

MB 2024-10

Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain 2024

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Ressources naturelles
et Forêts

Québec 



Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain 2024

Marc Legault, Agate Davidovski et Emmy Fischer

MB 2024-10

Ressources naturelles
et Forêts

Québec 

Avertissement

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

PU-2021-08-1384

**Travaux de recherche sur
les minéraux critiques et
stratégiques réalisés par les
stagiaires de l'École de terrain 2024**

Pour :

M^{me} Andrea Amortegui
Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles
Direction de l'acquisition des connaissances géoscientifiques
5700, 4^e Avenue Ouest, local D-307
Québec (Québec) G1H 6R1

Par :

Marc Legault, Ph. D.

Avec la collaboration de :

Agate Davidovski
Emmy Fischer



Unité de recherche et de service en technologie minérale

**445, boul. de l'Université, Rouyn-Noranda (Québec) J9X 5E4
Téléphone : 819-762-0971, poste 2558 | Télécopieur : 819-797-4727**

Novembre 2024

RÉSUMÉ

Ce rapport présente une synthèse des travaux de cartographie, de pétrographie et de géochimie pour un projet sur une pegmatite lithinifère de l'indice Wells-Lacoursière au sud du village de Cadillac dans la Sous-province du Pontiac ainsi que pour un projet sur les carbonatites à éléments de terres rares (ÉTR) du secteur du lac Cameron dans la région de Lebel-sur-Quévillon dans la Sous-province de l'Abitibi.

À l'indice de Wells-Lacoursière, le dyke est composé de six faciès différents, avec une zonation générale allant des bordures vers le centre à partir de l'encaissant granitique : la pegmatite leucocrate, l'aplite rubanée, la pegmatite à muscovite squelettique, les miaroles, la zone intermédiaire et le cœur à quartz. Certaines miaroles présentent des formes particulières en parallélogramme et des yeux de pressions asymétriques suggérant un contexte structural dextre. Des muscovites squelettiques, dont la taille dépasse parfois le mètre, ont été mesurées. Cependant aucune corrélation n'a été établie pour expliquer leur contexte de formation. L'analyse au microscope a permis de déterminer la séquence paragenétique des différents faciès et l'analyse au MEB a mis en évidence une zonation des feldspaths de type microcline en bordure à albite au centre du dyke.

Au lac Cameron une zonation des indices d'ÉTR a été observée et un modèle est proposé mettant en évidence deux principaux systèmes minéralisateurs situés en profondeur et à l'ouest du secteur. Ces carbonatites sont enrichies en ÉTR lourds, moins mobiles que les ÉTR légers et pourraient constituer des zones à fort potentiel pour les ÉTR. Les dykes enrichis en ÉTR légers observés sur le terrain semblent correspondre à des dykes de carbonatites formés à un stade magmato-hydrothermal, s'organisant de manière radiale et se positionnant préférentiellement le long des plans de schistosité principale.

Mots-clés : Pegmatite, lithium, Wells-Lacoursière, carbonatite, éléments de terres rares, Lebel-sur-Quévillon

Table des matières

	Page
RÉSUMÉ	I
PRÉFACE	VI
MÉTHODES DE TRAVAIL	VI
LES MINÉRAUX CRITIQUES ET STRATÉGIQUES	VIII
1. ÉTUDE LA MISE EN PLACE D'UNE PEGMATITE LITHINIFÈRE, INDICE WELLS-LACOURSIÈRE, SOUS-PROVINCE DU PONTIAC (AGATE DAVIDOVSKI)	1
1.1 INTRODUCTION	1
1.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE	1
1.3 PROBLÉMATIQUE	4
1.4 MATÉRIEL ET MÉTHODE :	7
<i>Étude cartographique</i>	7
<i>Étude de la morphologie et de la taille des muscovites</i>	7
<i>Analyse chromatique</i>	8
<i>Observations microscopiques</i>	8
<i>Analyse géochimique</i>	8
1.5 RÉSULTATS	9
<i>Description de l'affleurement et cartographie détaillée</i>	9
Encaissant granitique	11
I) Pegmatite leucocrate	11
II) Aplite rubanée	11
III) Pegmatite à muscovite squelettique	13
IV) Mirolites	13
V) Zone intermédiaire	13
VI) Cœur de quartz	15
<i>Observations structurales</i>	15
<i>Étude de la morphologie et de la taille des muscovites</i>	16
<i>Observations des lames minces</i>	19
1.6 DISCUSSION	21
<i>Faciès aplitique</i>	21
<i>Muscovites squelettiques</i>	22
<i>Miaroles</i>	22
1.7 CONCLUSIONS	22

2.ÉTUDE D'INDICES D'ÉLÉMENTS DE TERRES RARES DANS DES CARBONATITES DU SECTEUR DE LABEL-SUR-QUÉVILLON (EMMY FISCHER)	24
2.1 INTRODUCTION.....	24
2.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE (TIRÉ DE LEGAULT ET AL. (2023))	24
MINÉRALISATION EN ÉTR	26
2.3 CARACTÉRISTIQUES DES CARBONATITES	27
<i>Classification des carbonatites</i>	27
<i>Mise en place des complexes carbonatitiques</i>	28
2.4 MATÉRIEL ET MÉTHODE :	32
<i>Études microscopiques (microscope optique et MEB)</i>	32
2.5 RÉSULTATS :	32
<i>Orientation des dykes/veinules</i>	32
<i>Épaisseur des dykes/veinules</i>	34
<i>Observations microscopiques</i>	36
Minéralisation en ÉTR.....	36
Paragénèse minéralogique	38
<i>Zonation géochimique</i>	41
2.6 DISCUSSION	42
<i>Nature des dykes de carbonatite</i>	42
<i>Association minéralogique</i>	44
<i>Zonation géochimique</i>	45
<i>Modèle de mise en place de la carbonatite</i>	47
2.7 CONCLUSION.....	49
BIBLIOGRAPHIE	50

ANNEXE

Liste des figures

Figure 1. Carte montrant les grands ensembles géologiques du Québec	vii
Figure 2. Carte géologique des suites magmatiques de l'Abitibi et du Pontiac	2
Figure 3. Géologie régionale du secteur de l'indice de Wells-Lacoursière	3
Figure 4. Localisation des forages sur les différents dykes de pegmatite présents autour de l'indice Wells-Lacoursière (dyke B).	4
Figure 5. Schéma idéalisé d'un champ de pegmatites LCT	6
Figure 6. Cristallisation schématique de la pegmatite et enrichissement progressif en éléments incompatibles à partir de la couche limite. Modifiée de London (2018).	7
Figure 7. Cartographie du dyke B.	10
Figure 8. Photos de l'indice Wells-Lacoursière.	12
Figure 9. Photos de l'indice Wells-Lacoursière (photos B, D, E et F proviennent de la zone D).	14
Figure 10. Représentation schématique du dyke B	16
Figure 11. Distribution des tailles de micas	17
Figure 12. Stéréogrammes pour la station 3 (A), la station 6 (B) et la station 8 (C)	17
Figure 13. Écart type circulaire κ en fonction de la moyenne de la taille des muscovites pour chaque station.	18
Figure 14. Graphique de l'orientation des muscovites versus la taille pour la station 10.	18
Figure 15. Cartographie à rayons X à l'aide du MEB-EDS	21
Figure 16. Géologie régionale du secteur de Lebel-sur-Quévillon	25
Figure 17. Classification géochimique des carbonatites	28
Figure 18. (A) Modèle de mise en place d'une carbonatite associée à de la fénéitisation (Jébrak et Marcoux, 2008). (B) Les deux principaux modèles de formation des carbonatites.	30
Figure 19. Direction et pendage de l'ensemble des dykes de carbonatite du secteur d'étude	33
Figure 20. Photo illustrant la relation subparallèle entre les dykes/veines de carbonates de fer (en relief négatif) et la schistosité principale (tireté blanc). Affleurement 24-EF-6007.	35
Figure 21. Épaisseur et teneur en ÉTR de l'ensemble des dykes du secteur d'étude.	35
Figure 22. Cartographie à rayons X avec image en électrons rétrodiffusés (en haut à gauche) et image multicouches (en bas à droite) d'une veine de calcite (CC)-quartz (QZ)-magnétite montrant la présence de monazite (MZ)	37

Figure 23. Cartographie à rayons X avec image en électrons rétrodiffusés (en haut à gauche) et image multi-couches (en bas à droite) d'un dyke de carbonatite à calcite (CC)-magnétite montrant également un fluorocarbonate de calcium (CB-ÉTR) (parisite à synchysite), de la barytine (BR) et de la strontianite (SI)	37
Figure 24. Cartographie à rayons X avec image en électrons rétrodiffusés (en haut à gauche) et image multi-couches (en bas à droite) d'un dyke de carbonatite à calcite (CC)-dolomite (DM)-magnétite/hématite (OF) montrant de la monazite (MZ) et de la bastnäsite (BA)	38
Figure 25. Photomicrographies de lames minces en LPA (a-d) et en lumière réfléchie (e-f).....	40
Figure 26. Cartes géochimiques du secteur d'étude.	42
Figure 27. Fractionnement des ÉTR légers en fonction de la température.	44
Figure 28. Carte du secteur d'étude mettent en évidence la zonation géochimique en fonction du fractionnement des ÉTR.....	46
Figure 29. Modèle simplifié de mise en place des systèmes carbonatitiques du secteur de Lebel-sur-Quévillon, vue en carte et en coupe selon le segment A-B.....	48

Liste des tableaux

Tableau 1. Liste des MCS du Québec	ix
Tableau 2. Liste des faciès cartographiés et leur séquence paragénétique.....	20
Tableau 3. Minéraux porteurs d'ÉTR observés au MEB-EDS.	36
Tableau 4. Paragénèse liée aux minéralisations en ÉTR dans des dykes de carbonatites basée sur l'étude des lames minces.	39

PRÉFACE

Créée en 2008, l'École d'été en géologie de terrain, qui fut développée par l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT), l'Université de Lorraine (UL) et le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN), a permis d'accueillir à ce jour une centaine de jeunes diplômés d'ailleurs dans la Francophonie (France et Maroc). L'École vise à développer un savoir-faire très concret, au moyen d'exercices de terrain pratiques, encadrés par des professeurs de l'UQAT et de l'UL. Localisés au Québec, les stages de 4 mois, qui font partie intégrante de l'expérience, permettent aux participants de répondre à la forte demande de main-d'œuvre tant par les organismes gouvernementaux que par l'industrie minière et ainsi, les former aux pratiques nord-américaines.

Afin de donner des expériences de stage appliqué dans le domaine de l'évaluation du potentiel pour les minéraux critiques et stratégiques (MCS), l'Unité de recherche et de service en technologie minérale (URSTM) de l'UQAT, le MERN et Éléments08, le centre d'excellence sur les métaux stratégiques, ont lancé un projet de deux stages sur les MCS par année pour une durée de 4 ans. Cette année, les stages se sont déroulés du 27 mai au 30 août 2024 et ont porté sur la cartographie ainsi que la caractérisation minéralogique et chimique des pegmatites lithinifères dans le secteur de l'indice Wells-Lacoursière au sud du village de Cadillac (A. Davidovski) et des carbonatites à éléments à terres rares (ÉTR) au nord de Lebel-sur-Quévillon (E. Fischer) (*figure 1*). Ce rapport présente une synthèse de leurs travaux.

Méthodes de travail

Une partie des stages s'est concentrée sur la cartographie détaillée des décapages de l'indice Wells-Lacoursière, et la description d'affleurements et d'échantillonnage des indices d'ÉTR répertoriés dans la compilation de Valdenaire (20219) et de Legault et al. (2023). Également un examen pétrographique et un traitement géochimique ont été réalisés sur les échantillons récoltés à l'été 2023 sur l'indice Wells-Lacoursière, et des échantillons de Valdenaire (2019) pour les carbonatites. De la caractérisation minéralogique par microscope électronique à balayage (MEB) avec spectromètre à énergie dispersive (EDS) a également été effectuée sur des échantillons des deux projets.

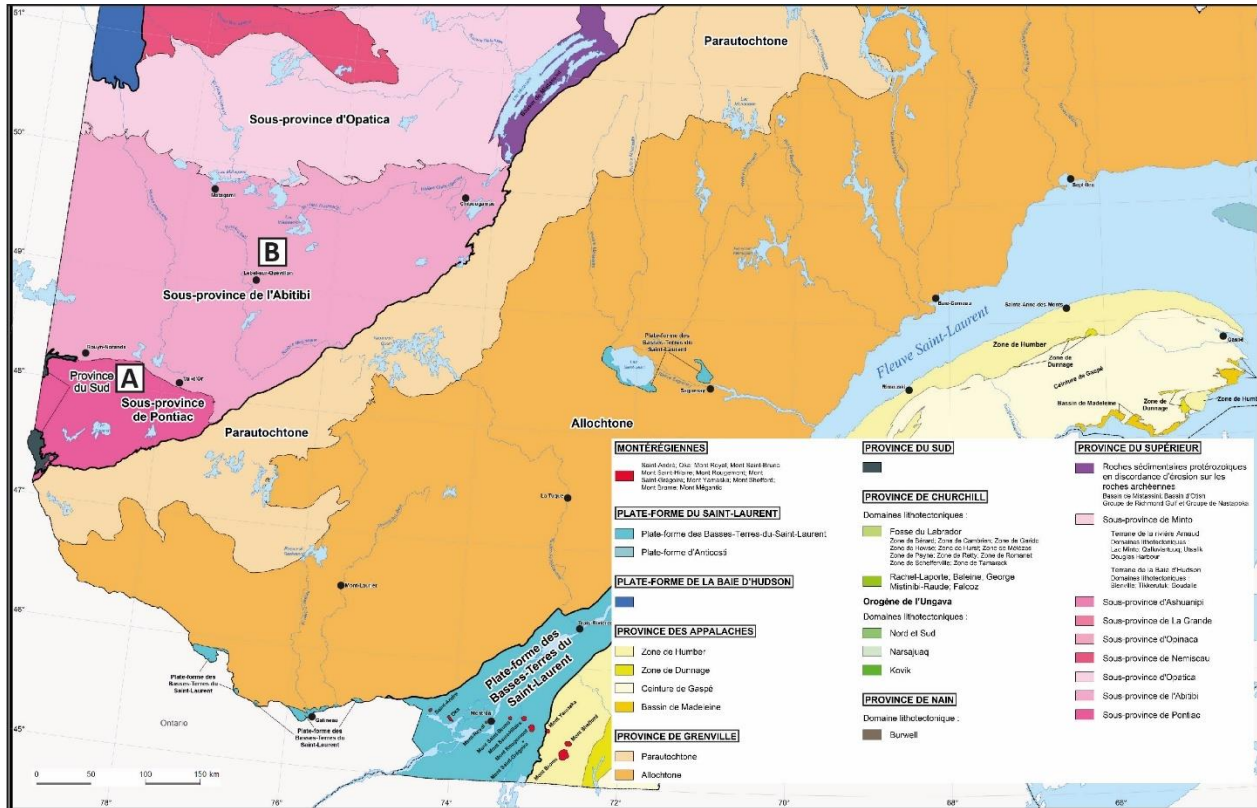


Figure 1. Carte montrant les grands ensembles géologiques du Québec avec la localisation des projets de stage. A – indice Wells-Lacoursière; B – carbonatites du lac Cameron. Modifiée de MRNF (2024a).

Les minéraux critiques et stratégiques

L'évolution actuelle des technologies entraîne une forte demande en ressources minérales. Certains de ces minéraux sont devenus indispensables et jouent un rôle essentiel dans notre vie quotidienne (nouvelles technologies, énergies vertes). Cependant, la production et la disponibilité de ces minéraux sont limitées. Dans ce contexte, le Québec, ainsi que plusieurs pays, ont défini une liste de MCS. Les minéraux critiques sont définis par le ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec (MRNF) comme des minéraux d'importance économique significative pour des secteurs clés de l'économie. Ces minéraux présentent un risque élevé sur le plan de l'approvisionnement et ne possèdent pas de substituts disponibles. Ces métaux critiques comprennent le cuivre, le zinc et le cadmium (MRNF, 2024b) (*tableau 1*). Les minéraux stratégiques, quant à eux, sont les minéraux nécessaires à la mise en œuvre des politiques économiques du Québec (Politique de mobilité durable, Plan pour une économie verte). Ces métaux stratégiques incluent notamment le lithium, le cobalt, les ÉTR et le graphite (MRNF, 2024b) (*tableau 1*).

Tableau 1. Liste des MCS du Québec. Mise à jour de MRNF (2024b).

Critiques	Stratégiques
Aluminium	Apatite
Antimoine	Cobalt
Bismuth	Éléments des terres rares (ÉTR)
Cadmium	Éléments du groupe de platine (ÉGP)
Césium	Graphite (naturel)
Cuivre	Lithium
Étain	Manganèse
Fer de haute pureté	Magnésium
Gallium	Nickel
Germanium	Niobium
Indium	Scandium
Tellure	Silice de haute pureté
Zinc	Tantale
	Titane
	Vanadium

1. Étude la mise en place d'une pegmatite lithinifère, indice Wells-Lacoursière, Sous-province du Pontiac (Agate Davidovski)

1.1 Introduction

Cette section du document présente un résumé des travaux effectués dans le cadre du stage Master 2 sur la cartographie, la minéralogie et la géochimie de l'indice Wells-Lacoursière. L'objectif est de caractériser la zonation du dyke ainsi que ces textures exceptionnelles.

1.2 Contexte géologique

Le secteur à l'étude se situe à 16 km au sud-sud-est du village de Cadillac dans la Province du Supérieur, plus précisément dans la Sous-province du Pontiac (*figure 2*). Cette sous-province est constituée principalement de roches métasédimentaires et métavolcaniques du Groupe de Pontiac, et de granitoïdes (Hocq et Verpaelst, 1994). Elle a subi un métamorphisme du faciès des amphibolites moyen à supérieur et présente des structures globalement E-W. Les derniers levés géologiques régionaux du secteur datent de plus de 40 années (Imreh, 1984).

Les plutons présents dans la région sont généralement de composition monzodioritique, granodioritique et monzogranitique (Hocq et Verpaelst, 1994). Dans le secteur de l'indice Wells-Lacoursière, on note des monzodiorites à l'ouest de l'indice (Pluton du lac Fréchette; 2674-2686 Ma) (Mortensen et Card, 1993; Godet et al., 2023a) et des granites et des granodiorites du Batholite du Réservoir Decelles (BRD) (Rive, 1994) (*figure 3*). Ce dernier est peralumineux et montre une grande étendue d'âge entre 2615 et 2675 Ma (Feng et Kerrich, 1991; Mortensen et Card, 1993; Godet et al., 2023a,b).

L'indice Wells-Lacoursière, découvert en 1955, est associé à des dykes de granite pegmatitique recoupant un granite à muscovite-biotite du BRD. Quatre dykes avaient originalement été découverts (A, B, C, D) avec seulement les dykes A et B montrant des cristaux de spodumène (Cook, 1956). Les travaux de forage récents par Vision Lithium en 2022 et Olympio Metals en 2024 ont indiqué quelques valeurs indicelles de lithium en profondeur pour les dykes B et C (*figure 4*). Les décapages et le levé de drone ont été effectués par Vision Lithium en 2022. Les travaux d'exploration par Olympio Metals en 2023-24 ont mis à jour plusieurs nouveaux dykes de pegmatites au sud de l'indice Wells-Lacoursière mais leur potentiel semble limité (Olympio Metals, communiqué de presse, avril 2024).

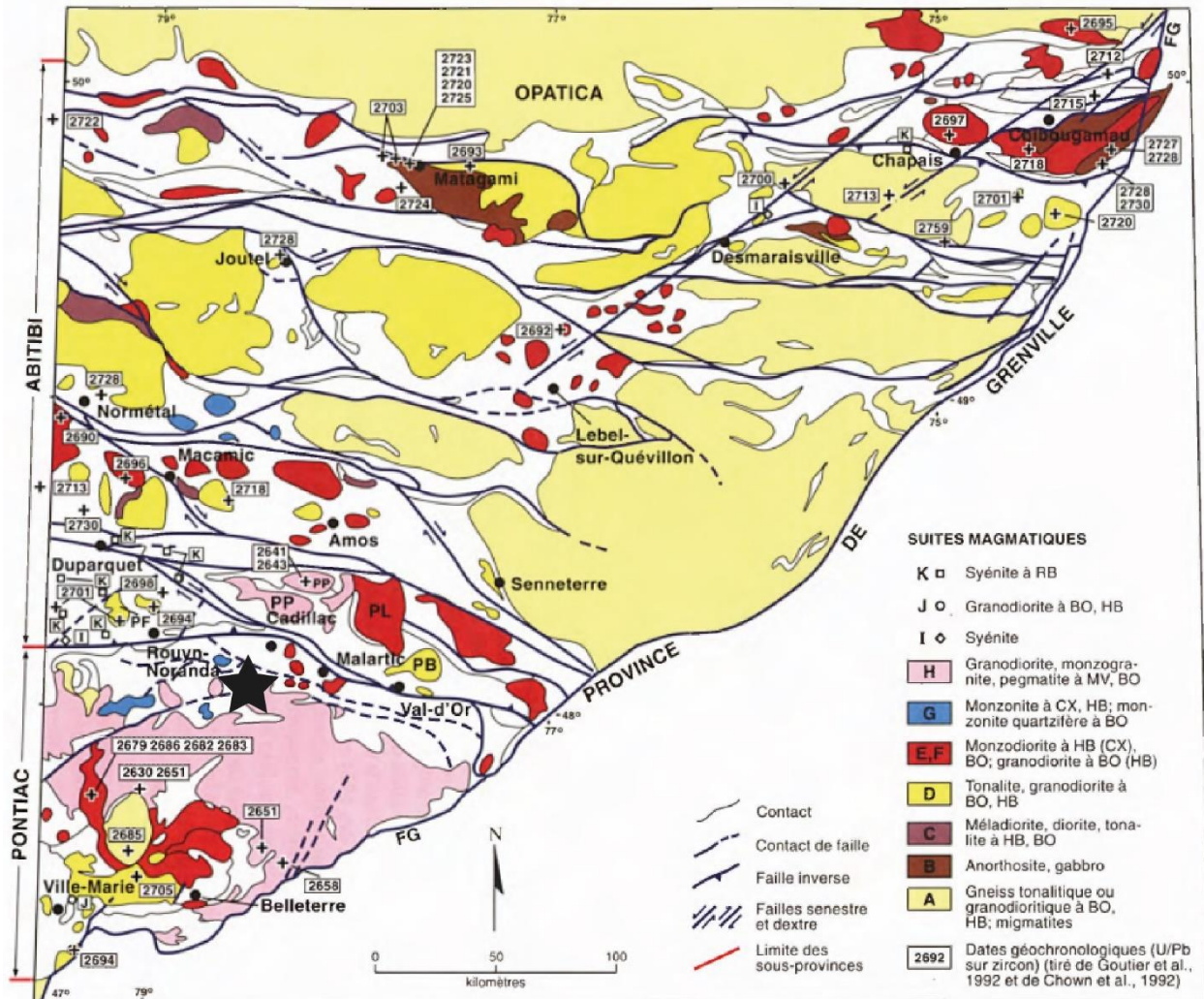


Figure 2. Carte géologique des suites magmatiques de l'Abitibi et du Pontiac de Hocq et Verpaest (1994) montrant la localisation de l'indice Wells-Lacoursière (étoile noire). Plutons : PF : Pluton de Flavrian; PB : Pluton de Boulamaque; PL : Pluton de Lacorne; PP : Pluton de Preissac. Abréviations : BO : biotite; CX : clinopyroxène; HB : hornblende; MV : muscovite; RB : riebeckite. FG : Front de Grenville; FC : Faille de Cadillac.

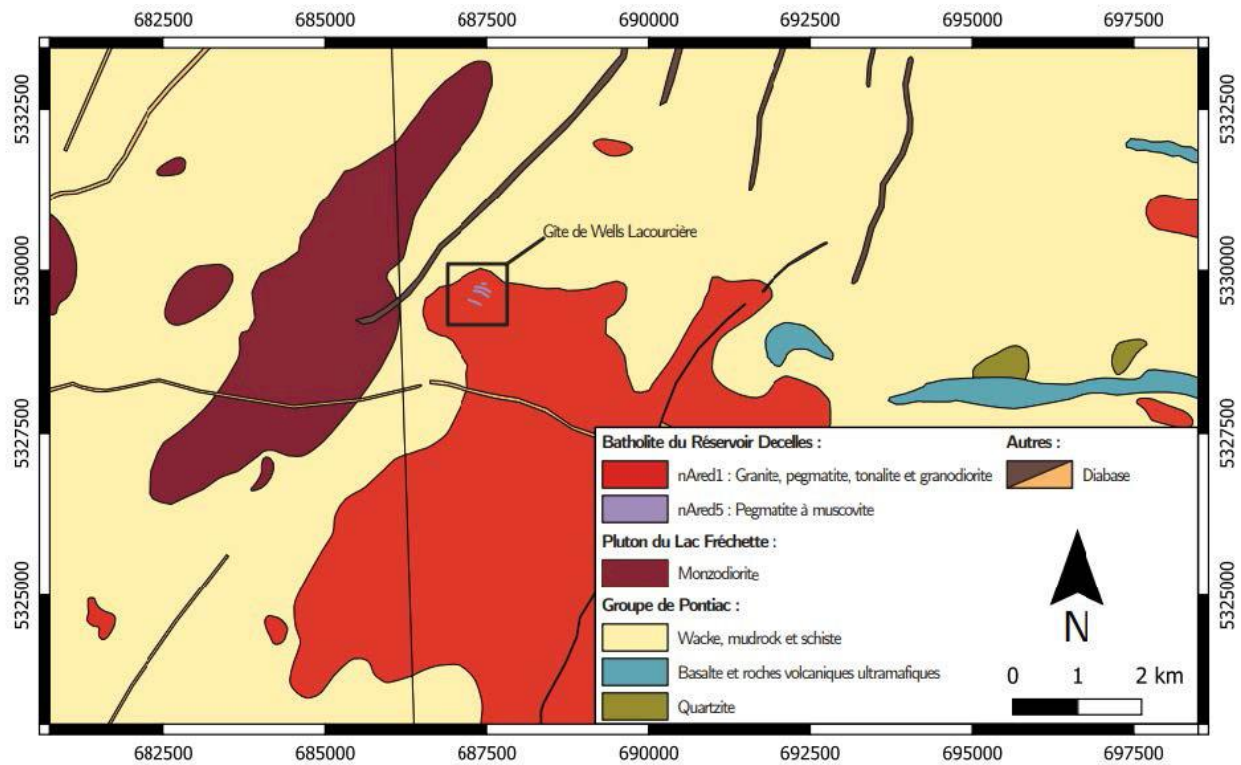


Figure 3. Géologie régionale du secteur de l'indice de Wells-Lacoursière. Modifiée du SIGEOM (2010a). UTM NAD 83 – zone 17.

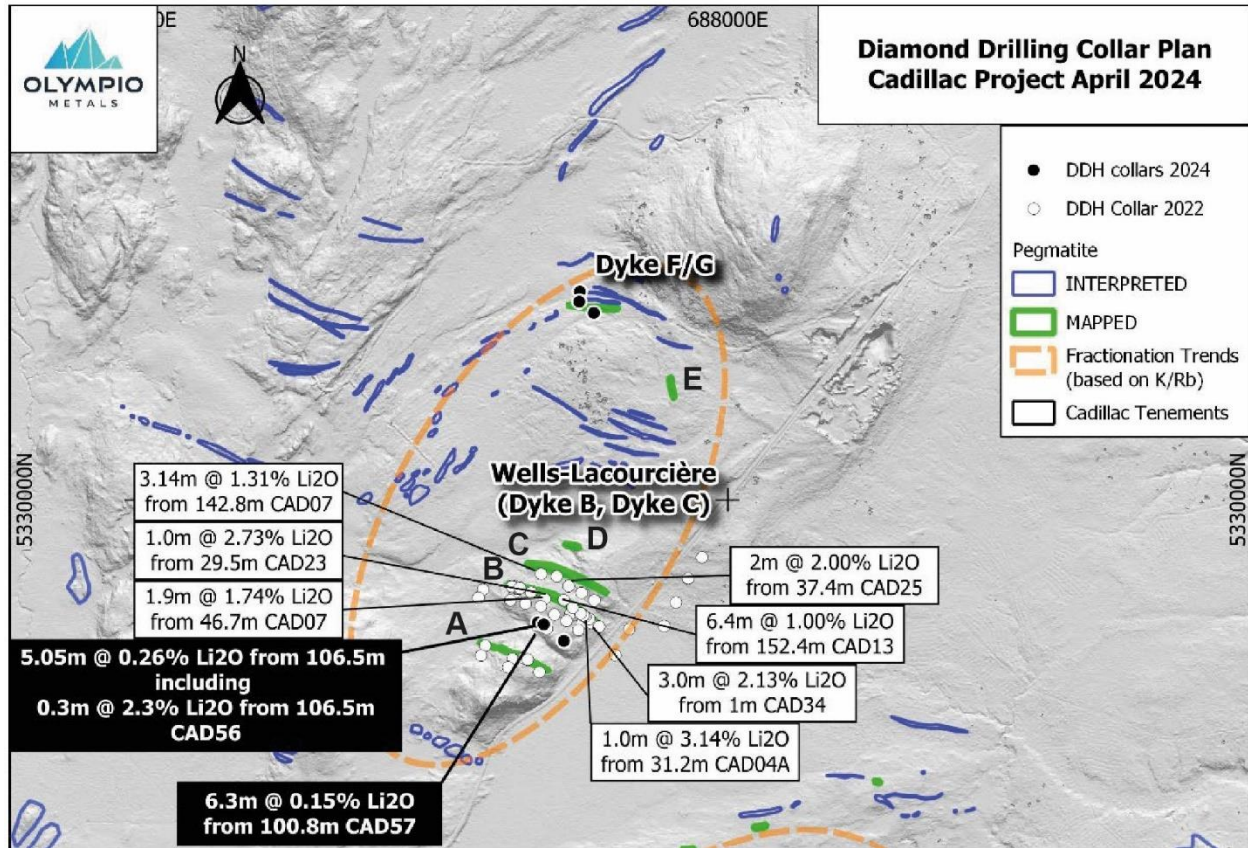


Figure 4. Localisation des forages sur les différents dykes de pegmatite présents autour de l'indice Wells-Lacoursière (dyke B). Tiré d'Olympio Metals (communiqué de presse, avril 2024). UTM NAD 83 – zone 17.

1.3 Problématique

Les dykes de pegmatite lithinifère font généralement partie de la famille LCT (Li-Cs-Ta) de Černý et Ercit (2005). Les pegmatites LCT sont surtout caractérisées au Québec (ainsi qu'à l'indice Wells-Lacoursière) par la présence de spodumène (pyroxène) et beaucoup moins par la lépidolite (mica) et la pétalite (feldspath) (Boily et Gosselin, 2004). Ces pegmatites contiennent également des minéraux accessoires tels que la colombo-tantalite et le béryl.

Le mode de formation des pegmatites est encore débattu à ce jour (Knoll et al., 2023; Silva et al., 2023; Koopmans et al., 2024). Selon Černý et Ercit (2005), les pegmatites de type LCT se formeraient dans un contexte compressif issu de plutons parents péralumineux. Cette association spatiale à des granites péralumineux est à la base du modèle où les pegmatites seraient issues d'un liquide silicaté résiduel suite à la cristallisation fractionnée extrême d'un pluton granitique (Trueman et Cerny, 1982; Cerny, 1991; London, 2018; Gourcerol et al., 2019). Les liquides résiduels sont alors enrichis en volatiles et en éléments rares, ainsi qu'en éléments fluxant (e.g., Li, F, B). Ce modèle de formation est appuyé par la zonation spatiale des pegmatites autour d'un pluton parent avec les pegmatites à spodumène se mettant en place le plus loin du granite (*figure 5*). L'occurrence de l'indice Wells-Lacoursière à l'intérieur du granite peralumineux diverge cependant de ce modèle.

Les textures particulières trouvées dans les pegmatites nécessitent des conditions physico-chimiques bien précises qui permettent la formation de gros cristaux centimétriques à métriques qui peuvent avoir des textures graphiques et squelettiques (Simmons et Webber, 2008; London, 2018). London et al. (1989) ont réussi à reproduire expérimentalement les textures caractéristiques des pegmatites et ils ont permis d'établir que :

- Les pegmatites sont riches en eau et en éléments mobiles ;
- Les éléments mobiles (Li, F, B, P et H₂O) diminuent la nucléation et augmentent la diffusion des éléments dans les magmas silicatés ;
- Le phénomène de surfusion diminue la nucléation et augmente le taux de croissance des cristaux de même que leur zonation interne.

Le phénomène de surfusion signifie que le magma cristallise à une température inférieure à celle de son point de solidification. Ainsi, des magmas peuvent cristalliser à des températures allant jusqu'à 450°C, soit 200°C en-dessous du solidus du granite qui est d'environ 650°C. Cela est dû à la présence d'éléments mobiles fluxants.

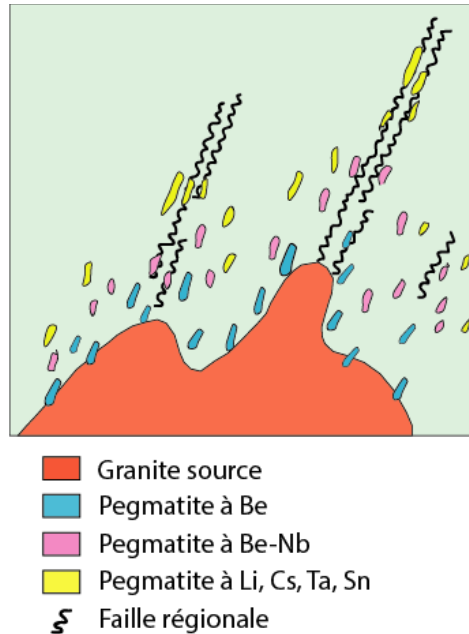


Figure 5. Schéma idéalisé d'un champ de pegmatites LCT illustrant la zonation autour du pluton parent. Les pegmatites stériles sont près ou à l'intérieur du pluton, tandis que les pegmatites enrichies en Li, Cs, Be, Ta, Nb sont plus éloignées. Modifiée de Linnen et al. (2012).

C'est ainsi que les textures graphiques et squelettiques ont été reproduites expérimentalement uniquement par des processus de surfusion. La couche limite, qui est la couche située entre la pegmatite cristallisée et le magma, se déplace des bordures vers le cœur de la pegmatite (*figure 6*). Cette couche limite est enrichie en éléments mobiles qui augmentent la diffusion, diminuent la nucléation, et enrichissent le magma en éléments incompatibles (London, 2018). Le taux de cristallisation est ainsi augmenté et des minéraux de tailles métriques peuvent être formés. La présence des éléments fluxants permet de baisser la température de cristallisation et le taux de nucléation du magma, diminuant également la polymérisation et la viscosité tout en augmentant la diffusion. Ces paramètres permettent alors de créer la texture caractéristique des pegmatites. Le dyke de pegmatite de l'indice Wells-Lacoursière montre certaines de ces textures et dans certains cas de façon exceptionnelle : muscovite, feldspath potassique et spodumène de taille métrique, arborescence de la muscovite, texture graphique quartz-tourmaline, miaroles centimétrique à métrique, et une zonation plus ou moins symétrique.

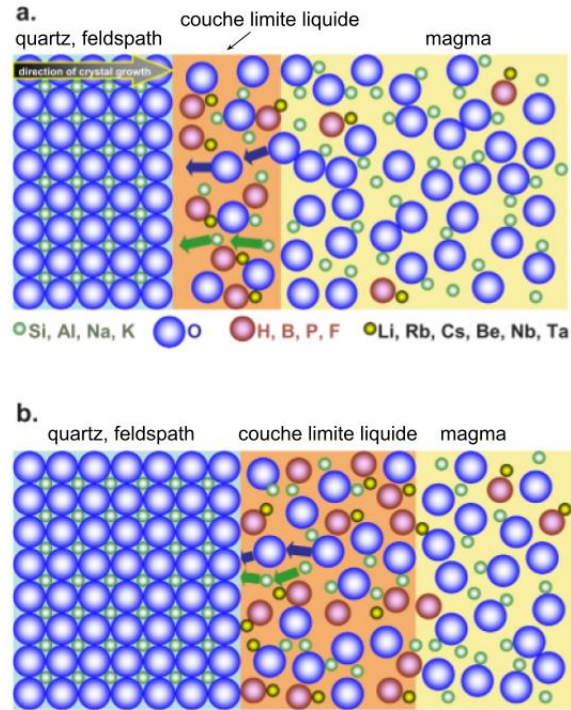


Figure 6. Cristallisation schématique de la pegmatite et enrichissement progressif en éléments incompatibles à partir de la couche limite. Modifiée de London (2018).

1.4 Matériel et méthode :

Pour cette étude, des données de terrain ont été compilées avec l'ajout de données pétrologiques (sections de roche), minéralogiques (lames minces) et géochimiques (analyses d'échantillons prélevés sur le terrain).

Étude cartographique

Cette étude comprend, dans un premier temps, une cartographie détaillée (avec QField et le levé drone installés dans une tablette) du dyke B qui représente l'indice de Wells-Lacoursière (figure 4). L'étude porte sur ce dyke car il possède des teneurs en lithium largement supérieures aux 3 autres dykes de la zone. Des observations ont également été effectuées sur le dyke C.

Étude de la morphologie et de la taille des muscovites

Une des textures marquantes de ces dykes et plus particulièrement le dyke B est la présence de muscovites squelettiques de taille exceptionnelle présentant une diversité de morphologies. Certaines muscovites semblent être orientées aléatoirement alors que d'autres semblent orientées

perpendiculairement à la bordure du dyke. Afin de vérifier cette hypothèse, 16 stations d'environ 1m² ont été définies tout le long du dyke B. Pour chacune de ces stations, l'orientation (application Stereonet Mobile sur iPhone) et la taille d'une centaine de muscovites ont été mesurées. Les orientations ont été analysées sur stéréonet avec l'écart-type circulaire déterminé par la distribution Von Mises, qui est une distribution de probabilité utilisée pour modéliser des données circulaires. À partir de cette distribution, les paramètres μ et κ sont déterminés avec μ représentant la moyenne directionnelle (moyenne de la distribution autour de laquelle les angles sont concentrés) et κ représentant le paramètre de concentration qui détermine l'écart des données autour de μ . Plus κ est élevé, plus la distribution est concentrée autour de μ ; un κ près de zéro signifie que la distribution est aléatoire sur le stéréonet et qu'elle ne présente pas d'orientation préférentielle. Un graphique représentant la valeur du paramètre κ en fonction de la médiane de la taille des muscovites pour chaque station permet de tester la validité de l'hypothèse selon laquelle plus les micas sont grands, plus ils ont tendance à être orientés préférentiellement.

Analyse chromatique

Des échantillons représentatifs des faciès observés sur le terrain ont été prélevés et analysés lors d'une campagne d'échantillonnage réalisée à l'été 2023. L'analyse chromatique a été réalisée sur des sections d'au moins 10 cm x 10 cm ayant subi une coloration au cobaltinitrite de sodium afin de colorer en jaune les feldspaths potassiques. Ensuite, les sections ont été numérisées et analysées avec le logiciel *Affinity Photo* disponible en accès libre selon la méthode décrite dans Goutier et al. (2001). Cette technique permet d'obtenir des pourcentages précis de l'ordre de 1 à 3 % pour chacun des minéraux (quartz, plagioclase, feldspath potassique et autres).

Observations microscopiques

Les lames minces ont été observées au microscope optique ainsi qu'au microscope électronique à balayage (MEB) de table TM4000Plus II d'Hitachi disposant de détecteurs d'électrons secondaires, d'électrons rétrodiffusés et d'EDS (Spectrométrie de Dispersion d'Énergie). Ces analyses ont permis de déterminer la séquence paragenétique des minéraux.

Analyse géochimique

Les analyses ont été réalisées au laboratoire Actlabs et comprennent les groupes d'analyse

4LithoRech, 4B1 et 4B-INAA. Les conditions d'analyses et les limites de détections sont disponibles sur leur site web (<https://www.actlabs.com>). La précision analytique fut déterminée pour chaque élément en calculant la différence relative en pourcentage entre les valeurs moyennes de matériaux de référence et leurs valeurs de référence certifiées. Les oxydes majeurs montrent des différences relatives calculées < 5%, tandis que les éléments traces sont < 10%.

1.5 Résultats

Description de l'affleurement et cartographie détaillée

Le dyke B est plus ou moins continu sur 320 mètres en longueur et d'une largeur comprise entre 5 et 15 mètres (*figure 7*). Il est bordé de part et d'autre par l'encaissant granitique à muscovite-biotite. La pegmatite est généralement zonée des bordures vers le centre du dyke. La cartographie a permis de mettre en évidence 6 faciès principaux (*figure 7*) : I) la pegmatite leucocrate, II) l'aplite rubanée, III) la pegmatite à muscovite squelettique, IV) les miarolites à tourmaline, spodumène et béryl, V) la zone intermédiaire, et VI) le cœur à quartz. Chacun de ces faciès a une signature minéralogique propre avec une cristallisation séquentielle qui est mise en évidence par la cartographie et l'étude des échantillons au microscope. Le détail cartographique pour chacune des zones est présenté en annexe.

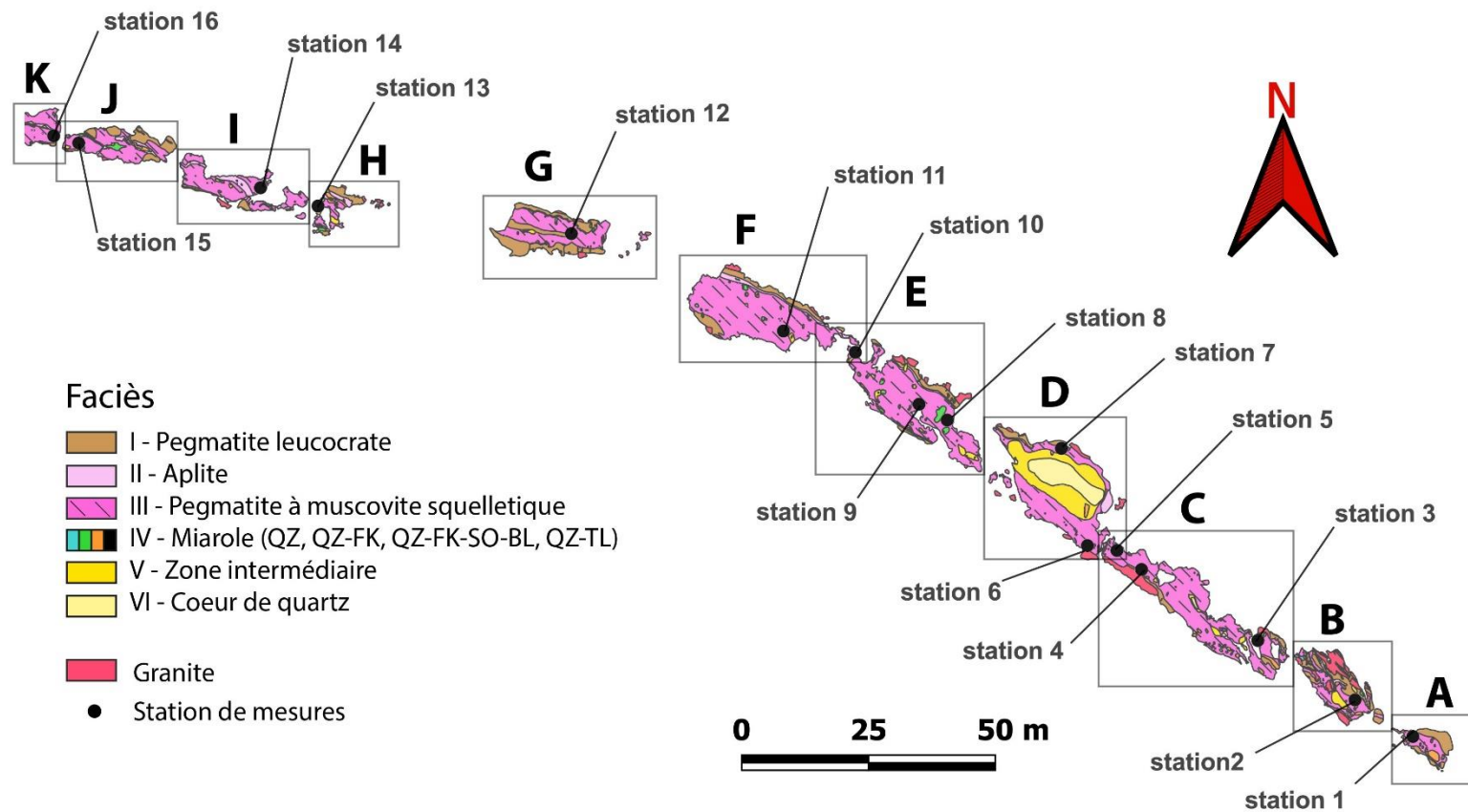


Figure 7. Cartographie du dyke B. Celui-ci est divisé en 11 zones (A à K) qui sont illustrées en détail en annexe. Par endroits les miaroles à quartz sont en fait des veines (zone B). Les stations de mesures de la taille et de l'orientation des muscovites squelettiques sont également indiquées. BL = béryl; FK = feldspath potassique; QZ = quartz; SO = spodumène; TL = tourmaline.

Encaissant granitique

Le granite encaissant du dyke présente une granulométrie fine équi-granulaire avec des minéraux dominés par le quartz, feldspath potassique (orthose, microcline), plagioclase et micas (biotite et muscovite) (*figure 8a*) (Le Corre, 2024). On note également la présence mineure de tourmaline, grenat, apatite, monazite et zircon. À l'approche du dyke de pegmatite, la transformation de la biotite en tourmaline et l'albitisation du feldspath potassique est observée (*figure 8a*). En plus des dykes de pegmatite, le granite est également traversé par endroits par des veinules (< 3 cm) de quartz rouillé rectiligne subparallèle aux dykes. Le contact entre le granite et le dyke est net tout le long des décapages hormis dans la zone B où le contact est difficile à définir vu la présence d'enclaves de granite et des veines de quartz décimétrique tardives dans le dyke.

I) Pegmatite leucocrate

Ce faciès est généralement en contact direct avec l'encaissant granitique et est caractérisé par de gros feldspaths potassiques euhédraux décimétriques à métriques cristallisés perpendiculairement au contact du dyke (*figure 8b*). Ces feldspaths sont entourés d'une matrice de grains grossiers millimétriques à centimétriques de quartz et feldspath (orthoclase, microcline et plagioclase) avec des minéraux accessoires de muscovite, grenat (rouge) et apatite. À quelques endroits, on note de ces gros feldspaths flottant dans le faciès aplitique IIA (*figure 8b*).

II) Aplite rubanée

Deux différents types d'aprites (appelées respectivement A et B) ont été cartographiés. L'aprite A est présente tout le long du dyke, de manière parfois discontinue, en contact graduel avec le faciès I décrit précédemment (*figure 8b*). Elle est composée de quartz, feldspath (principalement plagioclase), muscovite et grenat. L'aprite B dans la partie ouest du dyke semble plutôt être un dyke qui recoupe le faciès III (*figure 8c*). Cette aprite B diffère du type A par sa granulométrie plus grossière, une proportion plus élevée en feldspath potassique et en tourmaline, et une abondance moindre en muscovite. Les deux types d'aprite sont composés de plusieurs couches montrant des enrichissements et des granulométries variables formant des rubanements ondulés (*figure 8d*).

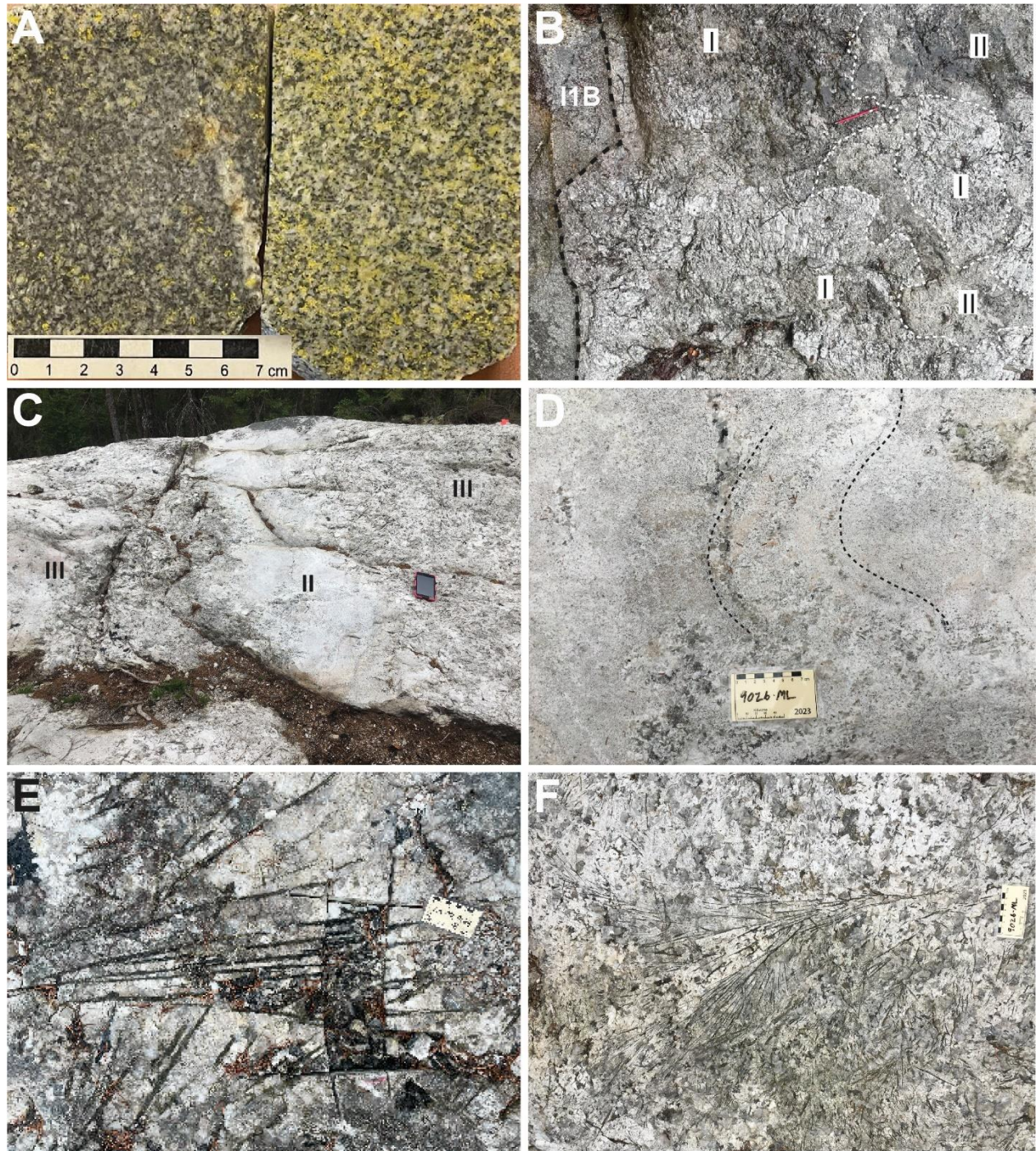


Figure 8. Photos de l'indice Wells-Lacoursière. A) Sections de l'encaissant granitique au contact (gauche) et à 5 m (droite) du dyke lithinifère traitées au cobaltinitrite de potassium. La section au contact (gauche) montre moins de feldspath potassique et plus de minéraux mafiques (tourmaline) que la section à 5 mètres du dyke. Zone E. B) Faciès I à gros feldspaths potassiques au contact du granite (I1B) avec feldspaths détachés flottant dans le faciès II. Zone F. C) Dyke d'aplite B recoupant le faciès III. Zone I. D) Faciès IIA montrant un rubanement plissé. Zone G. E) Faciès III de la pegmatite à muscovite squelettique avec des feuillets pluridécimétriques et des orientations variables. Zone E. F) Faciès III montrant une arborescence des muscovites fines avec un épanouissement vers la gauche de la photo. Zone H. Voir la *figure 7* pour la localisation des zones.

III) Pegmatite à muscovite squelettique

Ce faciès est composé d'une pegmatite à grains grossiers de quartz entre 1 et 10 cm et de feldspath (orthoclase, microcline, plagioclase) de 1 à 20 cm. Des feuilles de muscovite ferrifère squelettique (MV1) ont cristallisé dans la matrice quartzo-feldspathique; elles sont de couleur noirâtre et ont une taille qui varie grandement de 1 à 115 cm. Ces muscovites montrent fréquemment des textures « code barre » (muscovites de moins de 15 cm subparallèles), des arborescences ainsi que des variabilités de longueur et d'épaisseur des feuilles (*figures 8e,f*). Localement la pegmatite présente également des bouquins de muscovite (MV2) centimétrique. Des minéraux centimétriques à décimétriques de tourmaline et plus rarement de béryl sont également observés dans ce faciès.

IV) Mirolites

Principalement associées à la pegmatite du faciès III, des miaroles sous forme de poches de taille décimétrique à métrique sont présentes tout le long du dyke. Ces miaroles sont principalement composées de gros cristaux grossiers et massifs de quartz gris enfumé et feldspath. Plusieurs types de miaroles sont identifiés : à quartz et feldspath; à quartz, feldspath et spodumène et/ou béryl, et quartz, feldspath, tourmaline et spodumène et/ou béryl (*figures 9a,b*). Par endroits les muscovites du faciès III montrent un arrangement radial autour des miaroles.

Les spodumènes ont une couleur verdâtre et sont plus ou moins altérés, leur taille est centimétrique à décimétrique selon la taille des miaroles auxquelles ils sont associés. Les béryls sont de couleur bleutée, euhédraux et de taille centimétrique. Les tourmalines sont de type schorl (noir) et sont sous deux formes : la tourmaline I est sous forme de cristaux idiomorphes (*figure 9a*) tandis que la tourmaline II est associée au quartz en texture graphique (partie ouest seulement) (*figure 9c*).

V) Zone intermédiaire

Ce faciès est visible principalement dans la zone centrale du dyke en bordure du cœur à quartz (faciès VI). Il est composé principalement d'albite de type cleavelandite et muscovite de taille millimétrique à centimétrique ainsi que du quartz et feldspath potassique de taille décimétrique à métrique. À plusieurs endroits on note que la cleavelandite et la muscovite remplacent certains feldspaths potassiques. Au contraire des faciès I à III, cette zone ne présente pas de tourmaline mais on y trouve de rares miaroles. Ce faciès contient également des minéraux accessoires de grenats orange (spessartines) centimétriques en étroite association avec la cleavelandite (*figure 9e*).

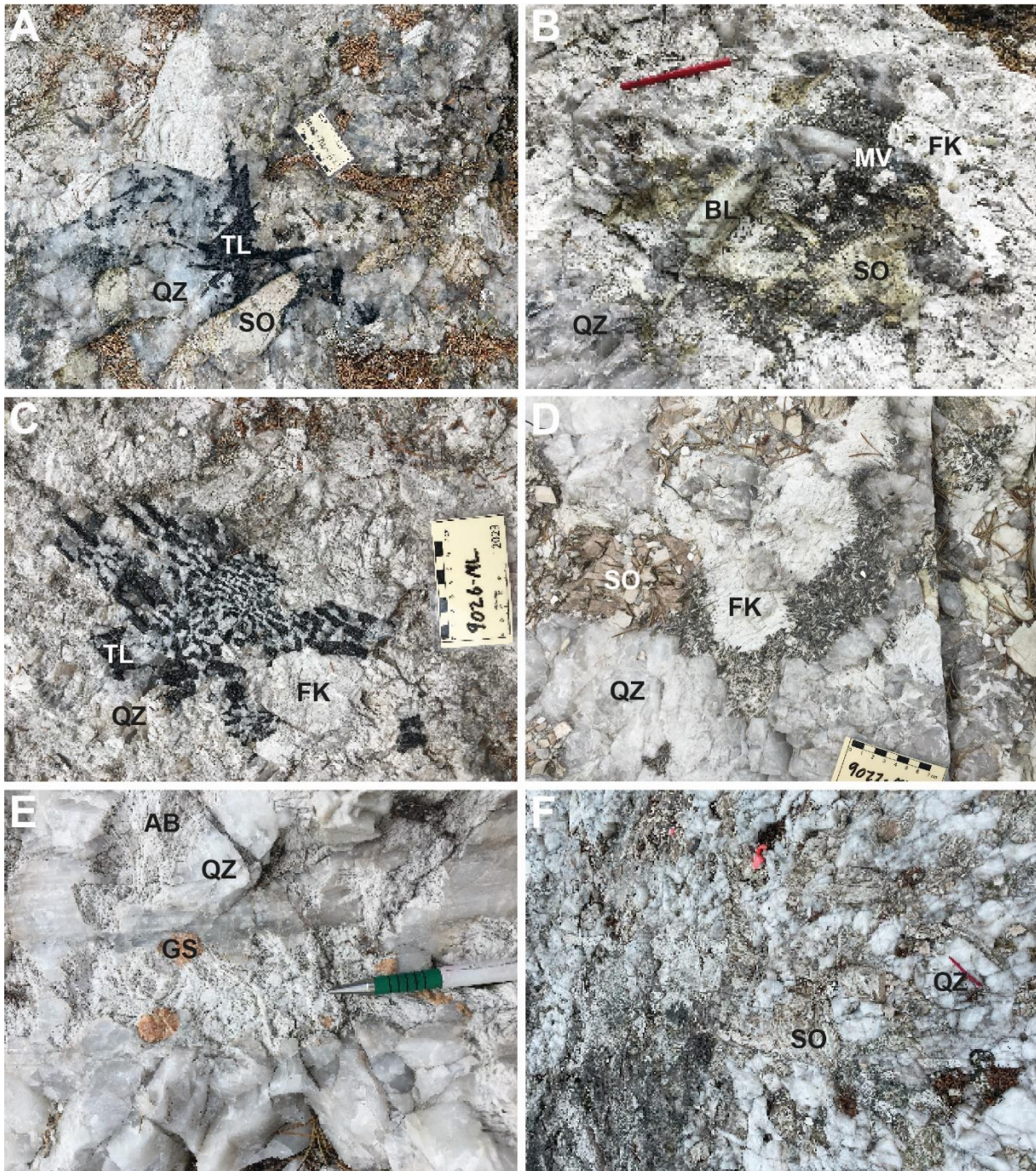


Figure 9. Photos de l'indice Wells-Lacoursière (photos B, D, E et F proviennent de la zone D). A) Miarolite de taille métrique montrant une association quartz (QZ) - spodumène (SO) - tourmaline (TL). Zone E. B) Miarolite décimétrique de quartz (QZ) -- feldspath potassique (FK) - spodumène (SO) – béryl (BL). Notez que le spodumène est fortement altéré par endroits en muscovite (MV). C) Texture graphique de quartz (QZ) et de tourmaline (TL) dans une miarole dans la partie ouest du dyke. Feldspath potassique (FK). Zone I. D) Zone intermédiaire (faciès V) montrant la bordure d'un feldspath potassique (FK) altéré en albite (cleavelandite) (minéraux millimétrique blancs) et muscovite (minéraux noirs). QZ – quartz; SO – spodumène. E) Cœur à quartz (faciès VI) avec la présence d'albite de type cleavelandite (AB) et de grenat spessartine (GS). On note également la trace des baguettes de spodumène métrique dans le quartz (QZ). F) Cœur de quartz dominé par le quartz (QZ) et le spodumène (SO). Voir la *figure 7* pour la localisation des zones.

VI) Cœur de quartz

Ce faciès est surtout visible dans la partie centrale, mais également sous une forme plus restreinte ailleurs dans le dyke (*figure 7*). Il est composé de cristaux de quartz blanc laiteux, massifs et décimétriques à métriques qui entourent des cristaux de spodumènes métriques d'orientation aléatoire (*figure 9f*). Comme pour la zone intermédiaire, on y retrouve également de la cleavelandite et de la spessartine en faible quantité.

Les décapages présentent un dyke de pegmatite qui montre, des bordures vers son centre, une zonation avec une disposition latéralement plus ou moins continue, une croissance unidirectionnelle des feldspaths potassiques dans le faciès I seulement et l'omniprésence de miaroles surtout concentrées dans le faciès III à muscovite squelettique. La *figure 10* montre une esquisse de la zonation générale du dyke.

Observations structurales

Le dyke B est subparallèle aux autres dykes du secteur (A, C et D; *figure 4*). Il est coudé à environ mi-chemin avec un angle d'environ 20° (*figure 7*). Dans la partie SE, sa direction est d'environ N120 tandis que dans la partie ouest elle est de N100. Son pendage varie de subvertical à 60° vers le sud-ouest. Aucune foliation parallèle au contact n'est observée. Cependant, le granite présente localement une faible foliation (N220/65) qui devient de plus en plus évidente à l'approche du contact nord du granite avec l'encaissant. Dans celui-ci, les métasédiments montrent une forte foliation variant de N220/70 à N240/65 en s'éloignant du contact. Le dyke est ainsi plus ou moins perpendiculaire à la foliation mesurée dans le granite et les métasédiments.

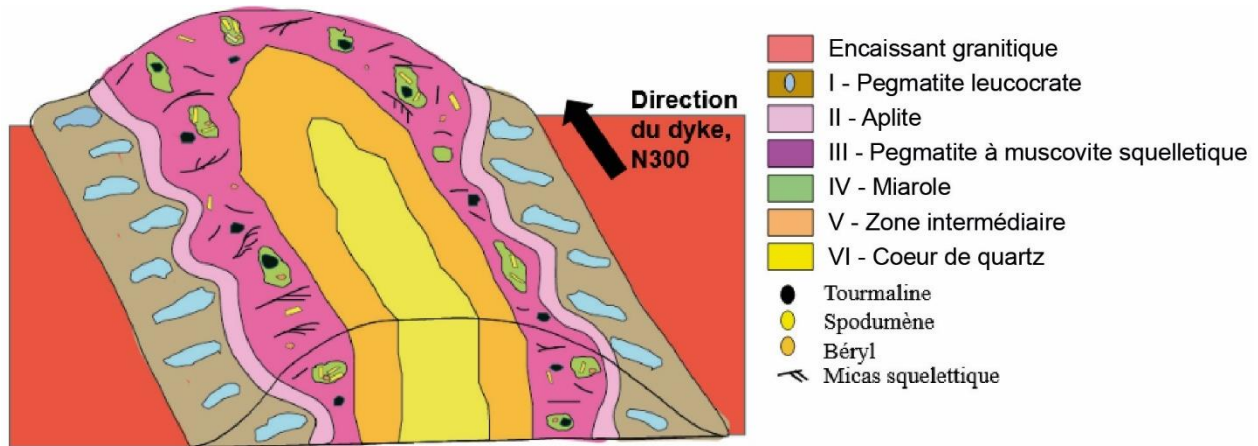


Figure 10. Représentation schématique du dyke B avec dans l'ordre d'apparition : I) la pegmatite leucocrate; II) l'aplite rubanée; III) la pegmatite à muscovite squelettique; IV) les miaroles de diverses compositions; V) la zone intermédiaire, et VI) le cœur de quartz.

Étude de la morphologie et de la taille des muscovites

Les stations sont séparées en 3 classes : la classe 1 regroupe les stations 3, 4, 5, 7, 11 et 15 dont les muscovites ne dépassent pas 20 cm, la classe 2 regroupe les stations 6, 12, 13 et 14 dont les muscovites ne dépassent pas 30 cm, et la classe 3 regroupe les stations 1, 2, 8, 9, 10 et 16 avec des muscovites dépassant 30 cm (figure 7). La mesure des tailles de muscovite des stations 3, 6 et 8 représentatives respectivement des classes 1, 2, et 3 est présentée en figure 11. La distribution des tailles varie selon les différentes classes avec un écart-type entre 1 et 5 cm pour la classe 1, entre 3 et 5 cm pour la classe 2, et entre 7 et 18 cm pour la classe 3. L'orientation des muscovites associées à ces trois stations est représentée à la figure 12.

La figure 13 ne montre pas de corrélation entre la taille des muscovites et leur orientation. Une autre approche fut également envisagée. Sur une même station, les muscovites sont séparées par intervalle de taille et leur orientation respective est étudiée. La station 10 est utilisée, car elle ne semble pas présenter d'orientations préférentielles et la distribution de la taille des muscovites est relativement élevée ($\sigma=7,12$). Il ne semble pas y avoir de corrélation entre l'orientation des muscovites et leur taille également au sein d'une même station (figure 14). Cette approche semble être insuffisante pour expliquer l'orientation préférentielle ou aléatoire des micas en fonction des stations.

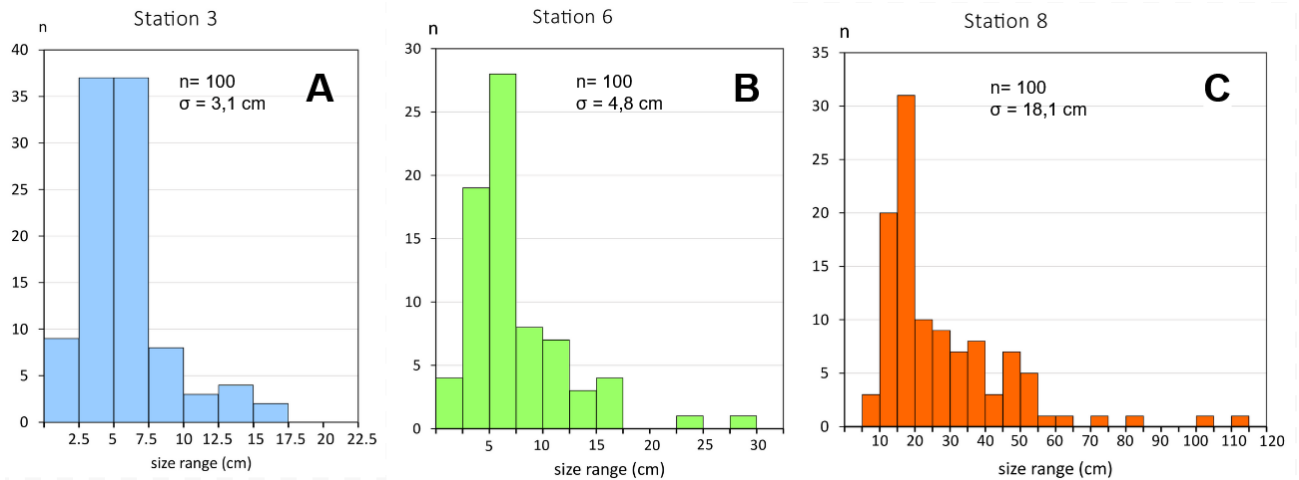


Figure 11. Distribution des tailles de micas. A) Station 3 appartenant à la classe 1; B) Station 6 appartenant à la classe 2; et C) Station 8 appartenant à la classe 3. La localisation des stations est illustrée à la figure 7.

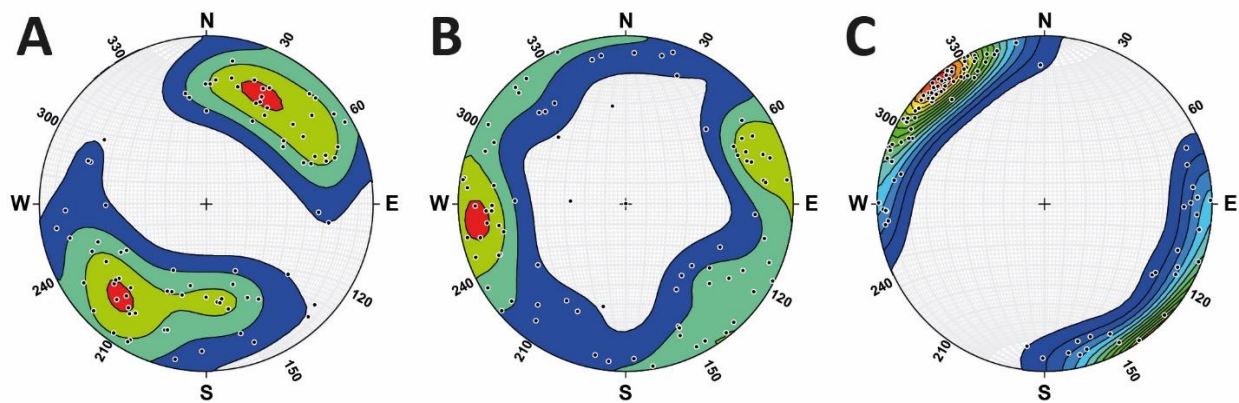


Figure 12. Stéréogrammes pour la station 3 (A), la station 6 (B) et la station 8 (C), représentés avec la densité de pôles. La localisation des stations est illustrée à la figure 7.

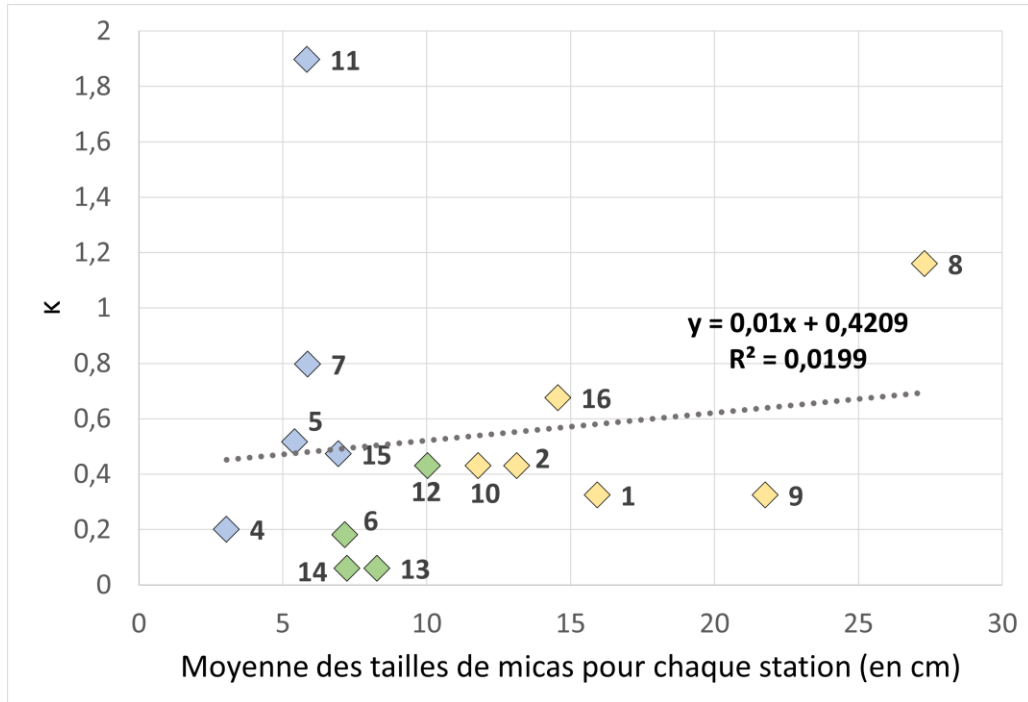


Figure 13. Écart type circulaire κ en fonction de la moyenne de la taille des muscovites pour chaque station. Losange bleu - classe 1 (muscovites < 20 cm); losange vert – classe 2 (muscovites < 30 cm); losange jaune - classe 3 (muscovites > 30 cm). La localisation des stations est illustrée à la *figure 7*.

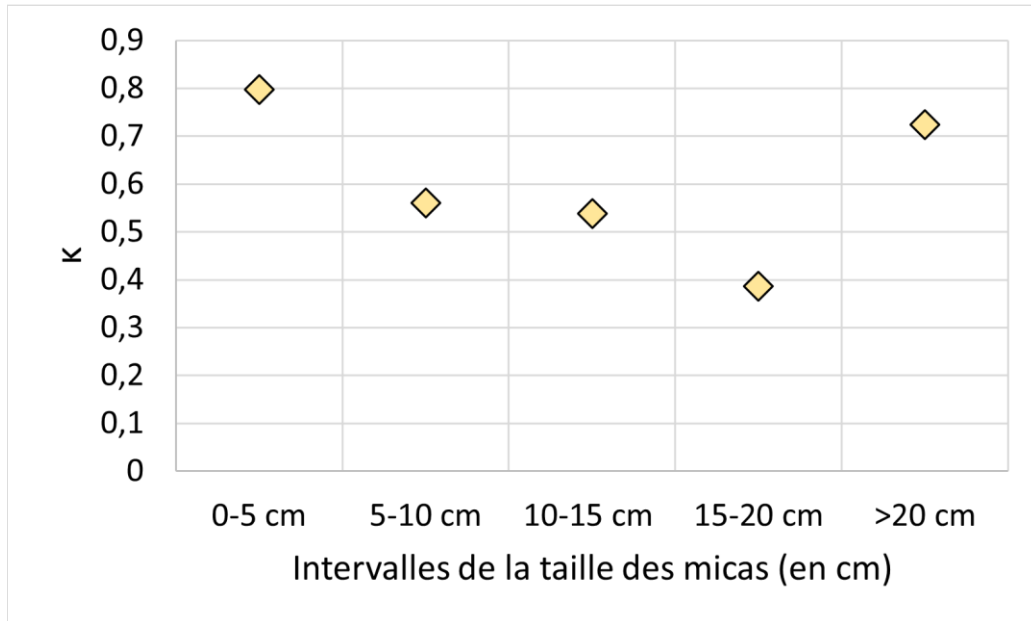


Figure 14. Graphique de l'orientation des muscovites versus la taille pour la station 10. La localisation de cette station est illustrée à la *figure 7*.

Observations des lames minces

L'examen des lames minces a permis de différencier les types de feldspaths et de micas ainsi que l'observation de minéraux accessoires invisibles à l'œil nu. Il a également permis de définir la séquence paragenétique des minéraux des différents faciès en compilant des observations sur plusieurs lames minces. La paragenèse minéralogique est résumée dans le *tableau 3*.

Bien que les données du MEB de table soient semi-quantitatives, elles nous permettent de confirmer que :

- Les micas sont de la muscovite à muscovite ferrifère d'après la classification de Foster (1960) ;
- Les muscovites squelettiques sont généralement les plus ferrifères et les générations subséquentes deviennent de moins en moins riches en fer (*figure 15*) ;
- Les muscovites associées à l'altération des feldspaths potassiques dans la zone intermédiaire sont faibles en fer ;
- La tourmaline est généralement de la schorl avec des zones de composition de feruvite (riche en calcium) ;
- Les grenats montrent une évolution de spessartine-almandine vers une spessartine presque pure ;
- Les minéraux et traces observés sont l'apatite, le zircon, la monazite, la rutile et la colombo-tantalite.

Tableau 2. Liste des faciès cartographiés et leur séquence paragenétique.

Faciès	Minéraux principaux	Minéraux accessoires	Séquence paragenétique
Encaissant granitique	Quartz, feldspath	Muscovite, biotite, grenat, apatite, tourmaline, monzonite, zircon	1-Zircon, Monazite; 2-Biotite; 3-Muscovite; 4-Plagioclase; 5-Quartz; 6-Tourmaline, albite (en bordure de dyke seulement)
Pegmatite leucocrate	Gros feldspaths potassiques dans matrice quartz/feldspath	Muscovite, grenat	1-Microcline; 2-Plagioclase; 3-Quartz; 4-Muscovite; 5-Grenat
Aplite A	Quartz, plagioclase, grenat, muscovite	Tourmaline, apatite	1-Quartz, feldspath; 2-Muscovite, tourmaline; 3-Grenat, apatite
Aplite B	Quartz, plagioclase, feldspath potassique, grenat	Tourmaline	1-Microcline, 2-Plagioclase, orthoclase, 3-Quartz, 4-Tourmaline, 5-Grenat
Pegmatite à muscovite squelettique	Quartz, feldspaths, muscovite	Tourmaline, grenat, béryl, apatite	1-Muscovite squelettique (MV1a); 2-Muscovite dentelée (MV1b); 3-Plagioclase; 4-Feldspath potassique; 5-Quartz; 6-Grenat, apatite
Miarolite	Quartz, feldspath, spodumène, béryl, tourmaline, muscovite	Grenat	1-Spodumène et béryl; 2-Microcline; 3-Albite1, quartz; 4-Tourmaline; 5-Muscovite (MV2); 6-Grenat; 7-Albite2; 8-Muscovite (MV3) (associée aux spodumènes altérés)
Zone intermédiaire	Feldspath (cleavelandite, microcline), quartz, muscovite	Grenat	1-Microcline; 2-Quartz; 3- Grenat; 4- Cleavelandite, Muscovite
Cœur de quartz	Quartz, spodumène, cleavelandite	Muscovite, grenat	1-Spodumène; 2-Muscovite; 3-Quartz, cleavelandite; 4-Grenat

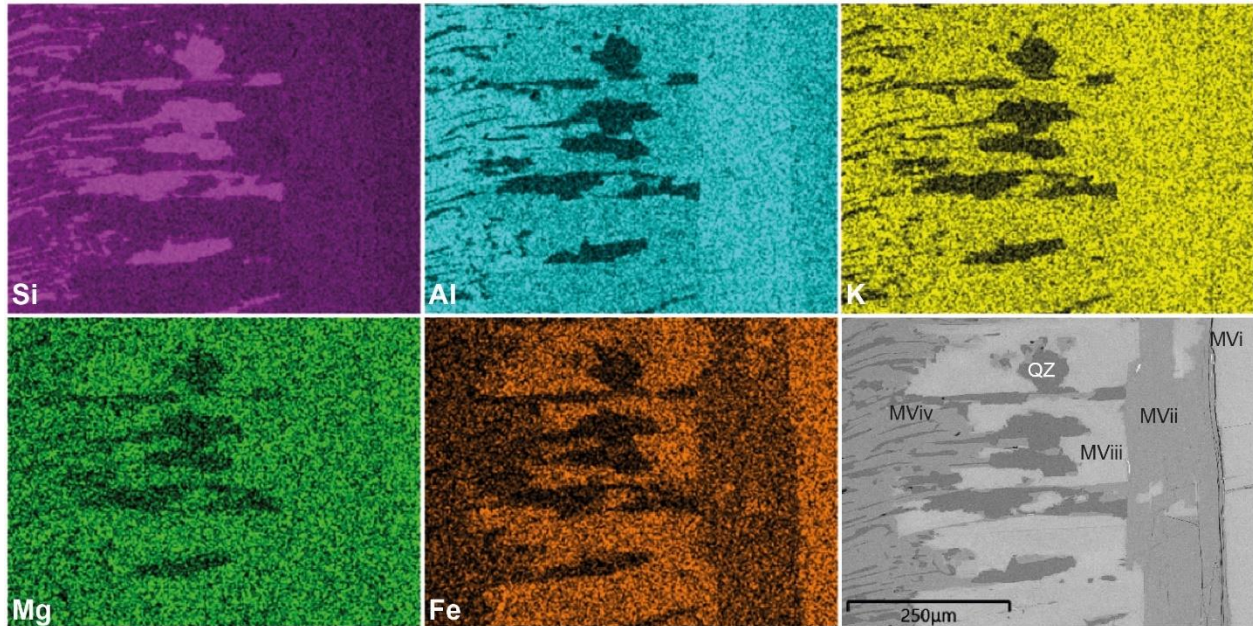


Figure 15. Cartographie à rayons X à l'aide du MEB-EDS montrant la variation de la concentration du fer dans la muscovite squelettique (MVvi vers MVvii) (MV1a) et dans la muscovite dentelée (MVviii vers MVviv) (MV1b). Faciès III. Zone E. La localisation de cette zone est illustrée à la *figure 7*.

1.6 Discussion

Le dyke B de l'indice Wells Lacoursière présente de nombreuses textures hors du commun par rapport à la plupart des pegmatites décrites dans la littérature (London, 2008; London, 2018) :

- Le faciès aplitique n'est pas directement en contact avec l'encaissant, mais il est compris entre la pegmatite leucocrate et la pegmatite à muscovite squelettique ;
- La morphologie et la taille des micas dans le faciès à muscovite squelettique sont exceptionnelles et présentent une zonation en fer pour les micas squelettiques ;
- Les miaroles présentent une minéralisation en béryl et en spodumène, dont certains cristaux dépassent le mètre.

Faciès aplitique

L'aplite rubanée est, en général, située en contact direct avec l'encaissant granitique dans les pegmatites (London et Morgan, 2012). Ce n'est pas le cas dans le dyke de Wells Lacoursière où l'aplite A du faciès II est située entre les faciès I et III. L'aplite B traverse le faciès à muscovite squelettique et contient des miaroles ce qui n'est également pas commun dans les pegmatites décrites dans la littérature. L'aplite rubanée a déjà été reproduite expérimentalement en laboratoire

(London et al., 1989) avec des phases enrichies en H₂O et en éléments mobiles (F, P, Be...), mais personne n'est arrivé à expliquer son mécanisme de formation au sein des pegmatites. Cependant, London (2018) affirme que la formation des aplites à grains fins est une conséquence normale des changements brusques de la densité de nucléation des cristaux en fonction de la surfusion du liquide.

Muscovites squelettiques

Des micas squelettiques ont aussi été observés dans d'autres pegmatites (Berni et al., 2017), mais aucun ne dépasse 15 cm, ni ne présente des morphologies comme ceux de l'indice Wells-Lacoursière. La texture des micas est également interprétée comme étant due au phénomène de surfusion même si les cristaux environnants (quartz, feldspath) présentent des textures grossières (Berni et al., 2017) et que les micas sont squelettiques. La taille des muscovites à l'indice Wells-Lacoursière, leur allure généralement non déformée et leur texture arborescente suggèrent que les muscovites ont cristallisé en premier, bien avant la cristallisation des feldspaths et du quartz qui aurait freiné le développement de ces textures uniques.

Miaroles

La présence de miaroles dans des dykes de pegmatite LCT non horizontaux est peu commune (London, 2008, 2018). De plus les miaroles sont généralement remplies d'argiles (transformation du verre) quand celles-ci n'ont pas été lessivées par les eaux souterraines (London, 2013). Du verre ou des argiles ne sont pas observés dans le centre des miaroles au gîte de Wells-Lacoursière. Plus de travaux de détail devront être effectués sur la zonation interne et à l'échelle du dyke des miaroles afin de déterminer les raisons de leurs présences à Wells-Lacoursière.

1.7 Conclusions

Le gîte de Wells Lacoursière présente une minéralisation en spodumène et en béryl. En plus de sa valeur économique, le dyke associé à cette minéralisation présente un fort intérêt scientifique avec la présence de textures, de morphologies et de tailles de minéraux exceptionnels. Ce dyke présente une originalité à plusieurs niveaux par rapport aux pegmatites dans la littérature :

- L'aplite rubanée présente des contacts non usuels avec les faciès de pegmatites avec par endroits des fragments du faciès I. Elle est présente sous deux formes dont l'une est

comprise entre deux faciès de pegmatite (I et III), et l'autre traverse le faciès III;

- Les muscovites ont des textures squelettiques présentant une diversité de morphologie, dont la taille dépassant le mètre. L'étude au MEB a permis d'identifier une zonation interne en fer de l'intérieur vers l'extérieur des micas squelettiques suivi d'une diminution en fer des autres muscovites. Leur grande taille et texture suggère que les muscovites squelettiques se sont cristallisées en premier bien avant la cristallisation des autres minéraux;

- Les miaroles sont minéralisées avec de la tourmaline, du béryl et du spodumène et montrent une grande variabilité minéralogique d'une miarole à une autre, ne montrant aucune zonation apparente. L'étude de nouveaux échantillons et de cartographie plus détaillée devrait permettre de mieux éclaircir les interrogations qui demeurent.

2. Étude d'indices d'Éléments de Terres Rares dans des carbonatites du secteur de Lebel-sur-Quévillon (Emmy Fischer)

2.1 Introduction

Ce rapport présente un résumé des travaux effectués dans le cadre d'un projet de fin d'études de Master 2 portant sur l'étude des indices en éléments de terres rares (ÉTR) dans la région de Lebel-sur-Quévillon. L'objectif du projet est de comprendre la mise en place des dykes de carbonatites minéralisés, et de localiser le système minéralisateur central afin d'optimiser son exploration et d'identifier des zones potentielles à forte teneur en ÉTR.

2.2 Contexte géologique (tiré de Legault et al. (2023))

Le secteur d'étude se trouve au nord de Lebel-sur-Quévillon dans la Sous-province de l'Abitibi, elle-même située dans l'est de la province géologique du Supérieur (*figure 1*). La région d'intérêt se localise plus précisément à l'intérieur du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, orientée est-ouest et généralement subvertical (SIGEOM, 2010b) (*figure 16A*). Ce groupe est composée surtout de roches volcaniques mafiques à intermédiaires.

Des intrusions felsiques, telles que le pluton synvolcanique de Mountain à l'est (tonalite) ainsi que le pluton syntectonique de Franquet (monzonite quartzifère), sont observées dans le secteur (*figure 16A*). Le pluton de Franquet a été daté à environ 2692 Ma (David et al., 2010).

Au cours de l'Archéen tardif (orogène Kénoréenne), une compression orogénique nord-sud responsable du métamorphisme au faciès des schistes verts a déformé les différentes lithologies, engendrant des discontinuités planaires NW-SE à E-W telles que le corridor de déformation de Cameron (CDC) (Daigneault et al., 1990) (*figure 16A*). Ces zones de déformation intense présentent une structure anastomosée et un pendage subvertical avec des indicateurs cinématiques indiquant un déplacement coulissant dextre. Le CDC se caractérise également par un magnétisme très élevé. Par la suite, la faille senestre de Opawica-Wedding orientée NE-SO déplace sur plus de 4-5 km les roches archéennes de la région (dont le CDC) (*figure 16A*).

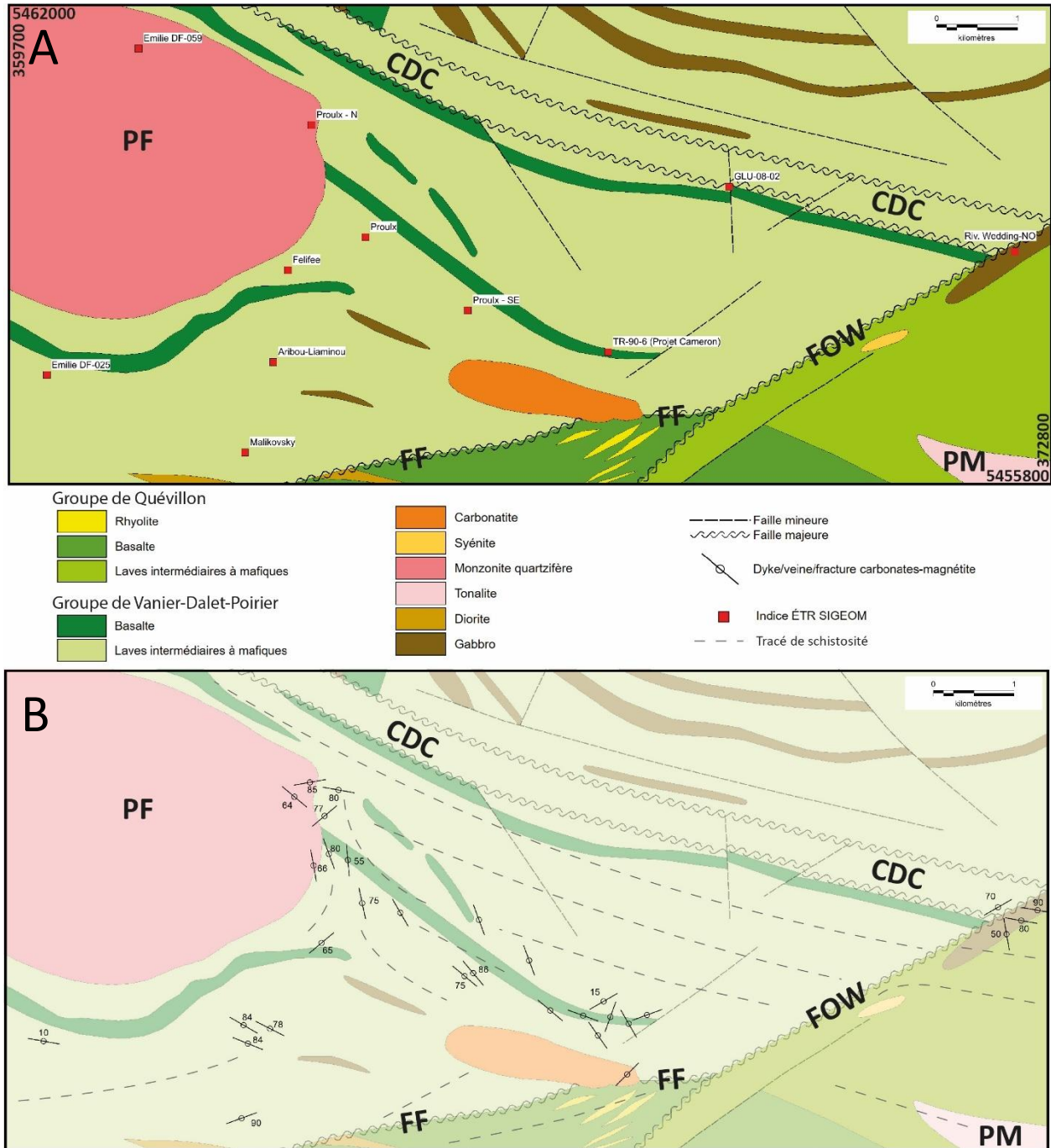


Figure 16. Géologie régionale du secteur de Lebel-sur-Quévillon montrant la localisation des indices d'ÉTR (A) et la distribution et l'orientation des dykes/veines/fractures de carbonates-magnétite (B). CDC : Couloir de déformation de Cameron; FF : Faïlle de Franquet; FOW : Faïlle d'Opawica-Wedding; PF : Pluton de Franquet; PM : Pluton de Mountain. Tirée de Legault et al. (2023).

Une auréole métamorphique au faciès des amphibolites est présente autour du pluton de Franquet (Proulx, 1989; Daigneault et al., 1990). Une carbonatite (Carbonatite de Grevet) et des roches métasomatiques associées recoupent les roches archéennes de la région (*figures 16A,B*). L'intrusion est probablement associée à la circulation d'un fluide hydrothermal carbonaté de fin de cristallisation caractérisé par de fortes concentrations de lanthanides et de fer. Le liquide aurait circulé le long des plans de fractures et de schistosité pour former les dykes de carbonatites, des veines de carbonates (ankérite et sidérite) à magnétite et des veinules de magnétite (Mercier, 1990; Proulx, 2010). Le tout est recoupé par des dykes de diabase protérozoïques de direction NE-SO.

Minéralisation en ÉTR

Le secteur d'étude présente un total de 11 indices d'ÉTR dont la somme des ÉTR dépasse 1700 ppm (SIGEOM, 2023) (*figure 16A*). L'intérêt pour le secteur est dû à la découverte d'un affleurement de carbonatite en 1988 lors d'une campagne de cartographie régionale réalisée par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec au SE du lac Cameron (Proulx, 1989). Ce secteur fut par la suite prospecté par la compagnie SOQUEM qui réalisa des tranchées et des forages montrant des teneurs en ÉTR (Gagnon, 1988; Mercier, 1990). La minéralisation en ÉTR est associée à la magnétite en amas, dans des fractures ou dans des veines de quartz-carbonates le plus souvent encaissées dans du basalte avec des valeurs atteignant plus de 6 % ÉTR_{total} (Mercier, 1990).

Lors d'une campagne de prospection réalisée en 2000, l'indice Proulx est défini par des minéralisations qui semblent disséminées dans les dykes et veines de carbonatites ou dans des veines carbonatées (ankérite, sidérite) plus ou moins riches en magnétite (Proulx, 2010). Une analyse y titre 7,49 % ÉTR. Par la suite en 2008, Golden Valley Mines Ltd. découvre par forage l'indice d'ÉTR GLU-08-2 (Lacey et al., 2011).

Une nouvelle campagne menée par Ressources Kirrin Inc. en 2010 sur la propriété Grevet permet d'identifier les indices Proulx N et Proulx SE (Proulx, 2010). En juillet 2011, pour donner suite aux découvertes de Proulx, Ressources Géoméga inc. effectue des travaux de prospection et de reconnaissance géologique à l'ouest de Lebel-sur-Quévillon sur la propriété Émilie, mettant en évidence une anomalie aéromagnétique subcirculaire (qui coïncide avec le Pluton de Franquet) similaire à celle du gisement de Montviel (ÉTR) à 45 kilomètres au nord-ouest (Gauthier et Gauthier, 2012). La prospection sur la propriété Émilie a mis en évidence la présence de dykes,

veines et veinules de carbonatites, dont certains ont donné de bonnes teneurs en ÉTR. Deux nouveaux indices sont répertoriés dans le secteur (Emilie-DF-059 et Emilie-DF-025). Le premier indice est composé de dykes de carbonatite d'une puissance de 5 à 15 cm, dont un échantillon à plus de 0,5% ÉTR_{total}. Le second indice (DF-059), au nord du projet, est probablement un dyke de carbonatite ferrifère et se situe dans une monzonite quartzifère, mais a été interprété comme un horizon de formation de fer carbonaté.

En 2014, de nouveaux indices d'ÉTR sont découverts plus à l'est sur la propriété Florence par Adventure Gold (Félifée, Malikovsky, Aribou et Liaminou) (Guay et Riopel, 2016). Ils sont principalement retrouvés dans des dykes de carbonatite dont la puissance varie de quelques décimètres à 1,1 mètre (indice Aribou), dans des brèches et dans des veinules de magnétite. Deux échantillons prélevés à l'indice Aribou titrent à 4,04% et 7,95% ÉTR_{total}. Un minéral rouge non identifié est présumé contenir les ÉTR. De fortes concentrations en gallium sont également mesurées à Liaminou (160 ppm). L'indice Malikovsky a retourné 6,96% ÉTR.

L'ensemble de ces indices est possiblement associé à la mise en place de la Carbonatite de Grevet bien que les données soient insuffisantes pour confirmer cette hypothèse, notamment pour les indices les plus éloignés de la carbonatite.

2.3 Caractéristiques des carbonatites

Classification des carbonatites

Les carbonatites, sources importantes d'ÉTR, sont définies dans le système de classification de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) comme des roches ignées composées de plus de 50% de carbonate d'origine magmatique et contenant moins de 20% poids de SiO₂ (Mitchell, 2005). Les minéraux dominants des carbonatites sont la calcite, la dolomite, la sidérite, les carbonates de Ba–Ca, les carbonates de Sr–Ba–ÉTR, les carbonates de Na–Ca et les fluorocarbonates d'ÉTR.

Si les carbonates sont des solutions solides complexes de Ca–Mg–Fe, alors la classification chimique de la *figure 17* peut être utilisée pour les carbonatites avec SiO₂ < 20% poids. Cependant, si SiO₂ > 20% poids, la roche est une silicocarbonatite (Le Maitre, 2002). Les carbonatites présentes dans le secteur d'étude sont dans le champ des ferrocyanatites (Legault et al., 2023).

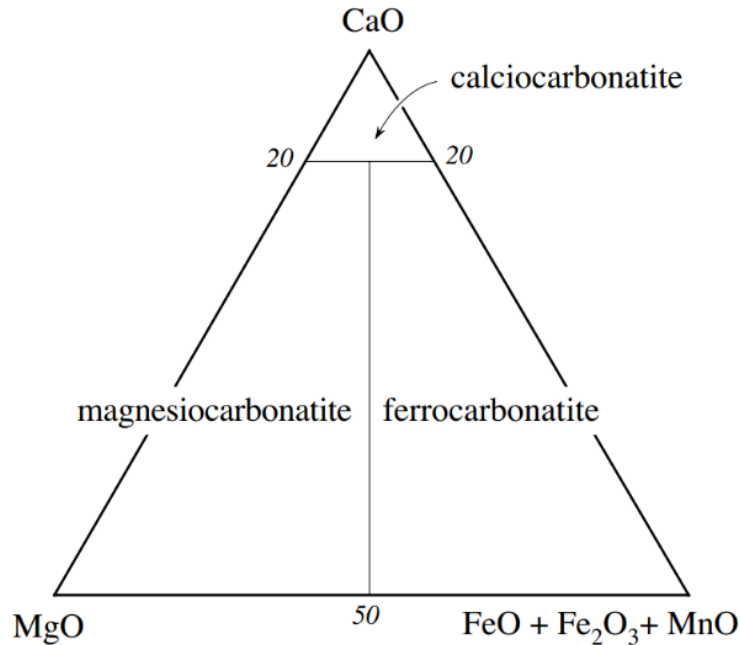


Figure 17. Classification géochimique des carbonatites, si SiO₂ < 20% poids (Le Maitre, 2002).

Mitchell (2005) propose de définir une carbonatite comme toute roche contenant plus de 30% en volume (de manière arbitraire) de carbonate igné primaire, indépendamment de la teneur en silice. L'objectif de cette définition est de reconnaître qu'un magma formant des carbonatites générera, par différenciation, une série de roches génétiquement apparentées dans lesquelles la teneur en carbonate varie de manière significative. De plus, un secteur géographique donné peut être constitué d'une grande variété de types de roches génétiquement apparentées, dont le pourcentage modal de minéraux constitutifs peut varier énormément.

Sur la base de leur minéralogie et de leurs caractéristiques intrusives ou extrusives, deux types de carbonatites peuvent être distingués : les carbonatites magmatiques (84%) et les carbonatites carbohydrothermales (16%) (Woolley et Kjarsgaard, 2008). Ces dernières sont en grande partie responsables de la formation des carbonatites riches en ÉTR (Simandl et Paradis, 2018).

Mise en place des complexes carbonatitiques

La majorité des carbonatites se forme dans des roches archéennes et protérozoïques, ou dans des roches phanérozoïques sous-jacentes à un socle précambrien. Elles apparaissent dans des contextes tectoniques extensifs liés à des zones de fracture intraplaque. Le lien entre ces caractéristiques tectoniques et une activité magmatique intense signifie que de nombreuses carbonatites sont liées

temporellement et spatialement aux grandes provinces ignées (Simandl et Paradis, 2018). Des auréoles d'altération sont généralement trouvés en relation spatiale autour des intrusions de carbonatites. Ces roches métasomatiques de haute température sont appelées fénites (*figure 18A*). Le processus de fénitisation résulte de multiples pulses de fluides riches en alcalins expulsés par le magma carbonatitique par refroidissement et cristallisation. Les fénites sont typiquement composées de feldspath potassique, d'albite, de pyroxènes alcalins, de micas (glimérite) et/ou d'amphiboles alcalines. Ces assemblages minéralogiques sont très variables et dépendent de plusieurs paramètres tels que la minéralogie du protolithe, la perméabilité et la structure, en plus de la composition du fluide, de la température et de la pression. L'échelle de la fénitisation varie, allant de quelques centimètres à plusieurs kilomètres du contact entre la carbonatite et les roches encaissantes. Les fénites sont souvent associées à de la fracturation hydraulique et à de la bréchification, présentant des variations temporelles, spatiales, minéralogiques et chimiques, entraînant à la fois une zonation horizontale et verticale. Cependant, la dimension de la fénite résultante ne montrent aucune corrélation avec un enrichissement en ÉTR. (Elliott et al., 2017). La fénitisation semble très restreinte dans le secteur de Lebel-sur-Quévillon (Legault et al., 2023).

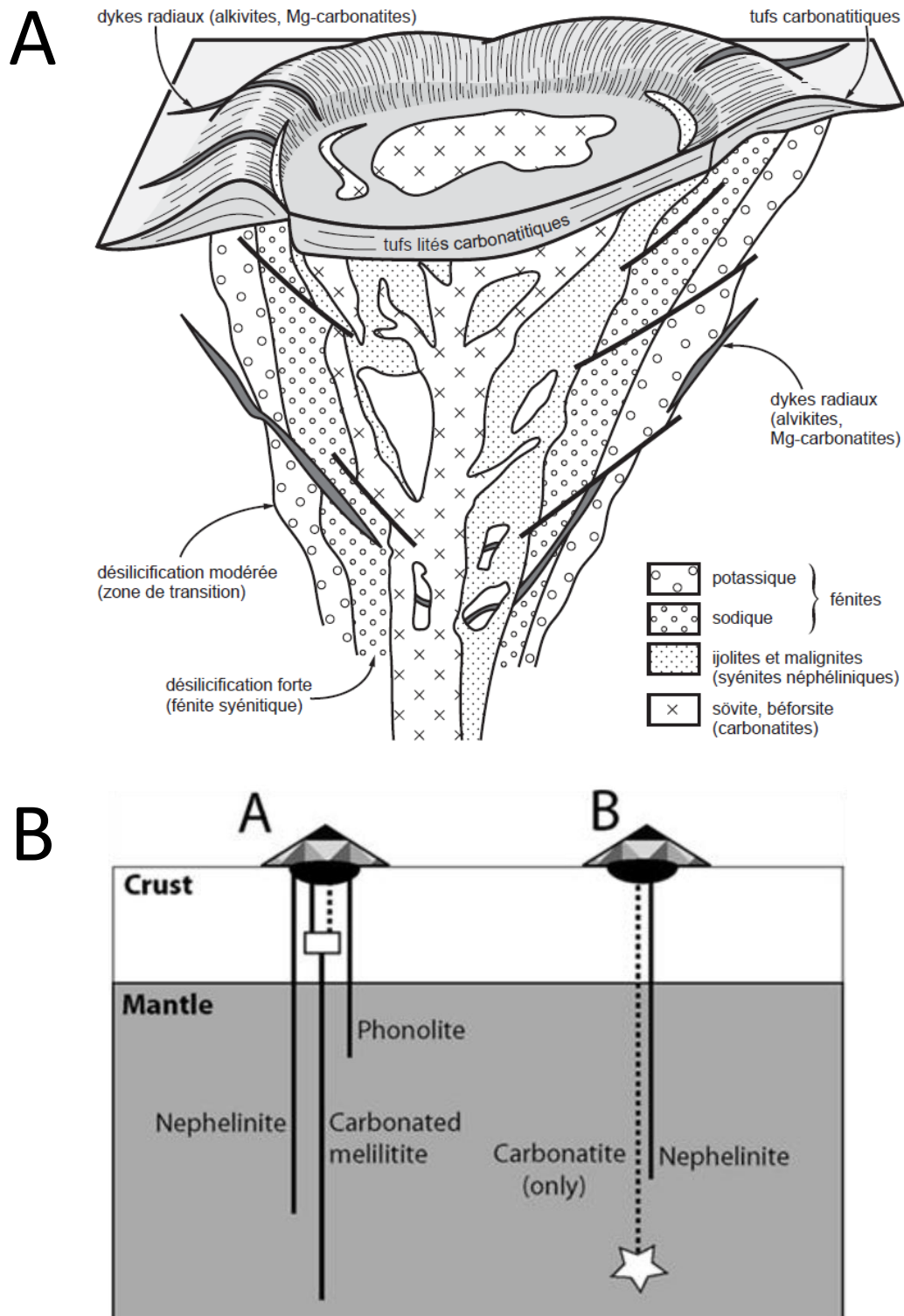


Figure 18. (A) Modèle de mise en place d'une carbonatites associée à de la fénitisation (Jébrak et Marcoux, 2008). (B) Les deux principaux modèles de formation des carbonatites. A. Différentiation d'un magma carbonatititique par cristallisation fractionnée ou par immiscibilité liquide. B. Production primaire d'un magma carbonatititique dans le manteau lithosphérique métasomaté (Woolley et Kjarsgaard, 2008).

Deux hypothèses principales existent pour expliquer l'origine des carbonatites. La première suggère qu'elles sont directement générées dans le manteau. La seconde indique que les carbonatites se formeraient à partir de magmas silicatés dans le manteau supérieur ou la croûte (Woolley et Kjarsgaard, 2008) (*figure 18B*).

En effet, la plupart des carbonatites, 76% de celles étudiées par Woolley et Kjarsgaard (2008), sont associées spatialement et temporellement à des roches silicatées et présenteraient un lien co-génétique. Elles seraient produites par fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé (phonolite, néphéline, melilitite) puis par différenciation à des niveaux plus élevés dans la lithosphère ou dans la croûte inférieure (*figure 18B*). Les carbonatites seraient générées par des phénomènes complexes d'immiscibilité liquide et/ou de cristallisation fractionnée (Woolley et Kjarsgaard, 2008).

Vingt-quatre (24) % des carbonatites ne sont pas associées à des roches silicatées (Woolley et Kjarsgaard, 2008). L'absence de telles roches semble exclure une origine par différenciation. Elles seraient produites directement dans le manteau péridotitique par un faible degré de fusion partielle à haute température, à des profondeurs supérieures au solidus des carbonates à environ 70 km, profondeur à laquelle la péridotite contenant de la dolomite peut fondre pour produire des magmas carbonatitiques (Elliott et al., 2017). De plus, l'hypothèse de carbonatites provenant directement du manteau est soutenue par la présence de xénolithes et de xénocristaux mantelliques dans un certain nombre de carbonatites (Woolley et Kjarsgaard, 2008).

Quant aux carbonatites carbohydrothermales, elles se forment à partir de la précipitation à basse température d'un fluide riche en CO₂ et H₂O. Ces dernières sont souvent associées à des carbonatites magmatiques. Il existe donc un continuum entre la cristallisation des carbonatites magmatiques à haute température et la précipitation des carbonatites carbohydrothermales à plus basse température (Mitchell, 2005). Il semble que les carbonatites carbohydrothermales peuvent être liées à des fluides provenant de deux sources distinctes : les magmas de carbonatites et les magmas silicatés alcalins (Woolley et Kjarsgaard, 2008) qui progressivement sont mélangés et dilués à de l'eau météorique (Wang et al., 2020). Les ÉTR se retrouvent concentrés dans les carbohydrothermales qui sont distales et qui se retrouvent souvent dans des fractures, failles, brèches (Simandl et Paradis, 2018).

Dans cette étude, le terme carbonatite inclura de manière générale à la fois les carbonatites magmatiques et les phases carbohydrothermales associées.

2.4 Matériel et méthode :

Pour cette étude, les affleurements d'intérêt (valeurs anormales d'ÉTR ou présence de carbonatite/veinule de magnétite) ont été sélectionnés et planifiés en fonction de leur accessibilité d'après les résultats de compilation du stage de S. Auclair (Legault et al., 2023). Des géofiches ont été générées pour chaque affleurement visité et un échantillonnage a permis d'obtenir une lame mince et une analyse chimique pour chaque affleurement, mais qui n'ont malheureusement pas pu être étudiées vu la réception tardive des lames et des résultats.

Études microscopiques (microscope optique et MEB)

Une étude au microscope binoculaire et au MEB a été réalisée sur des sections polies en 2019 dans le cadre du stage de J. Valdenaire (2019). Par la suite, onze (11) lames minces ont été observées au microscope optique par S. Auclair (Legault et al., 2023). Ces dernières proviennent d'échantillons des indices Proulx N, Proulx, Proulx SE, Aribou et Liaminou. L'objectif de la présente étude est d'identifier et de caractériser les minéraux porteurs d'ÉTR à l'aide du MEB de table (TM4000Plus, d'Hitachi) et de déterminer la paragenèse associée aux minéralisations en ÉTR.

2.5 Résultats :

Nos observations sur le terrain ont confirmé les descriptions précédentes qui indiquaient la relation étroite entre dykes de carbonatites, veinules de magnétite-calcite et teneurs d'ÉTR. Le traitement des données pétrographiques et géochimiques visait à parfaire l'analyse faite par S. Auclair (Legault et al., 2023).

Orientation des dykes/veinules

Les orientations des dykes de carbonatites et des veinules de magnétite-calcite du secteur d'étude ont été compilées (*figure 19*). La carte synthétique inclut les mesures effectuées sur le terrain cet été (rose) ainsi que celles décrites dans des rapports antérieurs (vert) (présentées dans Legault et al. (2023)). L'objectif est de déterminer si une organisation radiale des dykes/veinules peut être observée.

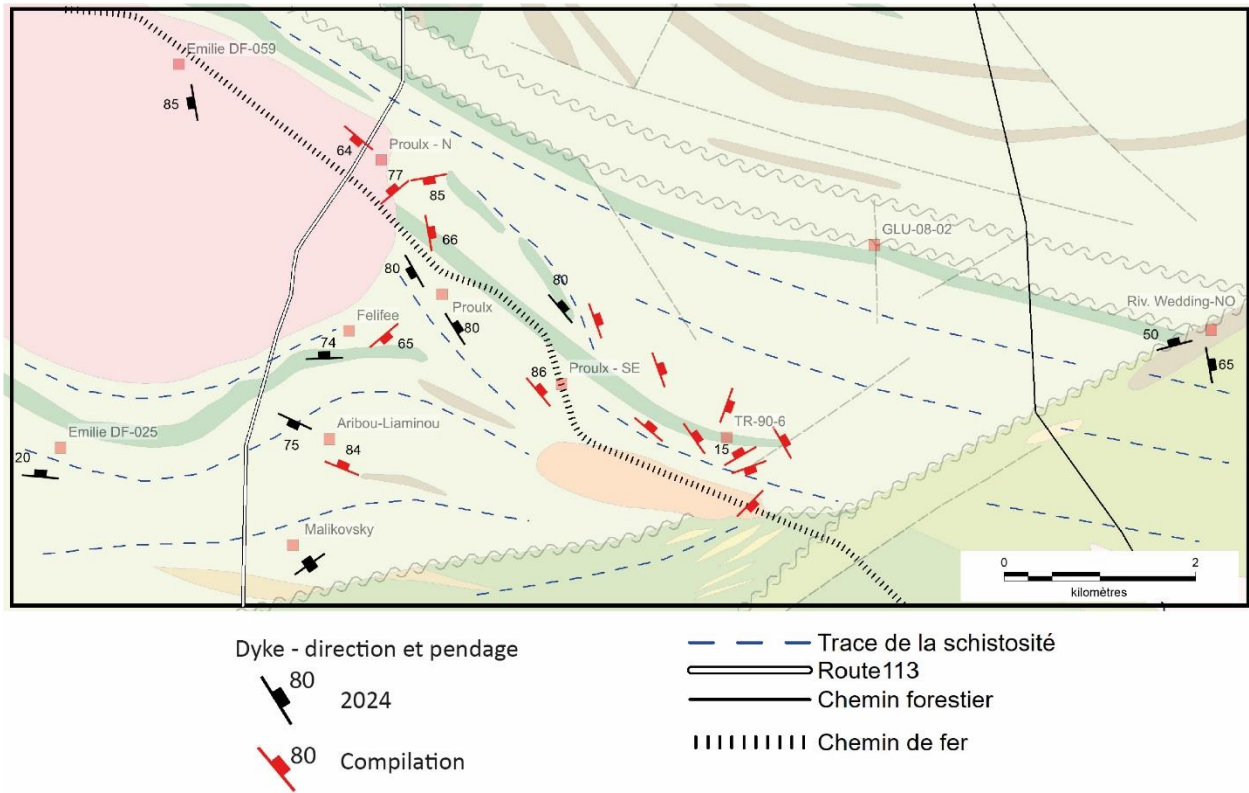


Figure 19. Direction et pendage de l'ensemble des dykes de carbonatite du secteur d'étude. Les dykes compilés des affleurements visités en 2024 ne sont pas présentés. Le tracé de la schistosité est la mise à jour suite aux observations de 2024. Légende comme à la figure 16.

La *figure 19* démontre que la majorité des dykes/veinules sont subverticaux. Seuls les dykes/veinules situés au niveau de l'indice TR-90-6 ne semblent pas présenter d'orientation particulière. Ainsi, une orientation radiale semblerait se dessiner autour des indices Proulx, Félifée, Aribou-Liaminou, et Malikovsky. L'orientation des dykes/veinules évolue du nord au sud, passant d'une orientation N-S au nord, à une orientation E-W puis NE-SW au sud. Cependant, il est important de noter que l'orientation des dykes/veinules, souvent subparallèle à la schistosité régionale telle qu'observée en affleurement (*figure 20*), est probablement influencée par celle-ci. Cette schistosité est orientée NW-SE au nord et NE-SW au sud, en raison de l'influence du pluton de Franquet, situé à l'ouest du secteur.

Épaisseur des dykes/veinules

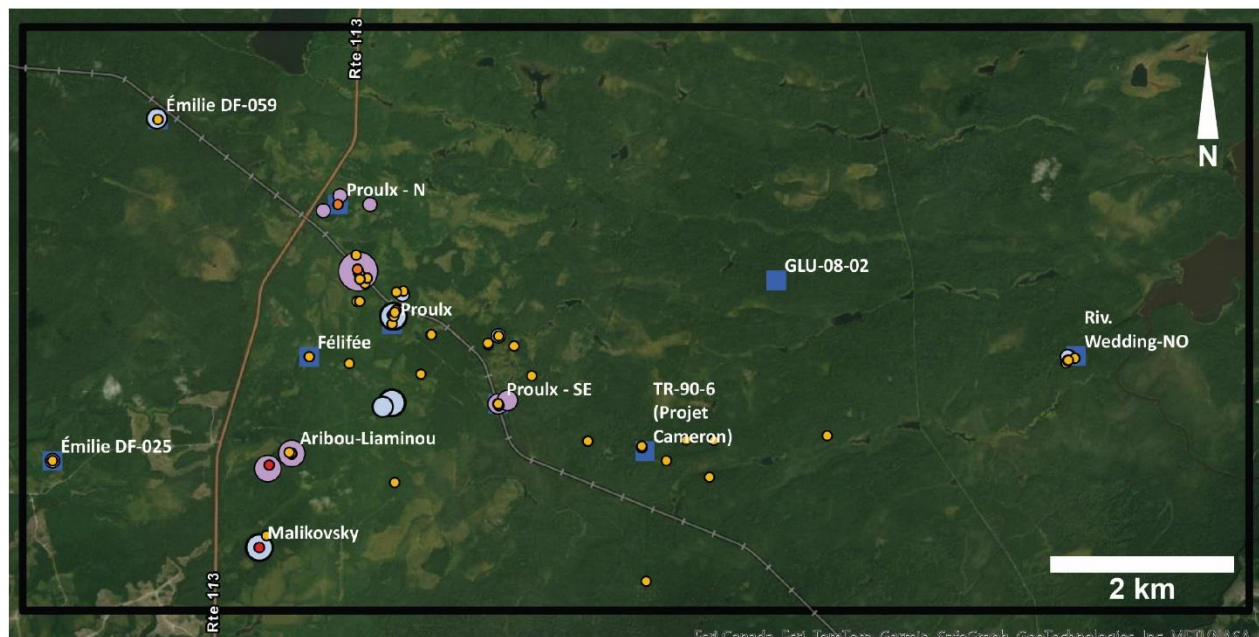
De la même manière, l'épaisseur des dykes et des veinules présents sur le secteur d'étude a été compilée (*figure 21*). La carte synthétique inclut les mesures effectuées sur le terrain (bleu) ainsi que celles décrites dans des rapports antérieurs (violet). La somme totale d'ÉTR est également inscrite lorsqu'elle est supérieure à 1700 ppm. Les teneurs en ÉTR les plus élevées se situent au niveau des indices Aribou-Liaminou (7,95%), Malikovsky (6,96%), Proulx N (4,23%). L'objectif est de déterminer s'il existe un lien spatial entre l'épaisseur des dykes et leur teneur en ÉTR.

Sur le secteur d'étude, les épaisseurs des dykes/veinules varient de centimétrique à métrique. Les dykes présentant les épaisseurs les plus importantes sont localisés aux indices Malikovsky (1,0 m) et Aribou-Liaminou (1,3 m) ainsi qu'au sud de l'indice Proulx (1,0 m) et entre les indices Proulx N et Proulx (2,3 m).

En se basant sur les indices Malikovsky, Aribou-Liaminou et l'indice au NW de Proulx, une corrélation positive semble se dessiner entre l'épaisseur des dykes et leur teneur en ÉTR. Ainsi, dans ce secteur, plus un dyke est épais, plus il est susceptible de contenir de fortes teneurs en ÉTR.



Figure 20. Photo illustrant la relation subparallèle entre les dykes/veines de carbonates de fer (en relief négatif) et la schistosité principale (tireté blanc). Affleurement 24-EF-6007.



Légende

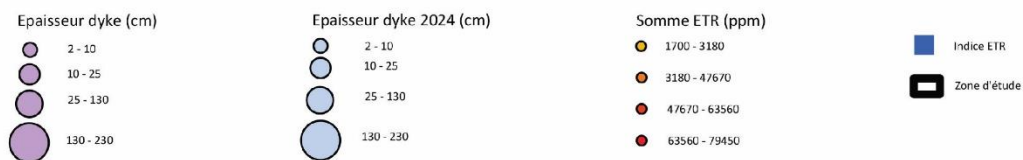


Figure 21. Épaisseur et teneur en ÉTR de l'ensemble des dykes du secteur d'étude.

Observations microscopiques

L'étude pétrographique des lames étudiées visait à identifier les minéraux d'ÉTR à l'aide du MEB-EDS et à définir la paragenèse minéralogique associée à cette minéralisation.

Minéralisation en ÉTR

Les veines/veinules contenant la minéralisation en ÉTR consistent en des carbonates (surtout de la calcite avec dolomite), magnétite (martitisée à différents degrés), quartz, apatite (pauvre en ÉTR) et minéraux d'ÉTR. Au MEB-EDS de la monazite et des fluorocarbonates à ÉTR (bastnasite à synchysite) ont été observés et ils sont similaires à ce qui a été rapporté par Valdenaire (2019) (*Tableau 3*). Cependant, une zonation minéralogique semble présente. Dans le secteur plus au nord (indices Proulx et Proulx N) le minéral d'ÉTR dominant est la monazite (*figure 22*), tandis que dans le secteur plus au sud (indices Aribou et Liaminou) ce sont plutôt les fluorocarbonates d'ÉTR qui sont présents (*figure 23*). Un échantillon de la veine de l'indice Proulx montre les deux minéraux d'ÉTR avec la bastnasite étant clairement postérieure à la monazite (*figure 24*). L'échantillonnage de cet été devrait permettre de confirmer cette zonation.

Tableau 3. Minéraux porteurs d'ÉTR observés au MEB-EDS.

Échantillon	Indice	Monazite	Fluorocarbonates ÉTR
1001C B1	Proulx N	x	
1002B A1	Proulx	x	x
1002C A3	Proulx	x	
1004B C1	Proulx N – Proulx	x	
1006B F4	Aribou		x
1007B D7	Liaminou		x

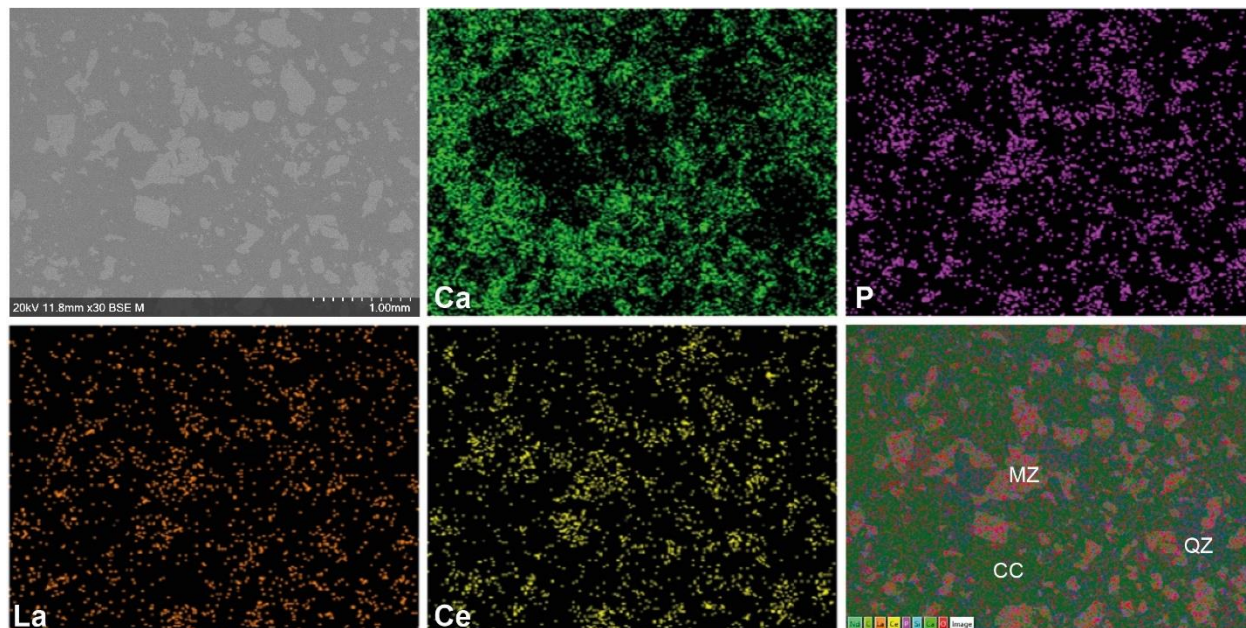


Figure 22. Cartographie à rayons X avec image en électrons rétrodiffusés (en haut à gauche) et image multicouches (en bas à droite) d'une veine de calcite (CC)-quartz (QZ)-magnétite montrant la présence de monazite (MZ). Cet échantillon avait rapporté 6,66 % ÉTR_{tot} . Affleurement 2019-JV-1001. Indice Proulx N.

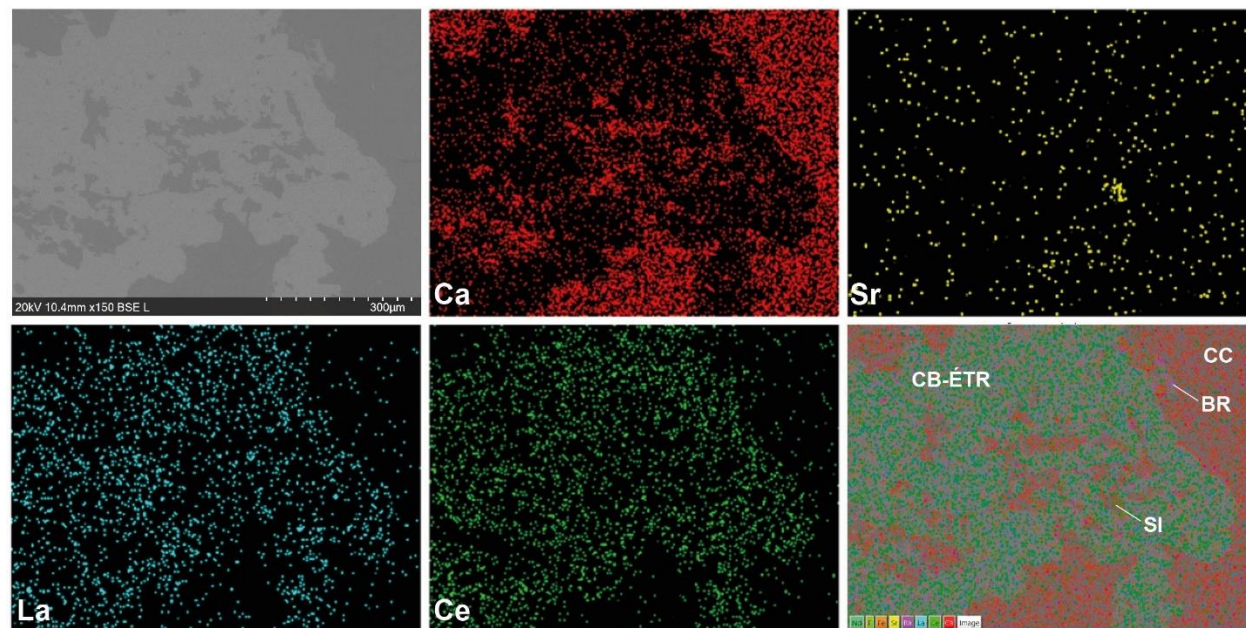


Figure 23. Cartographie à rayons X avec image en électrons rétrodiffusés (en haut à gauche) et image multicouches (en bas à droite) d'un dyke de carbonatite à calcite (CC)-magnétite montrant également un fluorocarbonate de calcium (CB-ÉTR) (parasite à synchysite), de la barytine (BR) et de la strontianite (SI). Cet échantillon avait rapporté 1,64 % ÉTR_{tot} . Affleurement 2019-JV-1007. Indice Liaminou.

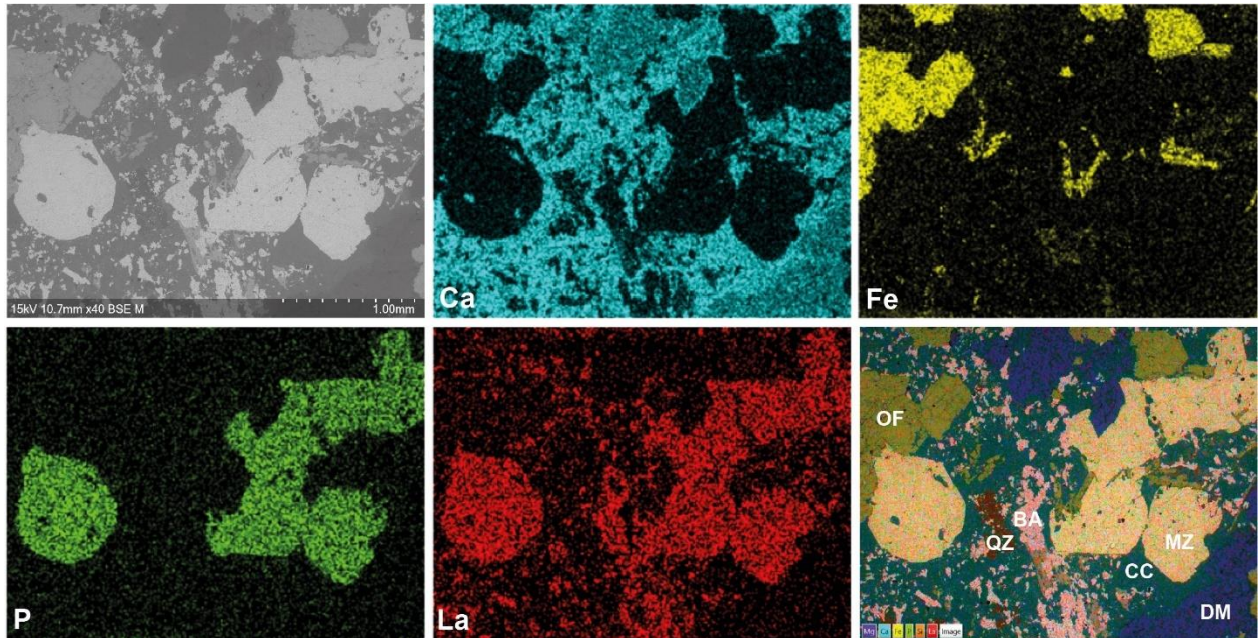


Figure 24. Cartographie à rayons X avec image en électrons rétrodiffusés (en haut à gauche) et image multicouches (en bas à droite) d'un dyke de carbonatite à calcite (CC)-dolomite (DM)-magnétite/hématite (OF) montrant de la monazite (MZ) et de la bastnäsite (BA). Cet échantillon avait rapporté 3,25 % ÉTR_{tot}. Affleurement 2019-JV-1002. Indice Proulx. QZ – quartz.

Paragénèse minéralogique

Une étude paragenétique a été réalisée sur les lames minces afin de reconstituer la séquence de formation des différents minéraux observés dans les dykes/veinules de carbonatites liés à la minéralisation en ÉTR (tableau 4). Cette succession de cristallisation semble uniforme pour l'ensemble des lames étudiées.

Dans les dykes/veinules de carbonatite, cinq étapes majeures de cristallisation des minéraux dont deux épisodes de minéralisations d'ÉTR ont été identifiés. La première étape est caractérisée par la précipitation de calcite plurimillimétrique et de quartz.

Ensuite, le premier événement minéralisateur se produit et il est marqué par la précipitation de phosphates enrichis en ÉTR légers (monazite) et non (apatite). Aucune relation n'a été observée entre la monazite et l'apatite, bien que ces phosphates soient présents dans l'ensemble des lames étudiées. Le rapport La/Nd a été calculé sur l'ensemble des monazites analysées au MEB. Il varie de 1,3 à 3,5 avec une valeur moyenne de 2,2.

Par la suite, un ensemble de carbonates et de sulfates se met en place de manière subsynchrone, formant la matrice des carbonatites.

Les phosphates semblent inclus dans cette matrice (figures 25a,b). La calcite, plus petite que celle

Tableau 4. Paragénèse liée aux minéralisations en ÉTR dans des dykes de carbonatites basée sur l'étude des lames minces. Les minéraux en gras sont les minéraux porteurs d'ÉTR. Les droites en pointillés indiquent une présence mineure du minéral.

Minéraux	Veine encaissante	Épisode minéralisateur	Carbonates et sulfates	Épisode minéralisateur	Oxydes et sulfures
Calcite 1	—————				
Quartz	—————				
Monazite		—————			
Apatite		—————			
Calcite 2			—————		
Dolomite			- - - - -		
Barytine			—————		
Strontianite			—————		
Parisite-synchysite				—————	
Oxydes ÉTR					—————
Pyrite					- - - - -
Magnétite					- - - - -
Hématite					- - - - -

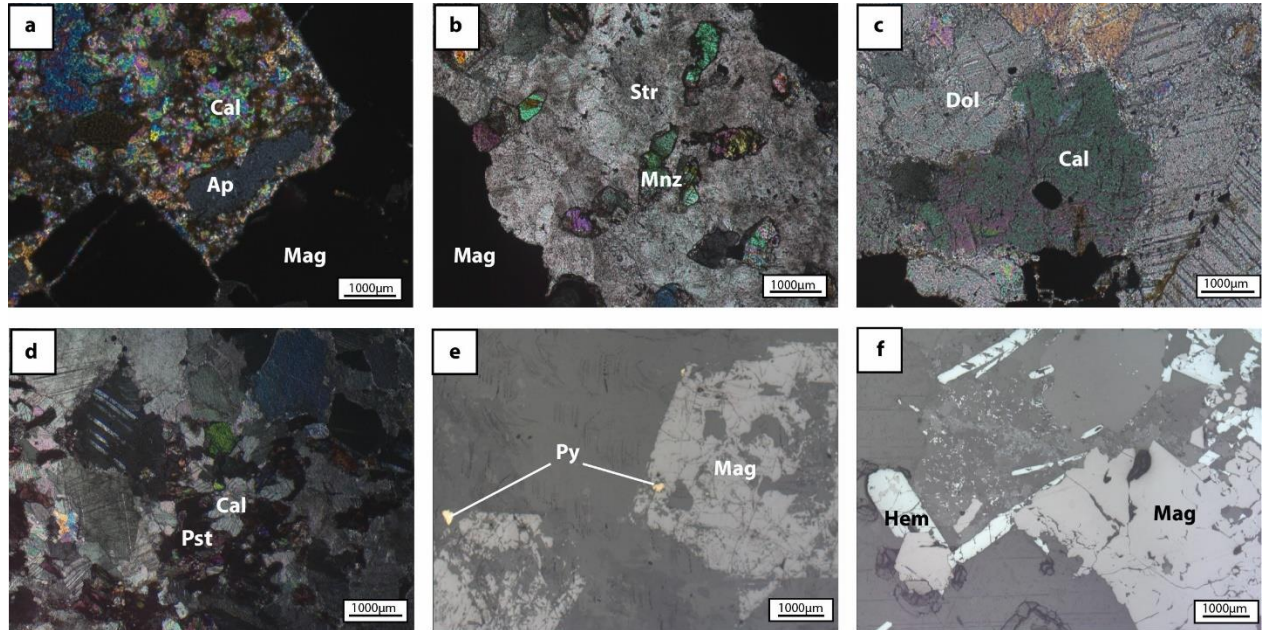


Figure 25. Photomicrographies de lames minces en LPA (a-d) et en lumière réfléchie (e-f). a) Apatite (Ap) incluse dans une matrice de calcite (Cal). Échantillon 2019-JV-1002C A3. b) Monazites (Mnz) incluses dans de la strontianite (Str). Échantillon 2019-1004B C1. c) Calcite incluse dans de la dolomite (Dol). Échantillon 2019-1002C A3. d) Calcite incluse dans la parisite (Pst). Échantillon 2019-JV-1007B D7. e) Inclusion de pyrite (Py) dans la magnétite (Mag). Échantillon 2019-JV-1004B C1. f) Croissance d'hématite (Hem) en baguette à partir de la magnétite. Des inclusions de magnétite sont visibles dans l'hématite. Échantillon 2019-JV-1002B A1.

de la première étape, est parfois enrichie en Mn ou Sr. Des cristaux de calcite inclus dans de la dolomite ont été observés (*figure 25c*). Enfin, la barytine et la dolomite semblent cristalliser simultanément.

Les fluorocarbonates d'ÉTR (parisite à synchysite) riche en La et Ce, atteignant plusieurs centaines de micromètres, ont été observés que dans les lames minces associées aux indices Aribou et Liaminou, tandis que la bastnäsité est retrouvée à l'indice Proulx avec la monazite. Des inclusions de calcite sont identifiées à l'intérieur de ces fluorocarbonates (*figure 25d*). En ce qui concerne celles-ci, leur rapport La/Nd varie de 3,1 à 4,8 avec une valeur moyenne de 4,2, et donc est généralement supérieure à celui de la monazite.

Les derniers minéraux à précipiter sont les oxydes et les sulfures. La pyrite, lorsqu'elle est présente, semble légèrement antérieure à la magnétite, comme en témoignent les inclusions de pyrite observées dans la magnétite (*figure 25e*). La magnétite semble ainsi cristalliser en seconde, suivie par l'hématite, qui est le dernier minéral à précipiter. Dans la plupart des cas, des inclusions de magnétite sont présentes dans l'hématite (*figure 25f*).

Zonation géochimique

La caractérisation géochimique des dykes/veinules de carbonatite a été présentée par S. Auclair dans Legault et al. (2023). En se basant sur les données d'analyses géochimiques compilées par S. Auclair et des résultats des analyses des échantillons de Valdenaire (2019), des cartes synthétiques ont été réalisées (*figure 26*). Une interpolation spatiale des données a été réalisée en utilisant la méthode de pondération inverse de la distance (IDW). Cette méthode d'interpolation multivariée permet d'attribuer des valeurs à des points inconnus en utilisant les valeurs d'un ensemble de points connus, généralement dispersés. Cela permet de créer des surfaces continues à partir de points de données discrets (Xia et al., 2010). L'étude de ces cartes permet de déterminer s'il existe une zonation des dykes de carbonatite ou bien une variation géographique des ratios d'éléments chimiques en raison de leurs caractéristiques différentes.

Bien que l'utilisation du spectromètre n'ait pas révélé de concentrations anormales en Th dans les zones testées, plusieurs localisations du secteur d'étude montrent une richesse notable en cet élément (*figure 26a*). L'indice TR 90-6, situé au centre du secteur, affiche une teneur maximale de 900 ppm de Th et un ratio Th/La de 0,9. De plus, l'indice Proulx présente un ratio élevé de 1. L'indice Aribou-Liaminou montre également des teneurs notables avec un ratio d'environ 0,52. Il est à noter que le Th est un élément immobile et très incompatible contrairement au La, qui est mobile. Un ratio Th/La élevé indique donc un enrichissement en éléments immobiles par rapport aux éléments mobiles.

En s'intéressant au ratio Gd/Yb (*figure 26b*), deux ÉTR lourds et peu mobiles, on s'aperçoit qu'il est très faible sur la majorité du secteur d'étude excepté à l'ouest du secteur, entre les indices Proulx N et Proulx où il s'élève à 266 et au niveau de l'indice Aribou-Liaminou où il atteint 135. Un ratio élevé signifie qu'il y a un enrichissement en Gd par rapport à l'Yb qui est légèrement moins mobile. En ce qui concerne le ratio La/Yb (*figure 26c*), un ÉTR léger et mobile sur un ÉTR lourd et immobile, il est particulièrement important au sud-ouest du secteur d'étude, au niveau des indices Aribou-Liaminou où il s'élève à 10744 et à Malikovsky où il est de 4457. Il est également important entre les indices Proulx N et Proulx où il est environ de 4000. Il y a donc un enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds.

Le ratio La/Sm (*figure 26d*), deux ÉTR légers et mobiles, semblent moins discriminant. La majorité des indices du secteur, excepté les indices Émilie DF-025 et Émilie DF-059 situés sur la bordure ouest du secteur, présente un ratio La/Sm plutôt élevé. Un ratio élevé signifie qu'il y a un

enrichissement en La par rapport au Sm qui est moins mobile.

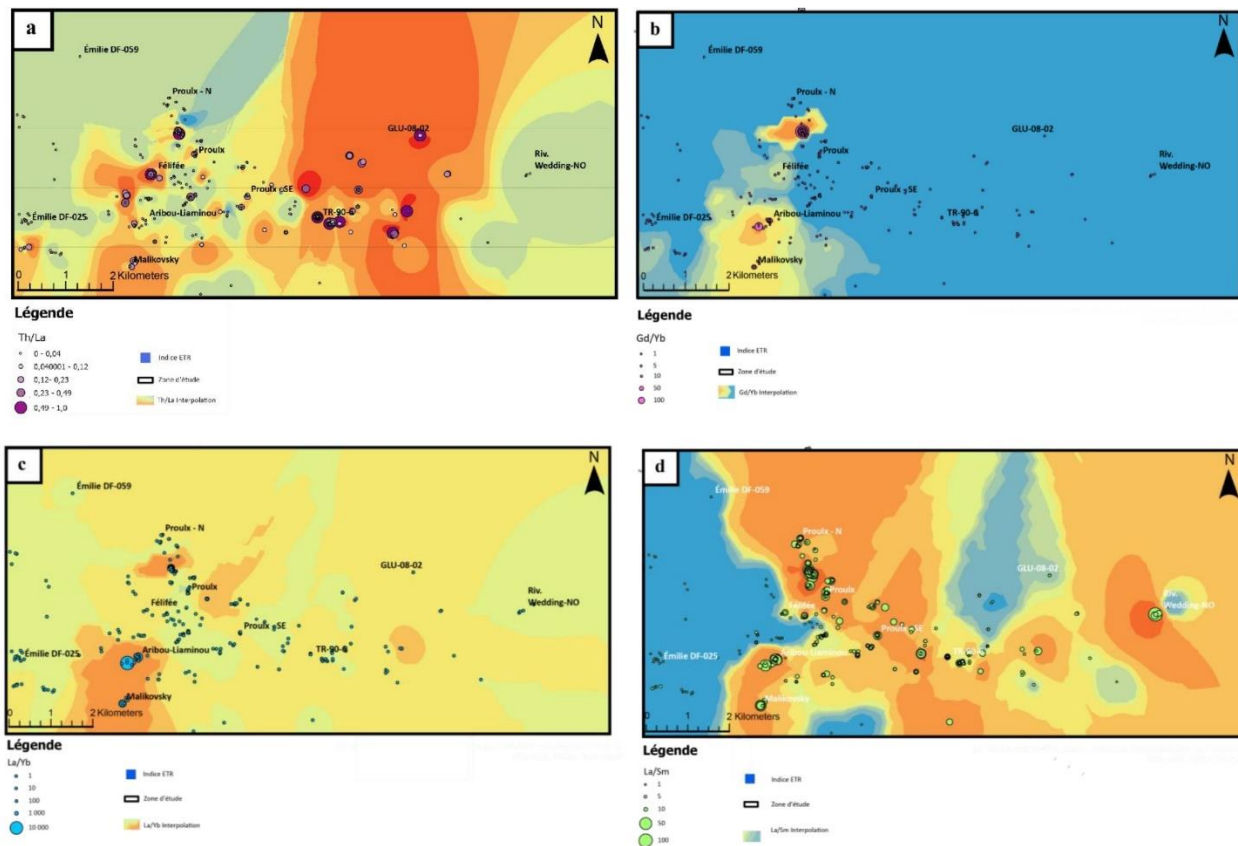


Figure 26. Cartes géochimiques du secteur d'étude. a) Interpolation du ratio Th/La; b) Interpolation du ratio Gd/Yb; c) Interpolation du ratio La/Yb ; d) Interpolation du ratio La/Sm.

2.6 Discussion

Nature des dykes de carbonatite

Tous les échantillons analysés dans le secteur d'étude montrent un enrichissement en ÉTR légers (La, Ce, Pr, Nd) par rapport aux ÉTR lourds, ce qui est typique des carbonatites (Legault et al., 2023). Cette observation est particulièrement significative, car la présence d'ÉTR légers, plus incompatibles que les ÉTR lourds, suggèrent que la minéralisation observée résulte d'un processus de cristallisation fractionnée. Ainsi cette minéralisation pourrait être associée aux phases magmatiques les plus tardives d'un magma carbonatitique évolué (Woolley et Kjarsgaard, 2008). En ce qui concerne la formation des carbonatites observées dans la région d'étude, une origine carbohydrothermale des fluides minéralisateurs est envisageable. En effet, seuls des dykes et des

veines de carbonatites subverticaux, ne dépassant pas 2 mètres de largeur, sont observés. Ces formations peuvent être interprétées comme des veines distales à l'intrusion principale de carbonatite magmatique, qui constituerait le système minéralisateur central du secteur.

Malgré son caractère ultra incompatible, la plupart des échantillons présentent une très faible teneur en Th, à l'exception de l'indice TR 90-6 (*figure 26a*). Étant donné que le Th est également un élément immobile, sa faible concentration suggère que les dykes de carbonatites seraient le résultat d'un transport par des fluides hydrothermaux (Nadeau et al., 2015). De manière similaire, le Ta et le Nb, qui présentent des caractéristiques comparables, sont également présents en très faibles quantités.

Par ailleurs, la bonne corrélation entre les ÉTR, le Ba et le Sr (Legault et al. (2023) ainsi que l'observation de strontianite et barytine indiquent que la minéralisation en ÉTR légers est associée à des fluides hydrothermaux riches en Ba et en Sr. Ces deux éléments, mobiles et incompatibles, présentent une forte affinité chimique avec les fluides hydrothermaux (Nadeau et al., 2015).

L'ensemble de ces résultats est compatible avec le transport d'éléments mobiles par un fluide carbohydrothermal. En effet, les fluides aqueux peuvent complexer les ÉTR tandis que les fluides carbonatés peuvent transporter des complexes d'ÉTR sous forme d'espèces carbonatées (Williams-Jones et al., 2012). De plus, les ÉTR légers sont plus compatibles dans les minéraux carbonatés que les ÉTR lourds. Les ÉTR peuvent également complexer avec les fluorures (ETRF₃) (Smith et al., 2000). Des fluorocarbonates d'ÉTR ont été identifiées au MEB au niveau des indices Aribou-Liaminou ainsi qu'à l'indice Proulx.

Des études expérimentales appuient cette interprétation en montrant un fractionnement progressif des ÉTR lourds aux ÉTR légers le long du trajet du fluide. Ce fractionnement dépend notamment de la température du fluide (*figure 27*) (Williams-Jones et al., 2012). Ainsi, les ÉTR lourds restent confinés dans les zones à haute température proche du système carbonatitique, tandis que les ÉTR légers migrent davantage et peuvent s'en éloigner.

Ces résultats suggèrent que les ÉTR précipitent préférentiellement dans les minéraux carbonatés lors de la saturation, avec un enrichissement des ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds pendant le processus de précipitation. Ces données sur le fractionnement fluide/fusion et minéral/fluide soutiennent l'observation que les ÉTR se concentrent dans des carbonates et des fluorocarbonates via des fluides hydrothermaux (Nadeau et al., 2015).

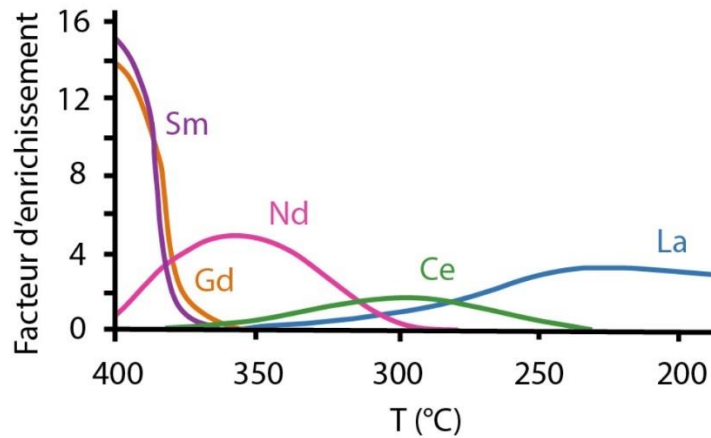


Figure 27. Fractionnement des ÉTR légers en fonction de la température. Modifié d'après Williams-Jones et al. (2012).

Association minéralogique

Les études microscopiques ont permis de définir une séquence paragénétique en cinq étapes, dont deux impliquant des minéralisations en ÉTR. Ces observations suggèrent que la minéralisation résulte d'une activité hydrothermale polyphasée, notamment contrôlée par deux facteurs : la température et la composition chimique du fluide (Smith et al., 2000). La précipitation initiale de calcite et de quartz, suivie par les phases de minéralisations en ÉTR, indique une évolution progressive du système hydrothermal. Ce changement peut être attribué à des variations des conditions physico-chimiques du fluide. La phase de précipitation de carbonates et de sulfates, ainsi que la formation successive de sulfures et d'oxydes, suggère une modification des conditions du fluide au fil du temps, probablement en raison de la diminution de la température.

Le fait que les monazites soient enrichies en Ce et en La indique que l'enrichissement en ÉTR légers a eu lieu avant la précipitation importante de la monazite. Du fait que la monazite est l'un des premiers minéraux hydrothermaux à précipiter après la calcite, le fractionnement parmi les ÉTR est peu probable d'être causé par une cristallisation fractionnée durant le processus hydrothermal. Cela confirme l'hypothèse que les fluides minéralisateurs proviennent d'une carbonatite où le fractionnement des ÉTR a déjà eu lieu (Liu et al., 2020).

Le rapport La/Nd mesuré dans les monazites et les fluorocarbonates est en accord avec la séquence paragénétique proposée.

Les monazites, qui précipitent avant les fluorocarbonates, affichent un rapport La/Nd moyen de 2,2, soit presque deux fois inférieur à celui des fluorocarbonates (4,2). Cette différence souligne un

enrichissement en La plus marqué dans les fluorocarbonates par rapport aux monazites. Ce phénomène peut s'expliquer par le refroidissement progressif du fluide, qui entraîne un fractionnement des ÉTR légers (*figure 27*), favorisant d'abord la précipitation de la monazite, plus riche en Nd, suivie par celle des fluorocarbonates, plus riche en La.

La variation de la pression a une influence plutôt limitée sur la paragenèse des ÉTR, tandis que les variations de température et de composition entraînent des associations très différentes des minéraux d'ÉTR et des minéraux de gangue (Liu et al., 2020).

Zonation géochimique

L'utilisation des anomalies magnétiques, en complément des anomalies de Bouguer, constitue l'un des outils les plus efficaces pour l'exploration des carbonatites (Parsa et al., 2024). La carte de l'intensité magnétique résiduelle de la zone d'étude met en évidence deux anomalies majeures plus ou moins linéaires orientées NW-SE (*figure 28*). La première zone, située au nord et traversant l'indice GLU-08-02, est associée à la zone de cisaillement de Cameron.

En revanche, la seconde zone, qui longe en partie la voie ferrée, ne semble pas être liée à une structure géologique spécifique, ni à la voie ferrée elle-même (*figure 28*). Cependant, elle est associée à une zone où l'on note la présence commune de veinules de carbonates-magnétite qui présente des anomalies magnétiques ponctuelles (Proulx, 2011). Il n'est pas exclu qu'un corps géologique présentant une forte susceptibilité magnétique (présence d'hématite ou de magnétite par exemple) et un fort contraste magnétique avec les roches encaissantes soit toutefois présent en profondeur. La *figure 28* indique que cette zone magnétique est corrélée à de fortes teneurs en ÉTR, qui pourrait suggérer la présence d'un système carbonatitique en profondeur comme cause potentielle de cette anomalie. En effet, en raison de sa forte teneur en magnétite, la source des dykes/veines de carbonatite pourrait être responsable de cette intensité magnétique élevée.

Au sud de cette zone magnétique, un second secteur avec une forte concentration de teneurs en ÉTR élevées et centrées sur les indices Aribou-Liaminou, se distingue. Cependant, ce système ne semble pas être associé à une anomalie magnétique marquée (*figure 28*). Il est à noter que les fluorocarbonates à ÉTR sont surtout observés au niveau des indices Aribou-Liaminou, alors qu'ils sont presque absents des indices Proulx et Proulx N. Cela pourrait indiquer l'existence de deux sources distinctes de carbonatites, ou que les fluides minéralisateurs ont évolué différemment, étant soumis à des conditions physico-chimiques variées. De même, l'absence de signature magnétique

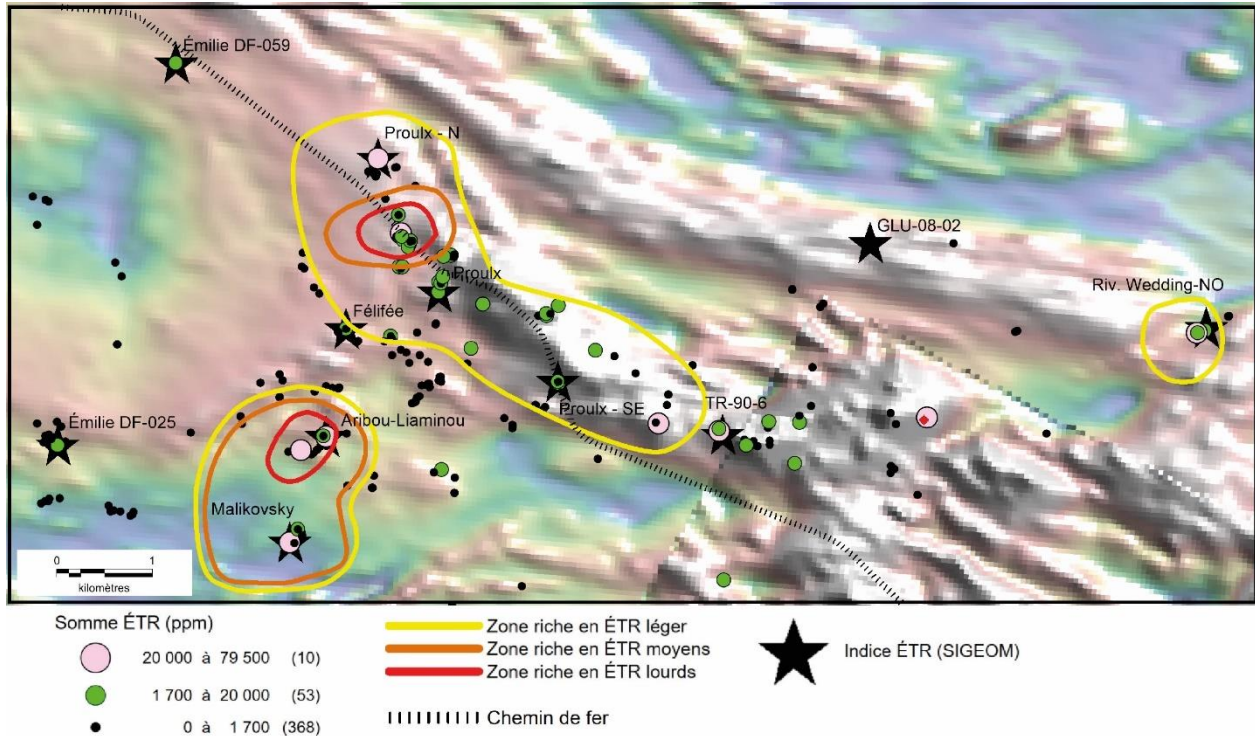


Figure 28. Carte du secteur d'étude mettant en évidence la zonation géochimique en fonction du fractionnement des ÉTR. Le fond de carte représente la composante résiduelle du champ magnétique total avec les hauts magnétiques en rouge. Carte magnétique d'Exploration Noranda et Mines d'Or Virginia (2008).

pourrait éventuellement indiquer une différence de composition minéralogique des deux systèmes. Plus précisément, une zonation géochimique concentrique entre les ÉTR lourds, localisés au centre des systèmes minéralisateurs, et les ÉTR légers, présents en périphérie, est observée. En raison de leur caractère immobile, les ÉTR lourds précipitent plus près de la source. Cela implique que le système minéralisateur carbonatitique pourrait être situé en profondeur dans la zone centrale enrichie en ÉTR lourds par rapport aux ÉTR légers.

Il est important de noter que les deux zones riches en ÉTR lourds du secteur d'étude correspondent également aux secteurs où les dykes sont plus épais (*figure 21*). Ceci pourrait également suggérer une plus grande proximité avec la source des fluides.

Modèle de mise en place de la carbonatite

Un modèle de formation des carbonatites dans le secteur de Lebel-sur-Quévillon est proposé à la *figure 29*. Les observations et les résultats suggèrent l'existence de deux systèmes de carbonatites magmatiques distincts situés dans l'ouest du secteur. Ces systèmes sont centrés dans les zones les plus riches en ÉTR lourds et présentent un diamètre d'environ un kilomètre. Le premier système est centré autour des indices Proulx et est orienté NW-SE. Le second, plus petit et potentiellement situé à une profondeur plus importante, est orienté NE-SW et centré autour des indices Aribou-Liaminou. Ce modèle comprend deux étapes principales :

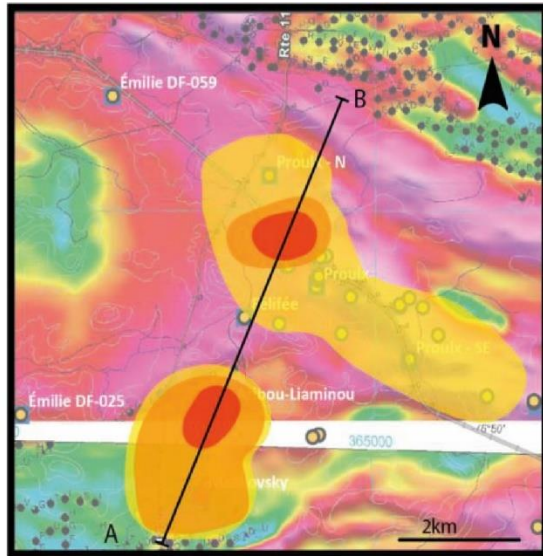
- Stade magmatique (*figure 29a*) :

Les deux carbonatites du secteur d'étude résulteraient de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé qui aurait évolué via un processus de cristallisation fractionnée dans le manteau lithosphérique ou la croûte continentale inférieure;

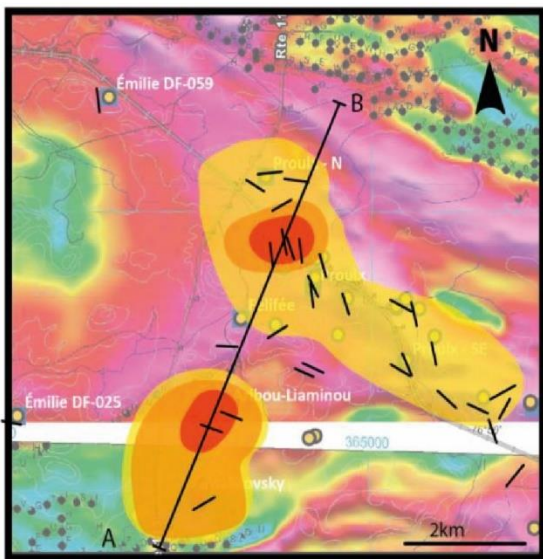
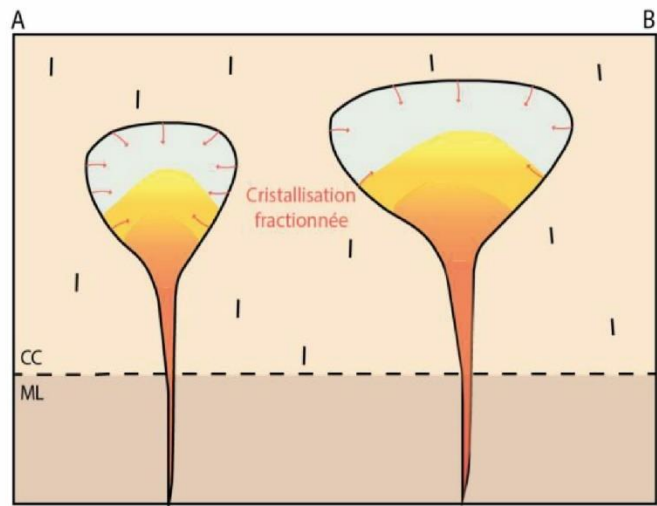
- Stade magmato-hydrothermal (*figure 29b*) :

À un stade avancé de la cristallisation fractionnée, le fluide résiduel se retrouve enrichi en H₂O, CO₂ et en éléments incompatibles, y compris les ÉTR. Ce fluide va migrer et précipiter à des températures plus basses. Ce processus conduit à la formation de dykes radiaux autour du système central, qui se positionnent préférentiellement le long des plans de schistosité préexistants. Les dykes les plus proches de la carbonatite sont plus épais et présentent une concentration plus élevée en ÉTR lourds.

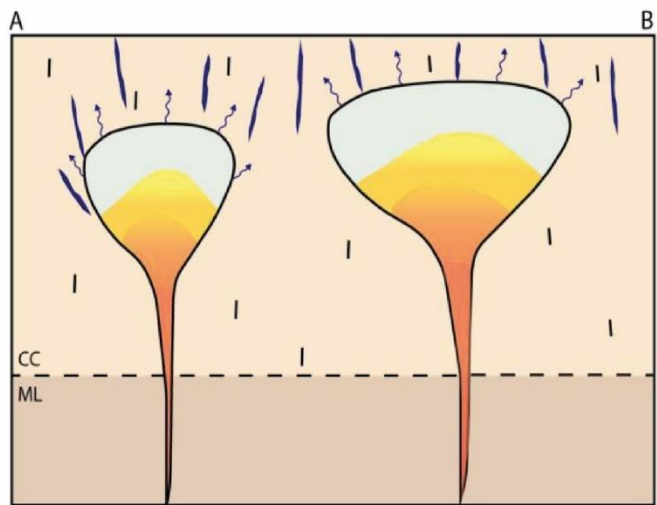
Cependant, il s'agit d'un modèle simplifié. Il est possible que plusieurs pulses magmatiques successifs se soient produits, chacun accompagné d'une phase hydrothermale distincte (Nadeau et al., 2016).



Stade magmatique



Stade magmato-hydrothermal



Légende

- | | | | |
|--|------------|------------------------------|--|
| Somme ETR (ppm) | Indice ETR | Zones riches en ETR lourds | Schistosité |
| ● 1700 - 31780 | ■ | ● Zones riches en ETR moyens | ↗ Fluides magmato-hydrothermaux |
| ● 31780 - 47670 | □ | ● Zones riches en ETR légers | ↘ Dykes de carbonatites riches en ETR légers |
| ● 47670 - 63560 | ▭ | | |
| ● 63560 - 79450 | — | | |
| Composante résiduelle du champ magnétique total (nT) | — | | |

Figure 29. Modèle simplifié de mise en place des systèmes carbonatitiques du secteur de Lebel-sur-Quévillon, vue en carte et en coupe selon le segment A-B. a) Stade magmatique; b) Stade magmato-hydrothermal. CC : croûte continentale, ML : manteau lithosphérique.

2.7 Conclusion

Cette étude a permis de mieux caractériser le potentiel en ÉTR des carbonatites du secteur de Lebel-sur-Quévillon. Grâce à une approche multidisciplinaire intégrant des observations de terrain, des analyses microscopiques et la compilation de données géochimiques, la compréhension des processus de formation des dykes/veinules de carbonatites minéralisés et de leur relation avec le système minéralisateur central a pu être améliorée.

L'examen des données géochimiques, couplé à l'analyse des données structurales collectées sur le terrain, a conduit à la proposition d'un modèle mettant en évidence deux principaux systèmes minéralisateurs situés en profondeur et à l'ouest du secteur. Ces carbonatites sont enrichies en ÉTR lourds, moins mobiles que les ÉTR légers, et pourraient constituer des zones à fort potentiel pour les ÉTR. Les dykes enrichis en ÉTR légers observés sur le terrain semblent correspondre à des dykes/veinules de carbonatites formés à un stade magmato-hydrothermal, s'organisant de manière radiale et se positionnant préférentiellement le long des plans de schistosité.

Les études microscopiques ont permis de mieux caractériser les minéraux porteurs d'ÉTR et leur relation avec les autres phases minérales. Les principaux minéraux porteurs d'ÉTR identifiés sont les phosphates d'ÉTR (monazite) et les fluorocarbonates d'ÉTR (bastnäsite à synchysite), ces derniers étant plus enrichis en lanthane, car ils se forment à un stade plus tardif. La minéralisation s'opère de manière polyphasée, et ces minéraux sont systématiquement associés à des carbonates et sulfates (calcite, barytine, dolomite, ...) ainsi qu'à des oxydes et sulfures de fer (magnétite, hématite, pyrite).

Ainsi, les résultats obtenus renforcent l'idée que les carbonatites de la région de Lebel-sur-Quévillon pourraient constituer une cible d'exploration prometteuse. L'analyse des lames minces, des analyses chimiques et des colorations réalisées sur les échantillons de cet été, devraient enrichir la compréhension de la minéralisation.

Bibliographie

- Berni, G.V., Wagner, T., Fusswinkel, T. et Wenzel, T., 2017. Magmatic-hydrothermal evolution of the Kymi topaz granite stock, SE Finland : Mineral chemistry evidence for episodic fluid exsolution. *Lithos*, 292-293 : 401-423.
- Boily, M. et Gosselin, C., 2004. Les principaux types de minéralisations en métaux rares (Y-Zr-Nb-Ta-Be-Li-ETR) du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Faune et Parcs du Québec. ET 2004-01, 47 p.
- Černý, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part II : Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18 (2) : 68-81.
- Černý, P. et Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43 (6) : 2005-2026.
- Cook, R.J., 1956. Report on lithium prospect of Merico Explorations Ltd. in Montanier township, Province of Quebec. Travaux statutaires déposés au ministère des Richesses naturelles du Québec, GM 04641.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G. O., 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt. Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(12): 1714-1736.
- David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Goutier, J., Pilote, P., Dion, C. et Barbe, P., 2010. Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008–2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2010-11, 38 p.
- 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.
- Exploration Noranda et Mines d'Or Virginia, 2008. Levé électromagnétique aérien MEGATEM II en Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. DP 2008-41 : 6 pages et 112 plans.

- Feng, R. et Kerrich, R., 1991. Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (11) : 3437-3441.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral mica. United States Geological Survey Professional Paper, 354-E, 11–48.
- Gagnon, D.Y., 1988. Projet Cameron (100949): Prospection, cartographie et forage. SOQUEM. Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 49671.
- Gauthier, J. et Gauthier, M., 2012. Travaux d'exploration 2011, Propriété Emilie. GéoMéga. Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 66768.
- Godet, A., Guilmette, C., Marsh, J.H., Rottier, B., Tinkham, D., Malta, I.S., Rehm, A., Jorgensen, T.R.C., Hamilton, M.A., Ribeiro, D. et Beaudoin, G., 2023a. Origin, nature, and evolution of the northern Pontiac subprovince, Canada. *Precambrian Research*, 396. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107169>.
- Godet, A., Smit, M., Guilmette, C. et Fournier-Roy, F., 2023b. La longue vie du Batholite de Decelles, Pontiac, Québec : les grenats à notre rescousse! Photoprésentation Québec Mines+Énergie 2023.
- Gourcerol, B., Gloaguen, E., Melleton, J., Tuduri, J. et Galiegue, X., 2019. Re-Assessing the European Lithium Resource Potential – A Review of Hard-Rock Resources and Metallogeny. *Ore Geology Reviews* 109 : 494-519. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.015>.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C., Mercier-Langevin, P. et Davis, D.W., 2001. Géologie de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles du Québec. RG 2000-10. 70 p.
- Guay, M., et Riopel, J. (2016). Rapport d'une campagne de prospection été-automne 2014. Adventure Gold. Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 69361.
- Hocq, M. et Verpaelt, P., 1994. Les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Dans : Géologie du Québec. Les Publications du Québec. MM 94-01 : 21-38.

- Imreh, L., 1984. Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional : synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère des Ressources naturelles. MM 82-04. 85 pages et 3 plans.
- Knoll, T., Huet, B., Schuster, R., Mali, H., Ntafos, T. et Hauzenberger, C., 2023. Lithium pegmatite of anatectic origin – A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. *Ore Geology Reviews*, 154: 105298.
- Koopmans, L., Martins, T., Linnen, R., Gardiner, N.J., Breasley, C.M., Palin, R.M., Groat, L.A., Silva, D. et Ribb, L.J., 2024. The formation of lithium-rich pegmatites through multi-stage melting. *Geology*, 52 (1): 7–11.
- Jébrak, M. et Marcoux, É., 2008. Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. MM 2008-01. 673 pages.
- Lacey, M., Boubakour, M. et Rosatelli, M., 2011. Projet Luciana: Journaux de sondage, Campagne 2008 Canton Grevet. Golden Valley Mines Ltd. Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 65642.
- Le Corre, R., 2024. Caractérisation de pegmatites intraplutoniques de l'Abitibi. Rapport de stage M2, Université de Lorraine.
- Legault, M., Auclair, S. et Bournissout-Cotel, M., 2023. Travaux de recherche sur les minéraux critiques et stratégiques réalisés par les stagiaires de l'École de terrain. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Québec, MB 2023-17.
- Le Maître, R. W., 2002. *Igneous Rocks : A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge, UK : Cambridge Univ. Press.
- Linnen, R.L., Van Lichtenvelde, M. et Černý, P., 2012. Granitic pegmatites as sources of strategic metals. *Elements*, 8 : 275-280.
- Liu, S., Ding, L. et Fan, H.-R., 2020. Thermodynamic Constraints on REE Mineral Paragenesis in the Bayan Obo REE-Nb-Fe Deposit, China. *Minerals* 10 (6): 495.
- London, D., 2008. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 10: 347 pages.
- London, D., 2013. Crystal-Filled Cavities in Granitic Pegmatites: Bursting the Bubble. *Rocks & Minerals*, 88: 527-538.
- London, D., 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews* 101 (octobre): 349-83. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.04.020>.

- London, D. et Morgan, G.B., 2012. The Pegmatite Puzzle. *Elements* 8 (4) : 263-268.
- London, D., Morgan, G.B. et Hervig, L.H., 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass+H₂O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102(1) : 1-17.
- Mercier, D., 1990. Projet Cameron (100949): Rapport de la campagne de géologie et prospection. SOQUEM. Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 50830.
- Mitchell, R., 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, 43 : 2049–2068.
- Mortensen, J.K. et Card, K.D., 1993. U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1970-1980.
- MRNF, 2024a. Provinces géologiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec.
https://mrnf.gouv.qc.ca/wp-content/uploads/CA_subdivisions_geologiques_MRNF.pdf
- Nadeau, O., Cayer, A., Pelletier, M., Stevenson, R. et Jébrak, M., 2015. The Paleoproterozoic Montviel carbonatite-hosted REE–Nb deposit, Abitibi, Canada: Geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Ore Geology Reviews*, 67 : 314–335.
- Nadeau, O., Stevenson, R. et Jébrak, M., 2016. Evolution of Montviel alkaline-carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism — Part II: Trace element and Sm–Nd isotope geochemistry of metasomatic rocks: implications for REE-Nb mineralization. *Ore Geology Reviews*, 72 : 1163–1173.
- Parsa, M., Lawley, C.J.M., Cumani, R., Schetselaar, E., Harris, J., Lentz, D.R., Zhang, S.E. et Bourdeau, J.E., 2024. Predictive Modeling of Canadian Carbonatite-Hosted REE +/- Nb Deposits. *Natural Resources Research*, 33: 1941-1965.
- Proulx, M., 1989. Géologie de la région des lacs Esther et Wedding. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 89-67, 54 p.
- Proulx, M., 2010. Rapport sur la campagne de terrain phase 2. Ressources Kirrin Inc. Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 65258.
- Proulx, M., 2011. Compte-rendu des derniers résultats d'analyse, d'une coupe de lignes, d'un levé magnétométrique au sol et de ses interprétations, Propriete Grevet. Ressources Kirrin Inc.

Travaux statutaires déposés au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, GM 65727.

SIGÉOM, 2010a. Carte(s) géologique(s) du SIGEOM – feuillet 32D.
<https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/CGSIGEOM31M/CGSIGEOM32DP>

[LAN_1-36.pdf](#)

SIGÉOM, 2010b. Carte(s) géologique(s) du SIGEOM – feuillet 32F.
<https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/CGSIGEOM32F/CGSIGEOM32FPL>

[AN_1-50.pdf](#)

Silva, D., Groat, L., Martins, T. et Linnen, R., 2023. Structural controls on the origin and emplacement of lithium-bearing pegmatites. *The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology*, 61 (6): 1053–1062.

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

Simmons, W. B. S. et Webber, K. L., 2008. Pegmatite genesis : state of the art. *European Journal of Mineralogy*, 20 (4) : 421-438.

Smith, M.P., Henderson, P. et Campbell, L.S., 2000. Fractionation of the REE during hydrothermal processes: constraints from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 : 3141–3160.

Trueman, D.L. et Černý, P., 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. *Dans: Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8, p. 463-493.

Valdenaire, J., 2019. Étude des indices de terres rares au Québec avec zoom sur les carbonatites de la région du lac Cameron. Rapport de stage M2, Université de Lorraine.

Wang, Z.-Y., Fan, H.-R., Zhou, L., Yang, K.-F. et She, H.-D., 2020. Carbonatite-Related REE Deposits: An Overview. *Minerals*, 10 : 965.

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 : 355–360.

Woolley, A. et Kjarsgaard, B., 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 : 741–752.

Xia, Y.J., Zhu, M.Z. et Shi, X.M., 2010. A Workflow-Serialized Parallel Spatial IDW Interpolation on Windows HPC. *Dans: Information Technology for Manufacturing Systems, Applied Mechanics and Materials*. Trans Tech Publications Ltd., pp. 370–375.













Marc Legault, géo., Ph. D.

OGQ n° 00756

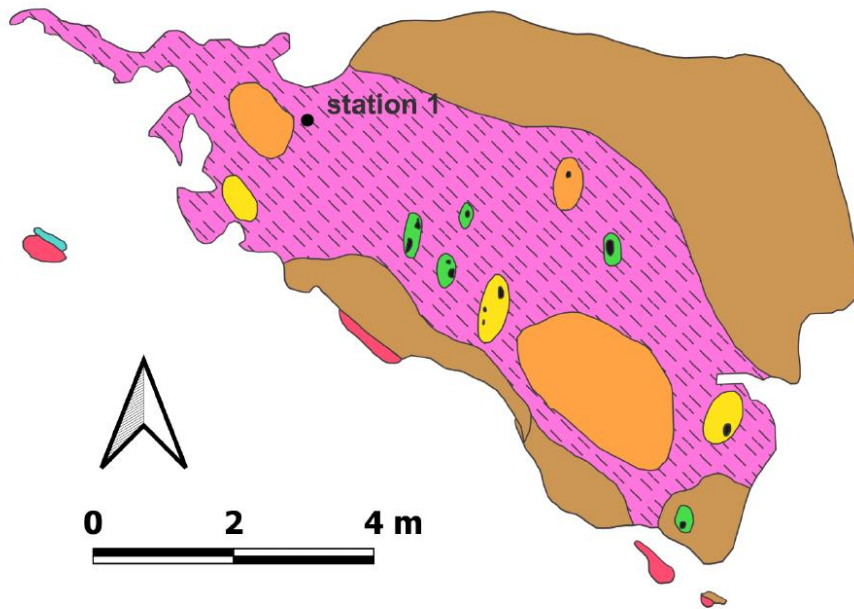
Annexe

Cartographie détaillée de l'indice Wells-Lacoursière

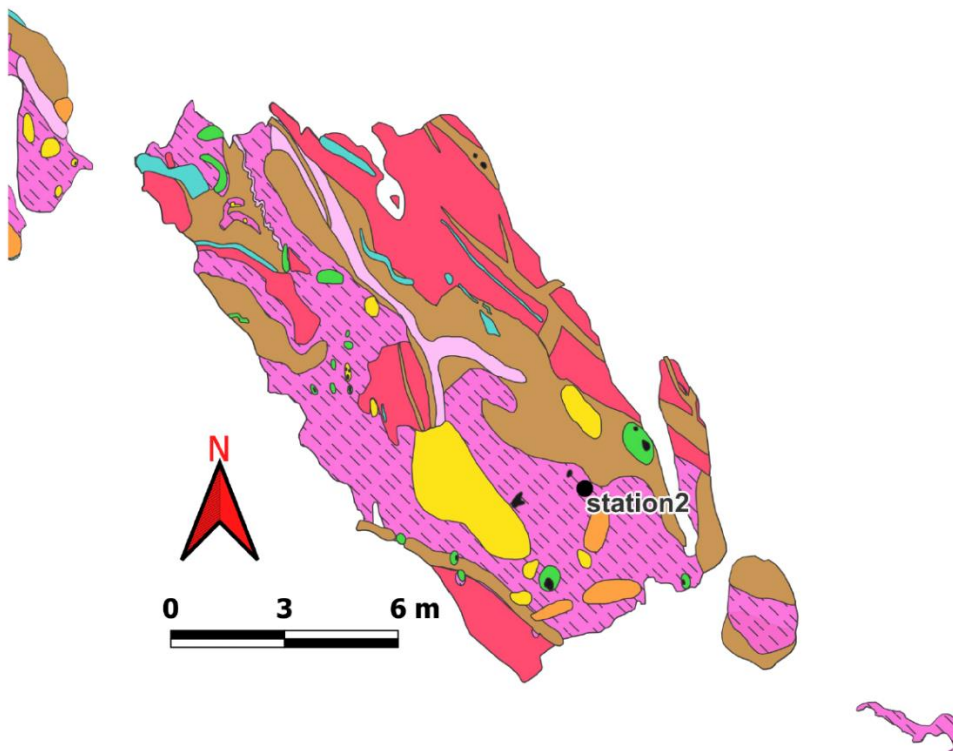
Faciès

-  I - Pegmatite leucocrate
-  II - Aplite
-  III - Pegmatite à muscovite squelettique
-  IV - Miarole (QZ, QZ-FK, QZ-FK-SO-BL, QZ-TL)
-  V - Zone intermédiaire
-  VI - Coeur de quartz
-  / Veinules de TL-QZ
-  Granite
-  ● Station de mesures
-  ● Échantillon

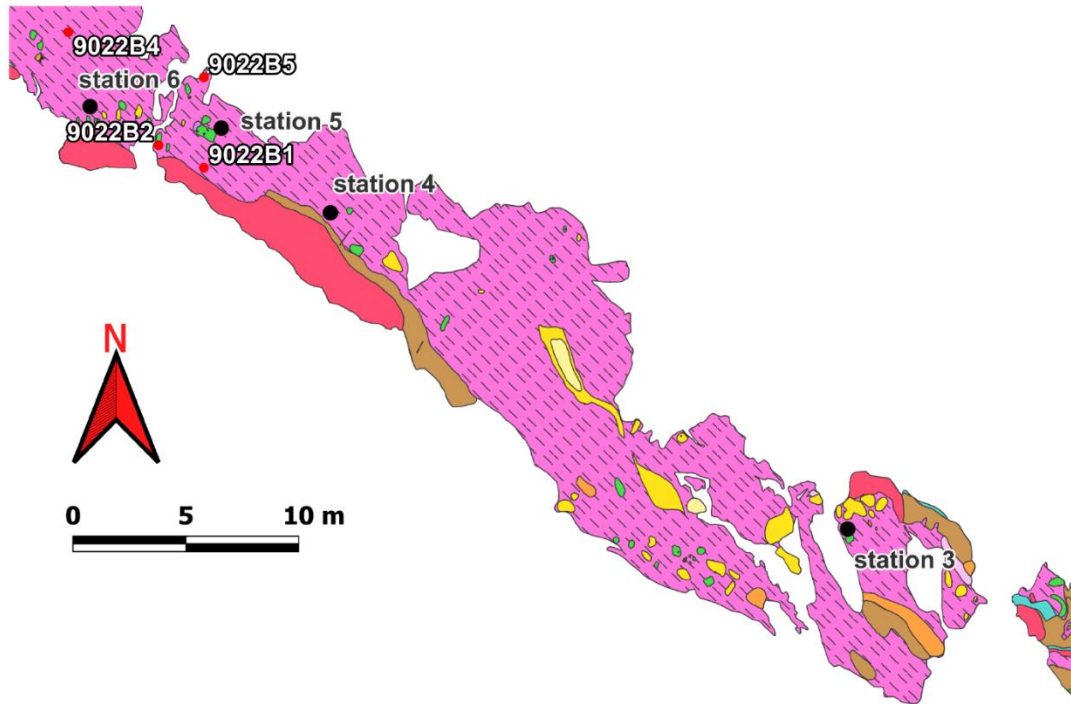
Pour la localisation des zones et abréviations, voir la *figure 7*.



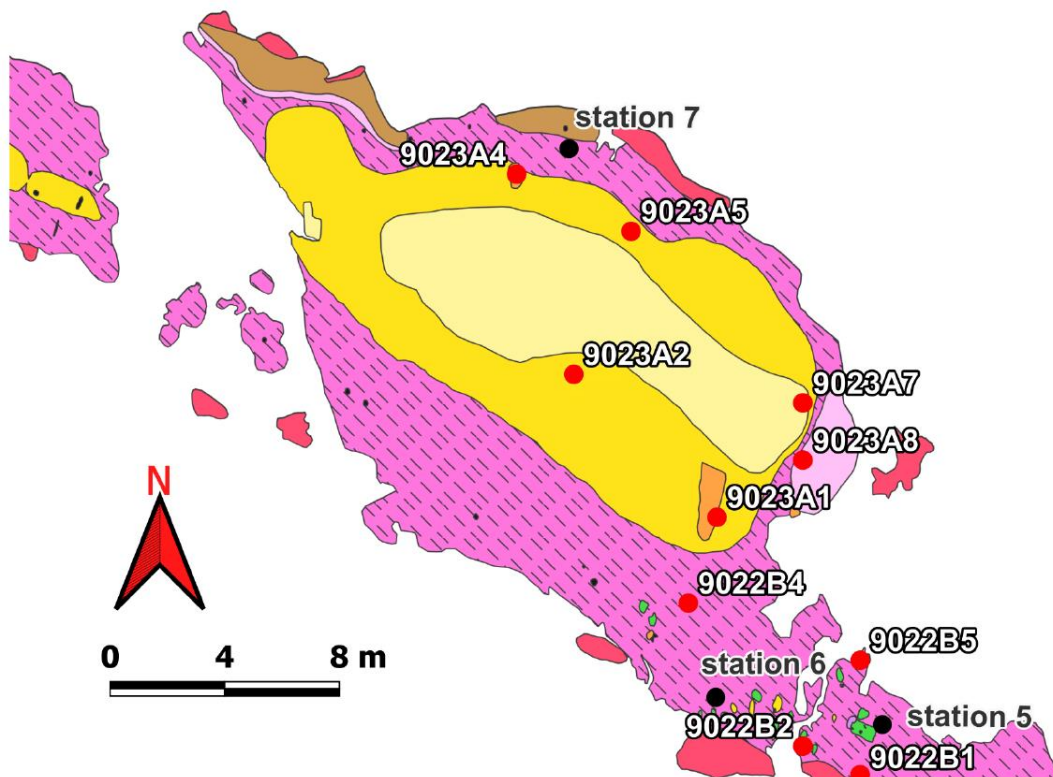
Zone A



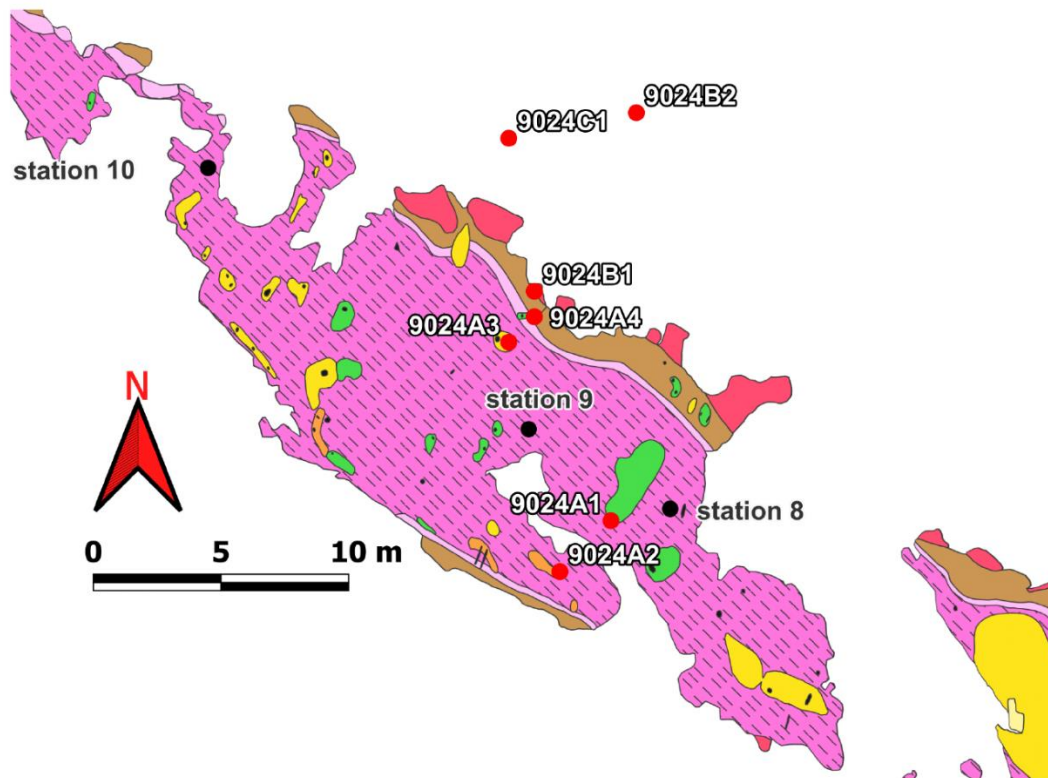
Zone B



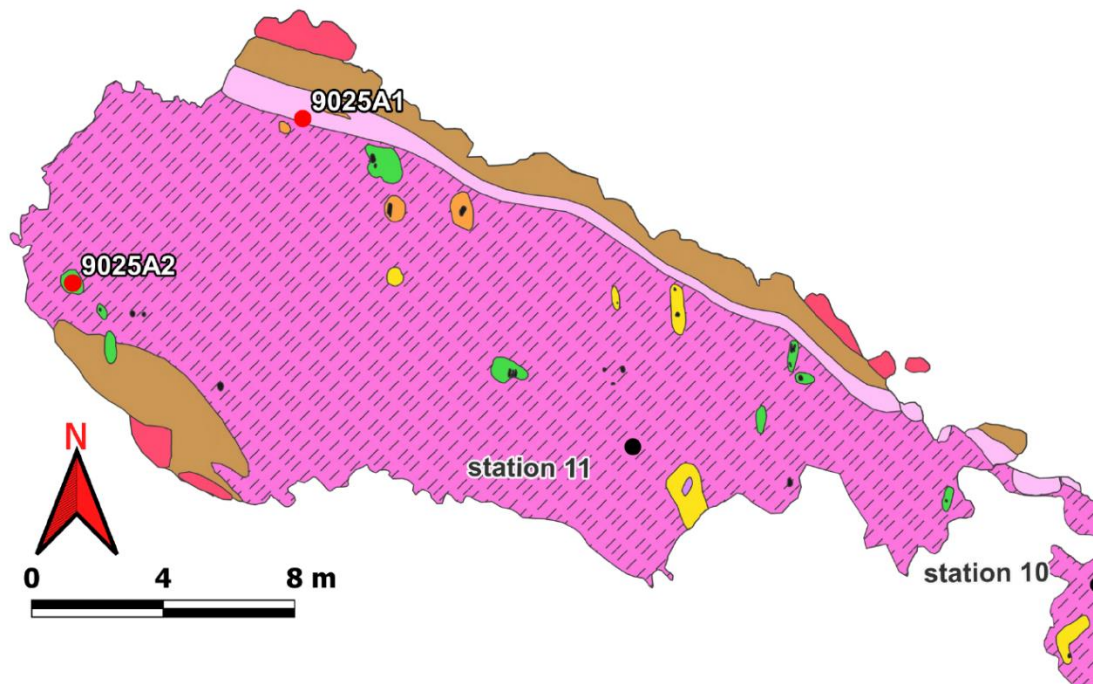
Zone C



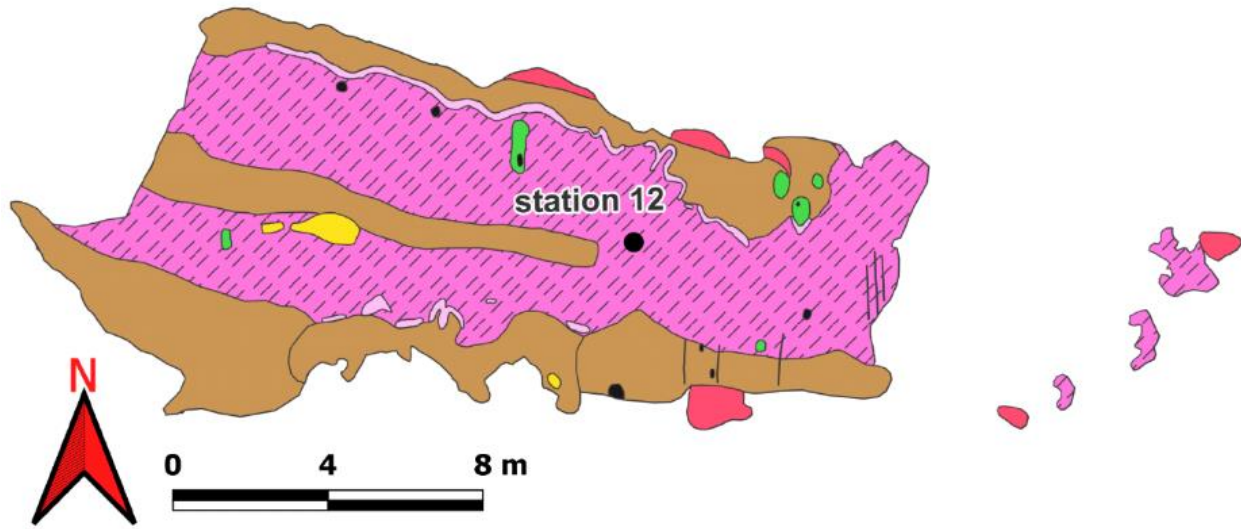
Zone D



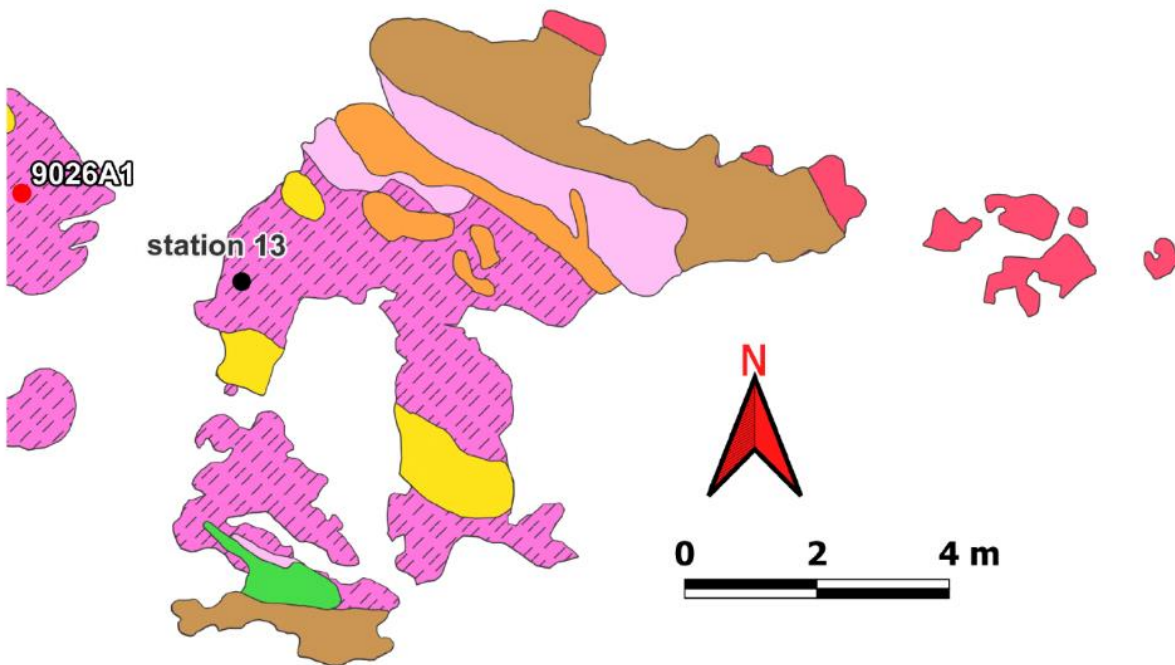
Zone E



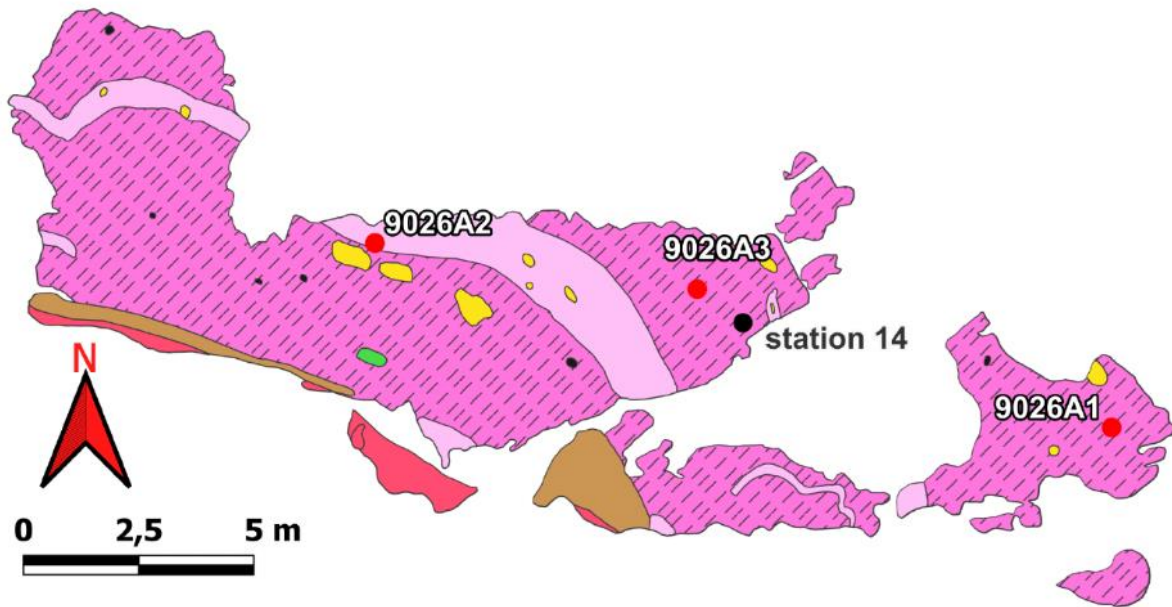
Zone F



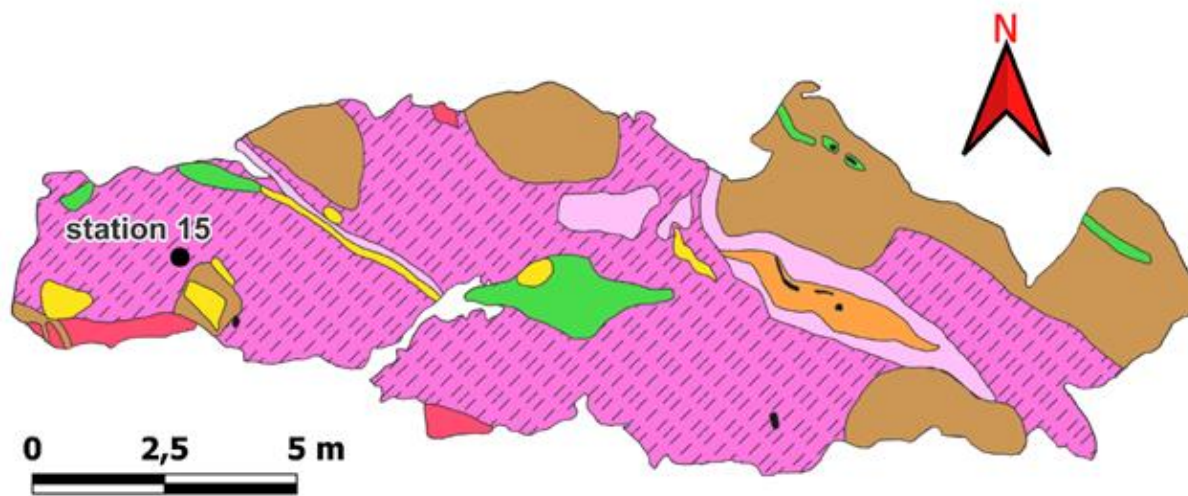
Zone G



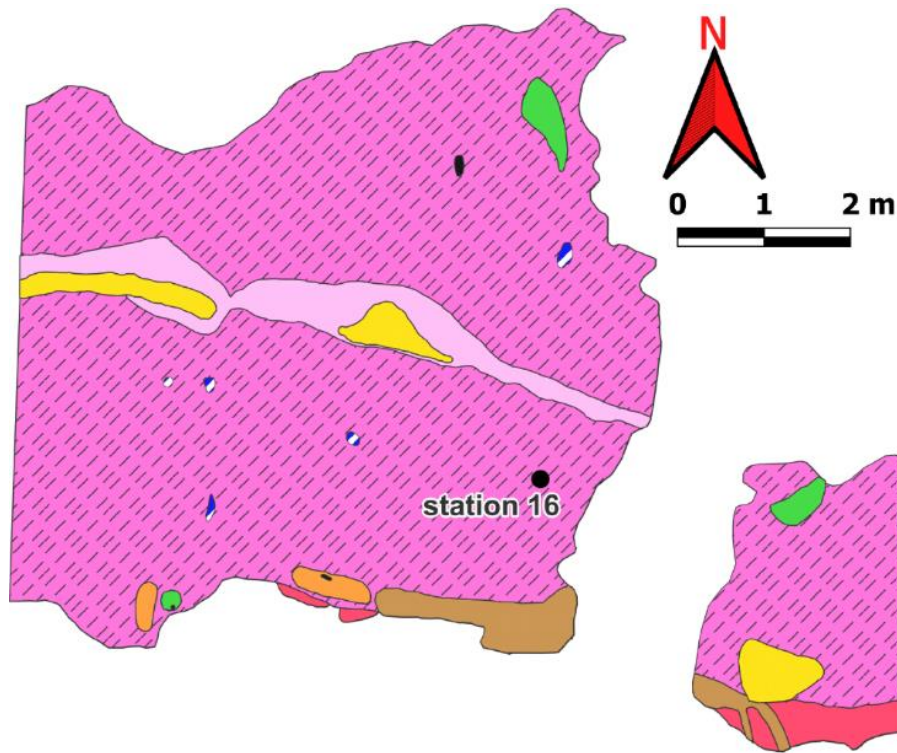
Zone H



Zone I



Zone J



Zone K