

INTRUSIONS ALCALINES DE L'ABITIBI : PÉTROLOGIE. ALTÉRATION HYDROTHERMALE ET MINÉRALISATION AURIFÈRE

PROJET D'INTÉGRATION ET DE SYNTHÈSE - PLUTONISME ET MINÉRALISATION
EN ABITIBI

Projet 2014-06

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 et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

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. Plutonisme et minéralisation en Abitibi – projet d'intégration et de synthèse. Rapport, Projet CONSOREM 2014-06, 115 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@uqac.ca
Site Web: www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Pour de nombreux types de gisements, les intrusions jouent un rôle important dans le processus minéralisateur. Si l'on se concentre sur les gisements d'or de l'Abitibi, le rôle des intrusions est le suivant : 1) moteur thermique du système hydrothermal (cf. VMS à Au par exemple) ; 2) encaissant compétent des veines minéralisées, prompt à être fracturé par les mouvements tectoniques (cf. or orogénique) ; 3) possible contribution de fluide et de métaux de certains gisements (cf. type « syenite related » de Robert, 2001 ; par exemple).

Le projet 2014-06 vise à intégrer puis synthétiser les résultats des projets CONSOREM ayant porté sur la thématique « intrusions et minéralisations en Abitibi ». Ce projet permet donc de faire un état de connaissance sur les intrusions de l'Abitibi et de traiter les diverses applications en exploration. Cette compilation a également fait ressortir la thématique « Au et intrusions alcalines », qui a été traitée en détail dans le cadre de ce projet.

Les intrusions alcalines se mettent en place tardivement dans l'évolution de l'Abitibi, et sont donc spatialement, parfois structuralement, et plus rarement génétiquement liées aux minéralisations aurifères. La reconnaissance de ce type de magma est donc importante pour l'exploration et peut être effectuée à l'aide de diagrammes multiéléments.

Aussi, la chimie de plusieurs intrusions a été étudiée dans le cadre de ce projet afin de déterminer les différences chimiques entre magmas minéralisés et non-minéralisés. Cette réflexion sur la chimie des intrusions alcalines indique qu'il ne semble pas y avoir de magmas plus fertiles que d'autres a priori (cf. composition de la source et particularités de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée). La différence concerne plutôt la nature et l'intensité de l'altération, et en particulier de l'altération K qui est principalement développée dans les intrusions alcalines minéralisées en Au.

Bien que la nature géochimique de ces magmas atypiques demande des études plus poussées, et notamment la compilation d'un plus grand nombre d'exemples, il semble que les gisements d'or soient associés avec les systèmes hydrothermaux les plus efficaces et non avec des magmas alcalins spécifiques. Puisque les systèmes hydrothermaux les plus favorables ont engendré de fortes altérations potassiques, il est recommandé de quantifier et de cartographier au mieux cette altération K à proximité et dans les intrusions alcalines de l'Abitibi, à l'aide de diverses méthodes discutées dans le cadre de cette étude (cf. bilans de masse, diagrammes PER et éléments traceurs).

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement.....	i
Résumé	ii
Table des matières	iii
Liste des figures	v
Liste des tableaux.....	vii
Liste des Figures de l'annexe A	vii
1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS.....	1
2 INTÉGRATION DES PROJETS CONSOREM	2
2.1 Projet 2001-03 – Typologie des intrusions	2
Le projet 2001-03 avait comme objectif d'établir une discrimination géochimique des intrusions synvolcaniques de celles syntectoniques en Abitibi.	2
2.2 Projets 2005-01 et 2006-02 : étude du pourtour des intrusions	5
2.3 Projet 2007-06 : Au et intrusions archéennes – syénite de Douay	5
2.4 Projet 2009-05 : Plutons associés aux IOCG et aux porphyres	5
2.5 Projet 2011-02 : Au, intrusions et grands couloirs de déformation	7
2.6 Projet 2012-02 : l'or au sud de Chibougamau.....	9
2.7 Projet 2012-05 : bilan de masse pour les intrusions alcalines	10
2.8 Résumé des projets compilés	10
3 INTRUSIONS ALCALINES ET Au : DÉFINITIONS	13
3.1 Minéralisations aurifères : définitions et éléments de classification	13
3.2 Intrusions alcalines : classification	15
3.2.1 Genèse et problèmes de classification.....	15
3.2.2 Les classifications chimiques et pétrologiques.....	17
3.2.3 Les classifications géodynamiques	19
3.3 Classification : l'approche multiéléments	21
3.3.1 Quelques définitions	22
3.3.2 Normalisation et ordre des éléments.....	24
3.3.3 Caractéristiques des roches alcalines sur les diagrammes multiéléments	26
3.4 Exemple de classification d'intrusions alcalines	33
4 LES ROCHES ALCALINES D'ABITIBI	38
4.1 Présentation générale des intrusions étudiées	38
4.2 Distribution des magmas alcalins et relation avec l'Au	38
4.3 Source des magmas.....	39
4.4 Métasomatisme du stade magmatique	40
4.5 Critères de fertilité	41

5	ÉTUDES DE CAS	43
5.1	Syénite de Beattie	43
5.2	Syénite de Young-Davidson	52
5.3	Les autres intrusions	57
5.4	Discussion sur la chimie des « syénites »	59
5.5	L'altération des « syénites »	62
6	CONCLUSIONS GÉNÉRALES	67
	RÉFÉRENCES	68
	ANNEXE A – DOCUMENTATION DE DIVERSES INTRUSIONS	78
	A.1. Syénite de Murdock Creek	78
	A.2. Syénite d'Otto	81
	A.3. Syénites du dépôt de Kirkland Lake	84
	A.4. Unités volcaniques alcalines de la région de Kirkland Lake	88
	A.5. Stock de Boyvinet	91
	A.6. Syénite de Cléricy	92
	A.7. Syénite et carbonatite de Dolodau	97
	A.8. Syénite et carbonatite du Lac Shortt	99
	A.9. Syénite de Tarsac	102
	A.9. Intrusions de la région de Malartic	104
	A.10. Syénite de Berthiaume	105
	ANNEXE B – MAGMAS DE L'ABITIBI	108
	ANNEXE C - GLOSSAIRE	110

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Données de Beakhouse (2011) et du SIGEOM (compilées dans le cadre du projet 2001-03) représentées sur le diagramme Al_2O_3 vs TiO_2	4
Figure 2 : Composition modélisée de différents solides formés pendant la cristallisation progressive de liquides représentés par des échantillons d'intrusions syn-tectoniques (symboles rouge et jaune) et synvolcaniques (symboles bleus) analysés par Beakhouse (2011). Notez que la plupart des magmas syn-tectoniques modélisés sont pauvres en TiO_2 et riches en Al_2O_3 , alors que les magmas synvolcaniques sont moins riches en Al_2O_3 et contiennent des proportions plus variables de TiO_2	4
Figure 3 : Échantillons du GEOROC classés selon leurs noms et leurs contextes géodynamiques (cf. classification du GEOROC), sélectionnés ou non selon les critères de fertilité proposés par le projet 2009-05.	7
Figure 4 : Roches intrusives selon le diagramme TAS, et grandes lignées magmatiques ; la ligne noire épaisse sépare les intrusions alcalines des intrusions sub-alcalines (cf. tholéiitiques, calco-alcalines) ; BADR (basalte-andésite-dacite-rhyolite) est une lignée magmatique calco-alcaline typique des arcs post-Archéen ; TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) est une lignée intrusive typique de l'Archéen.	18
Figure 5 : a) échantillons de shoshonites provenant d'un champ volcanique de la Province Romaine (Boari et al. 2009) représentés sur le diagramme Zr/Ti vs Nb/Y ; b) échantillons de marges convergentes (arcs) du GEOROC (n= 40 874) classés comme roches alcalines et sub-alcalines sur la base du diagramme TAS (Middlemost 1991).	21
Figure 6 : Symboles pour les coefficients de partage partiels (Kd) et globaux (D).	24
Figure 7 : Fenêtre de dialogue LithoModeleur permettant d'accéder à différents diagrammes multiéléments.	26
Figure 8 : Diagrammes multiéléments présentant des analyses (valeurs médianes) de différentes intrusions alcalines d'Abitibi ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).	29
Figure 9 : Diagrammes multiéléments présentant des analyses (valeurs médianes) de l'intrusion de Beattie ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).	29
Figure 10 : Diagrammes multiéléments présentant les différents types d'intrusions de l'Abitibi ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).	30
Figure 11-A : Diagrammes multiéléments présentant différents types de roches magmatiques provenant de contextes géodynamiques variés ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).	31
Figure 12 : Échantillons de Beakhouse (2011) représentés sur les diagrammes de discrimination suivants : a) diagramme binaire Ta vs Yb (Pearce et al. 1984) ; b) Diagramme binaire Th/Ta vs Ta/Yb (Schandl et Gorton 2002) ; diagramme ternaire $Zr-Th-Nb$ (Wood 1980).	34
Figure 13 : Échantillons de Beakhouse (2011) représentés sur les diagrammes binaires suivants : a) diagramme ASI vs. ANK (Frost et al. 2001) ; b) diagramme (Frost et al. 2001) ; c) diagramme K_2O vs SiO_2 (Peccerillo et Taylor 1976) ; d) K_2O vs Na_2O (Middlemost 1975) ; e) diagramme $R1$ vs $R2$ (De La Roche et al. 1980) ; f) diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Pearce 1996).	35
Figure 14 : Échantillons de Beakhouse (2011) représentés sur les diagrammes arachnides multiéléments des éléments traces (a) et des RE (b). Les normalisations utilisées sont le manteau primitif (McDonough et Sun 1995) et la chondrite CI (Wasson et Kallemeyn 1988), et l'ordre des éléments (a) est « Littérature (Sun and McDonough 1989) » (cf. section 3.3.2). Notez que l'intrusion de Bristol se démarque, car l'échantillonnage documente principalement des roches mafiques (cf. richesse en éléments compatibles), alors que les autres intrusions sont plutôt représentées par des échantillons felsiques.	36
Figure 15 : Diagramme TAS (Middlemost 1975) représentant les roches analysées par Beakhouse (2011) (a) et les précurseurs modélisés grâce au bilan de masse par modélisation des précurseurs (Trépanier 2008) de ces mêmes roches (b).	37
Figure 16 : Carte de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi, établie à partir des données du SIGEOM 2014. La projection latitude/longitude utilise le modèle WGS-84.	39

Figure 17 : a) Diagramme PER Mg/Sr vs Ca/Sr (molaires) ; et b) diagramme binaire MgO vs (MgO + Fe ₂ O ₃ T) (molaires), représentant les échantillons de l'intrusion de Beattie (Bigot 2012, Bourdeau 2013).	45
Figure 18 : Boîtes à moustache présentant la minéralogie normative (norme SV350) globale des échantillons de l'intrusion de Beattie (n= 222 ; Bigot 2012, Bourdeau 2013).	46
Figure 19 : Diagramme binaire albite vs orthose normales (norme SV350) (n= 222 ; Bigot 2012, Bourdeau 2013). Le code couleur correspond à la proportion normative de quartz, et montre que les roches les plus pauvres en albite sont celles qui contiennent le plus de quartz.	47
Figure 20 : Diagramme de l'altération en CO ₂ (cf. Mathieu 2015) pour les minéraux du faciès SV350 (n= 227 ; Bigot 2012, Bourdeau 2013). Le code couleur correspond à la proportion de quartz normatif (norme SV350).	47
Figure 21 : Diagrammes PER pour l'orthose (a-b) et l'albite (c-d), qui utilisent les éléments conservateurs Sr (a, c ; n= 164 données) et Ba (b, d ; n= 170 données). Ces diagrammes indiquent que les roches contiennent principalement deux types de rapports orthose/albite. Le code couleur correspond aux gains/pertes en Na ₂ O et K ₂ O estimés par le calcul des bilans de masse par modélisation des précurseurs (Trépanier 2008, 2012).	49
Figure 22 : Diagrammes PER pour l'orthose (a-b) et l'albite (c-d), qui utilisent l'élément conservateur Sr (a, c ; n= 164 données). Le code couleur correspond aux gains/pertes en Na ₂ O et K ₂ O estimés avec la méthode PER décrite dans cette section.	50
Figure 23 : Cartes de l'intrusion de Beattie montrant la répartition spatiale des altérations en K, CO ₂ et Na (cf. krigeage à partir des échantillons représentés sur chacune des cartes).	51
Figure 24 : Représentation schématique des principales altérations de l'intrusion de Beattie. Les corps minéralisés (localisés d'après les données du SIGEOM 2014) sont également représentés.	51
Figure 25 : Diagrammes multiéléments représentant les syénites et les lamprophyres de l'intrusion de Young-Davidson (données de Martin 2012, Beakhouse 2011). Les lamprophyres et les syénites sont comparés aux TTG pré-tectoniques de Beakhouse (2011) ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	53
Figure 26 : Diagramme PER FeO/La vs. MgO/La pour les échantillons de l'intrusion de Young-Davidson. Seuls les échantillons ayant FeO analysé sont représentés sur ce diagramme.	54
Figure 27 : Boîtes à moustaches représentant les proportions normales des minéraux de l'intrusion de Young-Davidson (cf. norme CIPW).	55
Figure 28 : Diagramme binaire comparant les proportions normales d'albite et d'orthose (n= 237).	55
Figure 29 : Diagrammes PER représentant la composition des feldspaths.	56
Figure 30 : a) Boîtes à moustaches représentant les valeurs de l'indice ALT_CARBS_SV350 (cf. norme SV350 ; Trépanier 2011) ; b) Diagramme PER K/La vs. Al/La pour l'orthose représentant les gains/pertes en Na calculés avec des indices dérivés de la méthode PER.	57
Figure 31 : Boîtes à moustaches comparant les alcalins des diverses intrusions étudiées à leurs contenus en SiO ₂ et Al ₂ O ₃ . Ces intrusions alcalines sont pauvres à sous-saturées en SiO ₂ , et riches en Al ₂ O ₃ .	59
Figure 32 : Représentation graphique des altérations observées au sein des intrusions alcalines étudiées dans le cadre de cette étude (diagramme modifié de Bigot 2014). Les différents champs délimitent la position moyenne des échantillons décrits dans ce rapport.	60
Figure 33 : Diagramme multiéléments représentant la composition chimique des huit intrusions étudiées ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	62
Figure 34 : Corrélations entre l'altération potassique calculée pour l'intrusion de Beattie et divers éléments traces.	65
Figure 35 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons de la syénite de Beattie. Les analyses sont comparées à 29 échantillons non altérés en K de la syénite de Beattie (cf. normalisation par la médiane de ces 29 échantillons), et ces 29 échantillons ne sont pas représentés sur les diagrammes. Les échantillons représentés sont ceux qui ont subi des gains en K (droites rouges) et des pertes en K (droites bleues). Les altérations en K ont été calculées à l'aide de la méthode des diagrammes PER décrite ci-dessus ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2). Cependant, les diagrammes sont utilisés uniquement pour comparer deux groupes de roches entre elles, et l'ordre des éléments utilisé n'est ici pas important.	66

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : liste des thématiques abordées pendant les projets intégrés	11
Tableau 2 : liste des recommandations formulées à partir des projets intégrés	12
Tableau 3 : Exemple de classification pour les minéralisations aurifères.	14
Tableau 4 : Résumé succinct de la classification de Mitchell (1996) pour les roches alcalines sous-saturées.	21
Tableau 5 : Synthèse des données récoltées sur les intrusions étudiées.	58

LISTE DES FIGURES DE L'ANNEXE A

Figure A-1 : Diagramme binaire K_2O vs Na_2O (molaire), représentant le rapport K/Na de l'intrusion de Murdock Creek.	80
Figure A-2 : Diagrammes PER pour les feldspaths, représentant les échantillons de roches felsiques (cf. les roches mafiques ne sont pas représentées, car elles possèdent des proportions d'albite, d'orthose et d'anorthite différentes de celles des roches felsiques). Les pentes des droites de tendance indiquent que la partie différenciée de l'intrusion de Murdock Creek contient environ 30 % d'orthose, 40 % d'albite et 30 % d'anorthite.	80
Figure A-3 : Boîtes à moustaches représentant les proportions normatives des minéraux de l'intrusion de Young-Davidson (cf. norme CIPW), pour les roches ultramafiques (cf. clinopyroxénites et hornblendites) et pour les autres roches (cf. syénite, diorite, monzodiorite).	81
Figure A-4 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons du stock d'Otto ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	82
Figure A-5 : Diagramme FeO vs. MgO (molaire) représentant le $Mg\#$ des Fe-Mg-silicates. Seuls les échantillons ayant FeO analysé sont représentés ($n=14$).	83
Figure A-6 : Boîtes à moustaches représentant les proportions normatives des minéraux du stock d'Otto (cf. norme CIPW) pour les syénites et les gabbros.	83
Figure A-7 : Diagrammes PER pour les feldspaths, représentant les échantillons de syénite et de gabbro (cf. cercles noirs).	84
Figure A-8 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des intrusions alcalines du camp de Kirkland Lake ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	85
Figure A-9 : Proportions des minéraux normatifs (norme CIPW) des syénites du camp de Kirkland Lake.	87
Figure A-10 : Diagramme binaire K_2O vs Na_2O (%Pds) des syénites du camp de Kirkland Lake.	88
Figure A-11 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths des syénites du camp de Kirkland Lake.	88
Figure A-12 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des volcanites alcalines de la région de Kirkland Lake ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	89
Figure A-13 : Composition normative (norme CIPW) des volcanites alcalines de la région de Kirkland Lake.	90
Figure A-14 : Diagramme binaire orthose+leucite vs Albite+néphéline normative (norme CIPW) des volcanites alcalines de la région de Kirkland Lake ($n=35$).	91
Figure A-15 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons du stock de Boyvinet ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	92
Figure A-16 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des roches intrusives de Cléricy ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	94
Figure A-17 : Diagramme PER Mg/La vs Ca/La (molaire) pour la modélisation des clinopyroxènes.	96
Figure A-18 : Composition normative (norme CIPW) de l'intrusion de Cléricy.	96
Figure A-19 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths de l'intrusion de Cléricy.	96
Figure A-20 : Diagramme binaire K_2O vs Na_2O des intrusions de Dolodau.	98
Figure A-21 : Composition normative (norme CIPW) des intrusions de Dolodau.	98

Figure A-22 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths de l'intrusion de Dolodau (cf. unité de leucogranite, de monzonite, de syénite, d'aplite, etc. – les carbonatites et les dykes de nordmarkite ne sont pas représentés).....	99
Figure A-23 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des intrusions du Lac Shortt ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	101
Figure A-24 : Composition normative (norme CIPW) des intrusions du Lac Shortt.	102
Figure A-25 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths des syénites de l'intrusion du Lac Shortt.	102
Figure A-26 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons de l'intrusion de Tarsac ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	103
Figure A-27 : Diagramme binaire K ₂ O vs Na ₂ O de l'intrusion de Tarsac.	104
Figure A-28 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des intrusions de la région de Malartic ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	104
Figure A-29 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons de la syénite de Berthiaume ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).	106
Figure A-30 : Box plot représentant les proportions normatives des minéraux de l'intrusion de Berthiaume (cf. norme CIPW) pour les syénites et les pyroxénites.	107
Figure A-31 : Diagrammes PER pour les feldspaths de l'intrusion de Berthiaume.....	107

1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Le but du projet 2014-06 est d'intégrer un ensemble de résultats issus des projets CONSOREM ayant pour thématique générale les intrusions de l'Abitibi. Cette thématique récurrente dans les programmations antérieures tient du fait que ces intrusions jouent un rôle reconnu depuis longtemps pour les minéralisations volcanogènes et aurifères.

Les projets intégrés sont les suivants :

- 2001-03 Typologie des intrusions synvolcaniques pour l'exploration en Abitibi.
- 2005-01. Minéralisation et métasomatisme associés aux masses plutoniques de la Sous-province d'Abitibi.
- 2006-02. Analyse des signaux de fertilité au pourtour des plutons de la Sous-province d'Abitibi.
- 2007-06. Fertilité des intrusions pour les minéralisations aurifères à l'Archéen.
- 2009-05. La filière plutonique comme outil pour l'exploration des IOCG : Application en Abitibi.
- 2011-02. Typologie des intrusions associées aux grands couloirs de déformation de l'Abitibi et relations avec les minéralisations aurifères.
- 2012-02. Réévaluation des modèles d'exploration pour l'or au sud de Chibougamau.
- 2012-05. Bilan de masse pour les intrusions alcalines.

Dans la première partie de ce rapport, chaque projet est décrit brièvement, ses conclusions sont discutées et sont testées dans certains cas. Cette première étape a permis de dégager une thématique qui sera détaillée plus spécifiquement dans le cadre de ce rapport soit : « les intrusions alcalines de l'Abitibi ».

La chimie des intrusions alcalines est ensuite décrite en détail. Cette seconde partie du rapport s'attarde sur la définition, la classification et l'origine géodynamique des magmas alcalins. À l'issue de cette section, il est recommandé d'utiliser des diagrammes multiéléments pour classer les intrusions de l'Abitibi dans les catégories alcalines ou sub-alcalines, car cette méthode est très efficace et peu sensible à l'altération hydrothermale.

Enfin, la troisième partie du rapport décrit la chimie de huit intrusions alcalines de l'Abitibi, et décrit divers outils qui permettent de calculer les paramètres suivants : fO_2 , PH_2O , rapport orthose/albite (cf. proxy pour le rapport K/Na du magma), $Mg\#$ et altération hydrothermale.

La dernière section de ce rapport décrit également la technique des diagrammes PER, qui est la technique permettant d'identifier et de quantifier au mieux l'altération potassique dans des intrusions alcalines. L'altération potassique est enfin corrélée à divers éléments traces, ce qui fait ressortir la possible utilité du Rb dans la recherche des zones les plus altérées. Cette dernière approche est cependant peu développée dans le cadre de ce projet, et pourrait faire l'objet d'un futur projet.

2 INTÉGRATION DES PROJETS CONSOREM

Les projets intégrés dans le cadre de cette étude s'intéressent aux intrusions de la Sous-province de l'Abitibi et aux minéralisations aurifères et de type SMV (sulfures massifs volcanogènes) et autres qui y sont associées. Dans cette section, ces projets sont brièvement présentés, leurs résultats sont discutés et des pistes de recherche pouvant servir de base à de futurs projets sont formulées. Notez que les termes et acronymes utilisés dans ce rapport ne sont pas systématiquement définis, et le lecteur est reporté au glossaire de l'annexe C pour de plus amples précisions sur la terminologie.

2.1 Projet 2001-03 – Typologie des intrusions

Le projet 2001-03 avait comme objectif d'établir une discrimination géochimique des intrusions synvolcaniques de celles syntectoniques en Abitibi.

Les Intrusions synvolcaniques sont des intrusions associées à la construction de l'arc magmatique. Schématiquement, elles peuvent être de gros volumes (cf. batholithes profonds) ou de plus faibles dimensions (cf. intrusions sub-volcaniques par exemple) et être associées à des minéralisations de type SMV. Il s'agit d'un magmatisme calco-alcalin de la série TTG contemporain d'un volcanisme calco-alcalin (cf. une partie (?) des extrusions felsiques) et tholéiitique (cf. extrusions mafiques).

Les intrusions syn-tectoniques sont des intrusions plus tardives, associées aux périodes de compression puis d'extension de l'arc (cf. Robert 2001) et peuvent dans certains cas être associées aux gisements de type « Au orogénique ». Ces intrusions sont issues d'un magmatisme calco-alcalin (TTG, sanukitoids, etc.) ou alcalin (« syénite »).

Les outils utilisés par le projet 2001-03 sont :

- Compilation de données (cf. géochronologie, pétrologie, géophysique, structural, géochimie).
- Classification géochimique des intrusions à l'aide du diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 (Gaboury 2006).

Sur le diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 , les intrusions synvolcaniques sont les moins riches en Al_2O_3 , présentent des concentrations variables en TiO_2 et ont des compositions en TiO_2 et Al_2O_3 similaires à celles des leurs roches volcaniques hôtes. Les intrusions syn-tectoniques, quant à elles, sont plus riches en Al_2O_3 et systématiquement pauvres en TiO_2 (**figure 1**).

Dans le cadre de cette étude, le diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 a été investigué. Dans un premier temps, les intrusions échantillonnées par Beakhouse (2011) et classées par cet auteur comme intrusions pré-tectoniques, syn-tectoniques précoces, syn-tectoniques, tardi-tectoniques et mineures, ont été représentées sur le diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 (**figure 1**). L'ensemble des données du SIGEOM utilisées et classées dans le cadre du projet 2001-03 ont également été représentées sur le même diagramme (**figure 1**), et les deux exercices montrent les mêmes tendances : les différences entre les deux types d'intrusions sont notables, mais il n'est pas toujours aisé de classer un échantillon isolé dans l'un ou l'autre des groupes (**figure 1**).

Ensuite, les fondements du diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 ont été testés à l'aide de modélisations effectuées avec le logiciel alphaMELTS (Ghiorso et Sack 1995, Ghiorso et al. 2002, Asimow et al. 2004, Smith et Asimow 2005) sur les données de Beakhouse (2011). Ces tests permettent de modéliser la cristallisation fractionnée de l'échantillon le plus mafique de chacune des intrusions documentées par Beakhouse (2011), dans différentes conditions P-T, afin de comprendre

comment les concentrations en Al_2O_3 et TiO_2 des roches magmatiques varient en fonction de la cristallisation fractionnée. Les résultats de ces tests procurent les informations suivantes :

- Intrusions synvolcaniques (figure 2) : caractérisées par la cristallisation de clinopyroxènes et d'oxydes de Fe-Ti principalement qui font varier la concentration en TiO_2 des roches pendant la différenciation. Les roches de ces lignées magmatiques sont globalement plus pauvres en Al_2O_3 que celles des intrusions syn-tectoniques (cf. problématique de source).
- Intrusion syn-tectoniques (figure 2) : intrusions communément plus felsiques, qui concentrent le TiO_2 dans des phases précoces et dont la plupart des roches du modèle cristallisent essentiellement des feldspaths et sont pauvres en TiO_2 . La plus grande richesse en Al_2O_3 de ces roches est probablement liée à des problématiques de sources (cf. source contenant de plus grandes quantités de restites riches en grenat par exemple, et/ou faibles degrés de FP ; cf. section 3).

Les modèles rudimentaires effectués avec alphaMELTS permettent d'expliquer les fondements du diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 :

- Al_2O_3 : différent dans les deux types d'intrusions parce que les sources des magmas et/ou les conditions (degrés) de la fusion partielle sont différentes.
- TiO_2 : ces variations dans les deux types d'intrusions pourraient refléter des taux de différenciation et des séquences différentes de cristallisation fractionnée. Des différences à la source sont également possibles (cf. quantités de titanates de la restite par exemple, qui est à la fois fonction de la composition de la source et de la profondeur de FP ; cf. section 3).

Malgré ses bases théoriques solides, le diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 n'est pas systématiquement discriminant. Il est suggéré d'utiliser un plus grand nombre d'éléments chimiques pour discriminer les différents types d'intrusions de l'Abitibi (cf. diagrammes multiéléments par exemple, qui sont présentés dans la section 3.3 de ce rapport).

Aussi, Al_2O_3 et TiO_2 sont influencés par la composition de la source et les particularités de la FP et CF : d'autres diagrammes, comme ceux de Pearce (2008), par exemple, qui utilisent Yb, Nb, Th et Ti, parviennent à mieux distinguer les sources de compositions différentes et la profondeur de la FP (pour les basaltes dans le cas de Pearce 2008).

La classification proposée dans le cadre du projet 2001-03 peut aussi être améliorée avec les connaissances acquises depuis 2001, et notamment grâce aux nouvelles données géochronologiques et géochimiques.

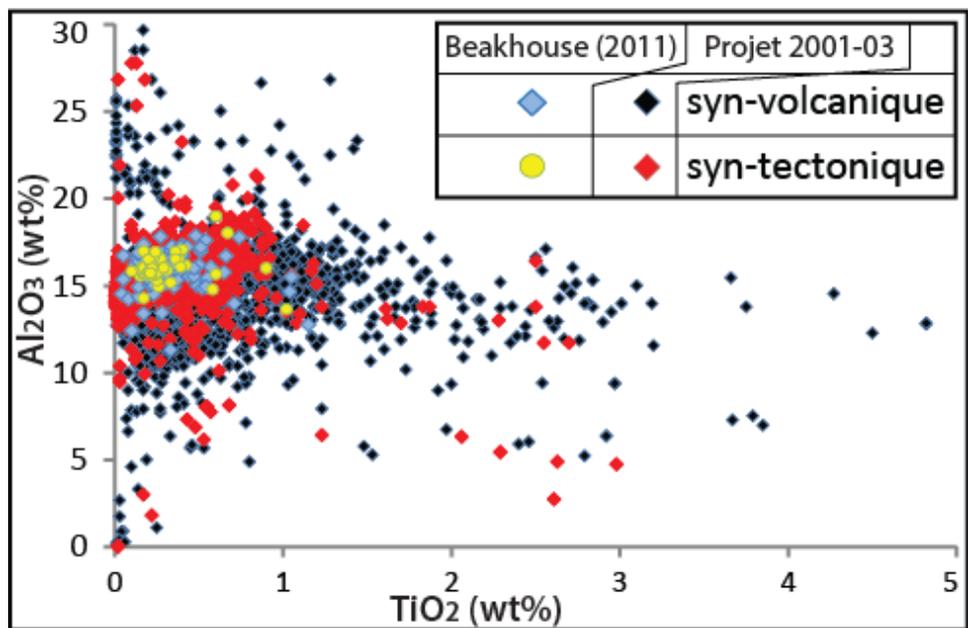


Figure 1 : Données de Beakhouse (2011) et du SIGEOM (compilées dans le cadre du projet 2001-03) représentées sur le diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 .

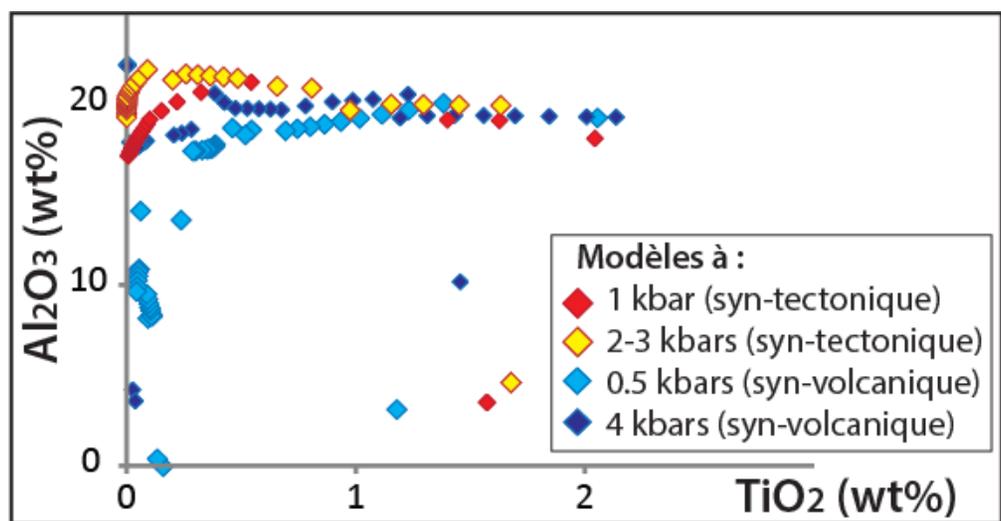


Figure 2 : Composition modélisée de différents solides formés pendant la cristallisation progressive de liquides représentés par des échantillons d'intrusions syn-tectoniques (symboles rouge et jaune) et synvolcaniques (symboles bleus) analysés par Beakhouse (2011). Notez que la plupart des magmas syn-tectoniques modélisés sont pauvres en TiO_2 et riches en Al_2O_3 , alors que les magmas synvolcaniques sont moins riches en Al_2O_3 et contiennent des proportions plus variables de TiO_2 .

2.2 Projets 2005-01 et 2006-02 : étude du pourtour des intrusions

L'objectif des projets 2005-01 et 2006-02 était de documenter la géologie, les altérations et les minéralisations situées au voisinage des plutons de l'Abitibi soit donc dans les encaissants immédiats. Ces projets avaient donc en tête le ciblage de minéralisations adjacentes aux plutons comme le type skarn.

Ces projets ont permis de compiler diverses données géophysiques, géochimiques et pétrologiques (cf. minéraux observés ou modélisés avec NORMAT ; Piché et Jébrak 2004).

Parmi les réalisations de ces projets, on peut noter :

- Mise en place de bases de données documentant différents aspects des auréoles.
- Développement d'un logiciel d'analyse des signaux au pourtour des intrusions.
- Reclassification des intrusions synvolcaniques et syn-tectoniques à l'aide des réseaux de neurones.
- Proposition de critères de fertilité pour différents types de gisements.

Ces projets étant principalement axés sur la compilation, une mise à jour des documents produits à l'aide des données acquises depuis 2007 pourrait être envisagée. Cet exercice pourrait permettre une actualisation des modèles et des critères de fertilité.

2.3 Projet 2007-06 : Au et intrusions archéennes – syénite de Douay

L'objectif du projet 2007-06 était d'étudier les relations entre les intrusions alcalines et les minéralisations en Au, en prenant pour exemple principal l'intrusion de Douay.

Parmi les réalisations de ce projet, on peut noter :

- Documentation des minéralisations en Au, en particulier du cas de Douay.
- Discussion sur la mobilité d'éléments généralement considérés immobiles face à l'altération hydrothermale (cf. Ti, Zr, Al, V).
- Mise en place d'une méthode statistique visant à l'établissement de critères de fertilité, dont la méthodologie demande probablement révision.

Au vu des conclusions de ce projet, il apparaît que les intrusions alcalines sont des systèmes complexes et qu'il est difficile de distinguer les variations géochimiques en relation avec des processus conduisant à la formation de gisements d'Au de celles causées par des processus magmatiques. Il est recommandé de documenter les intrusions alcalines et de mieux comprendre les causes de leurs variabilités chimiques avant d'établir des critères de fertilité basés sur ces variations chimiques (cf. section 5 de ce rapport).

2.4 Projet 2009-05 : Plutons associés aux IOCG et aux porphyres

L'objectif du projet 2009-05 était de documenter la chimie des plutons associés aux gisements de type IOCG (Iron-Oxyde-Copper-Gold) à travers le monde, afin d'établir des critères de fertilité applicables aux intrusions de la Sous-province d'Abitibi.

Les intrusions compilées ont été investiguées sur la base de leurs compositions en éléments majeurs et de leurs positions dans la classification de Streckisen (1976), ce qui montre que, d'après ces critères, des similarités chimiques existent entre les intrusions associées aux IOCG et celles associées aux porphyres à Cu-(Au). Notez qu'en Abitibi, les minéralisations de type

porphyre sont plus probables que celles de type IOCG, surtout si l'on considère qu'aucun IOCG n'est documenté en contexte d'arc océanique (cf. Pearce et al. 1984).

Les critères de fertilité développés pendant le projet 2009-05 s'appuient sur le nom, l'affinité (cf. composition en $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$ principalement et lignée monzodiorite-monzonite-granite) et le contexte géodynamique (cf. utilisation de Nb, Y et Rb principalement) des roches. Dans le cadre de cette étude, ces critères ont été appliqués aux roches du GEOROC, qui est une base de données qui documente principalement des intrusions non associées à des minéralisations (**figure 3-a, 3-c**). Les roches sélectionnées grâce aux critères du projet 2009-05 proviennent de tous les contextes et de toutes les catégories documentées par le GEOROC, mais la classification permet une sursélection des granites et des roches provenant de contextes orogéniques (**figure 3-b, 3-d**).

Il semble donc que les critères proposés par le projet 2009-05 permettent de cibler les intrusions felsiques mises en place dans la croûte continentale épaissie, qui semble en effet être un environnement favorable aux minéralisations de type IOCG. Ces critères visent à cibler des régions d'intérêt, et non à cibler plus étroitement l'intrusion d'une suite magmatique qui a le plus de chance d'être associée à une minéralisation. Dans cette optique, les critères proposés pourraient être complétés par les nombreux diagrammes binaires publiés dans la littérature scientifique qui visent à caractériser les environnements géodynamiques. Aussi, l'ensemble des éléments traces provenant d'analyses ICP-MS pourrait servir à préciser ces contextes géodynamiques (cf. Kerrich et Wyman 1997).

L'approche proposée par le projet 2009-05 pose cependant certains problèmes de par l'utilisation d'éléments mobiles (cf. majeurs et Rb) dans la classification des intrusions. De plus, la classification d'intrusions anciennes à l'aide de diagrammes de discrimination établis pour des intrusions modernes doit se faire avec circonspection.

De plus, les porphyres à Cu-(Au) se forment à des profondeurs relativement faibles, mais supérieures à 1 km (Jensen et Barton 2000, Richards 2003). En plus de continuer à documenter la chimie des intrusions associées ou non à des minéralisations, afin de dégager des critères de fertilité, il pourrait être intéressant d'établir un critère « profondeur de cristallisation » à partir de données géochimiques (cf. il y a un lien entre l'évolution chimique d'un magma et les minéraux qui cristallisent, qui sont eux-mêmes dépendant, en partie, de la pression).

Une autre piste de recherche serait d'utiliser les éléments traces pour cibler les intrusions provenant de contextes « orogéniques ». Par exemple, la chimie des magmas d'anatexie est connue. Il pourrait être d'intérêt d'identifier les composantes « croûtes continentales » (cf. que le caractère ait été acquis par anatexie ou par contamination) dans les magmas de l'Abitibi et de vérifier si les magmas concernés ont des affinités avec les minéralisations. Notez également que la recherche de porphyres en Abitibi devrait prendre en compte les travaux récents menés par d'autres chercheurs (p. ex, M. Jébrak à l'UQAM).

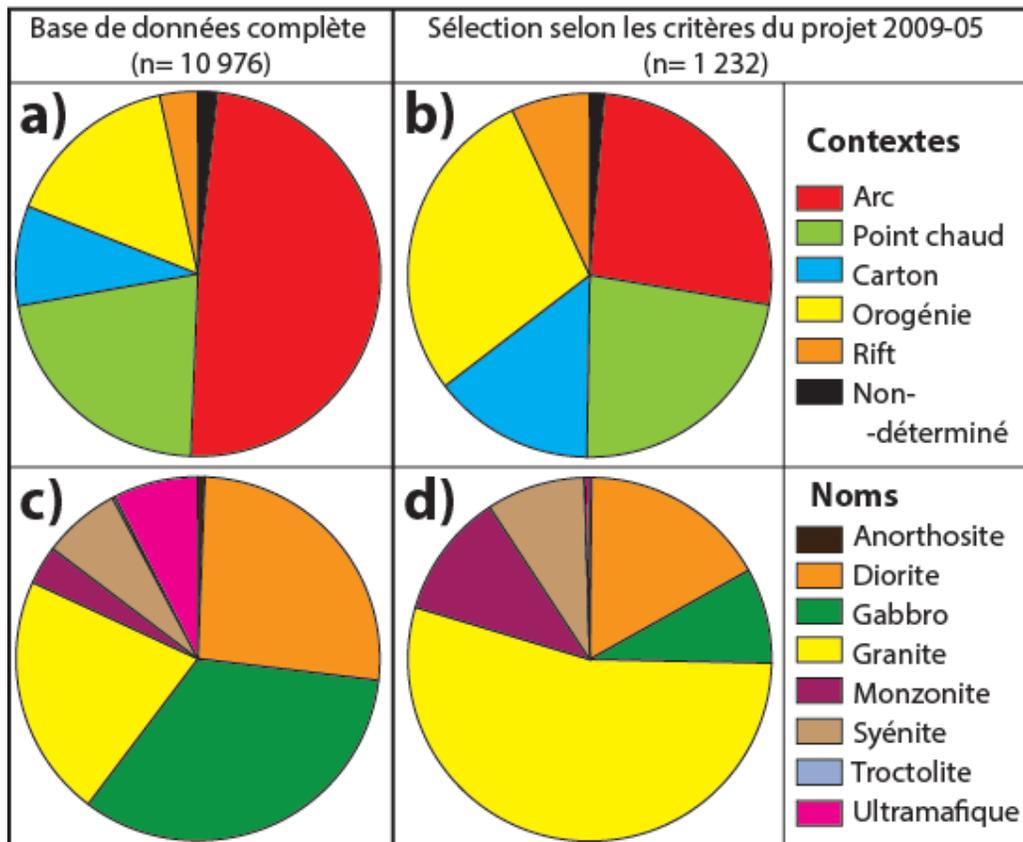


Figure 3 : Échantillons du GEOROC classés selon leurs noms et leurs contextes géodynamiques (cf. classification du GEOROC), sélectionnés ou non selon les critères de fertilité proposés par le projet 2009-05.

2.5 Projet 2011-02 : Au, intrusions et grands couloirs de déformation

L'objectif du projet 2011-02 était d'établir des critères de fertilité pour les intrusions de petite taille associées « spatialement » aux minéralisations aurifères an Abitibi. Les intrusions visées peuvent être communément désignées comme « syénites » ou simplement comme « intrusions porphyriques » dans les bases de données comme SIGEOM. Elles sont d'affinités calco-alcalines à alcalines.

Parmi les réalisations de ce projet, on peut noter :

- Réflexion sur les méthodes de classification chimique des intrusions.
- Discussion des problèmes posés par les phénocristaux sur la représentativité chimique des échantillons.
- Proposition de critères de fertilité définis par les rapports Zr/Ti et Nb/Y pour les intrusions calco-alcalines, et Th/Nb et Zr/Y pour les intrusions alcalines.

Les remarques suivantes peuvent être formulées sur les critères de fertilité appliqués aux intrusions calco-alcalines :

- Critère $Zr/Ti > 0,05$: ce rapport est positivement corrélé à SiO_2 (cf. Floyd et Winchester 1975, Pearce 1996). Le projet 2011-02 suggère donc que les intrusions fertiles soient fortement différenciées, ce qui sera revu à la section 5 de ce rapport.
- Critère $Nb/Y > 0,7$: ce rapport, lorsqu'il est > 1 (Pearce et Cann 1973) ou à 0,7 (Floyd et Winchester 1975, Pearce 1996), permet de caractériser l'affinité alcaline d'un magma. Le projet 2011-02 suggère donc que les intrusions calco-alcalines fertiles aient des affinités alcalines. Ce critère est cependant difficile d'utilisation lorsque le résidu de FP contient des titanates qui font fortement varier Nb indépendamment d'Y, qui est plus sensible au grenat), et ne devrait pas être appliqué pour caractériser le caractère alcalin de magma provenant du manteau métasomatisé (cf. section 4 de ce rapport).

Les remarques suivantes peuvent être formulées sur les critères de fertilité appliqués aux intrusions alcalines :

- Critère $Th/Nb > 1,3$: Th est positivement corrélé à K_2O (Hastie et al. 2007), il est plus abondant dans les magmas d'arc (Peccerillo et Taylor 1976), particulièrement si les fluides et/ou les magmas provenant de la plaque subductée ont fortement métasomatisé le manteau (Schandl et Gorton 2002). Nb est un traceur des zones de subduction (cf. magmas très pauvres en Nb si le résidu de FP contient des titanates, et/ou si le fluide n'a pas enrichi le manteau métasomatisé en Nb) ou du manteau primitif (cf. magmas riches en Nb en contexte de point chaud). Un rapport Th/Nb élevé pourrait refléter un contexte de subduction ayant produit des magmas enrichis en K_2O ou un contexte de point chaud, ce qui est complètement différent. Aussi, il faudrait démontrer que l'or est associé aux intrusions les plus potassiques, ce qui n'est pas forcément le cas (cf. quelques pistes de réflexion formulées par Jensen et Barton 2000 ; cf. aussi section 5 de ce rapport).
- Critère $Zr/Y < 20$: Y a des affinités avec le grenat, et une valeur élevée d'Y peut refléter une fusion partielle qui s'est produite en dehors du champ de stabilité du grenat (cf. fusion partielle à faible profondeur par exemple), le degré de FP (cf. quantité de grenats produits dans le résidu) ou la quantité de grenats de la source (cf. lié à la « maturité » du manteau). Zr est sensible au taux de différenciation, mais est aussi un HFSE (cf. enrichi dans le manteau des zones de subduction) qui devrait être particulièrement enrichi dans les magmas alcalins (cf. faible taux de fusion partielle). Le rapport Zr/Y pourrait donc refléter une multitude de processus, ce qui le rend difficilement utilisable.

Les critères de fertilité proposés par le projet 2011-02 sont ainsi sensibles à différents types de processus magmatiques, dont il est difficile de distinguer ceux qui ont une influence favorable sur les minéralisations en Au de ceux qui n'en ont aucune.

En fait, les caractères magmatiques importants pourraient être la fugacité d'oxygène (fO_2) et le type de phase sulfurée présente au moment de la fusion partielle (cf. Botcharnikov et al. 2013), et probablement également la composition en or et en soufre de la source mantellique. Ce dernier paramètre est difficile à évaluer : signalons cependant que la concentration en soufre augmente dans le manteau modifié en contexte de subduction évoluée (Mungall 2002, Richards 2009) et que la concentration en or des manteaux enrichis et appauvris reste à préciser.

Si fO_2 , S et Au sont les paramètres critiques pour la formation d'un gisement d'or, il convient de se demander comment Nb, Y, Th, Zr et Ti reflètent ces paramètres. Notons également qu'au-delà de compositions magmatiques favorables, il est possible que la formation de gisements d'or dépende avant tout de l'efficacité du système hydrothermal (cf. Jensen et Barton 2000), auquel cas la pertinence des critères de fertilité visant à identifier les magmas favorables est à remettre en question (cf. section 5).

2.6 Projet 2012-02 : l'or au sud de Chibougamau

L'objectif du projet 2012-02 est de faire le point sur notre connaissance des minéralisations observées au sud de Chibougamau. Ci-dessous, la partie consacrée aux VMS au cours de ce projet ne sera pas discutée, et seule la partie dédiée aux minéralisations aurifères sera présentée.

Parmi les réalisations de ce projet, on peut noter :

- Compilation de nombreux types de données (géochimie, géochronologie, cartographie, etc.) et mise à jour de la carte.
- Analyse de 15 échantillons provenant d'intrusions sélectionnées.
- Classification chimique des intrusions.
- Proposition de critères de fertilité applicables uniquement dans le secteur étudié.

Les remarques suivantes peuvent être formulées sur les critères proposés :

- Critère La/Yb élevé : des valeurs élevées de ce rapport reflètent un fort fractionnement des RE. Ce fractionnement est important si la source est enrichie, si le degré de fusion partielle est faible (cf. enrichissement en ÉTR légers) et/ou si le grenat est un résidu de fusion partielle (cf. appauvrissement en ÉTR lourds). Le rapport La/Yb est plus élevé dans les intrusions alcalines que dans les intrusions sub-alcalines post-archéennes, alors que les différences de ce rapport entre intrusions alcalines et TTG (calco-alcalines) de l'Archéen sont faibles (cf. section 3).
- Critère Al_2O_3/TiO_2 : ce rapport devrait être plus élevé dans les intrusions syn-tectoniques que dans les intrusions synvolcaniques (cf. projet 2001-03).
- Critère TiO_2/Zr : ce rapport est anti-corrélé à la proportion de SiO_2 , et pourrait également refléter des problématiques de source (cf. rapport plus bas dans les roches d'arc; Pearce et Cann 1973). Ce critère est problématique, car il peut facilement refléter un échantillonnage plus important des termes felsiques dans certains cas plutôt qu'une caractéristique intrinsèque à l'intrusion étudiée. De plus, ce rapport est très sensible à la quantité de titanates du résidu de FP, ce qui est un paramètre qui n'a probablement aucune relation avec les minéralisations.
- Critère Sr/Y : les feldspaths intègrent le Sr, le plagioclase intègre aussi le Y, qui est un élément également sensible au grenat, amphibole et possiblement biotite (cf. possibles résidus de FP). Ce rapport est le plus élevé dans les intrusions syn-tectoniques parce qu'Y est retenu par de plus grandes quantités de grenat (cf. manteau plus « mature » ?) et/ou parce que Sr est concentré par les feldspaths alcalins de ces intrusions, ou pour d'autres raisons. Notons encore que Sr est un LILE, c.-à-d. un élément mobile qui pourrait ne pas refléter correctement les compositions magmatiques.
- Critère Zr/Y : (cf. remarques formulées ci-dessus, pour le projet 2011-09).

En résumé, les critères utilisés permettent de distinguer les intrusions synvolcaniques des intrusions syn-tectoniques, complétant ainsi les travaux entamés par le projet 2001-03. Pour aller encore plus loin, il serait souhaitable d'utiliser plus d'éléments traces ainsi que des diagrammes multiéléments. Notons que ces critères de fertilité ne semblent pas permettre d'identifier les intrusions syn-tectoniques les plus favorables aux minéralisations aurifères.

2.7 Projet 2012-05 : bilan de masse pour les intrusions alcalines

Le but du projet 2012-05 était d'étendre l'applicabilité du calcul des bilans de masses par modélisation des précurseurs (cf. Trépanier 2008) aux intrusions alcalines, en ajoutant Nb et Th au modèle. Le Nb est un marqueur des zones de subduction et du manteau primitif, il permet donc de caractériser la source des différents magmas, et Th peut servir de la même façon en plus d'être un proxy pour le K_2O (cf. Hastie et al. 2007) et, plus généralement, un marqueur des composantes crustales des différents magmas (Pearce 2008).

Cette stratégie a rendu possible le calcul de bilans de masse pour la plupart des intrusions alcalines, à l'exception des roches alcalines ultra-potassiques de marges convergentes. Ces dernières sont rares dans le monde et sont principalement présentes dans deux régions : l'Italie et l'Abitibi. Ainsi, lorsque l'on souhaite étudier l'altération des « syénites » de l'Abitibi, il est nécessaire de retirer les roches alcalines ultra-potassiques des bases de données. Cependant, l'identification de ce type de roche n'est pas toujours aisée, car il n'est pas toujours simple de distinguer une roche ultra-potassique d'une roche felsique ayant subi une altération potassique.

Les roches alcalines ultra-potassiques pourraient être difficiles à modéliser pour les raisons suivantes :

- Les roches alcalines proviennent de la fusion partielle d'une source enrichie en incompatibles (cf. LILE et HFSE). D'après quelques tests effectués dans le cadre de ce projet, il est possible de corrélérer la concentration en Na_2O des roches magmatiques avec les concentrations en LILE-HFSE et des rapports entre éléments incompatibles et compatibles de ces roches. Ceci expliquerait pourquoi il est possible de modéliser la concentration en Na_2O d'un magma à l'aide de Nb, Th, Y, Cr, Zr, Ti et Al.
- Lorsque les mêmes tests sont effectués avec les concentrations en K_2O des magmas, les corrélations ne sont plus observées. Dans le cas des roches riches en K_2O , le potassium provient d'un épisode de métasomatisme qui a eu lieu dans le manteau (et/ou d'une contribution de roches sédimentaires ?). Les tests effectués avec les éléments traces indiquent que ce métasomatisme n'est pas modélisable avec les seuls éléments Nb, Th, Y, Cr, Zr, Ti et Al.

Ainsi, pour travailler avec les roches alcalines ultra-potassiques, il faut peut-être se tourner vers des méthodes qui ne nécessitent pas l'identification ou la modélisation d'un précurseur frais, comme la méthode des diagrammes PER (Pearce Elements Ratios ; Pearce 1968) appliquée à l'altération (Stanley et Madeisky 1994).

2.8 Résumé des projets compilés

Les projets CONSOREM intégrés dans le cadre de cette étude ont en commun les points suivants. Concernant les outils utilisés, ils sont variés, mais l'outil le plus systématiquement mis à contribution est la géochimie, et ceci parce que les processus magmatiques et minéralisateurs sont avant tout des processus chimiques et parce que la part physique des processus (cf. P, T, etc.) est également reflétée par la géochimie (cf. pétrologie). Ceci fait de la géochimie un allié précieux dans la recherche de gisements.

Concernant les thématiques abordées, elles sont également variées (cf. **tableau 1**) :

- La quasi-totalité des projets ont permis de proposer des critères de fertilité qui ont servi à générer des cibles.

- L'altération est prise en compte par de nombreux projets, mais n'est adressée frontalement que par le projet 2012-05.
- Les intrusions étudiées sont alcalines et/ou calco-alcalines pour des proportions équivalentes de projets. Si les problèmes de magmatologie et de classification des différentes séries sont communément abordés, aucun des projets ne s'y intéresse frontalement.

Tableau 1 : liste des thématiques abordées pendant les projets intégrés

Projets	Critères de fertilité	Altérations	Alcalin	Calco-alcalin
2001-03				OUI
2005-01/2006-02	OUI	OUI		OUI
2007-06	OUI	OUI	OUI	
2009-05	OUI			OUI
2011-02	OUI	OUI	OUI	OUI
2012-02	OUI	OUI	OUI	OUI
2012-05		OUI	OUI	

En ce qui concerne les critères de fertilité proposés au fil des années, il est intéressant de constater qu'ils tournent autour d'un nombre restreint d'éléments :

- Al, Ti, Zr, Nb, Y, Th : éléments les plus communément utilisés. Si on ajoute Cr à la liste, on constate qu'il s'agit des éléments utilisés par les bilans de masse par modélisation des précurseurs. Ces éléments sont également très communément utilisés par les diagrammes de discrimination depuis des dizaines d'années. Si ces éléments sont si utiles, c'est parce qu'il s'agit de HFSE (cf. Ti, Zr, Nb, Y) ou autres éléments immobiles, qui reflètent le taux de CF (cf. Zr, Ti, Al, Th, Cr), le résidu de FP (cf. Ti-Nb pour les titanates, Y pour le grenat, Al aussi) et les composantes crustales (cf. Th) et mantelliques (cf. Cr), c.-à-d. le contexte géodynamique. Ils ont donc le potentiel de complètement caractériser un magma, à condition d'être utilisés en même temps, ce que font les bilans de masse.
- La et Yb : reflète le taux de fractionnement des ÉTR. Le rapport Th/Y est relativement équivalent, car il reflète également le taux d'enrichissement en incompatibles d'un magma.
- Sr et Rb : éléments qui ont des affinités avec le feldspath et d'autres minéraux. Leur utilisation est problématique, car il s'agit de LILE, des éléments mobiles.

De nombreux éléments ont des comportements similaires, mais pas identiques dans la plupart des contextes, car certains ont plus d'affinités que d'autres avec tel ou tel minéral. Cette caractéristique bien connue des éléments signifie que, plus on utilise un nombre élevé d'éléments, plus les informations que l'on en retire sont précises. Ainsi, si on se concentre sur l'utilisation des éléments immobiles (cf. HFSE en particulier), il pourrait être envisagé d'utiliser aussi Hf, Ta et V. Les ÉTR lourds pourraient également être mis à contribution. Quant aux outils permettant de tirer le maximum d'informations de ces éléments, ils existent déjà et sont les diagrammes multiéléments (pour la visualisation) et les modélisations des processus de FP et CF (pour la compréhension de la composante magmatique, qui pourrait ainsi être distinguée de la composante « altération hydrothermale »).

La mise à contribution des enseignements de la magmatologie afin de comprendre la chimie des intrusions minéralisées pourrait faire l'objet de futurs projets. Aussi, d'autres recommandations ont été formulées ci-dessus et sont résumées au **tableau 2**.

Tableau 2 : liste des recommandations formulées à partir des projets intégrés

Projets	Recommandations
2001-03, 2005-01, 2006-02	Améliorer la classification des intrusions au vu des données acquises après 2001. Les compilations proposées par les divers projets peuvent aussi être mises à jour.
2001-03	Utiliser plus d'éléments pour caractériser les intrusions.
2007-06, 2011-02, 2012-02	Comprendre la chimie des magmas et les causes des variations de tel ou tel élément trace avant de formuler des critères de fertilité. Questionner l'ensemble des paramètres qui influent sur un critère de fertilité, et séparer ce qui touche à la magmatologie de ce qui touche au processus minéralisateur.
2009-05	Un critère « profondeur de CF » pourrait être utile à la recherche des minéralisations de type porphyre. La composante « croûte felsique » des magmas (cf. anatexie, contamination) devrait être identifiée à l'aide des éléments traces.
2012-05	Lorsque les bilans de masse par modélisations de précurseurs ne peuvent pas être appliqués, la méthode des diagrammes PER peut être utile (cf. section 5 de ce rapport).
2007-06, 2011-02, 2012-05	Développer la thématique « intrusion alcalines » (cette étude).

Les recommandations formulées ci-dessus indiquent que la thématique « intrusions et minéralisations de la Sous-province de l'Abitibi » est très vaste, et peut encore faire l'objet de très nombreuses recherches.

Dans le cadre de cette étude, nous retiendrons la thématique « intrusions alcalines et minéralisations aurifères », qui sera abordée du point de vue de la géochimie. Ce projet vise ainsi à mettre à jour nos connaissances sur ce type d'intrusions, à réfléchir aux moyens disponibles pour en comprendre la genèse et l'altération et à générer des idées pour de futurs projets. Une attention particulière sera également portée aux problèmes de classification des magmas alcalins.

3 INTRUSIONS ALCALINES ET Au : DÉFINITIONS

3.1 Minéralisations aurifères : définitions et éléments de classification

Le terme générique de « gisement aurifère » désigne des dépôts pouvant avoir des origines très variées : épithermaux, porphyres Cu-Au ou Au-Mo, IOCG, SMV enrichis en Au, RIRGS, etc. Il semble donc difficile de classer ces dépôts à partir de la substance économique qu'ils renferment. Une classification entièrement descriptive a été proposée par deux projets CONSOREM, pour les dépôts d'or orogénique situés le long de la faille de Cadillac-Larder Lake (cf. Rafini 2012, 2013 ; projets 2011-01 et 2012-01). Dans cette section, nous nous attarderons sur les classifications qui permettent de regrouper des gîtes s'étant formés dans des conditions similaires ; c.-à-d. classification basée sur des modèles métallogéniques.

En Abitibi il est possible de distinguer la catégorie « SMV à Au » des autres types de gisements. Cette catégorie ne sera pas étudiée dans le cadre de ce projet, car les SMV de l'Abitibi sont associés aux intrusions synvolcaniques, et non aux intrusions alcalines (cf. syn-tectoniques) qui font l'objet de cette étude.

Les gisements qui font l'objet de cette étude se sont formés tardivement dans l'histoire de l'Abitibi, c.-à-d. après la période d'activité magmatique maximale qui a produit le plus gros du volume des roches de la sous-province (cf. Colvine et al. 1988). Ils ont une origine hydrothermale et, très communément, sont caractérisés par un fort contrôle structural de par leurs associations spatiales aux grands couloirs de déformation de l'Abitibi (cf. Rafini 2012, 2013 et références incluses). Ces gisements sont qualifiés d'or orogénique (cf. modèle de Groves et al. 1998) ou de « associés aux intrusions » (modifié d'après Robert 2001) (cf. **tableau 3**).

Le lien entre les intrusions et les gisements d'or est un sujet de débat, probablement parce que la nature de ce lien varie d'un gisement à l'autre. Le lien peut-être :

- Spatial, si les intrusions et les fluides hydrothermaux empruntent les mêmes structures pour remonter vers la surface. Auquel cas, la proximité entre intrusions et gisements est fortuite, ce qui a été suggéré pour les intrusions alcalines (Witt et Vanderhor 1998, Hodgson 1990).
- Structural, lorsque les intrusions sont perçues comme de simples encaissements de la minéralisation. La différence de contraste entre intrusions felsiques et encaissant mafique pourrait en effet permettre une fracturation préférentielle des intrusions pendant un épisode de déformation, ce qui en ferait des réceptacles à fluides hydrothermaux (Colvine 1989, Witt et Vanderhor 1998). Ce mécanisme est particulièrement mis en avant pour les intrusions calco-alcalines (Legault et al. 2005, MacDonald 2010).
- Génétique, lorsque les intrusions sont la source de chaleur motrice du système hydrothermal, et/ou lorsqu'elles sont la source des métaux et d'une partie importante des fluides hydrothermaux. Ce modèle est plutôt invoqué lorsque les intrusions sont alcalines (Cameron et Hattori 1987, Mason et Helmstaedt 1992, Robert 2001, Silitoe 2002, Ispolatov et al. 2008) et que le bagage métallique est jugé atypique (cf. gîte Camflo à Malartic ; Zweng et al. 1993, Robert 1997).

Si le lien est génétique, la recherche, la cartographie et la caractérisation chimique des intrusions deviennent d'intérêt, et il est pertinent d'établir des critères de fertilité à partir de la chimie des « syénites ».

Ainsi, en Abitibi, les gisements aurifères qui font l'objet de cette étude sont situés, en grande partie, à proximité d'intrusions felsiques de petite taille (Gallagher 1940, Hodgson et Troop

1988). En fait, en Abitibi, le lien spatial est bien établi entre les gisements d'or, les failles majeures, les roches sédimentaires de type Timiskaming et les « syénites » (Robert 2001, Dubé et Gosselin 2007). Aussi, les liens spatiaux et structuraux sont communs pour les gisements d'or orogénique, qui se caractérisent par un fort contrôle structural et qui sont tardifs par rapport aux intrusions (cf. compilation de Rafini 2013, par exemple). Quant aux gisements « associés aux intrusions », ils sont caractérisés par des liens génétiques entre intrusions et or (cf. Robert 2001, Legault et al. 2004, Ispolatov et al. 2005, Legault et Lalonde 2009).

Tableau 3 : Exemple de classification pour les minéralisations aurifères.

Catégories	Régions
<p>Au associé aux intrusions (lien génétique et/ou spatial) (Robert 2001)</p> <ul style="list-style-type: none"> • (1) Type "SMV aurifère" - lié à la période de construction de la ceinture de roches vertes (> 2,7 Ga) • (2) Type "sulfures disséminés associés aux intrusions alcalines" (sulfures et stockwork à quartz) - lié à une période de soulèvement et d'érosion (cf. Timiskaming) • (3) Type "veine à quartz-carbonate" (dit type orogénique parfois) - dépôts les plus tardifs, liés à une période de compression 	Abitibi
<p>Au post-période de construction de la ceinture de roches vertes (Legault et al. 2004)</p> <ul style="list-style-type: none"> • (1) Type "veine à quartz-carbonate" - dépôts économiques connus • (2) Type "sulfures disséminés associés aux intrusions" (altération K₂O et CO₂) <ul style="list-style-type: none"> ➢ (2-a) Lien génétique avec les intrusions calco-alcalines ➢ (2-b) Lien génétique avec les intrusions alcalines - dépôts économiques connus • (3, 4, 5) types associés spatialement aux "syénites", veines riches en soufre ou en Ag. 	Abitibi
<p>Au associé aux intrusions alcalines (Legault et Lalonde 2009)</p> <ul style="list-style-type: none"> • Sulfures disséminés aurifères (cf. Beattie) • Sulfures disséminés à Au-Cu-Mo, type porphyre Cu-Mo ? (cf. Baie Renault) • Veines à quartz aurifères, tardives par rapport aux intrusions (cf. Granada) 	Abitibi, Pontiac
<p>Études de Groves sur les dépôts "filoniens" ou "orogéniques" (Groves et al. 1998, Groves et Foster 1991)</p> <p>○ Remarque : similaires au type "veine à quartz-carbonate" décrit en Abitibi (Robert 2001, Legault et al. 2004, Dubé et Gosselin 2007)</p>	Monde
<p>Au et intrusions alcalines (lien génétique) (Jensen et Barton 2000)</p> <ul style="list-style-type: none"> • Type porphyre à Mo-(Au) ou Cu-(Au) (> 1 km de profondeur) • Épithermaux à Au (< 1 km de profondeur) <p>Dépôts épithermaux à mésothermaux et porphyres Au-Cu (Müller et Groves 1993)</p> <p>Dépôts mésothermaux associés aux lamprophyres (Rocks et Groves 1988)</p> <p>○ Remarque : ces types de gisement partagent possiblement des similitudes avec les types "associés aux intrusions alcalines" décrits en Abitibi (Robert 2001, Legault et al. 2004)</p>	Monde

D'après les différents modèles métallogéniques proposés pour les dépôts de l'Abitibi et d'ailleurs (cf. **tableau 3**), les deux grands types de dépôts d'or de l'Abitibi (exception « SMV à Au ») pourraient avoir les caractéristiques suivantes :

- « **Associés aux intrusions** » : dépôts clairement associés aux intrusions, parfois de façon génétique, et se formant aux profondeurs les plus grandes pour certains d'entre eux (type « sulfures disséminés associés aux intrusions »). Pour ce type de gisement, l'or pourrait provenir du magma, à moins que le magma ne soit que le moteur thermique du système hydrothermal. Les gisements de Beattie (sulfures disséminés) et de Baie Renault (porphyre ?) pourraient être des exemples de ce type de dépôt (cf. Legault et Lalonde 2009).
- « **Or orogénique** » : dépôts moins clairement liés aux intrusions (cf. liens structuraux possibles), fortement contrôlés par les structures et se formant possiblement à plus faibles profondeurs (type « veine à quartz-carbonate »), et possiblement de façon tardive par rapport au type plus clairement associé aux intrusions. Pour ce type de gisement, l'or pourrait provenir des roches encaissantes proximales et/ou plus profondes (cf. volcaniques ou sédimentaires ; Groves et al. 1998, Gaboury 2013) lessivées par les fluides hydrothermaux, bien qu'une composante magmatique puisse contribuer.

En ce qui concerne les altérations associées aux différents types de gisements, les remarques suivantes peuvent être formulées. Jensen et Barton (2000) notent que les gisements génétiquement liés aux intrusions alcalines, dans le monde (cf. étude portant principalement sur les porphyres), sont caractérisés par des altérations en CO₂, en Na ou Na-Ca et par un métasomatisme en K (cf. feldspath K) exceptionnellement prononcé si on le compare à celui qui caractérise les gisements liés à d'autres types d'intrusions.

Lorsqu'on s'intéresse aux gîtes compilés par Rafini (cf. Rafini 2012, 2013), c.-à-d. principalement des dépôts d'or orogénique, on observe que la carbonatation et la silicification sont très communes et que la séricitisation est relativement commune. Aussi, l'altération Na est commune pour les veines minéralisées présentant un fort contrôle structural (cf. type veine à quartz-carbonate ?) et l'altération K, relativement peu observée, n'est décrite que pour des gisements ayant des liens plus ou moins clairs avec les intrusions, ce qui est une caractéristique également notée par Legault et al. (2004).

Quant aux gisements de type « associés aux intrusions », ils sont accompagnés d'une carbonatation intense, d'altérations Na-K formant albite et feldspaths K, de séricitisation et, plus rarement, de silicification (Robert 2001). Les gisements d'or qui nous intéressent ici sont donc principalement associés à des altérations de type CO₂, Na et K.

3.2 Intrusions alcalines : classification

3.2.1 Genèse et problèmes de classification

La base de toute étude sur les intrusions alcalines, en Abitibi ou ailleurs dans le monde, est d'avoir en main les bons outils géochimiques pour identifier ces intrusions comme étant alcalines. Cet exercice, qui est à la base de toutes réflexions, est pourtant difficile, et ce pour diverses raisons énumérées ci-dessous.

Pour bien cerner le problème, revenons sur la définition générale de ce type de magma. C'est avant tout un magma atypique qui représente un faible volume de la croûte terrestre, mais qui a une importance économique non négligeable, cf. kimberlites et lamproïtes diamantifères, carbonatites à ETR lourds-Ta-Nb, « syénites » à Au, certains porphyres, etc.

Les magmas alcalins sont produits de la façon suivante :

- **Source mantellique enrichie**, soit parce qu'il s'agit d'un manteau profond « primitif », qui n'a pas subi l'extraction de la croûte continentale (cf. roches alcalines des « points

chauds »), soit parce qu'il s'agit d'un manteau supérieur métasomatisé, c.-à-d. modifié à l'aplomb d'une zone de subduction par des fluides et/ou des magmas (cf. contextes d'arc par exemple) (cf. Gupta et al. 2002 et références incluses), ou modifié par un recyclage de la croûte dominé par la délamination (cf. modèles pour la terre archéenne ; Bédard 2006).

- **Contexte géodynamique** : ces contextes sont variés, car les manteaux métasomatisés dans un contexte d'arc protérozoïque, par exemple, peuvent être préservés dans le manteau et subir un épisode de fusion partielle longtemps après l'arrêt d'une subduction ; dans des contextes d'arc, de bassins arrière-arc, post-arc, de rift ou même d'orogénie. La relation entre la subduction et l'épisode qui conduit à la formation des magmas alcalins n'est donc pas toujours facile à établir. Les modifications engendrées par la délamination peuvent être tout aussi persistantes dans le manteau.
- **Fusion partielle (FP)** : le taux est typiquement faible, ce qui permet de former des magmas particulièrement enrichis en éléments incompatibles (Gupta et al. 2002). Des taux de FP faibles d'une source hétérogène peuvent former des magmas de compositions hétérogènes. Aussi, pour que les faibles volumes de magma produits par de faibles degrés de FP s'expriment dans la croûte, ils doivent remonter « facilement », le long de grands couloirs de déformation par exemple, et ne pas être dilués par d'importants volumes de magmas produits par des degrés de FP plus importants. Ceci explique pourquoi les magmas alcalins n'apparaissent que tardivement dans la plupart des contextes où ils sont observés.

Cette définition générale du magmatisme alcalin souligne la grande diversité du phénomène. Aussi, la diversité des types de magmas alcalins et la faible compréhension de leurs chimies posent de très nombreux problèmes de classification. En effet, puisque beaucoup de questions restent sans réponses quant à leurs genèses, il n'est pas possible d'isoler les caractères chimiques les plus pertinents et l'absence de consensus a donné naissance à de très nombreux types de classifications qui se recoupent les unes les autres, mais qui ne sont pas équivalentes.

Pour illustrer ce phénomène, notons que les magmas alcalins représentent environ de < 0,5 % (Daly 1933) à 10 % (Barker 1974) du volume de la croûte terrestre, alors qu'environ 50 % de la nomenclature leur est consacré (Sorensen 1997) (notons que ces chiffres anciens ont probablement évolué, surtout grâce aux travaux de l'IUGS).

Dans le cadre de cette étude, le magmatisme associé aux arcs et/ou aux croûtes épaissies retiendra notre attention. Nous nous intéresserons donc uniquement aux magmas issus du manteau métasomatisé, qui est un manteau pouvant présenter les caractéristiques suivantes :

- **Définition générale** : manteau supérieur, possiblement réfractaire, enrichi en incompatibles par des fluides et/ou des magmas issus du manteau et/ou du slab (cf. Morris et Pasteris 1987, Mitchell 1996, Gupta et al. 2002 pour des revues de la littérature). À l'Archéen, ce manteau est plus enrichi, bien qu'il ait pu subir quelques épisodes de FP, et son métasomatisme s'effectue dans des conditions différentes (cf. Bédard 2006).
- **Fluides** : l'imprégnation par des fluides provenant de la plaque subductée peut former pyroxènes, amphiboles, biotites et apatites dans le manteau (Bailey 1970, 1972), ainsi que des oxydes de Fe-Ti et faire augmenter la quantité de ÉTR légers, Fe, Ti, Al, etc. (Nielson and Noller 1987). Ce mécanisme concentre également les fluides dans le manteau (cf. H₂O, structure des minéraux, et possiblement CO₂, etc.). À l'Archéen, l'importance des fluides est moindre et les sources mafiques (cf. éclogite) sont plus importantes, ce qui conduit tout de même à la formation de titanates dans le résidu de

FP, faisant ainsi ressembler les magmas « calco-alcalins » de l'Archéen aux roches des Andes (cf. Bédard 2006).

- **Magma** : l'interaction entre le manteau et les magmas qui le traverse, ainsi que la présence de magmas n'ayant pas réussi à traverser le manteau et s'y étant cristallisés a le potentiel de modifier la composition chimique et minéralogique du manteau et d'y créer de l'hétérogénéité. Un manteau ainsi modifié pourrait s'enrichir en Fe et Ti, entre autres (Wilshire 1987). Ces modifications dépendent en grande partie de la composition chimique du magma pré-métasomatisme, qui est un autre paramètre difficile à appréhender. L'importance de ce phénomène, à l'Archéen et plus tard, est difficile à cerner.
- En général et en contexte de marge convergente post-archéenne, le métasomatisme est très peu développé dans les arcs juvéniles et devient important dans les arcs matures. La même remarque peut être faite à l'Archéen, car le manteau enrichi au début de l'histoire de l'Abitibi est sûrement très différent du manteau tardi-Abitibi qui a subi plusieurs épisodes de FP et de « contamination ».

3.2.2 Les classifications chimiques et pétrologiques

La principale définition désigne les roches alcalines comme étant des roches enrichies en Na_2O et/ou en K_2O **par rapport** à leurs contenus en SiO_2 et/ou en Al_2O_3 (Shand 1922). La deuxième partie de la phrase est très importante, car un enrichissement en alcalins pour une quantité donnée de silice peut conduire, par exemple, à la sous-saturation en silice.

La comparaison entre éléments alcalins et silice est à la base du diagramme Total-Alkali-Silica (cf. TAS ; Middlemost 1991, LeBas et al. 1986), qui sert aux classifications de l'IUGS (**figure 4**). D'après le diagramme TAS, les roches alcalines contiennent entre > 2 %poids (roches ultramafiques) et > 10 %poids (roches felsiques) de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Les roches ainsi classées sont soit franchement sous-saturées en silice (cf. téphrite, foidite, phonolite) ou peuvent contenir plus de silice, et parfois du quartz normatif (cf. monzonite, syénite et trachyte par exemple).

La classification par l'intermédiaire du diagramme TAS est une approche purement chimique du problème. D'autres classifications définissent la saturation en silice par la possibilité d'avoir du quartz normatif. Ces méthodes sont des classifications chimiques qui prennent en compte les contraintes minéralogiques (cf. tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilly (1962), diagrammes de Streckeisen (1976), diagramme R1-R2 de De la Roche et al. (1980)).

D'autres classifications sont basées sur la minéralogie observée, c'est-à-dire sur les assemblages et minéraux atypiques (cf. feldspathoïdes, aegirine, riébeckite, etc.), ou sur la chimie des minéraux : par exemple, les basaltes alcalins contiennent des pyroxènes enrichis en Ca-Ti (Irvine et Baragar 1971). Ces classifications sont peut-être celles qui prennent le mieux en compte une autre particularité des roches alcalines ; c.-à-d. leurs richesses en fluides F, H_2O , CO_2 et leurs $f\text{O}_2$ élevées, qui sont des caractéristiques pouvant se refléter dans la minéralogie (cf. Mitchell 1996, Gupta et al. 2002 pour une revue des différentes classifications).

Les classifications basées sur les éléments majeurs, et en particulier sur les contenus en Na_2O , K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 et CaO des roches, sont les suivantes :

- **$(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ est égale à 1 : 1 : 6** – si $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) > 2$, alors la roche est alcaline, car elle présente un déficit en Al_2O_3 et/ou en SiO_2 (Shand 1922).
- **$(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ comparé à SiO_2** : roches alcalines et sub-alcalines (cf. diagramme TAS ; Middlemost 1991, LeBas et al. 1986).

- **(Na₂O + K₂O) comparé à CaO** : roches alcaliques (cf. non-équivalent à alcaline), alkali-calciqque, calciqque-alkaliqque et calciqques (Peacock 1931, et diagramme de Frost et al. 2001).
- **(K₂O+Na₂O)/Al₂O₃ molaire** : composition per-alkaline (si le rapport est > 1) et composition agpaitique ou hyper-alkaline (si le rapport est < 1) (Noble et Parker 1974, Shand 1922).
- **(Na₂O+K₂O+CaO) < Al₂O₃ (molaire)** : granite per-alumineux ; et granite méta-alumineux dans le cas contraire.
- **Na₂O comparé à K₂O** : séries sodiques, potassiques et ultra-potassiques (cf. diagramme de Middlemost 1975).
- **SiO₂ comparé à K₂O** : séries pauvres à riches en K, avec les termes les plus potassiques nommés shoshonitiques (Peccerillo et Taylor 1976).

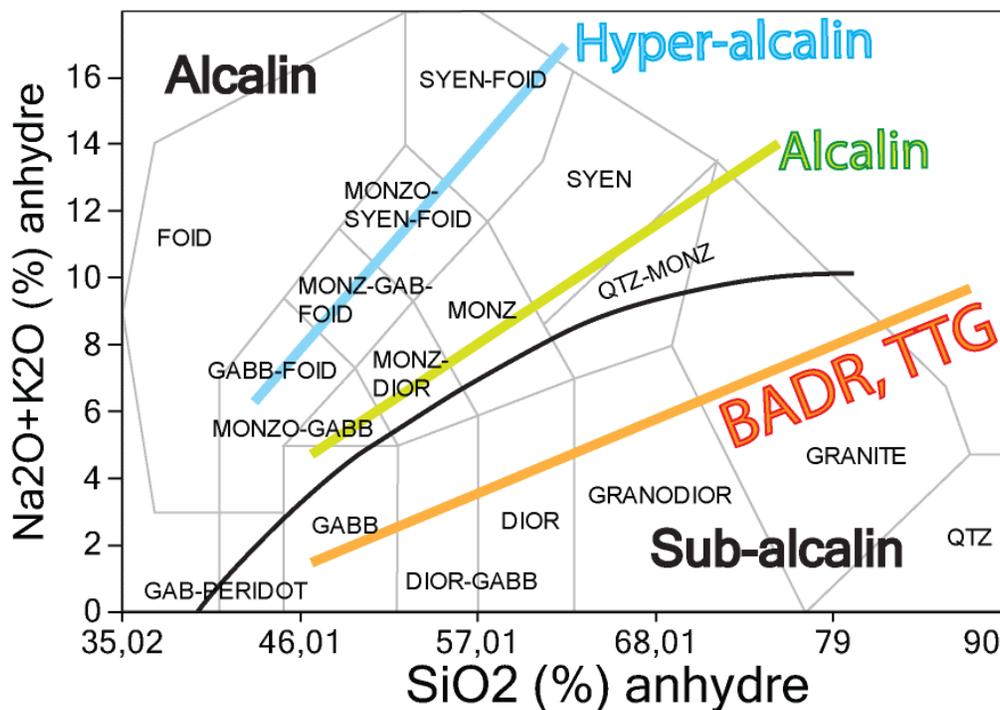


Figure 4 : Roches intrusives selon le diagramme TAS, et grandes lignées magmatiques ; la ligne noire épaisse sépare les intrusions alcalines des intrusions sub-alkalines (cf. tholéiitiques, calco-alkalines) ; BADR (basalte-andésite-dacite-rhyolite) est une lignée magmatique calco-alkaline typique des arcs post-Archéen ; TTG (tonalite-trondhjémite-granodiorite) est une lignée intrusive typique de l'Archéen.

La classification des roches sur la base de leurs rapports Na₂O/K₂O implique que les lignées magmatiques ont un rapport Na₂O/K₂O constant qui n'est pas modifié par un processus comme la cristallisation fractionnée. Ceci n'est pas tout à fait exact, puisque la cristallisation précoce de plagioclases consomme CaO, puis CaO et Na₂O, avant que la cristallisation de feldspaths alcalins ne débute pour consommer Na₂O et K₂O. Cependant, la cristallisation fractionnée n'a généralement pas un effet suffisant pour transformer les roches d'une lignée sodique en shoshonites.

Le rapport Na₂O/K₂O est constant dans des roches co-génétiques ayant subi des taux de cristallisation fractionnée similaires.

Les classifications basées sur les éléments majeurs sont particulièrement simples à utiliser. Cependant, toutes les classifications citées ci-dessus ne sont pas applicables à des roches modifiées par l'altération hydrothermale, ce qui est systématiquement le cas pour les intrusions associées aux gisements d'or étudiés dans le cadre de ce projet.

L'altération empêche l'utilisation des classifications basées sur les éléments majeurs.

3.2.3 Les classifications géodynamiques

Pour contribuer aux problèmes posés par l'altération, de nombreux diagrammes de discrimination utilisent des éléments traces immobiles, qui sont parfois des équivalents des éléments majeurs utilisés par les principaux diagrammes de discrimination. Par exemple, SiO₂ peut être remplacé par Zr/Ti et Na₂O+K₂O peut être remplacé par Nb/Y (cf. Floyd et Winchester 1975, Pearce 1996).

En fait, le diagramme Zr/Ti vs Nb/Y, qui vise à nommer les roches pour remplacer le diagramme TAS, fait figure d'exception. La plupart des diagrammes utilisant les éléments traces visent à identifier les contextes géodynamiques, et non à nommer les roches. Il s'agit donc de classifications basées sur des modèles du comportement de tel ou tel élément trace dans un contexte donné, qui sont donc fonction de l'état de nos connaissances de ces processus. Parmi les éléments couramment utilisés pour définir le caractère alcalin des roches, on peut citer :

- **Nb/Y** : si le rapport est > 1 (Pearce et Cann 1973) ou > 0,7 (Floyd et Winchester 1975, Pearce 1996), la roche est alcaline.
- **Ti/V** : la roche est alcaline si ce rapport est > 50 (Shervais 1982). Notez que V peut devenir fortement incompatible si la fO₂ est élevée (Shervais 1982).
- **Th** : élément pouvant remplacer K et être ainsi utilisé pour identifier les séries ultra-potassiques (Hastie et al. 2007).

Les diagrammes utilisant les éléments traces ont été publiés à partir de bases de données reflétant l'état des connaissances de l'époque de leurs publications. En conséquence, lorsque certains diagrammes sont testés à l'aide de bases de données plus récentes, comme celle du GEOROC, certains champs apparaissent non-pertinents.

Problème 1 : taille des bases de données utilisées pour construire les diagrammes de discrimination.

Un autre problème posé par ces diagrammes est qu'ils tentent systématiquement de distinguer les roches alcalines des roches sub-alcalines, et ne prennent pas en compte le fait qu'il existe deux types très différents de roches alcalines :

- Roches alcalines provenant du manteau enrichi (cf. « points chauds », etc.).
- Roches alcalines provenant du manteau métasomatisé.

Les deux processus produisent des roches riches en Na₂O et/ou K₂O, mais dont les compositions en éléments traces sont très différentes. Pourtant, les diagrammes de discrimination opposent les roches sub-alcalines aux roches alcalines en général, alors qu'il y'a sûrement plus de différences chimiques entre les deux types de roches alcalines qu'entre les roches calco-alcalines et alcalines des zones d'arc par exemple.

Pour illustrer ce problème, notons que le rapport Nb/Y, par exemple, ne détecte pas le caractère alcalin des roches ultra-potassiques d'Italie, peut-être parce que ce rapport n'est pas adapté au

manteau enrichi par métasomatisme (cf. échantillons de Boari et al. 2009 ; **figure 5-a**). Lorsque l'on utilise les roches du GEOROC provenant des contextes d'arc océaniques ou continentaux, et que l'on classe les roches alcalines et sub-alcalines de cette population à l'aide du diagramme TAS (Middlemost 1975), la position des roches sur le diagramme de Pearce (1996) ne permet pas une distinction claire des deux groupes (**figure 5-b**).

Problème 2 : une absence de reconnaissance des deux grands groupes de roches alcalines.

De plus, ces diagrammes ont été livrés avec une série de recommandations pour qu'ils soient utilisés uniquement sur les types de roche pour lesquels ils ont été définis. Ils sont pourtant utilisés à tort et à travers, sur des roches archéennes lorsqu'ils ont été définis pour des roches modernes, sur des roches intermédiaires lorsqu'ils ont été définis pour des granites, etc. ; ce qui conduit à des erreurs d'interprétations.

En fait, les diagrammes binaires et ternaires ont, dans leurs grandes majorités, été définis à partir et pour des roches post-archéennes, à l'aide de modèles découlant de notre connaissance de la tectonique des plaques. Il n'est probablement pas pertinent de les appliquer à des roches archéennes, alors que la similitude entre la géodynamique de cette époque et des époques plus récentes n'est pas démontrée.

Problème 3 : diagrammes souvent utilisés contre les recommandations de leurs auteurs. Ces diagrammes sont-ils vraiment pertinents pour des roches archéennes ?

Un autre type de classement consiste à regrouper les roches, là encore, en fonction des particularités de leurs génèses, mais en s'appuyant sur l'ensemble de la chimie de la roche et sur différents modèles afin de dégager des similitudes entre les sources et les processus. Ce type de classification peut également prendre en compte différents types de données pour faire des regroupements : minéralogie, particularités de la cristallisation, morphologie des intrusions ou des édifices volcaniques, etc. Un exemple de ce type d'approche est le regroupement en « clans pétrologiques » de Mitchell (1996), qui est résumé par le **tableau 3**. Notez que certains auteurs établissent un parallèle entre les séries ultra-potassiques d'Italie et les roches alcalines associées au type Timiskaming en Abitibi (Shaw 1996) (**tableau 3**). Notez que ce type d'approche est la plus complète, mais qu'elle n'est pas facilement applicable sur un échantillon isolé que l'on souhaite classer rapidement.

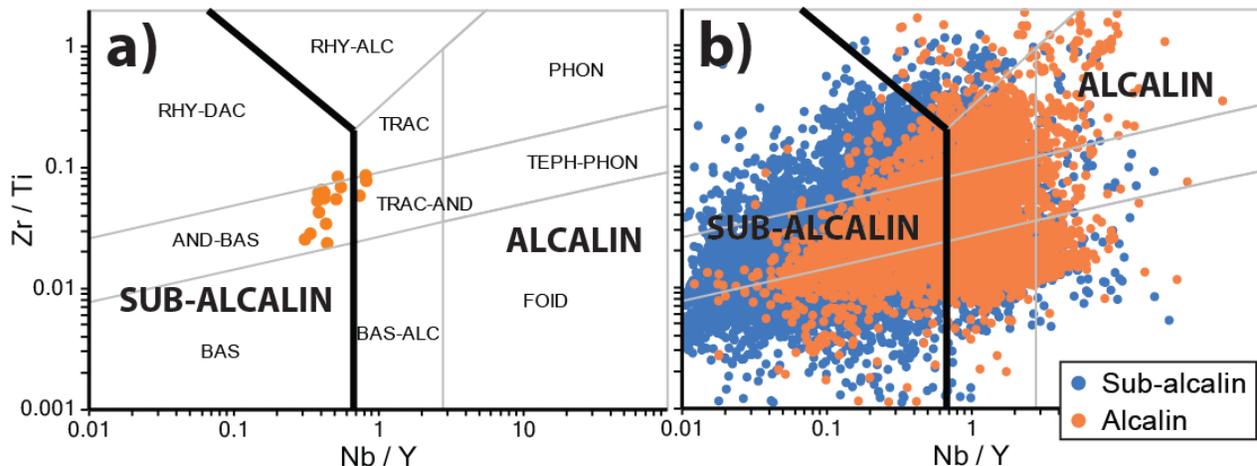


Figure 5 : **a)** échantillons de shoshonites provenant d'un champ volcanique de la Province Romaine (Boari et al. 2009) représentés sur le diagramme Zr/Ti vs Nb/Y ; **b)** échantillons de marges convergentes (arcs) du GEOROC (n= 40 874) classés comme roches alcalines et sub-alcalines sur la base du diagramme TAS (Middlemost 1991).

Tableau 4 : Résumé succinct de la classification de Mitchell (1996) pour les roches alcalines sous-saturées.

<p>1) Néphéline, phonolite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau enrichi, faible degré FP (OIB par exemple, pas d'anomalie négative en Nb, Ta, Ti)
<p>2) Carbonatite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau riche en CO₂
<p>3) Complexe syénitique néphelinique</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau métasomatisé, CF et contamination à faible pression
<p>4) Melilite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : faible degré FP d'une lherzolite à grenat-dolomite
<p>5) Kamafugite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : roches riches en K provenant du manteau métasomatisé
<p>6) Leucitite ultra-K de la Province Romaine</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau métasomatisé enrichi en compatibles et incompatibles, présentant la signature des zones de subduction, et magmatisme pendant un épisode de rifting postérieur à un épisode de compression (Peccerillo 1990) • Remarque : comparables aux roches d'âge Timiskaming de l'Abitibi (Shaw 1996)
<p>7) Complexes plutoniques potassiques sous-saturés</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau métasomatisé et conditions particulières de FP*
<p>8) Kimberlite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau riche en CO₂ et autres volatiles
<p>9) Orangite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau métasomatisé, mais pas d'anomalies négatives en Nb, Ta, Ti
<p>10) Lamproite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Origine : manteau métasomatisé

3.3 Classification : l'approche multiéléments

Les grandes séries magmatiques sont avant tout définies sur la base de leurs concentrations en éléments majeurs, mais les classifications qui en découlent ne sont pas applicables aux roches altérées. Les diagrammes de discrimination basés sur les éléments traces, quant à eux, sont basés sur des particularités de sources et de genèses des magmas. Si les éléments utilisés sont immobiles, alors ces diagrammes sont utiles pour les roches altérées. Cependant, ces diagrammes ont de nombreuses limitations, et les processus qu'ils modélisent implicitement ont peut-être évolué entre l'Archéen et les temps plus récents.

Cependant, cette seconde approche est sans doute la meilleure, car il s'agit de classer les roches selon les processus qui les ont produits, et non selon leurs compositions finales en

éléments majeurs. Si ce classement peut être effectué avec 2-4 éléments et des diagrammes binaires, il est plus pertinent lorsque l'on considère un très grand nombre d'éléments sur des diagrammes multiéléments normalisés, et ce pour deux raisons :

- **Multiélément** : chaque élément a ses sensibilités particulières à tel ou tel type de minéral ou de conditions P-T-fO₂ et autres, et sont donc difficiles à interpréter un par un. Il est plus facile de comprendre la tendance générale lorsque l'on regarde le comportement d'une multitude d'éléments.
- **Normalisation** : il s'agit de comparer les concentrations des éléments traces à la composition d'un réservoir qui peut correspondre à la source des magmas par exemple. Cette normalisation permet de déterminer, au premier coup d'œil, quels éléments ont été enrichis ou appauvris par rapport à leurs sources par le processus considéré (cf. fusion partielle par exemple).

Les diagrammes arachnides multiéléments sont des outils abondamment utilisés par les magmatologues. Il en existe plusieurs types :

- **Spectre des ÉTR** : avec les ÉTR légers représentés à gauche et les ÉTR lourds à droite.
- **Arachnide des éléments traces** : avec les éléments les plus incompatibles à la gauche du diagramme (LILE, puis HFSE), et les éléments les plus compatibles à droite.
- **Spectre des PGE + Au** : diagramme important pour étudier les processus magmatiques et/ou hydrothermaux mettant des magmas et des sulfures en jeu. Ce diagramme ne sera pas utilisé ici.

3.3.1 Quelques définitions

La géochimie magmatique a classé les éléments du tableau périodique selon ses besoins, et mis en place plusieurs notions qui sont définies ci-dessous.

Les abréviations couramment utilisées sont :

- **ÉTR** : Éléments de Terres rares (ÉTR), lourds (HREE) ou légers (LREE).
- **HFSE** : High Field Strength Elements – Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, etc.
- **LILE** : Large Ion Lithophile Elements – Cs, Rb, Ba, K, Na, Li, etc. Les LILE recoupent la famille des alcalins et alcalino-terreux.

Compatible/incompatible : Ces notions décrivent le comportement des éléments face aux liquides et aux solides, pendant des processus bien précis, et sont quantifiées par les coefficients de partages partiels (Kd) et globaux (D) entre solide et liquide (**figure 6**). Ces nombres sans dimension sont des rapports entre les concentrations d'un élément dans un solide et dans un liquide à l'équilibre. Le Kd s'applique à un minéral. Le D est un ensemble de Kd et s'applique à une roche.

Si le Kd ou le D est > 1, alors l'élément a tendance à « préférer le solide » et est dit compatible ; sinon, il est dit incompatible. Notez que les Kd et les D sont sensibles à P, T, fO₂, X, etc. La minéralogie est un paramètre essentiel : un élément comme le Zr, par exemple, est généralement incompatible pendant la cristallisation fractionnée, jusqu'à ce que du zircon commence à se former et que le Zr devient très compatible. Le caractère compatible ou incompatible n'est donc pas une propriété intrinsèque des éléments, mais plutôt un comportement défini dans un contexte particulier.

Une compilation des Kd connus est disponible en ligne (cf. <http://earthref.org/KDD/>). En général, les comportements suivants sont observés :

- **LILE** : très incompatibles. Ce sont de « gros » éléments qui peinent à intégrer la structure des minéraux.
- **HFSE et ÉTR légers** : relativement incompatibles. Les HFSE sont souvent trop fortement chargés pour facilement intégrer la structure des minéraux.
- **ÉTR intermédiaires, puis ÉTR lourds** : plus compatibles. Les ÉTR lourds sont souvent regardés pour leurs affinités avec le grenat par exemple.
- **Métaux de transitions** : très compatibles parce qu'ils ont des affinités avec les minéraux mafiques (cf. Ni et olivines), et que l'olivine est à la fois le minéral le plus abondant du manteau et l'un des premiers minéraux qui cristallisent à partir d'un magma qui se refroidi.

Enrichi/appauvri : nomenclature utilisée pour distinguer un manteau qui contient beaucoup d'éléments incompatibles (cf. manteau métasomatisé, manteau primitif), d'un manteau qui en a perdu une partie (cf. manteau appauvri des rides médio-océaniques par exemple).

Mobile/immobile : décrit le comportement d'un élément face à un fluide (cf. altération hydrothermale, métasomatisme du manteau, etc.). Les éléments sont, en première approximation, classés sur la base de leurs potentiels ioniques (cf. rapport entre la valence ou charge et le rayon ionique), auxquels les dénominations HFSE et LILE réfèrent directement. Cette notion permet le classement suivant des éléments (cf. Pearce 1983 et références incluses) :

- **HFSE** : éléments fortement chargés, considérés très immobiles. Les ÉTR lourds ont des mobilités comparables.
- **ÉTR légers** : plus mobiles que les ÉTR lourds, mais cela varie selon les contextes.
- **LILE** : éléments très mobiles.
- **Mais encore** : Ce et Eu sont très sensibles à la fO_2 , les chalcophiles sont sensibles au type de sulfures/sulfates présents (cf. lié en partie à fO_2), etc. Il faut donc toujours questionner les éléments utilisés au regard du contexte à l'étude.

Conservateur/non conservateur : notions qui décrivent le comportement des éléments dans un contexte de subduction (cf. Kerrich et Wyman 1997 et références incluses). Les éléments « conservateurs » sont ceux qui restent dans la croûte océanique subductée ou dans le manteau et qui sont appauvris dans les magmas, et les éléments « non conservateurs » sont ceux qui migrent vers le manteau métasomatisé et qui se retrouvent enrichis dans le magma. Ces notions décrivent un comportement général qui touche aux problèmes de mobilité et de compatibilité des éléments. Les éléments emblématiques de ce processus sont :

- **Nb, Ta, Ti** : marqueurs des zones de subduction parce qu'ils sont anormalement peu concentrés dans les magmas issus du manteau métasomatisé, soit parce qu'ils ne sont pas transportés par les fluides qui circulent dans le manteau, soit parce qu'ils sont retenus par un résidu de fusion partielle, etc. Notez que ces éléments ont des affinités avec la biotite, l'amphibole et les oxydes de Fe-Ti dont le rutile en particulier (Pearce et Norry 1979, Mitchell 1996).
- **HFSE** : incompatibles et difficilement transportés par les fluides.
- **LILE** : enrichis dans le manteau métasomatisé et dans les magmas qui en sont issus.

Conservateur/non conservateur (Pearce 1968) : notions également utilisées pour désigner les éléments qui ne participent pas à un processus que l'on tente de modéliser à l'aide des diagrammes PER (cf. section 5).

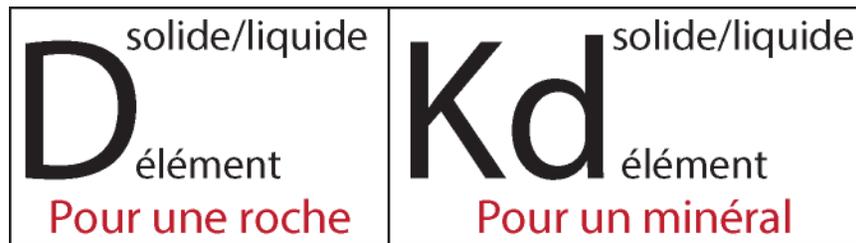


Figure 6 : Symboles pour les coefficients de partage partiels (Kd) et globaux (D).

3.3.2 Normalisation et ordre des éléments

Les diagrammes multiéléments peuvent prendre de très nombreuses formes selon les besoins des utilisateurs, qui doivent prendre plusieurs décisions. La première chose à déterminer concerne le type d'éléments que l'on souhaite représenter, qui correspondent généralement à tous les éléments disponibles dans la base de données (traces et certains majeurs compris).

Un choix plus crucial correspond à l'**ordre des éléments**. Ce choix ne se pose pas pour le spectre des ÉTR, sur lesquels les éléments sont classés par numéros atomiques croissants, ce qui reflète bien le comportement plus ou moins incompatible de ces éléments face aux silicates communs.

Pour le diagramme des éléments traces, le choix d'un ordre de classement est plus difficile à faire. Pourtant, ce choix est essentiel, car selon l'ordre dans lequel les éléments sont classés, des anomalies positives ou négatives peuvent apparaître ou être masquées. Souvent, le choix se fait en divisant la composition moyenne de la croûte terrestre par celle du manteau primitif par exemple, et les éléments sont classés en ordre croissant selon les résultats de ce rapport (cf. Hofman 1988, par exemple). Les compositions moyennes de la croûte continentale et des différents manteaux sont des modèles, et l'ordre des éléments traces qui en est déduit peut varier selon le modèle qui est utilisé (cf. les classements variés disponibles dans la littérature scientifique).

Un autre choix tout aussi important est celui de la **normalisation**. La normalisation permet avant tout d'éviter les profils en dents-de-scie, dus au fait que les éléments pairs sont plus communs que les éléments impairs dans l'univers; et permet de comparer des éléments ayant des concentrations très variées (de l'ordre du ppb, ppm ou %Pds). Mais chaque normalisation a son utilité et il est recommandé de choisir le réservoir en fonction du processus que l'on souhaite étudier. Par exemple, si l'on souhaite comprendre l'effet de la fusion partielle, le mieux est de choisir un réservoir de composition similaire à celui de la roche source du magma.

Les principaux « réservoirs » couramment utilisés sont :

- **Chondrite CI** : composition de la Terre avant sa différenciation. Utile si l'on souhaite comparer de grands réservoirs entre eux (cf. noyau, manteau, etc.), mais qui ne devrait pas être utilisé si l'on regarde des processus qui ont eu lieu après la ségrégation du noyau (cf. fusion partielle du manteau supérieur par exemple).
- **Bulk Silicate Earth (BSE), manteau primitif, manteau enrichi (cf. EM I et II, FOZO, HIMU), etc.** : le BSE est un modèle de Terre silicatée qui n'a pas subi l'extraction de la croûte continentale. FOZO et HIMU sont des modèles qui découlent de l'étude des points chauds. Ces manteaux sont qualifiés d'enrichis, car ils n'ont pas perdu leurs éléments les plus incompatibles au profit d'un événement majeur de fusion partielle.

- **Manteau supérieur appauvri, N-MORB, etc.** : manteaux qui ont subi l'extraction de la croûte, et qui ont perdu une partie importante de leurs éléments incompatibles.
- **Modèle de croûte continentale** : peu permettre d'étudier l'anatexie, ou la contamination par exemple.
- **Manteau métasomatisé, caractéristique des zones de subduction** : il n'existe pas de tel réservoir qui fasse consensus d'après ce qu'en sait l'auteur. Ce type de manteau varie probablement d'un endroit du globe à l'autre, et sa composition même pourrait être très hétérogène à petite échelle. Dans les domaines d'arc, il est préférable d'utiliser un manteau appauvri ou enrichi, et de s'intéresser au comportement des éléments plus ou moins mobiles et conservés (cf. LILE et HSFE) sur le diagramme arachnide obtenu.
- **Autres** : les choix sont infinis. On peut utiliser un minéral pour normaliser des analyses in situ de minéraux, des magmas primaires pour étudier la cristallisation fractionnée, etc.

Le logiciel **LithoModeleur** du CONSOREM comprend un spectre des ÉTR (cf. menu « diagrammes/outils », outil « diagrammes personnalisés »), dont il est déjà possible de changer la normalisation à partir du fichier de données de référence. Un diagramme pour les éléments traces est également disponible.

Un outil a été ajouté à la version 3.6.3 de LithoModeleur, qui donne accès à un plus grand nombre de diagrammes pour les éléments traces (cf. menu « diagrammes/outils », outil « diagrammes multiéléments ») (**figure 7**). Cet outil permet à l'utilisateur de choisir l'élément normalisateur, et surtout de choisir un ordre de classement des éléments. L'outil affiche ensuite les diagrammes en fonction des éléments disponibles dans la base de données considérée, sans laisser de trous lorsqu'un élément n'a pas été analysé (sauf si l'élément est absent du réservoir qui sert à effectuer la normalisation).

Cet outil permet d'accéder à différents classements des éléments traces, qui sont les suivants :

- « **Littérature A (Hofmann 1988)** » : ordre des éléments publié par Hofmann (1988), qui documente l'incompatibilité croissante des éléments dans la croûte continentale. Cet ordre a été obtenu par Hofmann (1988), par division de la composition moyenne de la croûte continentale (cf. TM1 et TM2, « modèle andésite » ; Taylor et McLennan 1985) par celle du manteau primitif (cf. moyenne publiée par Jochum et al. 1986). Contient 36 éléments, incluant Nb et Ti.
- « **Littérature B (Hofmann 1988)** » : ordre des éléments étudié par Jochum et al. (1986) et discuté par Hofmann (1988), qui documente l'incompatibilité croissante des éléments dans les basaltes océaniques. Contient 39 éléments, incluant Nb, Ta et Ti.
- « **Littérature (Pearce 2008)** » : ordre des éléments étudié par Pearce (2008) qui documente l'incompatibilité croissante des éléments. Ce diagramme est particulièrement adapté à l'étude des roches altérées, car il omet les éléments les plus mobiles (cf. seuls les HFSE et les ÉTR sont représentés). Contient 19 éléments, incluant Nb, Ta et Ti.
- « **Littérature (Sun et McDonough 1989)** » : ordre des éléments étudié par Sun et McDonough (1989) d'après l'étude de MORB et d'OIB, qui documente l'incompatibilité croissante des éléments dans les basaltes océaniques. Contient 38 éléments, incluant Nb, Ta et Ti.
- « **Calculé (croûte continentale/pyrolite)** » : ordre des éléments calculé dans le cadre de cette étude, qui documente l'incompatibilité croissante des éléments dans la croûte continentale. Cet ordre a été obtenu en divisant la composition moyenne de la croûte continentale (Wedepohl 1995) par celle du manteau primitif (cf. modèle pyrolite, « Silicate Earth », McDonough et Sun 1995). Contient 81 éléments, incluant Nb, Ta et Ti.

- « **Calculé pour majeurs (croûte continentale/pyrolite)** » : idem, mais ne contiens que les 10 éléments majeurs. Ce type de diagramme peut permettre de comparer la composition en éléments majeurs de divers roches.
- « **Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.)** » : ordre des éléments calculé dans le cadre de cette étude, qui documente l'incompatibilité croissante des éléments dans la croûte continentale. Cet ordre a été obtenu en combinant l'ordre de Hofmann (1988) avec celui calculé par division de la croûte continentale (Wedepohl 1995) par le manteau primitif (cf. modèle pyrolite, « Silicate Earth », McDonough et Sun 1995). Les volatils, Na (trop sensibles à l'altération) et certains éléments peu fréquemment analysés (PGE) ont été omis. Contient 62 éléments, incluant Nb, Ta et Ti.
- « **Littérature (Beakhouse 2011)** » : ordre des éléments utilisé par Beakhouse (2011) pour ses diagrammes d'éléments traces. L'origine de cet ordre n'est pas précisée. Contient 19 éléments, incluant Nb et Ti.
- « **Littérature pour ÉTR et HFSE (Galley 2003)** » : ordre des éléments utilisé par Galley (2003). Les éléments sont classés en ordre d'incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite, et seuls les HFSE et les ÉTR sont représentés (cf. Galley 2003). Ce type de diagramme est utilisé par Galley (2003) pour visualiser le taux de différenciation de diverses intrusions. Contient 16 éléments, incluant Nb et Ti.
- « **Spectre des Terres rares** » : ÉTR ordonnés en fonction de leurs numéros atomiques (croissant de la gauche vers la droite du diagramme). Spectre également disponible à partir de l'outil « diagramme prédéfini » de LithoModeleur. Contient 15 éléments.
- « **Spectre des PGE (Barnes et al. 1988)** » : Spectre incluant les PGE ainsi que Au, Ni et Cu. Ce diagramme a été proposé par Barnes et al. (1988) et permet, par exemple, l'étude de la cristallisation fractionnée des sulfures massifs. Le lecteur est reporté à Barnes et al. (1988) et à l'abondante littérature de cet auteur pour plus de détails.

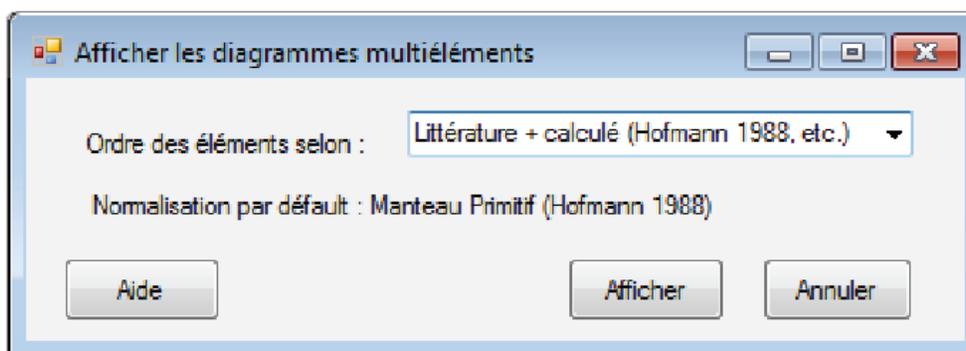


Figure 7 : Fenêtre de dialogue LithoModeleur permettant d'accéder à différents diagrammes multiéléments.

3.3.3 Caractéristiques des roches alcalines sur les diagrammes multiéléments

Les roches alcalines issues de faibles degrés de fusion partielle du manteau métasomaté ont quatre caractéristiques principales qui ressortent sur les diagrammes multiéléments (**figure 8**) :

- **Enrichissement en LILE et moindre en HFSE** : enrichissement prononcé, car le métasomatisme a enrichi le manteau source et parce que les faibles degrés de fusion

partielle accentuent la concentration des éléments les plus incompatibles dans le magma.

- **Anomalies négatives en Nb-Ta-Ti** : éléments « conservateurs », marqueurs des zones de subduction, qui sont appauvries dans la source et/ou qui n'entrent pas dans le magma pendant la fusion partielle parce qu'ils sont retenus par le grenat, l'amphibole ou autres. À l'Archéen, la présence de titanates dans le résidu de FP peut seule expliquer ces anomalies, ce qui ne nécessite pas l'existence d'une zone de subduction.
- **ÉTR très fractionnés** : les ÉTR légers sont enrichis, car la source est enrichie, et les ÉTR lourds ne sont pas enrichis ou sont appauvris, car elles sont retenues par un résidu de fusion partielle comme le grenat. Cette présence du grenat est importante, car elle indique une source de composition particulière (cf. roches mafiques d'origine crustale par exemple).
- **Absence d'anomalie en Eu** : Ceci peut indiquer soit des FP et CF profondes (cf. absence de quantités importantes de plagioclases) ou peut indiquer un magma très oxydé (cf. Eu^{3+} n'entre pas dans la structure du plagioclase) et/ou une richesse en H_2O (cf. inhibe la cristallisation de plagioclase) (cf. Kerrich et Wyman 1997 et références incluses). Notez que la richesse en volatiles est caractéristique des magmas alcalins et la $f\text{O}_2$ élevée est très importante pour la genèse des gisements d'Au.

Notez que les caractéristiques énumérées ci-dessus ne sont pas facilement oblitérées ou modifiées par l'altération hydrothermale (cf. exemple de l'intrusion de Beattie ; **figure 9**).

Le magmatisme alcalin qui nous intéresse dans le cadre de cette étude est caractérisé par l'ensemble de ces paramètres. Notons que chaque caractéristique énumérée ci-dessus est, individuellement, parfois partagée par d'autres types de magmas :

- **Les autres magmas de l'Abitibi (figure 10)** : les profils des magmas synvolcaniques (ou pré-tectoniques) sont très similaires à ceux des magmas alcalins de l'Abitibi (cf. magmas tardi-tectoniques de Beakhouse 2011). La principale différence est le taux d'enrichissement en éléments traces, avec les magmas alcalins étant les plus riches en éléments incompatibles et compatibles, ce qui pourrait indiquer des sources mantelliques relativement similaires pour les deux magmas, mais des degrés de fusion partielle différents (**figure 10**).
- **Basaltes alcalins de « points chauds »** (cf. Hawaii par exemple, **figure 11-A**) : magmas enrichis en LILE-ÉTR légers, mais moins que les « syénites » d'Abitibi. Aussi, ces magmas contiennent plus de ÉTR lourds (cf. spectre des ÉTR moins fractionné) et ne présentent pas d'anomalies négatives en Nb-Ta-Ti (cf. absence de titanates et de grenat dans le résidu de FP).
- **Basaltes tholéitiques de « points chauds »** (cf. Hawaii par exemple, **figure 11-A**) : magmas provenant d'une source appauvrie, et donc pauvres en LILE et ÉTR légers, et ne présentant pas d'anomalies en Nb-Ta-Ti. Ils sont donc facilement distinguables des magmas alcalins de l'Abitibi.
- **Basaltes calco-alcalins** (cf. arc des Cascades par exemple, **figure 11-A**) : Magma moins enrichis en LILE-ÉTR légers et plus enrichis en ÉTR lourds que les magmas alcalins de l'Abitibi, mais présentant les mêmes anomalies en Nb-Ta-Ti. Ces similitudes indiquent quelques similarités chimiques entre les processus qui ont joué dans le manteau sous-abitibien à l'Archéen et ceux à l'action dans les manteaux des arcs plus récents. Notez que similitude chimique ne signifie pas similitude des contextes géodynamiques.
- **Composition générale de la croûte continentale** (cf. **figure 11-A**) : similaire à celle des basaltes calco-alcalins, les anomalies en Nb-Ta-Ti en moins.

- **Composition générale de la croûte océanique** (cf. N-MORB ; **figure 11-A**) : magmas provenant d'une source très appauvrie en éléments incompatibles, et qui ne contient pas de phase capable de retenir les ÉTR lourds, le Nb, le Ta ou le Ti. Ces magmas ont très peu en communs avec les magmas alcalins de l'Abitibi.

La **figure 11-B** compare également les magmas alcalins (cf. la syénite de Beattie dans cet exemple) à différents types de réservoirs afin d'illustrer les différences chimiques entre magmas alcalins et sub-alcalins. Les principaux types de magmas de l'Abitibi sont également présentés à l'annexe B.

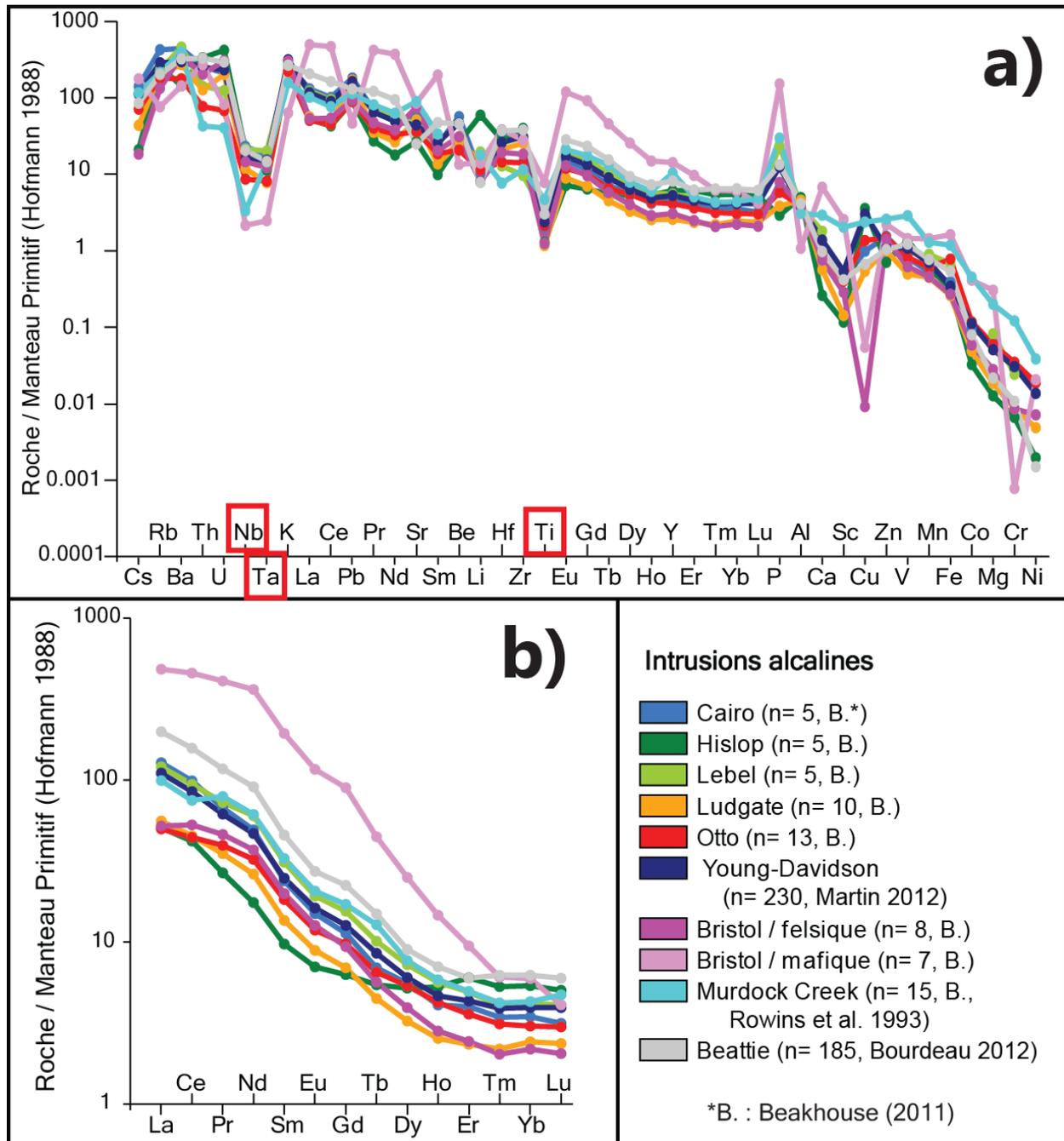


Figure 8 : Diagrammes multiéléments présentant des analyses (valeurs médianes) de différentes intrusions alcalines d'Abitibi ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).

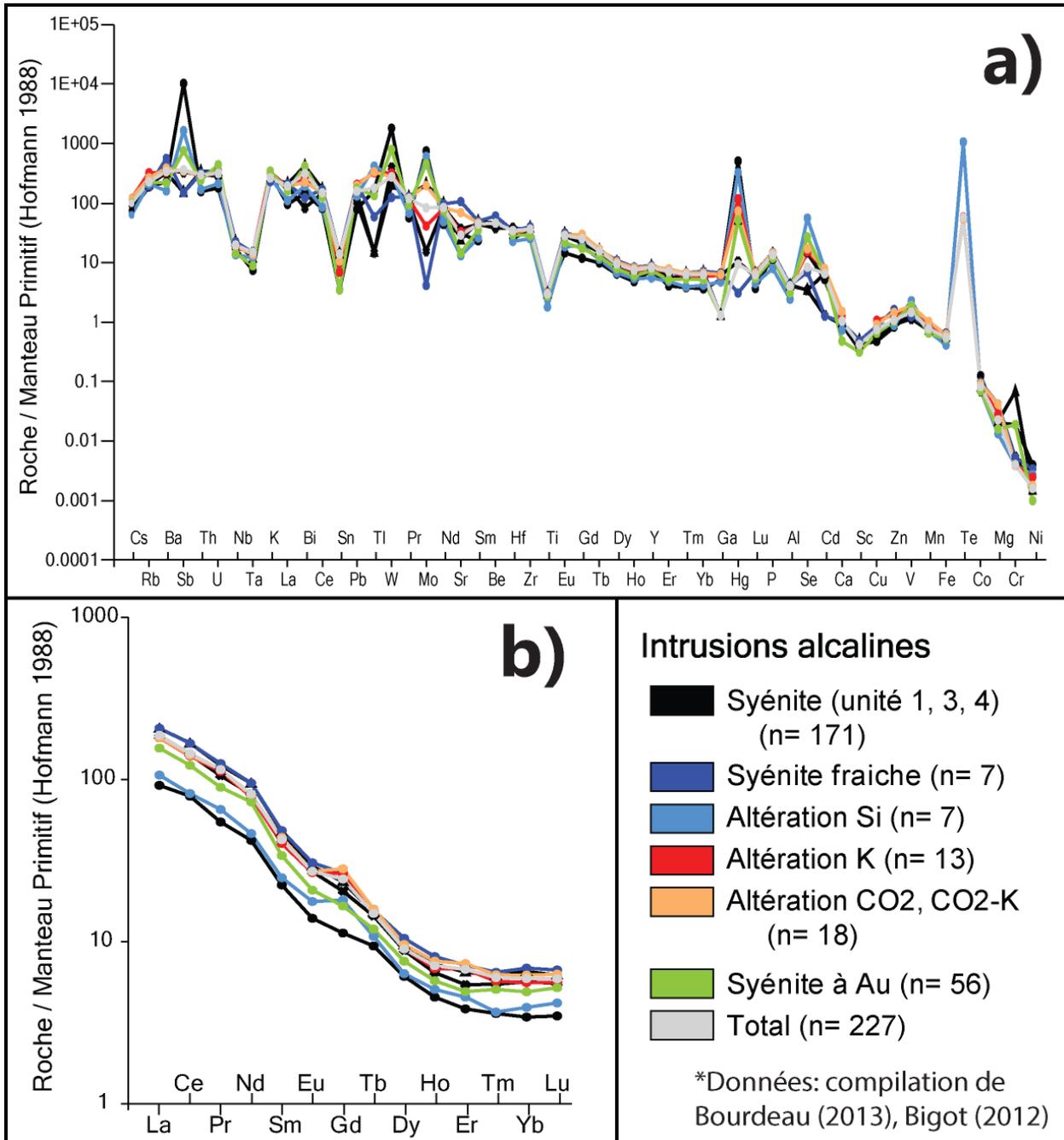


Figure 9 : Diagrammes multiéléments présentant des analyses (valeurs médianes) de l'intrusion de Beattie ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).

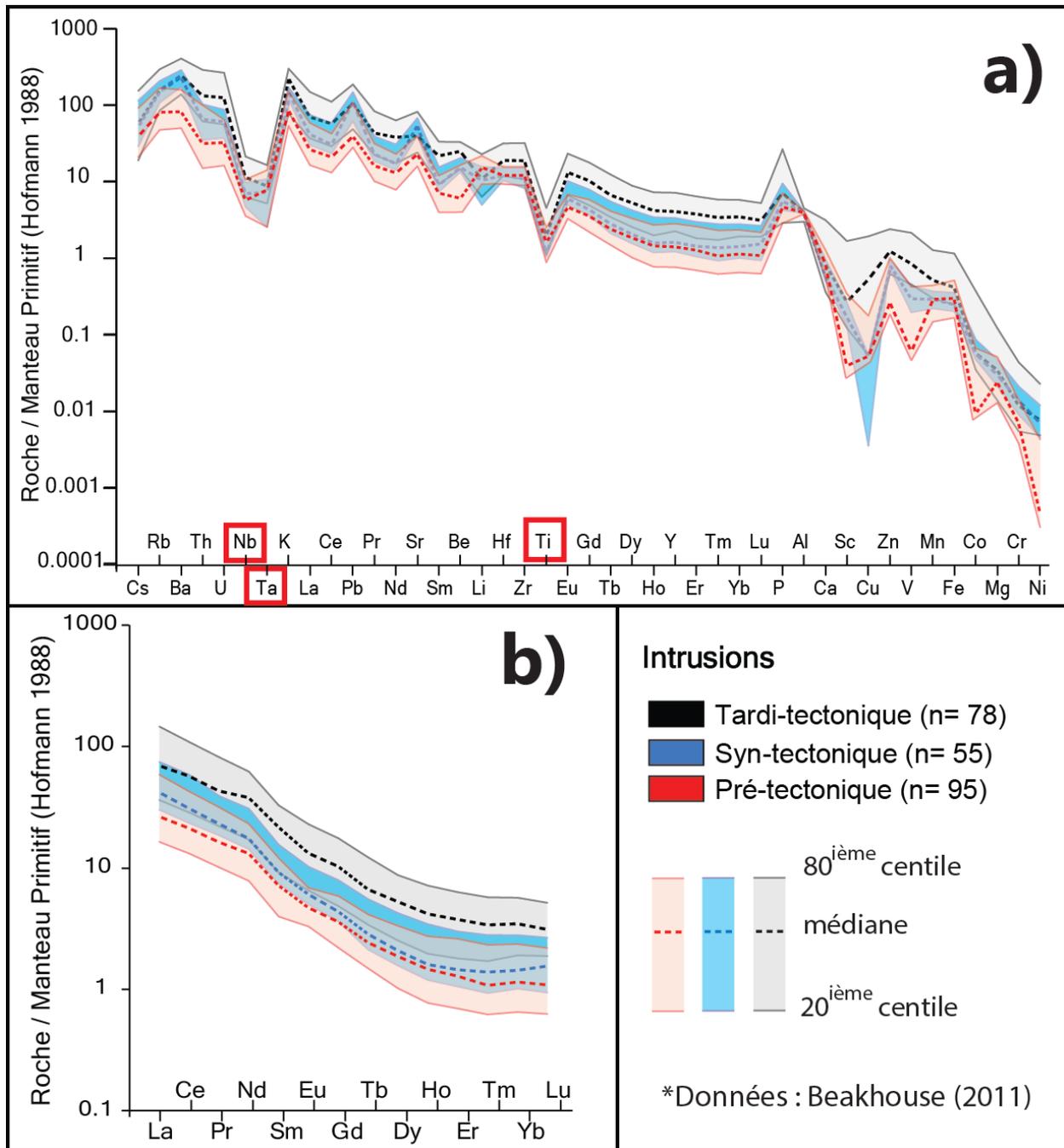


Figure 10 : Diagrammes multiéléments présentant les différents types d'intrusions de l'Abitibi ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).

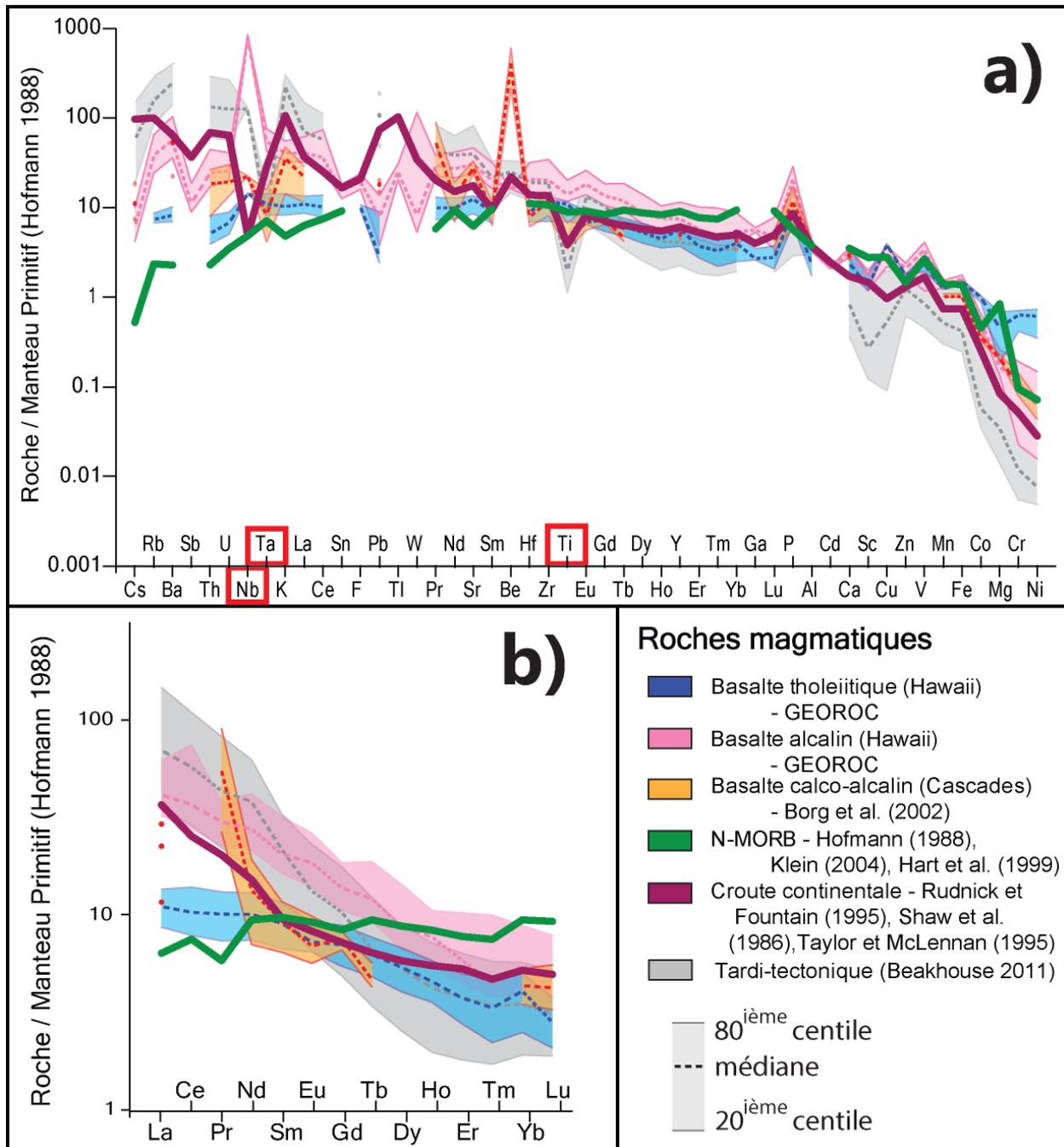


Figure 11-A : Diagrammes multiéléments présentant différents types de roches magmatiques provenant de contextes géodynamiques variés ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2).

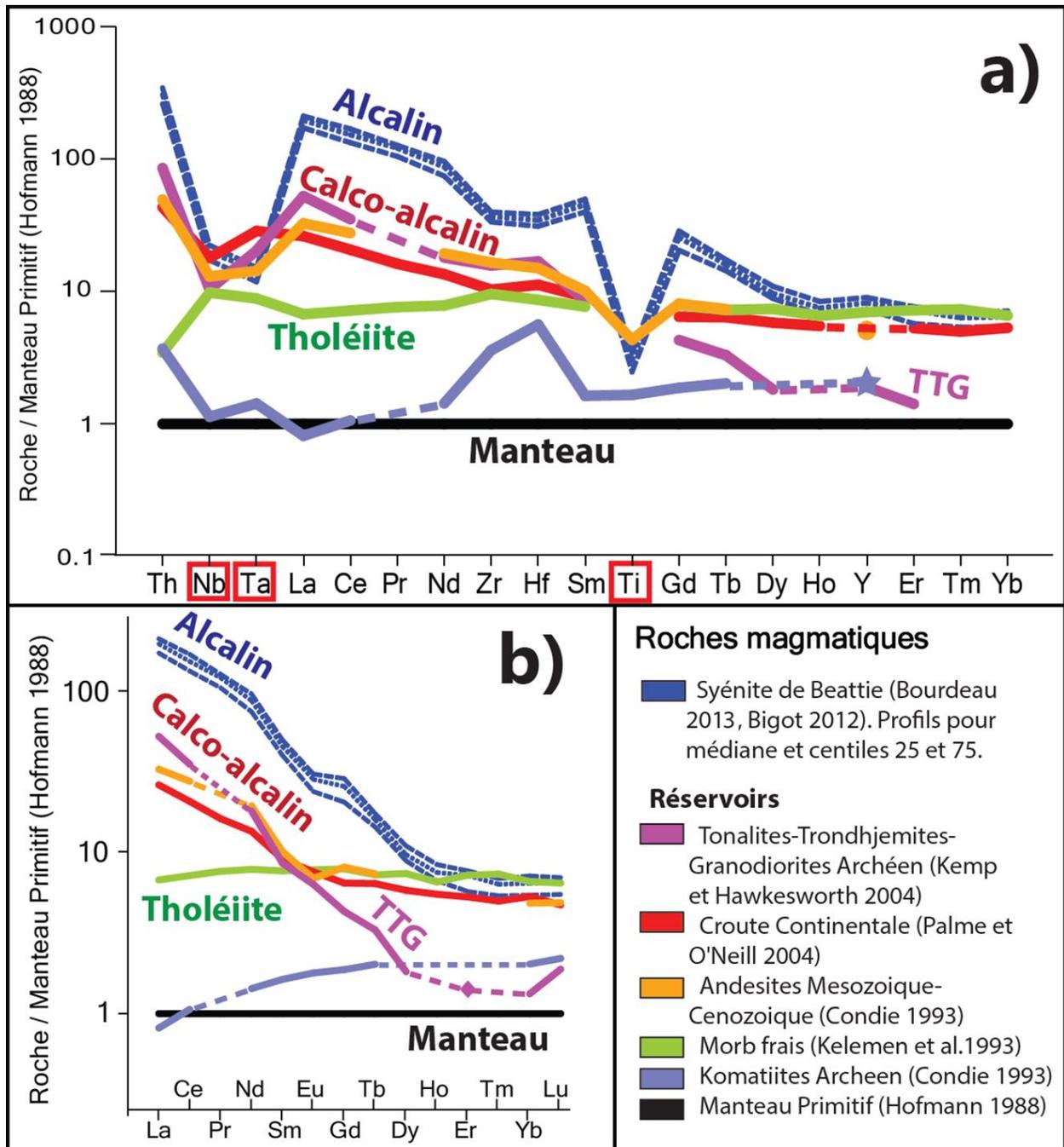


Figure 11-B : Diagrammes multiéléments présentant différents types de roches magmatiques provenant de contextes géodynamiques variés ; a) l'ordre des éléments est « Littérature (Pearce 2008) » (cf. section 3.3.2).

3.4 Exemple de classification d'intrusions alcalines

Les intrusions que Beakhouse (2011) désignées par le terme « tardi-tectonique » sont décrites sur la base de leurs minéralogies et de leurs compositions chimiques par cet auteur. Cet exemple donne une idée de la façon dont les intrusions alcalines sont habituellement décrites.

Les intrusions tardi-tectoniques décrites ci-dessous sont des intrusions alcalines de petite taille (Beakhouse 2011). Les échantillons proviennent des intrusions de Bristol, Cairo, Canadian Arrow, Bannockburn, Garrison, Casey, Hare Lake, Hislop, Iris, Lebel, Log lake, Ludgate, Murdock Creek, Otto, Pangea, Young-Davidson et Powell Township (n= 78). Beakhouse (2011) fait les remarques suivantes sur leurs chimies :

- **Richesse en MgO, Cr et Ni** : indique une origine mantellique
- **Richesse en LILE et ÉTR légers** : indique une source enrichie (manteau métasomatisé), un faible degré de fusion partielle et/ou un taux de cristallisation fractionnée très élevé.
- **Concentrations variables en ÉTR** : indique que l'amphibole et/ou le feldspath sont des résidus de fusion partielle et/ou des phases importantes de la cristallisation fractionnée.
- **Concentrations variables en Ti, P, HFSE** : indique que la titanate et/ou l'apatite sont des phases impliquées dans le résidu de fusion partielle et/ou dans la séquence de cristallisation. Le clinopyroxène a également dominé la cristallisation pour certaines intrusions.
- **Richesse en HFSE, P et localement en CaCO₃ et ÉTR** : indique la présence de carbonatation.

Parmi les remarques faites par Beakhouse (2011), on peut retenir que plusieurs critères touchent à l'origine des magmas (cf. MgO, Cr, Ni, LILE et ÉTR légers), indiquant que l'on a bien à faire à des magmas alcalins. Les autres remarques définissent une chimie complexe localement modifiée par une possible altération en CO₂.

Nous pouvons à présent utiliser ces échantillons pour tester les différents diagrammes de classification et de discrimination couramment utilisés.

Lorsque l'on représente les roches sur différents diagrammes de discrimination du contexte géodynamique, ils tombent dans le champ des magmas d'arc (cf. **figure 12**) :

- **Diagramme de Pearce et al. (1984)** : les échantillons tombent dans le champ des « VAG » (cf. Volcanic Arc Granite), qui sont des granites caractérisés par des concentrations faibles en Yb et Ta (cf. **figure 12-a**) et en Y, Nb et Rb.
- **Diagramme de Schandl et Gorton (2002)** : les échantillons tombent dans le champ des « OC-ARC » (arcs océaniques) et dans un champ non défini, car les échantillons sont pauvres en Ta et Yb, et possiblement riches en Th (**figure 12-b**).
- **Diagramme de Wood (1980)** : les échantillons tombent dans le champ des « CAB » (magmas calco-alcalins d'arc), car ils sont enrichis en Th par rapport à Hf et Ta (**figure 12-c**).

Ce résultat ne signifie pas que les roches alcalines d'Abitibi ont été produites dans un contexte d'arc volcanique. Il signifie, en fait, que la source des magmas alcalins a des points communs, du point de vue chimique au moins, avec les manteaux métasomatisés en contexte de marges convergentes. Ces similitudes concernent : Th élevé et Ta, Nb, Y et Yb bas (**figure 12-c**), ce qui reflète la richesse en HFSE des magmas étudiés (cf. Th), leurs anomalies négatives en Ta-Nb, et la possible présence de grenat dans le résidu de fusion partielle (cf. Y et Yb).

Notons également que le type de diagrammes présentés par la **figure 12** n'inclut généralement pas la catégorie « magmas alcalins provenant d'une source métasomatisée ». Ces diagrammes ne sont pas adaptés à la classification des roches qui nous intéressent ici (cf. également les remarques formulées par Trépanier 2012).

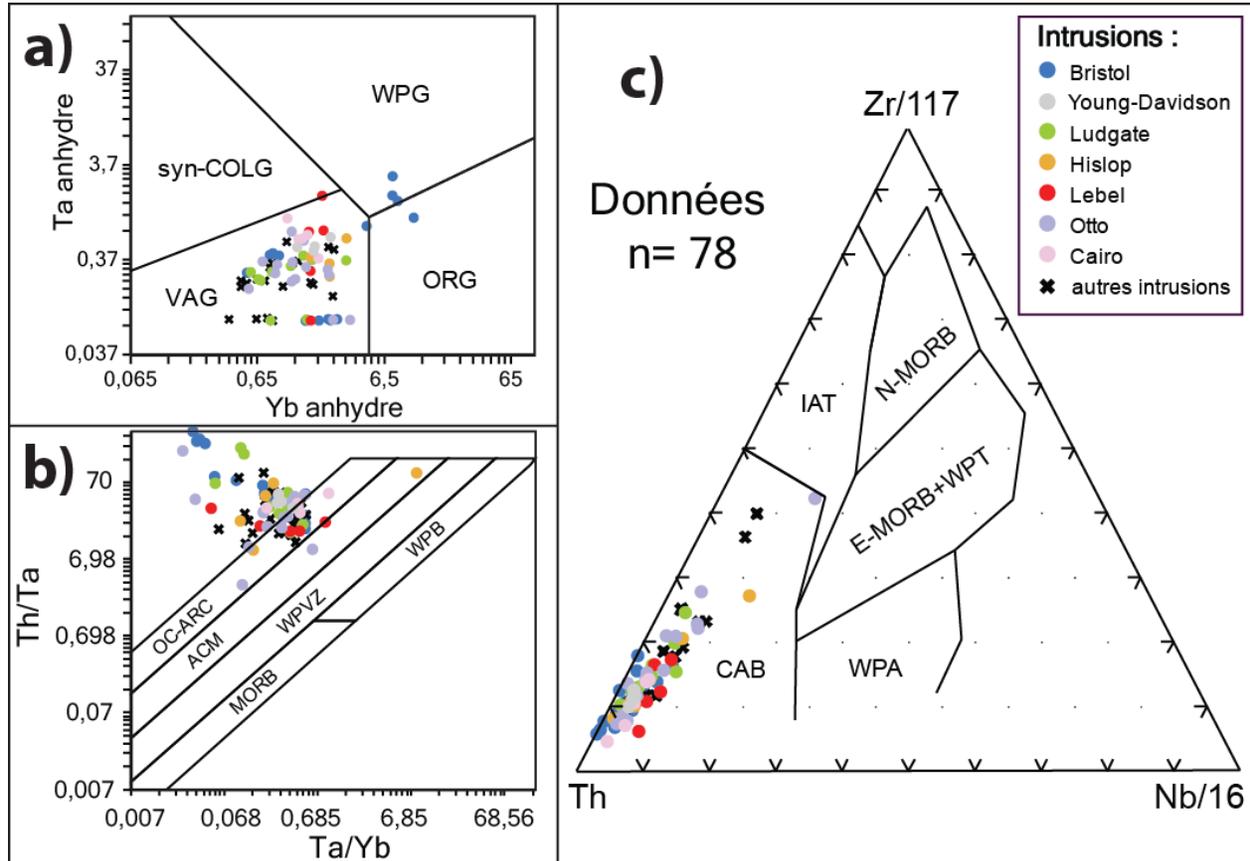


Figure 12 : Échantillons de Beakhouse (2011) représentés sur les diagrammes de discrimination suivants : a) diagramme binaire Ta vs Yb (Pearce et al. 1984) ; b) Diagramme binaire Th/Ta vs Ta/Yb (Schandl et Gorton 2002) ; diagramme ternaire Zr-Th-Nb (Wood 1980).

Lorsque l'on représente les roches sur différents diagrammes de classification (cf. affinité et nom de roches), nous pouvons faire les observations suivantes (cf. **figure 13**) :

- Composition proche de celle des **granites méta-alcalins** : roches riches en Al et pauvres en Ca (figure 13-a).
- **Roches alcalines**, car, par rapport à leurs contenus en Na_2O et K_2O , ces roches sont pauvres en CaO (**figure 13-b**) et en SiO_2 (**figure 13-e**). Ces roches n'ont cependant pas toutes un rapport Nb/Y typique des magmas alcalins (**figure 13-f**).
- **Roches alcalines** : les diagrammes multiéléments (traces et ÉTR), également utilisés par Beakhouse (2011), montrent que les roches sont riches en LILE, ÉTR légers et HFSE, présentent une anomalie négative en Nb et aucune anomalie en Eu, confirmant la nature alcaline des intrusions (**figure 14**).

- **Na vs K** : Ces roches ont des rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ variables, plutôt intermédiaires (cf. série K ; **figure 13-d**), et sont peut-être des shoshonites pour la plupart (**figure 13-c**).

Ainsi, les magmas alcalins échantillonnés par Beakhouse (2011) sont effectivement des roches alcalines (**figure 14**), qui sont riches en alcalins et en K_2O en particulier (**figure 13**). Cette dernière affirmation nécessite cependant validation, car le rapport de Beakhouse (2011) ne permet pas d'affirmer l'absence d'altération hydrothermale dans les échantillons collectés.

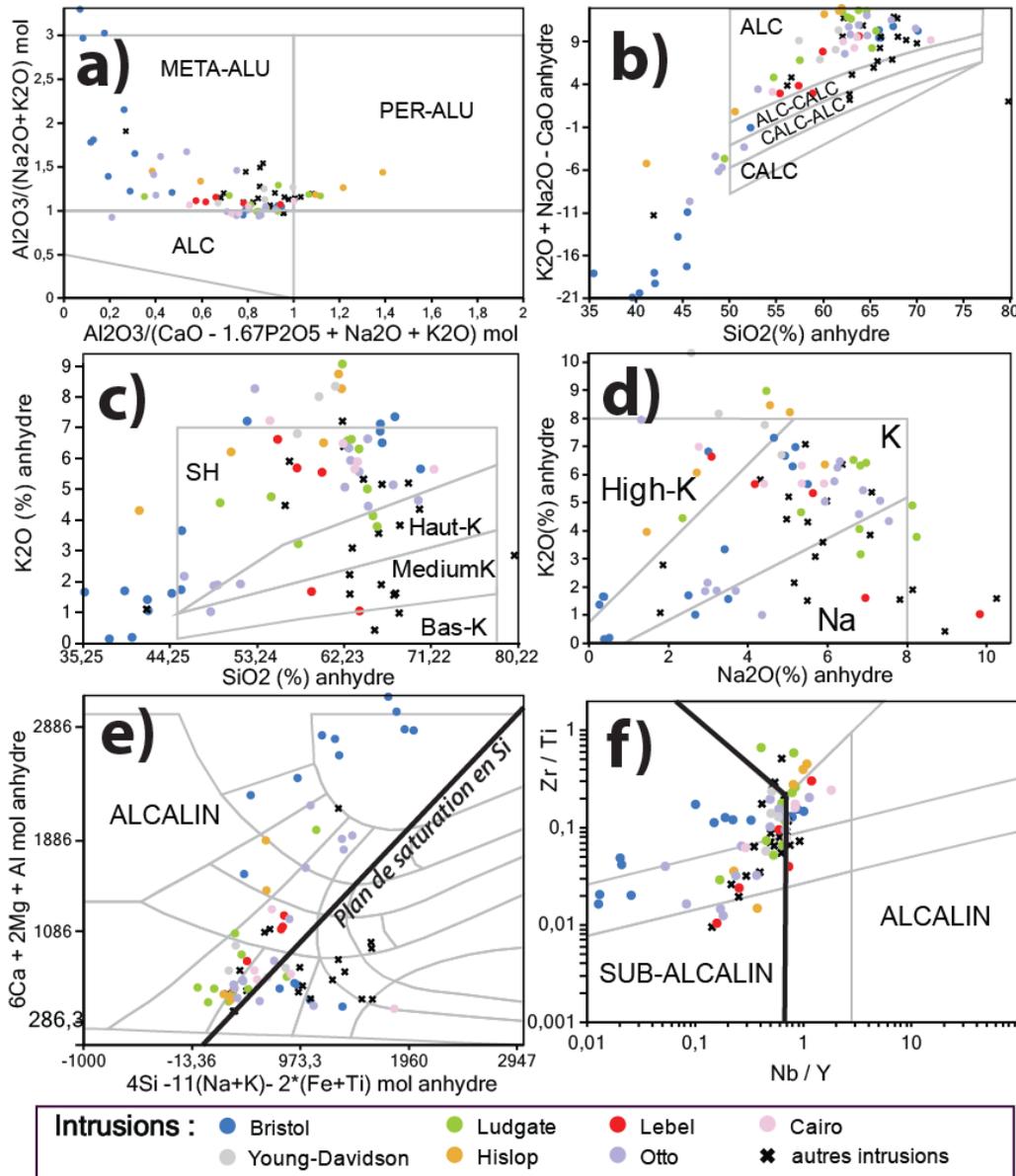


Figure 13 : Échantillons de Beakhouse (2011) représentés sur les diagrammes binaires suivants : a) diagramme ASI vs. ANK (Frost et al. 2001) ; b) diagramme (Frost et al. 2001) ; c) diagramme K_2O vs SiO_2 (Peccerillo et Taylor 1976) ; d) K_2O vs Na_2O (Middlemost 1975) ; e) diagramme R1 vs R2 (De La Roche et al. 1980) ; f) diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Pearce 1996).

Enfin, le calcul des bilans de masse par modélisation des précurseurs a également été effectué sur ces échantillons. Ce calcul montre une faible altération en Na_2O et K_2O d'une partie des échantillons. Par contre, lorsque l'on représente les précurseurs prédits sur le diagramme TAS (**figure 15**), on observe qu'ils appartiennent à une série subalcaline, indiquant que le calcul des bilans de masse doit être interprété avec précaution lorsque les intrusions étudiées sont alcalines (cf. aussi les recommandations de Trépanier 2012).

En résumé, le caractère alcalin est clairement indiqué par les diagrammes multiéléments (**figure 14**) et par les diagrammes utilisant les éléments majeurs (**figure 13**), qui peuvent être utilisés à condition de garder à l'esprit que les concentrations en Na_2O et K_2O des roches représentées ont pu être modifiées par un processus d'altération (**figure 15**). L'utilité des diagrammes de discrimination du contexte géodynamique est plus discutable (**figure 12**).

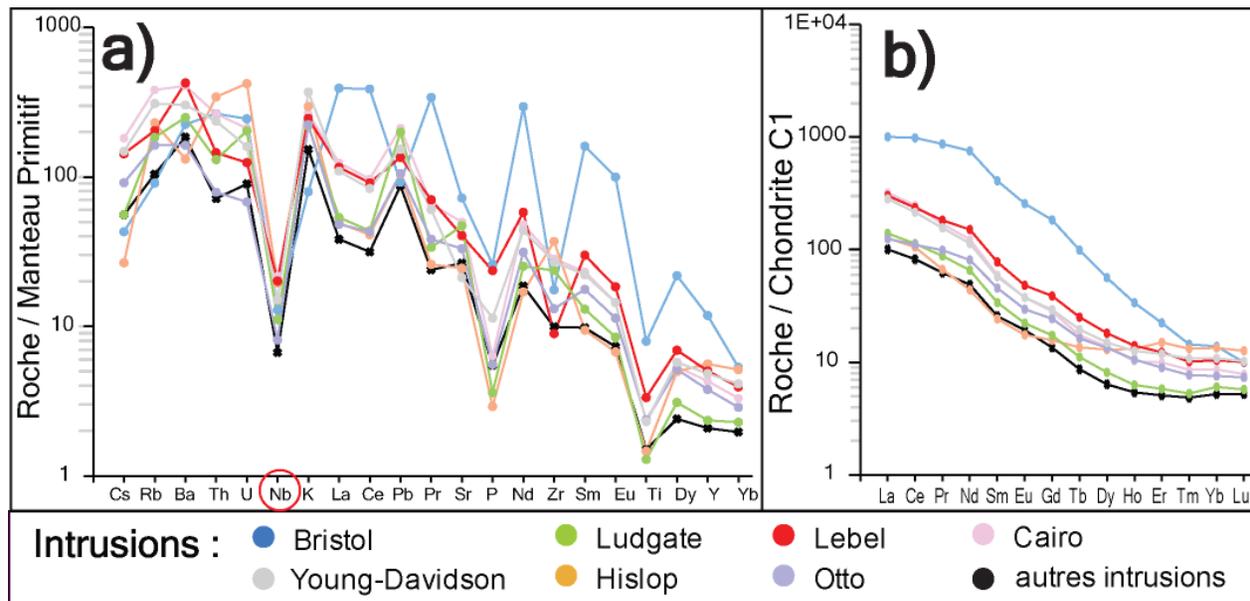


Figure 14 : Échantillons de Beakhouse (2011) représentés sur les diagrammes arachnides multiéléments des éléments traces (a) et des REE (b). Les normalisations utilisées sont le manteau primitif (McDonough et Sun 1995) et la chondrite CI (Wasson et Kallemeyn 1988), et l'ordre des éléments (a) est « Littérature (Sun and McDonough 1989) » (cf. section 3.3.2). Notez que l'intrusion de Bristol se démarque, car l'échantillonnage documente principalement des roches mafiques (cf. richesse en éléments compatibles), alors que les autres intrusions sont plutôt représentées par des échantillons felsiques.

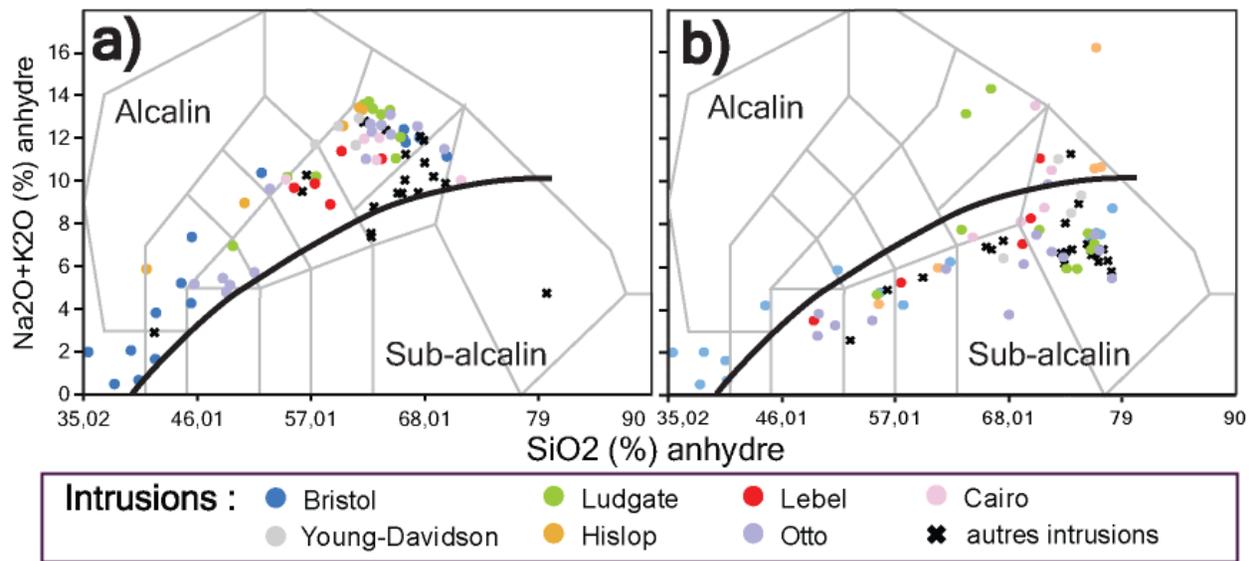


Figure 15 : Diagramme TAS (Middlemost 1975) représentant les roches analysées par Beakhouse (2011) (a) et les précurseurs modélisés grâce au bilan de masse par modélisation des précurseurs (Trépanier 2008) de ces mêmes roches (b).

4 LES ROCHES ALCALINES D'ABITIBI

4.1 Présentation générale des intrusions étudiées

Les intrusions qui nous intéressent dans le cadre de cette étude, et souvent désignées par les termes ambigus de « syénite » ou de « porphyre », ont les caractéristiques suivantes :

- **Âge** : < 2,7 Ga environ, postérieur à la phase magmatique qui a produit la ceinture de roches vertes.
- **Taille des intrusions** : faible, on parle de stock, de dykes et de filons-couches ayant une extension de quelques centaines de mètres à kilomètres.
- **Profondeur de mise en place** : faible, pouvant expliquer le caractère porphyrique (cf. phénocristaux de quartz et feldspath) ou aphyrique d'une partie des intrusions. Le caractère porphyrique de certaines intrusions est probablement à l'origine du terme « porphyre ».
- **Affinité** : calco-alcaline ou alcaline (Colvine et al. 1988). La distinction entre les deux n'est pas toujours aisée, surtout lorsque l'altération est importante. L'association entre intrusions alcalines différenciées et Au est probablement à l'origine du terme « syénite aurifère ».

Parmi ces intrusions, les intrusions alcalines ont les caractéristiques suivantes :

- **Noms** : syénite, monzonite, dyke de lamprophyre, etc.
- **Volcanisme** : certaines intrusions sont associées temporellement, et possiblement génétiquement, à des phases volcaniques alcalines comme celles associées au type Timiskaming (Corfu et al. 1990), ou comme celles de la Formation de Haüy dans la région de Chibougamau (Piché 1985).

Dans le cadre de cette étude, les intrusions alcalines syn-tectoniques de faibles volumes seront désignées comme intrusions alcalines, et le terme « syénite » sera réservé aux roches qui sont chimiquement des syénites (cf. classification de l'IUGS). Quant au terme « porphyre », il sera utilisé d'une façon descriptive uniquement.

4.2 Distribution des magmas alcalins et relation avec l'Au

Les roches du SIGEOM 2014 désignées par le terme « syénite » ont été représentées en carte (**figure 16**). Les données cartographiques montrent une relation spatiale entre les intrusions, les grands couloirs de déformation et les gisements aurifères, sans qu'il soit possible de distinguer le(s) paramètre(s) prédominant(s).

La cartographie montre également une bonne répartition des intrusions tardives dans l'ensemble de la Sous-province de l'Abitibi, et une surreprésentation des dépôts d'or dans la partie sud de la sous-province. Notez également que les intrusions tardives se mettent en place indistinctement dans les unités volcaniques et intrusives, bien que les unités volcaniques semblent préférées, possiblement parce que les couloirs de déformation se situent principalement dans ce type d'unités.

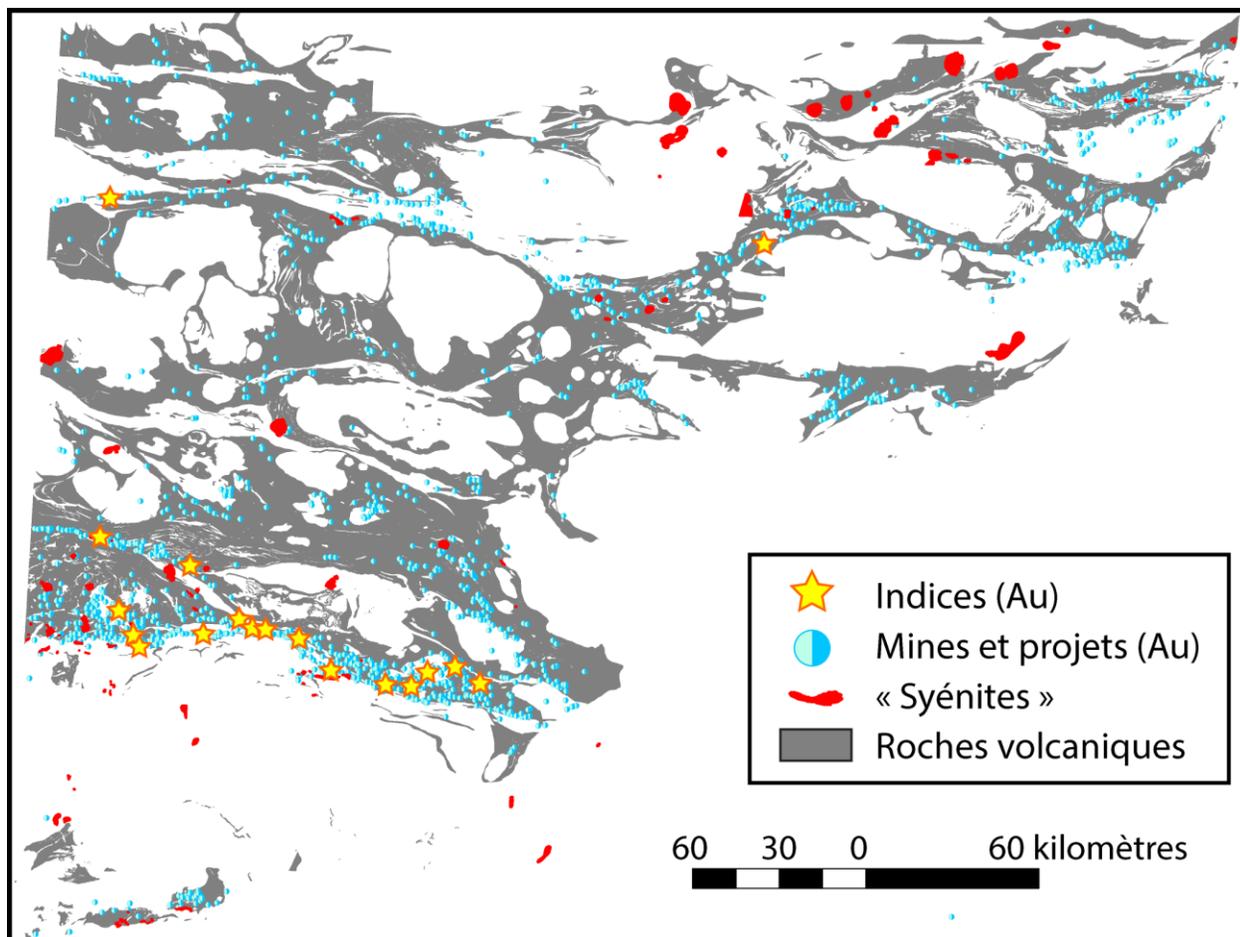


Figure 16 : Carte de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi, établie à partir des données du SIGEOM 2014. La projection latitude/longitude utilise le modèle WGS-84.

4.3 Source des magmas

Les magmas alcalins post-archéens ayant des liens avec les processus de subduction sont issus d'un manteau métasomatisé ; c.-à-d. dont la composition chimique a été modifiée par des fluides et/ou des magmas provenant de la plaque subductée (*slab*), et/ou des magmas provenant de différents épisodes de fusion hydratée du manteau. Ce mécanisme produit les magmas calco-alcalins de la série BADR (cf. basalte-andésite-dacite-rhyolite) et, lorsque l'arc est suffisamment mature et que les degrés de fusion partielle sont faibles, des magmas alcalins. Certains arcs modernes contiennent également des roches provenant de la fusion d'une composante crustale mafique (cf. *slab* ou délamination en base de croûte) et ces roches particulières sont appelées adakites.

À l'Archéen, la série BADR n'est pas observée. Cette époque est plutôt dominée par la série TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite), qui constitue 70-80% du volume des terrains archéens connus (cf. Moyen et Martin 2012, et références incluses). Les TTG sont des magmas calco-alcalins sodiques riches en Al formés entre 2.75 et 2.695 Ga en Abitibi (cf. compilation de Beakhouse 2011). Par analogie avec les adakites modernes, les TTG pourraient provenir de la fusion partielle d'une source mafique à relativement faible profondeur (cf. interactions faibles

entre ce magma et le manteau lherzolitique ; Moyen et Martin 2012), mais suffisamment profondément pour que la fusion s'effectue dans le champ de stabilité du grenat (cf. lithosphère épaisse, et fusion de la base de la croûte qui limite fortement les interactions avec le manteau ; Bédard 2006). L'Archéen ne présente pas non plus de preuves directes de la présence de zones de subduction (cf. absence de métamorphisme de HP-BT, ophiolites rares à inexistantes, rares magmas intermédiaires, chevauchements et failles inverses rares et difficiles à interpréter, alternance irréaliste entre points chauds et arcs, etc.), si ce n'est que la genèse des TTG nécessite l'introduction de croûte mafique dans le manteau, ce qui peut être accompli par délamination plutôt que par subduction (Bédard 2006, Moyen et Martin 2012).

Dans ce contexte, il est difficile de discuter la nature de la source des magmas alcalins de l'Abitibi. Les intrusions synvolcaniques de l'Abitibi, qui sont des TTG, ont modifié le manteau (cf. épisodes successifs de fusion partielle, imprégnation d'une partie du magma qui reste dans le manteau et en modifie sa composition). La richesse en Al des magmas, les résidus de fusion partielle comme le grenat et autres, pointent vers une composante mafique (cf. éclogite ou granulite mafique à grenat ; Beakhouse 2011), bien que la géochimie ne puisse pas indiquer si ces roches mafiques ont été introduites dans le manteau par une subduction similaire aux arcs modernes, par une subduction « chaude » (intermittente, etc. ; Moyen et Van Hunen 2012) ou par un processus de « *sagging* » (Goodwin 1977, Baragar et McGlynn 1976), de délamination ou de fusion de la base de la croûte (Bédard 2006) (cf. Bédard 2006 et références incluses pour une discussion plus poussée sur la tectonique archéenne).

En fait, la géochimie indique principalement que la source des magmas alcalins d'Abitibi est une source mantellique et/ou une source riche en Mg (cf. présence de magmas ultramafiques comme les lamprophyres par exemple) enrichie en éléments incompatibles et métasomatisée par des processus qui ont, au minimum, quelques ressemblances avec les processus actuels (cf. richesse en K₂O de certaines laves, anomalies négatives en Nb-Ta-Ti). C'est aussi une source qui semble riche en volatiles et qui a possiblement fondue dans des conditions de fO₂ élevée (cf. production de magmas avec des fO₂ élevées ; cf. section 5) et avec un degré de fusion partielle faible (cf. richesse en incompatibles des magmas produits).

4.4 Métasomatisme du stade magmatique

Lorsqu'une intrusion magmatique se met en place et cristallise, elle produit des fluides magmatiques. Ces fluides s'exsolvent massivement du magma dans les derniers stades de la cristallisation, et peuvent former des veines de pegmatites et modifier la composition chimique et modifier la composition chimique des roches encaissantes et des parties cristallines de l'intrusion. Ces modifications chimiques sont un véritable métasomatisme (cf. classification de Zharikov et al. 2007).

Ce métasomatisme intervient dans les derniers stades de la cristallisation fractionnée et se poursuit lorsque le magma s'est solidifié, mais est encore assez chaud pour faire circuler des fluides. Les fluides métasomatiques sont d'origines magmatiques, et les roches ne sont modifiées qu'à une distance faible autour de l'intrusion. Par contraste, des altérations hydrothermales de grandes ampleurs font intervenir des fluides non-magmatiques. La frontière entre métasomatisme du stade magmatique et altérations hydrothermales de plus grande ampleur est ténue, et tous les types de continuum ou de recoupement peuvent être envisagés.

L'exemple le plus connu de ce type de phénomène est l'albitisation (altération Na) du toit des intrusions granitiques, qui peut former des roches à albite, riébeckite et aégirine dans les cas

extrêmes (Shcherban 1996). Les magmas alcalins, quant à eux, sont associés à des métasomatismes particuliers :

- Fénitisation
- Albitisation
- Altération en CO₂ (?)

Fénitisation : Cette description s'appuie sur les recommandations de la SCMR de l'IUGS (Zharikov et al. 2007). Les fénites sont des roches à feldspaths alcalins, néphéline, Na-pyroxènes, Na-amphiboles, calcite et parfois micas. Elles correspondent aux métasomatisme de roches ultramafiques (silicatées ou carbonatitiques) ou autres par des fluides riches en Na-K provenant de magmas carbonatitiques. Elles sont associées aux complexes ignés alcalins. Il s'agit d'une altération neutre-basique (alcaline) de haute température, qui rend le quartz instable. C'est une altération de types Na et/ou K, ±CO₂.

Albitisation : L'IUGS (Zharikov et al. 2007) reconnaît différentes façons de former des albitites, citant notamment celles formées aux toits des granites à partir de précurseurs mafiques ou felsiques et celles observées dans les grands couloirs de déformation. Ces dernières sont des veines d'albitites observées en association avec des veines à quartz, tourmaline et ±ankérite. Un autre type d'albitite se forme autour d'intrusions carbonatitiques, possiblement à partir de roches fénitisées, et suite à l'introduction de fluides à H₂O et CO₂ dans ces roches.

Carbonatation : Les fénites et les albitites sont associées à des quantités plus ou moins importantes de carbonates. Aussi, les magmas alcalins contiennent des fluides riches en CO₂, et peuvent être des carbonatites dans les cas extrêmes. Le CO₂ a donc une place importante dans le système et la carbonatation accompagne possiblement la plupart des métasomatismes associés aux magmas alcalins.

En Abitibi, la fénitisation est invoquée pour expliquer la trop grande richesse en K de la syénite du Lac Shortt (Prud'Homme 1990 ; cf. annexe A), les dykes d'albitites sont abondamment observés le long des principaux couloirs de déformation et la carbonatation est très largement répandue. L'hydrothermalisme en Abitibi est probablement complexe, mettant en jeu des fluides d'origines variées à différents intervalles de temps. Mais l'importance des altérations en Na, CO₂ et possiblement K, pourraient pointer vers un rôle significatif joué par les fluides d'origine magmatique associés aux intrusions alcalines.

4.5 Critères de fertilité

La formulation de critères de fertilité à partir de la chimie des intrusions alcalines d'Abitibi implique qu'il existe des compositions chimiques magmatiques favorables à la formation de gisements aurifères. Ces critères pourraient toucher aux caractéristiques suivantes des intrusions :

Morphologie et texture : les intrusions associées aux gisements aurifères sont de volumes faibles, allongées E-W et sont souvent porphyriques, alors que les intrusions « stériles » sont plus circulaires, équigranulaires et magnétiques (Legault et Lalonde 2009). Certains de ces critères sont liés à la minéralogie et aux particularités de la cristallisation fractionnée, et pourraient être reflétés par la chimie.

Séries sodiques et potassiques : à travers le Monde, les gisements d'or associés aux intrusions alcalines semblent plutôt associés aux séries sodiques (Siltoe 2002). Aussi, les magmas les plus riches en K s'observent à distance de la zone de Benioff et plutôt en contexte continental (Miyashiro 1975), ce qui pourrait indiquer que les séries ultra-potassiques sont

typiques des magmas provenant de plus faibles degrés de fusion partielle, que la contamination par la croûte continentale de la source ou du magma ascendant joue un rôle plus grand, ou autres.

En Abitibi, l'altération rend difficile la classification des magmas alcalins. Il existe des séries ultra-potassiques (cf. volcanites à leucite de la région de Kirkland Lake ; voir Ispolatov et al. 2008 pour une synthèse récente) et des plutons clairement sodiques (cf. intrusion de Tarsac, Déjou 1992), mais un portrait général des séries Na et K d'Abitibi reste à faire. Il n'est donc pas possible de savoir si l'une ou l'autre des séries est préférentiellement associée à l'or (cf. pistes proposées par la section 5).

Fugacité d'oxygène (fO_2) : les intrusions alcalines sont généralement caractérisées par une fO_2 élevée (cf. intrusion de Murdock Creek ; Rowins et al. 1991, 1993). De plus, une fO_2 élevée pendant la fusion partielle et la cristallisation fractionnée favorise la rétention de l'or dans le magma, ce qui est un paramètre traditionnellement reconnu comme important pour la formation des gisements aurifères (cf. Botcharnikov et al. 2013), bien que les études sur les RIRGS montrent que les magmas réduits peuvent également être associés à des gisements d'or (Hart et Goldfarb 2005).

Composition en Au de la source et du magma : il y a deux façons d'envisager ce problème. Soit l'or est d'origine magmatique et tous les paramètres qui favorisent la remontée de beaucoup d'or par le magma, ainsi que la présence de chambres magmatiques de grande taille, deviennent des critères de fertilité applicables à la chimie des intrusions. Soit l'Or ne vient pas du magma et/ou la formation d'un gisement est plutôt dépendante de l'efficacité du système hydrothermal, auquel cas la chimie de l'intrusion compte moins.

Altération hydrothermale : on peut se demander si la recherche des systèmes hydrothermaux les plus à même d'avoir concentré l'Or n'est pas la démarche la plus pertinente. Cependant, cette avenue pose plusieurs problèmes méthodologiques (cf. section 5).

La section 5 de ce rapport s'attarde sur plusieurs études de cas qui illustrent les problématiques discutées ici. Pour chaque cas, la chimie de l'intrusion et les particularités de l'altération sont discutées.

5 ÉTUDES DE CAS

La section précédente a permis de préciser les modalités de classification des magmas alcalins. Cependant, la reconnaissance des intrusions concernées ne permet pas de résoudre le problème principal, qui est : comment peut-on travailler avec les intrusions alcalines altérées ? Les exemples proposés ci-dessous permettront de mettre en lumière les différents problèmes qui se posent, et d'y apporter quelques solutions.

5.1 Syénite de Beattie

GÉOLOGIE – La syénite de Beattie consiste en une intrusion principale de 3,7 km de long pour 4-70 m d'épaisseur (cf. 1,2 km²) entourée de dykes mineurs, datée à 2681,6±1 Ma (Mueller et al. 1996, David et al. 2007). Elle se situe immédiatement au nord de la faille de Porcupine-Destor qui délimite la partie nord du Blake River, dans les roches méta-sédimentaires des groupes de Timiskaming et de Porcupine, et les roches méta-volcaniques de la Formation de Deguisier (cf. cartes du SIGEOM 2014 et de Bourdeau 2013).

Elle renferme des minéralisations significatives en Au (cf. mines Beattie, Donchester et Central Duparquet, pour une ressource totale inférée de 2,77 Moz pour 56,2 Mt de minerai à 1,53 g/t d'or ; cf. exploration par Osisko Mining Corporation et Clifton Star Resources Inc., cité par Bigot 2012). D'après Legault et al. (2005), la minéralisation serait tardive par rapport à l'intrusion, mais précéderait le dépôt des roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming (cf. <2678,9±2,8 Ma ; David et al. 2006).

Une cartographie détaillée décrit les cinq unités lithologiques suivantes (Bourdeau 2013) :

- (1) Syénite porphyrique
- (2) Syénite magnétique équigranulaire
- (3) Syénite porphyrique Central Duparquet
- (4) Syénite mégaporphyrique
- (5) Syénite « lath »

Notons que ces distinctions sont principalement texturales. La minéralogie des différentes unités est relativement similaire : 35-45% albite, 35-40% orthose, 5-10% carbonates, 0-15% micas blancs, 0-5% d'hématite et, pour l'unité (2) uniquement, 7 % d'actinote et 10 % de magnétite. Les minéraux accessoires (cf. < 1 %) suivants sont également observés : apatite, titanate, biotite, chlorite, fluorite, xénotime, tourmaline, hornblende, épidote, barite et quartz (Bourdeau 2013).

Les feldspaths alcalins sont des phases sub-solvus (cf. pole quasiment pures d'albite et d'orthose) (Bourdeau 2013), ce qui indique une cristallisation dans des conditions de pression de H₂O élevées (cf. Tuttle et Bowen 1958), ce qui est consistant avec la richesse en volatil habituellement caractéristique des magmas alcalins. La principale phase mafique, pré-altération en CO₂, aurait pu être le clinopyroxène, par analogie avec la pétrologie d'intrusions similaires (cf. intrusion de Murdock Creek par exemple ; Rowins et al. 1991, 1993).

L'intrusion de Beattie a les caractéristiques géochimiques suivantes (Bourdeau 2013) :

- Intrusion alcaline de la série K à ultra-K, riche en Al.
- Enrichie en ÉTR légers, LILE et présentant des anomalies négatives en Nb-Ti-Ta (cf. **figure 10**).
- Spectre des RE fractionné, sans anomalie en Eu (**figure 10**).

Les altérations principales sont (Bourdeau 2013) :

- **Carbonatation**, qui a détruit vraisemblablement des clinopyroxènes pour former des carbonates et de la chlorite. Les carbonates sont ferrugineux (Legault et Lalonde 2009).
- **Altération K acide**, qui a formé de la muscovite ferrifère.
- **Altération CO₂-Na-Si tardive**, caractérisée par les veines d'Au à carbonates, albite et quartz.
- **Altération K**, qui a formé des feldspaths potassiques d'après Legault et Lalonde (2009).

BASE DE DONNÉES – Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont celles de Bigot (2012) et Bourdeau (2013), ainsi que la compilation très exhaustive d'analyses effectuée par Bourdeau (2013) (cf. le mémoire de maîtrise de cet auteur pour une liste complète des références attenantes à ces analyses). La base de données utilisée contient 227 analyses de « syénites ».

ESTIMATION de la fO₂ – La fO₂ d'un magma est plus ou moins reflétée par le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T (en %Pds ou molaire, c'est équivalent). L'abondance de Fe₂O₃ peut conduire à la cristallisation d'oxydes de Fe-(Ti) (cf. magnétite par exemple), qui sont les marqueurs minéralogiques de la fO₂. En fait, la fO₂ est aussi contrôlée par la minéralogie (cf. les silicates stabilisent le FeO, et le Ti peut stabiliser Fe₂O₃ dans les oxydes) ; il s'agit d'un paramètre non complètement intensif qui est complexe à mesurer (Frost 1991). Seules des approximations de la fO₂ sont proposées dans le cadre de cette étude.

En ce qui concerne la syénite de Beattie, le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T n'a pas été analysé (cf. aucune analyse de FeO ou Fe₂O₃ disponibles, seul Fe₂O₃T a été mesuré). Ce rapport doit donc être estimé par d'autres moyens.

L'état d'oxydation du fer sera ici modélisé grâce à la méthode PER (Pearce 1968), qui est une technique abondamment utilisée en pétrologie magmatique (cf. modélisation de Rowins et al. (1993), par exemple, sur l'intrusion de Murdock Creek). Cette modélisation va nous permettre d'estimer les rapports suivant :

- Mg#, qui est égal à MgO/(MgO + FeO) molaire (cf. Mg# d'une roche)
- MgFe₃#, qui est égal à MgO/(MgO + Fe₂O₃T) molaire (cf. « faux » Mg#, mais qui est le seul que l'on puisse calculer lorsque ni FeO, ni Fe₂O₃ n'ont été dosés).

La modélisation présentée ci-dessous fait trois hypothèses :

- (1) Le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T magmatique n'a pas été modifié par l'altération hydrothermale
- (2) La principale phase mafique, avant altération, était le CPX
- (3) En altérant le CPX en carbonates et possiblement en chlorite, les fluides n'ont pas trop fait migrer CaO, MgO et FeO à l'échelle de l'échantillonnage.

Le diagramme PER Mg/Sr vs Ca/Sr (molaires) est tracé dans un premier temps (**figure 17-a**), ce qui nous indique que :

- L'alignement des points indique que les variations de Mg et Ca peuvent être dues au CPX. Dans ce cas le Sr est un choix pertinent pour le dénominateur des rapports (cf. élément « conservateur »), car la concentration de Sr n'est pas modifiée par la cristallisation de CPX (cf. l'élément normalisateur ne doit pas participer au processus modélisé, Pearce 1968).

- Les points s'alignent sur une droite de pente 0,4, ce qui indique un Mg# de 0,4 pour le CPX.
- Le CPX étant la principale phase mafique magmatique des roches étudiées, son Mg# reflète possiblement celui du magma. Notez que le Mg# des échantillons étudiés est probablement constant, puisque ces échantillons proviennent de roches vraisemblablement co-magmatiques (cf. génétiquement liés) ayant des taux de différenciation assez proches.

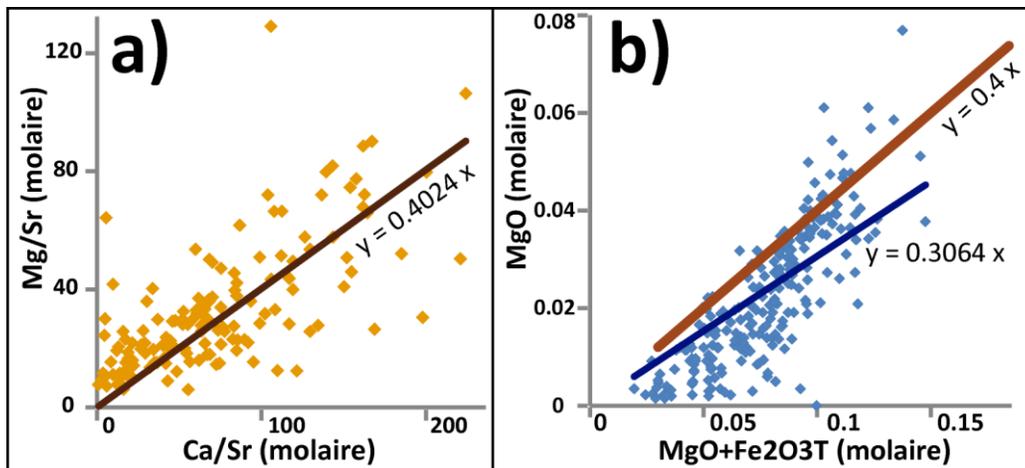


Figure 17 : a) Diagramme PER Mg/Sr vs Ca/Sr (molaires) ; et b) diagramme binaire MgO vs (MgO + Fe₂O₃T) (molaires), représentant les échantillons de l'intrusion de Beattie (Bigot 2012, Bourdeau 2013).

Ensuite, le diagramme MgO vs (MgO + Fe₂O₃T) (molaires) nous indique que (**figure 17-b**) :

- Ce diagramme est la représentation graphique du MgFe₃#. Les points s'alignent sur ce diagramme, mais pas sur une droite passant par l'origine, ce qui indique que le rapport MgFe₃# n'est pas constant. Ces variations sont possiblement dues à l'altération hydrothermale, qui a peut-être déplacé CaO, MgO et FeO : ainsi, l'hypothèse (3) du modèle serait fautive.
- Malgré ce problème, la modélisation a été poursuivie. Les points s'alignent le long d'une droite de pente 0,3, qui correspond à la valeur de MgFe₃#. Les points du Mg# modélisé ci-dessus sont également représentés pour comparaison (**figure 17-b**).

Enfin, la différence entre les valeurs de Mg# et de MgFe₃# s'explique par la présence de Fe₂O₃ dans la valeur du MgFe₃#. En comparant les deux chiffres, on obtient une valeur de **0,36** pour le rapport **Fe₂O₃/Fe₂O₃T** de l'intrusion de Beattie.

Par comparaison, le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T de l'intrusion de Murdock Creek, pour laquelle les valeurs de FeO et Fe₂O₃ ont été analysées (Rowins et al. 1993), est comprise entre 0,35 et 0,5. Murdock Creek provient d'un magma ayant une fO₂ élevée (Rowins et al. 1993). Par comparaison, on peut émettre l'hypothèse que le magma de Beattie a également une fO₂ relativement élevée.

NORME SV350 – Le calcul de la norme Consorem SV350 (Trépanier 2012) permet de confirmer les observations minéralogiques faites par Bourdeau (2013). Les minéraux normatifs sont : orthose (20-40%), albite (10-40%), quartz (10-20%), muscovite (< 10 %), carbonates (< 10 %),

magnétite (< 5 %) et chlorite (< 5 %) (**figure 18**). Ce calcul est en accord avec les observations de Bourdeau (2013), à l'exception des proportions élevées de quartz calculé, qui est un minéral très peu observé en lame mince.

Aussi, lorsque l'on s'intéresse au rapport orthose/albite (cf. **figure 19**), qui reflète le rapport K_2O/Na_2O des échantillons, on observe un taux maximal de variation. Le rapport K_2O/Na_2O de roches co-magmatiques ayant subi des degrés de différenciation similaires est relativement constant, et ces variations peuvent avoir deux origines :

- Biais d'échantillonnage. Il est difficile d'effectuer un échantillonnage représentatif de roches contenant de gros phénocristaux d'orthose et d'albite.
- L'altération a pu modifier les quantités de Na_2O et/ou de K_2O dans des proportions variables.

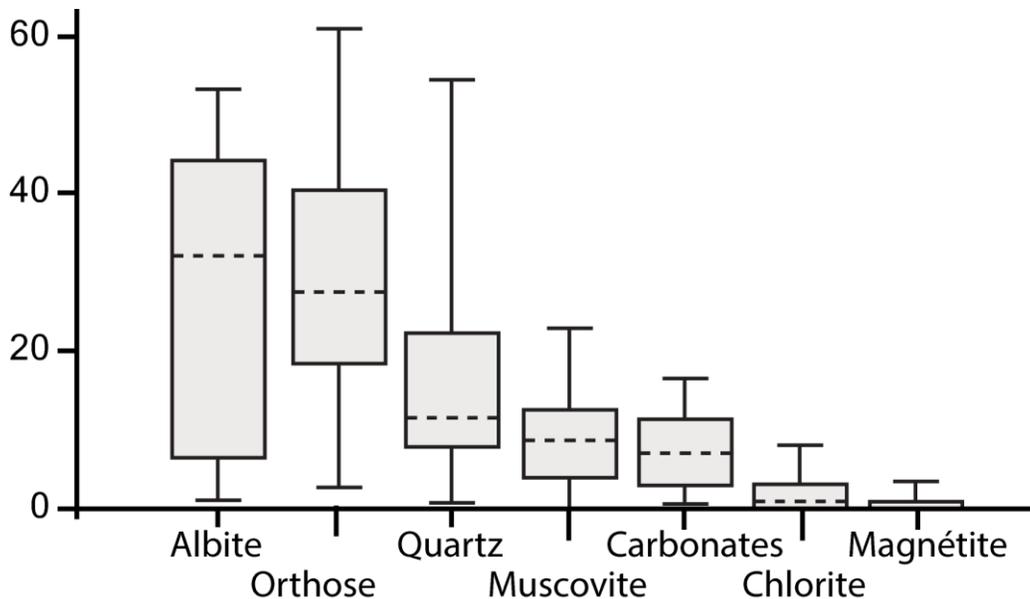


Figure 18 : Boîtes à moustache présentant la minéralogie normative (norme SV350) globale des échantillons de l'intrusion de Beattie (n= 222 ; Bigot 2012, Bourdeau 2013).

ALTÉRATION EN CO_2 – L'altération en CO_2 est quantifiée grâce à l'indice de carbonatation de la norme SV350 (Trépanier 2012), dont un équivalent est représenté sur le diagramme d'altération en CO_2 (Mathieu 2015 ; **figure 20**). L'indice, comme le diagramme, indique que la grande majorité des échantillons contiennent des carbonates, et que nombre d'échantillons présentent un taux élevé de carbonatation.

En étudiant la minéralogie normative des échantillons, on s'aperçoit que ceux qui contiennent le plus de carbonates de Ca-Fe-Mg sont ceux qui contiennent le moins de chlorite, comme si les carbonates avaient oblitéré (remplacés ?) ce minéral, et sont ceux qui contiennent le plus de quartz (cf. silicification ?) et de muscovite (cf. altération acide ?).

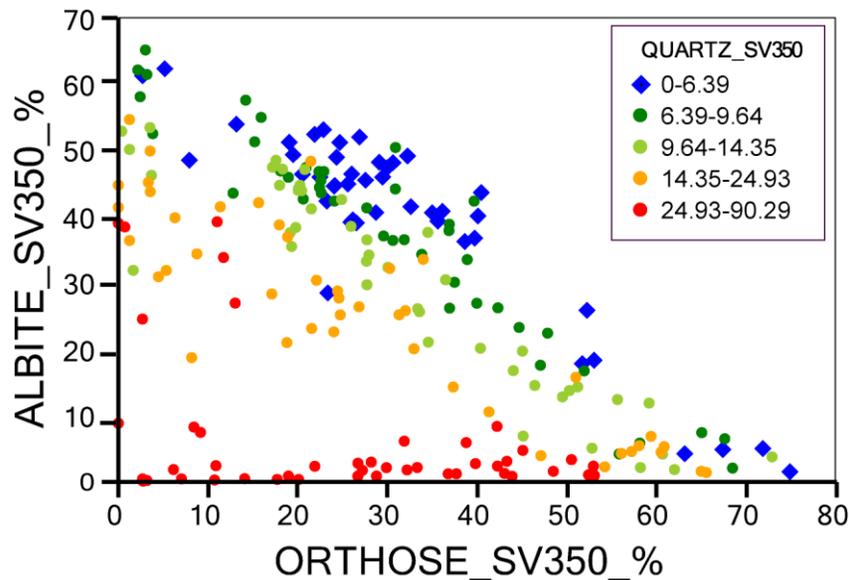


Figure 19 : Diagramme binaire albite vs orthose normatives (norme SV350) (n= 222 ; Bigot 2012, Bourdeau 2013). Le code couleur correspond à la proportion normative de quartz, et montre que les roches les plus pauvres en albite sont celles qui contiennent le plus de quartz.

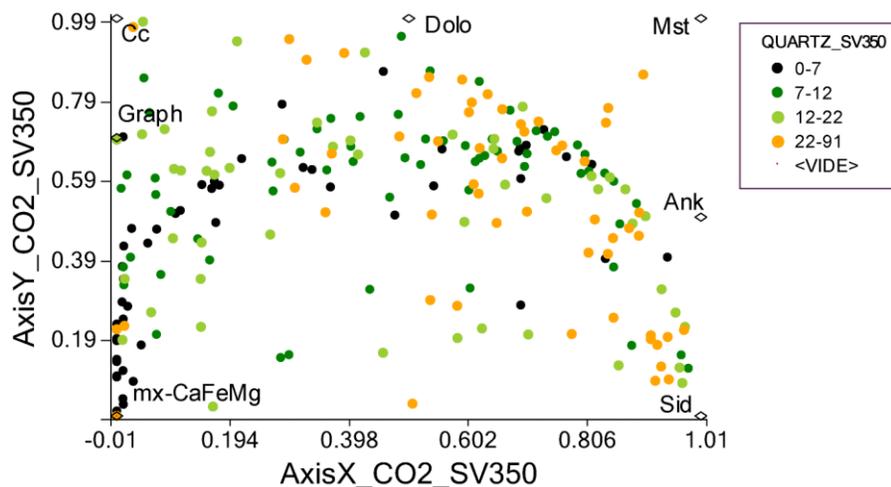


Figure 20 : Diagramme de l'altération en CO₂ (cf. Mathieu 2015) pour les minéraux du faciès SV350 (n= 227 ; Bigot 2012, Bourdeau 2013). Le code couleur correspond à la proportion de quartz normatif (norme SV350).

ALTÉRATION EN Na-K – Les altérations en Na et K sont difficiles à identifier et à quantifier, car si elles sont présentes, elles sont caractérisées par l'albite et l'orthose, deux minéraux abondants dans le protolithe felsique frais. Notons que les échantillons contiennent peu de muscovite et pas de paragonite normative, indiquant que les altérations acides à Na-K sont peu présentes (cf. séricitisation).

La question des altérations Na-K sera ici abordée avec la méthode des diagrammes PER (Pearce 1968) adaptée aux processus de l'altération hydrothermale (cf. Stanley and Madeisky 1994). L'élément conservateur choisi est le Sr mais, comme la concentration du Sr peut être modifiée par la cristallisation de feldspath alcalin, l'élément conservateur Ba sera également

utilisé. Ces éléments sont principalement choisis parce qu'ils sont abondamment analysés et que leurs concentrations sont élevées, ce qui limite les imprécisions liées à leurs analyses (cf. Stanley and Madeisky 1994 pour une discussion sur les éléments conservateurs), mais ce ne sont pas des éléments conservateurs idéaux (cf. La serait mieux par exemple).

Les premiers diagrammes PER étudiés sont (K+Na)/Sr vs Al/Sr (molaire) et (K+Na)/Ba vs Al/Ba (molaire), sur lesquels les données s'alignent le long d'une droite passant par l'origine et ayant une pente égale à 1. Ceci indique que les variations en Na₂O et de K₂O, qui peuvent sembler erratiques (cf. **figure 19**), peuvent en fait être entièrement expliquées par la cristallisation fractionnée de feldspaths alcalins à partir d'une même source. Notez que la proportion de quartz n'influe pas sur les résultats présentés par ce type de diagrammes (cf. Stanley and Madeisky 1994 pour une discussion plus poussée sur les diagrammes PER des feldspaths).

Ensuite, les diagrammes PER K/Sr vs Al/Sr (molaire) et K/Ba vs Al/Ba (molaire) sont étudiés (**figure 21**) :

- Ces diagrammes représentent les variations d'Al₂O₃ et de K₂O en relation avec la présence d'orthose dans les échantillons.
- Sur ces diagrammes, les échantillons se répartissent le long de deux droites de tendance de pentes 0,78 et 0,37 (diagramme utilisant le Sr) ou 0,72 et 0,27 (diagramme utilisant le Ba) (**figure 21-a, b**).
- Ceci indique qu'il existe deux grandes familles de roches : une pour laquelle les feldspaths alcalins sont à 70-80% des orthoses, et une autre pour laquelle l'orthose représente 30-40% des feldspaths.

Ensuite, les diagrammes PER Na/Sr vs Al/Sr (molaire) et Na/Ba vs Al/Ba (molaire) sont étudiés (**figure 21**) :

- Ces diagrammes représentent les variations d'Al₂O₃ et de K₂O en relation avec la présence d'albite dans les échantillons.
- Sur ces diagrammes, les échantillons se répartissent le long de deux droites de tendance de pentes 0,53 et 0,07 (diagramme utilisant le Sr) ou 0,57 et 0,086 (diagramme utilisant le Ba) (**figure 21-c, d**).
- Ceci indique qu'il existe deux grandes familles de roches : une pour laquelle les feldspaths alcalins sont à 10 % des albites, et une autre pour laquelle l'albite représente 50-60% des feldspaths.

Ces résultats sont interprétés de la façon suivante :

- Au vu des observations pétrologiques de Bourdeau (2013), qui mentionne que les roches étudiées contiennent des quantités équivalentes d'albite et d'orthose, les roches dont les feldspaths sont à 50-60% des albites (~ 2/3) et à 30-40% des orthoses (~ 1/3) sont les roches contenant des quantités normales/magmatiques de feldspaths alcalins non modifiés par l'altération.
- Au contraire, les roches dont les feldspaths sont à 10 % des albites (~ 20 %) et à 70-80% des orthoses (~ 80 %) sont des roches ayant subi une altération potassique. Cette altération se caractérise par le remplacement du K par le Na au sein des feldspaths, et est probablement difficile à interpréter sur le terrain.

Notons que les altérations absolues en Na₂O et K₂O calculées avec la méthode des bilans de masse par modélisation des précurseurs (Trépanier 2008) se corrélaient avec les observations faites sur les diagrammes PER (cf. code couleur des graphiques de la **figure 21**). Le calcul des bilans de masse n'est pas recommandé sur les séries alcalines potassiques (Trépanier 2012), mais, comme l'intrusion de Beattie semble avoir plutôt des tendances sodiques d'après sa

proportion normale de 1/3 d'orthose pour 2/3 d'albite, il est possible que les bilans de masse soient fiables.

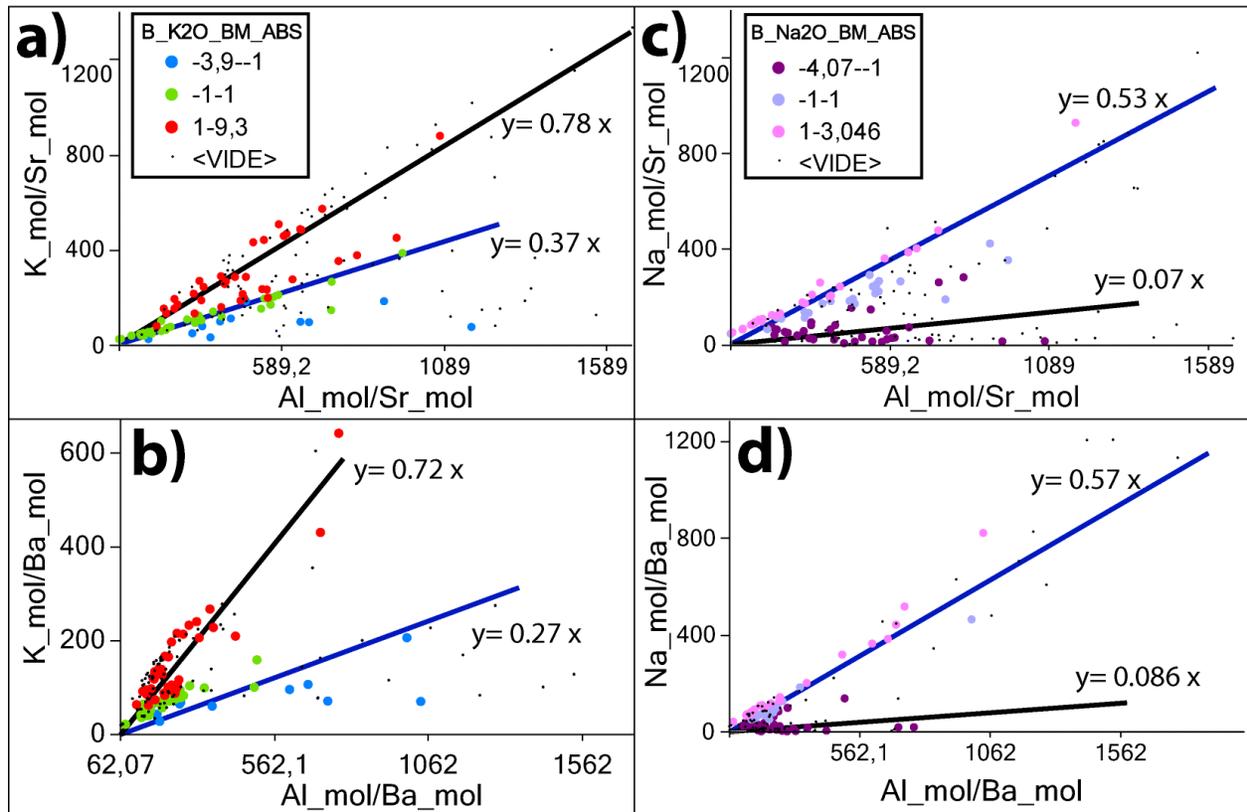


Figure 21 : Diagrammes PER pour l'orthose (a-b) et l'albite (c-d), qui utilisent les éléments conservateurs Sr (a, c; n= 164 données) et Ba (b, d; n= 170 données). Ces diagrammes indiquent que les roches contiennent principalement deux types de rapports orthose/albite. Le code couleur correspond aux gains/pertes en Na₂O et K₂O estimés par le calcul des bilans de masse par modélisation des précurseurs (Trépanier 2008, 2012).

Les altérations en Na et K peuvent à présent être évaluées en quantifiant la différence entre la proportion normale d'albite et d'orthose (cf. 2/3 vs 1/3) et la proportion mesurée de ces minéraux dans chaque échantillon. Ce calcul s'effectue à partir des éléments majeurs, puisque les diagrammes PER nous indiquent que les concentrations en Na₂O et K₂O des échantillons sont quasiment exclusivement contrôlées par la cristallisation de feldspaths alcalins. Les formules utilisées sont inspirées des recommandations de Stanley and Madeisky (1994) et quantifient des gains relatifs en Na₂O et K₂O :

- Gains/pertes relatifs en K₂O : $K_{alt} = 100 \cdot (1 - (2/3)/(K/Na))$ (molaire)
- Gains/pertes relatifs en Na₂O : $Na_{alt} = 100 \cdot (1 - (3/2)/(Na/K))$ (molaire)
- Notez que la proportion normale d'albite versus orthose est représentée par le rapport 2/3 dans ces équations. Aussi, ces équations ne font pas intervenir l'élément conservateur (cf. Sr, Ba ou autres).

Les valeurs des altérations en Na et K calculées par ces équations sont représentées sur les diagrammes PER de la **figure 22**.

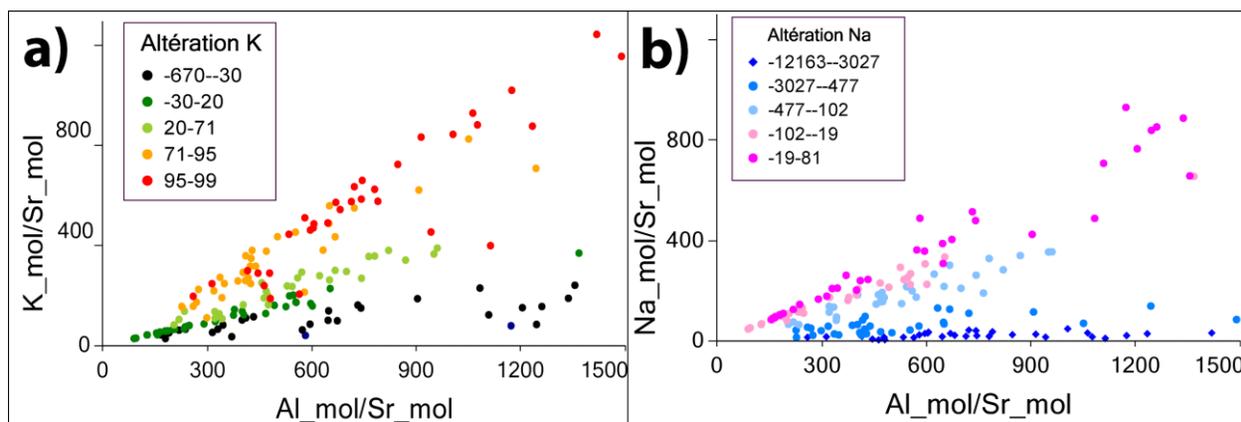


Figure 22 : Diagrammes PER pour l'orthose (a-b) et l'albite (c-d), qui utilisent l'élément conservateur Sr (a, c ; n= 164 données). Le code couleur correspond aux gains/pertes en Na₂O et K₂O estimés avec la méthode PER décrite dans cette section.

LES AUTRES ALTÉRATIONS – La carbonatation et l'altération potassique sont les principales altérations observées dans l'intrusion de Beattie. Les autres altérations sont mineures :

- **Altération Fe** : les roches contiennent peu d'oxydes de fer, qui pourraient tous avoir une origine magmatique. Cette altération n'est pas présente.
- **Altérations acides (cf. séricitisation par exemple)** : si elle est présente, cette altération est mineure, car les roches contiennent très peu de muscovite observée (cf. Bourdeau 2013) ou normative (cf. norme SV350).
- **Altération Fe-Mg (cf. chloritisation)** : si elle est présente, cette altération est mineure, car les roches contiennent très peu de chlorite observée (cf. Bourdeau 2013) ou normative (cf. norme SV350).
- **Silicification** : altération qui a été quantifiée à l'aide des bilans de masse par modélisation des précurseurs et par les indices de la méthode HautGrade (cf. projet 2014-01, Mathieu 2015). Ces calculs indiquent la présence d'excès de SiO₂ dans les roches les plus fortement altérées en K, comme le suggère la **figure 19**. Ces excès de SiO₂ pourraient refléter une destruction des silicates remplacés par les carbonates, ce qui n'explique probablement pas l'entièreté des excès de SiO₂ puisque la carbonatation est la moins intense dans les zones altérées en K. Les excès de SiO₂ reflètent plus probablement un épisode de silicification.

CARTOGRAPHIE DES ALTÉRATIONS – Les altérations calculées ci-dessus grâce aux méthodes de la norme SV350 (cf. carbonatation) et des diagrammes PER (cf. altérations Na et K) ont été représentées sur la carte du SIGEOM 2014 à l'aide de l'outil « kriging » d'ArcGIS. Les résultats du krigeage sont présentés ci-dessous (**figure 23**), et les différentes cartes obtenues sont également interprétées (**figure 24**).

Ces cartes permettent d'effectuer les observations suivantes :

- Il y'a une anti-corrélation spatiale entre les altérations K et CO₂ : là où l'altération potassique est intense, la carbonatation est faible, et *vice versa*.

- Les gisements des mines **Beattie** et **Central Duparquet** sont situés dans des zones où l'altération K est marquée et où la carbonatation est faible à intermédiaire.
- Le gisement de la mine **Donchester** est situé au sud d'une zone altérée en Na, à proximité d'une zone où les altérations Na et K sont faibles et où la carbonatation est intense. Cependant, le gisement se situe au sud du corps principal de la syénite, dans des roches encaissantes dont la quantification de l'altération n'a pas pu être effectuée (cf. pas d'échantillonnage adapté au calcul des bilans de masse dans cette zone).

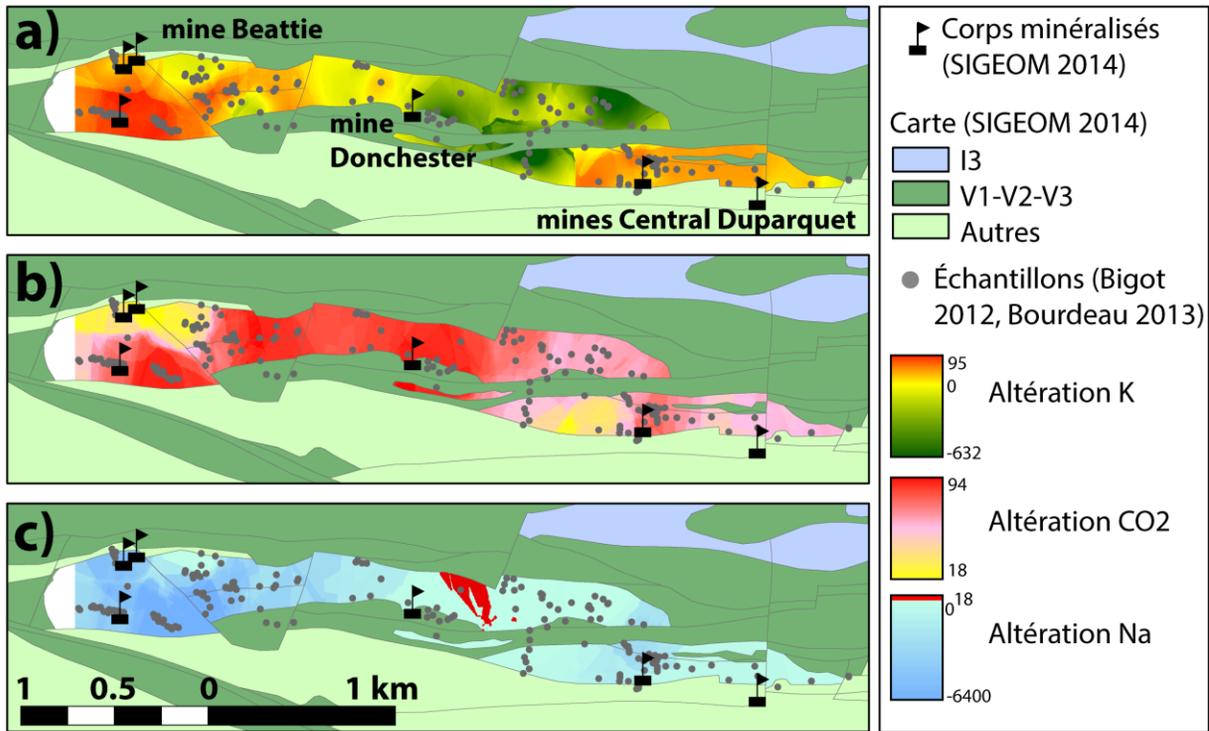


Figure 23 : Cartes de l'intrusion de Beattie montrant la répartition spatiale des altérations en K, CO₂ et Na (cf. krigeage à partir des échantillons représentés sur chacune des cartes).

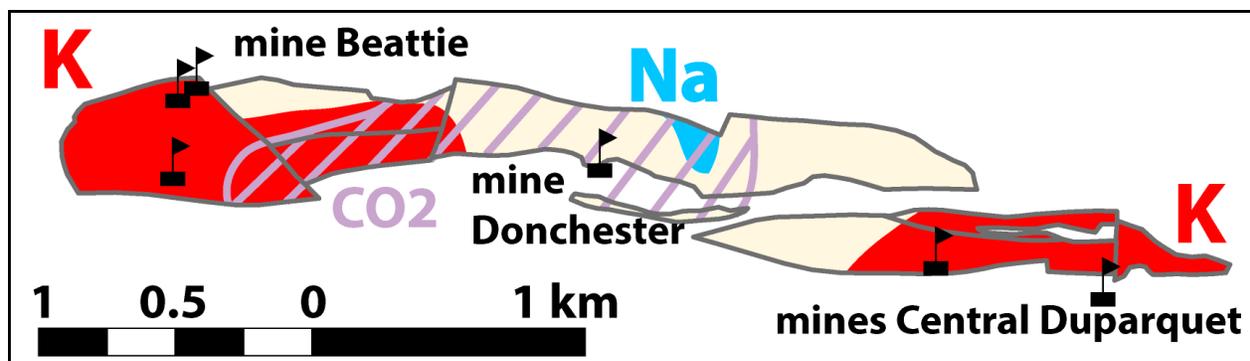


Figure 24 : Représentation schématique des principales altérations de l'intrusion de Beattie. Les corps minéralisés (localisés d'après les données du SIGEOM 2014) sont également représentés.

5.2 Syénite de Young-Davidson

GÉOLOGIE – La syénite de Young-Davidson se situe le long de la faille de Larder Lake, où elle s'est mise en place au contact entre les roches sédimentaires du Timiskaming et les volcanites ultramafiques du Tisdale. L'intrusion est porphyrique, orientée E-W et s'étend sur 1 x 0,3 km (cf. Martin 2012). Cette intrusion tardi-tectonique (Beakhouse 2011) contemporaine des roches sédimentaires du Timiskaming est datée à environ 2679 Ma (Zhang et al. 2012).

Le dépôt d'or a été exploité par la mine Matachewan Consolidated (0,107 oz/tonne), située dans l'encaissant volcanique, et la mine Young-Davidson (0,094 oz/tonne) située dans la syénite, qui ont produit 964 000 oz d'or dans les années 1930 à 1950 (Evans 2007). Des campagnes d'exploration plus récentes ont permis de délimiter des ressources additionnelles. Les fluides hydrothermaux sont d'origines métamorphique et magmatique (cf. fO_2 élevée), et le dépôt est jugé être de type « Au associé à une intrusion syénitique » (Martin 2012).

L'intrusion de Young-Davidson a les caractéristiques chimiques suivantes :

- Intrusion alcaline riche en potassium (Beakhouse 2011)
- Intrusion alcaline, très enrichie par rapport aux TTG (cf. diagrammes multiéléments des **figures 8 et 25**). Notez que les lamprophyres et les syénites ont des concentrations en éléments traces similaires, dénotant un possible lien génétique entre ces deux types de magmas (**figure 25**).
- Intrusion plus différenciée que les autres intrusions du secteur (cf. intrusions de Cairo et Ryan Lake ; Beakhouse 2011).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée est celle de Martin (2012), qui comprend 230 analyses de syénites, auxquelles ont été ajoutés 4 échantillons de Beakhouse (2011).

ESTIMATION de la fO_2 – Martin (2012) signale que le gisement d'or s'est formé dans des conditions de fO_2 élevée, impliquant que les fluides provenaient du magma syénitique caractérisé par une fO_2 élevée.

Le FeO et le Fe_2O_3 ont été dosés pour une partie des analyses, mais le rapport Fe_2O_3/Fe_2O_3T des échantillons varie de 0 à 1 avec une plus grande fréquence des valeurs comprises entre 0,5 et 0,8. Cette grande variation n'est pas d'origine magmatique et peut-être due à une altération en Fe qui fait augmenter la quantité de Fe_2O_3 et à une carbonatation qui fait diminuer Fe_2O_3 au profit du FeO contenu dans certains carbonates (cf. hématisation et carbonatation reportées par Martin 2012).

Les roches décrites comme fraîches (Martin 2012) ont un rapport Fe_2O_3/Fe_2O_3T compris entre 0,5 et 0,7, et ce rapport correspond probablement à celui du magma. Ces valeurs élevées suggèrent que le magma a cristallisé dans des conditions de fO_2 élevées.

Afin de tester plus avant cette première conclusion, le diagramme PER FeO/La vs MgO/La a été utilisé afin de représenter la composition du principal minéral mafique, c.-à-d. le clinopyroxène (**figure 26**). Ce diagramme PER indique que :

- L'alignement des points le long d'une droite suggère que le Mg# du CPX n'a pas varié pendant la cristallisation fractionnée, ce qui pourrait pointer vers des conditions de fO_2 élevés pendant la différenciation (cf. Rowins et al. 1993). Cette observation est à nuancer, car les échantillons disponibles présentent des degrés très semblables de différenciation.
- Aussi, et d'après la droite de tendance, de pente 0,447 (**figure 26**), le Mg# du CPX est égal à environ 0,7. Cette valeur élevée, ainsi que la présence d'anorthosite, indique que

l'intrusion de Young-Davidson est relativement mafique, comparée à des intrusions plus felsiques comme celle de Beattie par exemple. Cette affirmation est à nuancer, car la valeur élevée du Mg# pourrait refléter la richesse en Mg de la source, et non pas un faible taux de différenciation.

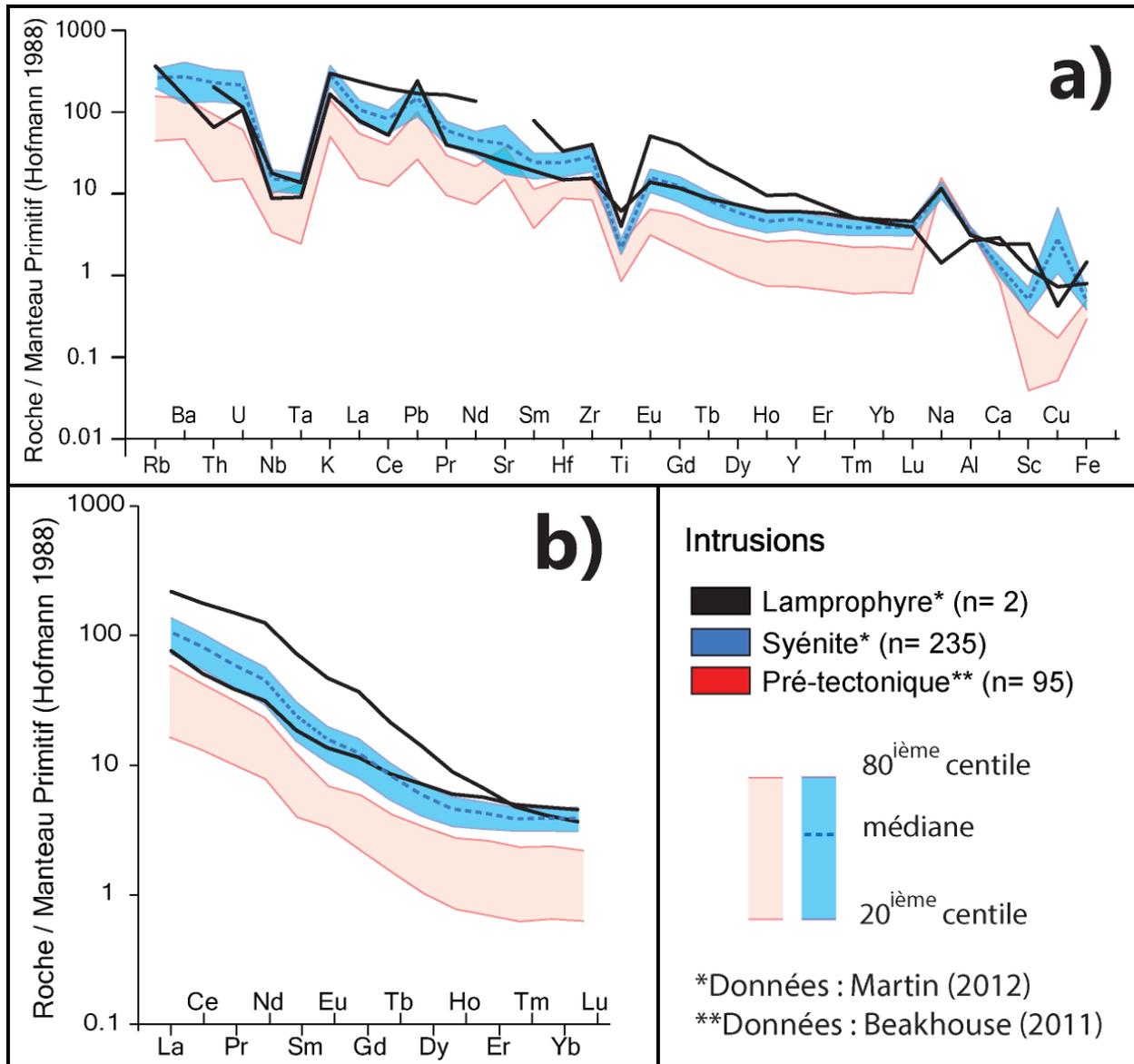


Figure 25 : Diagrammes multiéléments représentant les syénites et les lamprophyres de l'intrusion de Young-Davidson (données de Martin 2012, Beakhouse 2011). Les lamprophyres et les syénites sont comparés aux TTG pré-tectoniques de Beakhouse (2011); a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

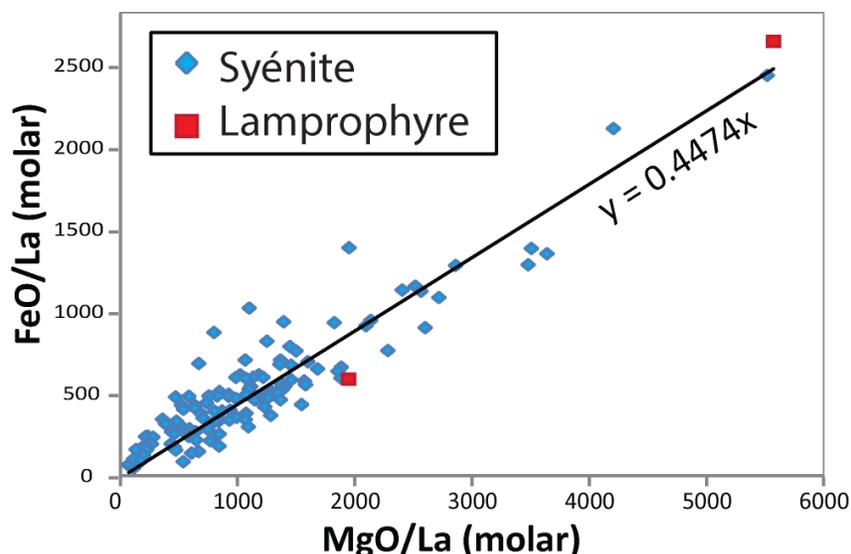


Figure 26 : Diagramme PER FeO/La vs. MgO/La pour les échantillons de l'intrusion de Young-Davidson. Seuls les échantillons ayant FeO analysé sont représentés sur ce diagramme.

PÉTROLOGIE – L'intrusion est constituée de syénite à quartz et/ou à phénocristaux de feldspaths alcalins (cf. « QFP »), de syénite mafique et de quelques dykes de lamprophyres qui recoupent l'intrusion (Martin 2012). Les roches les moins altérées contiennent environ 40-50 % d'orthose, 20-30% d'albite, <10 % de perthites (cf. interlac de feldspaths alcalins) et des minéraux d'altération comme les carbonates par exemple (Martin 2012).

La présence de perthite pourrait indiquer des conditions de type hypersolvus (cf. cristallisation à faible pression de H₂O ; cf. Tuttle et Bowen 1958).

Le calcul de la norme CIPW confirme que les unités syénitiques sont principalement constituées de 25-40% d'albite, 30-50% d'orthose, <5 % d'anorthite, 5-15% de clinopyroxène et <5 % de quartz ou <2 % de feldspathoïdes (**figure 27**).

Les proportions d'albite et d'orthose sont très variables d'un échantillon à l'autre (**figure 28**), ce qui pourrait refléter un épisode d'altération et/ou un problème créé par l'échantillonnage. Lorsque l'on représente les analyses sur des diagrammes PER (**figure 29**), on peut conclure que les variations observées en diagramme binaire (**figure 28**) sont en grande partie liées à l'échantillonnage.

Les diagrammes PER indiquent que l'intrusion de Young-Davidson est constituée d'environ 45 % d'albite, de 45 % d'orthose et de <10 % d'anorthite (**figure 28**). Notons que la proportion d'anorthite pourrait être surestimées, car une partie du Ca représenté pourrait provenir des carbonates, et avant eux des clinopyroxènes.

Si l'étude de Martin (2012) semble indiquer une sur abondance d'orthose par rapport à l'albite, les autres sources (cf. CIPW et diagramme PER) pointent plutôt vers des proportions équivalentes d'orthose et d'albite, soit un rapport K₂O/Na₂O environ égal à 1 (cf. série potassique).

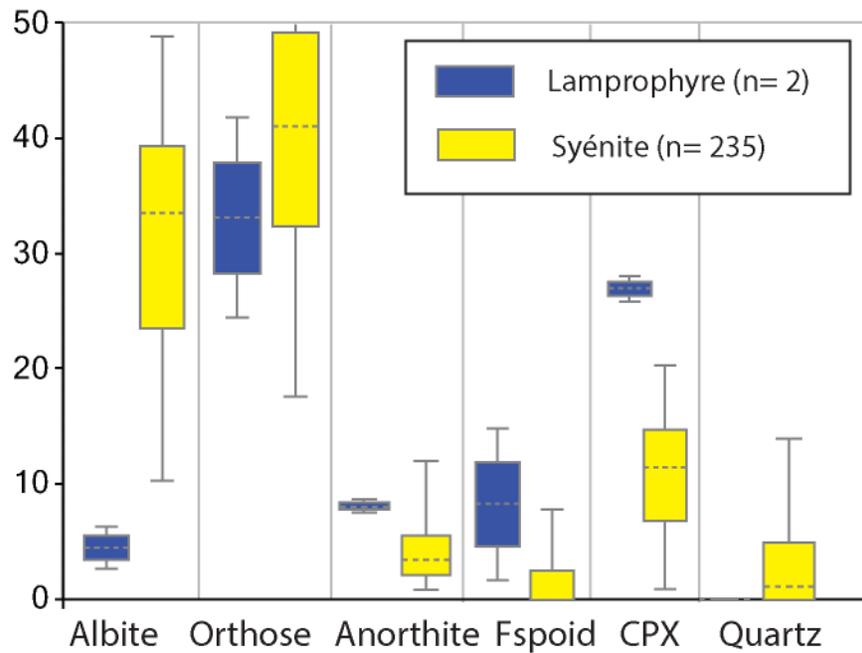


Figure 27 : Boîtes à moustaches représentant les proportions normatives des minéraux de l'intrusion de Young-Davidson (cf. norme CIPW).

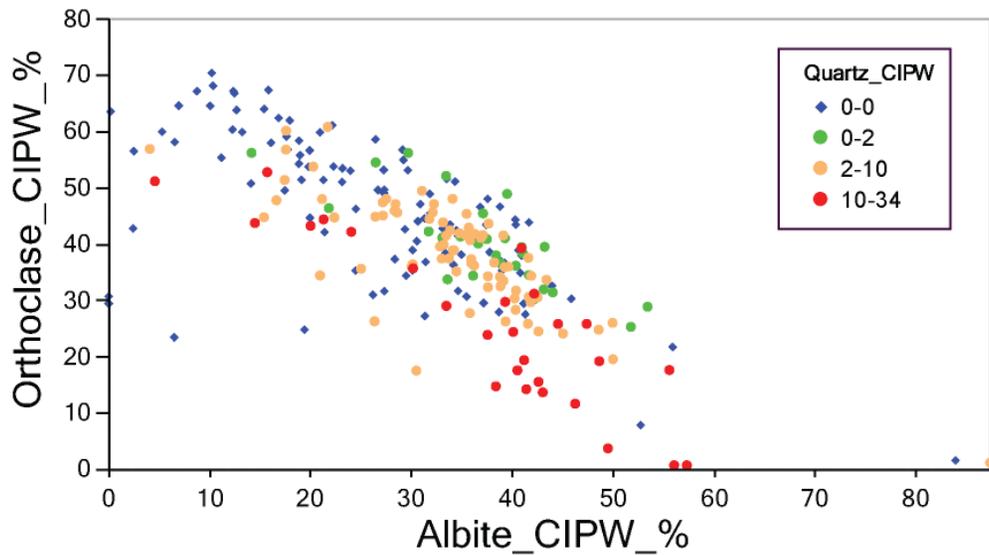


Figure 28 : Diagramme binaire comparant les proportions normatives d'albite et d'orthose (n= 237).

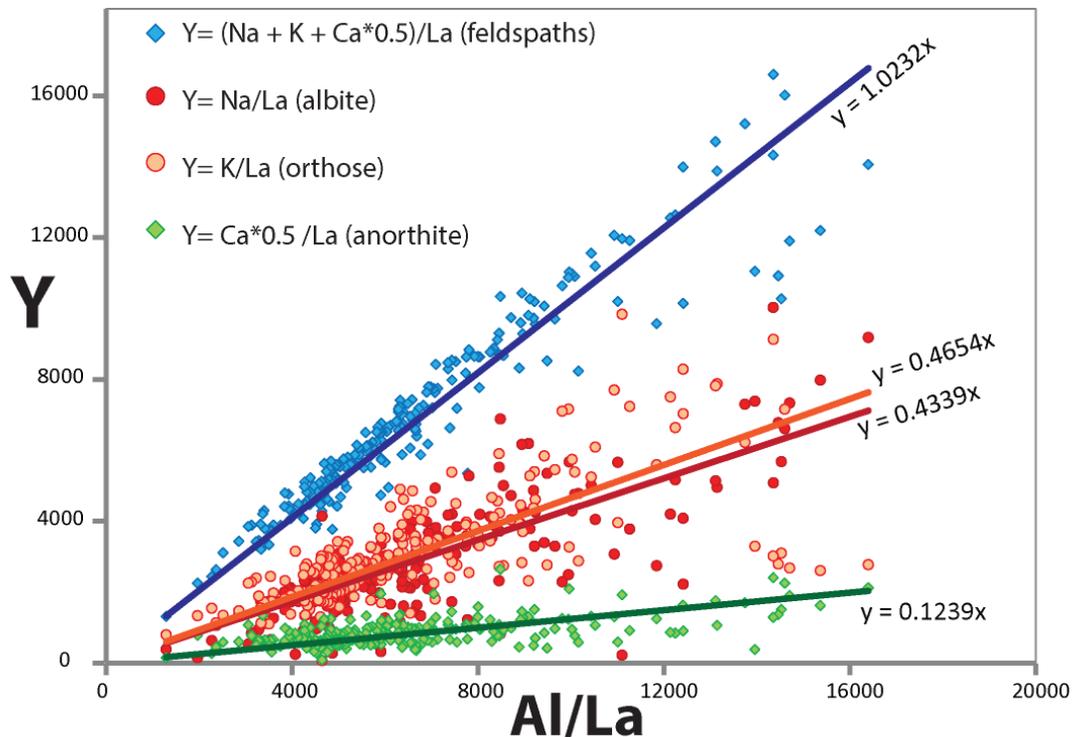


Figure 29 : Diagrammes PER représentant la composition des feldspaths.

ALTÉRATION – Toutes les roches de l'intrusion de Young-Davidson ont subi des degrés plus ou moins importants d'altération hydrothermale (Martin 2012). Le calcul des bilans de masse par modélisation des précurseurs (Trépanier 2008) n'indique cependant aucune altération prononcée des échantillons. Les altérations reportées par Martin (2012) sont les suivantes :

- (1) **Altération potassique** (associée à de l'or). Seules les veines sont associées avec de faibles quantités de muscovite. Cette altération est probablement plutôt exprimée par la formation d'orthose, qui est discutée ci-dessous.
- (2) **Hématisation** (associé à de l'or). Les roches contiennent cependant relativement peu d'oxydes de Fe d'après les normes SV350 et CIPW.
- (3) **Sulfurisation** (associé à de l'or). D'après la norme SV350, les roches altérées contiennent < 5 %Pds de sulfures. Cette altération ne semble pas prédominer.
- (4) **Carbonatation** (pervasives et très étendue). L'indice ALT_CARBS_SV350 (cf. norme SV350) indique que la carbonatation est intense à très intense, pour tous les types de roches (**figure 30-a**).
- (5) **Chloritisation**, qui pourrait être une conséquence de la carbonatation d'après l'indice ALT_CHLO_CC_TLC_SV350 (cf. norme SV350).

ALTÉRATION K et Na – altération quantifiée selon la technique mise en place pour l'intrusion de Beattie (cf. ci-dessus).

Les formules utilisées sont inspirées des recommandations de Stanley and Madeisky (1994) et quantifient des gains relatifs en Na₂O et K₂O :

- Gains/pertes relatifs en K₂O : $K_{alt} = 100 * (1 - 1/(K/Na))$ (molaire)

- Gains/pertes relatifs en K₂O : $Na_alt = 100 * (1 - 1/(Na/K))$ (molaire)
- Notez que la proportion normale d'albite versus orthose est représentée par le nombre 1 dans ces équations. Aussi, ces équations ne font pas intervenir l'élément conservateur (cf. La ou autres).

Le calcul de ces indices indique que les échantillons de l'intrusion de Young-Davidson présentent peu à pas d'altération en Na-K. Les quelques exceptions sont des roches fortement altérées en Na (cf. **figure 30-b**).

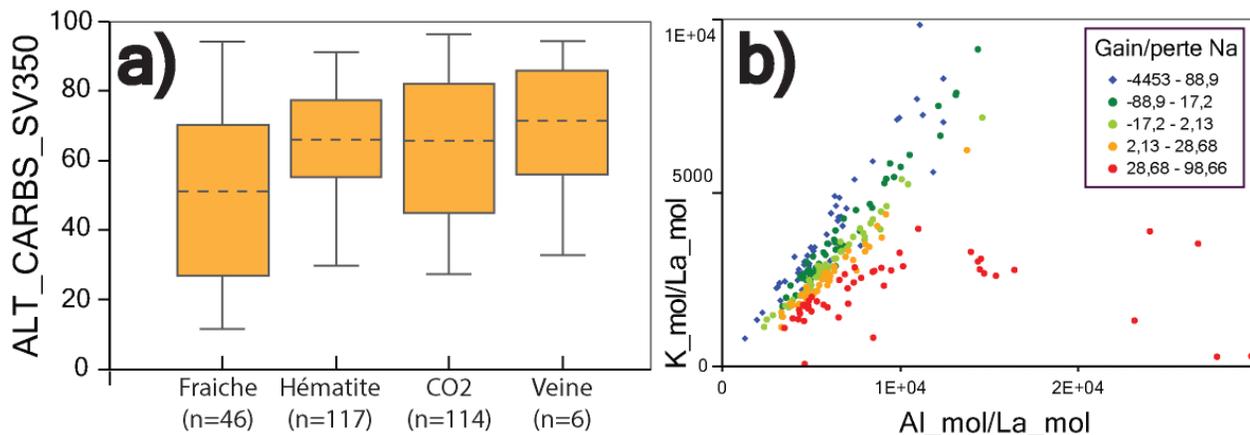


Figure 30 : a) Boîtes à moustaches représentant les valeurs de l'indice ALT_CARBS_SV350 (cf. norme SV350; Trépanier 2011); b) Diagramme PER K/La vs. Al/La pour l'orthose représentant les gains/pertes en Na calculés avec des indices dérivés de la méthode PER.

5.3 Les autres intrusions

De nombreuses autres intrusions ont été étudiées selon la même procédure que celle employée pour les intrusions de Beattie et de Young-Davidson. Les résultats de ces investigations sont reportés à l'annexe A. Les intrusions alcalines étudiées sont celles de :

- Intrusion de Murdock Creek ;
- Stock d'Otto ;
- Intrusions et unités volcaniques de la région de Kirkland Lake ;
- Intrusion de Cléricy ;
- Intrusion et dykes carbonatitiques de Dolodau ;
- Syénite et carbonatite du Lac Shortt.

D'autres intrusions semblent plutôt avoir une affinité subalcaline, et ne seront pas étudiées plus avant dans le cadre de cette étude :

- Intrusion sodique de Boyvinet ;
- Intrusion sodique de Tarsac ;
- Intrusions de la région de Malartic (du moins les échantillons compilés ici).

Les observations faites sur chacune de ces intrusions sont résumées par le **tableau 5** et la **figure 31**. Aussi, les profils d'éléments traces des diverses intrusions sont résumés à l'annexe B.

Tableau 5 : Synthèse des données récoltées sur les intrusions étudiées.

Intrusion	Forme	fO ₂	PH ₂ O	orthose/albite (modélisé)	Taux de CF	Altérations dominantes	Gisement
Beattie	allongée	élevée	élevée	0,5 (Na)	0 % An, Mg#* = 0,4	CO ₂ , K	OUI, Au
Young-Davidson	allongée	élevée	faible ?	1 (K)	<5 % An, Mg# = 0,7	CO ₂ , (± Na-K)	OUI, Au
Kirkland lake int.	allongée	élevée	élevée	0,64 (K)	<10 % An, Mg# = 0,7	CO ₂ , K	OUI, dépôt géant d'au
Lac Shortt	Dyke syén.	élevée	?	>8 (ultra-K ?)	0 % An, pas de CPX	CO ₂ , K ?	OUI, Au-ÉTR
Kirkland lake volc.	unités	?	?	K, ultra-K	plutôt felsiques	CO ₂	Dans la même série
Murdock Creek	allongée	élevée	faible	0,75 (K)	30 % An, Mg#=0,52	CO ₂ , autres ?	Dans la même série
Otto	circulaire	élevée	?	0,55 (Na)	<5 % An, Mg# = 0,7	CO ₂	NON
Cléricy	circulaire	Élevée ?	faible ?	0,73 (K)	<5 % An, Mg# = 0,7	CO ₂	NON
Dolodau	circulaire	élevée	élevée	0,4 (Na)	<5 % An	CO ₂	NON
Berthiaume	circulaire	élevée	faible	0,9 (K)	10 % An, Mg#=0,65	(CO ₂)	NON

*Mg# du clinopyroxène, et possiblement celui du magma différencié (voir parental ?)

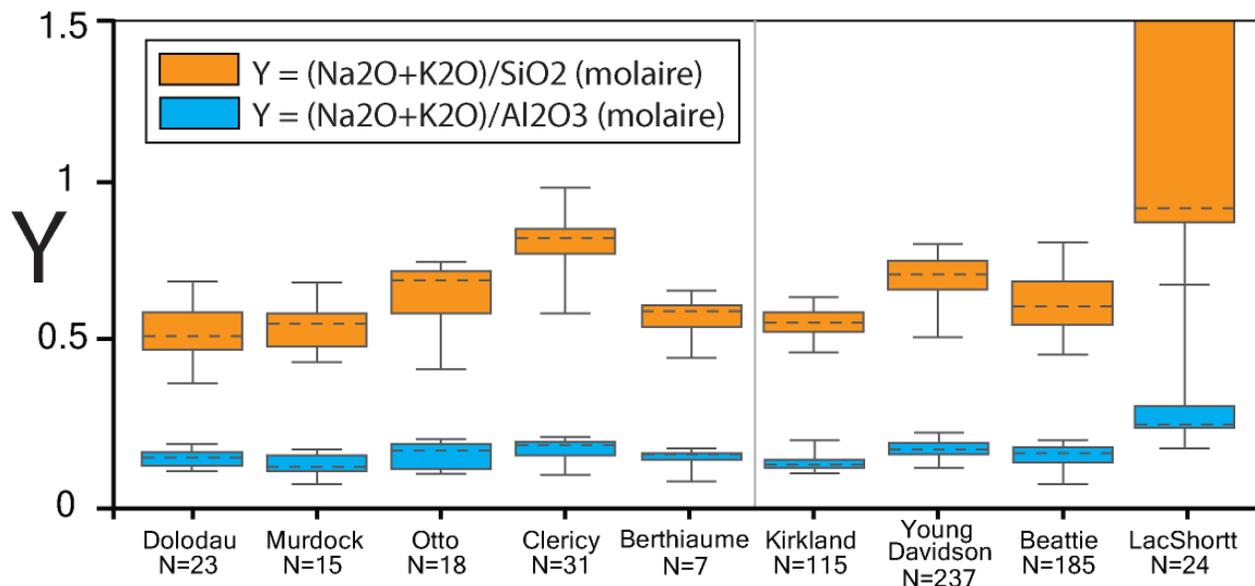


Figure 31 : Boîtes à moustaches comparant les alcalins des diverses intrusions étudiées à leurs contenus en SiO_2 et Al_2O_3 . Ces intrusions alcalines sont pauvres à sous-saturées en SiO_2 , et riches en Al_2O_3 .

5.4 Discussion sur la chimie des « syénites »

L'étude de la chimie des intrusions alcalines indique qu'il n'y a pas de corrélations entre les paramètres suivants et la présence ou l'absence de minéralisation aurifère (cf. **tableau 5**) :

- **fO₂** : la fO₂ est généralement élevée pour toutes les intrusions alcalines, ce n'est donc pas un critère de fertilité.
- **PH₂O** : la pression de H₂O n'est pas un paramètre facile à contraindre, mais qui ne semble ni corrélé ni anti-corrélé à la présence de minéralisations. Notez que ce paramètre dépend de la quantité de volatiles présents au moment de la cristallisation fractionnée et possiblement aussi de la profondeur de la cristallisation.
- **Séries sodiques ou potassiques** : les deux types de séries sont capables de renfermer des gisements d'or. Les séries ultra-potassiques sont plus rares, mais pourraient également être fertiles dans certains cas. Ce paramètre n'est pas un critère de fertilité. Une étude des lamprophyres, qui n'a pas pu être conduite ici, pourrait cependant mettre en lumière l'importance des séries potassiques (cf. les lamprophyres sont riches en K par définition).
- **Alcalins vs Si et Al** : les intrusions alcalines sont pauvres à sous-saturées en SiO_2 et relativement riches en Al_2O_3 (**figure 31**). La quantité d' Al_2O_3 ne varie pas d'une intrusion à l'autre et la quantité de SiO_2 varie en fonction du taux de différenciation. Ces paramètres n'ont aucun lien avec la minéralisation.

Les gisements d'or sont plutôt associés aux intrusions qui possèdent les caractéristiques suivantes (cf. **tableau 5**) :

- **Intrusions de formes allongées** (cf. filons-couches, dykes, lambeaux) plutôt que celles qui sont arrondies. Les intrusions sont en grande partie felsiques, c.-à-d. elles sont constituées de magmas felsiques qui ont plutôt tendance à former des intrusions arrondies (stocks, etc.). La forme allongée est due à une mise en place dans une discontinuité planaire marquée, tectoniquement active ou non. Ce critère de fertilité, connu depuis longtemps (cf. Robert 2001 et références incluses) reflète la forte association qui existe entre gisements d'or et failles majeures. Aussi, les gisements de type « or orogénique » situés dans des intrusions (cf. lien structural) sont situés dans des zones de failles, et donc dans des intrusions de formes allongées. Ce type d'observation a pu focaliser l'exploration sur les intrusions de forme allongée : dans ce cas, toutes les intrusions circulaires sont-elles forcément stériles ?
- **Intrusions les plus différenciées** : les intrusions minéralisées sont celles qui contiennent le moins d'anorthite, ce qui pourrait dénoter un degré de cristallisation fractionnée plus élevé. Ce paramètre est cependant difficile à contraindre, car les différentes intrusions pourraient avoir des sources présentant des différences chimiques, et que la quantité de silice et de quartz n'est pas un critère exploitable lorsque l'on s'intéresse aux intrusions alcalines. Le Mg# du CPX n'est pas non plus forcément une mesure du taux de différenciation, car il pourrait plutôt refléter la richesse en Mg des sources. Une véritable évaluation de ce paramètre devra passer par des modélisations de la CF.

- **Altération** : la carbonatation est présente dans toutes les intrusions. Cependant, seules les intrusions minéralisées présentent un autre type d'altération ; c.-à-d. l'altération potassique (cf. **figure 32**). Bien que ceci demande à être confirmé sur un plus grand nombre de cas, il semble que la recherche de l'altération potassique soit le meilleur marqueur de la présence de minéralisations aurifères.

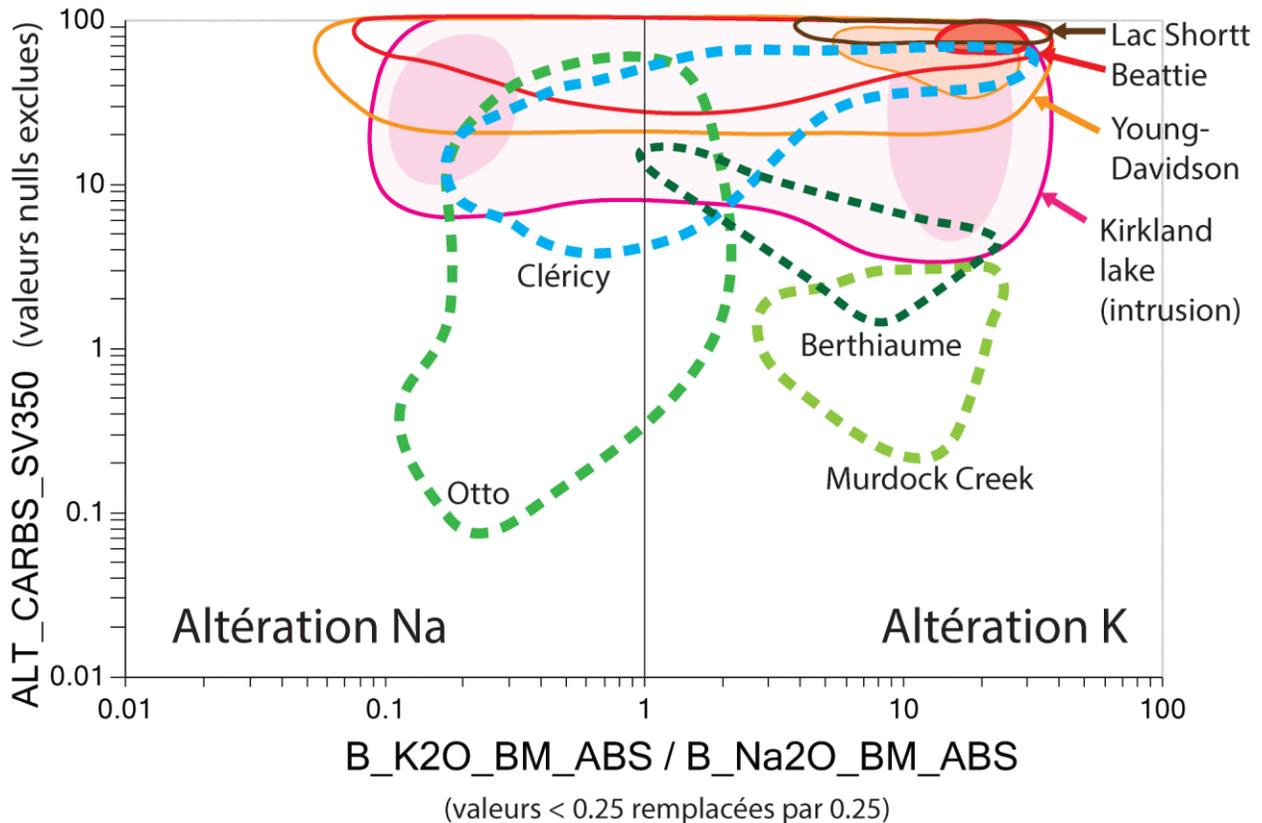


Figure 32 : Représentation graphique des altérations observées au sein des intrusions alcalines étudiées dans le cadre de cette étude (diagramme modifié de Bigot 2014). Les différents champs délimitent la position moyenne des échantillons décrits dans ce rapport.

Afin de poursuivre la réflexion, les analyses compilées ci-dessus (cf. section 5,1, 5,2 et annexe A) ont été regroupées au sein d'une même base de données, et classées en trois catégories : 1) intrusions non minéralisées ; 2) intrusions minéralisées en Au ; 3) intrusion minéralisée en Au-ÉTR (cf. Lac Shortt).

Parmi ces analyses, seules les analyses de syénites (cf. la partie felsique des intrusions, qui représente le plus important volume de roches ; n= 603 données) ont ensuite été représentées sur des diagrammes multiéléments (**figure 33**). Ce type de représentation montre que l'intrusion du Lac Shortt est très particulière, c.-à-d. beaucoup plus enrichie en incompatibles que les autres roches, probablement à cause de son association avec un magma carbonatitique.

En ce qui concerne les autres intrusions, on observe que les intrusions minéralisées sont plus riches en Yb, Th, Hf et moins riches en Sr, Ba, Y et Bi que les intrusions non minéralisées.

Ainsi, les intrusions minéralisées semblent enrichies en Yb, Th et Hf (**figure 33**) :

- **Yb** : ÉTR lourds qui a des affinités avec le grenat, certains clinopyroxènes et oxydes, mais surtout avec le zircon et la titanate (cf. Kd compilé par GERM).
- **Th** : HFSE, corrélé avec K₂O et généralement concentré dans les magmas de zones de subduction. Cet élément se concentre abondamment dans l'allanite, le zircon et le sphène.
- **Hf** : HFSE, qui se concentre abondamment dans la baddeleyite, le zircon et ± dans le sphène, le rutile, l'ilménite et la biotite.
- **Autres** : quelques autres éléments sont légèrement enrichis dans les roches minéralisées, cf. U, et ± Zr, Nb, Ta, Tm, et Cu.

Les éléments Yb, Th, Hf, U et Zr ont tous en commun d'être des éléments très immobiles, concentrés par des minéraux accessoires capables de résister à l'altération hydrothermale. Si le passage des fluides fait perdre de la masse à une roche, en détruisant les feldspaths par exemple, les minéraux accessoires comme le zircon vont voir leurs volumes relatifs augmenter. Ce type d'altération fera augmenter la concentration en Yb, Th, Hf, U et Zr des roches, et c'est possiblement la raison de l'enrichissement de ces éléments dans les intrusions minéralisées : il s'agit des intrusions les plus intensément altérées.

Aussi, les intrusions minéralisées semblent appauvries en Sr, Ba, Y et Bi (**figure 33**) :

- **Sr et Ba** : LILE qui ont des affinités avec les feldspaths, et en particulier avec les feldspaths alcalins (cf. Ba). La destruction des feldspaths par un processus d'altération peut faire diminuer la concentration de ces éléments dans les roches les plus altérées.
- **Bi** : cet élément est difficile à analyser, et son appauvrissement dans les zones minéralisées reste à confirmer. C'est cependant un élément facilement vaporisable et qui pourrait être facilement déplacé par un épisode d'altération. L'altération est donc possiblement à l'origine de l'appauvrissement de cet élément dans les intrusions minéralisées.
- **Y** : HFSE qui a des affinités avec le plagioclase, l'amphibole, et de très grandes affinités avec l'allanite, le zircon, l'apatite, la biotite et le grenat (cf. Kd compilé par GERM). Cet élément devrait se comporter comme le Yb, le Hf et le Th, mais semble plutôt anormalement enrichi dans certaines intrusions non-minéralisées (cf. Cléricy). Ceci reflète possiblement une hétérogénéité de la source, à moins que ce ne soit l'affinité entre le plagioclase et le Y qui contrôle la concentration de cet élément. Notez que l'abondance de plagioclase dans les intrusions étudiées dépend du caractère sodique de la lignée (cf. albite), du taux de différenciation (cf. anorthite) et de la PH₂O (cf. albite associée au feldspath alcalin ou au plagioclase).

En conclusion, et mise à part le Y qui est difficile à interpréter, il semble que ce soit l'altération hydrothermale qui contrôle les différences chimiques entre les intrusions minéralisées et non-minéralisées. Les critères de fertilité doivent donc être basés sur la reconnaissance et la quantification des altérations hydrothermales, et notamment, se concentrer sur l'altération potassique.

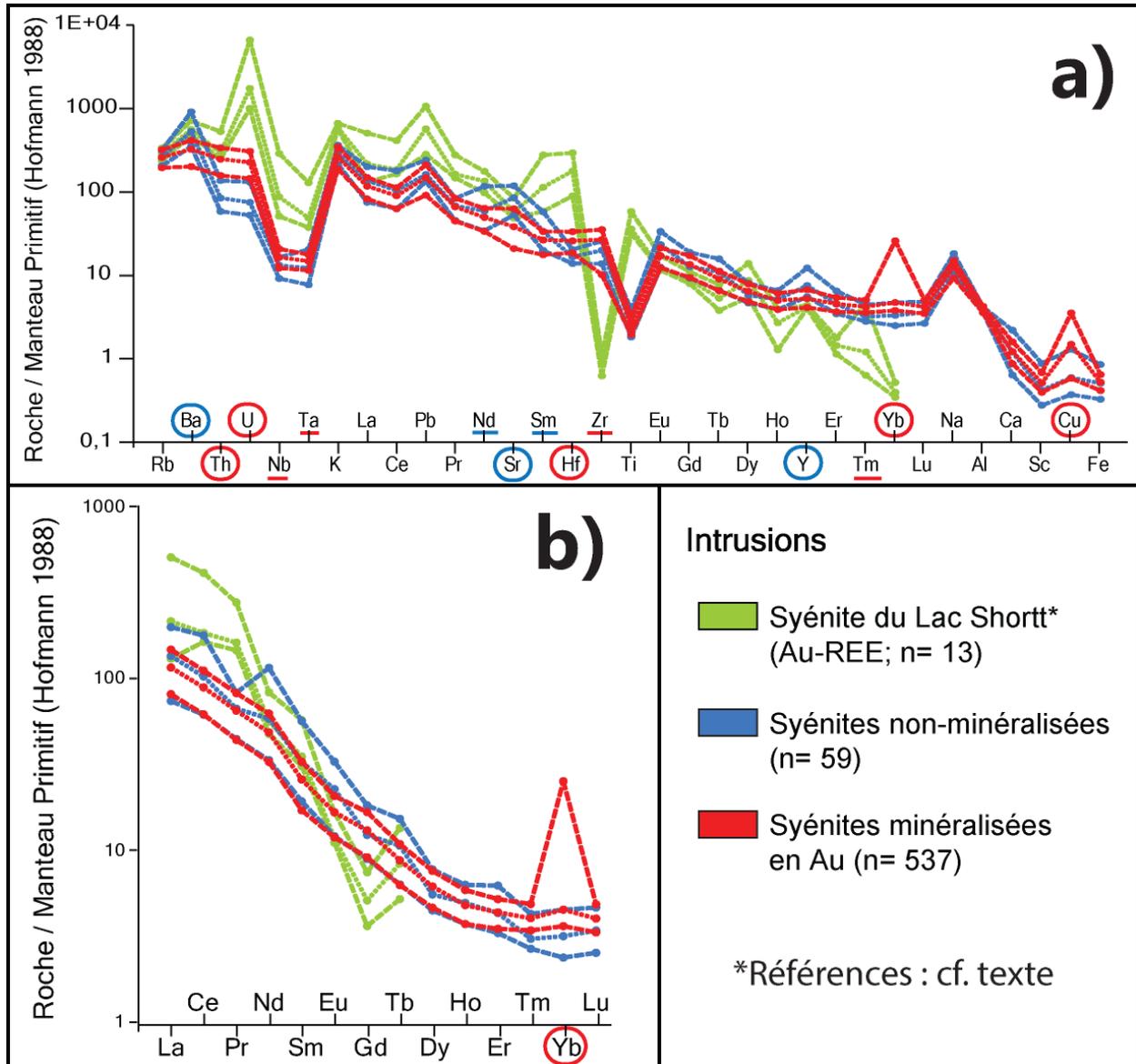


Figure 33 : Diagramme multiéléments représentant la composition chimique des huit intrusions étudiées ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

5.5 L'altération des « syénites »

Les intrusions alcalines sont principalement constituées d'unités felsiques de composition syénitique. Ces roches sont principalement constituées de feldspaths, majoritairement alcalins, et de clinopyroxènes. L'altération affecte ce type de roche de la façon suivante :

- **Carbonatation** : détruit les clinopyroxènes et crée des carbonates. Les gains/pertes de masse sont très limités et ce type d'altération est facilement quantifiable à l'aide des indices de la norme SV350 par exemple (cf. Trépanier 2012). La destruction des CPX et

l'utilisation de Ca et Fe-Mg par les carbonates libère du SiO₂, ce qui peut provoquer l'augmentation de la quantité de quartz. L'abondance du quartz est donc parfois à mettre en relation avec la carbonatation et non avec un épisode de silicification.

- **Autres altérations** : les autres altérations affectent les feldspaths. Il ne s'agit pas d'altérations acides, car la muscovite est soit absente, soit associée à un épisode de carbonatation. Il ne s'agit pas non plus de gains en Ca, Fe ou Mg, qui ne sont pas observés. Les gains en Si sont locaux (cf. veines de quartz). Les altérations concernent les alcalins, et notamment K, qui est enrichi aux dépens du Na.

L'altération qui doit être principalement recherchée est une altération potassique particulière, qui correspond à un ajout de K et à une perte de Na au sein des feldspaths. La destruction d'une partie des feldspaths accompagne possiblement ce type d'altération, comme le suggèrent les gains/pertes en éléments traces (cf. section précédente).

Cette altération potassique est subtile, car elle ne provoque pas de modifications chimiques drastiques. Elle fait simplement varier le rapport orthose/albite des roches, alors que ce rapport est toujours constant pour des feldspaths d'origine magmatique provenant d'une même unité (cf. un même magma ayant atteint un taux de différenciation unique).

Cette altération potassique (gain) peut-être quantifiée de la façon suivante :

- Calcul du rapport **orthose/albite à l'aide de la norme CIPW** ou d'études pétrographiques. Cette approche ne fonctionne pas, car il n'est pas possible de correctement échantillonner les phénocristaux de feldspaths. Les textures observées en lames minces peuvent donner des indications précieuses, mais la méthode est difficile à mettre en œuvre dans un contexte d'exploration.
- **Norme SV350** (Trépanier 2012) : cette méthode n'est pas adaptée.
- **Bilans de masse par modélisation des précurseurs** (Trépanier 2008, 2013) : cette méthode n'est pas adaptée, car les intrusions alcalines sont le point faible de la méthode et que les variations recherchées sont trop subtiles. Les bilans de masses calculés dans le cadre de ce rapport ont cependant donné des indications intéressantes. Il est recommandé de les utiliser et de les confronter à d'autres méthodes (cf. observations minéralogiques et diagrammes PER).
- Calcul du rapport **orthose/albite à l'aide des diagrammes PER**. Cette méthode semble plus fiable. Elle est cependant difficile à mettre en œuvre, nécessite l'analyse d'au moins un élément conservateur (cf. La par exemple), et doit être appliquée au cas par cas. Il s'agit cependant de la seule méthode suffisamment sensible pour repérer les faibles variations de la concentration en K et Na causées par l'altération hydrothermale dans les roches étudiées.
- Utilisation des éléments traces (cf. ci-dessous).

Parmi les exemples décrits dans cette section, il n'a été possible de bien documenter l'altération potassique seulement dans le cas de la syénite de Beattie. Cet exemple sera donc utilisé ici pour tenter de corréler l'altération K avec les concentrations en éléments traces des roches.

Parmi les éléments traces plutôt enrichis ou appauvris dans les intrusions minéralisées (cf. section 5,4), on peut faire les remarques suivantes :

- L'altération potassique calculée pour l'intrusion de Beattie se corrèle positivement à **Th, Hf, Yb et Y**, et se corrèle \pm à **Zr et U**.
- **Bi** est trop proche de la limite de détection pour ces roches.

Aussi, les Kd des feldspaths (cf. base de données GERM) nous indiquent que les éléments suivants ont des affinités avec ce type de minéral :

- **Ba** : a des affinités avec le feldspath alcalin, et \pm avec le plagioclase. Ba ne se corrèle pas avec l'altération potassique.
- **Sr** : a des affinités avec les deux types de feldspaths, mais Sr se corrèle très peu avec l'altération potassique (**figure 34-b**).
- **Eu** : cet élément a des affinités avec le feldspath si la fO_2 est faible. La fO_2 du magma alcalin était élevée, mais celle du fluide minéralisateur était peut-être différente. De plus, en l'absence d'autres phases capables d'intégrer l'Eu, on ne peut pas exclure que les feldspaths de l'intrusion de Beattie aient intégré l'Eu. Eu se corrèle très peu avec l'altération potassique (**figure 34-c**).
- **Be, Tm, Tl** : éléments qui ont possiblement des affinités avec le feldspath alcalin. Parmi ces éléments, seul Tm se corrèle \pm avec l'altération potassique (**figure 34-d**).
- **Rb** : a des affinités avec le feldspath alcalin. Cet élément s'anti-corrèle avec l'altération potassique (**figure 34-a**).

Ainsi, parmi les éléments traces explorés, seul Rb montre une corrélation forte avec l'altération potassique calculée pour l'intrusion de Beattie (**figure 34-a**). Rb est pourtant un élément qui a des affinités avec le feldspath alcalin, mais il est possible que ceci soit vrai pour les feldspaths d'origine magmatique et que la concentration en Rb des feldspaths d'origine hydrothermale soit moindre.

Une autre façon de représenter les gains/pertes en éléments traces possiblement provoqués par l'altération K est de comparer les roches ayant subi des gains en K avec celles ayant subi des pertes en K, à l'aide d'une normalisation utilisant les roches n'ayant subi ni gains ni pertes en K (cf. **figure 35**). Ce type de représentation indique :

- Les roches altérées en K (gains) sont enrichies en Sb, K, W, Mo, Hg, Se, Te et \pm en Rb, Ba, Pb et Tl. Une partie de ces éléments (cf. Mo, W, Se, Te etc.) ont des affinités avec les sulfures, et pourraient avoir été apportés par les fluides hydrothermaux. Ils pourraient ainsi être diagnostiques du passage de quantités importantes de fluides dans les roches altérées en K.
- Les roches ayant perdu du K sont plus riches en Sr, Ga, Ca et \pm en Sn, Sm, Be, Sc et Mg que les autres. Les éléments Sr et Ca ont des affinités avec l'anorthite, ce qui pourrait indiquer une perte de ce minéral dans les roches ayant subi des gains en K. Une étude plus poussée des autres éléments est requise pour expliquer la totalité du signal.
- Notez aussi que les roches ayant perdu du K sont plus riches en ÉTR que les roches ayant subi des gains en K. L'altération K détruit-elle une phase riche en ÉTR ? L'ajout d'orthose fait-il diminuer la proportion relative de minéraux riches en ÉTR ? Encore une fois, une étude plus poussée du comportement des éléments traces est ici requise.

Ainsi, les corrélations entre altération K et concentration en éléments traces établies dans cette section ne reposent que sur un exemple et sur une étude peu détaillée du problème. Les variations en éléments traces causées par l'altération hydrothermale des intrusions alcalines d'Abitibi devront être mieux documentées et reposer sur plus d'exemples à l'avenir. Pour le moment, la recherche de l'altération potassique apparaît comme le critère de fertilité le plus utile, et doit être investiguée à l'aide de la méthode des diagrammes PER.

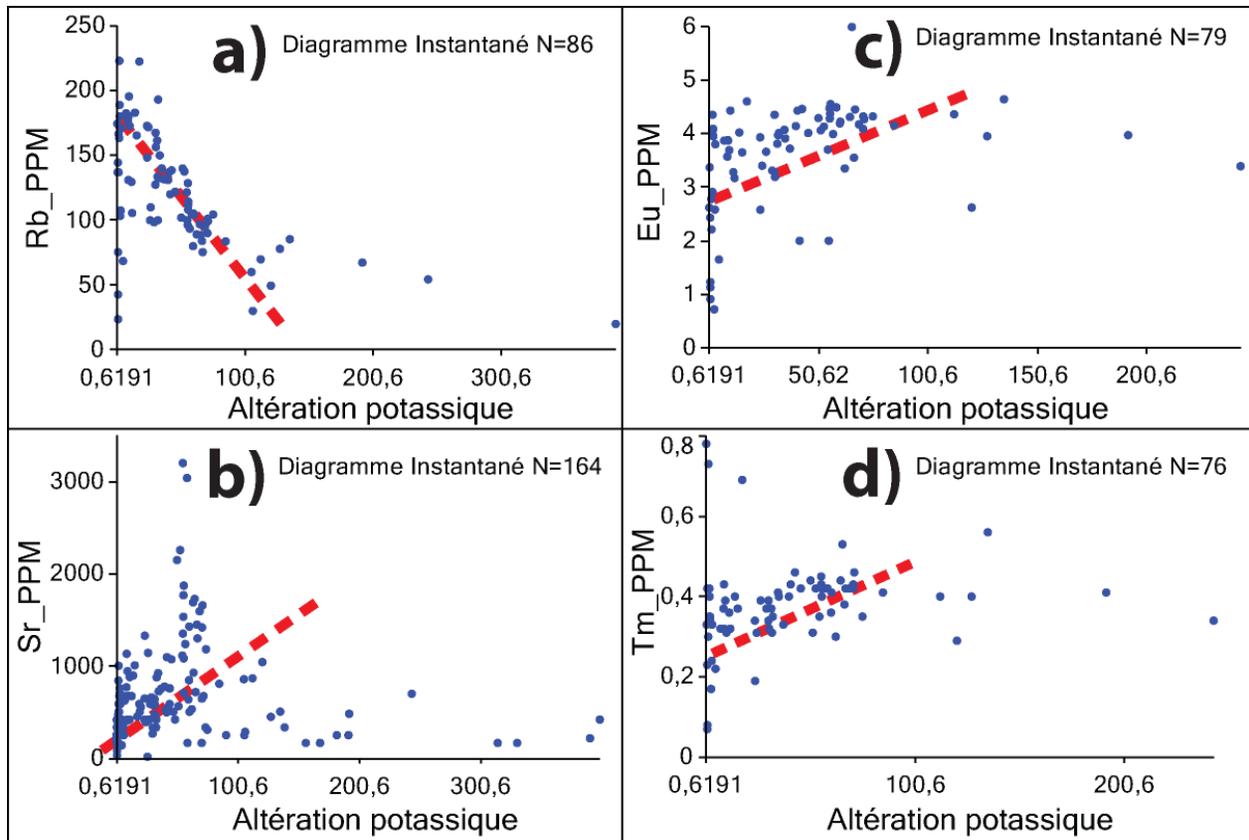


Figure 34 : Corrélations entre l'altération potassique calculée pour l'intrusion de Beattie et divers éléments traces.

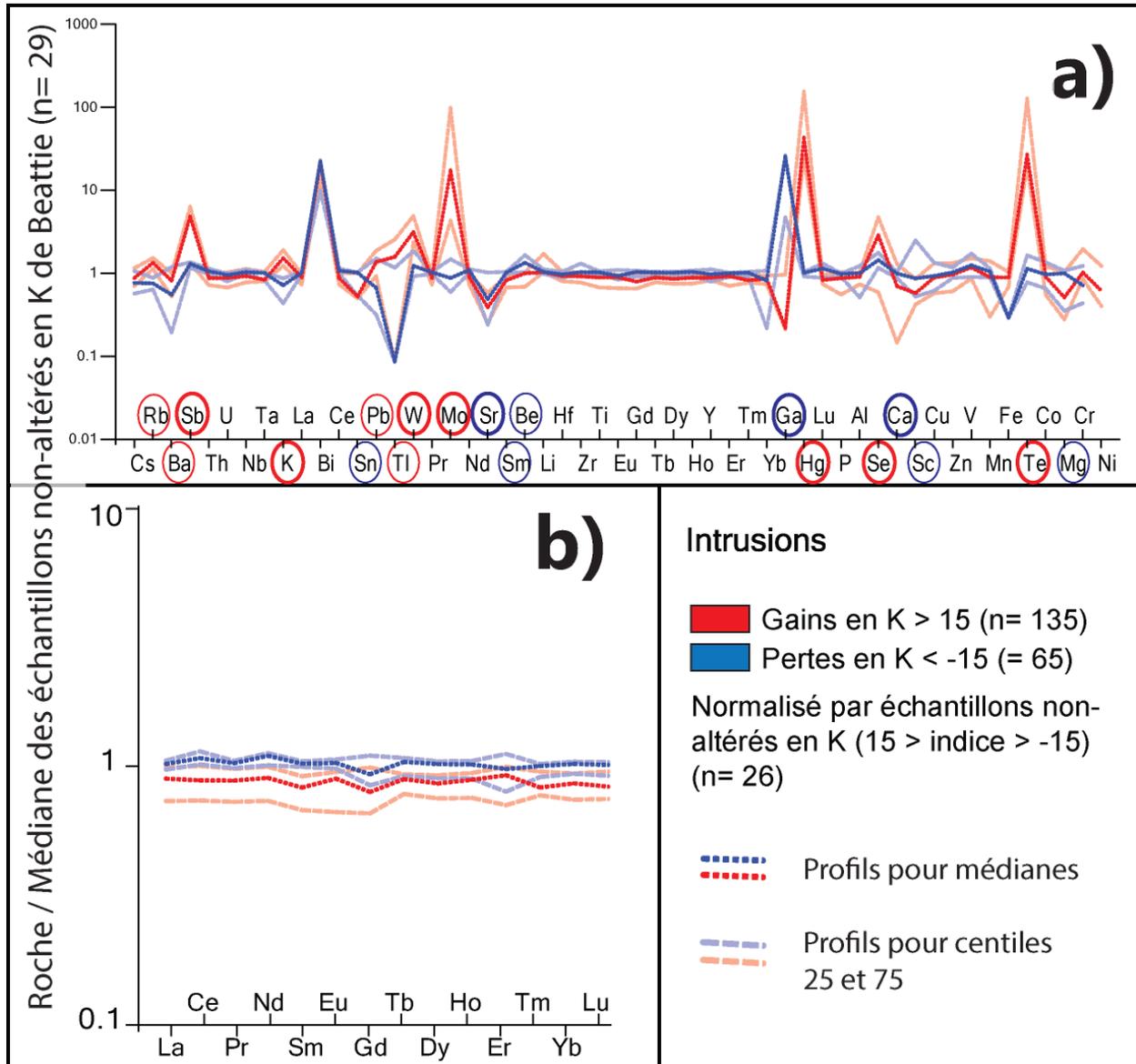


Figure 35 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons de la syénite de Beattie. Les analyses sont comparées à 29 échantillons non altérés en K de la syénite de Beattie (cf. normalisation par la médiane de ces 29 échantillons), et ces 29 échantillons ne sont pas représentés sur les diagrammes. Les échantillons représentés sont ceux qui ont subi des gains en K (droites rouges) et des pertes en K (droites bleues). Les altérations en K ont été calculées à l'aide de la méthode des diagrammes PER décrite ci-dessus ; a) l'ordre des éléments est « Littérature + calculé (Hofmann 1988, etc.) » (cf. section 3.3.2). Cependant, les diagrammes sont utilisés uniquement pour comparer deux groupes de roches entre elles, et l'ordre des éléments utilisé n'est ici pas important.

6 CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le projet 2014-06 a été l'occasion de faire le point sur divers projets Consorem ayant eu pour thématique les intrusions alcalines de l'Abitibi, et de faire ressortir la complexité chimique des intrusions alcalines et leurs difficiles utilisations dans la recherche de gisements d'Au.

La seconde partie de ce rapport décrit les caractéristiques des magmas alcalins provenant du manteau métasomaté. La présence de tels magmas en Abitibi, c.-à-d. de magmas très enrichis en incompatibles et en alcalins et présentant des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, indique quelques similitudes entre l'Abitibi et les marges convergentes (arcs) post-archéennes. Du point de vue de la chimie, il est nécessaire d'introduire dans le manteau, de la croûte possiblement mafique, possiblement hydratée, qui produit des résidus de FP à grenat et titanates, pour former les magmas alcalins observés en Abitibi. Notez que la subduction de type andin n'est pas le seul processus capable d'introduire des roches mafiques dans le manteau.

Au-delà des considérations géodynamiques, cette seconde partie du rapport recommande d'utiliser les diagrammes multiéléments pour distinguer les intrusions alcalines des intrusions sub-alcalines, car cette méthode est très efficace et peu sensible aux processus d'altération.

La troisième partie de ce rapport détaille la chimie de huit intrusions alcalines, et tente de reconstituer la chimie du magma parental. Cet exercice indique qu'il n'existe pas de magma alcalin fertile ou non fertile, les intrusions minéralisées pouvant appartenir aux séries Na ou K, pouvant avoir subi divers degrés de différenciations, etc. Les intrusions minéralisées ne présentent qu'une seule particularité : ce sont les intrusions les plus altérées, dans lesquels l'altération potassique, notamment, est présente. Notez cependant que pour compléter cette affirmation, une étude plus poussée des lamprophyres devrait être menée, car ce type de magma pourrait avoir des relations privilégiées avec les gisements d'or.

L'altération potassique est subtile et difficile à quantifier, car elle se manifeste par l'échange de Na par K au sein des feldspaths alcalins. Cette altération doit donc être étudiée par l'intermédiaire de la méthode des diagrammes PER, qui permet de déterminer le rapport orthose/albite global de l'intrusion (cf. rapport constant dans un même magma), et d'ainsi quantifier les variations de ce rapport causées par l'altération hydrothermale ; c.-à-d. par la transformation post-magmatique de l'albite en orthose.

Cette altération hydrothermale semble accompagnée de la perte d'une partie des feldspaths, qui provoque l'augmentation du volume des minéraux accessoires et de leurs éléments traces (cf. Yb, Th, Hf, etc.). L'altération potassique semble également accompagnée d'une perte de Rb, pour l'intrusion de Beattie en tout cas. Ces variations des concentrations en éléments traces nécessitent cependant une documentation plus poussée des intrusions alcalines de l'Abitibi pour être validée. Un nombre plus important d'exemples est notamment nécessaire.

RÉFÉRENCES

- Asimow PD, Dixon JE, Langmuir CH (2004) A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5(1). DOI : 10.1029/2003GC000568
- Bailey DK (1970) Volatile flux, heat focussing and the generation of magma. *Geological Journal Special Issue 2*:177-186.
- Bailey DK (1972) Uplift, rifting and magmatism in continental plates. *J. Earth Sciences (Leeds)*:8 (1972):pp. 225–239
- Barker DS (1972) Alkaline rocks of North America, H. Sørensen (Ed.):*The Alkaline Rocks*, John Wiley, London (1974):pp. 160–171
- Barnes SJ, Boyd R, Korneliussen A, Nilsson LP, Often M, Pedersen RB, Robins B (1988) The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In *Geo-platinum 87* (pp. 113-143) Springer Netherlands.
- Basu AR, Goodwin AM, Tatsumoto M (1984) Sm Nd study of Archean alkalic rocks from the Superior Province of the Canadian Shield. *Earth and planetary science letters* 70(1):40-46.
- Beakhouse GP (2011) The Abitibi Subprovince plutonic record: Tectonic and metallogenic implications; Ontario Geological Survey, Open File Report 6268, 161p.
- Bédard JH (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(5):1188-1214.
- Bédard LP (1988) *Pétrographie et géochimie du stock de Dolodau : syénite et carbonatite associée. Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi.*
- Bell K, Blenkinsop J (1976) A Rb-Sr whole-rock isochron from the Otto stock, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13(7):998-1002.
- Bigot L (2012) Gold mineralizations at the syenite-hosted Beattie gold deposit at Duparquet, neoproterozoic Abitibi belt, Québec, Canada. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Montréal, 146p.
- Bigot L (2013) Typologie des altérations associées aux minéralisations aurifères en Abitibi. *Projet Consorem 2013-07.*
- Boari E, Avanzinelli R, Melluso L, Giordano G, Mattei M, De Benedetti AA, Conticelli S (2009) Isotope geochemistry (Sr–Nd–Pb) and petrogenesis of leucite-bearing volcanic rocks from “Colli Albani” volcano, Roman Magmatic Province, Central Italy: inferences on volcano evolution and magma genesis. *Bulletin of Volcanology*, 71(9):977-1005.
- Botcharnikov RE, Holtz F, Mungall JE, Beermann O, Linnen RL, Garbe-Schönberg D (2013) Behavior of gold in a magma at sulfide-sulfate transition: Revisited. *American Mineralogist*, 98(8-9):1459-1464.
- Bourdeau (2013) *Petrology, Mineralogy and Geochemistry of the Beattie Syenite and Country Rocks, Abitibi Greenstone Belt, Québec. Thèse de Maîtrise, Université d’Ottawa, 445p.*
- Bourne JH, L'Heureux M (1991) The petrography and geochemistry of the Clericy Pluton: an ultrapotassic pyroxenite-syenite suite of late Archean age from the Abitibi region, Quebec. *Precambrian Research*, 52(1):37-51.
- Brisson H (1998) *Caractéristiques, chronologie et typologie des minéralisations aurifères de la région du Lac Shortt (Québec) : sous-province archéenne de l’Abitibi. Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi.*
- Cameron EM, Hattori K (1987) Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 82(5):1177-1191

- Colvine AC (1989) An empirical model for the formation of Archean Gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada Economic Geology Monography 6:37-53.
- Colvine AC, Fyon JA, Heather KB, Soussan Marmont SPM, Troop DG (1988) Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 139, 136p.
- Cooke (1966) The Timiskaming Volcanics and Associated Sediments of the Kirkland Lake Area. Thèse de doctorat.
- Cooke DL, Moorhouse WW (1969) Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 6(1):117-132.
- Corfu F, Jackson SL, Sutcliffe RH (1991) U-Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 28(4):489-503.
- Corfu F, Krogh TE, Kwok YY, Jensen LS (1989) U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences, 26(9):1747-1763.
- Corfu F, Noble SR (1992) Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(5):2081-2097
- Côté-Lavoie É (2013) Analyse pétrographique et géochimique de l'indice principal du stock de Boyvinet, Desmaraisville : Projet de fin d'études. Université du Québec à Chicoutimi, module des Sciences de la terre.
- Daly RA (1933) Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York : Stechert Hafner.
- Davis DW, David J, Dion C, Goutier J, Bandyayera D, Rhéalme P, Roy P (2005) Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de terrain et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2005-02, p. 20
- Davis DW, Lacroix S, Gariépy C, Machado N (2000) Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince : significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt, Canadian Journal of Earth Sciences, 37:117-133
- Davis DW, Dion C, Goutier J, Legault M, Roy P (2007) Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ressources naturelles et faune. 17p.
- De La Roche H, Leterrier J, Grandclaude P, Marchal M (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major-element analyses—Its relationships with current nomenclature. Chemical geology, 29(1):183-210.
- Déjou B (1992) Étude pétrographique et géochimique de la syénite du lac Tarsac, canton Montbray, Abitibi, Québec.
- Dion C, Goutier J, Roy P, Bandyayera D, Legault M, Rhéaume P (2006) Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ressources naturelles et faune Québec. 22p.
- Dube B, Gosselin P (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5:49-73.
- Evans L (2007) Technical report of the lower boundary zone, lucky zone and lower YD zone mineral resource estimates, Young-Davidson property, Matachewan, Ontario. Northgate Minerals Corporation 43-101 report, 88p.
- Faure S (2005) Minéralisation et métasomatisme associés aux masses plutoniques de la Sous-province d'Abitibi. Projet Consorem 2005-01.

- Faure S (2012) Réévaluation des modèles d'exploration pour l'or au sud de Chibougamau. Projet Consorem 2012-02.
- Faure S, Trépanier S (2006) Analyse des signaux de fertilité au pourtour des plutons de la Sous-province d'Abitibi. Projet Consorem 2006-02.
- Floyd PA, Winchester JA (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*, 27(2):211-218.
- Folco P, Schmitt L (1999) Rapport d'exploration 1999 district de Chibougamau secteur Lac Shortt, projet Lac Shortt (1123) : SNRC 32F09 et 32G12, rapport interne SOQUEM INC, 20p.
- Foley SF, Venturelli G, Green H, Toscani L (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics classification, and constraints for petrogenetic models *Earth Science Review* 24:81-134.
- Frost BR (1991) Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Lindsley DH (ed.). Mineralogical Society of America, Vol. 25.
- Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ, Frost CD (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11):2033-2048.
- Gaboury D (2001) Typologie des intrusions synvolcaniques pour l'exploration en Abitibi. Projet Consorem 2001-03.
- Gaboury D (2006) Geochemical approaches in the discrimination of synvolcanic intrusions as a guide for volcanogenic base metal exploration: an example from the Abitibi belt, Canada. *Applied Earth Science: Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy: Section B*, 115(2) : 71-79.
- Gaboury D (2013) Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology*, 41(12):1207-1210.
- Gallagher D (1940) Albite and gold. *Economic Geology*, 35(6):698-736.
- Galley AG (2003) Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 38(4):443-473.
- Ghiorso MS, Hirschmann MM, Reiners PW, Kress VC (2002) The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(5):1-35.
- Ghiorso MS, Sack RO (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3):197-212.
- Goodwin AM (1977) Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. In *Volcanic Regimes in Canada* (Vol. 16, pp. 205-241) Geological Association of Canada, Special Paper 16.
- Goutier J (2005) Géologie de la région de la Baie Ramsay (32F/10) et de la Rivière Opaoca (32F/11), Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, RG 2005-01, p. 56
- Groves DI, Foster RP (1991) Archean lode gold deposits. In *Gold metallogeny and exploration*. Springer US. 63-103.
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG, Robert F (1998) Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews*, 13(1):7-27.
- Gupta AK, Chattopadhyay B, Fyfe WS, Powell M (2002) Experimental studies on three potassium-rich ultramafic rocks from Damodar Valley, East India. *Mineralogy and Petrology*, 74(2-4):343-360.
- Hart CJR, Goldfarb RJ (2005) Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. In *New Zealand Minerals Conference Proceedings*, p. 125-133.

- Hastie AR, Kerr AC, Pearce JA, Mitchell SF (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12):2341-2357.
- Helt KM (2012) The Canadian Malartic Deposit: An Example of Oxidized, Intrusion-related Gold Mineralization in the Abitibi Greenstone Belt, Québec, Canada. Doctoral dissertation, McGill University.
- Helt KM, Williams-Jones AE, Clark JR, Wing BA, Wares RP (2014) Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 109(3):713-735.
- Hicks KD (1990) Magmatic-hydrothermal and wall rock alteration at the Lake Shore gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. University of Ottawa (Canada).
- Hodgson CJ (1990) An overview of the geological characteristics of gold deposits in the Abitibi Subprovince. *Gold and Base Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec Segment: Geology Department and University Extension, University of Western Australia, Perth, Publication, 24:63-100.*
- Hofmann AW (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3):297-314.
- Irvine T, Baragar W (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5):523-548.
- Ispolatov V, Lafrance B, Dubé B, Hamilton M, Creaser R (2005) Geology, structure, and gold mineralization, Kirkland Lake and Larder Lake areas (Gauthier and Teck townships): Discover Abitibi Initiative ; Ontario Geological Survey, Open File Report 6159,170 p.
- Ispolatov V, Lafrance B, Dubé B, Creaser R, Hamilton M (2008) Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake gold belt, Ontario. *Economic Geology*, 103(6):1309-1340.
- Jensen EP, Barton MD (2000) Gold deposits related to alkaline magmatism. In *Gold in, 2000:279-314.*
- Jensen LS, Langford FF (1985) Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi belt in the Kirkland Lake area, Ontario (Vol. 123) Toronto, Ont. Ontario Ministry of Natural Resources.
- Joanisse A (1994) Datation de la Carbonatite du lac Shortt. Université du Québec à Montréal (Montréal, Québec)
- Jochum KP, Seufert HM, Spettel B, Palme H (1986) The solar-system abundances of Nb, Ta, and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6):1173-1183.
- Kerrich R, Watson GP (1984) The Macassa Mine Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario; geology, patterns of alteration, and hydrothermal regimes. *Economic Geology*, 79(5):1104-1130.
- Kerrich R, Wyman DA (1997) Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(4):465-487.
- Lafleche MR, Dupuy C, Dostal J (1991) Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 52(1):71-96.
- Lafrance B (2009) La filière plutonique comme outil pour l'exploration des IOCG : Application en Abitibi. *Projet Consorem 2009-05.*
- Lafrance B (2011) Typologie des intrusions associées aux grands couloirs de déformation de l'Abitibi et relations avec les minéralisations aurifères. *Projet Consorem 2011-02.*
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3):745-750.

- Legault M, Fallara F, Beaudoin G, Cheng LZ, Aucoin M, Goutier J, Perron G, Rabeau O (2004) Synthèse métallogénique et modélisation 3D de la Faille de Porcupine-Destor dans le secteur de Duparquet, Sous-province de l'Abitibi (phase 2 de 3) Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec ; RP 2004-07, 15 p.
- Legault M, Goutier J, Beaudoin G, Aucoin M (2005) Synthèse métallogénique de la Faille de Porcupine-Destor, Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec ; ET 2005-01, 35 p.
- Legault M, Lalonde AE (2009) Discrimination des syénites associées aux gisements aurifères de la sous-province de l'Abitibi, Québec, Canada. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec ; RP 2009-04, 10 p.
- Lovell HL (1972) Geology of Eby and Otto area. District of Timiskaming.
- MacDonald PJ (2010) The geology, lithogeochemistry and petrogenesis of intrusions associated with gold mineralization in the Porcupine Gold Camp, Timmins, Canada. In Masters Abstracts International, 48(05)
- MacIntosh JA (1977) Canton de Cléricy (1/2 N) Cléricy (1/2 N) Township. Ministère des richesses naturelles, Direction générale des mines, Service des gîtes minéraux.
- Martin RD (2012) Syenite-hosted gold mineralization and hydrothermal alteration at the Young-Davidson deposit, Matachewan, Ontario. Thèse de Maîtrise, Université de Waterloo, 188p.
- Mason R, Helmstaedt HH (1992) Structural controls during formation and deformation of Archean lode-gold deposits in the Canadian Shield. In *Basement Tectonics* 8, Springer Netherlands, 625-631.
- Mathieu L (2015) Caractéristiques minéralogiques et chimiques des altérations dans les roches de haut grade métamorphique – phase II ; projet Consorem 2015-01.
- McDonough WF, Sun SS (1995) The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3):223-253.
- McGlynn JC (1976) Early Archean basement in the Canadian Shield: a review of the evidence. Geological Survey of Canada: available from Printing and Publishing Supply and Services Canada.
- Meschede M (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb□ 1bZr□ 1bY diagram. *Chemical geology*, 56(3):207-218.
- Middlemost EA (1975) The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4):337-364.
- Middlemost EA (1991) Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth-Science Reviews*, 31(2):73-87.
- Mitchell RH (1996) Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential (Vol. 24) Mineralogical Association of Canada.
- Miyashiro A (1978) Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1):91-104.
- Morasse S (1988) Geological setting and evolution of the Lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Quebec, Canada, Department of Earth Sciences. Queen's University.
- Morris EM, Pasteris JD (Eds.) (1987) Mantle metasomatism and alkaline magmatism (Vol. 215) Geological Society of America.
- Mortensen JK (1993) U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2 : Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(1):29-41.
- Moyen JF, Martin H (2012) Forty years of TTG research. *Lithosphere*, 148:312-336.
- Moyen JF, Van Hunen J (2012) Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. *Geology*, 40(5):451-454.

- Mueller W, Mortensen JK, Daigneault R, Chown EH (1996) Docking evidence of Archean terranes : Evidence from the Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265:127–150.
- Müller D, Groves DI (1993) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8(5):383-406.
- Mungall JE (2002) Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30(10):915-918.
- Nadeau O, Stevenson R, Jébrak M (2014) The Archean magmatic-hydrothermal system of Lac Shortt (Au-REE):Abitibi, Canada : Insights from carbonate fingerprinting. *Chemical Geology*, 387:144-156.
- Nielson JE, Noller JS (1987) Processes of mantle metasomatism; constraints from observations of composite peridotite xenoliths. *Geological Society of America Special Papers*, 215:61-76.
- Noble DC, Parker DF (1974) Peralkaline silicic volcanic rocks of the western United States. *Bulletin of Volcanology*, 38(2):803-827.
- Othman DB, Arndt NT, White WM, Jochum KP (1990) Geochemistry and age of Timiskaming alkali volcanics and the Otto syenite stock, Abitibi, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(10):1304-1311.
- Peacock MA (1931) Classification of igneous rock series. *The Journal of Geology*, 54-67.
- Pearce JA (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce JA (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Short Course Notes* 12:79-113
- Pearce JA, Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2):290-300.
- Pearce JA, Harris NB, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4):956-983.
- Pearce JA, Norry MJ (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1):33-47.
- Pearce TH (1968) A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19(2):142-157.
- Pearce JA (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithosphere* 100(1):14-48.
- Peccerillo A (1990) On the origin of the Italian potassic magmas—comments. *Chemical Geology*, 85(1):183-191
- Peccerillo A, Taylor SR (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1):63-81.
- Piché M (1985) Formation de Hauy à l'ouest de Chapais ; volcanisme sub-aérien en milieu fluviale. Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi.
- Piché M, Jébrak M (2004) Normative minerals and alteration indices developed for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 82(1):59-77.
- Poitras S (1993) Étude pétrographique et géochimique du pluton alcalin Opawica, Canton de Boyvinet, Secteur Lac Shortt, Projet de fin d'études, Université Laval, 37 p.
- Powell WG, Carmichael DM, Hodgson CJ (1995) Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(6) : 787-805.
- Prud'homme N (1990) Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine Lac Shortt, Petrographic and geochemical characterization of the carbonatite and of the syenite of the Shortt Lake Mine, Canada (M.Sc Thesis) Université du Québec à Chicoutimi.

- Rafini S (2012) Typologie des minéralisations aurifères associées à la faille de Cadillac. Projet Consorem 2011-01.
- Rafini S (2013) Typologie des minéralisations aurifères associées à la faille de Cadillac. Projet Consorem 2012-01.
- Richards JP (2003) Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8):1515-1533.
- Richards JP (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3):247-250.
- Robert F (1997) A preliminary geological model for syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi belt, Ontario and Quebec. *Current Research*, 201-210.
- Robert F (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 36(6):503-516.
- Rock NM, Groves DI (1988) Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? *Nature* 332:253-255.
- Rousseau S (2008) Caractérisation minéralogique et géochimique de la Syénite de Berthiaume, région de Waswanipi, Sous-Province de l'Abitibi, Québec. Mémoire de Baccalauréat, Université d'Ottawa, Ontario, Canada, p. 113
- Rowins SM, Cameron EM, Lalonde AE, Ernst RE (1993) Petrogenesis of the late Archean syenitic Murdock Creek pluton, Kirkland Lake, Ontario: evidence for an extensional tectonic setting. *Canadian Mineralogist*, 31:219-230.
- Rowins SM, Lalonde AE, Cameron EM (1991) Magmatic oxidation in the syenitic Murdock Creek intrusion, Kirkland Lake, Ontario: evidence from the ferromagnesian silicates. *The Journal of Geology*, 395-414.
- Sasseville C (2007) Fertilité des intrusions pour les minéralisations aurifères à l'Archéen. Projet Consorem 2007-06.
- Schandl ES, Gorton MP (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in vms environments. *Economic geology* 97:629-642
- See J (1994) Analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du Lac Shortt, Abitibi, Québec : l'interprétation thermodynamique et métallogénétique du rôle des fluides minéralisants à l'Archéen. Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi.
- Shand SJ (1922) The problem of the alkaline rocks. In *Proceedings of the Geological Society of South Africa*, 25:19-33.
- Shaw CJ (1996) The petrology and petrogenesis of Roman province-type lavas and ultrapotassic leucitites. *Mitchell RH*, 175-192.
- Shcherban' IP (1996) Ore-bearing near-vein metasomatites. Lebed' Publishing, Kiev (In Russian)
- Shervais JW (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1):101-118.
- SIGEOM (2014) SIGÉOM (ressource électronique) : système d'information géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1:20 000 et 1:50 000, Ministère des Ressources naturelles et de la faune Québec, Géologie Québec. (<http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/>)
- Sillitoe RH (2002) Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Mineralium Deposita*, 37(1):4-13.
- Smith PM, Asimow PD (2005) Adibat_1ph : A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(2)
- Sorensen H (1997) The agpaitic rocks; an overview. *Mineralogical Magazine*, 61(4):485-498.

- Stanley CR, Madeisky HE (1994) Lithogeochemical exploration for hydrothermal ore deposits using Pearce element ratio analysis. Alteration and alteration processes associated with ore forming systems, Geological Association of Canada Short Course Notes, (11):193-211.
- Streckeisen A (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1):1-33.
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1):313-345.
- Taylor SR, McLennan SM (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Pub, Palo Alto, CA
- Tesfaye G (1992) Ore-microscopic and geochemical characteristics of gold-tellurides-sulfide mineralization in the Macassa Gold Mine, Abitibi Belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 27(1):66-71.
- Thomson JE, Charlewood GH, Griffin K, Hawley JE, Hopkins H, MacIntosh CG, Ward W (1950) Geology of the main ore zone at Kirkland Lake. *Ont Dep Mines Ann Rep*, 57:54-188.
- Thorpe RI, Guha J, Franklin JM, Loveridge WD (1984) Use of a Superior Province lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau District. Special Volume Canadian Institut Mineralogy Metallalogy 34:496–516.
- Tilton GR, Bell K (1994) Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: Applications to the geochemical evolution of Archean mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta* 58:3145–3154.
- Trépanier S (2008) Outils d'assistance pour le traitement lithogéochimique de l'altération et du métasomatisme. *Projet Consorem 2008-07*.
- Trépanier S (2012) Bilans de masse par modélisation des précurseurs pour les roches alcalines ; projet Consorem 2012-05.
- Tuttle OF, Bowen NL (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. *Geological Society of America Memoirs*, 74:1-146.
- Ujike O (1985) Geochemistry of Archean alkalic volcanic rocks from the Crystal Lake area, east of Kirkland Lake, Ontario, Canada. *Earth and planetary science letters*, 73(2):333-344.
- Wasson JT, Kallemeyn GW (1988) Compositions of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 325(1587):535-544.
- Wedepohl KH (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(7):1217-1232.
- Wilshire HG (1987) A model of mantle metasomatism. *Geological Society of America Special Papers*, 215:47-60.
- Witt WK, Vanderhor F (1998) Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: an overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 13(1):29-64.
- Wood DA (1980) The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1):11-30.
- Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3(3):342-532.
- Zhang J, Lin S, Linnen R, Martin R (2014) Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Research*, 248:39-59.

Zharikov VA, Pertsev NN, Rusinov VL, Callegari E, Fettes DJ (2007) Metasomatism and metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07

Zweng PL, Mortensen JK, Dalrymple GB (1993) Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic, Quebec; implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins. *Economic Geology*, 88(6):1700-1721.

A.1. Syénite de Murdock Creek

GÉOLOGIE – Murdock Creek est une intrusion composite faisant partie d'une lignée intrusive s'étant mise en place le long de la faille de Kirkland Lake-Larder Lake. Les intrusions de cette suite intrusive forment un camp aurifère dans lequel l'or est systématiquement contenu dans les syénites (Thomson et al. 1950 ; cf. mines Macassa et Lake Shore situées au nord de l'intrusion de Murdock Creek) et provient de gisements hydrothermaux formés dans des conditions de fO_2 élevée (Cameron et Hattori 1987).

L'intrusion tardi-tectonique de Murdock Creek (Rowins et al. 1991) est datée à environ 2700-2705 Ma (Corfu et al. 1989). L'intrusion s'est mise en place dans des basaltes komatiitiques immédiatement au sud de la faille de Kirkland Lake-Larder Lake (Jensen et Langford 1985).

L'intrusion de Murdock Creek est jugée alcaline (Rowins et al. 1993), ce que confirme les diagrammes multiéléments (**figure 8**). Elle comprend les unités suivantes (cf. Rowins et al. 1991) :

- (1) Bordure mafique fine comprenant des unités de clinopyroxénites, de diorite et de syénite mélanocrate.
- (2) Cœur felsique de syénite à feldspaths alcalins, qui correspond à l'unité la plus volumineuse.
- (3) Hornblendite à texture de cumulat, qui affleure sporadiquement.

L'utilisation des diagrammes PER a permis la modélisation du magma primitif de l'intrusion de Murdock Creek (cf. Rowins et al. 1993), qui a les caractéristiques suivantes :

- Magma alcalin mafique riche en K_2O (de type lamprophyre ?), ayant un rapport $K/Na > 1$, ce qui est souvent le cas pour les intrusions de la région de Kirkland Lake (Rowins et al. 1993)
- Magma similaire aux roches ultra-potassiques mafiques de type lamproite (cf. Groupe I de Foley et al. 1987) (Rowins et al. 1993)
- La différenciation du magma primitif a principalement été contrôlée par la CF de clinopyroxènes (Rowins et al. 1993, Beakhouse 2011).

Aussi, le magma a été produit dans un environnement de type rift, et non pendant un épisode de subduction (Rowins et al. 1993). Sa source est le manteau métasomatisé (Beakhouse 2011).

BASE DE DONNÉES – Les données utilisées sont celles de Rowins et al. (1993) et Beakhouse (2011) (n= 15).

ESTIMATION de la fO_2 – D'après l'analyse de FeO et Fe_2O_3 (cf. rapport Fe_2O_3/Fe_2O_3T compris entre 0,35 et 0,5) et une étude pétrographique détaillée, Rowins et al. (1991) conclut que l'intrusion de Murdock Creek a cristallisé dans les conditions suivantes :

- fO_2 élevée
- PH_2O faible
- Profondeur de CF : croûte moyenne (cf. quantité de Al_2O_3 mesurée dans les minéraux).

PÉTROLOGIE – D'après Rowins et al. (1991), l'intrusion est principalement composée de clinopyroxènes, en particulier dans les unités mafiques, de plagioclase et de feldspath alcalin

qui sont très abondants dans les unités felsiques. Les phases mineures sont la biotite (magmatique), l'amphibole (unité de hornblendite), la magnétite, la titanate, l'apatite et le zircon.

La séquence de cristallisation est la suivante Rowins et al. (1991) :

- (a) clinopyroxène (diopside), Mg# = 0,52
- (b) plagioclase (An 30-40)
- (c) feldspath alcalin, ± plagioclase (An 16-18)

Le rapport K_2O/Na_2O (molaire) est élevé pour les cumulus mafiques (cf. ~2), plus faible dans les magmas les plus différenciés (cf. ~0,6) et est possiblement environ égal à 0,8 pour l'ensemble de l'intrusion et pour son magma parental (**figure A-1**). La valeur du rapport K_2O/Na_2O est cependant difficile à estimer directement à partir de l'analyse chimique (cf. **figure A-1**).

L'utilisation des diagrammes PER indique que les variations d' Al_2O_3 peuvent entièrement être expliquées par la cristallisation de feldspath (**figure A-2**). Le même type de diagramme indique que les roches de l'intrusion de Murdock Creek, à l'exception des cumulus, contiennent environ 40 % d'albite, 30 % d'orthose et 30 % d'anorthite. Le rapport orthose/albite (cf. 3/4) est en accord avec un rapport K_2O/Na_2O (molaire) environ égal à 0,8, ce qui confirme que les roches appartiennent à une série potassique.

Le calcul de la norme CIPW confirme que la partie felsique de l'intrusion contient environ autant d'orthose que d'albite (cf. 20-35% pour chacune de ces phases), et est également constituée de 15-25% de clinopyroxène et de <10 % d'anorthite. Les cumulus ultramafiques sont, quant à eux, constitués de 40-50% de clinopyroxènes, de 15-20% d'olivine, de <20 % d'orthose et de <5 % d'albite (**figure A-3**).

ALTÉRATION – Dans leur étude pétrologique, Rowins et al. (1991) indiquent que la biotite magmatique est très peu altérée en chlorite, que la magnétite est peu altérée en hématite, etc. Ces auteurs qualifient l'altération par des fluides tardi-magmatiques issus de la CF. La présence d'altération, notamment de carbonatation, en relation avec la formation de gisements d'or est cependant mentionnée (Rowins et al. 1991).

Le calcul de la norme SV350 confirme que les échantillons disponibles ne sont pas à peu altérés, certains étant légèrement carbonatés (cf. indices ALT_CARBS_SV350 < 5). Les bilans de masse par modélisation des précurseurs n'indiquent pas d'altération intense. Les diagrammes PER ne suggèrent pas non plus la présence d'altération en CaO , Na_2O ou K_2O (**figure A-2**). Les échantillons disponibles ont été collectés dans le but d'étudier la cristallisation de l'intrusion de Murdock, et non dans le but d'étudier les particularités de son altération.

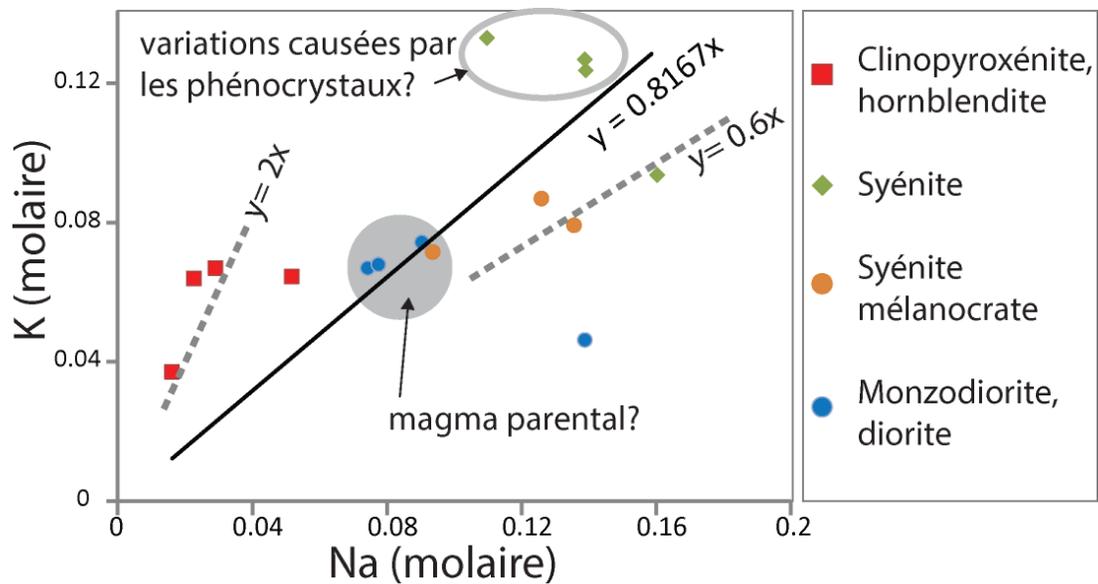


Figure A-1 : Diagramme binaire K_2O vs Na_2O (molaire), représentant le rapport K/Na de l'intrusion de Murdock Creek.

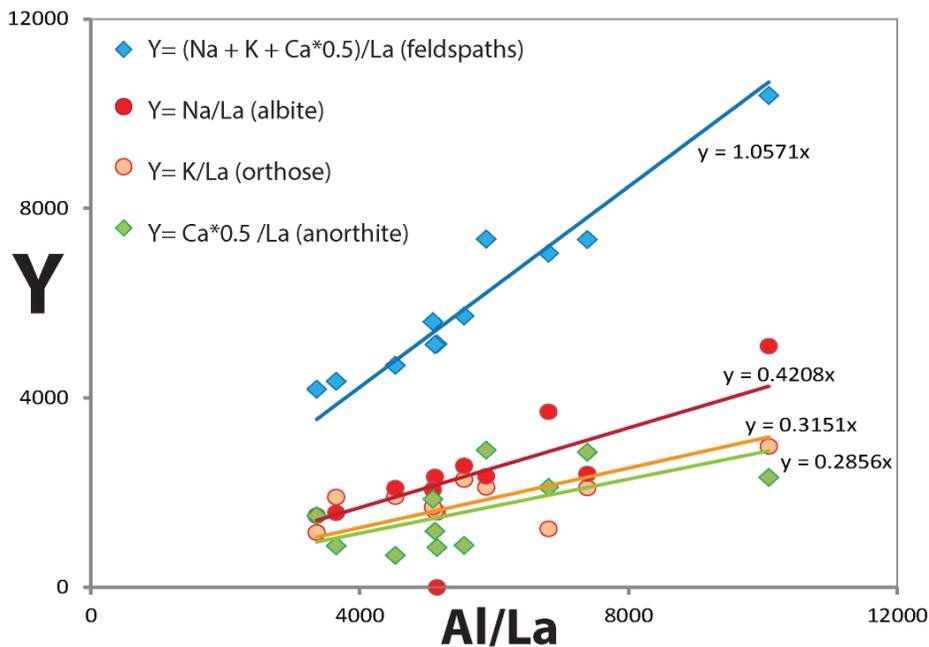


Figure A-2 : Diagrammes PER pour les feldspaths, représentant les échantillons de roches felsiques (cf. les roches mafiques ne sont pas représentées, car elles possèdent des proportions d'albite, d'orthose et d'anorthite différentes de celles des roches felsiques). Les pentes des droites de tendance indiquent que la partie différenciée de l'intrusion de Murdock Creek contient environ 30 % d'orthose, 40 % d'albite et 30 % d'anorthite.

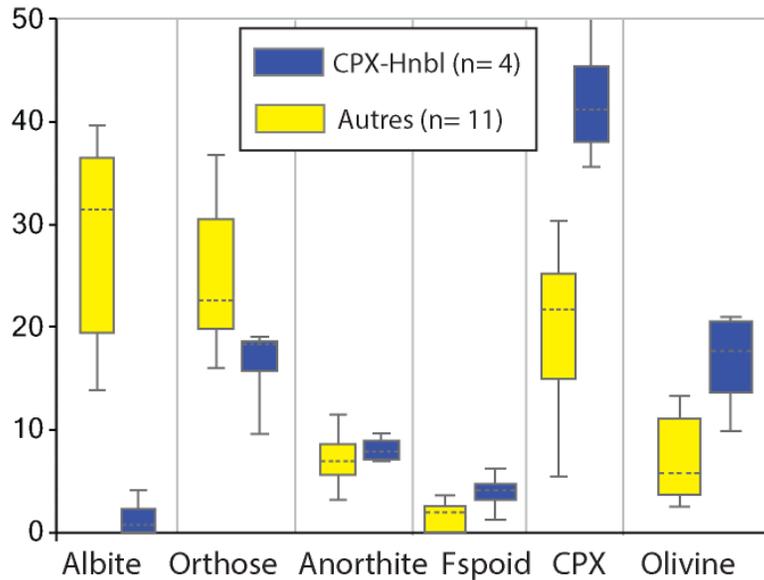


Figure A-3 : Boîtes à moustaches représentant les proportions normatives des minéraux de l'intrusion de Young-Davidson (cf. norme CIPW), pour les roches ultramafiques (cf. clinopyroxénites et hornblendites) et pour les autres roches (cf. syénite, diorite, monzodiorite).

A.2. Syénite d'Otto

GÉOLOGIE – Le stock d'Otto est une intrusion circulaire zonée d'environ 10 km de diamètre située au sud de la suite intrusive ultra-potassique et minéralisée en Au de la région de Kirkland Lake. Le stock s'est mis en place dans des méta-volcanites mafiques 10 km au sud de la ville de Kirkland Lake, Ontario. La chimie des unités volcaniques de Kirkland Lake est similaire à celle du stock d'Otto (Othman et al. 1990).

Otto est constitué de granite alcalin (cœur) et de syénite néphélinique (Lovell 1972), et est associé avec des dykes de syénite et de lamprophyre (Bell et Blenkinsop 1976). Le stock d'Otto est daté à 2680 Ma (Corfu et al. 1989, Corfu et Noble 1992).

Le magma est riche en Ni-Cr-Mg (cf. source mantellique), et en LILE-ÉTR légers (cf. source enrichie, métasomatisée d'après les isotopes) (Beakhouse 2011). Le SiO₂ augmente et les ÉTR diminuent depuis la périphérie vers le cœur de l'intrusion (Othman et al. 1990). L'intrusion présente une grande variabilité pétrologique et chimique pouvant refléter des degrés variables de fusion partielle et de cristallisation fractionnée d'amphibole, de feldspath (orthose principalement ?), de titanate et d'apatite (Beakhouse 2011).

Les diagrammes multiéléments (**figure A-4**) confirment que le stock d'Otto est plus enrichi en incompatibles que les TTG de l'Abitibi. Les gabbros sont plus enrichis en éléments compatibles que les syénites, puisqu'ils sont plus mafiques, et présentent des enrichissements similaires en éléments incompatibles, puisqu'ils partagent probablement un même magma parental avec les syénites (**figure A-4**).

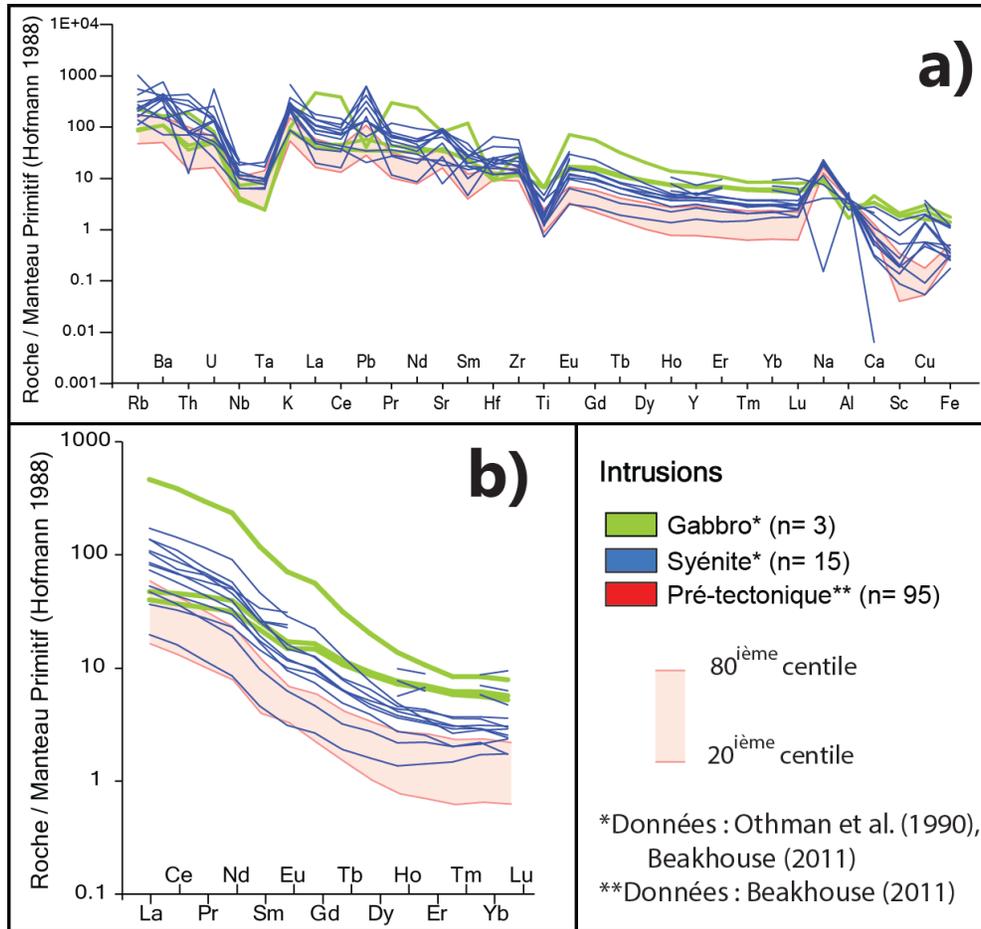


Figure A-4 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons du stock d'Otto ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 18 entrées (cf. données d'Othman et al. 1990, Beakhouse 2011).

ESTIMATION de la fO₂ – Le rapport Fe₂O₃/Fe₂O_{3T} des échantillons pour lesquels FeO et Fe₂O₃ ont été dosés (cf. n= 14) vaut 0,4-0,6 (syénite) et 0,3-0,5 (gabbro). Ces valeurs élevées peuvent indiquer une fO₂ élevée du magma, et/ou une altération par un fluide oxydant.

Le diagramme FeO vs. MgO (molaire) indique que le Mg# des minéraux mafiques (cf. CPX, peut-être également olivine) vaut 0,73 et est constant entre les gabbros et les syénites, ce qui peut également indiquer une fO₂ élevée (**figure A-5**).

PÉTROLOGIE – La calcul de la norme CIPW indique que la syénite a la composition normative suivante : 20-50% albite, 30-40% orthose, <5 % anorthite, <2 % feldspathoïde, 5-15% clinopyroxènes et <5 % olivine (**figure A-6**). Le gabbro est plus riche en CPX-olivine et moins riche en feldspaths alcalins que la syénite.

Les diagrammes PER (**figure A-7**) indiquent que les variations des concentrations en Na, K et Ca sont principalement contrôlées par les feldspaths. Ces diagrammes confirment que les feldspaths des syénites et des gabbros sont : à 55 % des albites, à 30 % des orthoses et à 15 %

des anorthites. Le rapport orthose/albite et le rapport K_2O/Na_2O (%Pds) sont similaires et valent environ 0,55.

ALTÉRATION – Les différents outils disponibles procurent les informations suivantes :

- **Diagramme PER (figure A-7)** : aucune altération en Na-K ne ressort sur ce diagramme.
- **Bilans de masse par modélisation des précurseurs** (Trépanier 2008, 2012) : il n'y a pas d'altération Ca-Fe-Mg, sauf peut-être dans le gabbro et aucune altération K-Na.
- **Indices SV350** (Trépanier 2011) : seule la carbonatation est importante (cf. indice ALT_CARBS_SV350) dans les syénites et les gabbros, où elle a formé des carbonates et de la chlorite.

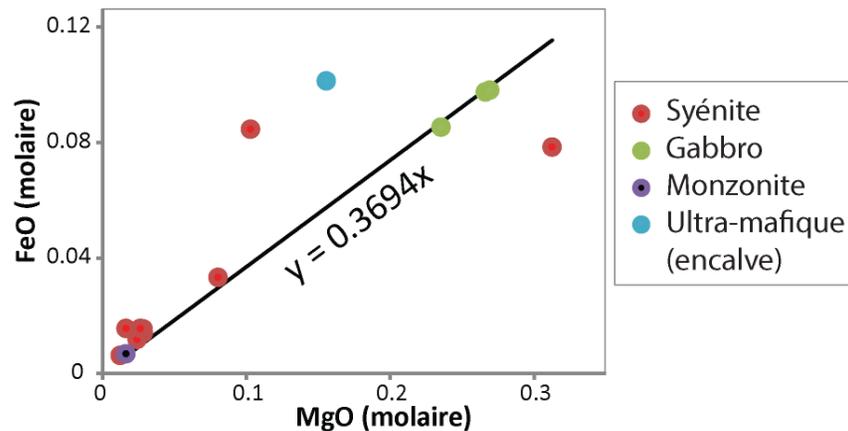


Figure A-5 : Diagramme FeO vs. MgO (molaire) représentant le Mg# des Fe-Mg-silicates. Seuls les échantillons ayant FeO analysé sont représentés (n= 14).

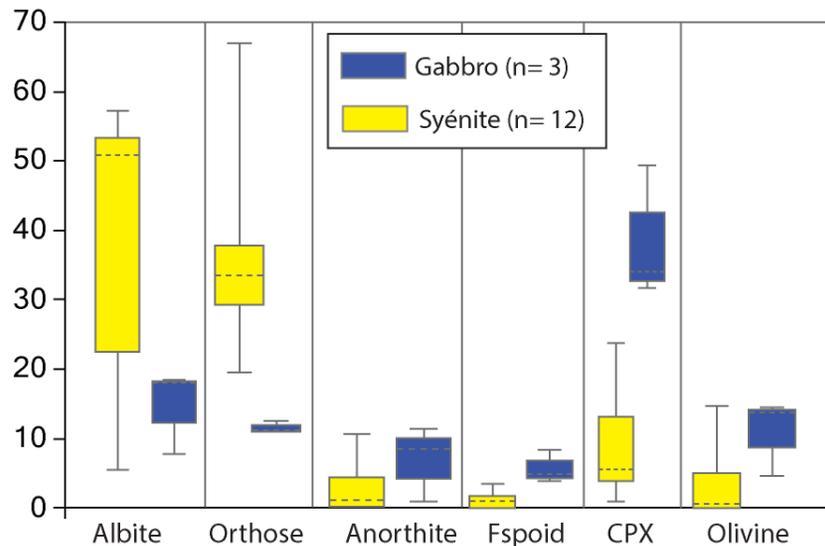


Figure A-6 : Boîtes à moustaches représentant les proportions normatives des minéraux du stock d'Otto (cf. norme CIPW) pour les syénites et les gabbros.

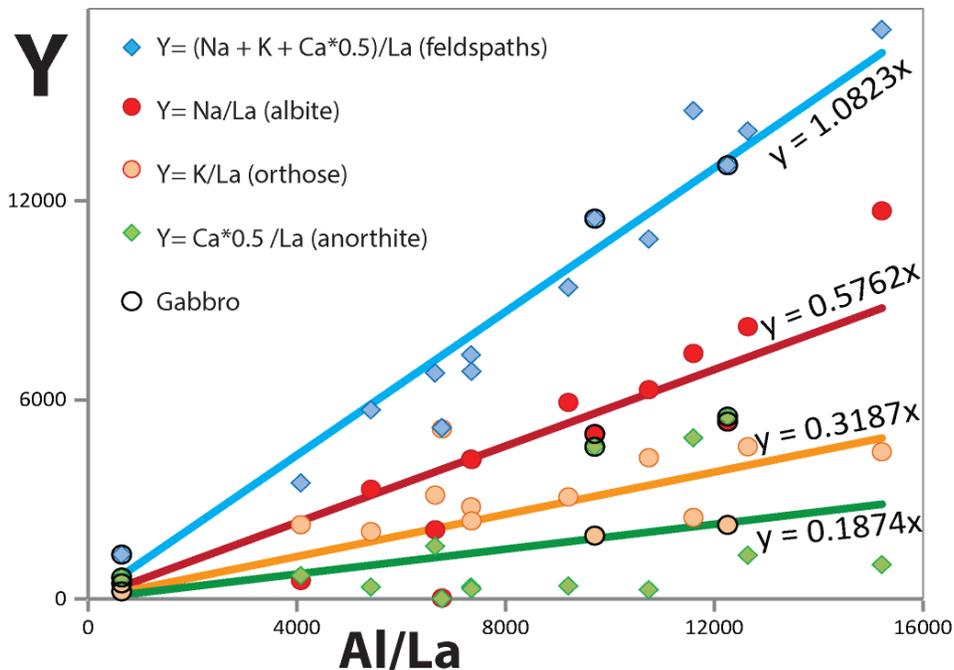


Figure A-7 : Diagrammes PER pour les feldspaths, représentant les échantillons de syénite et de gabbro (cf. cercles noirs).

A.3. Syénites du dépôt de Kirkland Lake

GÉOLOGIE – La région de Kirkland Lake est un assemblage de méta-sédiments clastiques et de méta-volcanites alcalines du Groupe de Timiskaming recoupé par de nombreuses intrusions alcalines de petite taille (stocks, filons-couches, dykes). Les intrusions sont le principal réceptacle des dépôts d’Au, dont le dépôt géant de Kirkland Lake (cf. Ispolatov et al. 2008 pour une synthèse récente). Cette section s’intéresse à quelques intrusions « syénitiques » de cette région, et les volcanites alcalines seront traitées dans la section suivante.

Les analyses collectées proviennent principalement du camp minier de Kirkland Lake, et notamment des mines suivantes :

- **Mine Lake Shore** : le dépôt d’or se situe dans un complexe intrusif alcalin à calco-alcalin constitué de syénite, et de monzonites à phénocristaux de quartz-feldspath hôtes de la minéralisation (Hicks 1990)
- **Mine Macassa** : les roches intrusives observées à la mine sont des syénites à augite, des syénites felsiques et des syénites porphyriques (Kerrick et Watson 1984).

Ces roches alcalines sont clairement enrichies par rapport aux TTG de l’Abitibi (cf. **figure A-8**).

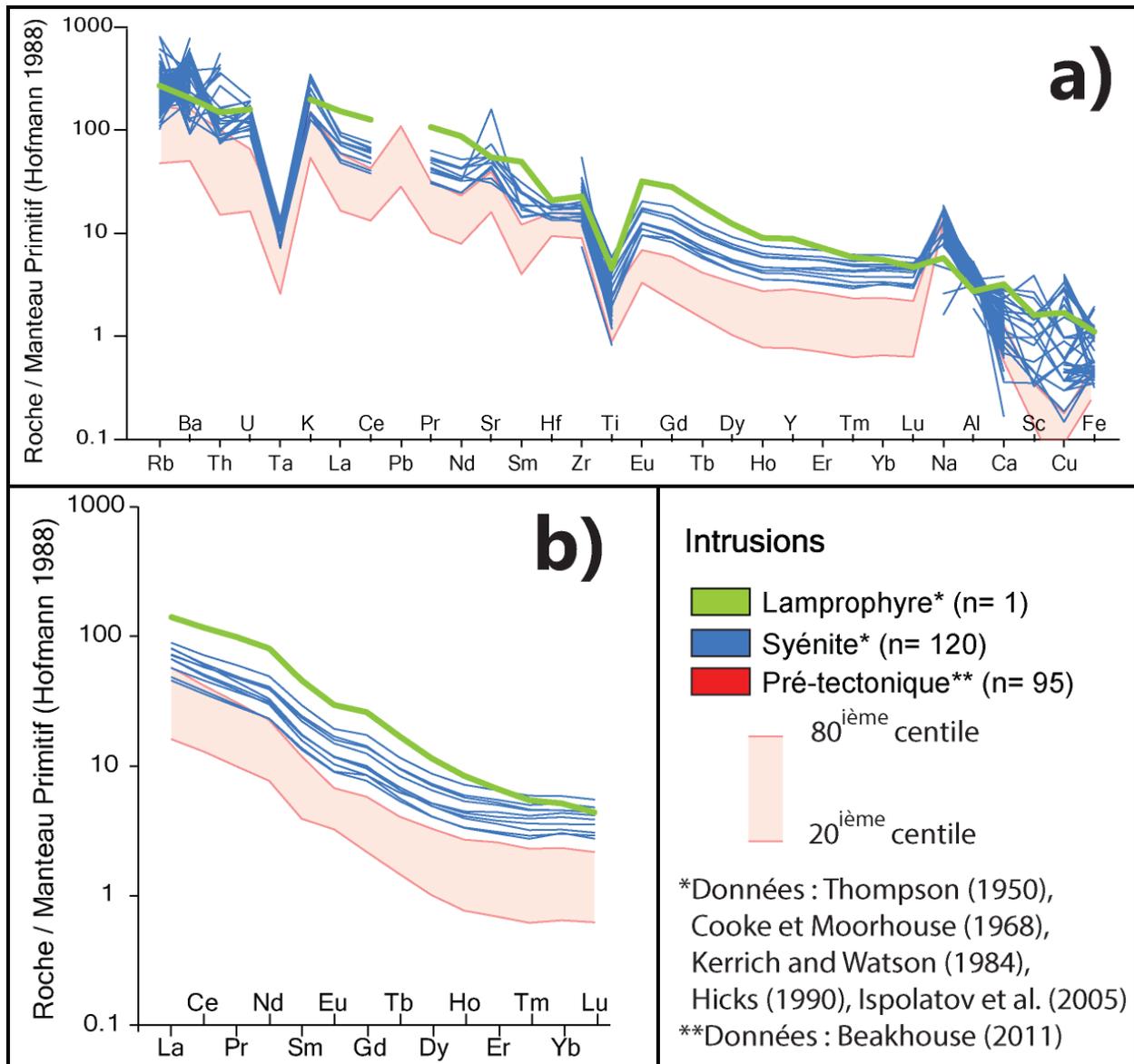


Figure A-8 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des intrusions alcalines du camp de Kirkland Lake ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 142 entrées (Thomson et al. 1950, Cooke et Moorhouse 1968, Kerrich et Watson 1984, Hicks 1990, Ispolatov et al. 2008).

ESTIMATION de la fO_2 – La monzodiorite hôte de la minéralisation du Lake Shore est un magma mis en place à faible profondeur dans des conditions de P_{H_2O} élevées (Hicks 1990). Aussi, les fluides minéralisateurs étaient très oxydés (Hicks 1990).

Les FeO et Fe₂O₃ sont dosés pour la plupart des échantillons, ce qui permet d'affirmer que le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T vaut 0,4 à 1 (médiane = 0,5) pour les syénites. Cette estimation est peu précise, et c'est pourquoi le diagramme PER MgO/Ba vs FeO/Ba (molaire) a été utilisé pour modéliser la composition des pyroxènes des syénites (pour les roches ayant FeO analysé).

Sur ce diagramme PER, les points s'alignent sur une droite passant par l'origine ayant une pente de 0,431 2 (cf. coefficient de corrélation = 0,94). Ceci indique un Mg# environ égal à 0,7 pour les pyroxènes et pour le magma syénitique. Cette valeur du Mg# permet de recalculer le rapport FeO à partir du MgO, ce qui indique un rapport Fe_2O_3/Fe_2O_3T égal à 0,55-0,7 (médiane = 0,65) pour les syénites. Cette valeur est relativement élevée et pourrait indiquer que le magma à une fO₂ élevée.

PÉTROLOGIE – La monzodiorite du Lake Shore est constituée de : plagioclase, orthose, biotite, hornblende, ± magnetite, apatite, titanite, monazite, zircon (Hicks 1990). Les phénocristaux de feldspaths sont décrits comme ayant un cœur perthitique entouré de feldspath alcalin, et baignant dans une matrice à feldspath alcalin, hornblende et ± quartz (Cooke and Moorhouse 1968). À la mine Macassa, la pétrologie des différentes unités est la suivante (Kerrich et Watson 1984) :

- **Syénite à augite** : feldspath (anorthite 10 et albite 90, mais souvent remplacé par orthose) et augite (remplacée par chlorite, carbonate, magnétite, actinote).
- **Syénite felsique** : orthose, ± oligoclase, biotite, augite, et minéraux d'altération (cf. chlorite, carbonate, muscovite, etc.).
- **Syénite porphyrique** (dyke et filon-couche) : plagioclase (80-95% albite), ± orthose, biotite, hornblende, chlorite et quartz magmatique rare ou absent.

Ces études pétrologiques indiquent que les roches contiennent principalement de l'albite, et/ou de l'orthose, selon les unités, et des pyroxènes plus ou moins altérés.

Le calcul de la norme CIPW indique que les syénites contiennent : 25-45% d'albite, 20-30% d'orthose, <10 % d'anorthite, <10 % de pyroxènes et 5-20% de quartz (**figure A-9**). Le rapport K₂O/Na₂O (%Pds) des roches est variable, à cause de la difficulté d'échantillonnage posée par les phénocristaux de feldspaths, mais semble proche de la valeur caractéristique des séries potassiques (**figure A-10**).

Les diagrammes PER des feldspaths indiquent (**figure A-11**) :

- Pour l'ensemble des feldspaths (cf. diagramme $(Ca^{*}0,5+K+Na)/Cr$ vs. Al/Cr), la courbe de tendance à une pente de 0,84, pas de 1, ce qui indique que les variations de la concentration de Al₂O₃ ne peuvent pas entièrement être expliquées par la cristallisation de feldspaths, possiblement parce que certains échantillons sont riches en chlorite et micas.
- Malgré ce problème, la composition générale des feldspaths des syénites apparaît clairement : 55 % albite, 35 % orthose, 10 % anorthite.

Le rapport orthose/albite est égal à 0,64 pour les syénites, indiquant qu'elles appartiennent probablement à une série potassique.

ALTÉRATION – À la mine Macassa, la monzodiorite présente les altérations suivantes (Hicks 1990) :

- Biotite hydrothermale souvent accompagnée d'hématite, ce qui indique des conditions oxydantes.
- Une altération zonée allant, des veines vers l'extérieur, de : 1) fuschite, muscovite, pyrite, carbonate ; 2) phlogopite, hématite (remplaçant la chlorite) ; 3) carbonate, chlorite, muscovite (remplaçant les minéraux magmatiques mafiques).
- La minéralisation est associée avec les altérations suivantes : carbonatation, silicification, feldspathisation, hématisation, et ± séricitisation (Tesfaye 1992).

- Les altérations ont peu fait varier les concentrations en éléments majeurs, sauf en ce qui concerne Na et K, qui sont modifiés par la destruction des feldspaths. L'altération principale est la carbonatation (Hicks 1990, Kerrich et Watson 1984).

Le calcul des indices de la norme SV350 (Trépanier 2012) confirme que la carbonatation est très importante, et qu'elle a provoqué la formation de muscovite et de \pm de chlorite. Ces silicates sont particulièrement abondants à proximité des veines.

Les diagrammes PER des feldspaths confirment que l'altération en Na-K est très peu développée (cf. pour les échantillons disponibles), et semble n'affecter que 5 échantillons pauvres en albite et enrichis en orthose (figure A-11).

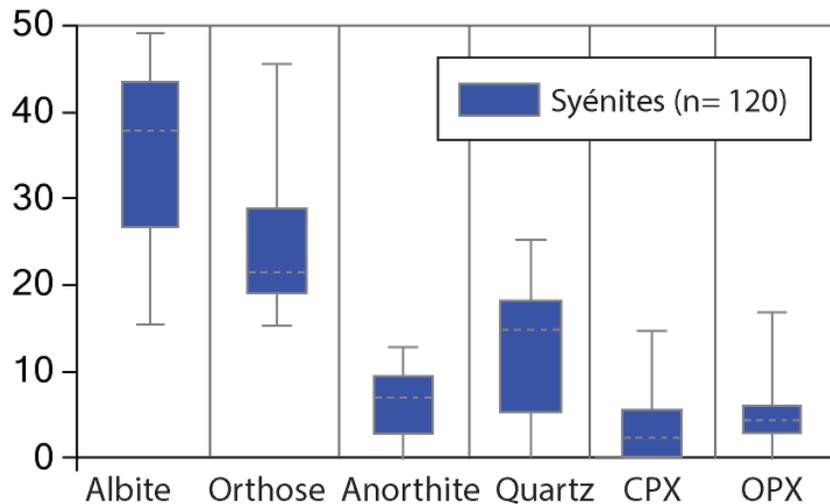


Figure A-9 : Proportions des minéraux normatifs (norme CIPW) des syénites du camp de Kirkland Lake.

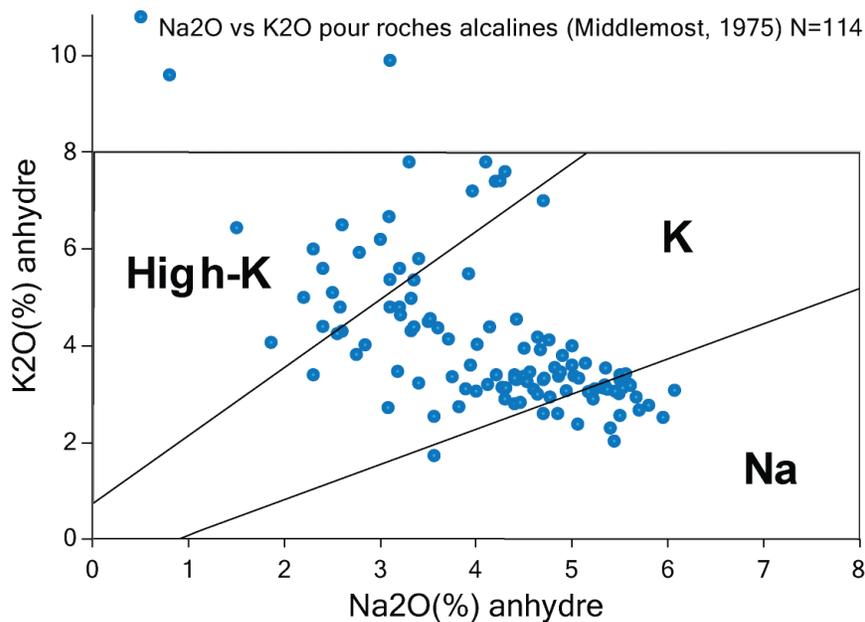


Figure A-10 : Diagramme binaire K₂O vs Na₂O (%Pds) des syénites du camp de Kirkland Lake.

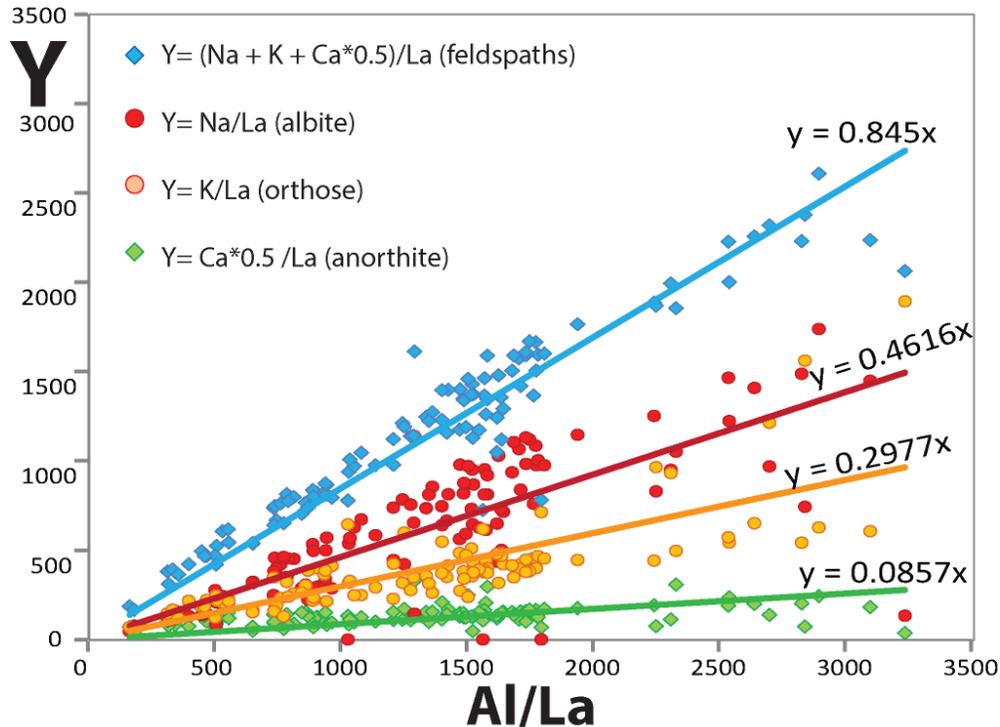


Figure A-11 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths des syénites du camp de Kirkland Lake.

A.4. Unités volcaniques alcalines de la région de Kirkland Lake

GÉOLOGIE – Les unités volcaniques du Groupe de Timiskaming sont des laves et des pyroclastites parmi les plus anciennes laves sous-saturées en SiO₂ et ultra-potassiques du Monde. Leur similarité avec les produits éruptifs d'Italie est reconnue depuis longtemps (Cooke and Moorhouse 1968).

Les volcanites sont des trachytes, andésites et rarement des basaltes (Cooke and Moorhouse 1968). Elles sont riches en alcalins et en Al₂O₃, et pauvres en SiO₂, P₂O₅ et TiO₂. La présence de leucite (ou pseudoleucite) au sein d'une partie des unités reflète une sous-saturation importante en SiO₂ (Cooke and Moorhouse 1968).

Les roches volcaniques sont chimiquement similaires aux intrusions syénitiques qui les recoupent, étant seulement moins riches en CaO et MgO que les intrusions. Intrusions et extrusions sont probablement co-magmatiques (Cooke and Moorhouse 1968).

Les volcanites ont été produites par un minimum de trois batches de magmas provenant du manteau enrichi. La fusion partielle a eu lieu dans le champ de stabilité du grenat. Ces laves sont chimiquement comparables aux laves d'arcs matures modernes (Ujike 1985), ce qui n'est pas suffisant pour suggérer des contextes géodynamiques similaires.

Les diagrammes multiéléments montrent un enrichissement très net des unités extrusives par rapport aux TTG de l'Abitibi (**figure A-12**).

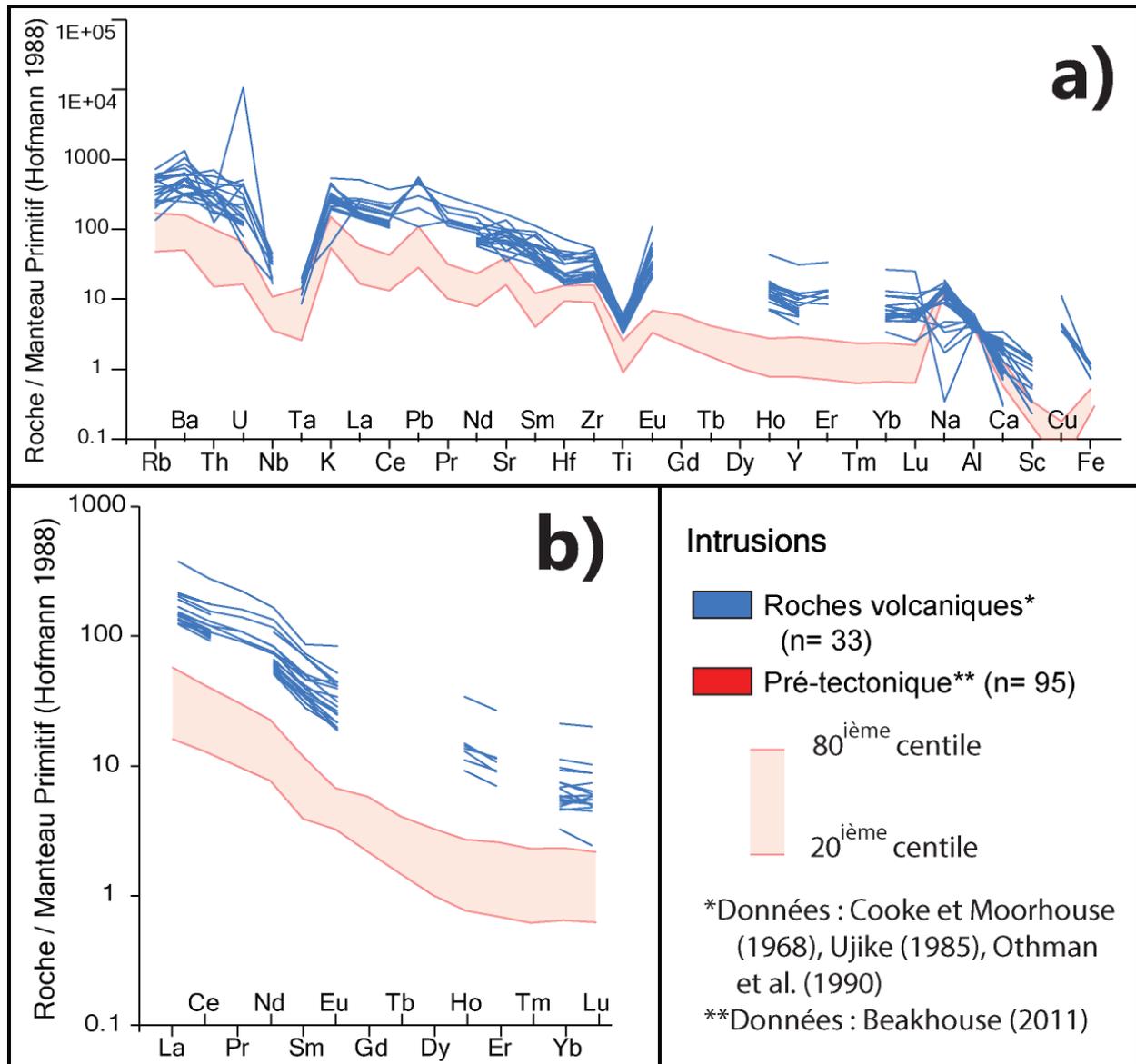


Figure A-12 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des volcanites alcalines de la région de Kirkland Lake ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 33 entrées (Cooke et Moorhouse 1968, Ujike 1985, Othman et al. 1990).

ESTIMATION de la fO₂ – Les rapports Fe₂O₃/Fe₂O_{3T} des différentes unités volcaniques sont les suivants : 0,5-0,65 (n= 8 trachytes) et 0,8 (n=2 andésites). La quantité de données disponibles n'est pas suffisante pour étudier la fO₂ en détail.

PÉTROLOGIE – Les unités volcaniques sont caractérisées, pour certaines, par la présence de leucite. Cependant, la formation de leucite dépend de la composition en Si-K-Na du magma et de divers paramètres physiques (cf. diagramme ternaire $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$), et n'est pas forcément symptomatique des compositions les plus potassiques. La plupart des unités volcaniques de la région de Kirkland Lake sont d'ailleurs plutôt potassiques, et non ultra-potassiques.

Les différentes unités volcaniques présentent la pétrologie suivante :

- **Coulée andésitique** : plagioclase, augite, hornblende, \pm apatite, magnétite et minéraux d'altération comme la chlorite, les carbonates et l'épidote (Cooke and Moorhouse 1968).
- **Trachyte mafique** : 25-60% de minéraux mafiques (olivine, augite, hornblende, biotite) ; Na-plagioclase et produits d'altération (Cooke and Moorhouse 1968).
- **Trachyte** : Na-plagioclase, augite, magnétite, apatite, <5 % quartz et quelques feldspaths alcalins perthitiques (Cooke 1966, Cooke and Moorhouse 1968).
- **Laves à leucite** : pseudoleucite, orthose, augite, plagioclase, carbonate et muscovite (Cooke and Moorhouse 1968).
- **Norme CIPW** : 2-15% néphéline, 4-22% diopside, 12-18% hypersthène, 3-12% olivine, leucite, <1-10% quartz (Basu et al. 1984).

Le calcul de la norme CIPW pour les trachytes et les téphrites indique que la leucite est très abondante dans les téphrites, et que les trachytes sont moins riches en leucite et néphéline. Les autres minéraux sont principalement l'orthose et l'albite, présents en quantités équivalentes, et \pm l'anorthite et les pyroxènes (**figure A-13**).

Le diagramme binaire des feldspaths et feldspathoïdes indique, malgré les variations dues à des problèmes d'échantillonnage, que les unités volcaniques proviennent de magmas variés appartenant à des unités potassiques et/ou ultra-potassiques (**figure A-14**).

ALTÉRATION – L'altération, et notamment la carbonatation, est très abondante dans le secteur de Kirkland Lake, et les volcanites ne sont pas épargnées par ce type d'altération (Cooke and Moorhouse 1968).

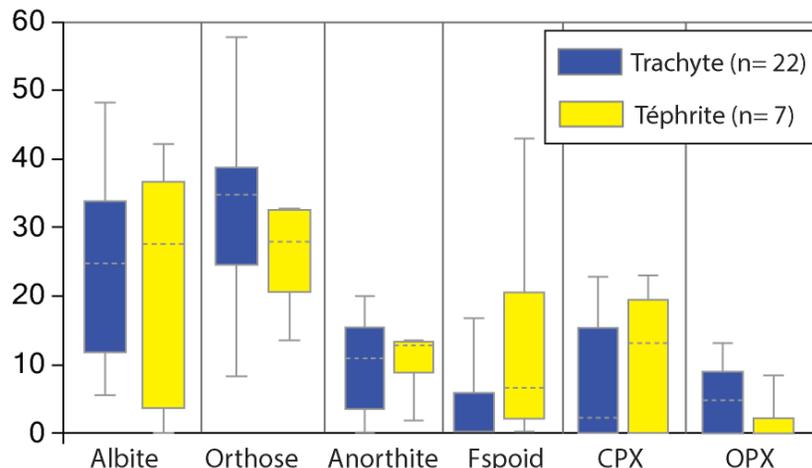


Figure A-13 : Composition normative (norme CIPW) des volcanites alcalines de la région de Kirkland Lake.

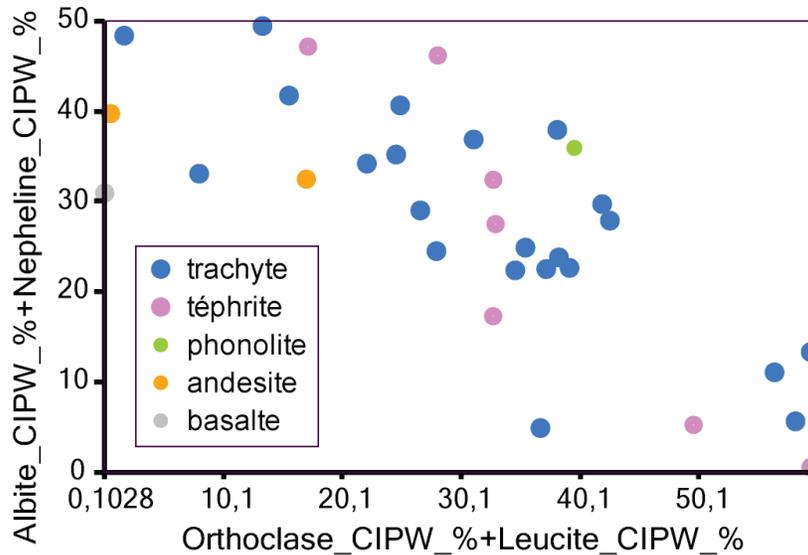


Figure A-14 : Diagramme binaire orthose+leucite vs Albite+néphéline normative (norme CIPW) des volcanites alcalines de la région de Kirkland Lake (n= 35).

A.5. Stock de Boyvinet

GÉOLOGIE – Le stock de Boyvinet, Desmaraisville, s’étend sur 1x3 km et contient des indices aurifères. Les valeurs élevées en Au semblent réparties de façon relativement homogène au sein du stock (cf. Côté-Lavoie 2013). L’or est associé à la pyrite, aux carbonates et à des veines de quartz-carbonates (Côté-Lavoie 2013).

Le stock est encaissé dans une intrusion dioritique à granodioritique mise en place dans des roches volcaniques felsiques à mafiques (Poitras 1993).

L’intrusion serait calco-alcaline d’après sa similarité chimique avec son encaissant et d’après les diagrammes de discrimination : il s’agirait ainsi d’une intrusion syn-volcanique à laquelle l’altération a donné une « apparence alcaline » (Côté-Lavoie 2013). Le diagramme multiéléments (**figure A-15**) confirme que le magma est subalcalin, car il n’est pas suffisamment enrichi en éléments incompatibles pour être alcalin.

BASE DE DONNÉES – Les données utilisées sont 33 analyses de Côté-Lavoie (2013).

PÉTROLOGIE – La composition minéralogique moyenne est : >40 % feldspath alcalin (albite principalement), <10 % quartz, et présence de épidote, chlorite, carbonate (calcite essentiellement), opaques et sphène (Côté-Lavoie 2013).

ALTÉRATION – Les altérations reportées sont à épidote et hématite (Folco et Schmitt 2000). La carbonatation, l’albitisation, l’hématisation et ± la chloritisation et l’épidotisation sont également signalées pour un affleurement (Côté-Lavoie 2013). Les altérations sont donc principalement les suivantes : CO₂, Fe et Na.

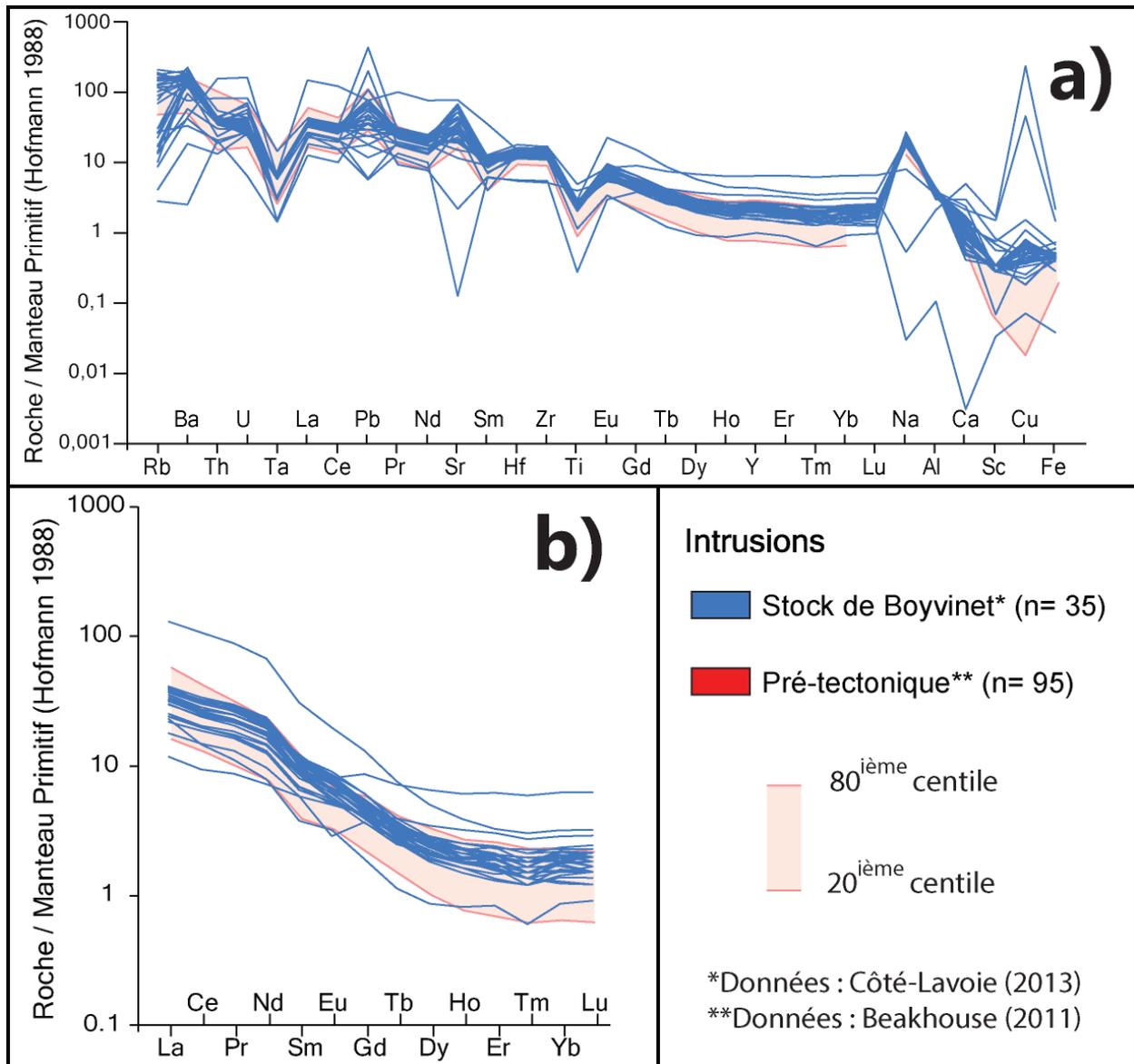


Figure A-15 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons du stock de Boyvinet ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

A.6. Syénite de Cléricy

GÉOLOGIE – Le pluton de Cléricy, district minier de Noranda, est une intrusion décrite comme appartenant à une lignée ultra-potassique. Il s'agit d'une intrusion circulaire de 7 km² carrés (cf. 1.5x3.5 km). Cette intrusion bimodale est constituée de 2 km² de roches ultramafiques (cf. clinopyroxénites) et de 5 km² de roches syénitiques (McIntosh 1977, Bourne et L'Heureux 1991). Elle se situe au nord du Blake River, le long de la faille Porcupine-Destor.

L'intrusion est datée à 2682 Ma environ (Mortensen 1993) et peut-être qualifiée de syntectonique d'après les déformations subies par les feldspaths et reportées par Bourne et l'Heureux (1991).

L'intrusion a principalement été différenciée par la cristallisation fractionnée d'un magma trachytique et shoshonitique (cf. chimiquement similaire aux magmas orogéniques post-subduction du Phanérozoïque ; La Flèche et al. 1991). Aussi, un mélange des termes felsiques avec un liquide d'anatexie est également proposé pour expliquer les variations de SiO₂ et la composition isotopique des roches (Bourne et l'Heureux 1991, La Flèche et al. 1991). Le dyke de nordmarkite qui recoupe l'intrusion pourrait avoir une origine anatexique (La Flèche et al. 1991).

Les diagrammes multiéléments montrent un enrichissement très net des syénites de l'intrusion de Cléricy, alors que les dykes de nordmarkites sont beaucoup moins enrichis et ont probablement une source différente de celle qui a produit les magmas alcalins (**figure A-16**).

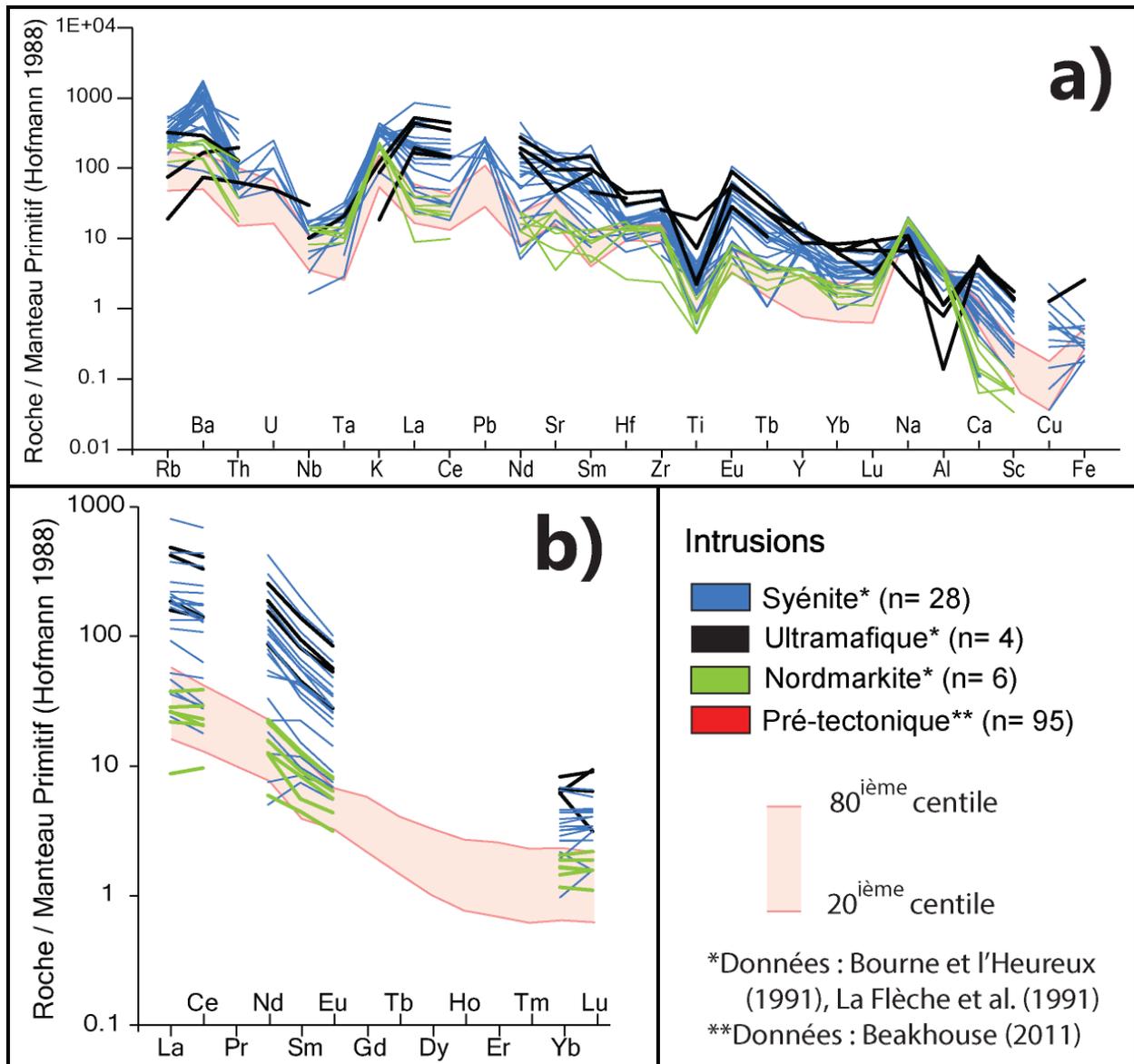


Figure A-16 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des roches intrusives de Cléricy ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 40 entrées (cf. données de Bourne et l'Heureux 1991 ; et La Flèche et al. 1991).

ESTIMATION de la fO_2 – La présence d'hématite indique la présence d'un fluide oxydant (Bourne et L'Heureux 1991). L'intrusion a cristallisé dans des conditions de faible PH_2O (< 2,5 kbar) et de faible fO_2 (cf. feldspaths hypersolvus et composition des clinopyroxènes ; La Flèche et al. 1991).

Les FeO et Fe_2O_3 n'ont pas été dosés. Cependant, les syénites ne contiennent pas d'anorthite, ce qui signifie que le CaO est entièrement contenu dans les clinopyroxènes et que le diagramme PER Mg/La vs Ca/La (molaire) peut être utilisé pour modéliser les clinopyroxènes (**figure A-17**).

Sur ce diagramme PER, les points s'alignent sur des courbes de tendance de pentes égales à environ 0,7, ce qui indique un Mg# de 0,7 pour les minéraux mafiques et le magma. Ce Mg# permet de calculer le FeO à partir du MgO, ce qui donne une valeur de 0,5-0,7 (médiane = 0,65) pour le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$. Ce rapport élevé, et le fait que le Mg# ne semble pas avoir beaucoup varié au cours de la cristallisation fractionnée (cf. similaire au Mg# pour les cumulus ultramafiques et les syénites ; **figure A-17**), pointent vers une $f\text{O}_2$ élevée.

PÉTROLOGIE – La partie felsique de l'intrusion, qui renferme de nombreuses enclaves de clinopyroxénites, est principalement constituée de feldspaths alcalins perthitiques et de clinopyroxène à Na-Ca (cf. augite, \pm ægyrine), qui sont les principales phases ayant différencié le magma (Bourne et L'Heureux 1991).

L'unité felsique est constituée de 70-90% d'un feldspath alcalin hypersolvus zoné, et contient également du clinopyroxène et des quantités mineures de quartz, de titanate et d'apatite. Les phases secondaires sont : riebeckite, muscovite et carbonate (Bourne et L'Heureux 1991).

L'unité ultramafique contient : <70 % de clinopyroxène (ægyrine-augite), 20 % magnétite, titanate, anorthite et de la biotite secondaire (Bourne et L'Heureux 1991).

Les dykes de nordmarkite contiennent des feldspaths alcalins perthitiques, >5 % de quartz, <5 % de clinopyroxène, de la sphène et de l'apatite. L'altération a formé les minéraux suivants : riebeckite, winchite, actinote, stilpnomélane et albite (La Flèche et al. 1991).

Le calcul de la CIPW indique que les syénites ont la composition suivante : 25-35% albite, 40-50% orthose, <5 % quartz, 5-20% CPX. Les nordmarkites ont une minéralogie très différente, et sont probablement issues d'une source différente de celle des magmas alcalins (**figure A-18**).

Le diagramme PER (figure A-19) indique que les feldspaths ont la composition suivante : 55 % albite, 40 % orthose, 5 % anorthite ; c.-à-d. rapport orthose/albite = 0,73. La syénite de Cléricy est donc une intrusion est probablement d'affinité potassique.

ALTÉRATION – Le calcul des indices de la norme SV350 (Trépanier 2012) indique que la carbonatation est une altération importante dans ces roches. Ni ces indices, ni les diagrammes PER, ni les bilans de masse n'indiquent la présence d'autres types d'altération.

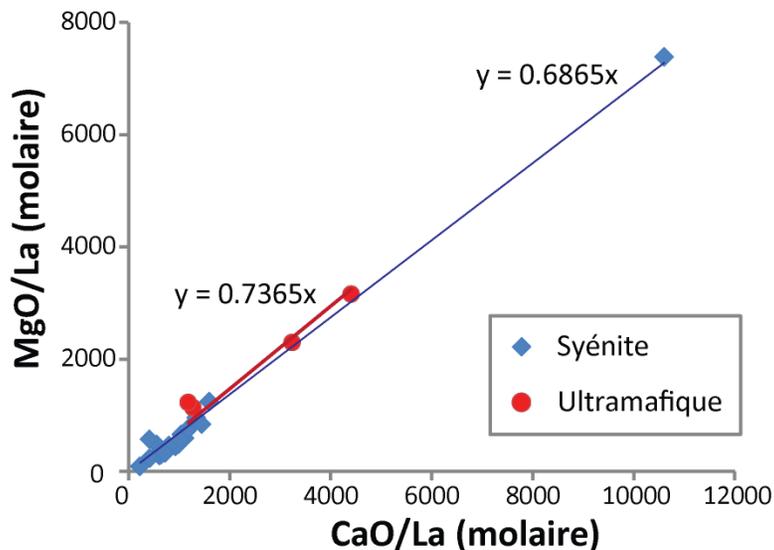


Figure A-17 : Diagramme PER Mg/La vs Ca/La (molaire) pour la modélisation des clinopyroxènes.

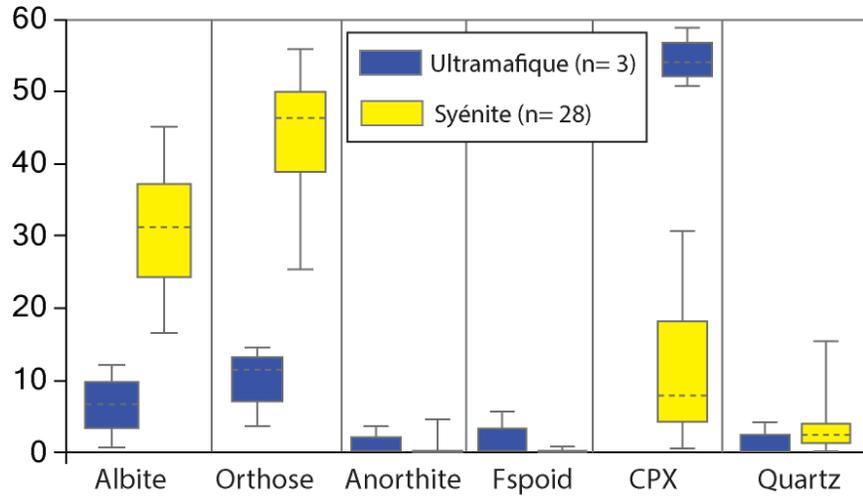


Figure A-18 : Composition normative (norme CIPW) de l'intrusion de Cléricy.

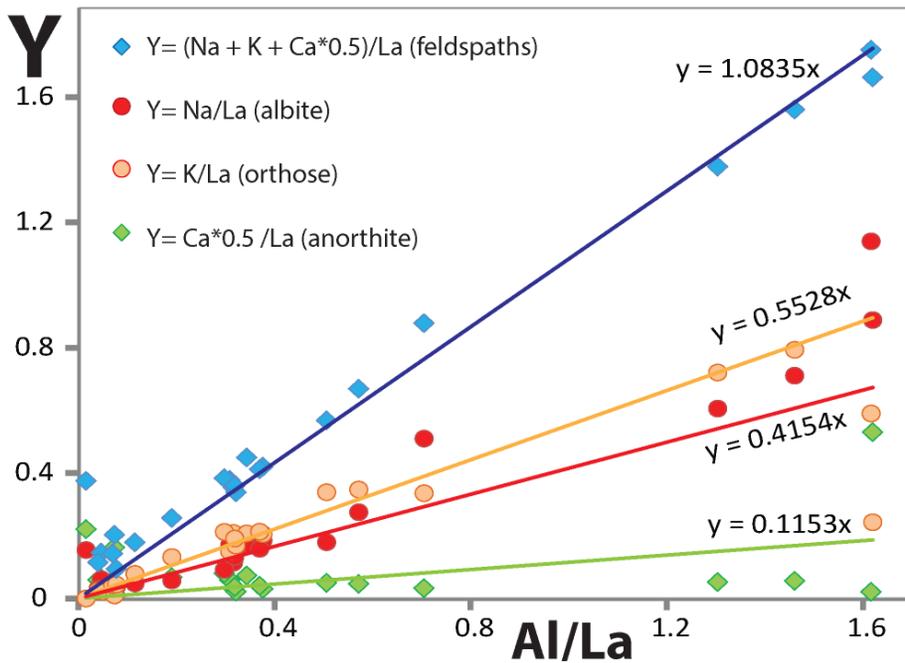


Figure A-19 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths de l'intrusion de Cléricy.

A.7. Syénite et carbonatite de Dolodau

GÉOLOGIE – Le stock de Dolodau est zoné et contient, du centre vers la périphérie : 1) syénite à quartz, 2) monzonite et 3) granodiorite (Bédard 1988). Les dykes observés sont des : 1) aplites, 2) syénites à muscovite, 3) porphyres à feldspaths alcalins, 4) carbonatites type sovite à biotite et des 5) silico-carbonatites à biotite et amphiboles (Bédard 1988).

Le magma c'est principalement différencié par la cristallisation de feldspaths alcalins (Bédard 1988). L'intrusion et les dykes proviennent possiblement de deux magmas, l'un sursaturé en SiO₂ et l'autre sous-saturé et associé aux carbonatites (Bédard 1988). Le magma carbonatitique pourrait être à l'origine d'un épisode d'anatexie qui aurait produit le magma saturé en SiO₂ (Bédard 1988).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 28 entrées (cf. données de Bédard 1988).

ESTIMATION de la fO₂ – D'après l'étude pétrologique de Bédard (1988), les syénites et les monzonites contiennent les deux feldspaths (cf. plagioclase et feldspath alcalin), ce qui pourrait indiquer des conditions subsolvus symptomatiques des conditions de PH₂O élevées.

Les valeurs de FeO et Fe₂O₃ sont analysées et indiquent un rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T élevé pour la plupart des unités échantillonnées, et notamment des unités de monzonite et de syénite, pour qui le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃T vaut 0,6-0,8. Ceci pourrait indiquer des conditions de fO₂ élevées.

PÉTROLOGIE – L'étude pétrologique de Bédard (1988) révèle que l'intrusion contient des quantités élevées de feldspaths (10-80% plagioclase et 10-80% de feldspaths alcalins), <20 % de quartz et des quantités mineures de calcite, muscovite, chlorite et de rares biotites. La quantité de quartz augmente depuis la syénite vers la granodiorite, et les syénites seraient les magmas les moins évolués (cf. étude des éléments trace ; Bédard 1988).

Le magma parental calculé est potassique (Bédard 1988), ce que confirme le diagramme binaire K₂O vs Na₂O (**figure A-20**). Le calcul de la norme CIPW indique que les différents magmas contiennent plus d'albite que d'orthose, et que la composition normative générale des syénites et des monzonites est la suivante : 35-50% albite, 25-30% orthose, <10 % anorthite, <5 % feldspathoïdes ou < 5 % quartz, et <10 % clinopyroxènes (syénite uniquement) (**figure A-21**).

Le diagramme PER des feldspaths (**figure A-22**) indique que les feldspaths ont la composition moyenne suivante : 68 % albite, 27 % orthose et 5 % anorthite (cf. rapport orthose/albite = 0,4 environ). L'intrusion de Dolodau semblerait donc plutôt appartenir à une série sodique.

ALTÉRATION – Le calcul de la norme SV350 (Trépanier 2012) indique que la carbonatation est une altération importante dans toutes les unités échantillonnées, et qu'elle a provoqué la formation d'un peu de muscovite et de beaucoup de chlorite.

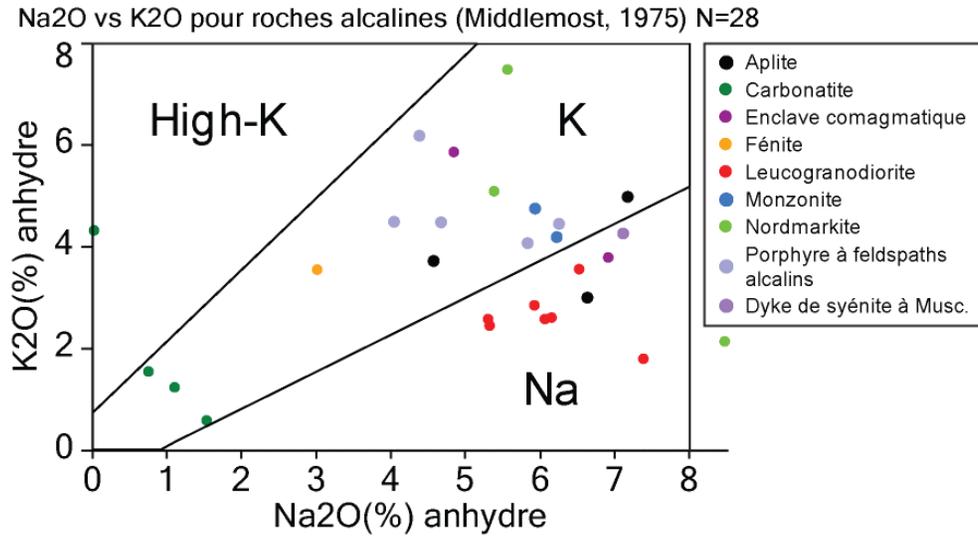


Figure A-20 : Diagramme binaire K₂O vs Na₂O des intrusions de Dolodau.

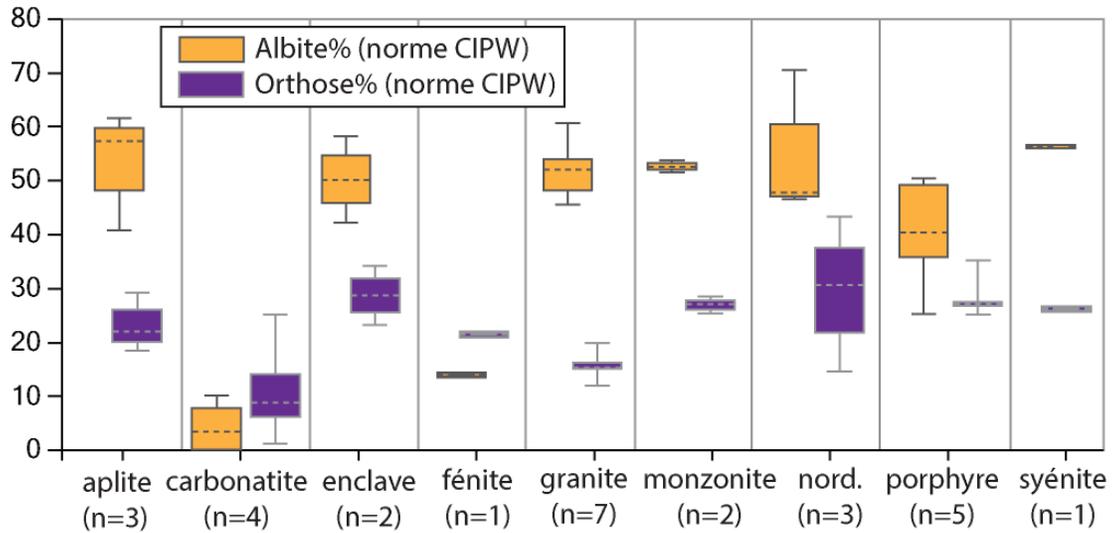


Figure A-21 : Composition normative (norme CIPW) des intrusions de Dolodau.

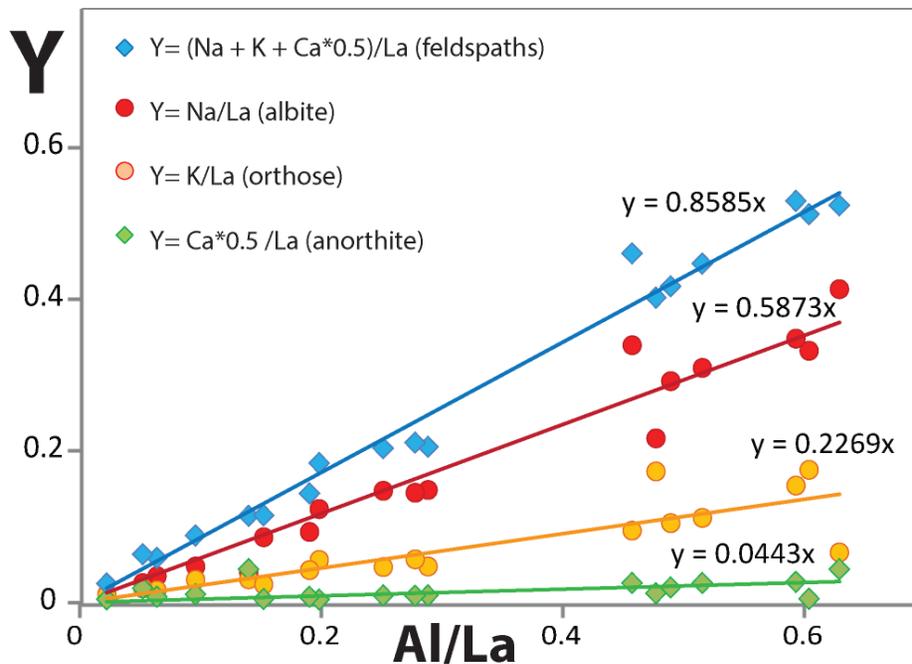


Figure A-22 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths de l'intrusion de Dolodau (cf. unité de leucogranite, de monzonite, de syénite, d'aplite, etc. – les carbonatites et les dykes de nordmarkite ne sont pas représentés).

A.8. Syénite et carbonatite du Lac Shortt

GÉOLOGIE – Le dépôt de Au-ÉTR du Lac Shortt comprend 2,7 Mt de minerai à 4,6 g/t d'au (Brisson 1998). L'intrusion hôte comprend une syénite datée à 2665-2680 Ma, une carbonatite datée à 2652 Ma (Thorpe et al. 1984, Morasse 1988) ou 2691 Ma (Joanisse 1994). Le dépôt d'au serait contemporain de la carbonatite (Prud'homme 1990).

La suite intrusive comprend : gabbros alcalins, syénites, carbonatites, silicocarbonatites, dykes et sills dioritiques, lamprophyres alcalins et calco-alcalins. L'intrusion s'est mise en place le long de la faille du Lac Shortt, et recoupe les formations sédimentaires de Dalime et les laves tholéitiques de Wachigabau (Morasse 1988, Prud'homme 1990). En fait, la carbonatite forme une intrusion ovale, alors que la syénite n'est connue que sous forme de lambeaux et de dykes dans la zone de faille, et d'enclaves dans la carbonatite (Prud'homme 1990).

La syénite et la carbonatite sont probablement co-magmatiques (Titon et Bell 1994, Nadeau et al. 2014). Le granite du Lac Bachelor, qui s'est mis en place avant la syénite, pourrait appartenir au même épisode magmatique (See 1994).

Les magmas carbonatitiques et alcalins proviennent du manteau appauvri par divers épisodes de FP et enrichi par un épisode de métasomatisme. L'intrusion du Lac Shortt est modérément alcaline ; elle précède la mise en place de magmas fortement alcalins ailleurs en Abitibi (Nadeau et al. 2014).

Les diagrammes multiéléments montrent un enrichissement très net des syénites et des lamprophyres de l'intrusion du Lac Shortt (**figure A-23**). Les carbonatites, quant à elles, sont un magma particulier, ce que reflète bien le diagramme multiéléments (**figure A-23**).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 31 entrées (cf. données de Morasse 1988, Prud'homme 1990).

ESTIMATION de la fO_2 – La syénite et la carbonatite se sont différenciées dans des conditions de fO_2 élevées (Titon et Bell 1994). L'étude des inclusions fluides pointe également vers des conditions de fO_2 élevée pour le magma, puis plus réduite lorsque les fluides minéralisateurs entrent en jeu (See 1994).

PÉTROLOGIE – La syénite est constituée de : orthose, albite, biotite, muscovite, dolomite, calcite, pyrite, magnétite, hématite, apatite et monzonite (Morasse 1988).

Le calcul de la norme CIPW indique que les syénites ont la composition normative suivante : 60-80% d'orthose, 0-10% d'albite, <10 % calcite et \pm CPX, OPX, anorthite, quartz, olivine (**figure A-24**). La surabondance d'orthose et la quasi absence de minéraux mafiques pourraient, en effet, être dues à un épisode d'altération (cf. fénitisation et/ou altération hydrothermale). La composition des magmas alcalins du Lac Shortt a pu être fortement modifiée par le magma carbonatitique contemporain (cf. Prud'homme 1990).

Les diagrammes PER des feldspaths (**figure A-25**) indique que les feldspaths sont constitués de >80 % d'orthose, de 10 % d'albite, et d'anorthite dont le calcium appartient plus probablement à la calcite qu'au feldspath.

ALTÉRATION – Les roches présentent les altérations suivantes : carbonatization (ankérite), altération potassique, hématisation. Dans la syénite, la surabondance d'orthose par rapport à l'albite serait due au métasomatisme (Morasse 1988) ou à un épisode de fénitisation (cf. modification chimique de la syénite causée par la carbonatite ; Prud'homme 1990). L'altération sodique est également reportée à proximité de la minéralisation (See 1994).

Les diagrammes PER des feldspaths (**figure A-25**) montrent des bonnes corrélations, et non pas des variations qui pourraient être symptomatiques d'une altération hydrothermale. La richesse en K_2O des syénites semble donc être d'origine magmatique (cf. fénitisation ?).

Le calcul des indices de la norme SV350 (Trépanier 2012) indique que la seule altération présente serait la carbonatation qui aurait provoqué la formation de quantités importantes de chlorite et d'un peu de muscovite. En fait, la calcite présente dans la carbonatite et la syénite pourrait avoir une origine entièrement magmatique.

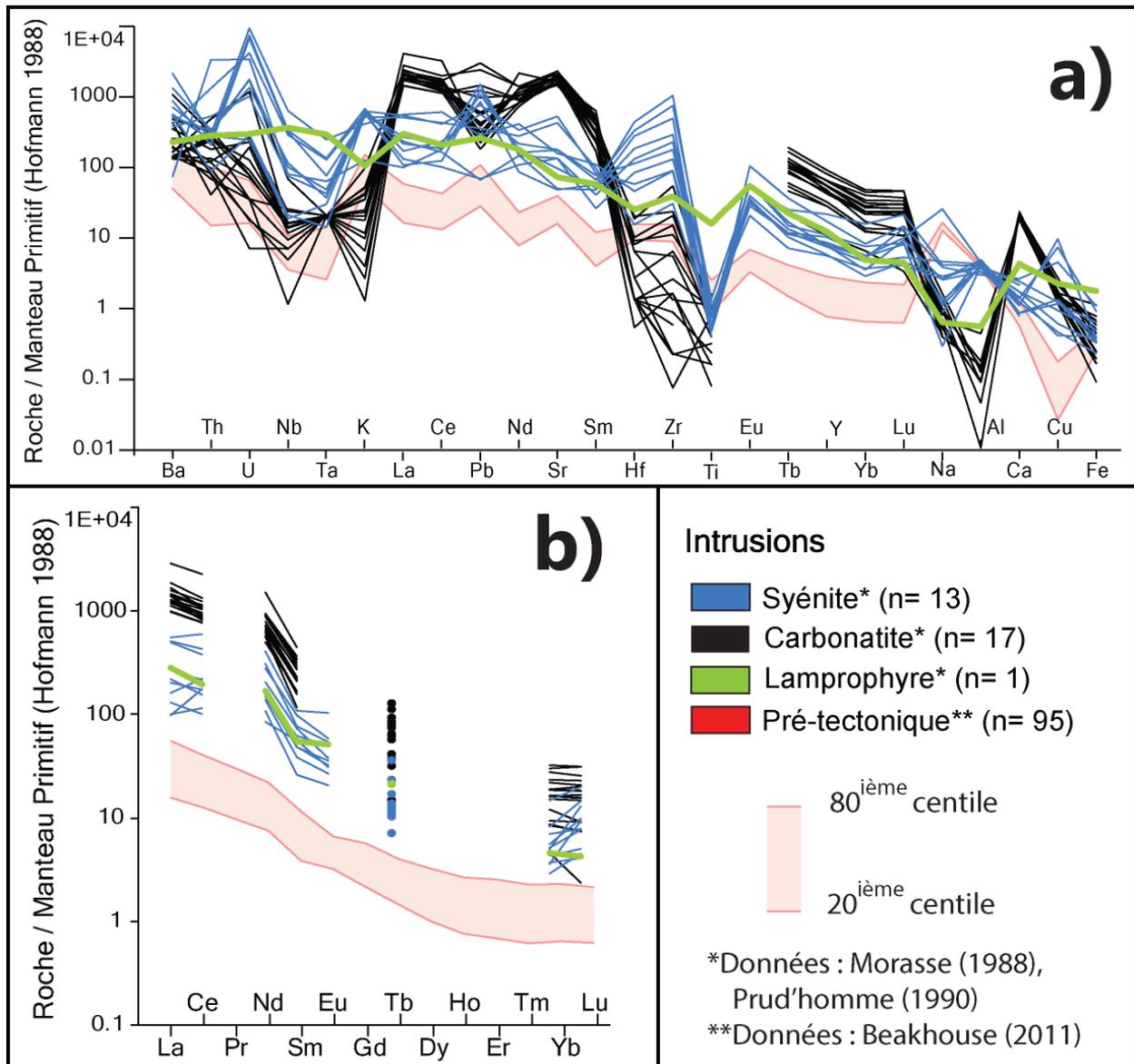


Figure A-23 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des intrusions du Lac Shortt ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

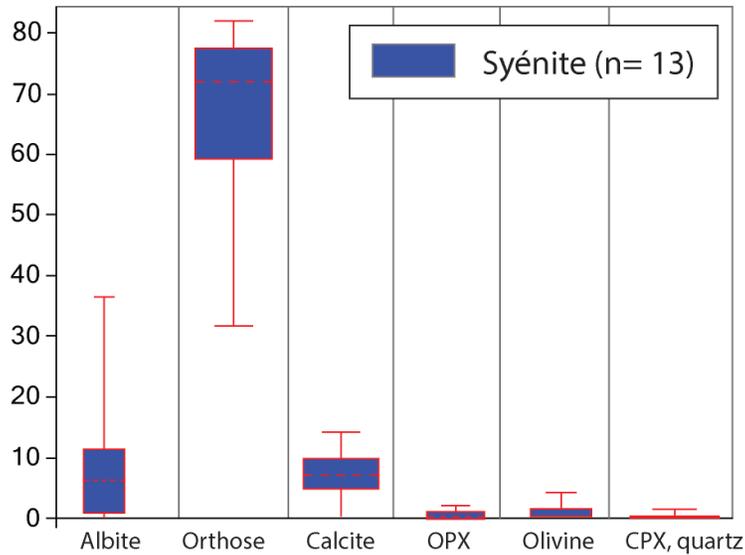


Figure A-24 : Composition normative (norme CIPW) des intrusions du Lac Shortt.

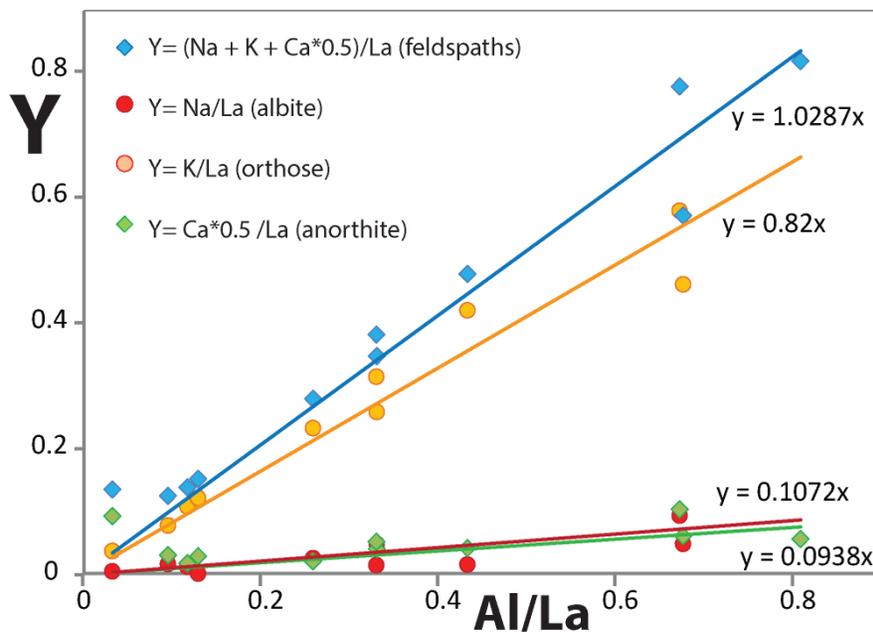


Figure A-25 : Diagrammes PER pour la modélisation des feldspaths des syénites de l'intrusion du Lac Shortt.

A.9. Syénite de Tarsac

GÉOLOGIE – La syénite du Lac Tarsac s'est mise en place dans les volcanites du complexe du Blake River. Il s'agit d'une intrusion porphyrique sodique constituée de syénite (cœur), de monzonite, de gabbro-diorite et de hornblendite (périphérie) (Déjou 1992). Elle contient un indice d'Au.

Le diagramme multiélément indique que la syénite et le gabbro ne sont pas enrichis par rapport aux TTG, et que seules les monzonites présentent un faible enrichissement en éléments incompatibles (**figure A-26**). Ce diagramme indique que la syénite de Tarsac n'est pas une intrusion alcaline. Le diagramme binaire K_2O vs Na_2O (%Pds) indique que l'intrusion appartient à une série sodique (**figure A-27**).

BASE DE DONNÉES – La base de données utilisée contient 32 entrées (cf. données de Déjou 1992).

PÉTROLOGIE – L'intrusion contient des plagioclases (albite, oligoclase), et des amphiboles sodiques (Déjou 1992). La pétrologie des différentes unités est la suivante :

- Syénite : 80 % de feldspaths (dont 15 % d'orthose, 85 % de plagioclases), 1-15% de quartz, amphibole, carbonate, sphène, apatite, chlorite, muscovite, hématite, magnétite, ilménite, pyrite.
- Monzonite : similaire à la syénite, avec des plagioclases très séricitisés. Elle contient aussi plus d'orthose, d'hornblende et de chlorite.
- Aplite : dykes contenant 25-50% plagioclase, 25-40% orthose, 25-30% quartz, 0-4% chlorite, 1-2% biotite.
- Gabbro : 50 % plagioclases, 35 % (voir 70 %) hornblende, 10 % clinopyroxène, leucoxène, épidote, apatite, chlorite, Mg-riébeckite.
- Diorite : intermédiaire entre la hornblendite et la syénite, très altéré.
- Clinopyroxénite/hornblendite : 40 % hornblende (remplace le pyroxène), apatite, magnétite. Il s'agit d'un cumulat.

Les roches sont plutôt sodiques (termes felsiques à albite dominante), et plus riches en potassium (anorthite, ±orthose) pour les cumulus uniquement (Déjou 1992). Le feldspath dominant est le plagioclase, qui est une albite quasi pure dans les roches felsiques, et qui contient 50 % d'anorthite environ dans les gabbros (Déjou 1992).

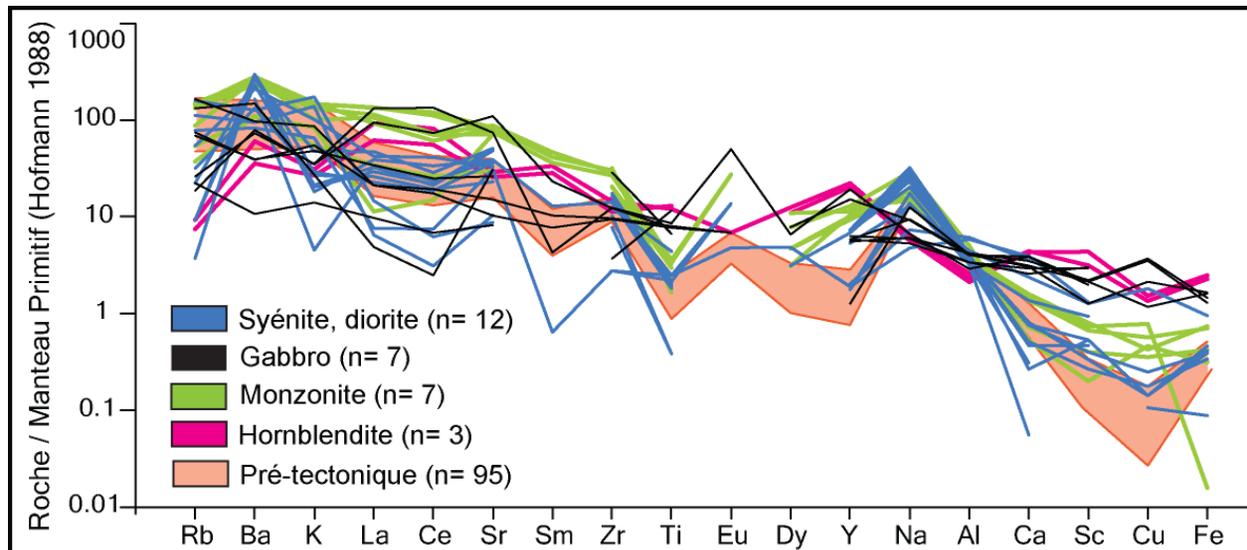


Figure A-26 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons de l'intrusion de Tarsac ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

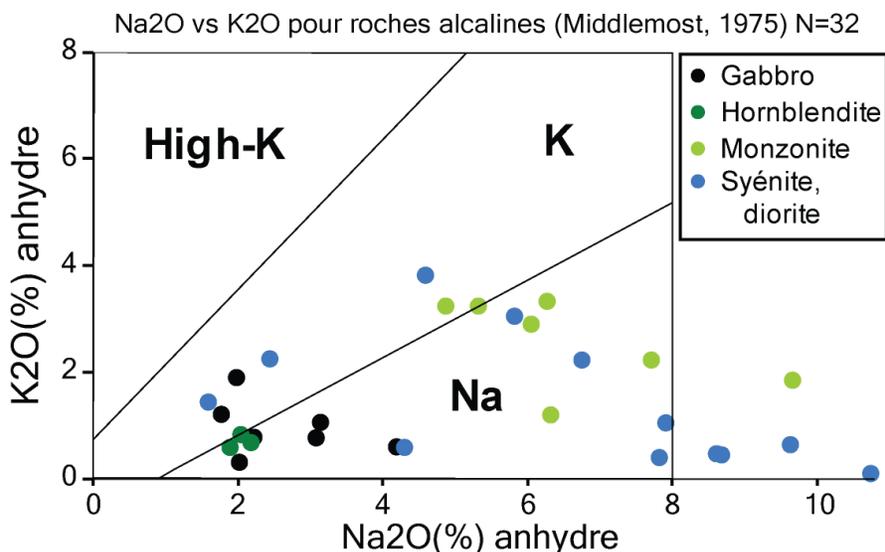


Figure A-27 : Diagramme binaire K_2O vs Na_2O de l'intrusion de Tarsac.

A.9. Intrusions de la région de Malartic

AFFINITÉ – La base de données utilisée contient 114 entrées (données SIGEOM compilées à l'occasion du projet Consorem 2001-07 ; et données de Helt 2012, Helt et al. 2014).

Les intrusions de la région de Malartic ne sont pas des intrusions alcalines, comme l'indique les diagrammes multiéléments (**figure A-28**). Notez que des intrusions alcalines peuvent être présentes dans cette région, mais ne pas être représentées dans la base de données utilisée.

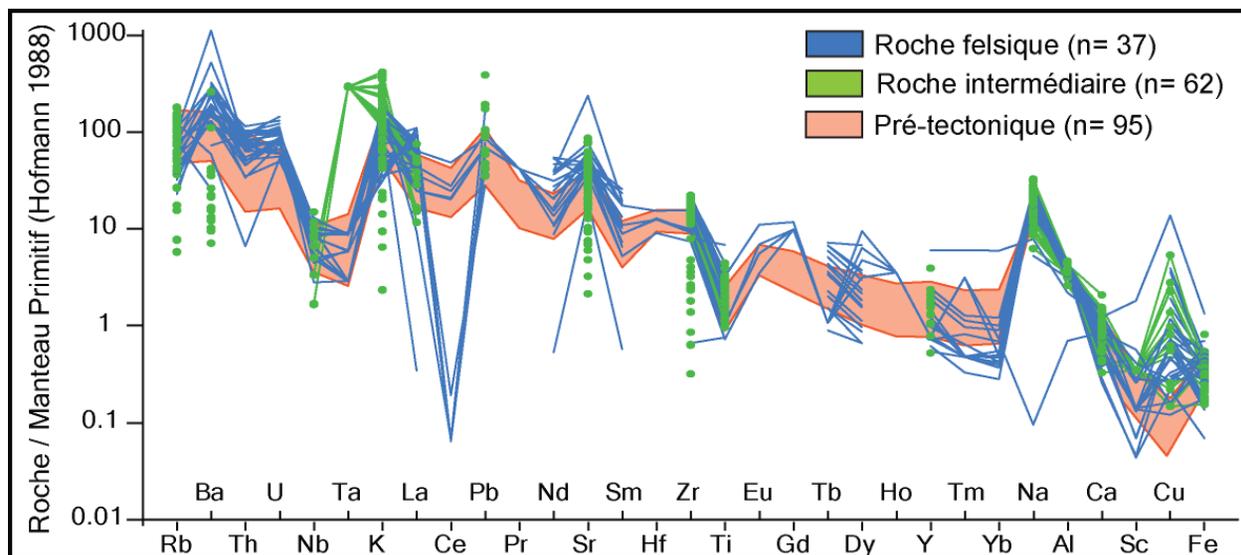


Figure A- 28 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons des intrusions de la région de Malartic ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

A.10. Syénite de Berthiaume

GÉOLOGIE – La syénite de Berthiaume, région de Waswanipi, Abitibi, est une intrusion ovoïde de 7 par 5 km (35 km²) datée à ~2 688 Ga (Davies et al. 2005) et qui s'est mise en place dans la partie SW du pluton granodioritique à Bt-Hnbl de Waswanipi-Nord (~2 694 Ga ; Davis et al. 2000) La syénite est recoupée par des dykes de granite à Bt.

L'intrusion a été découverte en 2003 par le MNR, et cartographiée en 2006-2007 (Goutier 2005 ; cf. Rousseau 2008). L'enrichissement en ÉTR légers, l'absence de quartz et la présence de néphéline normative (Rousseau 2008) suggèrent une affinité alcaline, ce que confirment les diagrammes de la **figure A-29**. Les granodiorites ont une composition comparable à celles des TTG échantillonnées par Beakhouse (2011) et les granites à Bt ont une composition intermédiaire entre les TTG et l'intrusion alcaline de Berthiaume (**figure A-29**).

La syénite de Berthiaume est interprétée comme s'étant mise en place dans les premiers stades de formation d'un rift continental (Rousseau 2008).

BASE DE DONNÉES – La base de données contient 35 échantillons (Rousseau 2008).

ESTIMATION de la fO₂ – Le feldspath alcalin est perthitique (Rousseau 2008), ce qui suggère des conditions de PH₂O faibles (cf. peu de fluides présents, magmas de haute température).

D'après des analyses chimiques de pyroxènes (n=2, Rousseau 2008), le Mg# du CPX de la syénite et de la pyroxénite est identique et vaut 0,65. L'absence de variation du Mg# du CPX entre ces deux unités suggère des conditions de fO₂ élevées. Notez que les chlorites et les biotites (n=4 analysés par Rousseau 2008) ont des Mg# similaires (cf. 0,6-0,65).

Le CPX pourrait être le principal silicate mafique de l'intrusion (cf. si on suppose que l'amphibole provient de l'altération de ce minéral), et le Mg# du CPX permet d'estimer le rapport Fe₂O₃/Fe₂O_{3T} de la syénite (cf. FeO et Fe₂O₃ n'ont pas été mesurés). Le rapport Fe₂O₃/Fe₂O_{2T} de la syénite de Berthiaume vaut 0,42-0,63 (médiane = 0,5), ce qui est relativement élevé et suggère une fO₂ élevée.

PÉTROLOGIE – L'intrusion de Berthiaume est constituée de syénite et de faibles volumes de pyroxénites co-magmatiques (Rousseau 2008).

La syénite contient 40-58% d'orthose, 3-7% de plagioclase, 25-40% de minéraux mafiques. Les mafiques sont la hornblende (10-30%), l'aegirine-augite (5-20%) et la biotite (<5 %), la magnétite et l'hématite (<2 %), la titanate (2-8%), la pyrite, l'andradite (<3 %) et l'apatite (<5 %) (Rousseau 2008). Épidote (2-8%) et chlorite (<10 %) sont des minéraux d'altération (Rousseau 2008).

La pyroxénite contient 25-35% de CPX (augite), 10 % de plagioclase, 12 % de microcline, 30-40% d'autres types de minéraux (cf. biotite, titanate, épidote, grenat, chlorite et apatite) (Rousseau 2008).

La syénite a un rapport orthose/plagioclase de 8,6 (cf. médiane de comptages effectués sur 8 lames minces par Rousseau 2008) et ce rapport vaut 1,2 pour la pyroxénite (1 lame mince). Si le plagioclase est constitué uniquement d'albite, ces observations donneraient un rapport K/Na typique de séries ultra-potassiques pour la syénite de Berthiaume, ce qui n'est probablement pas le cas (cf. le minéral identifié comme « microcline » en lame mince contient probablement du Na).

Le calcul de la norme CIPW (**figure A-30**) et le diagramme PER des feldspaths (**figure A-31**) indiquent plutôt un rapport orthose/albite de 0,9, typique d'une série potassique.

ALTÉRATION – L'altération est faible à inexistante (cf. minéralogie et LOI <2 %Pds ; Rousseau 2008). Les bilans de masse par modélisation des précurseurs n'indiquent pas de changements de masse significatifs dans les diverses unités échantillonnées. Les indices de la méthode BasGrade (cf. norme SV350) pointent vers une carbonatation faible qui a formé <10 % de chlorite dans la syénite. Le diagramme PER des feldspaths n'indique pas la présence d'altérations Na-K. La syénite de Berthiaume est donc peu à pas altérée.

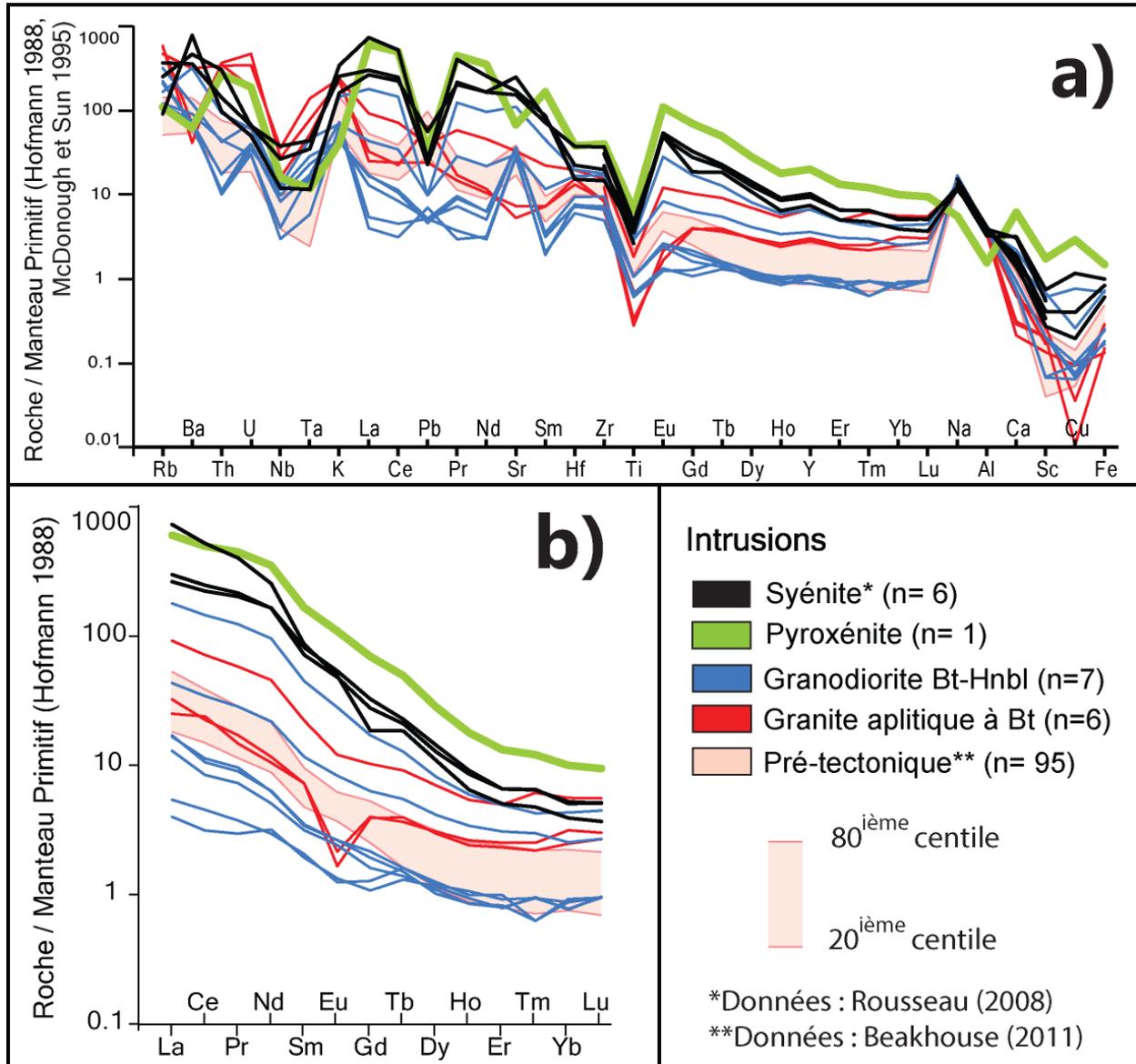


Figure A-29 : Diagrammes multiéléments pour les échantillons de la syénite de Berthiaume ; a) l'ordre des éléments est « Littérature B (Hofmann 1988) » (cf. section 3.3.2).

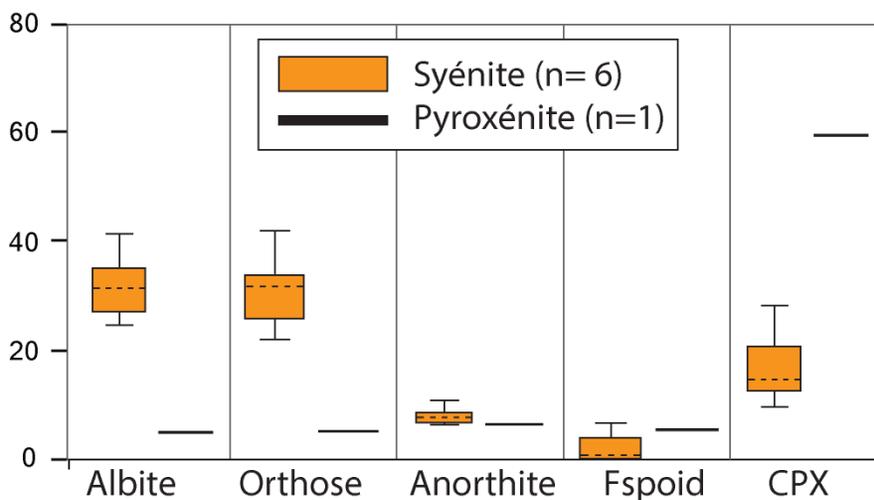


Figure A-30 : Box plot représentant les proportions normatives des minéraux de l'intrusion de Berthiaume (cf. norme CIPW) pour les syénites et les pyroxénites.

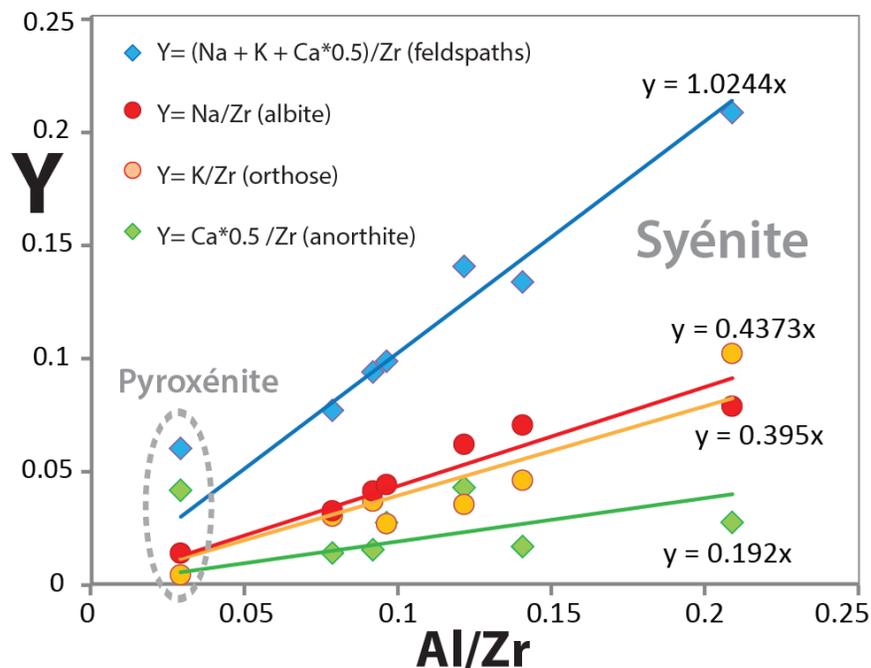


Figure A-31 : Diagrammes PER pour les feldspaths de l'intrusion de Berthiaume.

ANNEXE B – MAGMAS DE L'ABITIBI

La **figure B-1** représente différents magmas de l'Abitibi qui proviennent des compilations suivantes :

- Intrusions alcalines : échantillons d'intrusions felsiques compilés pour les besoins de ce projet (cf. section 5 et annexe A). Pour chacune des 12 intrusions étudiées (n= 759 échantillons, l'intrusion de Berthiaume est exclue), la médiane et les centiles 25 et 75 ont été compilés, ce qui donne un total de 36 profils. La médiane et les centiles 25 et 75 de la **figure B-1** représentent le résumé de ces 36 profils.
- Intrusions calco-alcalines : même procédure que pour les intrusions alcalines. Les intrusions compilées (n= 160 échantillons) sont celles de Tarsac, Boyvinet et de la région de Malartic (cf. section 5 et annexe A).
- TTG : les TTG sont un assemblage de trois ensembles de médianes et centiles 25 et 75, obtenus à partir des données suivantes :
 - Intrusions pré-tectoniques échantillonnées par Beakhouse (2011) (n= 95)
 - Intrusions syn-tectoniques échantillonnées par Beakhouse (2011) (n= 55)
 - Intrusions du SIGEOM 2014 felsiques à intermédiaires et situées dans des polygones (cf. unités lithologiques de la carte) nommés tonalite, granodiorite, granite ou monzodiorite (n= 2529). Aussi, les échantillons ayant $\text{SiO}_2 = 0$ ou PAF > 10 %Pds n'ont pas été compilés. Ces échantillons représentent une compilation non exhaustive des TTG de la partie québécoise de l'Abitibi.
- Volcanites mafiques : Ensemble des échantillons du SIGEOM 2014 désignés comme « V3 », ayant $\text{SiO}_2 > 0$ et PAF < 10 %Pds (n= 25 397). Ces roches sont majoritairement d'affinité tholéiitique.
- Volcanites felsiques : Ensemble des échantillons du SIGEOM 2014 désignés comme « V1 », ayant $\text{SiO}_2 > 0$ et PAF < 10 %Pds (n= 45 941). Ces roches sont possiblement d'affinité calco-alcaline pour la plupart (cf. anomalie en Ti).

La **figure B-1** montre la composition en éléments traces des principales familles de magma de l'Abitibi. Cette figure montre des différences marquées entre magmas alcalins et magmas calco-alcalins (cf. TTG et intrusions plus tardives). Les roches intrusives et extrusives sont également très différentes, ce qui peut indiquer des sources différentes et des évolutions (FP et CF) différentes des celles des intrusions. Par exemple, l'anomalie négative en Eu des volcanites felsiques indique la présence de plagioclase (cf. CF probablement). Aussi, les roches volcaniques des séries tholéiitiques proviennent de la FP du manteau, alors que la source des magmas alcalins et calco-alcalins (TTG, etc.) de l'Abitibi contient probablement une composante mafique (cf. Bédard 2006 pour plus de détails).

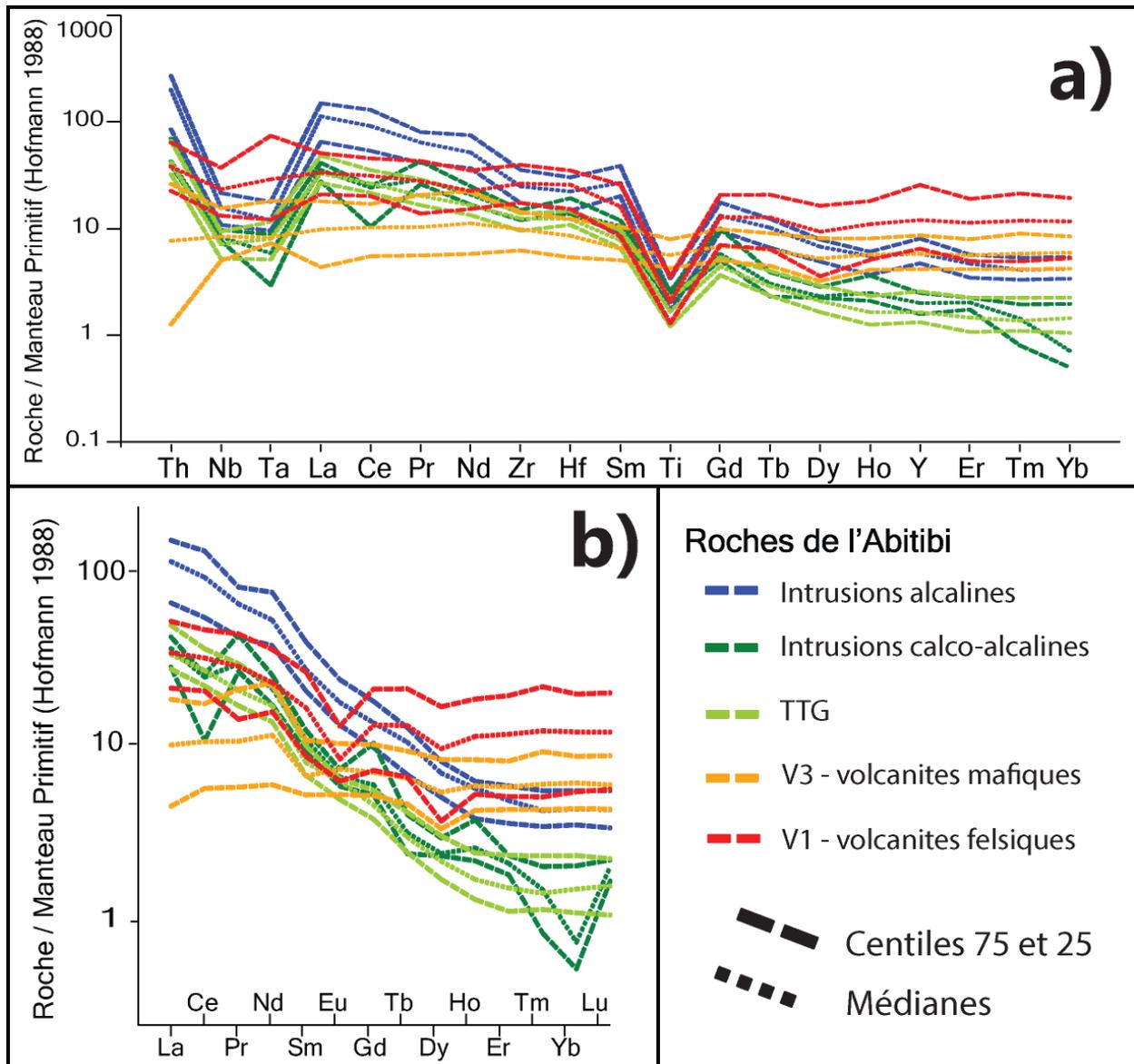


Figure B-1 : Diagrammes multiéléments pour diverses roches de l'Abitibi; a) l'ordre des éléments est « Littérature (Pearce 2008) » (cf. section 3.3.2).

ANNEXE C - GLOSSAIRE

Adakites : magmas post-archéens des zones convergentes (arc) dont la source comprend une composante basaltique. Souvent interprétés comme des magmas provenant de la FP d'une plaque (ou de la base mafique de la croûte, délaminiée ou non) et ayant interagi avec le coin mantellique, et souvent interprétés comme « les meilleurs analogues post-archéens des TTG ».

Anatexie : FP de la croûte (continentale dans la plupart des cas).

BADR : basalte-andésite-dacite-rhyolite. Série post-archéenne.

BABB : « Back-Arc Basin Basalts », basaltes dont la source est particulière (cf. composante manteau métasomatisé présente, FP à relativement faible pression, etc.).

Boninites : magma des zones d'arcs post-archéens, d'origine débattue pour les boninites plus anciennes. Magmas provenant d'une source hydratée riche en Mg et en LILE.

CF : cristallisation fractionnée. Les principales étapes de ce phénomène sont :

- La CF commence dans le manteau pour certaines phases (cf. résidu de fusion partielle)
- La CF peut s'achever dans le manteau (certains magmas ne remontent pas et cristallisent dans un manteau dont ils modifient la composition)
- D'autres magmas remontent et cristallisent dans la croûte.
- La CF est un processus qui prend du temps, et qui peut se produire à différentes profondeurs, dans différentes chambres magmatiques.
- Typiquement, une CF profonde forme de gros cristaux (phénocristaux), alors qu'une CF en surface forme de petits cristaux, des verres (cf. magma figé, refroidi trop brutalement) ou des minéraux porphyriques (cf. pression de fluide particulière).
- Le comportement des éléments traces pendant la CF est décrit par les Kd et les D.

Compatible/incompatible : comportement d'un élément face à un processus magmatique.

D : coefficient de partage global. Décrit le comportement d'un élément face à un processus magmatique (cf. CF, FP de tel ou tel roche).

Délamination : morceaux de la croûte inférieure (souvent mafique, intrusion ou cumula ou restite) arrachés et recyclés dans le manteau.

Différencié : magma ayant subi un taux important de CF (cf. magma felsique). Synonyme de "magma évolué", qui n'est pas une expression utilisée dans ce rapport.

Ensialic : désigne un processus crustal dominé par des mouvements verticaux (cf. subsidence ; et littérature sur les théories de la tectonique verticale, "sagging", etc.). Le terme « croûte sialic » désigne la croûte supérieure (cf. Si-Al, pour roches felsiques de la croûte), donc ensialic désigne surtout les roches et/ou les processus affectant la croûte supérieure.

Ensiamtic : Désigne des processus formant la croûte inférieure, ou les roches de la croûte inférieure. Le terme « croûte sima » désigne la croûte inférieure (cf. Si-Mg, pour roches mafiques de la croûte).

Fénite (définition de l'IUGS ; Zharikov et al. 2007) : *a high-temperature metasomatic rock characterised by the presence of alkali feldspar, sodic amphibole and sodic pyroxene; nepheline, calcite and biotite/phlogopite may also be present and typical accessories are titanate and apatite. Fenites occur as zoned aureoles around alkaline igneous complexes, forming in a wide range of host lithologies. They occur on the metre- to kilometre- scale.*

Fénitisation : processus métasomatique qui conduit à la formation de fénite.

fO₂ : fugacité d'oxygène.

FP : fusion partielle. Les principales étapes de ce phénomène sont :

- Fusion d'une partie des minéraux. Le volume de roche qui fond dépend du taux de fusion partielle et de la composition chimique de la source (cf. la présence de H₂O facilite la FP, un manteau réfractaire très riche en olivine fondra moins qu'un manteau enrichi « fertile », etc.). Le type de minéraux qui fond dépend de la stabilité de chaque phase face à une augmentation de la température et/ou à une baisse de la pression.
- Cristallisation in situ du magma (cf. résidus de fusion partielle)
- Migration du magma, dont une partie est perdue pendant la remontée (cf. métasomatisme du manteau ; c.-à-d. modification chimique causée par l'ajout de magma)
- Arrivé dans la croûte supérieure pour une partie du magma seulement.

HFSE: High Field Strength Elements – Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, etc.

Hypersolvus : granite à un feldspath, ayant cristallisé dans des conditions de P_{H₂O} faibles (cf. granite de haute température pauvres en H₂O, etc.). L'albite est dissoute dans le feldspath alcalin. L'anorthite est parfois dissoute dans le même feldspath, mais est souvent peu abondante, car on parle ici de magmas très différenciés. Le feldspath à Ca-K-Na, stable à haute température, subit des ex-solutions à faible température (cf. formation de perthites).

Intrusion porphyrique : autre nom pour « intrusion felsique de faible volume de l'Abitibi », parfois associée à des gisements d'or.

Kd : coefficient de partage partiel. Décrit le comportement d'un élément face à un processus magmatique (cf. CF, FP de tel ou tel minéral).

Juvénile : roches extraites directement du manteau (au contraire des magmas d'anatexie par exemple). Ces magmas sont reconnus sur la base d'études chimiques et isotopiques.

Lamprophyre : magma mafique à ultramafique, riche en K et en incompatibles. Origine débattue.

LILE : Large Ion Lithophile Elements – Cs, Rb, Ba, K, Na, Li, etc. Les LILE recourent la famille des alcalins et alcalino-terreux.

Manteau appauvri : manteau qui a perdu une partie de ses éléments incompatibles (cf. manteau modifié par les rides-médio-océaniques par exemple). Ce manteau est appelé DM (Depleted Mantle) et les N-MORB sont parfois utilisées comme un "proxy" de cette composition appauvrie.

Manteau enrichi : manteau riche en éléments incompatibles (cf. manteau profond, primitif, de "point chaud" ; ou manteau métasomatisé des zones de subduction ; etc.). Il en existe divers types et plusieurs modélisations (cf. littérature sur les manteaux PM, HIMU, EM-I, EM-II, etc.).

Manteau métasomatisé : manteau dont la composition chimique a été modifiée. Le terme est plutôt appliqué au manteau modifié par des fluides et/ou des magmas dans un contexte de subduction, mais le métasomatisme n'est probablement pas réservé uniquement à ce type de contexte.

Mobile/immobile : décrit le comportement d'un élément face à un processus hydrothermal, par exemple.

MORB : « Mid-Oceanic Ridge Basalts », croûte océanique. Il en existe divers types (cf. littérature sur les manteaux N-MORB, E-MORB, P-MORB, C-MORB, A-MORB).

NEB : « Nb-Enriched Basalts ».

OIB : « Oceanic Island Basalts », magmas issus de « points chauds ».

Perthite : entrelacs de différents feldspaths, causé par l'ex-solution des différentes phases lorsque la température diminue.

PH₂O : pression de H₂O, pression de fluide

ÉTR : Éléments de Terres rares lourds (HREE), légers (LREE) et intermédiaires (MREE).

Résidu de FP = restite : minéraux en équilibre avec le magma produit dans le manteau, qui cristallisent à cet endroit et qui retiennent certains éléments traces dans le manteau. Des restites à grenat retiennent Y et les ÉTR lourds, des restites à titanates (cf. rutile, ilménite et/ou titanate) retiennent Nb-Ta-Ti, etc.

Sanukitoïdes : diorite, monzodiorite, granodiorite riches en Mg. Magmas tardi-archéens souvent interprétés comme marquant la transition entre les séries TTG et BADR (cf. source mantellique enrichie par des magmas de type TTG).

Série (ou lignée) magmatique : ensemble de roches co-magmatiques, génétiquement liées (cf. ayant un/des magma(s) parentaux de compositions similaires) et ayant subi une différenciation similaire.

Séries sodiques, potassiques, ultra-potassiques, shoshonitiques : les roches alcalines sont classées selon leurs compositions en Na et K, qui dépend en partie de la CF mais qui est principalement contrôlée par la composition de la source et possiblement par les particularités de la FP.

Shoshonite : magma riche en K provenant d'un manteau métasomatisé (cf. enrichi en K et LILE).

Slab : croûte océanique plongeante, subductée dans un contexte de marge convergent (arc).

Solvus : granite à deux feldspaths, ayant cristallisé dans des conditions de PH₂O élevées. L'albite est l'un des constituants du plagioclase.

Syénite : autre nom pour « intrusion alcaline felsique de faible volume de l'Abitibi », parfois associée à des gisements d'or.

TTG : tonalite-trondhjémite-granodiorite. Série archéenne, dont la source comprend une forte composante crustale (cf. roche mafique, dont le résidu de fusion partielle est riche en grenat).