
MINÉRAUX INDICATEURS : GRENAT, PYROXÈNE, SPINELLE, TOURMALINE, OLIVINE ET AUTRES

Projet 2013-01

Par : Lucie Mathieu Ph.D.
2015



CONSOREM

Consortium de recherche
en exploration minérale

AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration Minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver. Le CONSOREM ne peut être tenu responsable pour des décisions prises sur la base de ces résultats.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non-commerciales en citant la référence suivante :

Mathieu, L., 2015. Minéraux indicateurs : grenat, pyroxène, spinelle, tourmaline, olivine et autres. Rapport, Projet CONSOREM 2013-01, 27 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : consorem@ugac.ca
Site Web: www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Les minéraux indicateurs (MI) servent à la prospection d'une grande variété de gisements d'origine hydrothermale et/ou magmatique, dont les kimberlites diamantifères sont l'emblème. Au-delà des kimberlites, les MI peuvent être utiles à la prospection, par exemple, des porphyres métamorphisés dont le halo d'altération est riche en grenat, des gîtes associés aux chromites, de l'Au partageant sa veine de quartz avec des tourmalines, des gisements provenant de roches ultramafiques riches en olivines et/ou en Cr-pyroxène, etc.

Ces différents types d'usages font l'objet de nombreux travaux, qui sont accompagnés par le développement de nouvelles techniques permettant une analyse et une identification rapide et automatisée des MI récupérés dans l'environnement secondaire. Dans ce contexte, une compilation des travaux disponibles sur les MI s'avère nécessaire afin de dresser le portrait de notre connaissance actuelle de ces minéraux.

Outre une revue de la littérature, ce projet a également permis la compilation d'importantes bases de données documentant la chimie des minéraux appartenant aux groupes suivants : grenat, pyroxènes, spinelle, tourmaline, olivine et d'autres encore. L'exploitation de ces bases de données a permis de caractériser les espèces minérales qui dominent dans différents types de roches (cf. roches magmatiques felsiques à ultramafiques, roches sédimentaires, etc.) et de caractériser les différences entre les minéraux associés aux environnements minéralisés et non-minéralisés.

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement.....	ii
RÉSUMÉ	iii
Table des matières	iv
Liste des figures	v
Liste des tableaux.....	v
1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS.....	1
2 INTRODUCTION ET DÉFINITIONS	1
2.1 Définition générale du terme « MI »	1
2.2 Les « MI » dans le till.....	2
2.3 Les concentrés de minéraux lourds	4
3 OUTILS : CALCUL DES PHASES MINÉRALES	5
3.1 Introduction	5
3.2 Principe du calcul de la « pseudo-norme »	5
3.3 Validation du calcul de la « pseudo-norme »	7
4 DOCUMENTATION DES PHASES MINÉRALES	10
4.1 Introduction	10
4.2 Liste des MI documentés en détail par ce projet.....	12
4.3 Liste des MI qu'il faudrait documenter plus en détail	14
4.4 Caractères communs à plusieurs MI.....	18
5 CONSTATS ET RECOMMANDATIONS.....	20
5.1 Constats sur les levés étudiés pendant ce projet.....	20
5.2 Nouvelles technologies.....	21
6 CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	22
RÉFÉRENCES	23

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Représentation schématique d'un train de dispersion (d'après Miller, 1984, modifiée par McClenaghan et Kjarsgaard, 2007).	3
Figure 2.	Densité de différentes espèces minérales classées par groupes ou super groupes. Les densités ont été compilées dans le cadre de ce projet, à partir des données reportées par D. Barthelmy (2004; webmineral.com).	4
Figure 3.	Comparaison entre les grenats observés et les grenats calculés par la « pseudo-norme ».	8
Figure 4.	Comparaison entre les oxydes observés et les oxydes calculés par la « pseudo-norme ».	8
Figure 5.	Comparaison entre les olivines observées et les olivines calculées par la « pseudo-norme ».	9
Figure 6.	Comparaison entre les spinelles observés et les spinelles calculés par la « pseudo-norme ».	9
Figure 7.	Minéraux classés selon la nature altérée ou non de leurs roches hôtes.	19
Figure 8.	Minéraux classés selon la composition de leurs roches hôtes.	19
Figure 9.	Exemple d'image produite par le QEMSCAN (source : site internet d'Actlab).	20

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.	Classification des MI selon leurs associations à des types particuliers de gisements.	10
Tableau 2.	Liste des MI étudiés pendant ce projet, des fiches rédigées et présentées en annexe de ce rapport, et des bases de données compilées.	11

1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Les minéraux indicateurs (MI) sont des minéraux denses et résistants observés dans l'environnement secondaire, i.e. principalement le till glaciaire et les sédiments de ruisseaux pour un pays comme le Canada. Un MI est aussi un minéral spécifique, c'est-à-dire qu'il est caractéristique d'une minéralisation et qu'il a été échantillonné de façon à ce qu'il puisse être relié à une source localisable dans l'espace, qui pourra devenir une zone d'intérêt pour l'exploration.

Les MI ont fait et font encore l'objet de nombreuses études (par exemple, voir les études de Beaudoin et King, 1986; Averill, 2007; Dare et al., 2012). Ces études sont aujourd'hui si nombreuses qu'il est nécessaire de les compiler afin de dresser un portrait de notre connaissance actuelle des MI. On peut également mentionner les très nombreux travaux qui documentent la chimie des minéraux observés dans des environnements non-minéralisés (par exemple, étude des apatites du batholithe d'Idaho; Tepper et Kuehner, 1999) : bien que ne touchant pas directement à la problématique des MI, ces travaux pourraient être compilés afin de documenter les différences chimiques existantes entre les minéraux situés dans des zones minéralisées et ceux situés en dehors de telles zones.

L'objectif principal de ce projet est donc de faire l'état des connaissances sur les MI. Pour ce faire, ce projet vise à regrouper les différentes données disponibles sur les MI de la façon suivante :

- 1) **Revue de la littérature** : compilation des études publiées, des caractéristiques principales des différents MI et des diagrammes de discrimination disponibles.
- 2) **Bases de données** : compilation d'analyses chimiques de minéraux associés ou non à des minéralisations. L'exploitation de ces données se fera à l'aide d'un outil logiciel développé dans le cadre de ce projet.

2 INTRODUCTION ET DÉFINITIONS

Cette section définit divers aspects de la problématique étudiée. Les aspects minéralogiques et chimiques seront décrits dans les sections suivantes.

2.1 Définition générale du terme « MI »

Un MI est un minéral qui répond à l'ensemble des critères suivants (voir McClenaghan, 2005; Bouzari et al., 2011) :

- 1) **Lourd** : un minéral lourd est plus facilement concentré dans l'environnement secondaire et peut être récupéré lors de l'échantillonnage. La densité d'intérêt est généralement $> 3,2-3,3$.
- 2) **Chimiquement stable, de grande taille** : minéral qui résiste à l'altération chimique et mécanique. Plus le minéral est gros ($> 0,25$ mm), plus il résistera longtemps à l'abrasion et sera plus facilement reconnaissable au moment de l'échantillonnage. L'altération chimique est moins intense au Québec que dans d'autres parties du monde (cf. réactions moins rapides dans de l'eau plus froide), mais doit cependant être prise en considération.
- 3) **Spécifique** : minéral qui peut être relié à un événement minéralisateur. La plupart des minéraux observés dans des environnements minéralisés sont également présents dans des roches non minéralisées. Un MI possède une caractéristique, morphologique ou chimique, qui permet de le relier de façon univoque à un contexte minéralisé.
- 4) Un MI est un minéral transporté par l'eau ou la glace. Le MI doit être échantillonné de façon à pouvoir être **rattaché à sa source**.

Un MI peut fournir les indications suivantes sur sa source :

- 1) **Minéralisation** : sulfures massifs, Au, PGE (cf. la plupart des MI concernés sont leurs propres indicateurs).
- 2) **Minéraux formés par l'événement minéralisateur** (et/ou par un événement métamorphique post-minéralisation) : minéraux provenant de roches altérées par un fluide hydrothermal (gahnite, aluminosilicate, rutile, grenat, etc.), tourmaline provenant de veines d'or filonien, etc.
- 3) **Minéraux indiquant un environnement favorable** à un événement minéralisateur : minéraux provenant de roches ultramafiques, qui indiquent la présence d'une intrusion pouvant contenir des gisements de Ni-Cu-PGE; minéraux provenant de magmas kimberlitiques qui pourraient contenir des xénolites diamantifères; etc.

2.2 Les « MI » dans le till

Au Canada, les MI sont principalement arrachés de leurs roches sources et transportés par le till. Le till constitue donc le médium de prédilection pour l'échantillonnage de ces minéraux (cf. McClenaghan, 2005 et références incluses). L'échantillonnage du till est fait de façon à remplir deux objectifs principaux : 1) s'assurer que l'échantillon est représentatif du till et 2) que les MI observés puissent être rattachés à leurs sources (cf. McClenaghan, 2005 et références incluses).

Le till est un médium abondamment étudié (cf. McClenaghan et al., 2000 et références incluses). Les MI transportés par le till sont détachés de leurs sources et sont dispersés dans une direction qui est fonction de l'écoulement glaciaire : on parle alors de trains de dispersion (**Figure 1**). La morphologie des trains de dispersion est influencée par les facteurs suivants (cf. McClenaghan et al., 2000 et références incluses):

- 1) **Caractéristiques de la source** : la quantité de matériel fourni par la source va dépendre de sa structure (abondamment fracturée ou non?), de sa morphologie (quelle partie du dépôt affleure sous le till?, taille de l'exposition?) et de sa topographie (un haut topographique fournira beaucoup plus de matériel qu'une dépression).
- 2) **Transport** : la direction et la vitesse du transport peuvent varier dans le temps. Un till ancien peut être repris par un till plus récent, ce qui pose des problèmes de dilution et de mélange de matériaux provenant de sources différentes. La partie basale du till est généralement représentative de sources plus locales, et sa partie supérieure échantillonne les sources distales et/ou les hauts topographiques locaux.
- 3) **Distance de transport** : plus la distance de transport est longue, plus le « signal » pouvant être rattaché à un gîte est dilué par l'apport de nouveau matériel. On distingue les distances de transport suivantes : a) locale (100s m) : utile pour les levés de définition réalisés dans des stades avancés de l'exploration; b) zonale (< 10 km) : signal le plus recherché car il est le plus simple à interpréter, et est bien documenté avec des levés aux 1 à 4 km; c) régionale (10s km) et continentale (100-1000s km) : ces dispersions diluent les MI et complexifient leur interprétation.

Les problèmes posés par la complexité du till ne peuvent être abordés efficacement que par des géologues du Quaternaire, qui ont une connaissance des différentes générations de tills et de leurs directions de transport pour une zone donnée, au moment de la planification de la campagne d'échantillonnage (cf. McClenaghan et al., 2000 et références incluses).

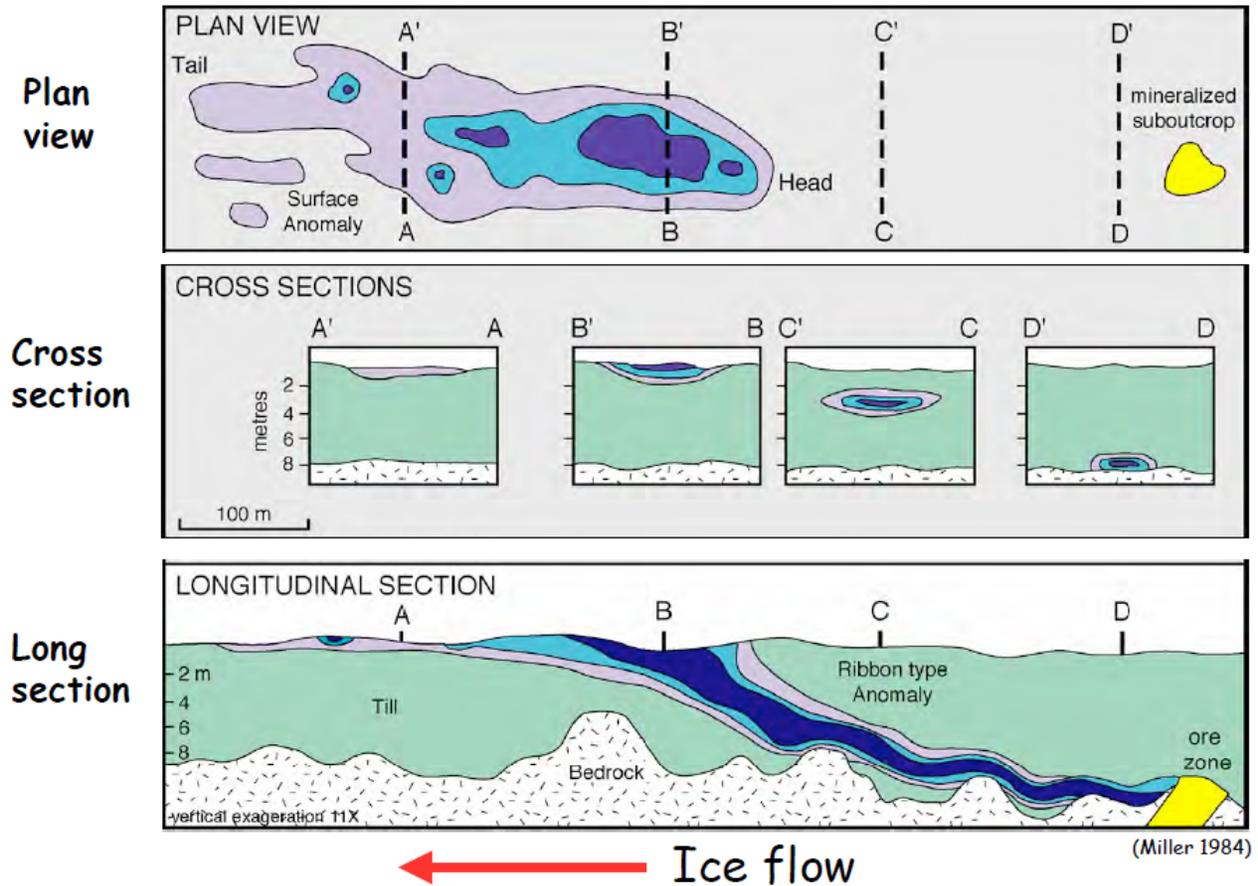


Figure 1. Représentation schématique d'un train de dispersion (d'après Miller, 1984, modifiée par McClenaghan et Kjarsgaard, 2007).

Une fois la campagne planifiée, quelques éléments doivent être pris en considération au moment de l'échantillonnage. Le premier élément concerne la stratigraphie du till. En effet, la position de l'échantillon au sein de la stratigraphie du till doit être choisie avec précaution, afin de s'assurer que les données seront exploitables par la suite, et que les échantillons d'un même levé pourront être comparés entre eux (cf. l'idéal est qu'ils aient été transportés sur des distances similaires) (cf. Michaud et al., 1994 par exemple). Le till basal semble le plus utile, car il est le moins dilué et provient d'une source proche, située au maximum à quelques kilomètres (cf. Michaud et al., 1994; McClenaghan et al., 2000).

Un autre élément d'importance concerne l'altération chimique du till (cf. « till oxydé » ; Keller et al., 1991). L'altération chimique est généralement faiblement développée au Canada, mais peut affecter la partie supérieure du till (jusqu'à > 1-2 m de profondeur) (Shilts, 1973; McClenaghan et al., 2000; Averill, 2007). Le till le moins oxydé disponible devrait toujours être échantillonné, sur la base de sa couleur par exemple (cf. Evans et al., 1986 par exemple). Notons que la plupart des silicates étudiés ci-après sont peu sensibles à l'altération de basse température. Certains sulfures, par contre, sont susceptibles d'être déstabilisés par l'altération chimique, ce qui rend leurs récupérations impossibles. Les sulfures peuvent être classés selon leurs degrés de sensibilités face à l'altération chimique (Thomber, 1975; Nordstorm, 1982; Alpers et Blowes, 1994; Jambor et al., 2000; Averill, 2007) :

- a) **Instables** dans l'environnement secondaire : pyrite, pyrrhotine, pentlandite, arsénopyrite.
- b) **Para-stables** : chalcopryrite, sphalérite, galène.
- c) **Stables** : molybdénite, cinabre, sperrylite, loellingite.

2.3 Les concentrés de minéraux lourds

Une fois le till échantillonné, un concentré de minéraux lourds est effectué. Il existe de nombreuses façons (procédures, appareillages) d'obtenir un concentré de minéraux lourds (McClenaghan, 2005; Averill, 2007). Ces méthodes ne sont pas abordées ici à l'exception du choix de la liqueur dense.

Le méthylène iodide, qui est une liqueur dense souvent utilisée, a une densité de 3,3 (ou 3,2 s'il est dilué) (McClenaghan, 2005). Ainsi, seuls des MI de densité $>$ à 3,3 sont récupérés. On peut vouloir ajuster cette densité pour récupérer des minéraux moins denses comme la tourmaline (densité de 3 environ). Cependant, toute diminution de la densité de la liqueur dense entraînera la récupération d'une plus grande quantité de types de MI, qui peuvent être indésirables (cf. feldspaths, etc.). La compilation de la densité des MI étudiés pendant ce projet montre que certaines espèces minérales sont mal récupérées par une liqueur de densité 3,3 (cf. olivine, pyroxène, staurotite, aluminosilicate et tourmaline) (**Figure 2**).

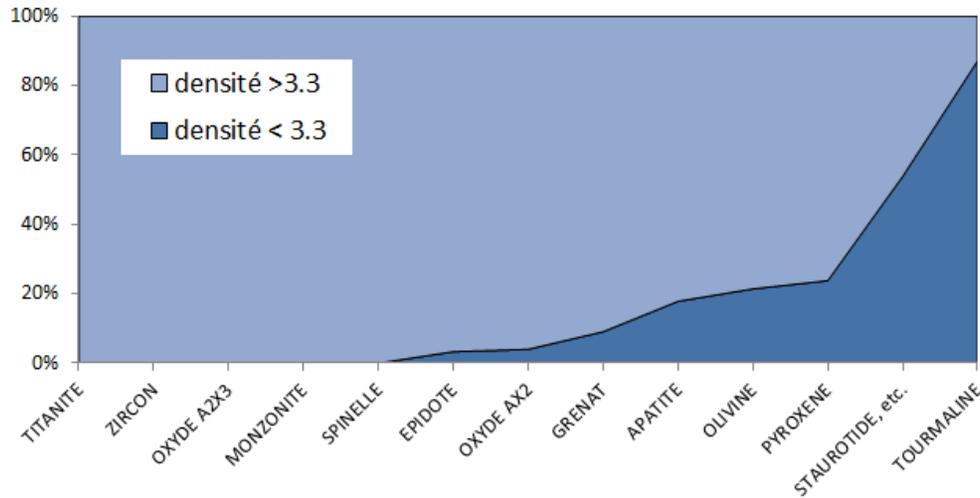


Figure 2. Densité de différentes espèces minérales classées par groupes ou super groupes. Les densités ont été compilées dans le cadre de ce projet, à partir des données reportées par D. Barthelmy (2004; webmineral.com).

Une fois le concentré de minéraux lourds obtenu, les MI sont caractérisés par « hand-picking ». Aussi, la reconnaissance des MI peut se faire de façon automatisée, qui est une méthode utilisée en complément et parfois en remplacement du « hand-picking » (Gent et al., 2011). La reconnaissance des MI peut être automatisée de plusieurs façons (Gent et al., 2011) :

- 1) Utilisation de la densité des MI, et de leur susceptibilité magnétique naturelle pour affiner la séparation.
- 2) Accès à la composition chimique des MI via leurs couleurs (« scanner » les échantillons avec des microscopes adaptés, et utiliser des logiciels de traitement d'image efficaces), leurs fluorescences (cathodoluminescence), leurs chimies, etc.

Cette reconnaissance des MI permet d'obtenir des informations sur les types et les proportions des minéraux présents dans le concentré de minéraux lourds, sur les assemblages de minéraux présents (Bouzari et al, 2011; par exemple) et sur leurs formes parfois (Minter et al., 1993; par exemple). Ces données sont ensuite corrigées (cf. normalisation par le nombre de grains présents, exploitation de la nature des clastes, etc.; McClenaghan et al., 2000) et étudiées avec divers outils géostatistiques (cf. Trépanier, 2011) afin de cibler des zones d'intérêt pour l'exploration.

3 OUTILS : CALCUL DES PHASES MINÉRALES

3.1 Introduction

La documentation des MI a nécessité la compilation d'importantes quantités d'analyses chimiques de minéraux (cf. concentrés de minéraux lourds et analyses in-situ des phases). Ces analyses sont similaires à celles qui peuvent être obtenues à partir d'un concentré de minéraux lourds provenant de l'environnement secondaire (cf. McClenaghan, 2005; Averill, 2007).

De telles analyses de minéraux sont habituellement interprétées grâce à des diagrammes de discrimination (cf. Beaudoin et King, 1986; par exemple). En effet, les minéraux sont communément représentés dans des diagrammes binaires ou ternaires dont les axes sont censés représenter les pôles purs des solutions solides les plus importantes. Ainsi, pour les spinelles, le pôle Fe est censé représenter la magnétite. Le problème avec ce type de représentation est que le fer, si l'on reprend l'exemple des spinelles, entre dans la structure de nombreux autres spinelles en plus d'entrer dans la structure de la magnétite.

Pour pallier au problème décrit plus haut, il a été nécessaire de développer un outil afin de mieux exploiter les bases de données compilées. Le principe de l'outil développé dans le cadre de ce projet est le suivant. Lorsque l'on étudie une analyse de roche totale, il est souvent très utile de calculer la norme CIPW par exemple (Cross et al., 1902). Le calcul de la norme CIPW permet l'utilisation de la classification de Streckeisen (Streckeisen, 1976), l'identification de quartz ou de feldspathoïdes normatifs (cf. outil précieux pour les magmatologues), etc. Dans le cadre de ce projet, il s'agit non pas de travailler avec des analyses de roches totales mais plutôt avec des analyses de minéraux. L'idée est donc de calculer une « pseudo-norme » à partir de telles analyses afin d'obtenir la liste des espèces minérales pouvant être présentes dans un concentré de minéraux lourds donné.

Le calcul de cette « pseudo-norme » peut ensuite rendre de nombreux services. Par exemple, il peut permettre d'identifier les pyropes d'un concentré de grenat, et justifier (ou non) l'utilisation de diagrammes de discrimination établis pour, et seulement pour, les pyropes (cf. diagrammes de Fipke et al., 1995). Le calcul de la « pseudo-norme » a également rendu possible les travaux effectués dans le cadre de ce projet sur des groupes de minéraux complexes, comme ceux des groupes des spinelles et des tourmalines, pour lesquels l'utilisation des diagrammes de discrimination n'avait pas produit de résultats satisfaisants (cf. section 4).

Dans cette section, le principe du calcul de la « pseudo-norme » est décrit. Les MI étudiés par ce biais sont ensuite détaillés (cf. section 4).

3.2 Principe du calcul de la « pseudo-norme »

La « pseudo-norme » est un calcul séquentiel des phases minérales appartenant à un même groupe ou super groupe (cf. classification officielle des phases minérales; Dana et al., 1997). Dans un premier temps, les éléments n'entrant dans la composition que d'une seule phase minérale du groupe sont attribués au minéral concerné, et le calcul se poursuit ainsi jusqu'à ce que l'ensemble des éléments analysés aient été répartis parmi les espèces minérales disponibles.

Aussi, aucune règle pétrogénétique ou thermodynamique n'est utilisée, et même les solutions solides ne sont pas proratisées. En effet, le calcul doit pouvoir être appliqué à des concentrés de minéraux lourds dont les minéraux ne proviennent pas forcément tous de la même roche, ce qui interdit l'utilisation des équilibres thermodynamiques.

Les principales caractéristiques de ce calcul sont donc : 1) calcul séquentiel; 2) répartition des éléments entrant dans la structure d'une seule phase puis répartition des éléments entrant dans la structure de

plusieurs phases; 3) absence d'hypothèses pétrogénétiques. Ces caractéristiques sont aussi celles de la norme CIPW (Cross et al., 1902), dont ce calcul s'inspire.

Une « pseudo-norme » a été mise en place pour chacun des groupes de minéraux étudiés dans le cadre de ce projet (cf. section 4). Les groupes de minéraux concernés sont les suivants : apatite, épidote, grenat, hématite et ilménite, monazite, olivine, pyroxène, spinelle, staurotite et andalousite, titanite, tourmaline et zircon. Le calcul prend la forme d'un code Visual Basic implanté dans un logiciel disponible à l'interne au CONSOREM. Cependant, le principe du calcul de chacune des « pseudo-normes » est décrit en détail dans les fiches qui accompagnent ce projet (cf. section 4), de telle façon que le calcul pourrait être reproduit par le lecteur.

3.2.1 Données utilisées par le calcul

Le calcul des « pseudo-normes » utilise deux types d'informations :

- 1) Le nom des espèces de minéraux des groupes considérés, et les formules structurales de leurs pôles purs. Ces informations ont été reprises de la classification de Dana (Dana et al., 1997) ou d'autres classifications plus récentes selon les cas (cf. fiches qui accompagnent ce projet pour plus de détails).
- 2) La densité des espèces minérales, qui ont été compilées à partir de Barthelmy (2004).

Les formules des pôles purs sont utilisées par le calcul des minéraux effectué par les « pseudo-normes ». Les données de densité sont utilisées de la façon suivante. Le code écrit dans le cadre de ce projet demande deux informations à son utilisateur : a) le nom du groupe minéral pour lequel il souhaite effectuer le calcul et b) la densité minimale des espèces pouvant être calculées. Cette densité minimale doit correspondre à la densité de la liqueur dense, si l'analyse chimique provient d'un concentré de minéraux lourds, ou doit être égale à 0 dans le cas d'une analyse in-situ d'un minéral récupéré à partir d'une roche du socle par exemple.

Ces données de densité servent donc à éliminer du calcul les phases minérales trop légères n'ayant aucune chance d'être récupérées par un concentré de minéraux lourds. Cette option permet au calcul des « pseudo-normes » de s'adapter aux conditions de l'échantillonnage dans le milieu secondaire.

3.2.2 Séquence de calcul

Afin d'illustrer le calcul des « pseudo-normes », l'exemple du calcul mis en place pour le super groupe des grenats est décrit ci-dessous (cf. calcul également reproduit dans la fiche « Grenat » qui accompagne ce projet). Pour chaque échantillon, le calcul tente d'identifier les éléments limitants le calcul de tel ou tel minéral (cf. si 56 ppm de Y sont analysés, par exemple, alors une très faible quantité de menzérinite-Y pourra être calculée), et calcule ces minéraux selon la séquence suivante :

- 1) Le calcul ne débute que si $Si > 0$ (cf. si le grenat analysé est un silicate). En effet, le super groupe des grenats comprend des silicates et des non-silicates, et le choix a été fait de ne se concentrer que sur les grenats de type silicate dans le cadre de ce projet.
- 2) Ensuite, si $H > 0$, les henritermiérite (cf. « hydrogrenats ») sont calculés :
 - a. Si $Al > 0$, calcul de holstamite.
 - b. S'il reste du H, calcul de henritermiérite.
- 3) Puis, si $(Sn+Zr) > 0$ ou si $(Ti > Si)$ les grenats du groupe des schorlomites sont calculés :
 - a. Si $Ti > 0$, calcul de schorlomite.
 - b. Si $Sn > 0$, calcul de :
 - 1) Si $Al > Fe_2$, calcul de irinarassite puis de torturite.
 - 2) Sinon si $Al < Fe$, calcul de torturite puis de irinarassite.
 - c. Si $Zr > 0$, calcul de :

- 3) Si $Al > Fe$, calcul de kimzéryite puis de kerimasite.
 - d. Sinon si $Al < Fe$, calcul de kerimasite puis de kimzéryite.
- 4) Ensuite, si il reste des éléments à répartir, les minéraux sont calculés de la façon suivante :
- a. Si $Y > 0$, calcul de menzériite-Y.
 - b. Si $Ti > 0$, calcul de morimotoite.
 - c. Si $Sc > 0$, calcul de eringaite.
 - d. Si $Cr > 0$ et $Mg > 0$, calcul de knorringite.
 - e. Si $Cr > 0$ et $Ca > 0$, calcul de uvarovite.
 - f. Si $V > 0$ et $Mn > 0$, calcul de momoïite.
 - g. Si $V > 0$ et $Ca > 0$, calcul de goldmanite.
 - h. Si $Mn > 0$ et $Fe > 0$, calcul de caldérite.
 - i. Si $Mn > 0$ et $Al > 0$, calcul de spessartine.
 - j. Si $Ca > 0$ et $Fe > 0$, calcul de andradite.
 - k. Si $Ca > 0$ et $Al > 0$, calcul de grossulaire.
 - l. Si $Mg > 0$ et $Al > 0$, calcul de pyrope.
 - m. Si $Mg > 0$, calcul de majorite.
 - n. S'il reste de l'Al et du Fe à répartir, calcul de l'almandin.

3.3 Validation du calcul de la « pseudo-norme »

Dans le cadre de ce projet, de nombreuses analyses de minéraux ont été compilées (cf. section 4). Ces analyses sont associées au nom de leurs roches hôtes et, parfois, au nom de l'espèce minérale analysée. Le nom de ces espèces minérales, lorsque disponible, a été utilisé pour valider le calcul de la « pseudo-norme ».

Pour ce faire, le nom des minéraux calculés a été comparé aux noms des minéraux observés (cf. **Figures 3, 4, 5, 6**). Ces comparaisons montrent un bon accord entre les observations et la « pseudo-norme », validant ainsi la méthode.

Aussi, on observe de légères différences entre l'observation et le calcul : par exemple pour les minéraux identifiés comme pyropes par les observateurs, les minéraux normatifs sont des pyropes et, dans des proportions moindres, des almandins et des andradites (**Figure 3**). Ceci est dû au fait que les pôles purs sont rares dans la nature. Lorsqu'un pyrope est observé, il s'agit en fait souvent d'un grenat riche en Mg qui contient un peu de Fe (cf. solution solide pyrope-almandin) : la norme calculera donc beaucoup de pyrope et un peu d'almandin (**Figure 3**).

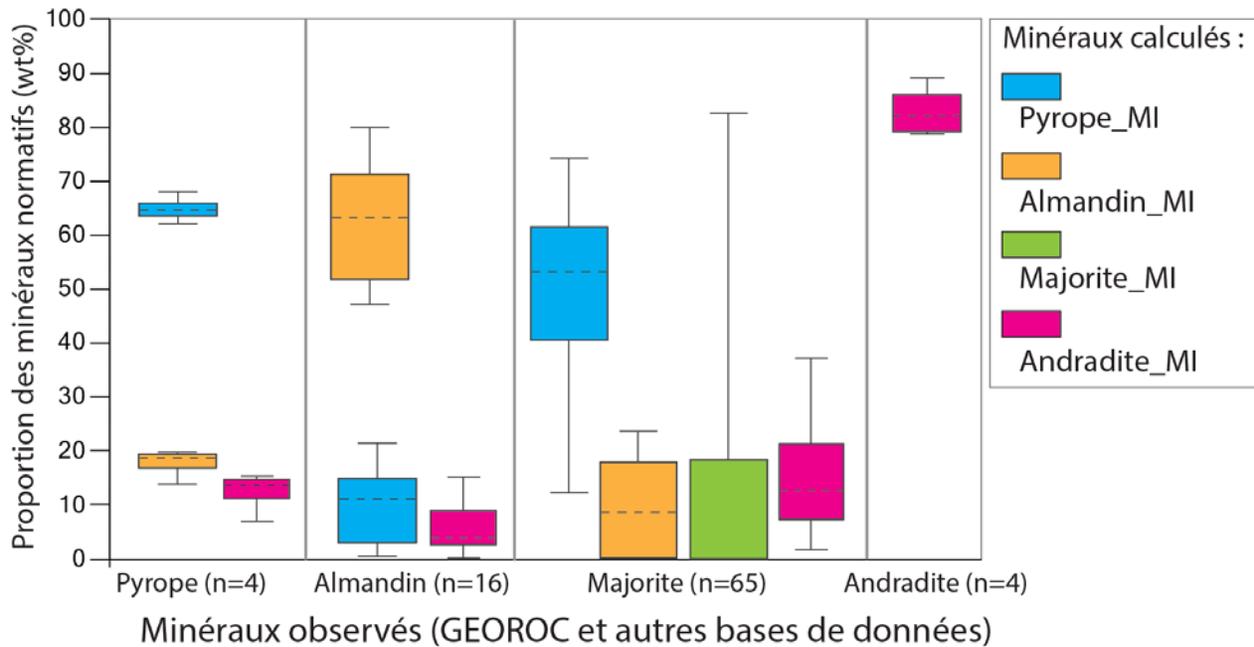


Figure 3. Comparaison entre les grenats observés et les grenats calculés par la « pseudo-norme ».

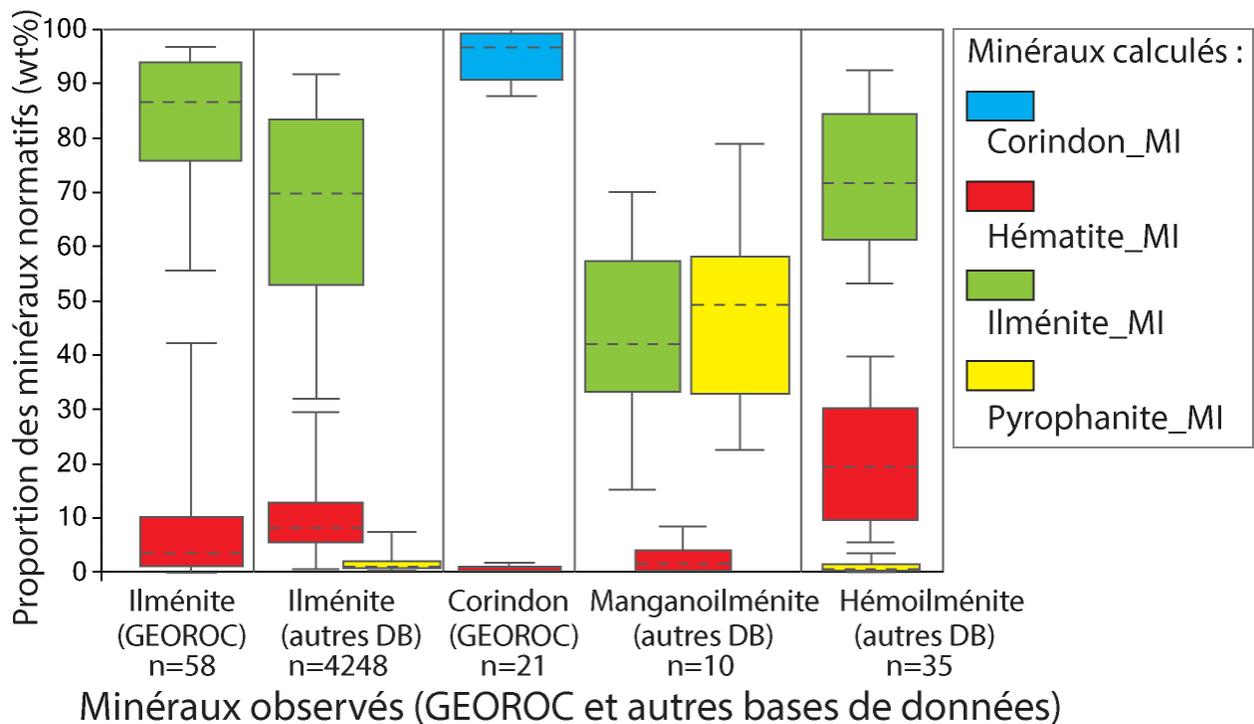


Figure 4. Comparaison entre les oxydes observés et les oxydes calculés par la « pseudo-norme ».

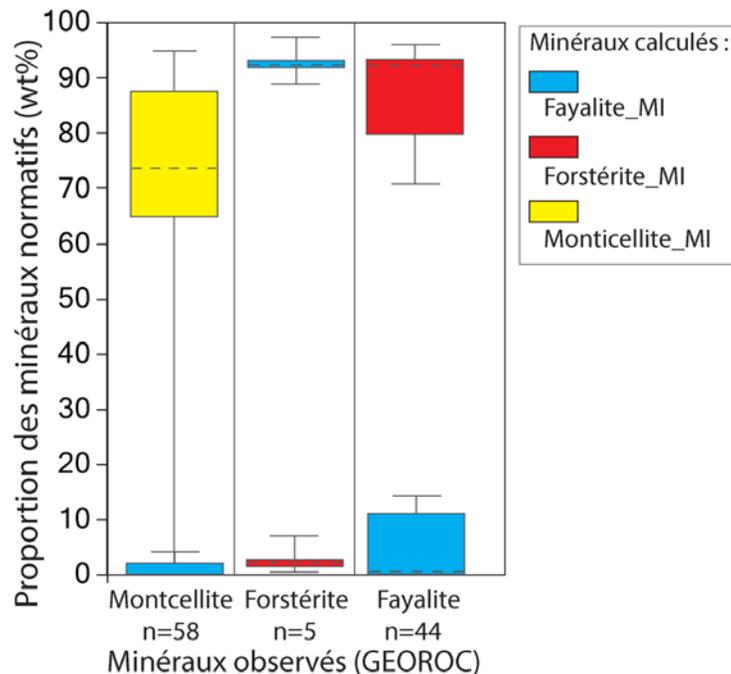


Figure 5. Comparaison entre les olivines observées et les olivines calculées par la « pseudo-norme ».

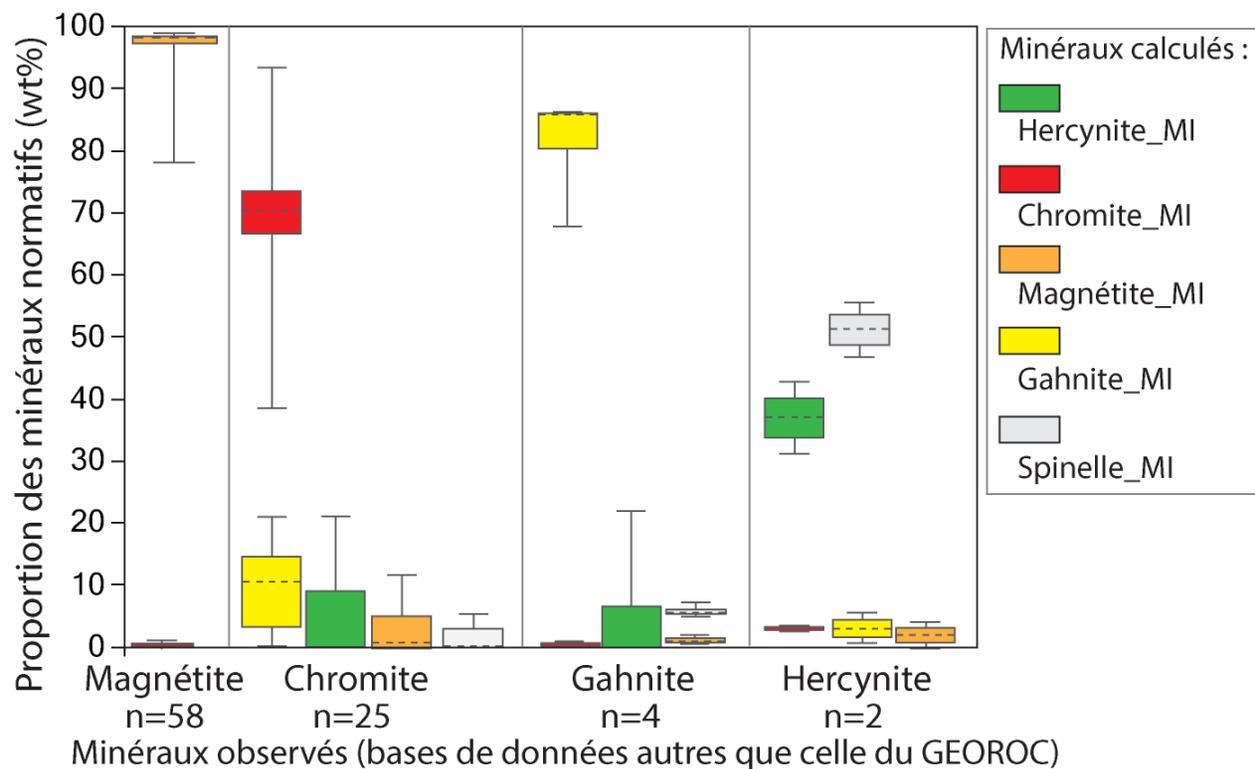


Figure 6. Comparaison entre les spinelles observés et les spinelles calculés par la « pseudo-norme ».

4 DOCUMENTATION DES PHASES MINÉRALES

4.1 Introduction

Cette partie du rapport vise à documenter les caractéristiques des MI susceptibles d'être utilisés au Québec. Ainsi, les MI secondaires, provenant de l'altération chimique de phases du socle et qui sont recherchés sous des climats chauds et humides, ne sont pas inclus dans cette étude.

Afin de correctement documenter les MI il a été nécessaire de les classer. Dans la littérature scientifique, les MI sont classés selon le type de gisement le plus caractéristique auquel ils peuvent être rattachés (cf. **Tableau 1**). Ce type de classification n'a pas été utilisée dans le cadre de ce projet car les MI ne sont généralement pas caractéristiques d'un seul type de gisement, et sont observés dans toute une panoplie de roches non-minéralisées que ce type de classification à tendance à occulter.

La classification utilisée est d'abord celle de DANA version 8 (cf. classification officielle des phases minérales ; Dana et al., 1997). Aussi, les MI ont été séparés en deux grands groupes par l'auteure de ce rapport (**Tableau 2**) :

- 1) **MI « spécifiques »** : certaines espèces ou groupes de MI sont toujours significatives. Par exemple, les PGM (Patinium Group Minerals) récupérés dans l'environnement secondaire proviennent, dans la majorité des cas, d'un gisement d'EGP (Éléments du Groupe du Platine). L'or est un autre exemple de MI spécifique. Ces MI ont seulement besoin d'être reconnus dans l'échantillon, et il n'est pas forcément nécessaire de détailler leurs compositions chimiques pour qu'ils deviennent des MI d'intérêt.
- 2) **Autres MI** : minéraux dont la seule présence ne signifie rien. Ces MI doivent avoir une composition chimique particulière et/ou être présents en grande quantité pour devenir significatifs.

Tableau 1 : Classification des MI selon leurs associations à des types particuliers de gisements.

Acronyme	Nom	Référence
PCIM	Porphyry Cu Indicator Minerals	Averill (2007)
PIMS	Porphyry Indicator Minerals	Bouzari et al. (2011)
KIM	Kimberlite Indicator Minerals	Morris et Kaszycki (1997)
MMSIM	Metamorphic/Magmatic Massive Sulfide Minerals	Overburden Drilling Management Ltd

Ainsi classés, plusieurs groupes de minéraux ont ensuite été documentés en détail. Cette documentation couvre :

- 1) Une revue de la littérature, visant à documenter l'utilisation habituellement faite de tel ou tel MI, ses compositions chimiques typiques, etc. Aussi, les principaux diagrammes de discrimination disponibles ont été compilés.
- 2) Compilation d'analyses chimiques des phases minérales : ces compilations correspondent aux bases de données du GEOROC, qui sont disponibles gratuitement sur internet et documentent les minéraux suivants : apatite, grenat, ilménite, olivines, pyroxènes, quartz, spinelle, sulfures, zircon. Puisque le GEOROC documente seulement les environnements magmatiques, des analyses provenant d'autres types de roches ont également été compilées à partir de la littérature.
- 3) Calcul de la « pseudo-norme » (cf. section 3) et description des résultats. Cet exercice a permis de documenter les espèces minérales fréquemment observées dans différents types de roches associées ou non à des gisements.

Cette documentation est décrite en détail par les 16 fiches qui accompagnent ce rapport (cf. **Tableau 2**). Ci-dessous, les caractéristiques principales de chacun des MI étudiés sont résumées, et le lecteur est reporté aux 16 fiches pour de plus amples détails sur ces MI.

Tableau 2 : Liste des MI étudiés pendant ce projet, des fiches rédigées et présentées en annexe de ce rapport, et des bases de données compilées.

Minéraux	Fiche	Analyses compilées (n données)	
		GEOROC	Autres sources
1. MI et groupes de MI "spécifiques"			
Au	non	0	0
PGM	non	0	0
Topaze	non	0	3
Scheelite, etc.	non	0	0
Sulfures	non	2424	0
Oxydes simples (AX ₂) : quartz, cassitérite, rutile, wolframite, etc.	oui	1612	0
2. Autres types de MI			
Tourmaline	oui	0	1300
Épidote	oui	0	119
Grenat	oui	4975	2088
Pyroxène	oui	50793	481
Olivine	oui	52325	66
Spinnelle	oui (x4)	21061	28152
Apatite	oui	916	326
Zircon	oui	23256	119
Titanite (= sphène)	oui	517	63
Oxydes simples (A ₂ X ₃) : ilménite, corindon (saphir, rubis), hématite, pérovskite	oui	4266	118
Monazite, xénotime	oui	0	184
Staurotide, aluminosilicates	oui	0	109
Diaspore, goethite, etc.	non	0	0
Chloritoïde	non	0	41
Axinite	non	0	0
Pyrochlore	non	0	0
Barite, etc.	non	0	28
Högbomite	non	0	0

4.2 Liste des MI documentés en détail par ce projet

Les minéraux listés ci-dessous sont abondamment décrits dans la littérature scientifique et ont pu faire l'objet d'une documentation satisfaisante dans le cadre de ce projet (cf. mise en place de bases de données d'analyses chimiques de taille importante; cf. **Tableau 2**).

a) Tourmaline

Les tourmalines ont des compositions chimiques complexes et acceptent une très vaste gamme d'éléments traces dans leurs structures : ces minéraux ont donc le potentiel de pouvoir refléter finement l'environnement dans lequel ils ont cristallisé (cf. Deer et al., 1962; Henry et Guidotti, 1985). Cependant, leur chimie est relativement difficile à interpréter (cf. Slack, 1996)

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du super groupe des tourmalines, prière de se reporter à la fiche « Tourmaline » qui accompagne ce rapport.

L'exploitation des bases de données établies dans le cadre de ce projet permet les observations suivantes (cf. fiche « Tourmaline »). Les tourmalines observées sont similaires d'un type de roche hôte à l'autre (cf. dravite abondante et présence de feruvite, schorl et foitite pour tous les types de roches compilés). La seule exception concerne les pegmatites, qui contiennent de plus grandes quantités de foitite et de schorl que les autres types de roches et contiennent des quantités parfois très importantes d'elbaiteF (cf. en particulier les pegmatites à Li). Au vu de cette compilation, la tourmaline apparaît donc avoir un fort potentiel prospectif pour les gisements de Li associés aux pegmatites.

b) Grenat

Le super groupe du grenat comprend les groupes du grenat, de l'henritermiérite (cf. concentrateur de Mn) et de la schorlomite (cf. accumulateur de Zr, Ti ou Sn). Aussi, les minéraux du groupe du grenat contiennent, selon les espèces, les constituants suivants : V, Cr, Mn et autres (cf. Grew et al., 2013).

Les grenats associés aux roches mafiques et ultramafiques (incluant le manteau) sont facilement distinguables des autres types de grenats de par leurs contenus en Mg et Cr. On peut appliquer les diagrammes Na vs Ti et Ca vs Cr à ce type de grenats pour juger de leur éventuelle association à des kimberlites diamantifères (Dawson et Stephens, 1975; Fipke et al., 1995; Grütter et al., 2004). Le grenat peut aussi servir à autre chose qu'à la prospection pour les diamants, de par sa capacité à incorporer le Zn, Cu, Co, Ni et autres (Somarin, 2004).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du super groupe du grenat, prière de se reporter à la fiche « Grenat » qui accompagne ce rapport.

L'exploitation des bases de données établies dans le cadre de ce projet permet les observations suivantes (cf. fiche « Grenat »). Les grenats à Mg et Cr (pyrope, knorringite), qui sont associés aux roches les plus mafiques, peuvent servir à la prospection de tout dépôt associé à des roches mafiques (diamants, mais aussi Ni-Cu-PGE). Les Ca-grenats (grossulaire, andradite, etc.) peuvent être associés aux skarns. Une surabondance de Mn-grenats (spessartine, caldérite) et de Ti-grenats (morimotoite) peut pointer vers des dépôts d'origine hydrothermale (VMS, SEDEX, porphyre, etc.).

c) Pyroxène

Le super groupe des pyroxènes comprend les groupes des orthopyroxènes, des Ca-clinopyroxènes, des Na-clinopyroxènes et autres pyroxènes (Dana et al., 1997).

Le diopside riche en Cr peut provenir des pipes kimberlitiques mais peut également provenir d'autres types de roches ultramafiques (Crabtree, 2003), comme des intrusions à Ni-Cu-PGE par exemple (Averill, 2007). En fait, le pyroxène n'est un bon KIM que s'il accompagne d'autres types de KIM (Crabtree, 2003).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du super groupe du pyroxène, prière de se reporter à la fiche « Pyroxène » qui accompagne ce rapport.

L'exploitation des bases de données établies dans le cadre de ce projet permet les observations suivantes (cf. fiche « Pyroxène »). Les Fe-pyroxènes sont moins fréquents que les Mg-pyroxènes dans la croûte, et proviennent de roches magmatiques felsiques ou de formations de fer (cf. SEDEX, etc.). Les Ca-Mg-clinopyroxènes provenant de skarns peuvent renseigner sur la fertilité du skarn de par leurs compositions en éléments traces (cf. Cu, Sn, W; Nakano et al., 1991). Les pyroxènes associés aux carbonatites sont principalement des Mg-orthopyroxènes pouvant servir à la prospection de dépôts associés aux carbonatites (cf. REE, etc.).

d) Olivines

L'olivine peut provenir de pipes kimberlitiques, auquel cas elle présente un Mg# élevé et des concentrations élevées en Ni et parfois en Cr (Mitchell, 1986; Fipke et al., 1995; Sage et al., 1996). Ces caractéristiques sont cependant partagées par les olivines associées à des intrusions renfermant des dépôts de Ni-Cu-PGE (Burnham et al., 2003), et par toutes olivines provenant de xénolites mantelliques ou autres roches magmatiques ultramafiques.

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du groupe de l'olivine et de la monticellite, prière de se reporter à la fiche « Olivine » qui accompagne ce rapport.

L'exploitation des bases de données établies dans le cadre de ce projet permet les observations suivantes (cf. fiche « Olivine »). Les Fe-olivines (fayalite) plus ou moins riches en Mn proviennent de roches magmatiques felsiques ou de formations de fer. Les Ca-olivines (monticellite, kirschstéinite) sont associées aux carbonatites, aux skarns et autres roches riches en Ca (marbres, etc.).

e) Spinelles

Les spinelles sont des oxydes chimiquement très diversifiés, pour lesquels le calcul de la « pseudo-norme » c'est avéré indispensable. Le super groupe du spinelle comprend, entre autres, les groupes des Al-spinelles (cf. spinelle, gahnite, etc.), des Fe-spinelles (magnétite, etc.) et des Cr-spinelles (chromite, etc.) (Dana et al., 1997).

Les roches du manteau (Al- et Cr-spinelles) et les magmas ultramafiques de la croûte (Cr- et Fe-spinelles) sont faciles à distinguer à partir du spinelle (cf. Barnes et Roeder, 2001). Cependant, la composition des spinelles (Cr-spinelles en particuliers) permet difficilement de juger de la fertilité des roches sources pour les minéralisations de types PGE, Ni-Cu-PGE, diamantifère ou chromitique (cf. Kjarsgaard, 1998; Barnes et Roeder, 2001; McClenaghan et al., 2009). Un autre minéral emblématique du super groupe, la gahnite (Al-spinelle à Zn) peut servir à la prospection de gisements hydrothermaux enrichis en Zn ou d'unités sédimentaires particulières (Park, 1924; Heimann et al., 2005). La magnétite est intéressante pour son association aux IOCG et autres dépôts d'origine hydrothermale (Dupuis et Beaudoin, 2011).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du super groupe du spinelle, prière de se reporter à la fiche « Spinelle » qui accompagne ce rapport.

L'exploitation des bases de données établies dans le cadre de ce projet permet les observations suivantes (cf. fiche « Spinelle »). Les roches magmatiques mafiques se distinguent des roches ultramafiques par leurs richesses en Fe- et Cr-spinelles, et par la présence de Ti-spinelles. Les magmas différenciés et les carbonatites contiennent surtout des Fe-spinelles, et quelques Ti- et Al-spinelles. Les

unités sédimentaires riches en Ca et Fe contiennent plutôt des Fe- et Al-spinelles. Quant aux roches altérées par un fluide hydrothermal puis métamorphosées, elles contiennent beaucoup d'Al-spinelles, incluant les Zn-spinelles (cf. gahnite).

4.3 Liste des MI qu'il faudrait documenter plus en détail

Les minéraux listés ci-dessous n'ont pas pu être documentés de façon satisfaisante dans le cadre de ce projet (cf. **Tableau 2**). Une meilleure documentation de la chimie de ces minéraux pourrait permettre de prendre la pleine mesure de leurs capacités à indiquer tel ou tel type de gisement.

a) L'or

L'or natif a fait l'objet d'un projet CONSOREM. Le lecteur est référé aux rapports 2010-05 et 2011-05 (Trépanier 2011, 2012) pour plus de détails.

b) PGM – « Platinum Group Minerals »

La dénomination PGM regroupe un ensemble de phases minérales et d'alliages dont l'un des constituants majeurs est un PGE (« Platinum Group Element »). Les PGM sont présents dans de nombreux types de roches magmatiques mafiques à ultramafiques non-minéralisées. Cependant, ils y sont présents en quantités si faibles que, selon l'auteur de ce rapport, ils ont très peu de chances d'être récupérés dans l'environnement secondaire (cf. aussi McClenaghan et Cabri, 2011). En fait, seuls les PGM associés à des dépôts de Ni-Cu-PGE (sulfures massifs ou, de préférence, niveaux d'oxydes) sont suffisamment abondants pour être récupérables dans l'environnement secondaire. Dans le till, la récupération d'un seul grain de PGM est significative, quel que soit le type de PGE qu'il contient (McClenaghan et Cabri, 2011). Aussi, l'association entre PGM, sulfures et indicateurs de magmas mafiques (cf. olivine, Cr-diopside, etc.) devrait être observée (McClenaghan et Cabri, 2011; Averill, 2007; Oberthur et al., 2014).

c) Topaze

Le topaze est une espèce et un groupe minéral (classe Dana 52.3.1; Dana et al., 1997). Ce minéral est présent dans de nombreux types de roches riches en Al et en F : roches magmatiques felsiques, pegmatites, méta-sédiments alumineux de haut grade. Le topaze peut également provenir de roches altérées par un fluide hydrothermal suffisamment corrosif pour lessiver les éléments mobiles et ainsi enrichir la roche en éléments immobiles comme l'Al (cf. gisements de type porphyrique par exemple; Seedorff et Einaudi, 2004).

d) Scheelite, et autres minéraux de la classe Dana 48.1

Cet ensemble de minéraux a pour formule générale AXO₄, où A correspond à Ca, Pb, Mn, Fe ou Zn, et X correspond à W ou Mo. Ces minéraux sont donc idéaux pour prospecter pour les dépôts de W et/ou de Mo. Ils sont surtout présents dans les pegmatites, les skarns et les roches altérées par un fluide hydrothermal (dépôts d'Au et autres; Sideng et Qiguang, 1990; Peng et al., 2005).

e) Sulfures

Les sulfures sont présents dans différents types de magmas mafiques, qu'ils soient ou non minéralisés. Cependant, les sulfures retrouvés en abondance dans le till ont des chances de provenir d'un sulfure

massif (VMS, Ni-Cu-PGE, porphyre, SEDEX, etc.) et sont leurs propres indicateurs (McClenaghan et Cabri, 2011; Averill, 2007). Certains sulfures peuvent aussi provenir de gisements qui ne sont pas des sulfures massifs (cf. cinabre pour les gisements d'or). Aussi, le métamorphisme dé-sulfurise les roches, ce qui transforme les sulfures en d'autres sulfures moins riches en soufre, ou en oxydes, en silicates ou en alliages (Vaughan, 2006). Enfin, la stabilité des phases sulfurées dans l'environnement secondaire mériterait d'être étudiée en détail (cf. Averill, 2007).

f) Oxydes simples AX₂ (rutile, cassitérite, etc.)

Cet ensemble de minéraux a pour formule générale AO₂, où A correspond à Si, Sn, Ti, W et à de nombreux autres éléments (Dana et al., 1997). Les minéraux emblématiques de cet ensemble sont la cassitérite, le rutile et la wolframite. Le quartz a été traité avec cet ensemble car il a la formule d'un oxyde simple et était anciennement classé comme tel, bien qu'il soit plutôt classé parmi les silicates à présent (cf. Dana et al., 1997).

Le contenu en Ti, Al et inclusions fluides du quartz peut être intéressant (Rusk et al., 2006). Le rutile est fréquemment très abondant autour des porphyres, mais peut être associé à d'autres types de roches altérées par un fluide hydrothermal (Czamanske et al., 1981). La cassitérite est un indicateur de minéralisations à étain et la wolframite sert pour les dépôts de tungstène (Möller et al., 1988).

Pour des informations supplémentaires sur les oxydes simples AX₂, prière de se reporter à la fiche « Oxydes simples AX₂ » qui accompagne ce rapport.

g) Épidotes

Le super groupe de l'épidote comprend les groupes de l'épidote, de l'allanite et de la dollaséite (cf. Armbruster et al., 2006). Les minéraux du groupe de l'épidote peuvent accumuler REE, Mn, F et Cl, autant d'éléments pouvant être utiles à la prospection de gisements d'origine hydrothermale (Frei et al., 2004). Les minéraux des groupes de l'allanite et de la dollaséite ont les REE pour constituants majeurs, et peuvent accumuler du Pb, Zn, F, Cl et autres dans leurs structures (Gieré et Sorensen, 2004). Les épidotes sont également fréquentes dans les dépôts hydrothermaux (cf. proviennent de la déstabilisation de l'anorthite le plus souvent), et leurs affinités avec de nombreux éléments traces en font des minéraux ayant un fort potentiel indicateur.

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du super groupe de l'épidote, prière de se reporter à la fiche « Épidote » qui accompagne ce rapport.

h) Apatites

Il existe trois grands types d'apatites : les OH-, Cl- et F-apatites (Deer et al., 1962; Pasero et al., 2010). Les roches magmatiques contiennent principalement des F-apatites et quelques OH-apatites. Les Cl-apatites, quant à elles, ont plus souvent une origine hydrothermale. Aussi, toute une panoplie d'éléments peut permettre de savoir si une apatite donnée provient d'un environnement felsique ou mafique (Gromet et Silver, 1983; Frietsch et Perdahl, 1995; Belousova et al., 2002).

Cependant, pour utiliser le plein potentiel de l'apatite, il faudrait systématiser l'analyse de ces éléments constitutifs (cf. Sr, Pb, Na, Ba, V, As, S, Bi, etc.), surtout de F, Cl et des REE ou au minimum de Ce (cf. Ronsbo, 1989). Le calcul de la pseudo-norme s'avère inutile lorsque ces données sont manquantes.

Aussi, le spectre de REE obtenu à partir d'analyses d'apatites peut permettre de juger de la nature de leurs roches hôtes (Taylor et Fryer, 1980; Budzinski et Tischendorf, 1989). Les conditions de fO₂ dans lesquelles une apatite a cristallisé peuvent être évaluées à partir de Mn, Ce et Eu (cf. éléments présentant

fréquemment plusieurs états d'oxydations). La détermination des conditions de fO_2 peut permettre d'identifier les apatites qui ont le plus de chances d'être associées à des altérations hydrothermales (Budzinski et Tischendorf, 1989).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du super groupe de l'apatite, prière de se reporter à la fiche « Apatite » qui accompagne ce rapport.

i) Zircons

La présence de zircons est symptomatique d'une abondance de roches magmatiques différenciées dans le socle rocheux (Deer et al., 1962). Outre cela, les zircons ayant une origine magmatique ou hydrothermale sont très difficiles à distinguer, sauf peut-être à l'aide de leurs concentrations en Ce (Pettke et al., 2005) ou via l'analyse de leurs textures (Corfu et al., 2003).

Le zircon est le contraire d'un minéral « poubelle », c'est un minéral « intolérant » : il n'accepte qu'un nombre limité d'éléments dans sa structure (cf. U, Th, Hf, Ce et quelques autres REE ; cf. Pettke et al., 2005). Il a donc un potentiel faible pour refléter les caractéristiques chimiques de sa roche hôte, sauf peut-être au travers de sa concentration en REE (Pettke et al., 2005).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du groupe des zircons, prière de se reporter à la fiche « Zircon » qui accompagne ce rapport.

j) Titanites

La titanite est observée dans de nombreuses roches magmatiques différenciées et métamorphiques, qui sont généralement felsiques et qui se sont formées dans des conditions de fO_2 élevées (Nakada, 1991). Ce type de roches correspond également aux roches lessivées par un fluide hydrothermal (cf. Ti est immobile et le fluide peut avoir une fO_2 élevée; Averill, 2007). L'analyse systématique de Na, Fe, Al, V et Cl pourrait permettre de juger si les titanites peuvent être reliées à un type ou un autre de gisement.

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du groupe des titanites, prière de se reporter à la fiche « Titanite » qui accompagne ce rapport.

k) Oxydes simples A_2X_3 (ilménite, corindon, hématite, etc.)

Cet ensemble de minéraux a pour formule générale A_2O_3 , où A correspond à Al, Fe, Cr, V, Ti, Mn, Sn, Zn, Ce et à de nombreux autres éléments. Les minéraux emblématiques de cet ensemble sont l'ilménite, l'hématite, le corindon et la pérovskite (Dana et al., 1997). La Mg-ilménite est le minéral indicateur emblématique de ce groupe, puisqu'il fait partie des KIM (Mitchell, 1986; Belousova et al., 2002; Crabtree, 2003). Un autre KIM est le corindon, qui peut aussi pointer vers les altérations acides métamorphisées à haut grade (Watanabe et Hedenquist, 2001; Bouzari et Clark, 2006). Le groupe comprend aussi des minéraux précieux (cf. rubis, saphir; Grapes et Palmer, 1996).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du groupe des oxydes simples A_2X_3 , prière de se reporter à la fiche « Oxydes simples A_2X_3 » qui accompagne ce rapport.

L'exploitation des bases de données établies dans le cadre de ce projet permet les observations suivantes (cf. fiche « Oxydes simples A_2X_3 »). Il est difficile d'étudier ces minéraux comme un ensemble, car les analyses disponibles documentent surtout l'ilménite (cf. impossibilité d'étudier la solution solide ilménite-hématite avec de telles données). Les roches les plus mafiques contiennent plutôt des oxydes d'Al, et quelques oxydes de Ti, Mg et Cr. Les roches les plus différenciées contiennent des oxydes de Ti et Fe₃. Les méta-pérites contiennent plutôt des oxydes de Ti et de Zn.

l) Monazites

Les monazites sont des concentrateurs de REE et de P (ou de As, V), entre autres, et pourraient être utilisées de la même façon que l'apatite ou tout autre phosphate concentrateur de REE (cf. Dana et al., 1997).

Sa capacité à concentrer le Th et l'U est intéressante (Démartin et al., 1991; Schandl et Gorton, 2004). La monazite présente également une très grande variété chimique, ce qui lui donne le potentiel de pouvoir refléter la composition de sa roche hôte (Zhu et O'Nions, 1999).

Pour des informations supplémentaires sur les minéraux du groupe de la monazite, prière de se reporter à la fiche « Monazite » qui accompagne ce rapport.

m) Staurotides, aluminosilicates, et autres minéraux de la classe Dana 52.2

Ces minéraux métamorphiques sont associés aux halos d'altération hydrothermale, et indiquent des roches enrichies en Al (cf. porphyres), en Fe-Mg-Al (Cf. VMS, etc.) et/ou en Zn (cf. staurotideZn) (Araujo et al., 1995; Watanabe et Hedenquist, 2001). Cependant, ces minéraux sont également abondants dans d'autres contextes (cf. staurotides des méta-pélites, aluminosilicates des roches méta-ignées, etc.) (Deer et al., 1962). Les aluminosilicates à Mn sont autant observés dans les méta-pélites que dans les roches altérées d'après les analyses de staurotides compilées dans le cadre de ce projet.

Pour des informations supplémentaires sur les staurotides, aluminosilicates et autres, prière de se reporter à la fiche « Staurotide_Andalousite » qui accompagne ce rapport.

n) Diaspore, goethite, etc.

Cet ensemble d'hydroxydes a pour formule générale AO(OH), où A correspond à Al, Fe, Cr, V, Mn ou Co. Ces minéraux sont typiques des altérations intenses, qu'elles soient hydrothermales ou superficielles (cf. bauxite). Ce sont également des PIMS (cf. **Tableau 1**) observés en association avec des dépôts de Cu-Mo (Watanabe et Hedenquist, 2001).

o) Chloritoïdes [(Fe²⁺,Mg,Mn)₂Al₄Si₂O₁₀(OH)₄]

Ces minéraux hydratés à Al, Fe, Mg et Mn pourraient facilement se développer dans des roches altérées par un fluide hydrothermal. La faible quantité d'analyses compilées indique que les chloritoïdes peuvent accommoder des éléments d'intérêt comme Cr, Zn, Na, K, Ca et Ti (Ganne et al., 2003). D'après l'auteur de ce rapport, ces minéraux pourraient être aussi utiles que le pyroxène, le spinelle ou le grenat s'ils pouvaient être mieux documentés.

p) Axinites

Les axinites sont des sorosilicates de B qui possèdent une formule structurale moins complexe que celle de la tourmaline. Elles sont observées dans les roches métamorphiques et les pegmatites. Elles pourraient être utilisées de la même façon que la tourmaline (cf. Boyle, 1971).

q) Pyrochlore

Le groupe des pyrochlores contient REE, F et OH. Ils sont utilisés pour la prospection des pegmatites à Y-HREE (cf. Redkin et Borodulin, 2010; Mackay, 2014).

r) Barite et autres minéraux de la classe Dana 28.3

Cet ensemble de sulfates comprend, entre autres, la barite, l'anhydrite et la célestine. Ces minéraux sont principalement observés dans les roches sédimentaires (dépôts de gypse et halite, dolomite, pélites, etc.). Notons aussi que des barites à Ca, Mn, Al, Fe et Sr sont documentées dans des éclogites (Gao et al., 2012).

Seule la barite est suffisamment dense pour être un MI (cf. Barthelmy, 2004). Cependant, tous ces minéraux pourraient être instables dans le till, et ont surtout un intérêt dans les climats tropicaux ou désertiques (cf. Averill, 2011).

s) Hogbomite [(Mg,Fe)₂(Al,Ti)₅O₁₀]

Ce minéral peut contenir du Zn et, s'il est associé à de la gahnite ou à du Zn-staurotite, il peut être un indicateur de dépôt de Zn. L'hogbomite peut provenir de réactions métamorphiques, comme la déstabilisation de la gahnite, la désulfuration de la sphalérite, etc. (Spry et Petersen, 1989).

4.4 Caractères communs à plusieurs MI

Les données d'analyses de minéraux compilées dans le cadre de ce projet ont été regroupées au sein d'une même base de données afin de dégager des caractéristiques communes à plusieurs MI. Cette base de données comprend les différents groupes de minéraux étudiés : apatite, épidote, grenat, ilménite, monazite, titanite, staurotite, tourmaline, olivine, pyroxène, spinelle. Aussi, lors de cette compilation finale, un même poids a été accordé à chaque groupe de minéraux, afin que les groupes pour lesquels de nombreuses analyses sont disponibles n'occulent pas les minéraux moins bien documentés.

Les analyses ainsi compilées ont ensuite été groupées selon la nature altérée ou non de leurs roches hôtes (**Figures 7-a, 8-a**) et selon la composition de leurs roches hôtes (**Figures 7-b, 8-b**). Les analyses ont aussi été groupées selon que les minéraux calculés par la « pseudo-norme » (cf. section 3) contenaient de l'Al, du Fe, du Mg, du Mn ou d'autres types d'éléments (**Figures 7, 8**).

Cet exercice permet d'effectuer les observations suivantes :

- 1) Dans les zones altérées par un fluide hydrothermal, les minéraux à Al sont plus communs que dans d'autres types de roches (**Figure 7-a**).
- 2) Les minéraux à Al sont moins communs que les autres types de minéraux dans la croûte terrestre. Seules les roches felsiques et sédimentaires peuvent en contenir des quantités relativement importantes (**Figure 8-a**).
- 3) Les minéraux à Mn ne sont pas plus communs dans les zones altérées que dans les zones non-altérées (**Figure 7-b**). Les minéraux à Fe sont caractéristiques des environnements felsiques et sédimentaires, et les minéraux à Mg sont plutôt associés aux environnements mafiques (**Figures 7-b, 8-b**).

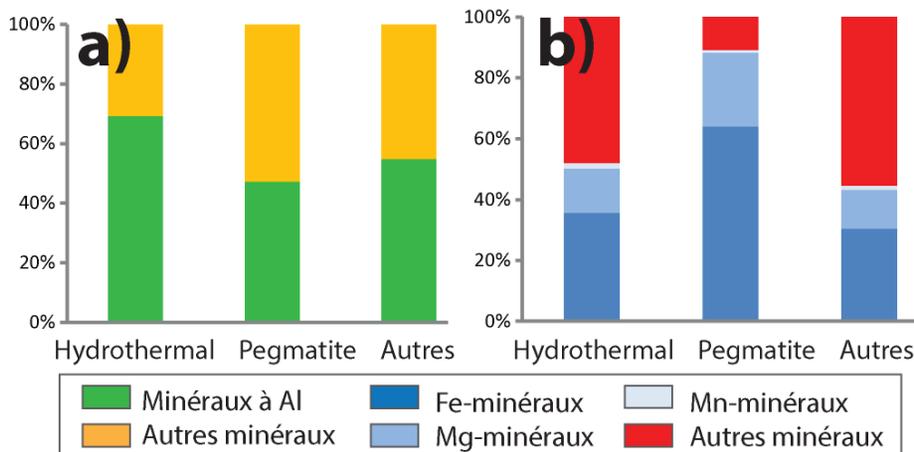


Figure 7. Minéraux classés selon la nature altérée ou non de leurs roches hôtes.

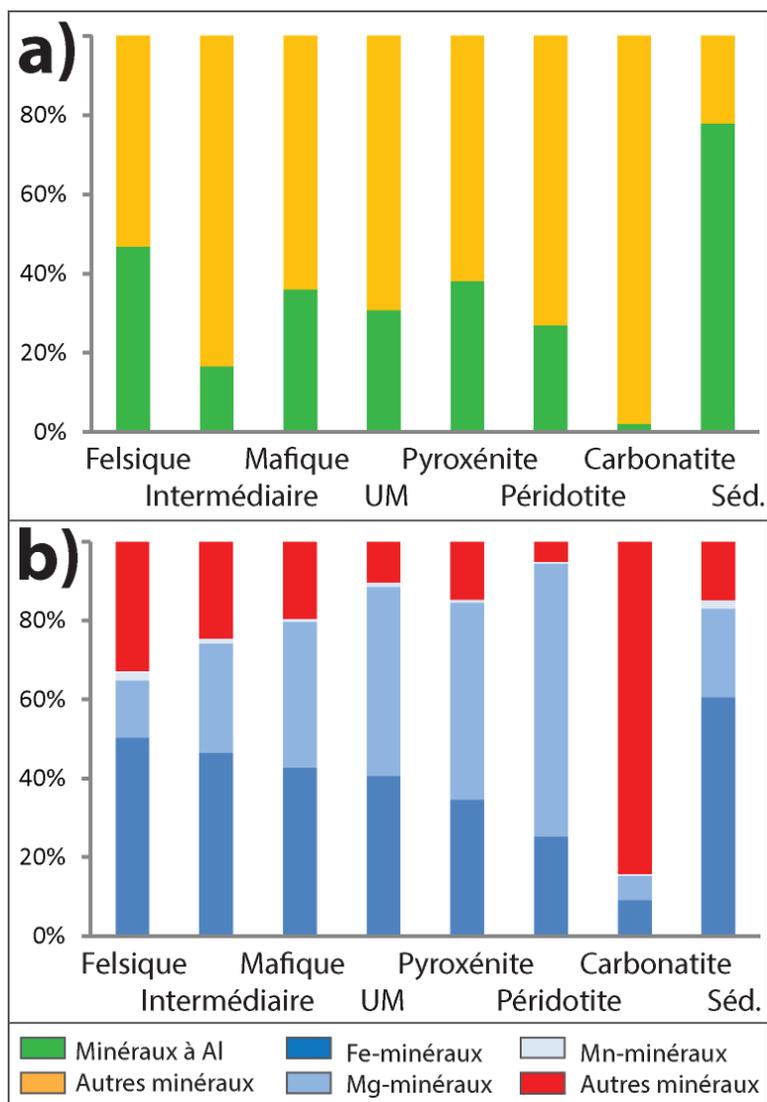


Figure 8. Minéraux classés selon la composition de leurs roches hôtes.

5 CONSTATS ET RECOMMANDATIONS

Nous venons de voir que les MI peuvent refléter les caractéristiques de l'environnement dans lequel ils ont cristallisé. Ainsi, les MI ont le potentiel d'indiquer s'ils proviennent d'un environnement minéralisé ou non et, parfois, d'indiquer à quel type de gisement ils sont associés.

Cependant, les levés collectés pendant ce projet ne contiennent pas les données nécessaires à la pleine exploitation du potentiel des MI. Il est ainsi recommandé de changer la procédure d'analyse des échantillons de till, en généralisant l'utilisation du QEMSCAN par exemple (**Figure 9**).



Figure 9. Exemple d'image produite par le QEMSCAN (source : site internet d'Actlab).

5.1 Constats sur les levés étudiés pendant ce projet

Un total de 23 levés publics documentant différentes provinces canadiennes ont été étudiés pendant ce projet. Ces levés contiennent généralement les données suivantes :

- Analyse de différentes fractions du till. La reconnaissance de la lithologie des clastes (8-16 mm) est souvent fournie, ce qui est un très bon point (cf. section 1). L'analyse de la fraction fine ne semble pas utile à l'exploitation des MI, car elle pourrait ne pas provenir des mêmes roches qui ont libéré les MI de l'échantillon.
- Parfois, description poussée de la lithologie des échantillons (couleur, etc.). Ceci peut éventuellement permettre de porter un jugement sur la qualité du till (altéré ou non?), et de corriger la quantité de sulfures récupérés. Le mieux, cependant, est de ne pas échantillonner le till oxydé.
- Collecte des KIM, et/ou des MMSIM, PCIMS, etc. La quantité de minéraux reconnus est de 0 à <10 la plupart du temps, ou d'environ 1000 dans quelques rares cas et pour certains MI seulement (cela peut arriver pour la chromite ou la pyrite par exemple). Déjà, du point de vue statistique, cela pose un véritable problème. Ensuite, ne collecter que des KIM en négligeant le

reste de l'échantillon, c'est comme essayer de caractériser la chimie d'un gabbro en analysant les pyroxènes au lieu d'effectuer une analyse « roche totale ».

- Analyse chimique de quelques grains : l'idée est parfaite, car ce type d'analyse est indispensable à l'exploitation de la pleine capacité des MI. Cependant, ces analyses sont souvent limitées à quelques grains et il est donc difficile d'en tirer des statistiques utiles. Aussi, elles sont souvent faites dans un seul but, comme reconnaître des grenats G10 par exemple, ce qui néglige complètement les autres caractéristiques de l'échantillon : ces analyses sont beaucoup trop « model driven ».

Les levés compilés présentent des problèmes de quantité et de qualité des données mesurées, qui ne permettent que d'avoir une vision partielle de l'échantillon.

Ne collecter que des KIM en négligeant le reste de l'échantillon, c'est comme essayer de caractériser la chimie d'un gabbro en analysant les pyroxènes au lieu d'effectuer une analyse « roche totale ».

5.2 Nouvelles technologies

De nombreux laboratoires offrent déjà toute une panoplie de services qui sont une alternative au « hand-picking ». Ces laboratoires utilisent des machines intégrant diverses technologies et couplées à des logiciels interprétant les analyses et fournissant des données statistiquement fiables sur, par exemple, les proportions des espèces minérales présentes. Ces technologies pourraient procurer la quantité de données dont on aurait besoin pour utiliser la pleine capacité de chaque MI.

Les informations listées ci-dessous ont été collectées auprès de diverses sources internet. Le QEMSCAN et le MLA sont des technologies maintenant développées par FEI Company.

Ci-dessous, une liste non-exhaustive de quelques méthodes et détecteurs utilisés pour analyser les matériaux solides est proposée :

- **SE (Secondary electron)** : cartographier la topographie des matériaux en 2D (la 3D est cependant possible). Possibilité de quantifier la taille, la forme, la porosité, la texture et autres des MI.
- **XRF (X-ray fluorescence) et ses détecteurs (EDS - Energy Dispersive x-ray Spectroscopy; WDS - wavelength dispersive X-ray spectroscopy)** : analyses chimiques quantitatives.
- **XRD (X-ray crystallography) et autres** : documente la structure cristalline pour permettre l'identification des espèces minérales. Des appareils adaptés peuvent automatiquement identifier les minéraux et quantifier leurs proportions.
- **BSE, EBSD (backscattered electrons)**: carte chimique non quantitative, structure cristalline des minéraux.
- **Cathodoluminescence** : examiner les propriétés électroniques des matériaux semi-conducteurs. Utile pour l'analyse de l'apatite par exemple.

Ces différentes méthodes sont employées par toute une gamme de machines, comme l'EMP par exemple (Electron MicroProbe). Retenons le **SEM (Scanning Electron Microscope)**, qui est capable d'imager le matériel mesuré. Dépendamment des types de détecteurs montés sur le SEM, il pourra imager la topographie du matériel, produire des cartes chimiques semi-quantitatives ou autres, etc.

Les méthodes d'analyses sont multiples et connues, bien que chaque détecteur soit en constante amélioration. Les innovations qui nous intéressent le plus dans le cadre de ce projet sont celles qui

intègrent différentes méthodes d'analyses et qui les couplent à des logiciels puissants, afin de proposer, par exemple, la liste des espèces minérales présentes dans un échantillon. Le QEMSCAN et le MLA sont les deux principales techniques d'**automatisation** répertoriées, bien que les possibilités de combinaison des détecteurs connus soient infinies :

- **QEMSCAN (Quantitative Evaluation of Minerals by SCANning electron microscope)**: intègre un SEM, plusieurs EDS, et une suite de quatre logiciels de traitement du signal (cf. iDiscover). Il produit une vaste gamme de données quantitatives : carte chimique de l'échantillon, phases minérales présentes (et donc leurs proportions), associations minérales, texture, taille des grains, etc.
- **MLA (Mineral Liberation Analyser)** : très similaire au QEMSCAN. Les logiciels ne sont pas les mêmes que ceux du QEMSCAN.
- **RIMSCAN (Rapid Indicator Mineral Scan)** : technique développée par la compagnie SGS, qui utilise le QEMSCAN.

6 CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Ce projet a permis de documenter les spécificités d'un grand nombre de MI. La documentation est incomplète, et une image claire de la capacité de chacun des MI demandera la mise en place de bases de données géochimiques beaucoup plus complètes que celles compilées pendant ce projet.

Néanmoins, le potentiel des MI semble aller bien au-delà de leurs utilités en tant que KIM. Cependant, les données disponibles (cf. « hand-picking » de quelques KIM) ne permettent pas d'exploiter la pleine capacité de ces minéraux. La recommandation principale de ce projet est donc d'utiliser les nouvelles technologies pour analyser les échantillons de till. En effet, le cortège de machines disponibles aujourd'hui, et déjà proposées par les laboratoires (cf. QEMSCAN, etc.) a le potentiel de fournir des données de qualité et en quantité suffisante pour permettre la pleine utilisation des MI. Lorsque de telles analyses seront devenues routinières, le développement de logiciels capables de gérer la quantité et la diversité (cf. types de MI, taille, forme, associations, chimie) des données produites deviendra indispensable.

Ce projet a également été l'occasion de faire un rapide tour d'horizon des caractéristiques du till et des façons dont il est échantillonné. Plusieurs des points abordés pourraient faire l'objet d'autres projets. Par exemple, la surreprésentation des MI les plus denses dans l'environnement secondaire devrait être documentée afin de juger si les conclusions tirées à partir de roches en place peuvent être appliquées à des minéraux récupérés en vrac.

Aussi, il semble indispensable de développer une expertise qui pourrait permettre d'améliorer la représentativité des échantillons ramassés, ou d'au moins documenter à quel point un échantillon donné n'est pas représentatif du till échantillonné.

RÉFÉRENCES

- Actlab. 2015. Actlab (site internet): <http://actlab.tumblr.com/>
- Alpers, C.N., Blowes, D.W. (Eds.) 1994. Environmental geochemistry of sulfide oxidation. American Chemical Society, Volume 550.
- Araujo, S., Fawcett, J.J., Scott, S.D. 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil, example. *Revista Brasileira de Geociências* 25(3), p. 173-184.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M. 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18(5), 551-567.
- Averill, S.A., 2007. Viable indicators in surficial sediments for two major base metal deposit types: Ni-Cu-PGE and porphyry Cu. *Exploration 2007, Toronto, Workshop 3: Indicator Mineral Methods in Mineral Exploration* (talk).
- Averill, S.A. 2011. Viable indicator minerals in surficial sediments for two major base metal deposit types: Ni-Cu-PGE and porphyry Cu. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 11(4), 279-291.
- Barnes, S.J., Roeder, P.L., 2001. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology* 42(12), p. 2279-2302.
- Barthelmy, D. 2014. WebMineral (site internet): www.WebMineral.com
- Beaudoin, A.B., King, R.H. 1986. Using discriminant function analysis to identify Holocene tephra based on magnetite composition: a case study from the Sunwapta Pass area, Jasper National Park. *Canadian journal of earth sciences*, 23(6), 804-812.
- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., Fisher, N., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(5), p. 602-622.
- Bouzari, F., Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. *Economic Geology* 101(1), p. 95-134.
- Bouzari, F., Hart, C.J.R., Barker, S., Bissig, .T., 2011. Porphyry Indicator Minerals (PIMs) A new exploration tool for concealed deposits in south-central British Columbia. *Geoscience BC report*.
- Boyle, R.W. 1971. Boron and boron minerals as indicators of mineral deposits. In *Geochemical Exploration 1971*. Volume 11, p. 112.
- Budzinski, H., Tischendorf, T., 1989. Distribution of REE among minerals in the Hercynian postkinematic granites of Westerzgebirge-Vogtland, GDR. *Z. Geol. Wiss.* 17(11), p. 1019-1031.
- Burnham, O.M., Halden, N., Layton-Matthews, D., Leshner, C.M., Liwanag, J., Heaman, L., Hulbert, L., Machado, N., Michalak, D., Pacey, M., Peck, D.C., Potrel, A., Theyer, P., Troope, K., Zwanzig, H.V., 2003. CAMIRO Project 97E-02: Thompson Nickel Belt; unpublished Canadian Mining Industry Research Organization (CAMIRO) final report, March 2002 (revised and updated June 2004).
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. 2003. Chapter 16. Atlas of zircon textures, In: *Zircon, Hanchar JM et Hoskin WO (editors), Reviews in mineralogy and geochemistry* (publisher), p. 469-500.
- Crabtree, D.C., 2003. Preliminary results from the James Bay Lowland indicator mineral sampling program. *Ontario Geological Survey, Open File Report 6108*, p. 115.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S. 1902. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *The Journal of Geology*, 10(6), 555-690.

- Czamanske, G.K., Ishihara, S., Atkin, S.A., 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86(B11), p. 10431-10469.
- Dana, J.D., Dana, E.S., Gaines, R.V. (Eds.). 1997. *Dana's new mineralogy: The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana*. Wiley-Interscience.
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G. 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88, 27-50.
- Dawson, J.B., Stephens, W.E., 1975. Statistical Classification of Garnets from Kimberlite and Associated Xenoliths. *The Journal of Geology* 83(5), p. 589-607.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1962. *Rock-forming minerals*. (several books).
- Démartin, F., Diella, V., Donzelli, S., Gramaccioli, C.M., Pilati, T., 1991. The importance of accurate crystal structure determination of uranium minerals. I. Phosphuranylite $KCa(H_3O)_3(UO_2)_7(PO_4)_4O_4 \cdot 8H_2O$. *Acta Crystallographica B* 47, p. 439-446.
- Dupuis, C., Beaudoin, G. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* 46(4), p. 319-335.
- Evans, C., Franzmeier, D.P. 1986. Saturation, aeration, and color patterns in a toposequence of soils in north-central Indiana. *Soil Science Society of America Journal*, 50(4), 975-980.
- FEI Company (site internet): <http://www.fei.com>
- Fipke, C.E., Gurney, J.J., Moore, R.O., 1995. Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral geochemistry and Canadian examples. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 253(423).
- Frei, D., Liebscher, A., Franz, G., Dulski, P., 2004. Chapter 12. Trace Element Geochemistry of Epidote Minerals. p. 553-606.
- Frietsch, R., Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews* 9(6), p. 489-510.
- Ganne, J., Bussy, F., Vidal, O. 2003. Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basement (Ambin Massif, Savoy): new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 44(7), 1281-1308.
- Gao, X.Y., Zheng, Y.F., Chen, Y.X., 2012. Dehydration melting of ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen: evidence from multiphase solid inclusions in garnet. *Journal of metamorphic geology* 30(2), p. 193-212.
- Gent, M., Menendez, M., Toraño, J., Torno, S. 2011. A review of indicator minerals and sample processing methods for geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 110(2), 47-60.
- GEOROC (site internet): <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>
- Gieré, R., Sorensen, S.S., 2004. Chapter 10. Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals, p. 431-494.
- Grapes, R., Palmer, K. 1996. (Ruby—Sapphire)—Chromian Mica—Tourmaline Rocks from Westland, New Zealand. *Journal of Petrology*, 37(2), p. 293-315.
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V., Hålenius, U. 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98(4), p. 785-811.
- Gromet, L.P., Silver, L.T., 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47(5), p. 925-939.
- Grütter, H.S., Gurney, J.J., Menzies, A.H., Wintera, F., 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithosphere* 77(1-4), p. 841-857.

- Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S. 2005. Zincian spinel associated with metamorphosed proterozoic base-metal sulfide occurrences, Colorado: a re-evaluation of gahnite composition as a guide in exploration. *Canadian mineralogist* 43(2), p. 601-622.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral- An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70, p. 1-15.
- Jambor, J.L., Nordstrom, D.K., Alpers, C N. 2000. Metal-sulfate salts from sulfide mineral oxidation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1), 303-350.
- Keller, C.K., Van Der Kamp, G., Cherry, J.A. 1991. Hydrogeochemistry of a clayey till: 1. Spatial variability. *Water Resources Research*, 27(10), 2543-2554.
- Kjarsgaard, B.A. 1998. Phase relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. *Journal of Petrology* 39(11-12), p. 2061-2075.
- Mackay, D.A. 2014. Indicator minerals and stream sediments in exploration for carbonatite-hosted Nb deposits, Aley Carbonatite, British Columbia, Canada. GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia.
- McClenaghan, M.B., Thorleifson, L.H., DiLabio, R.N.W. 2000. Till geochemical and indicator mineral methods in mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 16(3), 145-166.
- McClenaghan, M.B., 2005. Indicator mineral methods in mineral exploration. *Geochemistry Exploration Environment Analysis* 5, p. 233-245.
- McClenaghan, M.B., Averill, S.A., Kjarsgaard, I.M., Layton-Matthews, D., Matile, G. 2009. Till indicator mineral and geochemical signatures of magmatic Ni-Cu deposits, Thompson Nickel Belt. Manitoba Mining and Minerals Convention, Shortcourse: Drift Exploration in Manitoba (shortcourse).
- McClenaghan, M.B., Kjarsgaard, B.A., 2007. Indicator mineral and surficial geochemical exploration methods for kimberlite in glaciated terrain, examples from Canada. In *Mineral Resources of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Special Publication No. 5, p. 983-1006.
- McClenaghan, M.B., Cabri, L.J. 2011. Review of gold and platinum group element (PGE) indicator minerals methods for surficial sediment sampling. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 11(4), 251-263.
- Michaud, Y., Allard, M., Parent, M., Paradis, S.J., MÚnard, E., Fortin, M., Bugin, C. 1994. Cartographie préliminaire des zones pergéisolées dans le secteur du détroit de Manitounuk et de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonite. Geological Survey of Canada, Open File 2845. Natural Resources Canada.
- Miller, J.K., 1984. Model for clastic indicator trains in till. *Prospecting in Areas of Glaciated Terrain*, The Institute of Mining and Metallurgy, London, p. 69-77.
- Mindat (site internet): www.Mindat.org
- Minter, W.E.L., Goedhart, M., Knight, J., Frimmel, H.E. 1993. Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef; evidence for their detrital origin. *Economic Geology*, 88(2), 237-248.
- Mitchell, R.H., 1986. *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. Plenum Press, New York.
- Möller, P., Dulski, P., Szackil, W., Malow, G., Riedel, E., 1988. Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(6), p. 1497-1503.
- Morris, T.F., Kaszycki, C.A., 1997. Prospector's guide to drift prospecting for diamonds, northern Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 167.
- Nakada, S. 1991. Magmatic processes in titanite-bearing dacites, Central Andes of Chile and Bolivia. *American Mineralogist* 76, p. 548-560.

- Nakano, T., Yoshino, T., Shimazaki, H., Shimizu, M., 1991. Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits. 89(7), p. 1567-1580.
- Nordstrom, D.K. 1982. Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. Acid sulfate weathering, (acidsulfateweat), 37-56.
- Oberthür, T., Weiser, T., Melcher, T. 2014. Alluvial and eluvial platinum-group minerals from the Bushveld complex, South Africa. South African Journal of Geology, 117(2), 255-274.
- Park, J. 1924. The Pre-Cambrian complex and pyrrhotite bands, Dusky Sound, New Zealand. Economic Geology 19, p. 750-755.
- Pasero, M., Kampf, A.R., Ferraris, C., Pekov, I.V., Rakovan, J., White, T. J. 2010. Nomenclature of the apatite supergroup minerals. European Journal of Mineralogy, 22(2), 163-179.
- Peng, J.T., Hu, R.Z., Zhao, J.H., Fu, Y.Z., Yuan, S.D. 2005. Rare earth element (REE) geochemistry for scheelite from the Woxi Au-Sb-W deposit, western Hunan [J]. Geochimica, 2, 002.
- Pettke, T., Audétat, A., Schaltegger, U., Heinrich, C.A. 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part II. Evolving zircon and thorite trace element chemistry. Chemical Geology 220 (3-5), p. 191-213.
- Redkin, A.F., Borodulin, G.P. 2010. Pyrochlores as indicators of the uranium-bearing potential of magmatic melts. In Doklady Earth Sciences, 432(2), 787-790.
- Ronsbo, J.G., 1989. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. American Mineralogist 74, p. 896-901.
- Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., Kent, A.J.R., 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. American Mineralogist 91(8-9), p. 1300-1312.
- Sage, R.P., Lightfoot, P.C., Doherty, W., 1996. Bimodal cyclical Archean basalts and rhyolites from the Michipicoten (Wawa) greenstone belt, Ontario: geochemical evidence for magma contributions from the asthenospheric mantle and ancient continental lithosphere near the southern margin of the Superior Province. Precambrian Research 76(3-4), p. 119-153.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. Economic Geology 99(5), p. 1027-1035.
- Seedorff, E., Einaudi, M.T., 2004. Henderson Porphyry Molybdenum System, Colorado: II. Decoupling of Introduction and Deposition of Metals during Geochemical Evolution of Hydrothermal Fluids. Economic Geology 99(1), p. 39-72.
- Shilts, W.W. 1973. Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada. Geological Society of America Memoirs, 136, 189-220.
- Sideng, Z.Y.L.Y.G., Qiguang, H. 1990. REE geochemical characteristics of tungsten minerals as a discriminant indicator of the genetic types of ore deposits. Geochimica, 1, 001.
- Slack, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 33, p. 559-643.
- Somarin, A.K., 2004. Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: evidence from skarn deposits of NW Iran. Journal of Geochemical Exploration 81(1-3), p. 47-57.
- Spry, P.G., Petersen, E.U., 1989. Zincian h6gbomite as an exploration guide to metamorphosed massive sulphide deposits. Mineralogical Magazine 53, p. 263-269.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. Earth-science reviews, 12(1), 1-33.

- Taylor, R.P., Fryer, B.J., 1980. Multiple-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic, and phyllic fluids. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17(7), p. 901-926.
- Tepper, J.H., Kuehner, S.M. 1999. Complex zoning in apatite from the Idaho batholith: A record of magma mixing and intracrystalline trace element diffusion. *American Mineralogist*, 84(4), 581-595.
- Thornber, M.R. 1975. Supergene alteration of sulphides, I. A chemical model based on massive nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia. *Chemical Geology*, 15(1), 1-14.
- Trépanier, S., 2011. Optimisation des données de till pour l'exploration. Rapport du projet CONSOREM 2010-05, 72 p.
- Trépanier, S. 2012. Optimisation des données de till pour l'exploration. Phase II : Évaluation quantitative de l'efficacité des méthodes d'analyse du till pour l'exploration de l'or. Rapport du projet CONSOREM 2011-05, 71 p.
- Vaughan, D.J. (Ed.) 2006. Sulfide mineralogy and geochemistry (Vol. 61). Mineralogical Society of America.
- Watanabe, Y., Hedenquist, J.W., 2001. Mineralogic and Stable Isotope Zonation at the Surface over the El Salvador Porphyry Copper Deposit, Chile. *Economic Geology* 96(8), p. 1775-1797.
- Zhu, X.K., O'Nions, R.K., 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137(4), p. 351-363.