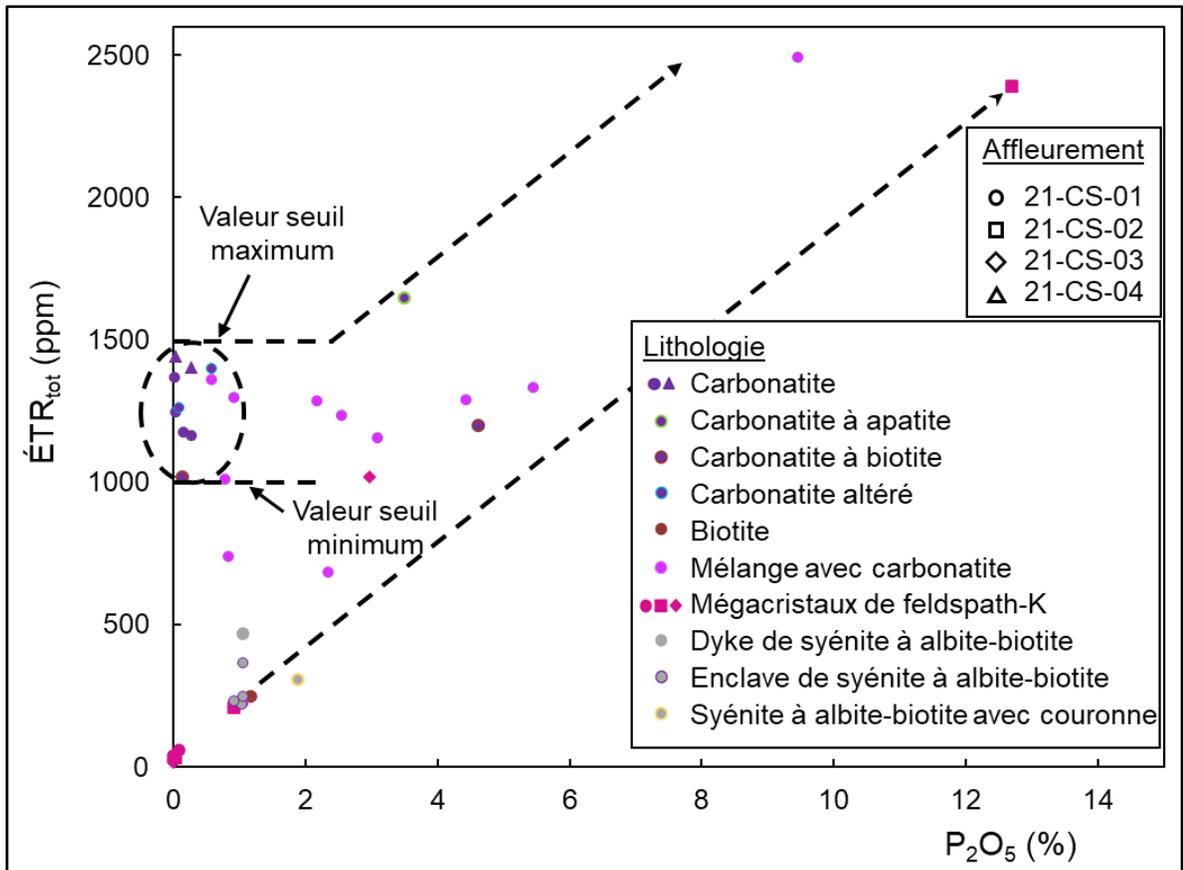


FIGURE 8.7 : Graphique des teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  en fonction des teneurs en  $P_2O_5$  des échantillons de carbonatite et de pegmatite. L'apatite étant le seul minéral riche en P et dont le volume est significatif, le  $P_2O_5$  agit comme indicateur de la quantité d'apatite. On observe que la majorité des échantillons de carbonatite avec peu ou pas d'apatite (cercle pointillé) se retrouve entre des valeurs à l'intérieur d'un intervalle maximum-minimum de 1000-1500 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$ , et que les échantillons qui présente une quantité supérieure de  $P_2O_5$ , sont plus riches en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  (la tendance montrée par les flèches pointillées).

### 8.2.2 APATITE RICHE EN ÉLÉMENTS DE TERRES RARES

Plusieurs apatites provenant de la carbonatite ont été analysées au LA-ICP-MS (*Section 7.2*). Les résultats d'analyses du principal groupe d'apatite (Ap-C1) montrent des teneurs dans un intervalle de 5036 à 8529 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$ . Le second groupe d'apatite (Ap-C2) montre des teneurs entre 11 297 et 13 283 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$ . Finalement, l'une des apatites analysées (Ap-C3) montre de faibles teneurs de 1756 ppm  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$ .

Dans la carbonatite de Girardville, les plus hautes teneurs en ÉTR sont effectivement associées à l'apatite (*Fig. 8.7*). L'apatite est principalement concentrée en amas, associée avec de la biotite dans le faciès à enclaves de la carbonatite, ou sous la forme d'amas allongés dans les structures planaires du faciès folié de la carbonatite (*Fig. 5.10 et 5.11*). Il est aussi possible de retrouver quelques cristaux d'apatite dispersés ponctuellement dans la matrice carbonatitique. Quelques-uns de ces cristaux d'apatite ont aussi été observés en association avec des carbonates de terres rares (voir *Section 8.2.2*). Dans certains de ces cas, on peut observer des microveinules de monazite à l'intérieur des grains d'apatite (*Fig. 8.8a*).

### 8.2.3 CARBONATES DE TERRES RARES

Dans la carbonatite de Girardville, des carbonates de terres rares sont observables disséminés, plutôt uniformément dans la carbonatite (*Fig. 8.8*). Ils se présentent généralement sous la forme de petites aiguilles ou de baguettes, et dans quelques cas en agrégats radiaux. Il est aussi possible de les observer en petits amas de formes irrégulières. Ces amas sont généralement composés, en plus des carbonates de terres rares, de ferrodolomite, d'oxydes de fer, d'apatite ou de monazite. Ces amas composés en partie de carbonates de terres rares sont généralement observés associés avec de la porosité, dans les interstices formés par de plus larges cristaux de calcite trouble ou de ferrodolomite (*Figs. 8.8b à 8.8f*). Il est important de noter que l'identification des carbonates de terres rares a été réalisée par des analyses *in situ* semi-quantitatives au MEB. Aucun résultat d'analyse n'est donc disponible pour ces minéraux. L'imagerie MEB-ERD permet toutefois d'identifier au minimum deux types de carbonate de terres rares, sans possibilité de préciser leur nature (*Fig. 8.8b*).

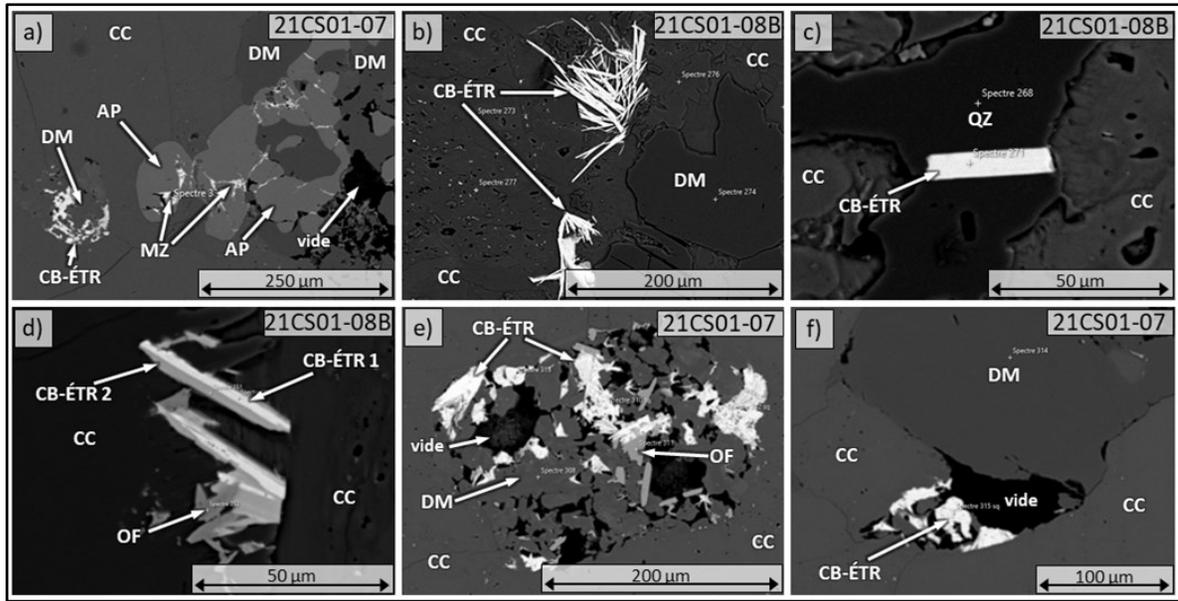


FIGURE 8.8 : Imageries MEB-ERD de minéraux de terres rares dans la carbonatite. (a) Amas de carbonate de terres rares et de ferrodolomite à proximité d'un amas d'apatite et de ferrodolomite. On observe à l'intérieur de l'apatite, des microveinules de monazite. Les deux amas sont associés avec de la porosité. (b) Carbonates de terres rares sous la forme d'aiguilles formant des agrégats radiaux. On observe que les agrégats sont localisés à l'intérieur d'un cristal de calcite trouble et poreux, en marge d'un cristal de ferrodolomite. (c) Carbonate de terres rares contenu dans un grain de quartz, à l'intérieur d'un cristal de calcite trouble et poreux. (d) Petites baguettes de carbonates de terres rares. On observe que les baguettes sont localisées à l'intérieur d'un cristal de calcite trouble et poreux, et semble croître à partir d'un autre cristal de calcite trouble et poreux. Au minimum, deux types de carbonates de terres rares sont observables grâce aux contraintes de densité affichées par l'imagerie ERD (le carbonate de terres rares blanc étant plus riche en ÉTR que celui plus gris). (e) Carbonates de terres rares, principalement sous la forme de fines aiguilles, en amas avec de la ferrodolomite et des oxydes de fer. On observe beaucoup de porosité à travers l'amas. (f) Amas de carbonate de terres rares de formes irrégulières à l'intérieur d'un large pore en marge d'un grain de ferrodolomite. [Abréviation : carbonate de terres rares (CB-ÉTR), monazite (MZ), calcite (CC), ferrodolomite (DM), apatite (AP), quartz (QZ), oxyde de fer (OF)]

### 8.3 SOMMAIRE DES MINÉRAUX RICHES EN NIOBIUM ET ÉLÉMENTS DE TERRES RARES

En somme, quatre minéraux retiennent l'attention : le pyrochlore, les mégacristsaux d'ilménite, l'apatite et les carbonates de terres rares.

Pour ce qui est des teneurs en Nb, la concentration dans certaines zones de la carbonatite de minéraux de pyrochlore ((Na,Ca)<sub>2</sub>Nb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F), dont les teneurs en Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> se situent entre 58 et 74 %, serait la principale source des plus hautes teneurs en Nb directement lié à la carbonatite (jusqu'à 431 ppm). Par la suite, les mégacristaux d'ilménite observés dans la carbonatite de Girardville peuvent aussi montrer des teneurs importantes (4740-5500 ppm). Ces mégacristaux présentent de nombreuses similarités avec ceux présents dans les dykes de pegmatite à feldspaths potassiques (5150-6010 ppm). Dans les deux cas, les hautes teneurs sont associées à la présence de microinclusions riches en Nb, principalement la colombite (FeNb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) pour les mégacristaux provenant de la carbonatite, et l'ilménorutile ((Ti,Nb)O<sub>2</sub>) pour ceux provenant des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques.

Dans le cas des teneurs en ÉTR, les carbonates de terres rares seraient la principale source en ÉTR permettant à la carbonatite d'atteindre des valeurs seuils entre 1000 et 1500 ppm ÉTR<sub>tot</sub>. La présence d'apatite dans certaines zones de la carbonatite augmente ces teneurs seuils jusqu'à un maximum observé de 2495 ppm ÉTR.

En général, la présence d'enclaves de syénite à albite-biotite et de biotite influence fortement à la hausse les hautes teneurs en Nb et en ÉTR observé dans la carbonatite de Girardville.

## CHAPITRE 9

### DISCUSSION

L'étude pétrogéochimique des dykes de carbonatite et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques de Girardville et du lac des Coudes a permis de mieux comprendre les relations entre les différentes unités, ainsi que de mieux contraindre la séquence de mise en place de la carbonatite de Girardville. Le modèle présenté à la *Figure 9.1* synthétise cette séquence de mise en place en fonction des observations et résultats présentés dans les chapitres précédents.

Les interprétations sur l'origine des minéraux riches en Nb et ÉTR de la carbonatite de Girardville sont décrites avec les interprétations du modèle de mise en place du dyke de carbonatite : pyrochlore (*Section 9.8*), ilménite (*Section 9.4*), apatite (*Section 9.5*) et carbonate de terres rares (*Section 9.2.2.2*). La *Figure 9.2* décrit plus en détail la séquence de cristallisation du pyrochlore.

#### 9.1 STRUCTURES PRÉEXISTANTES

Des structures préexistantes orientées N-S pourraient avoir favorisé la mise en place des différentes intrusions présentée lors de ces travaux, dont la carbonatite de Girardville (*Fig. 9.1A*). L'orientation des différentes structures observées concorde d'ailleurs avec les structures de failles et de cisaillement N-S et NO-SE documentées dans le domaine structural régional, soit le Domaine du Lac Rond (*Section 3.2.3.2; Moukhsil et El Bourki, 2020a*). La présence de ce type de plans de faiblesses à l'échelle régionale pourrait expliquer la répétitivité de l'orientation des structures planaires observées (dykes, veines, foliation, etc.) sur les affleurements étudiés.

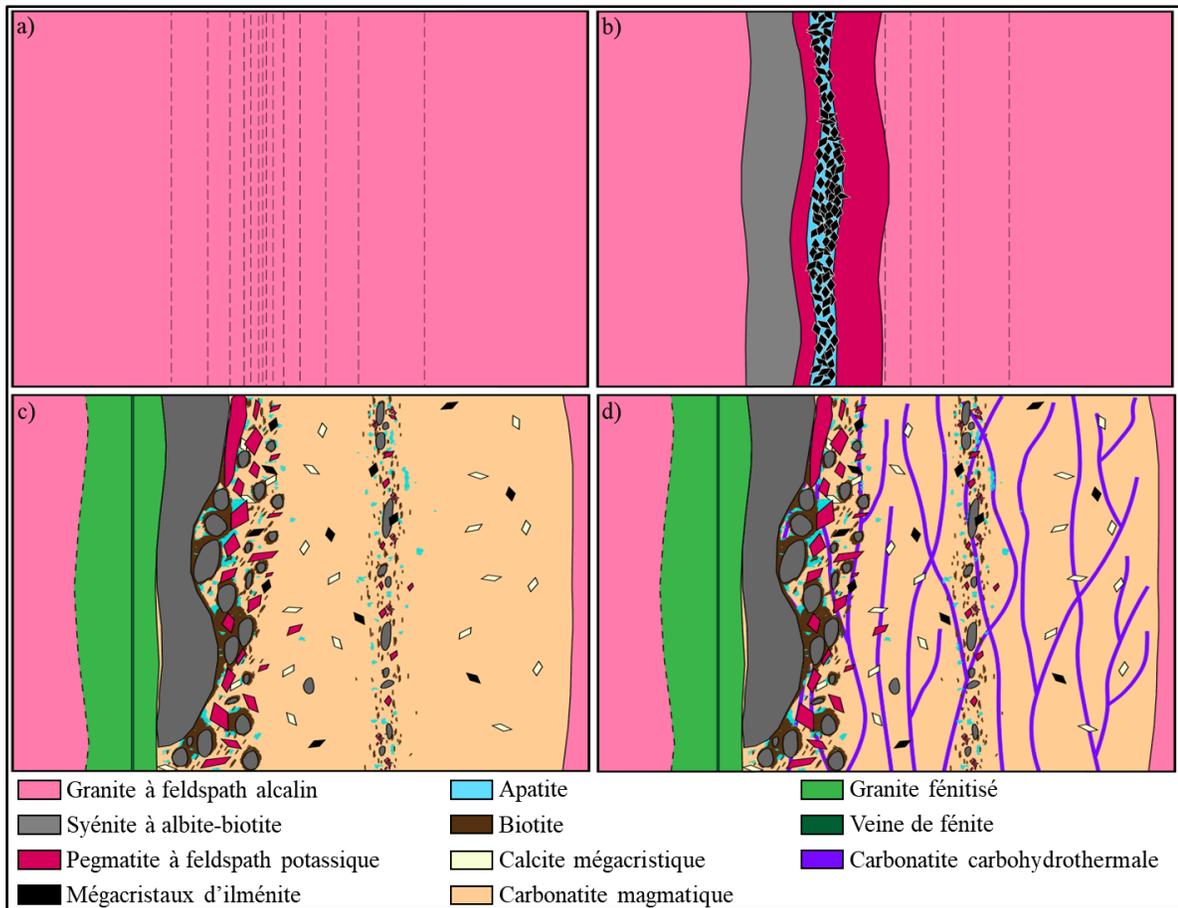


FIGURE 9.1 : Modèle synthèse de la mise en place de la carbonatite (voir détails dans le texte). a) Des structures préexistantes dans le granite à feldspath alcalin favorisent la mise en place des différentes intrusions observées dans la région (Section 9.1). b) Le protolithe de la syénite à albite-biotite (Section 9.3) et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (Section 9.4) se mettent en place dans ces structures préexistantes (chronologie indéterminée). Les mégacristaux d'ilménite (Section 9.5) se concentrent avec de l'apatite (Section 9.6) au centre du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. c) Le dyke de carbonatite se met en place et bréchifie les unités lithologiques déjà présentes (Section 9.2.2.1), assimilant ainsi des enclaves de syénite à albite-biotite, des xénoctaux de feldspaths potassiques, des xénoctaux d'ilménite et une grande quantité d'apatite. Ce dyke se met en place par l'effet de plusieurs pulses, ce phénomène favorisant la formation d'une bouillie de cristaux en réassimilant la calcite d'épisodes pulsatifs précédents. Une biotitisation se produit au contact entre le magma carbonatitique et la syénite à albite-biotite (Section 9.3.3). Les courants de convection dans le magma ont comme effet de concentrer plusieurs cristaux et enclaves dans des plans au centre du dyke. Les fluides exsolvés par la carbonatite fénitisent la roche encaissante (Section 9.9). e) Des fluides carbohydrothermaux percolent dans la carbonatite lessivant plusieurs cristaux de calcite et mettent en place une dernière génération de carbonate (ferrodolomite), ainsi que des amas composés de ferrodolomite, oxydes de fer, apatite, monazite ou carbonate de terres rares (Section 9.2.2.2).

Basées sur la continuité entre les structures cartographiées par *Moukhsil et El Bourki (2020a)* et *El Bourki et Moukhsil (2022)*, les structures préexistantes qui seraient impliquées dans la mise en place de la carbonatite de Girardville pourraient être les mêmes que celles qui sont impliquées dans la mise en place du complexe intrusif alcalin de Crevier plus au nord. De plus, la carbonatite de Girardville est localisée à l'intérieur du corridor de déformation Waswanipi-Saguenay, dont l'orientation générale est NO-SE (*Fig. 3.2*). Ces structures plus anciennes du corridor de déformation Waswanipi-Saguenay auraient joué un rôle dans la mise en place de plusieurs types d'intrusions régionales, dont la carbonatite de Crevier (*Moorhead et al., 1999; Groulier et al., 2020; Section 3.2.2*). Il est donc possible de suggérer que des structures associées au corridor de déformation Waswanipi-Saguenay soient aussi impliquées dans la mise en place de la carbonatite de Girardville.

La carbonatite de Girardville possède un âge de mise en place similaire à celle du Complexe alcalin de Crevier (donnée non publiée; *Bédard, communication personnelle, 2024*; Crevier :  $934 \pm 25$  Ma; *Groulier et al., 2020*). L'âge de mise en place de la carbonatite de Girardville serait ainsi antérieur à la formation du Graben du Saguenay (entre 600 et 400 Ma; *Tremblay et al., 2003; Section 3.2.1*). Ces structures ne seraient donc pas impliquées dans la mise en place de la carbonatite de Girardville, contrairement à la carbonatite de Saint-Honoré qui y serait associé.

## 9.2 LA CARBONATITE DE GIRARDVILLE

### 9.2.1 ORIGINE MAGMATIQUE

Les analyses chimiques démontrent que les roches étudiées sont effectivement des carbonatites et non des roches d'origines sédimentaires métamorphisées. En effet, la comparaison entre les résultats d'analyses géochimiques sur certains échantillons de carbonatites (principalement composé de matrice carbonatitique) avec la moyenne retrouvées dans des calciocarbonatites dans le monde (*Woolley et Kempe, 1989*) et dans les carbonates sédimentaires du Bouclier canadien (*Shaw et al., 1967; Shaw et al., 1976; Tableau 9.1*) confirme le caractère igné des carbonates de la carbonatite de Girardville. Les principaux éléments permettant ce constat sont les ÉTR et le Sr, ces

éléments étant généralement très enrichis dans les carbonates d'origine ignés, et peu enrichis dans les carbonates d'origine sédimentaires. Cette affirmation concorde aussi avec les observations de terrains (*Chapitre 5*) qui montrent très clairement une relation de recoupement entre la carbonatite de Girardville et ses roches encaissantes, ainsi que des auréoles de fénitisation typique aux intrusions carbonatitiques.

## 9.2.2 GÉNÉRATIONS DE CARBONATITES

En fonction des 4 principaux types de carbonates documentés (*Section 5.1.3.1*), il est possible de contraindre l'existence de 3 générations de carbonates associés à 2 épisodes carbonatitiques distincts : un épisode magmatique primaire et un épisode carbohydrothermal tardif.

### 9.2.2.1 DYKE DE CARBONATITE PRIMAIRE

#### Génération de calcite

La calcite « principale » [CC1] (*Fig. 5.7; Section 5.1.3.1*) et la calcite mégacristique [CC3] (*Fig. 5.9; Section 5.1.3.1*) seraient d'origine magmatique primaire. La calcite mégacristique [CC3] est observée un peu partout dans la carbonatite. Ces cristaux semblent tous montrer des textures de dissolutions. Cette observation suggère que ces cristaux étaient bien cristallisés avant d'être assimilés par la matrice carbonatitique environnante composée essentiellement de la calcite « principale » [CC1], le type de calcite représentant le volume le plus important de la carbonatite de Girardville. En plus de leurs importantes différences de tailles, les deux types de calcite ([CC1] et [CC3]) présentent des caractéristiques généralement différentes, principalement au niveau de leur couleur, de leurs textures en lames minces et de leur composition chimique. En effet, la calcite mégacristique [CC3] est plus blanchâtre macroscopiquement et plus grisâtre en lame mince. Le clivage de ces calcites est aussi très bien visible. La pétrographie chimique par  $\mu$ XRF (*Annexe 4.2, éch. 21CS01-51A*) indique que ces deux groupes de calcites possèdent des teneurs en Sr généralement élevées, celles de la calcite « principale » [CC1] étant légèrement plus élevées que celles de la calcite mégacristique [CC3]. Les teneurs en Fe de la calcite mégacristique [CC3] sont

plus élevées que celle de la calcite principale [CC1]. La ferrodolomite et la calcite trouble [CC2] seront discutées à la Section 9.2.2.2.

Ces observations suggèrent que ces deux groupes de calcite (« principale » [CC1] et mégacristique [CC3]) sont des carbonates magmatiques primaires. La calcite mégacristique [CC3] serait associée à un stade plus précoce de la mise en place du dyke de carbonatite de Girardville avec une cristallisation lente, d'où les tailles mégacristiques. Ces mégacristaux auraient par la suite été réassimilés par des générations subséquentes de calcites principalement composées de calcite « principale » [CC1].

#### Mise en place

Le dyke de carbonatite de Girardville se serait mis en place en utilisant les mêmes structures de faiblesses (*Fig 9.1a* ; *Section 9.1*) qui ont possiblement favorisé la mise en place de la syénite à albite-biotite (*Fig 9.1b* ; *Section 9.3*) et du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques (*Fig 9.1b* ; *Section 9.4*) bréchifiant ainsi ces unités lithologiques, telles qu'observable dans le faciès à enclaves (*Fig. 5.10* ; *Section 5.1.3.2*). Lors de la bréchification et du démembrement de la pegmatite à feldspaths potassiques, le dyke de carbonatite aurait aussi assimilé des cristaux d'ilménite (*Section 9.5*) et possiblement de l'apatite (*Sections 9.6 et 9.7*) localisés en son centre. Cet argument est supporté par le fait que la chimie des apatites et des ilménites retrouvés dans la carbonatites sont cohérentes avec celles des dykes de pegmatite (*Sections 6.4, 7.2 et 8.1.3*). De plus, le magma carbonatitique aurait interagi chimiquement avec la syénite à albite-biotite engendrant une intense biotitisation (*Section 9.3.3*). Ultimement, des fluides exsolvés par le dyke de pegmatite et la carbonatite auraient fénitisé le granite à feldspath alcalin (*Section 9.9*).

Ces multiples générations de carbonates supportent l'idée que le dyke de carbonatite se soit mis en place par l'effet de plusieurs pulses de magma, tel que suggéré dans la littérature (*Chen et al., 2016* ; *Simandl et Paradis, 2018* ; *Vasyukova et Williams-Jones, 2022* ; *Yaxley et al., 2022*). De plus, ce phénomène multipulsatif aurait aussi comme effet de favoriser la formation d'une bouillie de cristaux « *crystal mush* » suivant l'assimilation des calcites (ou autres minéraux) cristallisées et assimilées lors des épisodes pulsatifs précédents.

TABLEAU 9.1 : Comparaison de la composition chimique de la carbonatite de Girardville avec les moyennes des calciocarbonatites dans le monde et des carbonates du Bouclier canadien.

Analytes <sup>1</sup>	Échantillons de carbonatite <sup>2</sup>			Moyenne de la littérature <sup>3</sup>	
	21CS01-07	21CS01-51	21CS01-59.1A	Calciocarbonatite	Carbonates du Bouclier canadien
CO <sub>2</sub>	46,54	43,9	43,9	36,81	36,41
<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>0,07</b>	<b>0,27</b>	<b>0,25</b>	<b>3,63</b>	<b>16,32</b>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,09	0,08	1,06	1,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Total)	1,6	1,57	1,47	3,03	2,21
MnO	0,746	0,806	0,751	0,52	0,06
MgO	1,06	1,17	0,76	15,06	19,04
CaO	51,47	51,78	52,91	30,12	23,17
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,05	0,04	0,29	0,11
K <sub>2</sub> O	< 0,01	0,02	0,01	0,26	0,14
TiO <sub>2</sub>	0,001	0,003	0,001	0,15	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	0,16	2,10	N/A
Total	97,70	98,32	98,91		
PAF	42,68	42,36	42,23		
Ba	413	620	519	3045	N/A
Pb	16	15	16	56	N/A
Rb	< 1	< 1	< 1	14	5,4
Nb	8,7	2,7	3,9	1204	N/A
Ta	0,08	0,07	0,11	5	0,2
Th	1,93	1,92	0,62	52	N/A
U	0,02	0,04	0,09	8,7	N/A
<b>Sr</b>	<b>9814</b>	<b>9091</b>	<b>9136</b>	<b>7272</b>	<b>59</b>
Zr	2	1	1	189	16,2
Sc	1,2	1,1	1,2	7	2,8
Y	146,0	145	132	119	N/A
<b>La</b>	<b>288,0</b>	<b>246</b>	<b>235</b>	<b>608</b>	<b>1,63</b>
<b>Ce</b>	<b>594,0</b>	<b>524</b>	<b>495</b>	<b>1687</b>	<b>4,08</b>
Pr	67,3	62,8	59,2	219	N/A
<b>Nd</b>	<b>259,0</b>	<b>248</b>	<b>234</b>	<b>883</b>	<b>2,15</b>
<b>Sm</b>	<b>47,3</b>	<b>46,3</b>	<b>43</b>	<b>130</b>	<b>0,37</b>
<b>Eu</b>	<b>13,1</b>	<b>13</b>	<b>12,4</b>	<b>39</b>	<b>0,10</b>
Gd	34,9	35,1	33,3	105	N/A
<b>Tb</b>	<b>5,0</b>	<b>5,21</b>	<b>4,83</b>	<b>9</b>	<b>0,05</b>
Dy	27,5	29	26,3	34	N/A
Ho	4,9	5,39	4,93	6	N/A
Er	13,2	14,7	13,4	4	N/A
Tm	1,9	2,11	1,84	1	N/A
Yb	11,8	13,7	12,1	5	0,19
Lu	1,9	2,04	1,78	N/A	0,03

1 : Les éléments majeurs sont en % oxyde. Les éléments traces sont en ppm.

2 : Les échantillons de carbonatite affichés dans ce tableau correspondent à des échantillons composés presque exclusivement de matrice carbonatitique de Girardville.

3 : Les valeurs moyennes sur les calciocarbonatites sont tirées de *Woolley et Kempe (1989)* et celles des carbonates du Bouclier canadien de *Shaw et al. (1967)* et *Shaw et al. (1976)*.

Les structures planaires du faciès folié (*Fig. 5.11*; *Section 5.1.3.2*) observées dans la carbonatite seraient des plans d'écoulement magmatique qui se seraient formés lors de la mise en place des divers pulses magmatiques. Chacun de ces pulses favoriserait ainsi la remobilisation et la reconcentration de plusieurs xénolithes et autres minéraux déjà cristallisés (syénite à albite-biotite, feldspaths potassiques, calcite, apatite, biotite, ægyrine, pyrochlore) dans ces plans d'écoulement au centre du dyke de carbonatite, très similairement au mécanisme de l'effet Bagnold, tel que décrit par *Barrière (1976)*.

L'une des hypothèses initiales de ce projet était que ces structures planaires soient des plans préférentiels de déformation. Cette hypothèse a été écartée, car aucun indicateur cinématique n'a été observé dans ces plans, ainsi qu'aucune variation de la taille ou la texture des carbonates entre la carbonatite foliée et la carbonatite massive. De plus, cette hypothèse ne permettrait pas d'expliquer l'accumulation des enclaves de syénite à albite-biotite, de feuillets de biotites et d'amas d'apatite strictement le long de ces plans.

#### 9.2.2.2 FLUIDES CARBOHYDROTHERMAUX

Une seconde génération de carbonatite se serait mise en place suivant le passage de fluides carbohydrothermaux. Il s'agirait d'une carbonatite carbohydrothermale (ou résidu carbothermal ou carbothermalite). La ferrodolomite et la calcite trouble [CC2] (*Figs. 5.7 et 5.8* ; *Section 5.1.3.1*) seraient deux types de carbonates associés à cette carbonatite. La ferrodolomite aurait cristallisé à partir de ce fluide. La calcite trouble [CC2] serait le résultat du lessivage de la calcite déjà en place [CC1] à la suite des effets du fluide carbohydrothermal plus tardif qui aurait percolé à travers la carbonatite. C'est ce qui suggère leur aspect trouble et chagriné ainsi que la porosité et les microinclusions qui y sont observées. Les microinclusions observables à l'intérieur de ces calcites sont généralement de la baryte et de la strontianite, deux minéraux composés d'éléments plus lourds et moins mobiles. Ces éléments sont donc moins sensibles au lessivage.

Puisqu'aucune ferrodolomite ne présente des textures poreuses ou troubles, on suggère qu'elle ait cristallisé, soit pendant ou après le passage de ce fluide carbohydrothermal. De plus, les nombreux petits amas de ferrodolomite, associés avec les fins cristaux d'apatite (*Section 9.6*), de

monazite, d'oxyde de fer et/ou de carbonate de terres rares (*Fig. 8.8 ; Section 8.2.3*) pourraient aussi être le résultat de la précipitation de certains éléments remobilisés par le fluide. De tels amas riches en ÉTR ont déjà été décrits dans plusieurs carbonatites et associés à des phénomènes similaires (*Mariano, 1989b ; Néron et al., 2018*).

### 9.3 SYÉNITE À ALBITE-BIOTITE

#### 9.3.1 ORIGINE

Il est très difficile de déterminer l'origine de la syénite à albite-biotite. En effet, les premières observations laissent penser qu'il s'agit d'un dyke en lui-même. Toutefois, plusieurs observations supplémentaires suggéreraient autrement. La position de la syénite à albite-biotite par rapport au dyke de carbonatite, ainsi que sa composition minéralogique et chimique laisse supposer qu'elle ait subi un important métasomatisme, lui donnant sa minéralogie et composition particulière. Ce phénomène aurait toutefois complexifié l'identification de son protolithe. Les effets de ce métasomatisme sont explorés plus en détail dans la *Section 9.3.3*. Les possibles origines suggérées pour le protolithe de la syénite à albite-biotite sont : un dyke ayant subi un important métasomatisme rendant son protolithe inidentifiable, une bande de granite à feldspath alcalin affichant un métasomatisme préférentiel, une bande de pegmatite à feldspaths potassiques affichant aussi un métasomatisme préférentiel ou une pseudotrachyte.

#### *Dyke avec protolithe inconnu*

Tel que suggéré à la *Section 5.1.2*, le contact net et légèrement ondulant de la syénite à albite-biotite avec le granite à feldspath alcalin suggère qu'il s'agit d'un dyke (*Fig. 5.4a*). La mise en place de ce dyke serait antérieure à celle du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. Le contact entre la syénite à albite-biotite et la pegmatite à feldspaths potassiques est plus difficilement interprétable. La bande rosée observée en contact entre la syénite à albite-biotite avec les cristaux de feldspaths potassiques (*Fig. 5.13d ; Section 5.1.4*) pourrait être une bordure d'altération de la syénite à albite-biotite par le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. Il est important de noter que ce contact a

été observé que sur un seul bloc de collection du petit musée minéralogique de l'UQAC (Section 5.1.4). Ces observations n'ont pas pu être répétées directement sur le terrain.

Dans le cas de cette hypothèse, il est aussi possible de s'interroger sur la source des fluides qui aurait causé le métasomatisme de la syénite à albite-biotite. Ces fluides seraient fort possiblement exsolvés à partir du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques ou de la carbonatite (Elliott et al., 2018). Dans le cas où les fluides proviendraient de la carbonatite, quelle serait la raison pour laquelle cette bande rosâtre aurait été conservée dans la syénite à albite-biotite ?

#### *Bande du granite à feldspath alcalin affichant un métasomatisme préférentiel*

Le granite à feldspath alcalin pourrait avoir subi un métasomatisme préférentiel le long de son contact avec la carbonatite, lui donnant cet aspect de syénite à albite-biotite. Cette hypothèse va à l'encontre de la principale observation faite au niveau du contact entre la syénite à albite-biotite et le granite à feldspath alcalin. Bien que ce contact possède des caractéristiques typiques à celles d'un dyke, il pourrait en fait s'agir d'une limitation nette de la propagation du métasomatisme. Un contact net similaire a aussi été observé sur l'affleurement 21-CS-02 entre le granite à feldspath alcalin fénitisé et le granite à feldspath alcalin folié (Figs. 5.15 et 5.16 ; Section 5.2.1). Ce contact net et rectiligne semblait lui aussi couper la propagation de la fénitisation du granite à feldspath alcalin.

De plus, la fénitisation d'une roche riche en K et Si comme un granite à feldspath alcalin vers la composition actuelle du dyke de syénite à albite-biotite (enrichie en Na et Fe) offrirait des tendances de variation avec beaucoup de similarité à ce que l'on observe chimiquement entre le granite à feldspath alcalin frais et le granite à feldspath alcalin fénitisé et à ce qui est décrit dans la littérature (Fig. 6.2 ; Section 6.1.1 ; Elliott et al., 2018).

#### *Bande de pegmatite à feldspaths potassiques affichant un métasomatisme préférentiel*

Similairement à l'hypothèse suggérant que le granite à feldspath alcalin pourrait être le protolithe de la syénite à albite-biotite, le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques pourrait lui aussi avoir subi un métasomatisme préférentiel le long de l'un des ses contacts, lui donnant cet aspect de syénite à albite-biotite. De plus, des enclaves de syénite à albite-biotite ont aussi été

observées associées avec des cristaux d'ilménite en bordure. Dans certains cas, les cristaux d'ilménite semblent avoir cristallisés et grandis à partir de la syénite à albite-biotite (*Fig. 5.14c*; *Section 5.1.5*). Puisque les cristaux d'ilménite seraient issus d'un dyke de pegmatites à feldspaths potassiques (*Section 9.5*), ce constat suggérerait indirectement un lien entre la syénite à albite-biotite et la pegmatite à feldspaths potassiques.

Bien que la taille des feldspaths potassiques soit mégacristique, les observations effectuées au contact entre le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques et le granite à feldspath alcalin montrent que la bordure du dyke semble se faire remplacer par de très fins cristaux d'albite sans conserver aucune relique du dyke de pegmatite (*Figs 5.17c et 5.17d*). Toutefois, plusieurs mégacristaux sont observables dans la carbonatite et aucun des cristaux étudiés ne semble présenter des textures de remplacement par de l'albite similaire à celle de la syénite à albite-biotite.

Similairement à l'hypothèse pour le granite à feldspath alcalin, la fénitisation de la pegmatite à feldspaths potassiques (riche en K et en Si) offrirait aussi des tendances de variation avec beaucoup de similarité à ce que l'on observe chimiquement entre le granite à feldspath alcalin frais et le granite à feldspath alcalin fénitisé et à ce qui est décrit dans la littérature (*Fig. 6.2*; *Section 6.1.1*; *Elliott et al., 2018*).

### Pseudotrachyte

Les pseudotrachytes sont un type de fénite décrite pour la première fois par *Sutherland (1965)* pour décrire des roches possédant les mêmes caractéristiques que les trachytes magmatiques (foliées, porphyriques, avec une matrice aphanitique et présentant des textures d'écoulement; *Elliott et al., 2018*). Les pseudotrachytes se formeraient par la fusion partielle de la roche encaissante par les flux de chaleur propagés par la remontée du magma carbonatitique ou de ses fluides (*Cooper et Reid, 2000*). Le fondu produit par la fusion partielle serait continuellement traversé par des fluides et éventuellement remobilisé sous la forme de dyke ou de sills le long des murs de roches encaissantes ou à l'intérieur de ces dernières.

Les caractéristiques de la syénite à albite-biotite, principalement sa texture « trachytique » (*Figs 5.4c, 5.4d, 5.5a et 5.5b*) et son apparence de dyke en contact entre la roche encaissante et la carbonatite, s'apparentent beaucoup aux caractéristiques d'une pseudotrachyte.

### 9.3.2 DÉMEMBREMENT DU DYKE

Les enclaves de syénite à albite-biotite seraient issues du démembrement du dyke par la mise en place du dyke de carbonatite. Ce constat est basé sur la présence du dyke de syénite à albite-biotite de manière semi-continue en contact entre le dyke de carbonatite et le granite à feldspath alcalin, ainsi que les nombreuses similarités entre le dyke et les enclaves retrouvées dans la carbonatite adjacente, principalement au niveau de leur composition minéralogique et texturale (*Figs. 5.4 et 5.5 ; Section 5.1.2*) et de leur géochimie en roches totales (*Figs. 6.1 à 6,5 ; Section 6.1.2 ; Annexe 5.1*). De plus, l'abondance des enclaves près des contacts entre le dyke de syénite et la carbonatite ainsi que leurs formes allongées, qui transitionnent en s'éloignant du contact vers des formes plus arrondies, suggèrent ce même constat.

Les principales différences entre les deux unités semblent liées à un changement au niveau de la biotite. En effet, on observe en lames minces que la biotite du dyke est plus petite et plus trapue que celle des enclaves (*Figs. 5.4 c, 5.4d, 5.5a et 5.5b ; Section 5.1.2*). La couleur des biotites en lame mince est aussi différente, étant plus brunâtre et noirâtre dans le dyke (typique des biotites plus riches en Fe) et plus beige et jaunâtre dans les enclaves (typique des biotites plus riches en Mg). C'est en effet ce que constate la composition chimique en élément majeur des biotites, celle du dyke de syénite à albite-biotite étant plus riche en Fe alors que celle des enclaves est plus riche en Mg (*Figs. 7.1 à 7,3 ; Tableaux 7.1 et 7.2 ; Annexe 7.1*). Cette variation de composition chimique des biotites entre le dyke et les enclaves de syénite à albite-biotite se reflète aussi dans leur géochimie en roche totale qui affiche ces mêmes variations entre le Fe et le Mg (*Fig. 6.2 ; Section 6.1.2 ; Annexe 5.1*). Ces constats suggèrent donc que les deux unités auraient subi une évolution chimique différente.

### 9.3.3 ÉVOLUTION CHIMIQUE ET FÉNITISATION

En somme, vu l'importante variation chimique et minéralogique, cette syénite à albite-biotite pourrait aussi être identifiée comme une « fénite ». Il est difficile de déterminer quand et comment le métasomatisme a affecté le dyke ou les enclaves de syénite à albite-biotite. Toutefois, les différentes observations de composition chimique et minéralogique effectuées sur la syénite à albite-biotite suggèrent que le premier épisode de métasomatisme serait antérieur au démembrement du dyke. Il s'agirait d'une fénitisation à la fois sodique et potassique qui aurait engendré le remplacement des minéraux précurseurs par de l'albite et de la biotite, ainsi que l'apparition de la texture « trachytique » telle qu'on les observe dans le dyke et dans les enclaves.

Suivant le démembrement de la carbonatite, la composition chimique des enclaves semble davantage avoir été changée vers une composition plus magnésienne (Fig. 6.2 ; Section 6.1.2 ; Annexe 5.1). Cette variation est aussi visible au niveau de la composition chimique des biotites. En effet, la composition chimique des biotites dans les enclaves est plus près, voire presque identique, à celles des biotites retrouvées dans la carbonatite que celles des dykes (Figs. 7.1 à 7,3 ; Tableaux 7.1 et 7.2 ; Annexe 7.1). De plus, si l'on s'attarde aux Figures 6.2 et 6.5, on observe que les tendances de variations chimiques, du dyke vers les enclaves, sont généralement inverses aux tendances de variations chimiques observées dans le granite à feldspath alcalin frais vers le granite à feldspath alcalin fénitisé qui sont typiques à la littérature (Section 9.5 ; Le Bas, 2008 ; Elliott et al., 2018).

Ces observations pourraient suggérer que les biotites contenues dans les enclaves auraient été mises à l'équilibre par un métasomatisme issu du magma carbonatitique. La mise à équilibre de minéraux par des processus métasomatiques est bien documentée (Zharikov et al., 2007 ; Pirajno, 2013 ; Putnis et Austrheim, 2013). La mise à équilibre des biotites est un phénomène qui a déjà été répertorié dans les contextes métamorphiques suite aux échanges de fluide entre des « schollen » mafique et les couronnes de biotites qui leur sont associés avec les diatexites dans lesquelles on les retrouve (Lin et Sawyer, 2019). Un phénomène similaire pourrait aussi expliquer la similarité entre la composition chimique de certaines apatites contenues dans les enclaves, et celles contenues dans

la carbonatite (*Section 7.2 ; Harlov et al., 2005*). L'apparition de calcite dans les enclaves pourrait aussi être associée à ce même phénomène.

De plus, la syénite à albite-biotite, principalement les enclaves, aurait aussi réagi avec le magma carbonatitique causant ainsi une biotitisation<sup>16</sup> importante (*Lin et Sawyer, 2019*). Ce phénomène permettrait d'expliquer la présence de larges couronnes de biotite autour des syénites à albite-biotite. Ce phénomène de biotitisation est d'ailleurs décrit par *Elliott et al. (2018)* comme associé à la fénitisation potassique des roches encaissantes. Plusieurs observations et conclusions similaires ont aussi été faites pour de nombreux autres complexes carbonatitiques où des couronnes de biotite ont été observées en marge d'enclaves et/ou des roches encaissantes dans la carbonatite (ex. : Saint-Honoré (*Vasyukova et Williams-Jones, 2023*), Mt Weld (*Hoatson et al., 2011*)). *Vasyukova et Williams-Jones (2023)* suggèrent aussi le phénomène de biotitisation peut avoir une implication importante sur l'évolution de la composition du magma carbonatitique, notamment sur la solubilité du pyrochlore (*Section 9.7*).

Des couronnes d'albite peuvent être observées autour de certaines des plus petites enclaves. Les observations microscopiques faites sur ces couronnes d'albite montrent qu'elles possèdent la même composition minéralogique (mais sans biotite) et les mêmes textures que l'enclave en lui-même (*Fig. 5.5*). Microscopiquement, on n'observe pas de contact net entre les enclaves de syénite à albite-biotite et leur couronne d'albite. Pour ces raisons, on suggère que la réaction à l'origine de la biotitisation entre les enclaves et le magma carbonatitique aurait joué un rôle dans la formation de ces couronnes d'albite ou un métasomatisme extrême aurait causé la dissolution, le transport et la recristallisation (*Putnis et Austrheim, 2013*) de la biotite contenue dans la zone endocontact de l'enclave, vers la zone exocontact dans la carbonatite. La biotite aurait recristallisé dans la zone

---

<sup>16</sup> La présence de grande quantité de biotite comme celle présentée précédemment pourrait aussi être décrite comme une glimmérite, soit une roche composée à plus de 90 % de biotite. Par choix, le terme glimmérite n'est pas utilisé ici, car il implique une connotation magmatique sur la formation d'une telle roche, par opposition au modèle proposé qui est lié à une réaction chimique d'altération ou de métasomatisme (*Elliott et al., 2018*).

exocontact avec de plus grandes tailles et une composition légèrement différente que la biotite originellement contenue dans les enclaves de syénite à albite-biotite (*Section 7.1*).

#### 9.4 XÉNOLITHES DE PEGMATITE À FELDSPATHS POTASSIQUES

Plusieurs observations laissent penser que les mégacristaux de feldspaths potassiques contenus dans la carbonatite de Girardville (*Fig. 5.13*; *Section 5.1.4*) sont en fait des xénocristaux provenant d'un dyke de pegmatite.

En effet, la dispersion spatiale des mégacristaux de feldspaths potassiques est très similaire à celles des enclaves de syénite à albite-biotite. Les mégacristaux de feldspaths potassiques les plus grossiers se concentrent davantage près des contacts avec l'encaissant et sont de plus en plus petits ou fragmentés en s'en éloignant (*Fig. 5.10 et 5.11*; *Section 5.1.3.2*). La présence de cristaux de feldspaths potassiques fragmentés dans les plans d'écoulements de la carbonatite suggère d'ailleurs que les cristaux de feldspaths potassiques étaient déjà cristallisés au moment de leur remobilisation par le magma carbonatitique.

De plus, les mégacristaux de feldspaths potassiques contenus dans la carbonatite possèdent de très nombreuses caractéristiques chimiques et texturales similaires à ceux des mégacristaux de feldspaths potassiques provenant des différents dykes de pegmatites étudiés (affleurements 21-CS-02, 21-CS-03 et 21-CS-04 ; *Sections 5.2.2.1 et 5.3.3*). Il est en effet impossible de différencier les mégacristaux de feldspaths potassiques originaires des différentes localités en fonction de leurs chimies (*Figs. 6.2 à 6.4*; *Section 6.3*).

##### Origine

Ces observations suggèrent que les mégacristaux de feldspaths potassiques pourraient être issus d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques similaire à ceux décrits aux affleurements 21-CS-02, 21-CS-03 et 21-CS-04 (*Sections 5.2.2.1 et 5.3.3*). Ce dyke se serait mis en place dans les mêmes plans de faiblesses que ceux présentés à la *Section 9.1*. Par la suite, ce dyke aurait été presque entièrement démembré par la mise en place du dyke de carbonatite. Cette hypothèse

expliquerait la présence d'un amalgame de cristaux de feldspaths potassiques s'apparentant à un lambeau de dyke près du contact avec la syénite à albite-biotite. Le démembrement de ce dyke de pegmatite aurait aussi favorisé la remobilisation et la fragmentation de certains cristaux de feldspaths potassiques. Les cristaux et les fragments les plus petits auraient été transportés par les divers pulses magmatiques et concentrés dans des plans d'écoulement tel qu'observé dans le faciès folié de la carbonatite (*Fig. 5.11 ; Section 5.1.3.2*).

## 9.5 XÉNOCRISTAUX D'ILMÉNITE À NIOBIUM

### Origine

Au même titre que les xénocristaux de feldspaths potassiques, les mégacristaux d'ilménite dans la carbonatite seraient aussi des xénocristaux issus du démembrement d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. De nombreuses observations appuient cette hypothèse. La forte similarité texturale, chimique et minéralogique entre les cristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatite et ceux en enclaves dans la carbonatite de Girardville est un premier argument (*Figs. 8.5 et 8.6 ; Sections 5.1.5, 5.2.2.2, 6.4 et 8.1.3*). De plus, les structures planaires contournant les xénocristaux d'ilménite et les bordures de dissolution des xénocristaux dans la carbonatite suggèrent que ces cristaux étaient déjà solides lorsqu'ils se sont retrouvés dans le magma carbonatitique (*Fig. 5.14a*).

On peut toutefois observer un comportement différent entre les xénocristaux de feldspaths potassiques et les xénocristaux d'ilménites. En effet, la distribution dans la carbonatite des cristaux d'ilménites est plus aléatoire et forme rarement des amas avec d'autres minéraux ou xénolithes. On pourrait attribuer cette observation à des contraintes de densité différentes. En effet, les cristaux d'ilménite étant beaucoup plus denses que ceux de feldspaths potassiques, ils seraient moins sensibles à la suspension dans le magma ou à la remobilisation par l'écoulement.

### Assimilation et évolution

Comme précisé plus tôt, l'étude comparative des mégacristaux d'ilménite provenant des dykes de pegmatites à feldspaths potassiques et de la carbonatite de Girardville démontre de nombreuses

similarités, à la fois microtexturales (*Figs. 8.5 et 8.6*), chimiques (*Fig. 6.6*) et microminéralogiques. Toutefois, de nombreuses différences sont aussi présentes.

En effet, les xénoctaux d'ilménite contenus dans la carbonatite présentent une porosité beaucoup plus importante et uniforme. Ces xénoctaux présentent plus rarement les textures d'exsolution décrites pour les inclusions d'ilménorutile dans les cristaux provenant de dykes de pegmatite à feldspaths potassiques. Les inclusions qui sont toujours observables présentent des bordures plus irrégulières et sont régulièrement associées avec de la porosité. L'ensemble de ces observations suggère que les xénoctaux d'ilménite auraient été soumis à une altération et/ou un lessivage par un fluide après avoir été incorporés dans la carbonatite. Le passage de ce fluide serait la cause de l'apparition de la porosité dans les cristaux d'ilménite et du changement minéralogique de certaines inclusions et microinclusions. Ce phénomène pourrait s'être produit immédiatement lors de l'assimilation des cristaux par le magma carbonatitique riche en gaz et fluides ou par les fluides carbohydrothermaux plus tardifs.

## 9.6 APATITE

La grande majorité de l'apatite est observée sous la forme d'amas dans les faciès à enclaves ou folié de la carbonatite (*Figs. 5.10 et 5.11*; *Section 5.1.3.2*). La majorité des apatites présentes dans la carbonatite possèdent toutes, en moyennes, les mêmes caractéristiques. Elles sont généralement équi-granulaires, idiomorphes à hypidiomorphes, avec des teintes jaunâtres ou verdâtres. Ces apatites, avec des teintes jaunâtres ou verdâtres, sont rarement observables libres ou individuelles dans la carbonatite. Toutefois, il est aussi possible d'observer à l'œil nu, un second groupe d'apatites rouges disséminées dans la matrice carbonatitique. Ces apatites rouges sont généralement individuelles, plus petites, très rares et dispersées de manière hétérogène dans la carbonatite.

Les analyses chimiques *in situ* réalisées sur les apatites provenant de la carbonatite montrent une très forte affinité chimique avec celles provenant d'autres sources (pegmatite à feldspaths potassiques, inclusions dans un mégacristal d'ilménite provenant d'un dyke de pegmatite ou syénite

à albite-biotite). On peut en effet difficilement différencier les apatites provenant de différentes sources en fonction de leurs compositions en éléments majeurs (*Tableau 7.3 ; Section 7.2*). De plus, à l'exception de quelques sous-groupes, il est aussi difficile de les différencier en fonction de leur composition en éléments traces (*Figs. 7.4 et 7.5*).

L'apatite provenant du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques est principalement concentrée dans un horizon de 10 à 20 cm de large dans lequel on retrouve aussi la majorité des mégacristaux d'ilménite (*Figs. 5.15, 5.16 et 5.18 ; Sections 5.2.2.2 et 5.2.2.3*). Puisque l'apatite observée dans cet horizon du dyke de pegmatite est presque identique en tout point à celle observée en inclusions dans les mégacristaux d'ilménite, on suggère que les deux types d'apatite sont un seul et même groupe : l'apatite provenant des dykes de pegmatites. Aucune distinction supplémentaire ne sera faite entre les deux.

Il est important de signifier que le choix des points d'analyses d'apatite dans la carbonatite a été fait en fonction de leurs faciès d'origine et leurs caractéristiques pétrographiques en lames minces, et que la couleur macroscopique n'a pas été considérée dans le choix de ces points d'analyses. On peut toutefois noter que l'un des sous-groupes d'apatite identifiés dans la carbonatite (Ap-C2) est entièrement composé d'analyses provenant de très petites apatites isolées, des caractéristiques typiques des apatites rouges.

### Origine

Il est difficile de déterminer l'origine des apatites qui sont observables dans la carbonatite de Girardville. Il a généralement été démontré que les magmas carbonatitiques peuvent être enrichis en P (moyenne 2,1 %  $P_2O_5$  dans les calciocarbonatites ; *Tableau 9.1 ; Woolley et Kempe, 1989*) et que de ce P cristallise généralement sous la forme d'apatite. Selon *Chakhmouradian et al. (2017)* l'apatite est, à l'exception des carbonates, la phase minérale la plus commune dans les carbonatites avec des proportions modales pouvant atteindre plus de 50 %. Les zones aillant les plus hautes proportions modales d'apatites sont généralement des zones de cumulat, typiquement associé avec des phoscorites. Plus de détails sont donnés sur la possible présence de phoscorites dans la carbonatite de Girardville à la *Section 9.6*.

Basées sur ces observations, deux hypothèses peuvent être envisagées sur la principale source de l'apatite dans la carbonatite de Girardville.

La première hypothèse suggère que l'apatite soit issue directement de la cristallisation du magma carbonatitique. L'apatite aurait cristallisé tôt dans la séquence de cristallisation du magma et aurait par la suite été remobilisée par les différents pulses subséquents. Cette hypothèse sur la source de l'apatite n'explique toutefois pas la raison des affinités chimiques entre les apatites de la carbonatite et celles provenant des dykes de pegmatites. On pourrait toutefois suggérer que l'apatite aurait été sujette à un rééquilibre par les divers épisodes de métasomatisme similairement à ce qui est suggéré par *Harlov et al. (2005)*, camouflant ainsi la chimie initiale de ces apatites et donnant à toutes les apatites une chimie similaire.

À l'inverse, cette très forte affinité chimique entre ces apatites dans la carbonatite et celles provenant des dykes de pegmatites pourrait indiquer un lien génétique entre les deux groupes d'apatite. De la même manière que pour les xénocristaux de feldspaths potassiques et d'ilménite, la majorité de l'apatite présente dans la carbonatite pourrait avoir été assimilée à partir du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques par le magma carbonatitique lors de son démembrement.

Dans les deux cas, ces hypothèses impliquent que l'apatite était présente tôt dans la séquence de cristallisation de la carbonatite. Ces apatites auraient par la suite été remobilisées sous la forme d'amas et concentrées dans les zones d'accumulation préférentielle dans le faciès à enclaves ou dans le faciès folié de la carbonatite.

Les petites apatites rouges représentent un volume négligeable du dyke de carbonatite et auraient cristallisé plus tardivement dans la carbonatite. Dans les cas des carbonatites de Saint-Honoré et de Crevier, la présence d'apatite rouge cryptocristalline a été associée avec des processus hydrothermaux (*Desjardins, 2022 ; Legros et al., [sous révision]*). De plus, dans le cas des analyses du sous-groupe Ap-C2, l'apatite est associée avec de la dolomite et de la monazite, avec des carbonates de terres rares à proximité (*Fig. 8.8a*). Ces associations minérales suggéreraient que ce sous-groupe d'apatite pourrait également être associé à des fluides carbohydrothermaux. Ce sous-groupe d'apatite est d'ailleurs celui présentant les plus hautes teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$ .

## 9.7 PHOSCORITE

Comme proposé dans la section précédente, une certaine proportion de l'apatite observée dans la carbonatite pourrait avoir été assimilée à partir d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. Si l'on se base sur les observations faites à l'affleurement 21-CS-02 (*Section 5.2*), l'assemblage minéralogique présente plusieurs similarités avec une phoscorite. Les phoscorites sont des roches principalement composées d'apatite, de magnétite (ou autres oxydes de fer) et de silicate riche en Mg et considérées co-génétiques aux carbonatites (*Vasyukova et Williams-Jones, 2022* ; *Yaxley et al., 2022*).

En plus de l'apatite et de l'ilménite, on retrouve aussi dans cet horizon de haute concentration Nb (dans les ilménites ; *Section 8.1.3*) et des résidus de calcite (*Section 5.2.2.3*) typiquement observés dans les phoscorites. Il est aussi possible de s'interroger sur le lien co-génétique entre cette possible « phoscorite » et l'ægyrine présente dans le dyke de pegmatite (*Fig. 5.15, 5.16 et 5.18* ; *Section 5.2.2.1*). Il serait aussi plausible que cette ægyrine, dont la formation semble plus tardive, corresponde, jusqu'à un certain point, au silicate riche en Mg typiquement retrouvé dans les phoscorites.

L'identification de cet horizon d'apatite et de mégacristaux d'ilménite comme une « phoscorite » pourrait avoir une implication importante sur la compréhension génétique et spatiale entre les dykes de pegmatites à feldspaths potassiques, l'apatite, les mégacristaux, d'ilménite et la carbonatite de Girardville. En effet, les phoscorites sont souvent décrites comme cristallisant à partir d'un fluide différencié issu d'une carbonatite (*Yaxley et al., 2022*). Si l'on se fie aux différentes théories, dont celle de *Vasyukova et Williams-Jones (2022)*, ce constat suggérerait la présence d'une première génération de carbonatite dont la différenciation aurait formé cette phoscorite. Cet horizon d'apatite et d'ilménite observé sur l'affleurement 21-CS-02 serait donc issu d'une première injection de magma de composition carbonatitique et phoscoritique. Cette hypothétique « phoscorite » posséderait ainsi une composition minéralogique légèrement atypique à ce qui est normalement décrit dans la littérature, mais posséderait plusieurs autres caractéristiques similaires, dont des relations temporelles concordantes. Dans le cas de la carbonatite de Girardville (affleurement 21-CS-01),

l'absence de cette « phoscorite » serait expliquée par son assimilation par le dyke de carbonatite au même titre que la pegmatite à feldspaths potassiques. Cette hypothèse reste cependant encore à prouver.

## 9.8 PYROCHLORE

Le pyrochlore est l'un des principaux minéraux de Nb dans la carbonatite de Girardville (Section 8.1.2). Tenter de bien comprendre la séquence de cristallisation de ce minéral et les processus qui l'accumulent est donc important. Un schéma hypothétique des principaux événements de cristallisation est présenté à la Figure 9.2.

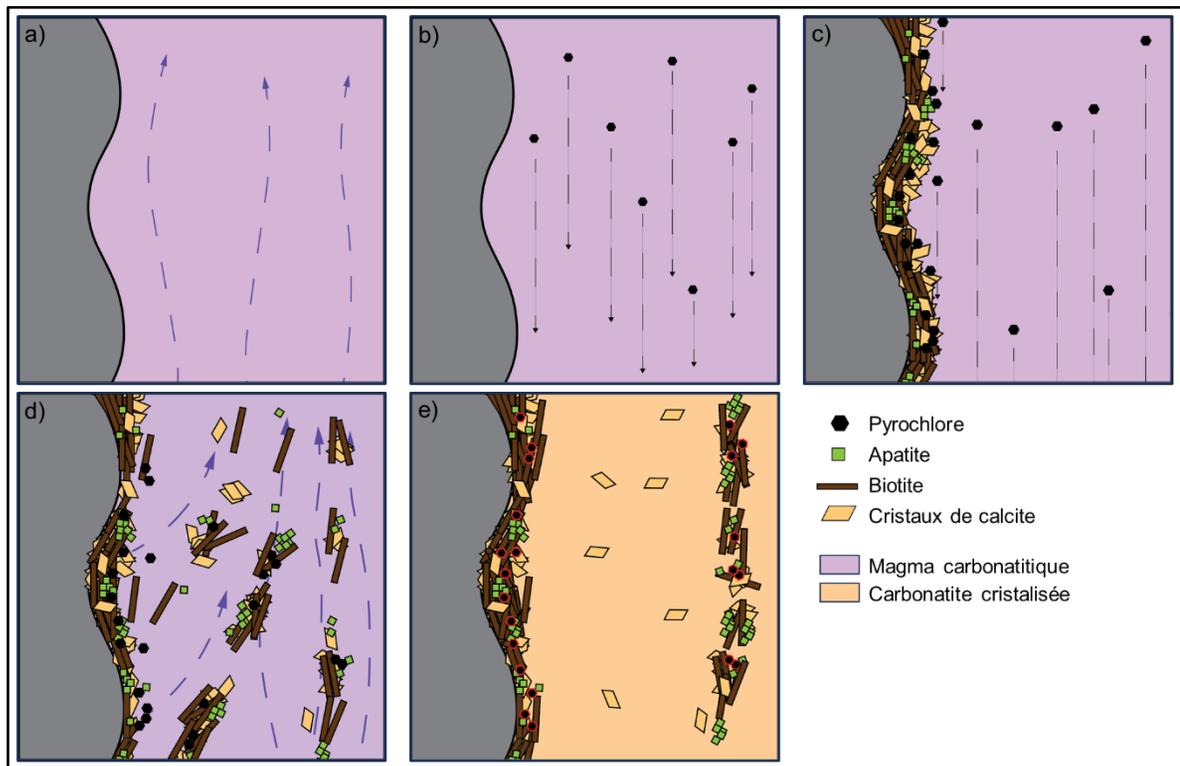


FIGURE 9.2 : Séquence simplifiée des événements qui permettent la cristallisation et l'accumulation du pyrochlore dans les carbonatites. Dans le cas de la carbonatite de Girardville, cette séquence se serait produite entre les événements b) et c) de la Figure 9.1. a) Un premier pulse de magma carbonatitique s'injecte dans la roche encaissante. b) Le pyrochlore cristallise parmi les premiers minéraux et coule rapidement dû à un fort contraste de densité entre ces derniers et le magma. c) La cristallisation ou l'accumulation de minéraux de biotite, d'apatite ou de calcite le long des roches encaissantes permettent au pyrochlore de s'accumuler en amas avec ces minéraux. Des ombres de pressions formées par la présence d'enclave ou par des variations de formes de la paroi de la roche

encaissante favoriseraient ce phénomène. d) Des pulses de magmas séquentiels remobilisent une partie des pyrochlores en amas avec des cristaux de biotite, d'apatite ou de calcite dans le cœur de la matrice carbonatitique. e) Suivant la cristallisation complète de la carbonatite, on retrouve les pyrochlores le long des parois avec la roche encaissante, principalement dans des ombres de pressions, ou dans des amas de cristaux remobilisés concentrés le long des plans d'écoulement magmatique.

Des pyrochlores ont principalement été observés dans le faciès à enclaves et dans le faciès folié de la carbonatite (*Figs. 5.10 et 5.11 ; Section 5.1.3.2*). Ils sont principalement accumulés en marge de feuillets de biotite ou d'enclaves de syénite à albite-biotite ou dans des ombres de pressions formées par ceux-ci (*Fig. 8.2a à 8.2c ; Section 8.1.2.1*). À l'inverse, on n'observe que très peu, voir aucuns, pyrochlores disséminés dans les zones de la carbonatite qui sont plus massives ou qui ne présentent ni amas ou cumulus d'apatite, de biotite ou d'enclaves de syénite à albite-biotite. Les pyrochlores sont souvent fracturés (*Fig. 8.2g ; Section 8.1.2.2*). Dans plusieurs cas, il est possible de replacer les fragments adjacents afin de reconstituer le cristal original de pyrochlore. Plusieurs pyrochlores ont aussi été observés dans une ombre de pression formée par de la biotite accumulant de nombreux petits fragments de feldspaths potassiques de taille similaire (*Fig. 8.2a*). Des pyrochlores dont plusieurs fragments ainsi que des fragments de feldspaths potassiques peuvent être observés partiellement ou complètement à l'intérieur de cristaux d'apatite ou de calcite plus grossière (*Fig. 8.2g*). Plusieurs pyrochlores présentent aussi des signes de métamictisation et de colombitisation (*Fig. 8.2d, 8.2h et 8.2i*).

Plusieurs de ces observations suggèrent que les pyrochlores aient cristallisé avant l'apatite et la calcite. En effet, les relations de contacts entre les pyrochlores, la calcite semblent montrer que la calcite cristallise autour des cristaux de pyrochlores déjà solides. Cette hypothèse est aussi appuyée par la présence des fragments de feldspaths potassiques que l'on pourrait associer au dyke de pegmatite à feldspaths potassiques et qui présentent les mêmes relations de contact avec la calcite. Dans cette mesure, puisque ces fragments de feldspaths potassiques sont considérés comme des xénocristaux (*Section 9.4*), ces derniers étaient aussi solides dans le magma carbonatitique. Cette hypothèse est aussi en adéquation avec les conclusions de plusieurs auteurs qui ont démontré

expérimentalement que le pyrochlore cristallise généralement très tôt et parmi les premiers minéraux dans un magma carbonatitique suivant la diminution de la température du magma (*Jago et Gittins, 1993 ; Mitchell et Kjarsgaard, 2002, 2004*).

Il a été suggéré par *Vasyukova et Williams-Jones (2023)*, basé sur des observations de la carbonatite de Saint-Honoré, que la cristallisation du pyrochlore puisse être issue d'un effet de réduction de masse causé par l'intense biotitisation. Ce phénomène de cristallisation pourrait réduire la masse du magma (jusqu'à 50 % mol) ce qui aurait comme effet de saturer le magma en Nb et engendrerait la cristallisation du pyrochlore. Dans le cas de la carbonatite de Girardville, aucune observation ne suggère un lien de co-cristallisation entre la biotite et le pyrochlore (ex. des cristaux de pyrochlore à l'intérieur de feuillets de biotite (*Vasyukova et Williams-Jones, 2023*)). L'association entre les deux minéraux semble purement spatiale et liée à la concentration par la remobilisation des cristaux par les différents pulses magmatiques (*Mitchell et al., 2020*).

La présence d'enclaves de syénite à albite-biotite ou de feuillets de biotite semble ainsi favoriser l'accumulation des pyrochlores. En effet, il a été suggéré à la Section 9.2.2 que la carbonatite se serait mise en place sous l'effet de plusieurs pulses magmatiques. Les enclaves de syénites à albite-biotite et les amas de feuillets de biotite auraient créé des ombres de pressions qui auraient agi comme zone de protection aux effets de la remobilisation par l'écoulement magmatique. Bien que le contraste de densité entre le pyrochlore et le magma carbonatitique est très élevé et que le pyrochlore devrait couler dans le magma (*Treiman et Schedl, 1983*), la présence du magma sous la forme d'une bouillie de cristaux permettrait au pyrochlore de rester en suspension dans cette bouillie (*Mitchell et al., 2020*).

La présence des pyrochlores sous la forme de plusieurs fragments très rapprochés pouvant être reconstitués suggère qu'il ait subi une fracturation hydraulique *in situ* liée à une décompression rapide du magma. Cette fragmentation des cristaux se produirait en réponse à un important changement de condition de pression dans le magma. Ce type de fragmentation des cristaux dans le magma est caractérisé par plusieurs auteurs (*Jones et al., 2016 ; Van Zalinge et al., 2018*). Ce phénomène concorderait aussi avec la cristallisation précoce du pyrochlore dans le magma et que

ce dernier ait été transportée jusque dans des zones favorisant son accumulation (*Mitchell et al., 2020*). Il n'est toutefois pas possible de contraindre la façon dont le pyrochlore puisse avoir été transporté, s'il est l'un des seuls minéraux cristallisés dans un magma carbonatitique de faible viscosité.

La colombitisation des pyrochlores peut être interprétée comme un phénomène tardif associé à des fluides hydrothermaux où l'on observe le remplacement du pyrochlore par de la colombite et du fluor (*Tremblay et al., 2017*). On observe en général que les zones les plus sensibles à la fénitisation sont les zones les plus métamictisées (*Fig. 8.2h* ; *Section 8.1.2.4*). La métamictisation des pyrochlores les rendrait ainsi plus sensibles à la colombitisation.

## 9.9 LA FÉNITISATION DU GRANITE À FELDSPATH ALCALIN

Deux types de fénitisation sont observables dans le granite à feldspath alcalin du secteur de Girardville (*Sections 5.1.1 et 5.2.1*) : de la fénitisation pervasive et de la fénitisation par veine.

La fénitisation par veine est représentée par des veines d'ægryrine qui semblent s'être mises en place dans des plans de structures préférentielles (*Fig. 5.3d*). Ces plans de structures préférentielles pourraient être les mêmes que ceux qui ont favorisé la mise en place des divers dykes du secteur de Girardville (*Section 9.1*).

La fénitisation pervasive est le type de fénitisation qui affecte le plus le granite à feldspath alcalin. La roche fénitisée est facilement distinguable par la teinte verdâtre qu'elle prend sur des distances allant jusqu'à 1 m à partir des contacts avec les dykes de carbonatite, syénite à albite-biotite ou pegmatite à feldspaths potassiques. Cette teinte verdâtre est due au remplacement du quartz, de la biotite et une partie des feldspaths potassiques par de l'ægryrine et de l'albite (*Fig. 5.3*). Le résultat des analyses chimiques effectué sur les échantillons de granite à feldspath alcalin frais et fénitisé concorde aussi avec ces observations minéralogiques, les principales variations étant : une perte en SiO<sub>2</sub>, et des gains en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et en Na<sub>2</sub>O (*Fig. 6.2* ; *Section 6.1.1.3* ; *Annexe 5.1*).

Les caractéristiques de cette fénitisation sont généralement assez typiques de celles décrites dans la littérature (*Le Bas, 2008 ; Elliott et al., 2018*), autant pour la composition chimique (perte en Si, et gain en Fe et Na), que pour la composition minérale (apparition d'ægyrine, et perte du quartz, de la biotite et des feldspaths potassiques). On peut aussi remarquer l'apparition de perthites dans certains cristaux de feldspaths potassiques avec une orientation perpendiculaire à celle des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques ou de carbonatite. Ce phénomène est plus rare, mais a déjà été décrit dans plusieurs roches fénitisées (*Elliott et al., 2018*).

Le fluide qui aurait causé la fénitisation serait donc riche en Na et en Fe, une composition typique des fluides exsolvés à partir de carbonatites (*Elliott et al., 2018*). Toutefois, la source de ce fluide peut être mise en question. On observe en effet autour du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l'affleurement 21-CS-02, un granite à feldspath alcalin dont la fénitisation est en tout point similaire à celle en marge du dyke de la carbonatite de Girardville. La fénitisation observée en marge du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l'affleurement 21-CS-03 possède aussi de nombreuses similarités chimiques (*Sections 5.1.1, 5.2.1 et 6.1.1*). Selon *Elliott et al. (2018)*, il est d'ailleurs possible qu'une intrusion hyperalcaline, comme ces dykes de pegmatite à feldspaths potassiques, exsolve un fluide pouvant engendrer la fénitisation de ses encaissants. Il est donc justifié de se demander quel est le rôle exact de ce dyke de pegmatite à feldspaths potassiques dans la génération ou la propagation de ces fluides fénitisants.

Afin d'attaquer cette problématique, trois hypothèses sur la source de ce fluide fénitisant sont envisagées :

1. La première hypothèse suggère que le fluide fénitisant serait exsolvé d'un dyke de carbonatite dans les deux cas. Toutefois, dans le cas des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques, les dykes de carbonatite n'auraient pas été observés, car ils seraient localisés plus profondément dans les corridors sujets aux intrusions. Cette hypothèse expliquerait aussi la présence de calcite répertoriée avec l'apatite au milieu du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques de l'affleurement 21-CS-02, mais l'absence de matériel carbonatitique comme tel.

2. La deuxième hypothèse suggère que le fluide fénitisant aurait été exsolvé à partir du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques. Des dykes de pegmatites à feldspaths potassiques ont été observés sur tous les affleurements où de la fénitisation a été observée. Il est en effet possible qu'un tel dyke très riche en alcalins ait exsolvé un tel fluide (*Elliott et al., 2018*).
3. La troisième hypothèse suggère que la carbonatite de Girardville et le dyke de pegmatite à feldspaths potassiques aient exsolvé un fluide de composition similaire. Il s'agit toutefois de l'hypothèse la moins probable des trois. Il serait en effet peu probable que deux entités différentes aient exsolvé un fluide qui aurait engendré une fénitisation avec les mêmes variations chimiques, minéralogiques et texturales.

Dans tous les cas, ces hypothèses proposent qu'un seul fluide ait fénitisé le granite à feldspath alcalin. Elles ne tiennent toutefois pas en compte qu'en réalité, la fénitisation observée est probablement issue de la superposition d'une série de phénomènes de fénitisation causés par les différents fluides exsolvés de chaque épisode intrusif hyperalcalin ou carbonatitique répertoriés dans la région (*Elliott et al., 2018*).

## 9.10 LA CARBONATITE DU LAC DES COUDES

La carbonatite de Girardville présente de nombreuses similarités chimiques et structurales avec la carbonatite du lac des Coudes (affleurement 21-CS-04 ; *Section 5.3*). Effet, même si cette dernière n'a pas été observée en place, les blocs de carbonatite provenant du lac des Coudes présentent une composition minéralogique, une composition chimique (*Section 6.5*) et des textures très similaires à celle de Girardville. La géologie des roches encaissantes présente aussi de nombreuses similarités.

La carbonatite du lac des Coudes ne présente aucune teneur élevée en Nb ou ÉTR élevé. Ces teneurs sont toutefois similaires à celles observées dans les échantillons les plus purs de matrice carbonatitique de Girardville (*Section 6.5, 8.1.1 et 8.2.1 ; Annexe 5.1*). Il est à noter qu'aucun enclave ou amas de biotite, qui aurait pu former des ombres de pressions permettant l'accumulation du

pyrochlore n'a été observé dans la carbonatite du lac des Coudes. Puisque ces caractéristiques ont un impact important sur la distribution des minéralisations en Nb dans la carbonatite de Girardville, leur absence pourrait expliquer les basses teneurs observées dans la carbonatite du lac des Coudes. De plus, aucun amas d'apatite n'a été observé. Bien que seulement 2 échantillons de carbonatite du lac des Coudes aient été analysés, les basses teneurs en ÉTR semblent uniformes et similaires au teneur de base de la carbonatite de Girardville. Il est donc possible que ces teneurs soient issues de la même source que celles de Girardville, soit des fluides carbohydrothermaux.

Bien que le dyke de carbonatite n'ait pas été observé en place, les structures des roches encaissantes de la carbonatite du lac des Coudes (foliation minérale, fracturation de la roche, orientation du dyke de pegmatite, orientation des contacts) présentent toute une orientation N-S. Similairement à celles de Girardville, les roches encaissantes du lac des Coudes présentent aussi une fénitisation sodique (*Sections 5.3.3, 5.3.6, 6.2.2*). Un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques similaire en tout point à ceux observé dans le secteur de Girardville et aussi présent en marge de l'endroit où il a été interprété que le dyke de carbonatite se trouverait. En vue des nombreuses ressemblances entre les deux zones d'intrusions, les processus magmatiques à l'origine de la mise en place des dykes de pegmatite et/ou des dykes de carbonatite des 2 secteurs pourraient donc tous être liés.

## CHAPITRE 10

### CONCLUSION

#### 10.1 SÉQUENCE DE MISE EN PLACE

Pour conclure, la carbonatite de Girardville, tel qu'observable aujourd'hui, est la somme de plusieurs événements magmatiques qui se sont produits de manière subséquente en s'injectant dans des structures préexistantes (*Fig. 9.1*). Les principaux événements sont :

- 0) La possible mise en place du protolithe du dyke de syénite à albite-biotite et la mise en place d'un dyke de pegmatite à feldspaths potassiques dans des structures préexistantes. Le dyke de pegmatite serait hôte de mégacristaux d'ilménite et d'apatite.
- 1) L'injection d'un dyke de carbonatite à calcite qui recoupe et bréchifie les différentes unités lithologiques déjà en place assimilant plusieurs xénolithes (syénite à albite-biotite, feldspaths potassiques, ilménite, apatite). Ce dyke se serait aussi mis en place par plusieurs pulses magmatiques remobilisant les xénolithes (syénite à albite-biotite, feldspaths potassiques, ilménite, apatite) et les minéraux qui auraient cristallisé à partir de pulses magmatiques précédents (biotite, apatite, calcite, pyrochlore), favorisant ainsi la formation d'une bouillie de cristaux.
- 2) La percolation de fluides carbohydrothermaux tardifs dans le dyke de carbonatite lessivant plusieurs cristaux de calcite, aurait mis en place une dernière génération carbonate (ferrodolomite). Ces fluides carbohydrothermaux auraient aussi mis en place de nombreux petits amas interstitiels de ferrodolomite, carbonate de terres rares, oxydes de fer, apatite et monazite.

Lors de cette séquence de mise en place, un ou plusieurs épisodes de métasomatisme ou de fénitisation auraient aussi affecté les roches encaissantes de la carbonatite.

## 10.2 MINÉRAUX D'INTÉRÊTS ÉCONOMIQUES

Plusieurs des événements évoqués dans la section précédente sont associés à la mise en place ou à l'accumulation des minéraux riches en Nb et en ÉTR dans la carbonatite de Girardville. Les principaux minéraux de Nb observés sont les xénocristaux d'ilménite (4740-5500 ppm Nb) et les pyrochlores (58-74 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Bien qu'elle ne soit pas exploitable, la biotite est aussi digne de mention, car elle peut posséder des teneurs plutôt élevées (202-254 ppm Nb). Les principaux minéraux riches en ÉTR sont l'apatite (Ap-C1 : 5036-8529 ppm ÉTR ; Ap-C2 : 11297-13283 ppm ÉTR) et les carbonates de terres rares. Les teneurs exactes contenues dans les carbonates de terres rares n'ont pas pu être définies dues à leur trop petite taille. Occasionnellement, de la monazite a aussi été observée, mais dû à sa rareté, n'a pas été étudiée en détail dans le cadre de ce projet.

Dans la carbonatite de Girardville, les plus hautes teneurs en Nb (431 ppm Nb) et ÉTR (2495 ppm ÉTR) 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'ÉTR.

### 10.2.1 PYROCHLORE

Le pyrochlore est le seul minéral d'intérêt riche en Nb issu à proprement dit de la carbonatite de Girardville. Ces cristaux de pyrochlore sont toutefois très petits et ne représentent qu'une faible partie du volume total de la carbonatite. Spatialement, les pyrochlores sont disposés de manière très hétérogène. On les retrouve principalement dans des zones spécifiques d'accumulation dans le faciès à enclaves ou dans le faciès folié de la carbonatite. Ils sont principalement localisés en bordure d'enclaves de syénite à albite-biotite et de zones d'accumulation de biotite, ou dans des ombres de pressions formées par cette dernière.

Il a été possible de faire une série de conclusion sur des phénomènes qui ont mené à la cristallisation ou l'accumulation du pyrochlore tel qu'observé dans la carbonatite de Girardville.

1. Le pyrochlore a cristallisé parmi les premiers minéraux dans la carbonatite.

2. Le pyrochlore a été sujet à un transport mécanique par le magma carbonatitique.
3. Peu ou pas de pyrochlore s'accumule dans la carbonatite, si la matrice est composée presque exclusivement de carbonates.
4. Puisque le pyrochlore est un minéral qui est trop dense pour être maintenu en suspension dans le magma carbonatitique, la présence du magma carbonatitique sous la forme d'une bouillie de cristaux est nécessaire afin de garder ce dernier en suspensions dans le magma ou pour le remobiliser.
5. La présence d'enclaves de syénite à albite-biotite et d'une grande quantité de biotite a favorisé l'accumulation du pyrochlore dans des ombres de pression formées par ceux-ci, permettant au pyrochlore d'être protégé de la remobilisation par les différents pulses magmatiques.
6. Le pyrochlore peut être sujet à la colombitisation qui transforme tranquillement les cristaux en colombite. La colombitisation est plus importante lorsque le pyrochlore est métamictisé.

Ces conclusions sont généralement en accord avec les observations, hypothèses et conclusions proposées par plusieurs auteurs sur les phénomènes impliqués dans la mise en place et la concentration du Nb dans les carbonatites.

#### 10.2.2 ILMÉNITE À NIOBIUM

Les xénocristaux d'ilménite sont la source des plus hautes teneurs en Nb dans la carbonatite de Girardville. Ces cristaux d'ilménite sont distribués de façon très hétérogène dans la carbonatite et indépendamment des différents faciès.

L'étude de ces cristaux d'ilménite nous indique qu'il s'agit plutôt de xénocristaux. On peut donc conclure que la source du Nb présent dans ces cristaux est externe à la carbonatite. Ces cristaux d'ilménite n'ont aucun impact non plus sur la compréhension des phénomènes liés à l'enrichissement du Nb dans les carbonatites en général. Il s'agit d'un phénomène local à la carbonatite de Girardville

qui n'implique pas directement la mise en place de minéralisation de Nb liée aux carbonatites. Toutefois, une meilleure compréhension de l'origine de ces cristaux et leur possible association avec les phoscorites pourraient engendrer une meilleure compréhension de ces cristaux et des teneurs qu'ils contiennent.

### 10.2.3 CARBONATES DE TERRES RARES

Les carbonates de terres rares sont à l'origine des teneurs de bases en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  dans la carbonatite. Ils sont dispersés de manière plutôt homogène dans la matrice carbonatitique. La forme et les textures des cristaux de carbonates de terres rares, et leurs associations avec des cristaux de calcite lessivés ou de la porosité nous indiquent que ces minéraux sont associés à des fluides carbohydrothermaux.

Il n'a toutefois pas été possible de déterminer la source des ÉTR de ces carbonates. En effet, l'une des interrogations par rapport à ces ÉTR est de déterminer si elles sont originaires du fluide en lui-même, ou s'ils sont remobilisés à partir d'autres minéraux déjà présents dans la carbonatite. Ainsi, dans le cas de la carbonatite de Girardville, les fluides carbohydrothermaux pourraient avoir apporté les teneurs en ÉTR. Ils pourraient, à l'inverse, avoir lessivé l'apatite ou un grand volume de calcite avec de très faibles teneurs en ÉTR, pour par la suite précipiter des carbonates de terres rares dans les interstices.

### 10.2.4 APATITE À TERRES RARES

L'apatite présente dans la carbonatite est la source des plus hautes teneurs en  $\text{ÉTR}_{\text{tot}}$  observées. L'apatite est dispersée de façon très hétérogène dans la carbonatite. On l'observe essentiellement sous la forme d'amas soit dans les faciès à enclaves ou dans les faciès foliés. Étant donné la manière dont l'apatite est accumulée et ses affinités chimiques avec les apatites provenant des dykes de pegmatite, il est difficile de déterminer si les apatites sont originelles de la carbonatite ou si elles sont héritées du dyke de pegmatite à feldspaths potassiques démembré. Similairement aux des xénocristaux d'ilménite riche en Nb, la possible existence d'un lien entre l'apatite et des phoscorites n'est pas à écarter.

## 10.3 RETOUR SUR L'HYPOTHÈSE ET LA MÉTHODOLOGIE

### 10.3.1 LES CARBONATITES DE PETIT VOLUME

À l'origine, il a été suggéré que l'étude d'une intrusion carbonatite de petit volume permettrait de mieux étudier et comprendre les phénomènes de mise en place des carbonatites et des minéralisations en Nb et ÉTR. Ces travaux démontrent qu'en effet, l'étude d'une carbonatite de petit volume facilite la compréhension de certains phénomènes. Toutefois, le cas de la carbonatite de Girardville n'est pas parfait. En effet, similairement aux carbonatites de plus grand volume, la carbonatite de Girardville se serait aussi mise en place par l'effet de plusieurs pulses magmatiques qui ont complexifié son histoire. De plus, puisque les minéraux d'intérêt sont généralement rares, il est plutôt difficile de les étudier. Néanmoins, beaucoup d'information a pu être recueillie sur les divers événements qui se sont produits pour mettre en place la carbonatite de Girardville et sur les événements qui ont affecté les minéraux porteurs de Nb et d'ÉTR, nous amenant une meilleure compréhension de ces systèmes complexes. En addition, bien que l'étude de la fénitisation n'était pas le sujet principal de cette étude, on peut observer à Girardville un excellent cas d'étude pour ces processus. En effet, encore une fois, la petite taille des auréoles de fénitisation étudiées permet de faciliter les observations et la documentation de la progression de la fénitisation en fonction de la distance avec les intrusions carbonatitiques ou alcalines.

### 10.3.2 AMÉLIORATION DE LA MÉTHODE

Plusieurs travaux supplémentaires auraient pu être effectués afin de mieux contraindre la chronologie des événements dans la carbonatite de Girardville. Parmi les travaux qui auraient pu être faits, des analyses supplémentaires de chimie minérale auraient été pertinentes, tel que des analyses *in situ* des carbonates qui auraient permis de mieux définir les différentes générations de carbonates ou de caractériser les carbonates de terres rares. La cartographie chimique de haute définition de certains minéraux tels que l'apatite, la biotite, les carbonates et l'ilménite ou l'utilisation de la cathodoluminescence aurait aussi pu être pertinente afin de caractériser davantage plusieurs de ces minéraux. Une caractérisation radiométrique de l'affleurement aurait également pu être pertinente

afin d'identifier les zones plus riches en U et Th, puisque ces éléments peuvent être associés à au pyrochlore. L'utilisation d'isotopes stables aurait aussi pu permettre de caractériser la source des magmas.

## 10.4 POTENTIEL ÉCONOMIQUE

### 10.4.1 LOCAL

Malheureusement, étant donné son étendue restreinte, et ses faibles teneurs, la carbonatite de Girardville ne peut pas être identifiée comme économique. En effet, les carbonatites actuellement exploitées pour le Nb ou pour les ÉTR dans le monde sont des carbonatites de très grand volume. De plus, la teneur maximum en Nb observé (431 ppm Nb ; excluant les xénoctaux d'ilménite) est nettement inférieure aux teneurs moyennes observées dans les calciocarbonatites dans le monde (1204 ppm Nb ; *Tableau 9.1*). Pour ce qui est des teneurs en ÉTR, les teneurs maximum observées dans la carbonatite de Girardville (2495 ppm ÉTR<sub>tot</sub>) sont aussi inférieures aux teneurs moyennes observées dans les calciocarbonatites dans le monde (3730 ppm ÉTR<sub>tot</sub> ; *Tableau 9.1*). Les teneurs les plus élevées sont d'ailleurs généralement associées à des ferrocronatites (teneurs moyennes 10 359 ppm ÉTR<sub>tot</sub> ; *Woolley et Kempe, 1989*). De plus, il est aussi estimé que lorsque la majorité des teneurs en ÉTR proviennent de l'apatite, les carbonatites ne sont que rarement économiques (*Chakhmouradian et al., 2017*).

### 10.4.2 RÉGIONAL

La présence répétitive de dykes de carbonatite et de dykes de pegmatite à feldspaths potassiques dans la région de Girardville est toutefois encourageante. La présence de ces diverses unités géologiques, régionalement, pourrait suggérer la présence d'un événement magmatique alcalin ou carbonatitique de grande envergure.

En effet, les fortes similarités chimiques entre les carbonatites de Girardville et du lac des Coudes suggèrent que ces deux intrusions puissent être dérivées d'une même source. De plus, la projection des structures qui semblent impliquées dans la mise en place des carbonatites de

Girardville et du lac des Coudes, et des dykes de pegmatite à feldspaths potassiques, semblent se prolonger jusqu'à la carbonatite de Crevier, une carbonatite de plus grand volume, localisée à peine 50 km au nord.

Des travaux d'exploration supplémentaires dans la région pourraient donc mener à la découverte d'autres dykes ou intrusions reliés à ces mêmes systèmes magmatiques, et ainsi identifier des tonnages plus intéressants pour ces minéralisations de Nb et d'ÉTR.

## LISTE DE RÉFÉRENCES

- Arguin, J.-P., Pagé, P., Barnes, S.-J., Girard, R., et Duran, C. 2018. An integrated model for ilmenite, Al-spinel, and corundum exsolutions in titanomagnetite from oxide-rich layers of the Lac Doré Complex (Québec, Canada). *Minerals*, **8**(11): 476.
- 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.
- Atencio, D., Andrade, M.B., Christy, A.G., Gieré, R., et Kartashov, P.M. 2010. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, **48**(3): 673-698.
- Bailey, D.K. 1974. Continental rifting and alkaline magmatism. *Chapitre 3 Dans* The alkaline rocks. *Sous la direction de* H. Sørensen. John Wiley & Sons, New York, NY, pp.148-159.
- Bailey, D.K. 1977. Lithosphere control of continental rift magmatism. *Journal of the Geological Society*, **133**(1): 103-106.
- Bao, Z., et Zhao, Z. 2008. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. *Ore Geology Reviews*, **33**(3-4): 519-535.
- Barrière, M. 1976. Flowage differentiation: limitation of the "Bagnold effect" to the narrow intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **55**(2): 139-145.
- Bédard, L.P. 1988. Pétrographie et géochimie du stock de Dolodau: syénite et carbonatite associée. *Mémoire de Maîtrise. Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Canada.*
- Bell, K., Blenkinsop, J., Cole, T.J.S., et Menagh, D.P. 1982. Evidence from Sr isotopes for long-lived heterogeneities in the upper mantle. *Nature*, **298**(5871): 251-253.
- Bell, K., et Simonetti, A. 1996. Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai. *Journal of Petrology*, **37**(6): 1321-1339.
- Bell, K., et Simonetti, A. 2010. Source of parental melts to carbonatites—critical isotopic constraints. *Mineralogy and Petrology*, **98**: 77-89.
- Bell, K., et Tilton, G.R. 2002. Probing the mantle: the story from carbonatites. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **83**(25): 273-277.
- Bergeron, A. 1980. Pétrographie et géochimie du complexe ignée alcalin de Crevier et de son encaissant métasomaté. *Mémoire de Maîtrise. Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, QC, Canada.*
- Bergmann, H.J. 1957. Progress report on properties of Lyndvue Mines Ltd., Beaudet Township. Quebec Department of Mines, Mineral Deposits Branch, GM 05168.
- Block, M. 2011. Propriété Shipshaw, Campagne de forage, Hiver 2011. préparé par IOS Services Géoscientifiques pour DIOS Exploration, Projet 773 (p.46).
- Bonadiman, C., Beccaluva, L., Coltorti, M., et Siena, F. 2005. Kimberlite-like metasomatism and 'garnet signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic oceanic lithosphere? *Journal of Petrology*, **46**(12): 2465-2493.
- Brøgger, W.C. 1921. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes: Das Fengebiet in Telemark, Norwegen (p.408).

- Castor, S.B. 2008. The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California. *The Canadian Mineralogist*, **46**(4): 779-806.
- Chakhmouradian, A.R., Reguir, E.P., Zaitsev, A.N., Couëslan, C., Xu, C., Kynický, J., Mumin, A.H., et Yang, P. 2017. Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance. *Lithos*, **274**: 188-213.
- Chen, W., Zhang, W., Simonetti, A., et Jian, S. 2016. Mineral chemistry of melanite from calcitic ijolite, the Oka carbonatite complex, Canada: Implications for multi-pulse magma mixing. *Journal of Earth Science*, **27**: 599-610.
- Cooper, A.F., et Reid, D.L. 2000. The association of potassic trachytes and carbonatites at the Dicker Willem Complex, southwest Namibia: coexisting, immiscible, but not cogenetic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **139**: 570-583.
- Cordier, D.J. 2022. Rare Earths. *Dans Mineral Commodity Summaries*. U.S. Geological Survey, 2022, pp.134-135.
- Cox, K.G., Bell, J.D., et Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin, London, UK (p.450).
- Dalton, J.A., et Presnall, D.C. 1998. The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–CO<sub>2</sub> at 6 GPa. *Journal of Petrology*, **39**(11-12): 1953-1964.
- Daly, R.A. 1933. *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. McGraw-Hill Book Company Inc, New York and London.
- Davidson, A. 1998. An overview of Grenville Province geology, Canadian shield. *Dans Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America*. *Sous la direction de S.B. Lucas et M.R. St-Onge*. Geological Society of America, Ottawa, On, pp.207-270.
- Dawson, J. 1962. Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika. *Nature*, **195**(4846): 1075-1076.
- Deer, W.A., Howie, R.A., et Zussman, J. 2013. *An introduction to the rock-forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Desjardins, D. 2022. Étude pétrographique et géochimique des pyrochlores de la carbonatite du complexe alcalin de Saint-Honoré, Saguenay, Québec. Mémoire de Maîtrise. Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, QC, Canada.
- Dill, H.G., Melcher, F., Fuessl, M., et Weber, B. 2007. The origin of rutile-ilmenite aggregates (“nigrine”) in alluvial-fluvial placers of the Hagendorf pegmatite province, NE Bavaria, Germany. *Mineralogy and Petrology*, **89**: 133-158.
- Doig, R., et Barton Jr, J.M. 1968. Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **5**(6): 1401-1407.
- Dufréchoy, G., et Harris, L.B. 2013. Tectonic models for the origin of regional transverse structures in the Grenville Province of SW Quebec interpreted from regional gravity. *Journal of Geodynamics*, **64**: 15-39.
- Duke, G.I. 2009. Black Hills–Alberta carbonatite–kimberlite linear trend: Slab edge at depth? *Tectonophysics*, **464**(1-4): 186-194.
- Duke, G.I., Carlson, R.W., Frost, C.D., Hearn Jr, B.C., et Eby, G.N. 2014. Continent-scale linearity of kimberlite–carbonatite magmatism, mid-continent North America. *Earth and Planetary Science Letters*, **403**: 1-14.
- Duplessis, C., et Girard, R. 2010. NI 43–101 Technical Reportm Niobium and Tantalum resource estimation update of the Crevier deposit North of Lac St-Jean, Quebec, Canada, june 2010. MDN Inc., Crevier Minerals Inc., GM 65898 (p.142).

- Dupuis, C., et David, E. 2013. Giant Crystals of Ilmenites and Baveno-Twinned Microclines from Girardville, Quebec, Canada. *Rocks & Minerals*, **88**(5): 420-433.
- Eggler, D.H. 1978. The effect of CO<sub>2</sub> upon partial melting of peridotite in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> system. *American Journal of Science*, **278**(3): 305-343.
- El Bourki, M., et Moukhsil, A. 2022. Domaine structural de Crevier (DScree), Lexique structural du Québec. Ministère des Ressources naturelles et de Forêts, Gouvernement du Québec. <https://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-structural/domaine-structural-de-crevier/> [2023-12-24].
- Elliott, H.A.L., Wall, F., Chakhmouradian, A.R., Siegfried, P.R., Dahlgren, S., Weatherley, S., Finch, A.A., Marks, M.A.W., Dowman, E., et Deady, E. 2018. Fenites associated with carbonatite complexes: A review. *Ore Geology Reviews*, **93**: 38-59.
- Fortin-Bélanger, M. 1977. Le complexe annulaire à carbonatites de St-Honoré (P.Q., Canada) et sa minéralisation à niobium: étude pétrographique et géochimique. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard Lyon 1, France.
- Foster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geological Survey, United States Department of the Interior, 2330-7102, Professional paper 354-B.
- Friedline, C.A. 2022. Niobium (Columbium). *Dans Mineral Commodity Summaries*. U.S. Geological Survey, 2022, pp.116-117.
- Gittins, J. 1989. The origin and evolution of carbonatite magmas. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution*. *Sous la direction de* K. Bell. Unwin Hyman, London, UK, pp.580-600.
- Gittins, J., et Harmer, R.E. 1997. What is ferrocarbonatite? A revised classification. *Journal of African Earth Sciences*, **25**(1): 159-168.
- Gold, D.P., Vallée, M., et Charette, J.P. 1967. Economic geology and geophysics of the Oka alkaline complex, Quebec. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, **60**(666): 1131-1144.
- Gower, C.F., et Krogh, T.E. 2002. AU–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**(5): 795-829.
- Grenier, P.E. 1956. Service des gîtes minéraux, Lyndvue Mines Ltd., Beaudet Township, Comté de Roberval. Quebec Department of Mines, Mineral Deposits Branch, GM-4749.
- Vallières, D., Pelletier, P., Gaultier, P., Ferlatte, G., Tremblay, J.-F., et Sirois, R. 2013. NI 43-101 Technical Report, Update on Niobec Expansion, December 2013. Niobec Inc., IAMGOLD Corp. (p.305).
- Grenier, L.; Tremblay, J.-F.; Sirois, R. 2013. NI-43-101 Technical Report, Updated Mineral Resource Estimate for Rare Earth Elements. IAMGold Corp. (p.166).
- 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.
- Gudfinnsson, G.H., et Presnall, D.C. 2005. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa. *Journal of Petrology*, **46**(8): 1645-1659.
- Gupta, C.K., et Krishnamurthy, N. 1992. Extractive metallurgy of rare earths. *International materials reviews*, **37**(1): 197-248.
- Hanchar, J.M., et Miller, C.F. 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.

- Harlov, D.E., Wirth, R., et Förster, H.-J. 2005. An experimental study of dissolution–reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **150**: 268-286.
- Hoatson, D.M., Jaireth, S., et Mieizitis, Y. 2011. The major rare-earth-element deposits of Australia: geological setting, exploration, and resources. *Geoscience Australia*.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M.J., Duggen, S., et Garbe-Schönberg, D. 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **142**(5): 520-542.
- 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.W. Bally et A.R. Palmer. Geological Society of America*, pp.447-512.
- Högbom, A.G. 1895. Über das nephelinsyenitgebiet auf der insel Alnö. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, **17**(2): 100-158.
- Hoggart, D.D. 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: Distinctive minerals in carbonatites. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution. Sous la direction de K. Bell. Unwin Hyman, London, UK*, pp.105-148.
- Hulett, S.R.W., Simonetti, A., Rasbury, E.T., et Hemming, N.G. 2016. Recycling of subducted crustal components into carbonatite melts revealed by boron isotopes. *Nature Geoscience*, **9**(12): 904-908.
- Jago, B.C., et Gittins, J. 1993. Pyrochlore crystallization in carbonatites: the role of fluorine. *South African Journal of Geology*, **96**(3): 149-160.
- James, T.C., et McKie, D. 1958. The alteration of pyrochlore to columbite in carbonatites in Tanganyika<sup>1</sup> (With Plates XX and XXI.). *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society*, **31**(242): 889-900.
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., et Frick, D.A. 2011. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **35**(4): 397-429.
- Jones, T.J., McNamara, K., Eychenne, J., Rust, A.C., Cashman, K.V., Scheu, B., et Edwards, R. 2016. Primary and secondary fragmentation of crystal-bearing intermediate magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **327**: 70-83.
- Kalt, A., Hegner, E., et Satir, M. 1997. Nd, Sr, and Pb isotopic evidence for diverse lithospheric mantle sources of East African Rift carbonatites. *Tectonophysics*, **278**(1-4): 31-45.
- Kamenetsky, V.S., Mitchell, R.H., Maas, R., Giuliani, A., Gaboury, D., et Zhitova, L. 2015. Chlorine in mantle-derived carbonatite melts revealed by halite in the St.-Honoré intrusion (Québec, Canada). *Geology*, **43**(8): 687-690.
- Kieffer, M.A., Dare, S.A., et Namur, O. 2023. The use of trace elements in apatite to trace differentiation of a ferrobasic melt in the Sept-Iles Intrusive Suite, Quebec, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **342**: 169-197.
- Kjarsgaard, B., Hamilton, D., et Peterson, T. 1995. Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. *Dans Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. Sous la direction de K. Bell et J. Keller. Springer, Berlin*, pp.163-190.
- Kjarsgaard, B.A. 1998. Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. *Journal of Petrology*, **39**(11-12): 2061-2075.
- Kjarsgaard, B.A., et Hamilton, D.L. 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution. Sous la direction de K. Bell. Unwin Hyman, London, UK*, pp.388-404.

- Kumarapeli, P., et Saull, V.A. 1966. The St. Lawrence valley system: a North American equivalent of the East African rift valley system. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **3**(5): 639-658.
- Kwon, S.T., Tilton, G.R., et Grunenfelder, M.H. 1989. Lead isotope relationships in carbonatites and alkalic complexes: an overview. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution. Sous la direction de K. Bell. Unwin Hyman, London, UK*, pp.360-387.
- Laznicka, P. 2006. Giant metallic deposits: Future sources of industrial metals. Springer, Berlin, DE (p.732).
- 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. 2nd éd. Cambridge University Press, Cambridge, UK* (p.252).
- Lee, W.-J., et Wyllie, P.J. 1998. Processes of crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation, elucidated by model systems. *Journal of Petrology*, **39**(11-12): 2005-2013.
- Legros, H., Van Weelderen, N., Dare, S., Bédard, L.P., Savard, D., et Higgins, M. [sous révision]. Apatite geochemistry reveals magmatic-hydrothermal multiple stages of Nb remobilization in carbonatite complex: example of the Nb-(REE) Saint-Honoré deposit (Quebec, Canada). *Mineralium Deposita*.
- Li, X., Zhang, C., Behrens, H., et Holtz, F. 2020. Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*, **356**: 105371.
- Lide, D.R. 2004. *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. CRC press.
- Lin, L., et Sawyer, E.W. 2019. Microstructure and compositional changes across biotite-rich reaction selvages around mafic schollen in a semipelitic diatexite migmatite. *Journal of Metamorphic Geology*, **37**(4): 539-566.
- Lottermoser, B. 1990. Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Lithos*, **24**(2): 151-167.
- Lumpkin, G.R., et Ewing, R.C. 1995. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup. *American mineralogist*, **80**(7-8): 732-743.
- Mariano, A.N. 1989a. Economic geology of rare earth elements. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, **21**(1): 309-337.
- Mariano, A.N. 1989b. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution. Sous la direction de K. Bell. Unwin Hyman, London, UK*, pp.149-176.
- Martin, L.H., Schmidt, M.W., Mattsson, H.B., et Guenther, D. 2013. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H<sub>2</sub>O-bearing systems at 1–3 GPa. *Journal of Petrology*, **54**(11): 2301-2338.
- McCausland, P.J., Pisarevsky, S., Jourdan, F., et Higgins, M. 2009. Laurentia at 571 Ma: Preliminary paleomagnetism and Ar-Ar age of the Ediacaran St Honore alkali intrusion, Quebec. *Proceedings, American Geophysical Union-Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada-Canadian Geophysical Union, Joint Assembly, Toronto, Abstract GA12A-01*.
- McDonough, W.F., et Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, **120**(3-4): 223-253.
- MERN. 2014. SIGEOM : Symboles et abréviation de la carte géoscientifique. Géologie Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, DV 2014-06.

- MERN. 2020. Les Minéraux Critiques et Stratégiques : Plan Québécois pour la Valorisation des Minéraux Critiques et Stratégiques 2020-2025. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec. ISBN 978-2-550-87714-1.
- Mitchell, R.H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, **43**(6): 2049-2068.
- Mitchell, R.H., et Gittins, J. 2022. Carbonatites and carbothermalites: A revised classification. *Lithos*, **430-431**: 106861.
- Mitchell, R.H., et Kjarsgaard, B.A. 2002. Solubility of niobium in the system  $\text{CaCO}_3\text{-Ca(OH)}_2\text{-NaNbO}_3$  at 0.1 GPa pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **144**: 93-97.
- Mitchell, R.H., et Kjarsgaard, B.A. 2004. Solubility of niobium in the system  $\text{CaCO}_3\text{-CaF}_2\text{-NaNbO}_3$  at 0.1 GPa pressure: implications for the crystallization of pyrochlore from carbonatite magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **148**: 281-287.
- Mitchell, R.H., Wahl, R., et Cohen, A. 2020. Mineralogy and genesis of pyrochlore apatite from The Good Hope Carbonatite, Ontario: A potential niobium deposit. *Mineralogical Magazine*, **84**(1): 81-91.
- Moine, B.N., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y., Delpech, G., Sheppard, S., Lorand, J., Renac, C., Giret, A., et Cottin, J. 2004. Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. *Lithos*, **75**(1-2): 239-252.
- Moorhead, J., Beaumier, M., Lefebvre, D.L., Bernier, L., et Martel, D. 1999. Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. *Géologie Québec*, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, MB 99-35 (p.128).
- Moorhead, J., Girard, R., et Boudreau, M.-A. 1993. Anomalies aéromagnétiques circulaires possiblement reliées à des intrusions de kimberlite dans le nord-ouest québécois. Secteur des mines, Ministère des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, MB 93-49 (p.26).
- Moukhsil, A., et El Bourki, M. 2020a. Domaine structural du Lac Rond (DSrnd), Lexique structural du Québec. Direction générale de Géologie Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec. <https://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-structural/domaine-structural-du-lac-rond-2/> [2023-12-24].
- Moukhsil, A., et El Bourki, M. 2020b. Géologie de la région de Normandin, Province de Grenville, Région du Saguenay–Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. Direction générale de Géologie Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, BG 2020-02.
- Moukhsil, A., et El Bourki, M. 2021. Géologie de la région de Girardville, Province de Grenville, Région du Saguenay–Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. Direction générale de Géologie Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, BG 2021-02.
- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W., et McCulloch, M.T. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**(1): 1-17.
- Néron, A., Bédard, L.P., et Gaboury, D. 2018. The Saint-Honoré carbonatite REE zone, Québec, Canada: Combined magmatic and hydrothermal processes. *Minerals*, **8**(9): 397.
- Otto, J.W., et Wyllie, P.J. 1993. Relationships between silicate melts and carbonate-precipitating melts in  $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  at 2 kbar. *Mineralogy and Petrology*, **48**(2-4): 343-365.
- Papapavlou, K. 2019. U-Pb geochronology report, Grenville 2018-2019. Université du Québec à Montréal. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, MB 2019-11 (p.21).
- Papapavlou, K. 2020. U-Pb geochronology report; Grenville 2019-2020. Université du Québec à Montréal. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec, MB 2020-09 (p.25).

- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., et Hergt, J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**(12): 2508-2518.
- Pirajno, F. 2013. Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: Alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites. *Chapitre 7 Dans Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes. Sous la direction de D.E. Harlov et H. Austrheim. Springer, pp.203-251.*
- Putnis, A., et Austrheim, H. 2013. Mechanisms of metasomatism and metamorphism on the local mineral scale: The role of dissolution-precipitation during mineral re-equilibration. *Chapitre 5 Dans Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes. Sous la direction de D.E. Harlov et H. Austrheim. Springer, pp.141-170.*
- Richardson, D., et Birkett, T. 1996. Carbonatite-Associated Deposits. *Chapitre 24 Dans Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Sous la direction de O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Geological Survey of Canada, pp.541-558.*
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., 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, F.A. Cook et R.M. Clowes. Association of Canada, Special Paper, 49, pp.97-236.*
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., et Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, **8**(1): 63-84.
- RNCan. 2022. Stratégie canadienne sur les minéraux critiques : De l'exploration au recyclage. Ressources naturelles Canada, Gouvernement du Canada. ISBN 978-0-660-46340-7.
- Ruberti, E., Enrich, G.E., Gomes, C.B., et Comin-Chiaramonti, P. 2008. Hydrothermal REE fluorocarbonate mineralization at Barra do Itapirapua, a multiple stockwork carbonatite, Southern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **46**(4): 901-914.
- Schulz, K.J., Piatak, N.M., et Papp, J.F. 2017. Niobium and tantalum. *Chapitre M Dans Critical Mineral Resources of the United States — Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply. Sous la direction de K.J. Schulz, J.H. DeYoung Jr, R.R. Seal II et D.C. Bradley. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, Professional Paper 1802, pp.M1-M34.*
- 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.
- Shaw, D.M., Reilly, G.A., Muysson, J.R., Pattenden, G.E., et Campbell, F.E. 1967. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **4**(5): 829-853.
- Simandl, G.J., et Paradis, S. 2018. Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science*, **127**(4): 123-152.
- Solgadi, F., Groulier, P.-A., Moukhsil, A., Ohnenstetter, D., André-Mayer, A.-S., et Zeh, A. 2015. Nb-Ta-REE mineralization associated with the Crevier alkaline intrusion. *Geological Survey Paper*, **3**: 69-74.

- 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.
- Sutherland, D.S. 1965. Potash-trachytes and ultra-potassic rocks associated with the carbonatite complex of the Toror Hills, Uganda. Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society, **35**(270): 363-378.
- Thomson, S.N., Gehrels, G.E., Ruiz, J., et Buchwaldt, R. 2012. Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **13**(2).
- Tilton, G.R., Bryce, J.G., et Mateen, A. 1998. Pb–Sr–Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, **39**(11-12): 1865-1874.
- Treiman, A.H. et Schedl, A. 1983. Properties of carbonatite magma and processes in carbonatite magma chambers. *The Journal of Geology*, **91**(4): 437-447.
- Tremblay, A., Long, B., et Massé, M. 2003. Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec: kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics*, **369**(3-4): 231-252.
- Tremblay, J., Bédard, L.P., et Matton, G. 2017. Columbization of fluorocalciopyrochlore by hydrothermalism at the Saint-Honoré alkaline complex, Québec (Canada): New insights on halite in carbonatites. *Ore Geology Reviews*, **91**: 695-707.
- Vallières, D., Pelletier, P., Gaultier, P., Ferlatte, G., Tremblay, J.-F., et Sirois, R. 2013. NI 43-101 Technical Report, Update on Niobec Expansion, December 2013. Niobec Inc., IAMGOLD Corp. (p.305).
- Van Gosen, B.S., Verplanck, P.L., Seal II, R.R., Long, K.R., et Gambogi, J. 2017. Rare-Earth Elements. *Chapitre 0 Dans Critical Mineral Resources of the United States — Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply. Sous la direction de K.J. Schulz, J.H. DeYoung Jr, R.R. Seal II et D.C. Bradley.* U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, Professional Paper 1802, pp.O1-O31.
- Van Groos, A.F.K., et Wyllie, P.J. 1963. Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. *Nature*, **199**(4895): 801-802.
- Van Zalinge, M., Cashman, K., et Sparks, R. 2018. Causes of fragmented crystals in ignimbrites: a case study of the Cardones ignimbrite, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, **80**: 1-15.
- Vasyukova, O., et Williams-Jones, A. 2022. Carbonatite metasomatism, the key to unlocking the carbonatite-phoscorite-ultramafic rock paradox. *Chemical geology*, **602**: 120888.
- Vasyukova, O.V., et Williams-Jones, A.E. 2023. A new model for the origin of pyrochlore: Evidence from the St Honoré Carbonatite, Canada. *Chemical geology*, **632**: 121549.
- Veizer, J., Bell, K., et Jansen, S.L. 1992. Temporal distribution of carbonatites. *Geology*, **20**(12): 1147-1149.
- Veksler, I.V., Dorfman, A.M., Dulski, P., Kamenetsky, V.S., Danyushevsky, L.V., Jeffries, T., et Dingwell, D.B. 2012. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **79**: 20-40.
- Veksler, I.V., et Lentz, D. 2006. Parental magmas of plutonic carbonatites, carbonate-silicate immiscibility and decarbonation reactions: Evidence from melt and fluid inclusions. *Chapitre 6 Dans Melt inclusions in plutonic rocks. Sous la direction de J.D. Webster.* Mineralogical Association of Canada, Ottawa, ON, **36**, pp.123-150.
- Verplanck, P.L., Mariano, A.N., et Mariano Jr, A. 2016. Rare earth element ore geology of carbonatites. *Chapitre 1 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.

- von Eckermann, H. 1961. The petrogenesis of the Alnö alkaline rocks. Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala, **40**: 25-36.
- Watkinson, D.H., et Wyllie, P.J. 1971. Experimental study of the composition join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaCO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O and the genesis of Alkaline Rock—Carbonatite Complexes. Journal of Petrology, **12**(2): 357-378.
- Weng, Q., Niu, H.-C., Qu, P., Shan, Q., Li, N.-B., et Yang, W.-B. 2022. Mica compositional constraints on the petrogenesis and mineralization of the syenite–carbonatite complex in the Maoniuping REE deposit, SW China. Ore Geology Reviews, **145**: 104917.
- Williams-Jones, A.E., Migdisov, A.A., et Samson, I.M. 2012. Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements—a tale of “ceria” and “yttria”. Elements, **8**(5): 355-360.
- Woolley, A.R. 1989. The spatial and temporal distribution of carbonatites. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution. Sous la direction de K. Bell.* Unwin Hyman, London, UK, pp.15-37.
- Woolley, A.R. 2003. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis. Periodico di Mineralogia, **72**(1): 9-17.
- Woolley, A.R., et Bailey, D.K. 2012. The crucial role of lithospheric structure in the generation and release of carbonatites: Geological evidence. Mineralogical Magazine, **76**(2): 259-270.
- Woolley, A.R., et Kempe, D.R.C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. *Dans Carbonatites : Genesis and Evolution. Sous la direction de K. Bell.* Unwin Hyman, London, UK, pp.1-14.
- Woolley, A.R., et Kjarsgaard, B.A. 2008. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database. The Canadian Mineralogist, **46**(4): 741-752.
- Wyllie, P.J., et Huang, W.-L. 1975. Peridotite, kimberlite, and carbonatite explained in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>. Geology, **3**(11): 621-624.
- Wyllie, P.J., et Huang, W.-L. 1976. Carbonation and melting reactions in the system CaO–MgO–SiO<sub>2</sub>–CO<sub>2</sub> at mantle pressures with geophysical and petrological applications. Contributions to Mineralogy and Petrology, **54**: 79-107.
- Wyllie, P.J., et Lee, W.-J. 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. Journal of Petrology, **39**(11-12): 1885-1893.
- Wyllie, P.J., et Tuttle, O.F. 1960. The system CaO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and the origin of carbonatites. Journal of Petrology, **1**(1): 1-1.
- Xie, Y., Hou, Z., Goldfarb, R.J., Guo, X., et Wang, L. 2016. Rare earth element deposits in China. *Chapitre 6 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.115-136.
- Yaxley, G.M., Anenburg, M., Tappe, S., Decree, S., et Guzmics, T. 2022. Carbonatites: classification, sources, evolution, and emplacement. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **50**: 261-293.
- Yaxley, G.M., Kjarsgaard, B.A., et Jaques, A.L. 2021. Evolution of carbonatite magmas in the upper mantle and crust. Elements, **17**(5): 315-320.
- Zharikov, V.A., Pertsev, N., Rusinov, V., Callegari, E., et Fettes, D. 2007. Metasomatism and metasomatic rocks. *Chapitre 9 Dans A systematic nomenclature for metamorphic rocks : Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.*