



MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

LEVIN EDUARDO CASTILLO-GUIMOND

B.Sc.

**DISTRIBUTION ET CARACTÉRISATION DES FACIÈS VOLCANIQUES DU
SECTEUR DE MONSABRAIS, ABITIBI, QUÉBEC**

OCTOBRE 2012

RÉSUMÉ

Le secteur de Monsabrais est situé au nord-ouest de la ville de Rouyn-Noranda, dans le Groupe de Blake River en Abitibi. Le Groupe de Blake River avait été récemment interprété comme étant un complexe de caldeiras imbriquées et séquentielles. Les caldeiras, en ordre chronologique, étaient celles de Misema (40x80 km), de New Senator (15x35 km) et de Noranda (15x20 km). Le secteur de Monsabrais présente des structures intrusives et effusives qui sont concentriques et radiales autour du Pluton de Monsabrais. Cela avait mené à l'interprétation de la présence d'une caldeira sommitale au sein d'un complexe volcanique distinct à l'intérieur de la grande caldeira de Misema. Ce secteur devenait donc très intéressant dans ce modèle, car les caldeiras sont des environnements propices pour l'exploration de sulfures massifs volcanogènes.

Le but de cette étude était donc de proposer un contexte volcanologique adéquat pour le secteur de Monsabrais afin de comprendre la mise en place des différentes unités volcaniques. Les affleurements étudiés étaient constitués de faciès de coulée de lave en coussins de petites à grandes tailles, de faciès massif ou bréchique. Quatre compositions avaient été identifiées grâce aux analyses géochimiques: 1) basalte, 2) basalte andésitique, 3) andésite et 4) dacite. La cartographie des faciès et la géochimie des échantillons avaient permis d'identifier plusieurs unités lithologiques distinctes.

L'unité de basalte ne présentait que le faciès massif sans colonnades et n'était présent qu'à un seul endroit sur le terrain. Son assemblage minéralogique primaire était plus à tendance ferromagnésienne. Deux unités lithologiques distinctes de basalte andésitique avaient été identifiées. Elles présentaient les faciès massifs, coussinés et bréchiques. Leur différence se situait au niveau pétrographique, où la plus vieille présentait des xénolites de la chambre magmatique. Les unités d'andésite présentaient les faciès massifs à bréchiques et étaient très similaires pétrographiquement. Elles montraient un cortège minéralogique à forte tendance quartzo-feldspathique. L'unité de dacite n'avait été observée qu'à un seul endroit sur le terrain. Elle présentait le faciès massif avec colonnades et sa minéralogie se composait principalement de reliques de plagioclase et d'une mosaïque de quartz et de feldspath provenant de la dévitrification du verre felsique. La cartographie des faciès volcaniques avait aussi démontré que la grande quantité de roches volcano-sédimentaires, présentes à Monsabrais, provenaient de la fragmentation autoclastique des coulées de lave. Les fragments étaient parfois amiboïdes et présentaient des

motifs en casse-tête. Les brèches les plus distales montraient un litage pluridécimétrique à métrique ainsi qu'un granoclassement normal et des laminations parallèles. Cela indiquait un remaniement des dépôts primaires autoclastiques.

L'étude pétrographique des minéraux secondaires avait aussi démontré que les roches du secteur de Monsabrais avaient subi un métamorphisme au faciès des cornéennes à albite et épidote. La source de ce métamorphisme avait déjà été identifiée comme étant le Pluton de Monsabrais. Tous les minéraux montraient une (ou des) altération(s) et/ou au moins un événement métamorphique. Le plagioclase (microlites ou phénocristaux) était métamorphisé en albite et très souvent saussuritisé ou séricitisé. L'ouraltisation des pyroxènes et le métamorphisme en chlorite et épidote de la hornblende verte provenaient du métamorphisme rétrograde.

L'étude géochimique pratiquée sur les échantillons avait permis de démontrer, dans un premier temps, un ajout important de silice dans toutes les lithologies, par les fluides hydrothermaux. Ensuite, les échantillons avaient une affinité magmatique transitionnelle à calco-alcaline, suite à une contamination crustale du magma. Les études des éléments du groupe des terres rares et de la géotectonique avaient permis de déterminer que les lithologies du secteur de Monsabrais provenaient d'une unique chambre magmatique d'un arc volcanique.

L'intégration de tous ces résultats avait permis de générer un modèle pour le complexe volcanique de Monsabrais. La chambre magmatique présente sous le Pluton de Monsabrais aurait pu engendrer, dans cet ordre: les coulées de basalte, de basalte andésitique et de dacite. Par la suite, une réinjection de magma aurait provoqué les coulées andésitiques. Par contre, les observations de cette étude ne pouvaient démontrer la présence ou l'absence d'une caldeira sommitale, car elles avaient été faites sur un territoire trop restreint. Finalement, les observations et les résultats ne montraient pas d'évidence de minéralisation dans le secteur.

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements seront à titre posthume pour mon directeur de projet de fin d'études et mon premier directeur de maîtrise, feu M. Wulf Mueller. Cet éminent professeur, personnage fort coloré, manque à l'Université, mais aussi à nous tous, ses étudiants, rendant sa perte inestimable du point de vue humain et scientifique. Son expérience et ses conseils m'ont fait grandement avancer tout au long de mon cheminement académique. Ce fut un excellent pédagogue et sa passion m'a inspiré. Ses conseils et la confiance qu'il m'a accordée m'ont permis de me dépasser. Tout au long de ce projet, mes pensées se sont tournées vers lui me permettant de terminer ce mémoire. Merci également à sa compagne Christiane qui m'a encouragé à poursuivre le plan que Wulf avait conçu pour moi.

« Wulf, je sais que tu me regardes d'où tu es et je te rends hommage en te remerciant de m'avoir donné cette chance unique de travailler avec toi et être parmi tes derniers étudiants. »

Je remercie également de tout cœur ceux qui ont pris la relève après son départ: mon directeur M. Jacques Carignan ainsi que mon codirecteur M. Pierre Cousineau. Ils ont été mes conseillers et j'ai pu grandement apprécier leur aide et leur support tout au long de ce projet. Merci pour tous les efforts et les heures supplémentaires que vous m'avez donnés à maintes occasions, rendant possible l'achèvement de ce travail. Je remercie aussi M. Réal Daigneault et M. Denys Vermette pour leurs conseils et leurs corrections vis-à-vis mon travail. Sans eux, cette maîtrise n'aurait pu voir le jour.

Je veux remercier particulièrement Lucas Koth, pour tout le temps qu'il a passé avec moi, durant l'été 2010. Devenus orphelins, nous fûmes comme deux frères dans cette aventure, partageant les hauts et les bas de la réalisation de notre travail.

Je tiens à remercier aussi Lyndsay Moore pour ses nombreux commentaires fort à propos ainsi que Dominique Genna qui a toujours su se rendre disponible lorsque j'avais besoin de lui pour mille et une raisons. J'ai aussi grandement apprécié le soutien logistique et la disponibilité de Denis Côté et Agathe Tremblay.

Un merci spécial à Karine, ma compagne, qui a su tolérer mes détresses et partager mes rêves.

Je veux aussi remercier les amis que j'ai côtoyés durant tout ce temps: Alexandre, Alexis, David, Éric, Francis, Frédéric, Jakrapun, Jérôme, Jordi, Michael, Nicolas, Pierre, Shawn, Yanick, Yoan, la gang du RÉDiST, de SCT, de RDM, de IOS, ma famille, l'équipe du MBARI, la gang de Munich et tous ceux que je ne cite pas, mais que je n'oublie pas!

Finalement, je dédie ce mémoire à mes parents, ma grand-mère et mon frère qui n'ont jamais cessé de croire en moi. Ils m'ont supporté et encouragé sans arrêt.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	vi
TABLE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	x
CHAPITRE 1 - INTRODUCTION	1
1.1 Problématique.....	1
1.1.1 Les caldeiras	2
1.1.2 Les caldeiras sommitales	6
1.1.3 Minéralisation dans un contexte de caldeira	7
1.1.4 Les caldeiras en Abitibi	9
1.1.5 Faciès des coulées de lave sous-marines.....	11
1.2 Cadre de l'étude	14
1.3 Objectifs.....	15
1.4 Méthodologie	16
CHAPITRE 2 - GÉOLOGIE.....	17
2.1 Géologie régionale.....	17
2.1.1 La caldeira de Misema	20
2.2 Géologie locale	22
CHAPITRE 3 - UNITÉS LITHOLOGIQUES, FACIÈS ET PÉTROGRAPHIE	26
3.1 Basalte (unité mineure A)	31
3.1.1 Faciès volcanique	31
3.1.2 Pétrographie.....	31

3.2	Basalte andésitique (unités majeures 1, 3 et 5)	32
3.2.1	Faciès volcaniques.....	32
3.2.2	Pétrographie.....	33
3.3	Andésite (unités majeures 2 et 4)	39
3.3.1	Faciès volcaniques.....	39
3.3.2	Pétrographie.....	40
3.4	Dacite (unité mineure B)	44
3.4.1	Faciès volcanique	44
3.4.2	Pétrographie.....	44
3.5	Les volcanoclastites.....	46
3.5.1	Unité lithologique 1 (basalte andésitique).....	48
3.5.2	Unité lithologique 2 (andésite).....	49
3.5.3	Unité lithologique 3 (basalte andésitique).....	50
3.5.4	Unité lithologique 4 (andésite).....	53
3.5.5	Unité lithologique 5 (basalte andésitique).....	54
3.6	Discussion	56
CHAPITRE 4 - GÉOCHIMIE		63
4.1	Classification des volcanites	63
4.2	Affinité magmatique	65
4.3	Géotectonisme.....	68
4.3.1	Diagrammes de Pearce et Cann (1973).....	69
4.3.2	Diagramme de Meschede (1986).....	71
4.3.3	Diagrammes de Wood (1980)	71
4.4	Les terres rares.....	73
4.4.1	Spectre des terres rares normalisées sur les chondrites.....	73

4.4.2	Anomalie en europium	76
4.5	Discussion	77
CHAPITRE 5 - INTÉGRATION DES RÉSULTATS		80
5.1	Introduction	80
5.2	Chronologie et stratigraphie	80
5.3	Modèle évolutif	85
5.3.1	Étape 1 - Mise en place du Pluton de Monsabrais	85
5.3.2	Étape 2 - Historique effusif	86
5.3.3	Étape 3 - Fin du volcanisme	86
5.4	Caldeira sommitale	87
5.5	Minéralisations	89
CHAPITRE 6 - CONCLUSION		92
6.1	Introduction	92
6.2	Environnement géologique	93
6.3	Unités lithologiques, faciès et pétrographie	94
6.4	Géochimie	95
6.5	Intégration des résultats	96
6.6	Contributions et recommandations	97
LISTE DES RÉFÉRENCES		98
ANNEXE 1 - LISTE DES ÉCHANTILLONS		105
ANNEXE 2 - DONNÉES GÉOCHIMIQUES BRUTES		107
	Précision des analyses géochimiques	117
	Concentrations des terres rares des chondrites selon Boynton (1984)	118

TABLE DES FIGURES

Figure 1	Les différentes géométries générales des caldeiras selon Lipman (1997)	4
Figure 2	Schéma des structures externes et internes d'une caldeira selon Cole et al. (2005)	5
Figure 3	Formation d'une caldeira suivant la subsidence selon Acocella (2007)	6
Figure 4	Position des lentilles de sulfures massifs volcanogènes dans une caldeira selon Stix et al. (2003)	8
Figure 5	Schéma en coupe d'une coulée mafique sous-marine	12
Figure 6	Schéma en plan d'une coulée mafique sous-marine	13
Figure 7	Géologie de la ceinture de l'Abitibi	18
Figure 8	Géologie du complexe de caldeiras du Blake River	19
Figure 9	Géologie du Groupe de Blake River	22
Figure 10	Carte géologique du secteur de Monsabrais	23
Figure 11	Contours des affleurements avec la localisation des 110 stations de contrôle	25
Figure 12	Contours des affleurements avec la localisation des 69 échantillons collectés	27
Figure 13	Carte géologique de la zone de recherche	28
Figure 14	Photos des textures et minéralogie du basalte	32
Figure 15	Photos de la structure, texture et minéralogie du basalte andésitique	38
Figure 16	Photos de la structure, texture et minéralogie de l'andésite	43
Figure 17	Photos de la structure, texture et minéralogie de la dacite	45
Figure 18	Photos de la structure, texture et minéralogie des volcanoclastites	55
Figure 19	Classifications de Winchester et Floyd (1977) Nb/Y vs Zr/TiO ₂ et Zr/TiO ₂ vs SiO ₂	64
Figure 20	Affinités magmatiques (Y vs Zr) de Barrett et MacLean (1999) et de Ross et Bédard (2009)	67
Figure 21	Diagrammes de géotectonisme selon Pearce et Cann (1973), Meschede (1986) et Wood (1980)	70
Figure 22	Diagrammes des éléments du groupe des terres rares normalisées sur les chondrites	74
Figure 23	Diagrammes de compilation des études géochimiques antérieures.	79
Figure 24	Évolution du complexe volcanique de Monsabrais	83
Figure 25	Modèle général du centre volcanique de Monsabrais	87

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Synthèse des faciès et de la pétrographie des unités lithologiques	29
Tableau 2	Synthèse des structures, des textures et de la pétrographie des échantillons fragmentaires	47

À Eduardo Castillo et Louise-Marie Guimond

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

La Sous-province d'Abitibi est constituée de terrains volcaniques archéens. Plusieurs caldeiras ont été identifiées dans ces terrains principalement sous-marins (Mueller et al. 2009). Le Groupe de Blake River s'ajoute à ce nombre, car il a été récemment interprété par Pearson et Daigneault (2009) comme étant un complexe de caldeiras imbriquées et séquentielles. Les caldeiras en ordre chronologique sont celles de Misema (mafique), New Senator (mafique-felsique) et de Noranda (felsique). De plus, d'autres agencements radiaux et circulaires de dykes, à l'intérieur même du Groupe de Blake River, ont mené à l'interprétation de caldeiras appartenant à des centres volcaniques distincts (Mueller et al. 2009).

1.1.1 Les caldeiras

Les caldeiras sont des dépressions circulaires formées dans les terrains volcaniques sous-marins ou subaériens, depuis l'Archéen. Elles peuvent se retrouver dans tous les systèmes géodynamiques tels que les zones de rift, les points chauds et les zones de collision ou de subduction (Acocella, 2007). Les caldeiras de zones de rift sont relativement rondes et de petites dimensions. Celles de point chaud sont de taille moyenne et sont plus sujettes à la subsidence. Par contre, celles de zones de plaques convergentes sont moins bien définies de par leur tendance plus explosive que les autres et peuvent aussi atteindre des dimensions plurikilométriques. Bien que la période de quiétude des éruptions felsiques soit plus grande que pour les éruptions mafiques, l'explosivité des éruptions felsiques peut permettre de former des caldeiras lors d'un seul événement éruptif.

Un autre type de caldeira peut être observé. Il s'agit d'une caldeira qui n'est pas liée à une phase éruptive et explosive, mais plutôt par effondrement vertical et latéral, similaire à une grande coulée de masse. Ce type est bien documenté sur l'île de Tenerife dans l'archipel des Canaries, où les vallées Icod et La Orotava correspondent approximativement à l'âge de l'effondrement des caldeiras de Guajara et Diego Hernandez respectivement (Martí et al. 1997; Hürlimann et al. 1999; 2000; 2001; 2004).

Les grandes caldeiras telles que celles de Toba (30x100 km; Chesner et al. 1991), Yellowstone (40x65 km; Christiansen, 1984), La Pacana (35x60 km; Gardeweg et Ramirez, 1987) ou de La Garita (35x75 km; Lipman et al. 1996) ont un mode de formation beaucoup plus complexe. Le complexe de caldeiras de Toba, par exemple, s'est développé suite à des éruptions et à des injections de plusieurs plutons (Chesner et Rose, 1991). Ces plutons se sont agglomérés pour former une seule grande chambre magmatique qui a formé la grande caldeira de Toba lors de la dernière éruption. Selon Spera et Crisp (1981) et Costa (2008), le temps de latence entre les éruptions joue un grand rôle sur la dimension finale de la caldeira. Plus le temps de latence est long, plus la dimension de la caldeira sera grande. Ceci est dû au fractionnement de la chambre magmatique qui devient plus felsique et donc, plus explosive. À Toba, le temps de latence avant la dernière éruption avait été de 0.43 Ma. Auparavant, il avait été en moyenne de 0.35 Ma avant deux éruptions formant de plus petites caldeiras.

Le mécanisme le plus populaire pour expliquer la formation d'une caldeira est celui où la chambre magmatique se vide, suite à une éruption effusive ou explosive. Cela produit l'affaissement de la roche du toit de la chambre magmatique pour accommoder le vide ainsi créé. À partir des observations de terrain, cinq géométries ont été proposées par Lipman (1997) et Cole et al. (2005). Ces géométries sont considérées comme les stages finaux pour un type de caldeira. La figure 1 montre les géométries finales possibles: en piston («*plate* ou *piston*»), en blocs («*piecemeal*»), en clapet («*trap-door*»), par affaissement («*downsag*») et en entonnoir («*funnel*»). Cole et al. (2005)

reprennent la géométrie en piston pour schématiser une coupe au travers d'une caldeira et en montrer les structures internes possibles (Fig. 2).

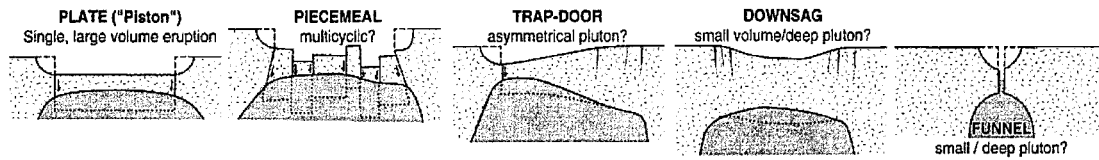


Fig. 1. Les différentes géométries générales possibles des caldeiras (Lipman, 1997). La géométrie de type «*plate*» provient d'une seule éruption d'un grand volume de magma. Celle de type «*piecemeal*» provient de plusieurs cycles éruptifs. La «*trap-door*» provient de l'éruption d'une chambre magmatique asymétrique. La «*downsag*» provient d'une petite éruption ou d'une chambre magmatique profonde et celle en «*funnel*», est le résultat de l'éruption d'une petite chambre magmatique profonde.

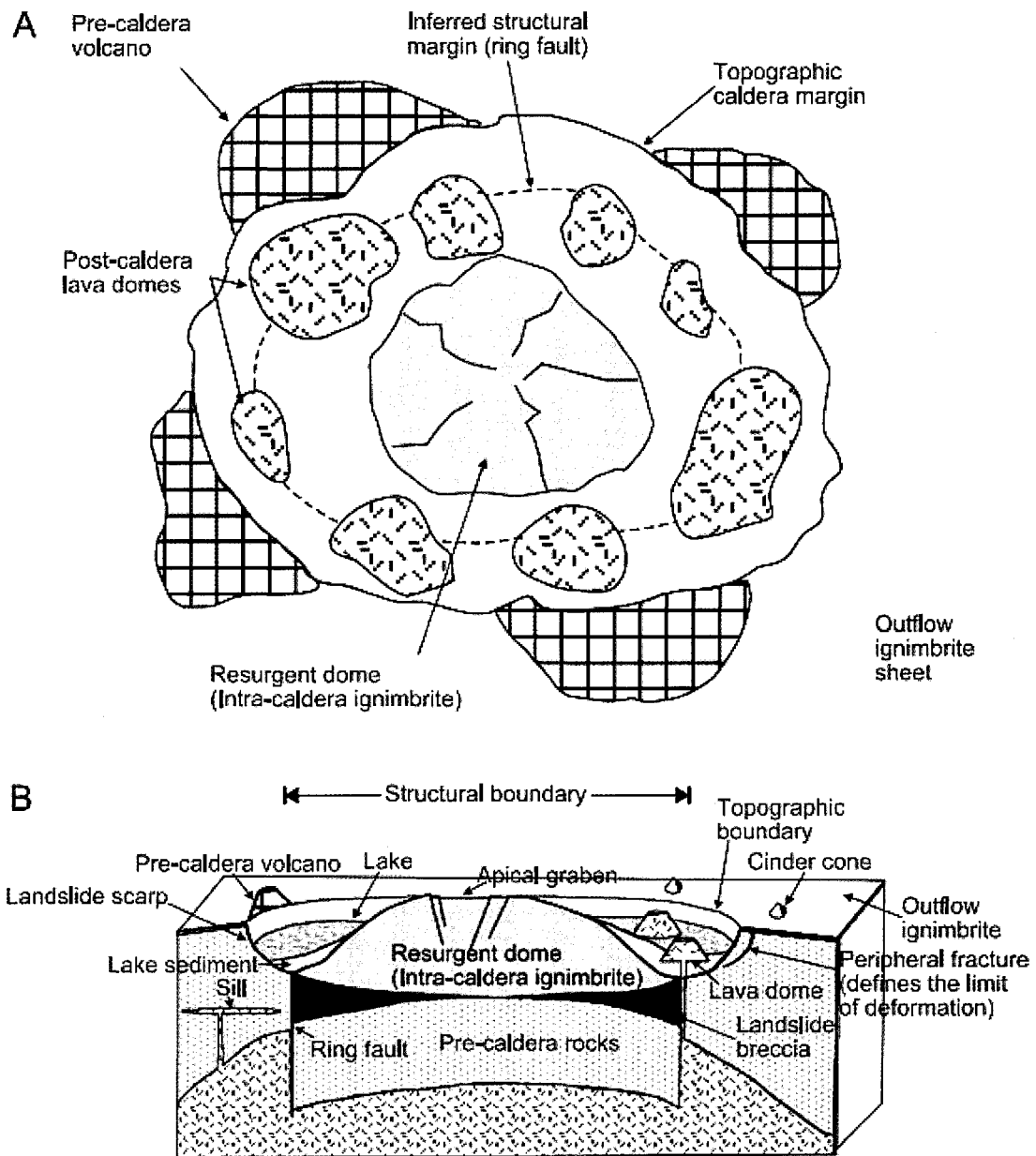


Fig. 2. Schéma des structures externes (A) et internes (B) présentes pour une caldeira standard de type en piston (Cole et al. 2005).

En se basant sur ces géométries de terrain, sur les modèles et sur des expériences en laboratoire, Acocella (2007) a proposé quatre stages de formation pour les caldeiras avec l'augmentation graduelle de la subsidence

(Fig. 3). Le premier stage est un affaissement du terrain dû à la formation de failles inverses profondes. Le stage suivant est l'apparition d'une faille annulaire inverse (interne). Le troisième stage est un affaissement périphérique à la faille agrandissant ainsi la superficie de la caldeira. Finalement, le dernier stage est l'accommodation du terrain à l'aide d'une faille annulaire normale (externe).

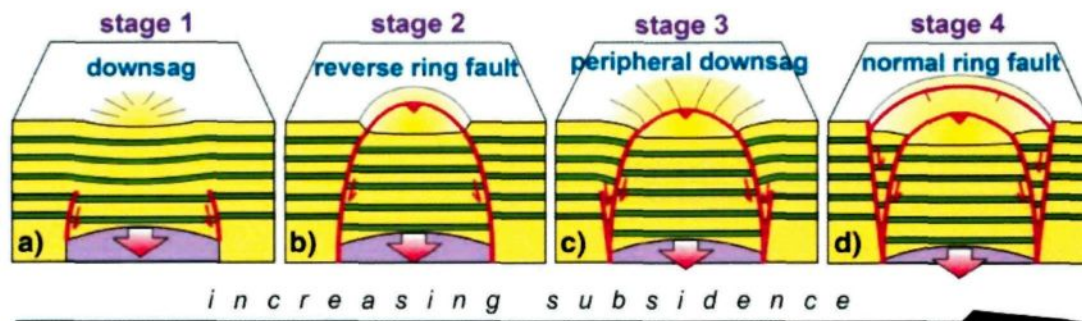


Fig. 3. Formation typique d'une caldeira suivant l'augmentation de la subsidence causée par la répétition d'éruptions volcaniques (Acocella, 2007).

1.1.2 Les caldeiras sommitales

Les caldeiras sommitales sont des caldeiras formées au sommet de cônes volcaniques ou à l'intérieur d'une caldeira plus grande (Mueller et al. 2009). Dans le deuxième cas, elles sont considérées comme étant des centres volcaniques distincts plus petits que celui qui a créé la caldeira principale. Les caldeiras sommitales sont parfois hôtes de lac de lave dans certains volcans tels que l'Erta Ale en Éthiopie (Harris et al. 2005). La caldeira du mont Axial sur le rift Juan de

Fuca dans l'océan Pacifique est un bon exemple de morphologie possible d'une caldeira sommitale sous-marine (Nooner et Chadwick, 2009). Elle a une forme ellipsoïdale avec une dimension de 8 km sur son axe long et de 4 km sur son axe court.

1.1.3 Minéralisation dans un contexte de caldeira

Les gisements de type sulfures massifs volcanogènes, cuivre porphyrique et épithermal sont souvent associés aux caldeiras (Stix et al. 2003; Fig. 4). Leurs structures synvolcaniques peuvent offrir les conduits nécessaires à la circulation des fluides hydrothermaux (Gibson et Watkinson, 1990), mais aussi à la remontée du magma, pour alimenter des dômes volcaniques à la surface (Cole et al. 2005). Ces dômes de composition felsique apportent un intérêt économique supplémentaire, puisqu'ils sont présents dans les séquences volcaniques favorables, hôtes de la minéralisation en sulfures massifs volcanogènes (McPhie et Gemmell, 1992; Gibson et Galley, 2007).

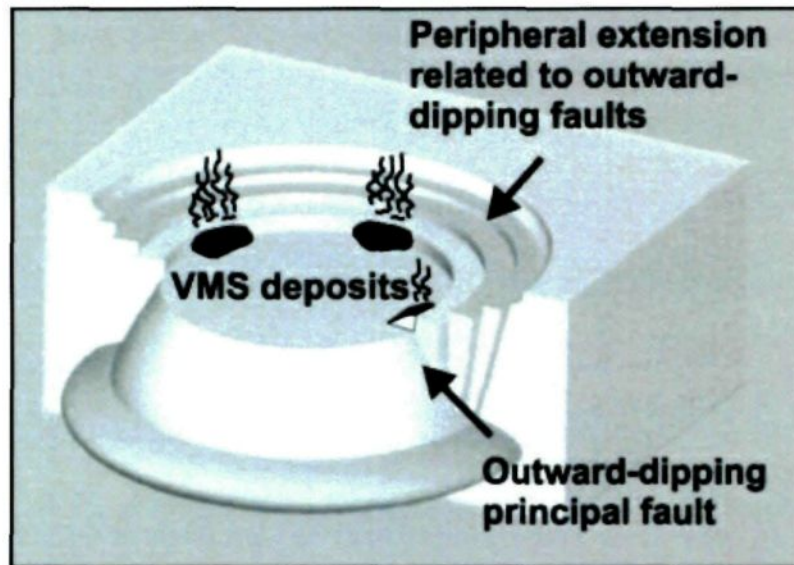


Fig. 4. Position probable des lentilles de sulfures massifs volcanogènes en périphérie de la caldeira, près du système de failles (Stix et al. 2003).

Le mécanisme général expliquant la minéralisation, selon Ohmoto (1996), est la présence de magma dans le système qui réchauffe l'eau de mer froide. Cette eau a descendu le long de zones de failles et a précipité du SO_4 . Le réchauffement crée ainsi des fluides hydrothermaux riches en H_2S pouvant mettre en solution et transporter des métaux. Lorsque les fluides hydrothermaux remontent vers la surface, ils se refroidissent au contact de la roche ou de l'eau de mer plus froide. Ce refroidissement les rend incapable de contenir les métaux qui précipitent avec le soufre. Ces étapes appartiennent au cycle convectif servant à former des dépôts comme ceux de sulfures massifs volcanogènes.

1.1.4 Les caldeiras en Abitibi

Plusieurs caldeiras sont présentes dans la Sous-province d'Abitibi. Mueller et al. (2009) présentent les caldeiras de Hunter Mine, de Normetal, de Gemini et de Selbaie. Ces caldeiras sont surtout sous-marines (celle de Selbaie est subaérienne) et sont toutes hôtes de gisements de type sulfures massifs volcanogènes.

Le Groupe de Blake River

Le Groupe de Blake River, selon Pearson et Daigneault (2009), forme un complexe de mégacaldeiras comprenant les caldeiras sous-marines de Misema, New Senator et Noranda. La grande caldeira de Misema a une dimension de 40x80 km. Cette dimension est comparable à celle des caldeiras de Toba (30x100 km), Yellowstone (40x65 km), La Pacana (35x60 km) ou de La Garita (35x75 km), décrites précédemment. Les caldeiras du Groupe de Blake River viennent s'ajouter à celles, déjà connues, de la Sous-province d'Abitibi. Ce modèle qui n'est pas reconnu unanimement (Ross et al. 2007; 2008), permet de définir de nouvelles cibles pour l'exploration de gisements de type sulfures massifs volcanogènes dans le Groupe de Blake River. Le secteur de Monsabrais fait partie de ces nouvelles cibles potentielles. L'assemblage lithologique reconnu dans ce secteur est interprété comme étant associé à une caldeira sommitale d'un centre volcanique distinct, au sein du Groupe de Blake River (Dimroth et

al. 1985; Mueller et al. 2009). C'est à cet endroit que se retrouve la zone de recherche de cette étude.

Le secteur de Monsabrais

Le secteur de Monsabrais présente une série de dykes qui semblent être concentriques et radiaux autour d'un pluton central. Cet élément a mené à une interprétation cartographique de complexe volcanique distinct à l'intérieur de la grande caldeira de Misema. Cette structure ellipsoïdale a un diamètre de 12 km. Le secteur présente aussi une abondante quantité de volcanoclastites d'origine inconnue dont la répartition spatiale est difficile à établir. Cette répartition est tout aussi difficile à identifier dans les roches effusives mafiques à intermédiaires associées. Conséquemment, l'agencement des faciès volcaniques et volcano-sédimentaires doit être mieux caractérisé et interprété.

La zone de recherche située au sud du Pluton de Monsabrais est très importante pour déterminer si l'environnement géologique est bel et bien semblable à celui d'une caldeira sommitale. Si c'est le cas, plusieurs failles hectométriques à kilométriques pourraient être présentes et découperaient les unités volcaniques en mégablocs (caldeira de type «*piecemeal*») (Branney et Kokelaar, 1994; Miura et Tamai, 1998). Cela fera en sorte qu'une reconstitution de l'architecture volcanique sera très difficile à obtenir. De plus, s'il s'agit d'une caldeira sommitale, les fragments volcaniques seront de formes subangulaires à angulaires (sans être amiboïdes ou elliptiques, ce qui indique une fragmentation

à chaud (Ross et al. 2008)), d'origines et de compositions variées. Les coulées fragmentaires montreront des structures et des textures d'écoulement en s'éloignant de la bordure de la caldeira. Ces dépôts fragmentaires pourraient aussi présenter un autre type de mégablocs (métrique à décamétrique) provenant de l'effondrement de la caldeira (Lipman, 1976).

1.1.5 Faciès des coulées de lave sous-marines

Quatre faciès sont présents dans les coulées sous-marines: 1) le faciès massif avec ou sans colonnades, 2) le faciès coussiné (coulée en forme de tube), 3) le faciès des brèches de blocs et des brèches de coussins et 4) le faciès hyaloclastique massif qui peut aussi être trié ou stratifié (Dimroth et al. 1978). Il existe aussi un agencement stratigraphique spécifique proposé pour ces faciès (Fig. 5). Le faciès coussiné est nettement plus commun dans les coulées de lave mafique.

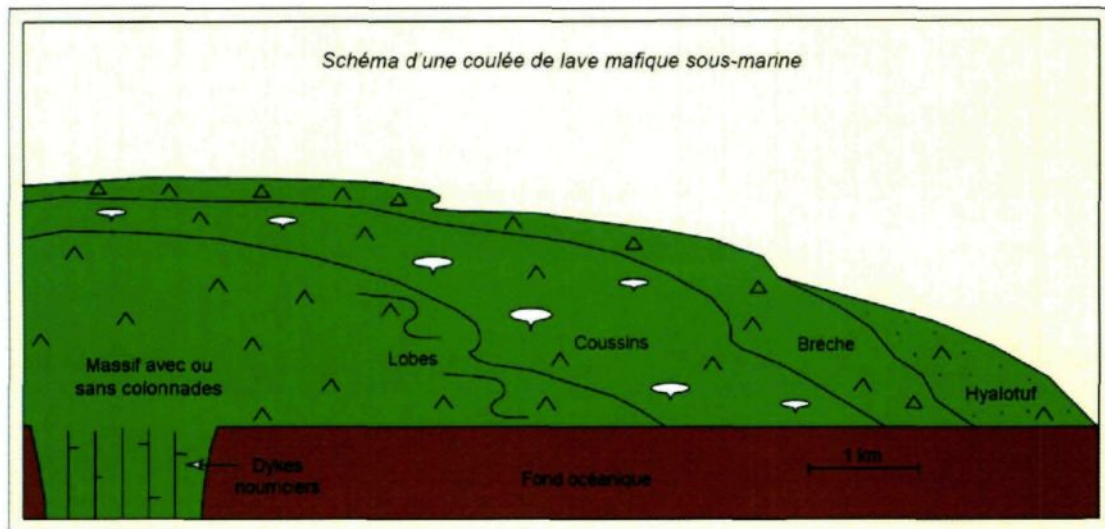


Fig. 5. Représentation en coupe d'une coulée de lave mafique sous-marine idéale montrant les quatre divisions principales. L'échelle est approximative. (Basée sur les observations de Dimroth et al. 1978; 1985).

Évidemment, ce qui est observé en coupe peut aussi être observé en plan (Fig. 6). De manière générale, si la coulée s'étend sur une topographie relativement plane, le changement de faciès se fera de façon graduelle en s'éloignant de la source d'effusion; l'agencement général sera concentrique. Si la topographie est ravinée, les coulées suivront les creux topographiques; l'agencement général sera digité.

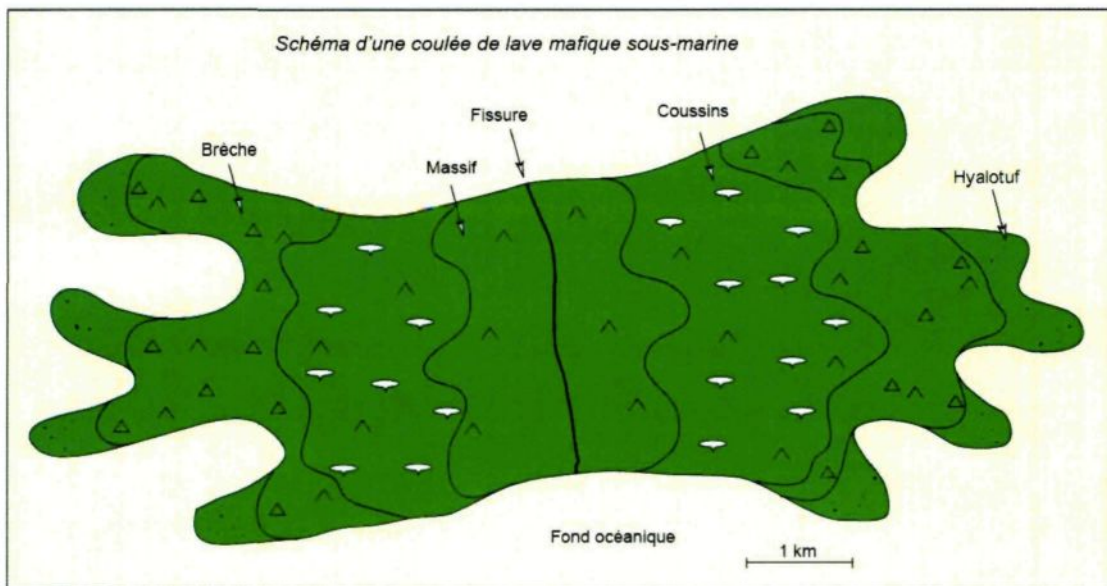


Fig. 6. Représentation schématique en plan d'une coulée de lave mafique idéale provenant d'une fissure sur le fond océanique. Les faciès massif (proximal), coussiné, bréchique et hyaloclastique (distal) sont présents. L'échelle est approximative. (Basée sur les observations de Dimroth et al. 1978; 1985).

Les coussins sont en fait des tubes de lave (Wells et al. 1979) qui se développent sous l'eau, lorsque la coulée mafique perd de sa fluidité ou de sa vitesse. Il s'agit de l'expression sous-marine de petits chenaux de lave. Ces tubes sont définis par une croûte externe solide permettant l'écoulement de la lave liquide au centre. Le matériel séparant chacun des coussins est de la hyaloclastite qui est une brèche formée de fragments de verre volcanique (Batiza et White, 2000). Les coussins sont des sections de tubes de lave. Ils sont très utiles, car ils peuvent donner un sommet stratigraphique de par leur morphologie ou de par les vésicules présentes qui sont plus nombreuses au sommet des coussins (Wells et al. 1979).

Cette étude est basée sur les faciès, les structures et les textures des roches volcano-sédimentaires. Elle ne comprend pas les dykes de la région de Monsabrais qui constituent le projet de maîtrise de M. Lucas Koth, fait en parallèle à cette étude. Cependant, les dykes d'épaisseur hectométrique ont été pris en compte lors de la cartographie, car ils ont déplacé les faciès volcano-sédimentaires de façon non négligeable.

1.2 Cadre de l'étude

Les travaux sur le secteur de Monsabrais ont été amorcés sous l'égide du professeur Wulf Mueller. Il s'agit d'un partenariat de recherche entre l'UQAC et Corporation Minière Alexis. Les travaux de recherche de Lucas Koth (UQAC), faits en parallèle sur la structure et la composition des dykes du secteur de Monsabrais, viennent appuyer ce projet. Ce projet visant le secteur de Monsabrais s'intègre dans un plus grand projet visant à mieux comprendre la caldeira de Misema.

1.3 Objectifs

Le but de ce projet est de proposer un contexte volcanologique adéquat pour le secteur de Monsabrais afin de comprendre la mise en place des différentes unités lithologiques. Cela servira aussi à déterminer si le secteur recèle un potentiel intéressant pour la minéralisation, principalement de type sulfures massifs volcanogènes. Finalement, ce projet servira aussi à voir si le secteur de Monsabrais s'intègre dans un modèle de caldeira sommitale (Mueller et al. 2009) au sein du complexe de caldeiras imbriquées proposé par Pearson et Daigneault (2009) pour le Groupe de Blake River.

Quatre objectifs ont été établis:

- 1) Identifier les unités lithologiques et les faciès des roches effusives et intrusives (en collaboration avec L. Koth).
- 2) Établir la nature et les processus à l'origine des dépôts volcanoclastiques.
- 3) Déterminer l'organisation des faciès dans un cadre volcanologique permettant de reconstruire l'architecture volcanique.
- 4) Proposer un modèle expliquant la mise en place et l'histoire des roches effusives du secteur de Monsabrais.

1.4 Méthodologie

Pour atteindre les objectifs fixés, les travaux ont été divisés en deux parties: les travaux de terrain et les travaux de laboratoire. Les travaux de terrain ont été réalisés en collaboration avec L. Koth. Il s'agissait principalement de la cartographie du secteur au sud du Pluton de Monsabrais, une région de 1.25 km nord-sud par 2.5 km est-ouest. Les contours d'affleurements, déjà tracés dans le cadre d'une étude antérieure, ont été utilisés. Ces informations ont été fournies par la compagnie Corporation Minière Alexis pendant l'été 2010. Cette carte préliminaire a été utilisée pour situer des stations de contrôle de façon uniforme sur la totalité du secteur. Ces stations consistaient en l'identification de la lithologie et en l'observation des caractéristiques dominantes telles que les mesures de litages et des sommets stratigraphiques. De plus, 69 échantillons ont été collectés pour la caractérisation pétrographique (Annexe 1) et 43 d'entre eux ont aussi été analysés lithogéochimiquement (Annexe 2) pour connaître leur composition et leur teneur en métaux tels le cuivre, le zinc ou l'argent.

Les analyses pétrographiques ont été faites avec les microscopes optiques conventionnels disponibles à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Les analyses géochimiques ont toutes été réalisées par le laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or. Les éléments majeurs et le Ba, Rb, Sr, Zr, Y et Nb ont été analysés par la fluorescence X. Les autres éléments traces, les éléments du groupe des terres rares (ETR) et les métaux de base ont été analysés par ICP-MS («*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*»).

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE

2.1 Géologie régionale

Au Canada, l'une des plus vieilles provinces géologiques archéennes est celle du Supérieur. Elle contient plusieurs sous-provinces, dont celle de l'Abitibi qui est présente à la fois au Québec et en Ontario. La Sous-province d'Abitibi, (300x700 km) (Fig. 7), est interprétée comme le résultat de plusieurs collisions d'arcs océaniques accompagnées de plusieurs phases de formations et de fragmentations d'arcs. Son évolution s'est faite sur 65 millions d'années (2735-2670 Ma; Chown et al. 1992; Daigneault et al. 2002; Mueller et al. 2009). Chown et al. (1992) ont divisé la Sous-province d'Abitibi en deux zones distinctes: la Zone Volcanique Nord et la Zone Volcanique Sud. Les deux zones sont séparées par la zone de failles de Destor-Porcupine-Manneville et correspondent à deux arcs volcaniques qui se sont formés à des temps différents à l'Archéen. Le plus ancien, celui du nord a un âge entre 2730 et 2705 Ma. Le second, au sud, est plus jeune et a un âge d'environ 2705-2696 Ma (Mueller et al. 2009). Ces deux zones représentent la plus grande séquence supracrustale du Supérieur. Elle est caractérisée par des roches volcaniques et sédimentaires qui sont entrecoupées par les intrusions felsiques. La Zone Volcanique Sud inclut le Groupe de Blake River et le Groupe de Malartic (Mueller et al. 1996). Le Groupe

de Blake River est maintenant interprété comme étant un complexe de mégacaldeiras imbriquées (Pearson et Daigneault, 2009). Le Groupe de Malartic a une évolution plus complexe allant d'un rift komatiitique océanique à une évolution d'arc océanique se terminant par un rift d'arc (Scott et al. 2002). La Zone Volcanique Sud a eu une contribution plus importante au point de vue des gisements de métaux de base et aurifères et du tonnage total des gisements que la zone nord. Le préfixe «méta» a été omis dans le texte pour faciliter la description des roches.

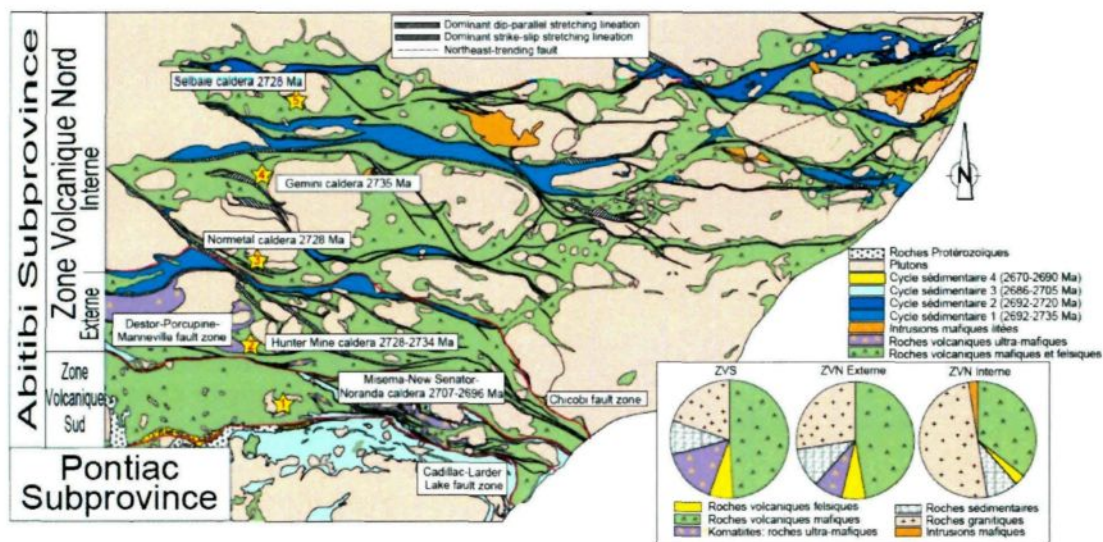


Fig. 7. Géologie de la ceinture de l'Abitibi. Les cycles volcaniques et sédimentaires ainsi que les failles majeures sont utilisés pour diviser l'Abitibi en zones volcaniques nord et sud. La faille Destor-Porcupine-Manneville est la ligne de démarcation entre la zone nord et sud (Mueller et Mortensen, 2002; Daigneault et al. 2004).

La région de Rouyn-Noranda fait partie du Groupe de Blake River (Fig. 8) et est située dans la Zone Volcanique Sud. Les 2900 km² du Groupe de Blake

River, selon le modèle de Pearson et Daigneault (2009), sont divisés maintenant en trois zones de caldeiras. Ce sont la mégacaldeira de Misema, la caldeira de New Senator et la caldeira de Noranda qui, collectivement, ont formé un complexe de caldeiras imbriquées.

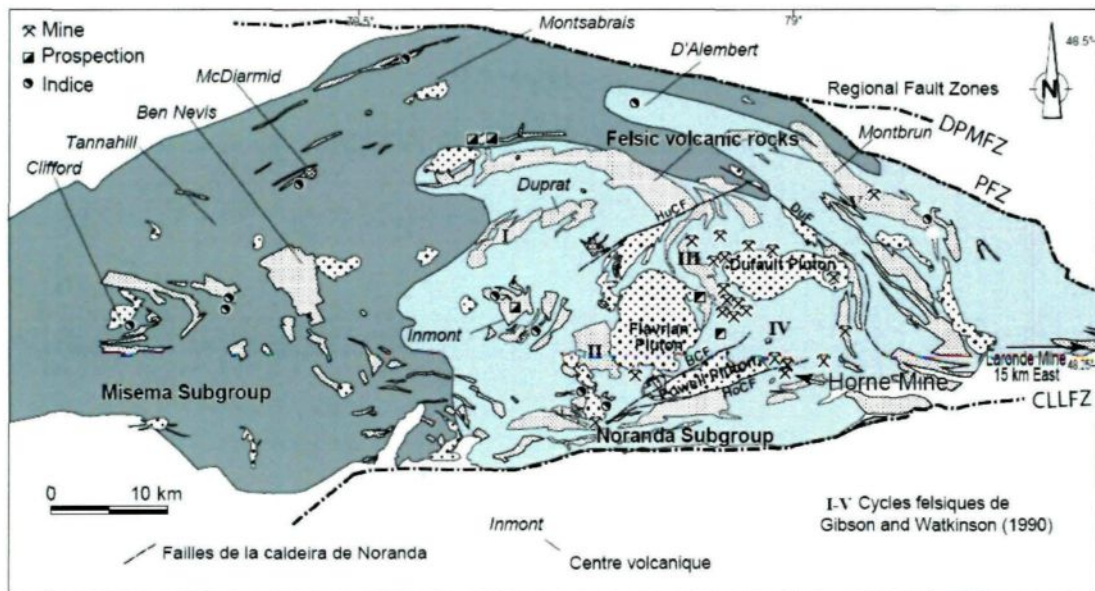


Fig. 8. Géologie du complexe de caldeiras du Blake River. La carte montre les mines et les indices retrouvés dans la région. Le Groupe de Noranda inclut à la fois la caldeira de Noranda, de New Senator ainsi qu'une partie de l'anneau externe de la caldeira de Misema (figure de Pearson et Daigneault (2009) dans Mueller et al. (2009).

La plus ancienne de ces caldeiras, la caldeira E-O de Misema (2704-2702 Ma; Mueller et al. 2012) est aussi la plus grande (40x80 km). Elle proviendrait de l'effondrement d'un complexe d'au moins deux volcans boucliers mafiques. Les volcans boucliers sont les volcans généralement retrouvés dans les régions d'arcs ou d'îles océaniques. Cette caldeira se définit par une

structure double de failles en anneaux (Mueller et al. 2009). La caldeira de New Senator (15x35 km), (2702-2700 Ma; Mueller et al. 2012) proposée par Pearson et Daigneault (2009), est une structure NO-SE avec une stratification E-O à la base. Le volcanisme est de composition mafique à felsique, avec une composante felsique dominante au sommet de la séquence. La caldeira de Noranda (15x20 km) (2700-2696 Ma; Mueller et al. 2012), déjà proposée et décrite par Gibson et Watkinson (1990), est une structure volcanique à dominance felsique avec une orientation NNE-SSO.

2.1.1 La caldeira de Misema

La grande caldeira de Misema (Fig. 9) proposée par Pearson et Daigneault (2009) est déduite de plusieurs éléments géologiques. Premièrement, les dykes synvolcaniques présents dans tout le Blake River montrent une organisation radiale ou concentrique épousant le contour du Groupe de Blake River et centrée sur le Pluton de Flavrian. Les unités felsiques suivent aussi cet arrangement concentrique. Par ailleurs, d'autres amas plus petits de dykes avec des agencements concentriques et radiaux sont visibles à l'intérieur du Blake River, principalement au nord. Ces géométries se retrouvent souvent autour d'un pluton felsique. Ils pourraient constituer des centres volcaniques distincts, postérieurs à la formation de la caldeira de Misema. Ces dykes et plutons pourraient être les racines de caldeiras sommitales associées à la grande

caldeira de Misema, selon Mueller et al. (2009). Deuxièmement, un grand dyke à jonction triple, le dyke Horseshoe, est présent à l'intérieur de la caldeira de Misema. Ce dyke présente un phénomène particulier sur sa branche sud. Au nord du dyke, l'assemblage de faciès des coulées de lave montre une source au sud, contrairement au côté sud, où l'assemblage montre une source au nord (Pearson et Daigneault, 2009). Ce phénomène est présent dans les zones de rifts où des volcans boucliers se forment, comme à Hawaïi. Il s'agit d'éruptions fissurales (Fiske et Jackson, 1972). Troisièmement, les failles présentes dans le Groupe de Blake River ont des tendances dominantes nord-nord-ouest et sud-est et sont parfois courbées. L'extrapolation de ces failles fait ressortir une interprétation de deux failles majeures en anneaux concentriques. Les failles externe et interne font respectivement 65 et 45 km de diamètre (Pearson et Daigneault, 2009). L'anneau extérieur est situé en périphérie du Groupe de Blake River. Ces deux failles majeures sont tronquées par la zone de failles de Cadillac-Larder Lake au sud. Finalement, la distribution concentrique entre la faille interne et la faille externe d'une abondante quantité d'unités volcanoclastiques est un autre élément supportant la mégacaldeira de Misema. Ces volcanoclastites, de composition mafique à intermédiaire, peuvent avoir une origine pyroclastique ou autoclastique et peuvent avoir été remaniés ou non. Leurs faciès montrent qu'il s'agit de dépôts sous-marins et leurs présences, sur plusieurs niveaux stratigraphiques, montrent qu'ils proviennent de plusieurs événements distincts (Pearson et Daigneault, 2009).

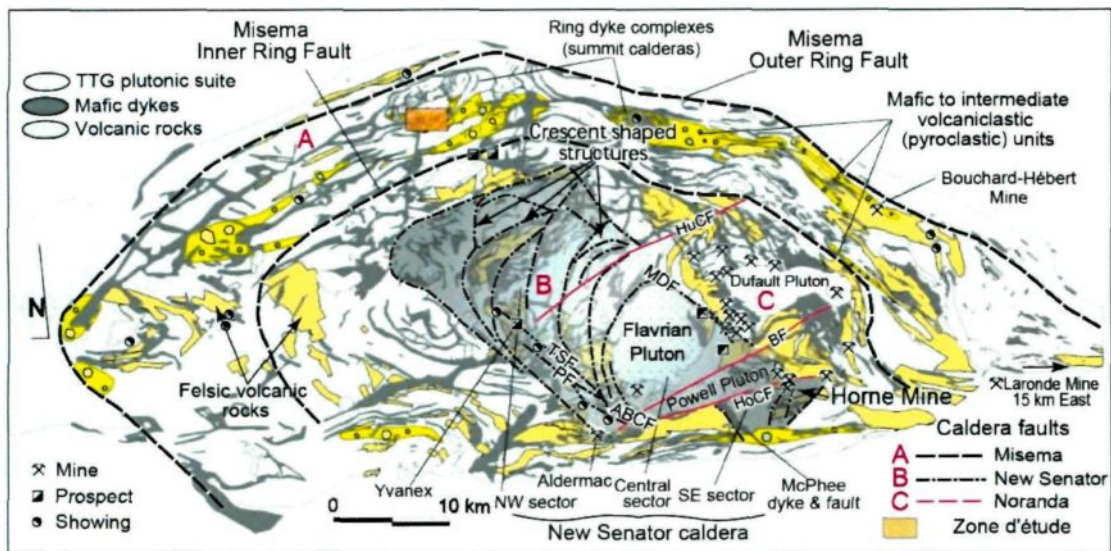


Fig. 9. Géologie du Groupe de Blake River montrant les limites des caldeiras de Misema, New Senator et Noranda. Le site de recherche dans le secteur de Monsabrais se situe dans l'encadré orange. Modifié de Pearson et Daigneault (2009).

2.2 Géologie locale

La zone d'étude est située au nord de la ville de Rouyn-Noranda (Fig. 9; 10). Elle est localisée près de la marge de la caldeira de Misema. Il s'agit de la zone au sud du Pluton de Monsabrais et au sud-ouest du lac Monsabrais. Elle est caractérisée par de grandes surfaces d'affleurements sur de petites collines avec un couvert forestier parfois important. Les affleurements présentent des surfaces horizontales et verticales et permettent donc de voir des structures en trois dimensions. La zone fait 1.25 km N-S et 2.5 km E-O.

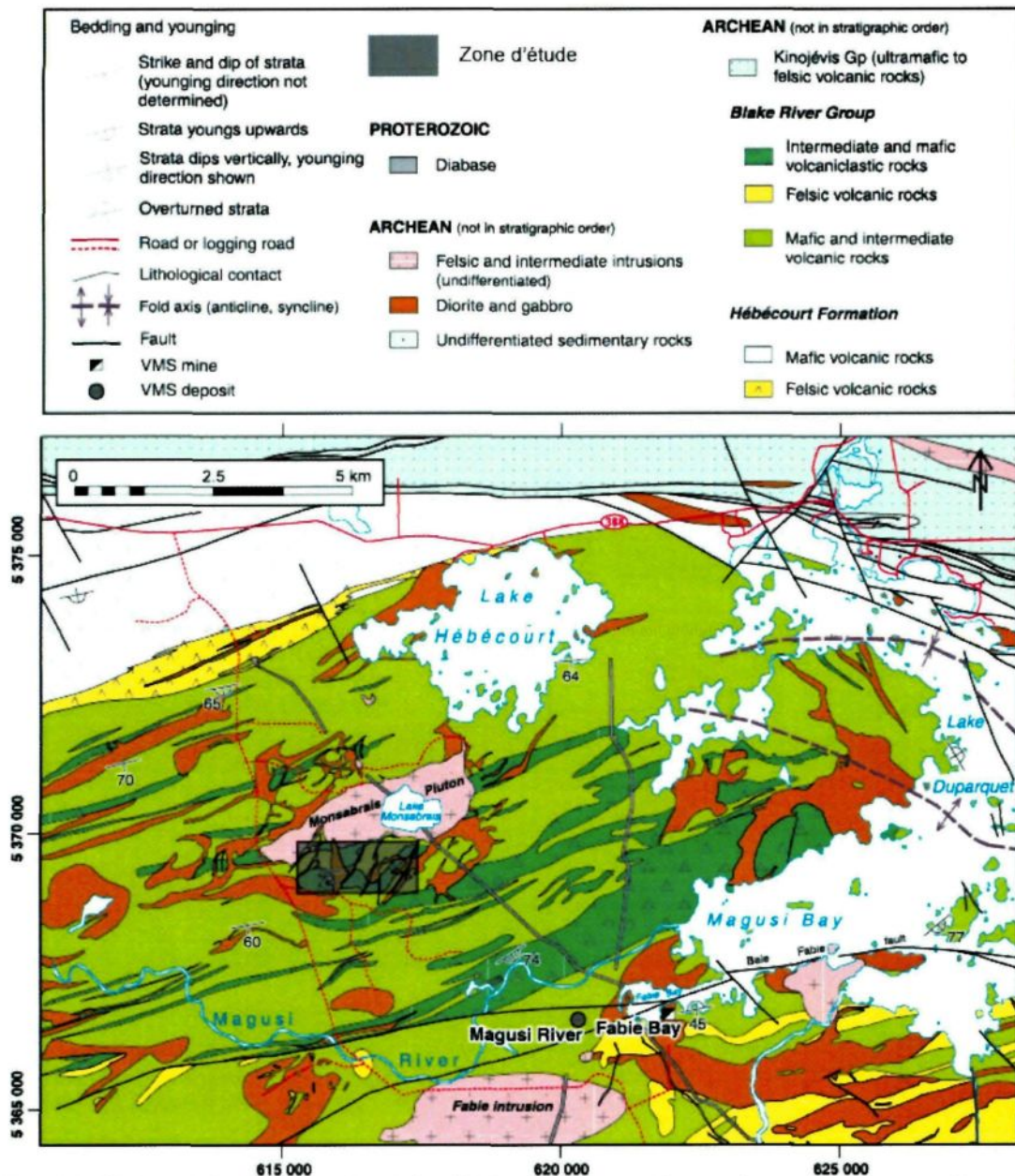


Fig. 10. Carte géologique montrant la distribution des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires ainsi que les limites de la zone de recherche. Modifié de Ross et al. (2008).

Deux études antérieures ont été faites sur la localité au sud du pluton. Elles définissent le secteur de Monsabrais comme dominé par des roches mafiques à intermédiaires sous-marines entrecoupées d'intrusions de diorite, de

gabbro et par le Pluton de Monsabrais (Dimroth et al. 1985; Ross et al. 2008). Powell et al. (1993) présentent le niveau de déformation de la région comme étant très faible et le métamorphisme n'ayant atteint que le faciès sous-schistes verts. Ceci a permis de conserver une grande partie des structures et textures volcaniques à cet endroit. Dimroth et al. (1985) décrivent les roches de la région comme étant de composition basaltique à andésitique et ayant une texture à plagioclase microporphyrrique. Ils notent aussi une large dominance du faciès coussiné sur le faciès massif ainsi qu'une grande quantité de fragments d'origine(s) inconnue(s) sur le terrain. Finalement, ils font aussi allusion à une grande intrusion synvolcanique de trondhjemite-gabbroïque (Pluton de Monsabrais) et à plusieurs dykes mafiques et felsiques, sans les décrire.

Quatre faciès des coulées de lave sous-marines ont été observés lors des travaux de terrain (Fig. 11). Il s'agit des faciès massif sans colonnades, massif avec colonnades, coussiné et bréchique. Le contact entre le faciès massif et les faciès coussinés semble net. Par contre, les limites entre les coussins et les brèches sont plus diffuses.

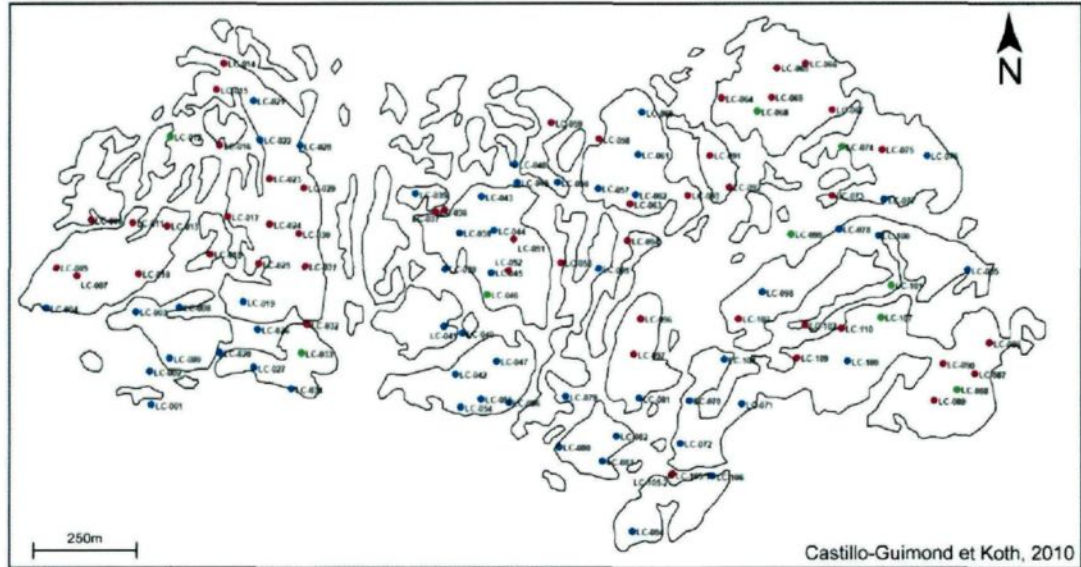


Fig. 11. Contours des affleurements (fournis par la compagnie Corporation Minière Alexis) avec la localisation des 110 stations de contrôle. La couleur indique le faciès observé sur la station; vert: massif, rouge: coussiné et bleu: bréchique/fragmentaire.

La taille submétrique de la majorité des coussins indique que les roches de la localité sont majoritairement de composition mafique (Fridleifsson et al. 1982), ce qui a été confirmé par la géochimie des échantillons détaillée au chapitre 4. La majorité des échantillons ne peuvent être séparés sur le terrain par leur aspect visuel (couleur, minéralogie par exemple) et ont des faciès volcaniques similaires. Il en est de même en lames minces où ils ne présentent pas de différences significatives nettes en termes de composition ou de texture volcanique.

CHAPITRE 3

UNITÉS LITHOLOGIQUES, FACIÈS ET PÉTROGRAPHIE

Le but de ce chapitre est de documenter les faciès, les textures et la pétrographie primaire et secondaire de chacune des unités lithologiques volcaniques présentes dans la zone de recherche (Tab. 1 et 2). Par contre, les observations de terrain et pétrographiques n'étaient pas suffisantes pour permettre de classer les échantillons par unités lithologiques. La géochimie était donc nécessaire pour bien séparer tous les échantillons. La combinaison des observations de terrain (Fig. 11) et de la géochimie (Fig. 12; décrite au chapitre 4) a permis de définir sept unités lithologiques (Fig. 13). La majorité des roches volcaniques de Monsabrais sont de composition basalte andésitique et andésitique. Elles forment les cinq unités lithologiques majeures. Il y a aussi deux unités lithologiques mineures, une de basalte et une de dacite. La numérotation des unités lithologiques a été faite d'est en ouest et elles sont présentées de la plus mafique à la plus felsique dans le texte.

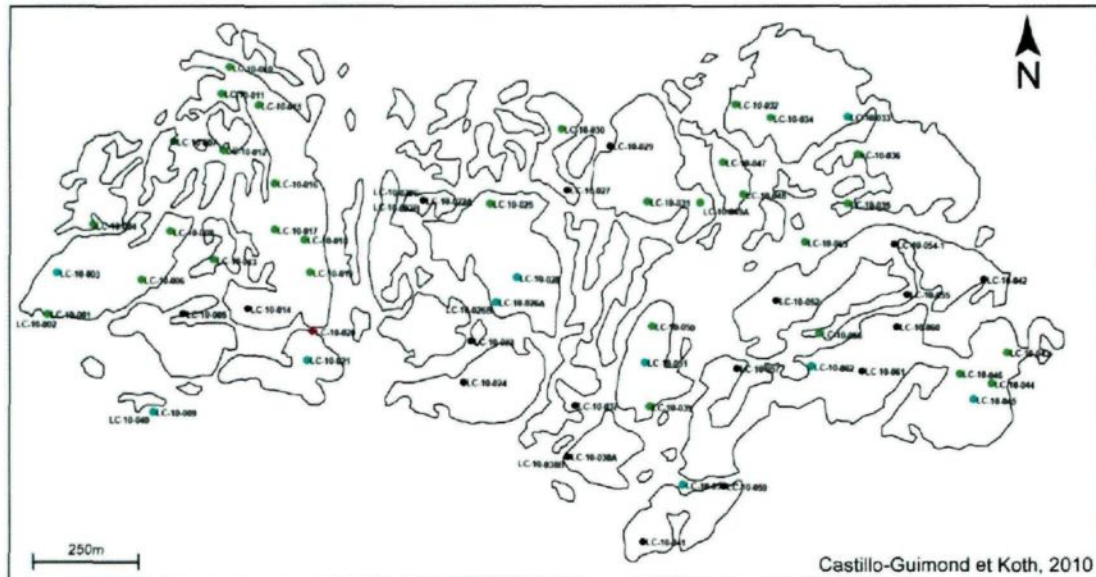


Fig. 12. Contours des affleurements (fournis par la compagnie Corporation Minière Alexis) avec la localisation des 69 échantillons collectés. La couleur indique la composition géochimique; vert foncé: basalte, vert pâle: basalte andésitique, bleue: andésite et rouge: dacite. La couleur noire indique un échantillon de lave fragmentaire qui n'a pas été analysé.

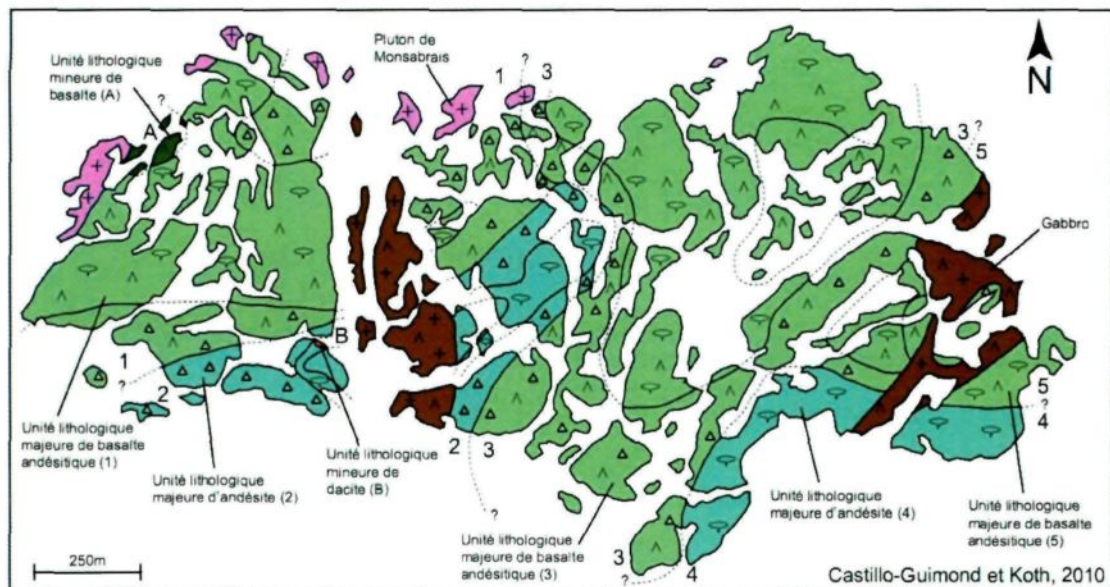


Fig. 13. Carte géologique de la zone de recherche au sud du Pluton de Monsabrais. Elle présente les différentes unités lithologiques et les faciès ainsi que les grandes intrusions de gabbro et de trondhjemitite-gabbroïque (Pluton de Monsabrais).

Tab 1. Synthèse des faciès et de la pétrographie des unités lithologiques

Unité lithologique	Faciès observé(s)	Texture(s) primaire(s)	Composition des phénocristaux	Composition des microlites et de la pâte.	Composition du remplissage des vésicules (amygdales)
Majeure 1 (basalte andésitique)	Coussiné et bréchique	Microporphyrique Vésicules 5 à 45% (coussins)	Plagioclase (0.3-1.2 mm) séricitisé. Hornblende (0.8-1.5 mm) métamorphisée en épidote.	Plagioclase (50-300 µm) saussuritisé et séricitisé.	Épidote, quartz, actinote et chlorite.
Majeure 2 (andésite)	Massif, coussiné et bréchique	Microporphyrique Vésicules 10% (coussins)	Plagioclase (0.3-4 mm) saussuritisé et séricitisé. Hornblende (1-3 mm) métamorphisée en épidote et chlorite.	Plagioclase (50-300 µm) saussuritisé et séricitisé.	Épidote, chlorite, quartz, carbonate et trémolite aciculaire.
Majeure 3 (basalte andésitique)	Massif, coussiné et bréchique	Microporphyrique <1% de vésicules	Plagioclase (0.5-0.8 mm) saussuritisé. Hornblende (2 mm) métamorphisée en épidote. Xénolites d'augite (0.3-5 mm) parfois ouralitisée.	Plagioclase (100-300 µm) saussuritisé et séricitisé.	Quartz, pistachite, trémolite aciculaire et piémontite.
Majeure 4 (andésite)	Coussiné et bréchique	Microporphyrique	Plagioclase (0.5-3 mm) saussuritisé et séricitisé. Hornblende (1-3 mm) métamorphisée en épidote et chlorite.	Plagioclase (50-200 µm) saussuritisé et séricitisé.	Épidote, chlorite et quartz.

Tab 1. (suite)

Majeure 5 (basalte andésitique)	Massif, coussiné et bréchique	Microporphyrique Vésicules 20 à 30% (coussins)	Plagioclase (0.2-0.5 mm) séricité. Xénolites d'augite (0.3-5 mm) ouralitisée.	Plagioclase (100 µm) séricité.	Quartz et épidote.
Mineure A (basalte)	Massif sans colonnades	Microporphyrique	Plagioclase(0.3-2 mm) séricité. Pyroxène (200- 500 µm) ouralitisé.	Plagioclase (10-200 µm) saussuritisé.	
Mineure B (dacite)	Massif avec colonnades	Microporphyrique et équigranulaire (secondaire)	Plagioclase (1.1-2.5 mm) saussuritisé. Pyroxène (2- 3.5 mm) ouralitisé.	Pâte de verre volcanique felsique dévitrifiée et recristallisée en une mosaïque de quartz et feldspath.	

3.1 Basalte (unité mineure A)

3.1.1 Faciès volcanique

Le basalte de la station d'observation LC-012 est massif et n'a pas de colonnades. Sa présence à un seul endroit sur le terrain (Fig. 12; 13) s'explique par l'intrusion du Pluton de Monsabrais qui a divisé une coulée plus importante. En se basant sur l'ancienne carte fournie par Corporation Minière Alexis, la continuité de cette coulée se situerait au nord-est.

3.1.2 Pétrographie

Le basalte (échantillon LC-10-007) a subi une altération très importante. Les microlites sont faits de plagioclase (10-200 µm) majoritairement saussuritisé (métamorphisme en épidote, quartz et albite principalement). La forme des microlites est hypidiomorphe à idiomorphe. Des reliques de phénocristaux de plagioclase et de pyroxène sont aussi présentes. Les cristaux de plagioclase (0.3-2 mm) sont entièrement séricitisés (altération en séricite, épidote, quartz, calcite et chlorite). Les cristaux de pyroxène sont entièrement ouralitisés (métamorphisme en amphibole, principalement hornblende verte et actinote, accompagnée de chlorite et calcite). Ils ont une forme idiomorphe et une taille

allant de 200 à 500 μm . La pâte a subi un métamorphisme en actinote et chlorite. La texture primaire de l'échantillon est microporphyrique (Fig. 14A; B).

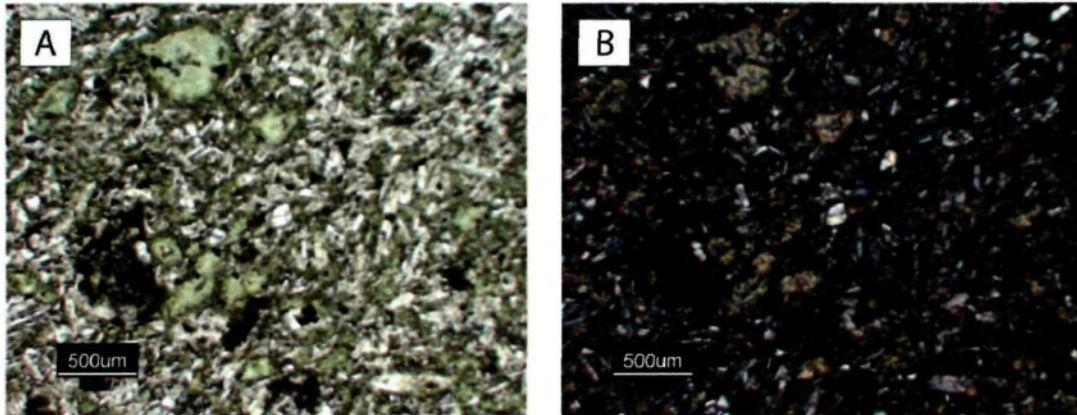


Fig. 14. A) Photo en lumière naturelle montrant la texture microporphyrique du basalte avec reliques de phénocristaux de plagioclase et de pyroxène et microlites de plagioclase. B) Photo en lumière polarisée montrant les altérations du pyroxène et du plagioclase.

3.2 Basalte andésitique (unités majeures 1, 3 et 5)

3.2.1 Faciès volcaniques

Deux coulées de basalte andésitique kilométriques (unités lithologiques 1 et 3) ont été identifiées sur le terrain et avec possiblement une troisième (unité lithologique 5), plus petite, à la limite est de la zone de recherche (Fig. 11; 12; 13). La première coulée présente uniquement les faciès coussiné et bréchique (Fig. 15A; B). La seconde et la troisième montrent, en plus, le faciès massif sans

colonnades. Les brèches de ces deux coulées se rejoignent et se superposent. La grande similarité pétrographique entre les deux ne permet pas de partager les deux coulées.

3.2.2 Pétrographie

Les échantillons du faciès massif (troisième unité; LC-10-034, 036 et 053) montrent une roche très fortement métamorphisée en épidote et amphibole, contenant moins de 1% de vésicules. Le terme vésicule est utilisé dans les descriptions suivantes pour désigner la texture primaire de la roche. Cependant, il s'agit dorénavant d'amygdales, car les vésicules sont remplies de minéraux secondaires. L'échantillon 036 est celui présentant le moins d'altérations, mais aussi le plus de vésicules (<1%) de 0.5-1 mm. Ces vésicules sont uniquement remplies de quartz. L'échantillon présente aussi des amas (1-2 mm) de microphénocristaux d'augite (100-400 µm) qui sont généralement accompagnés de quartz et de minéraux opaques. Le terme xénolite est utilisé dans le texte pour désigner ces amas d'augite. Ils sont considérés comme provenant de la chambre magmatique. Les xénolites semblent avoir été préservés par l'altération, car ils présentent à leur pourtour des microlites d'albite. Les microlites sont présents dans les trois échantillons et sont majoritairement saussuritisés ou séricitisés. L'échantillon 036 contient également des reliques de phénocristaux (2 mm) de hornblende idiomorphes altérés en épidote et séricite.

La silicification et le métamorphisme en épidote, amphibole et chlorite ont affecté tout l'échantillon. Les échantillons 034 et 053 sont, quant à eux, très épidotisés. Ils contiennent des reliques de microphénocristaux idiomorphes de hornblende entièrement altérés en cristaux d'épidote. L'échantillon 034 contient une vésicule de 3 mm remplie de quartz et d'épidote. La texture primaire des échantillons est microporphyrique.

Les échantillons du faciès coussiné proviennent des unités lithologiques 1, 3 et 5. Les échantillons LC-10-004, 006, 008, 010 à 013 et 015 à 019 sont ceux de la première unité. Les échantillons LC-10-030, 032, 035, 047, 048, 049B et 050 sont de la troisième et les échantillons LC-10-043, 044, 046 et 056 sont de la cinquième. Tous les échantillons ont une texture primaire microporphyrique.

Les coussins observés ont une taille maximale moyenne de 0.7 m de diamètre et des croûtes de 1-2 cm en moyenne. Les coussins sont souvent accompagnés de brèche à gros fragments amiboïdes (8-14 cm) et petits fragments angulaires (1-4 cm). La matrice hyaloclastique entre les fragments et les coussins est altérée et métamorphisée en chlorite verte, épidote et actinote. Le litage primaire (S0) observé dans les différentes stations de contrôle est subhorizontal (Fig. 15A).

Première coulée (unité lithologique 1)

La première coulée, la plus à l'ouest, présente un taux de vésicularité relativement important qui varie de 5 à 45%. Ces vésicules sont remplies d'épidote, de quartz, quelquefois d'actinote et plus rarement de chlorite. La présence de microlites de plagioclase est aussi généralement commune aux échantillons de cette coulée. Ces microlites ont une taille variant de 50 à 300 μm avec une moyenne de 100 μm et ils sont saussuritisés dans la plupart des cas, séricitisés ou seulement métamorphisés très localement en albite. La majorité des échantillons de ce faciès montrent aussi des phénocristaux de plagioclase séricitisés ayant une taille variant de 0.3 à 1.2 mm avec une moyenne de 1 mm (Fig. 15C, D). Les échantillons 011 et 012 montrent des reliques de phénocristaux de hornblende idiomorphes presque entièrement altérés de 0.8 à 1.5 mm. L'échantillon 016 montre une grande quantité de microlites d'actinote.

Seconde coulée (unité lithologique 3)

La deuxième coulée, au centre, se distingue de la première par la présence de xénolites à phénocristaux d'augite dans la majorité des échantillons. Ces cristaux d'augite ont une taille allant de 0.3 à 5 mm (Fig. 15E; F). L'échantillon 048 est une bordure de coussins présentant beaucoup de xénolites entourés et même commençant à être remplacés par des cristaux de hornblende verte. Il s'agit d'un début d'ouraltisation des cristaux de pyroxène. La présence d'ouraltisation explique l'absence d'augite dans les échantillons 049B et 050.

Ces échantillons montrent des cristaux de hornblende à l'intérieur des xénolites. Les échantillons renferment aussi des microlites de plagioclase (100-300 µm) séricitisés, saussuritisés ou métamorphisés en albite. De rares phénocristaux de plagioclase (0.5-0.8 mm) en début de saussuritisation sont aussi observés dans l'échantillon 030. Les pâtes de tous les échantillons présentent aussi du quartz et de l'épidote. Les échantillons 035, 049B et 050 montrent un taux de vésicularité variant entre 20 et 30%. Ces vésicules (1-3 mm) sont remplies d'épidote (pistachite) et de trémolite aciculaire. Cependant, l'échantillon 035 montre la présence de piémontite (fortement colorée et pléochroïsme intense) dans certaines vésicules, toujours accompagnée de quartz alors que d'autres contiennent de la pistachite.

Troisième coulée (unité lithologique 5)

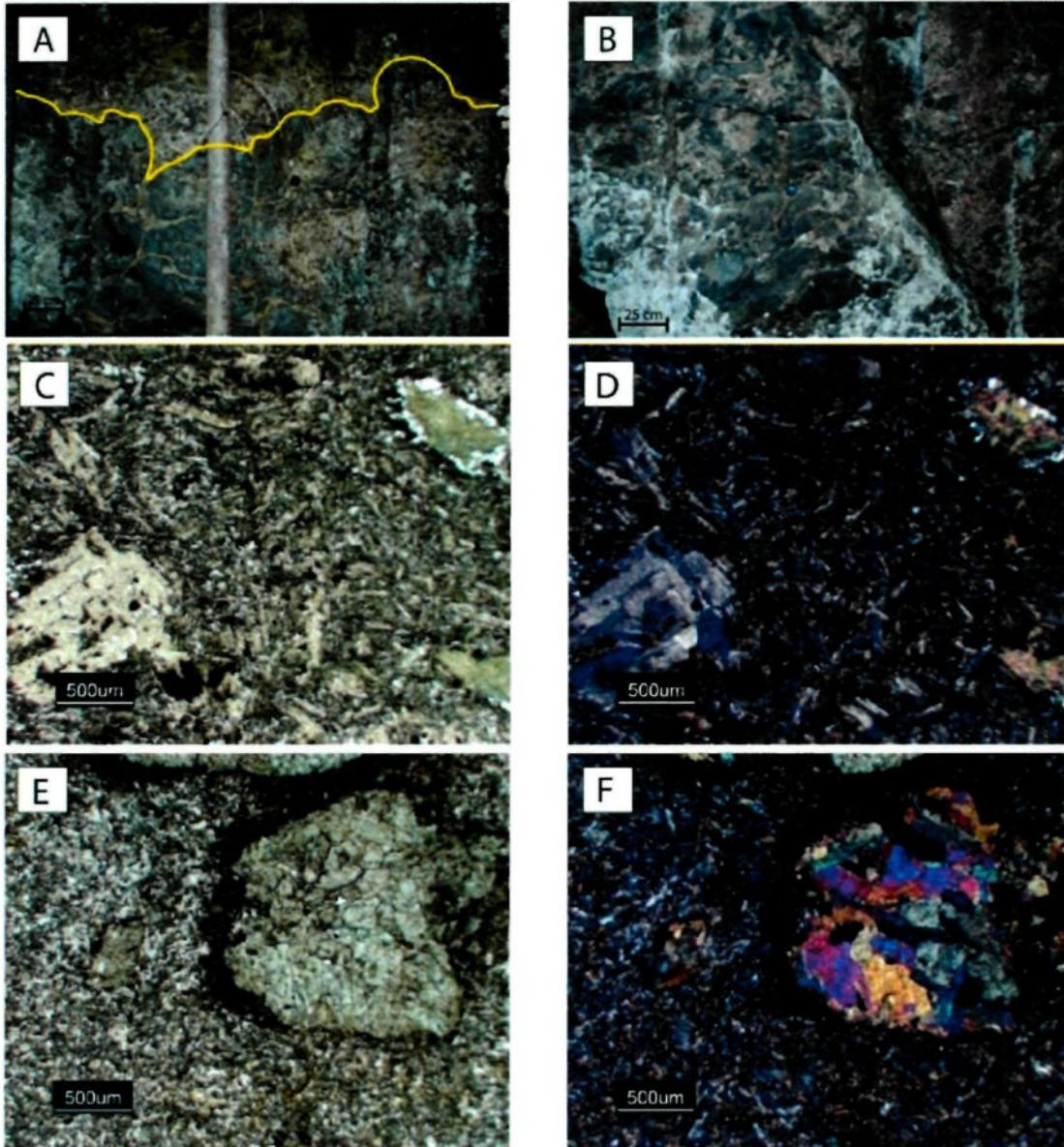
Cette coulée (la plus à l'est) est légèrement différente de la seconde. Elle contient aussi des xénolites dans l'échantillon 044, mais accompagnés d'une grande quantité de phénocristaux de plagioclase (0.2 à 0.5 mm) séricitisés (Fig. 15G; H). Les xénolites contenant les cristaux de pyroxène sont très attaqués par l'ouraltisation et les reliques des cristaux sont très fracturées. La vésicularité est aussi présente dans plus d'échantillons. Les vésicules ont entre 0.5 et 1.5 mm et représentent entre 20 et 30% de l'échantillon. Elles sont remplies de quartz et d'épidote. La pâte contient des microlites de plagioclase séricitisés d'une taille moyenne de 100 µm, du quartz et de l'épidote. Le

métamorphisme en épidote et amphibole est très important, surtout dans la bordure des coussins (LC-10-046).

Quatre échantillons de basalte andésitique font partie du faciès bréchique. Il s'agit des échantillons LC-10-002, 025, 031, 039.

L'échantillon 002 provient d'un fragment de la brèche et montre une pâte contenant des microlites de plagioclase (50-200 μm) en cours de saussuritisation. Il contient aussi de l'épidote et du quartz provenant du métamorphisme et de l'altération de la roche. Plusieurs phénocristaux de plagioclase (0.5-1.5 mm) séricitisés sont aussi présents dans l'échantillon. Même après l'altération et le métamorphisme, ces phénocristaux montrent toujours une zonation. L'échantillon 025 montre la bordure d'un fragment contenant 50% de vésicules d'une taille allant de 0.2 à 2 mm. Ces vésicules sont remplies de quartz vers le centre du fragment et d'actinote sur la bordure. La pâte montre des microlites de plagioclase (100-200 μm) en cours de saussuritisation, de l'épidote et du quartz. La matrice de la brèche est fortement métamorphisée en épidote, amphibole et chlorite. Elle contient cependant des microlites de même taille avec une structure fluidale, orientés selon une direction d'écoulement entre les fragments de roche. La présence de microlites, à la fois dans les fragments et dans la matrice, suggère une fragmentation autoclastique de la coulée. Ces échantillons sont similaires minéralogiquement et texturalement à la roche de la première coulée et en font donc partie. LC-10-031 présente 95% de microlites (50-150 μm) et des phénocristaux de plagioclase (0.8-1.2 mm) saussuritisés. Les

fragments de l'échantillon 039 montrent des phénocristaux de plagioclase (0.8-1.5 mm) et des microlites (20-70 μm) en cours de sérictisation. La matrice, quant à elle, montre une silicification intense avec du quartz et des minéraux opaques interstitiels. La texture primaire des fragments est microporphyrrique.



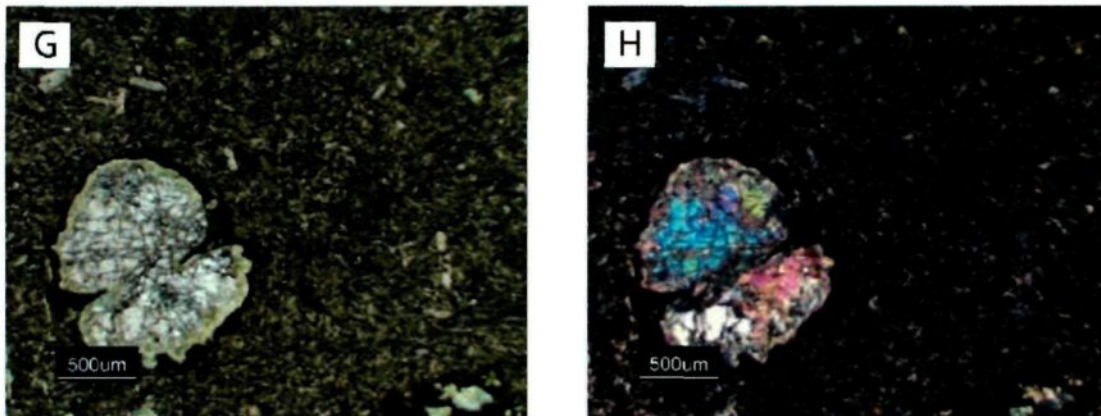


Fig. 15. A) Succession verticale de coussins et de brèche de basalte andésitique avec un litage subhorizontal. La ligne délimite le faciès coussiné (en-dessous) du faciès bréchique (au-dessus). B) Brèche de coussins de basalte andésitique. C) Photo de la première unité, en lumière naturelle, montrant les reliques de phénocristaux de plagioclase et de pyroxène, une vésicule remplie d'épidote et de quartz et des microlites de plagioclase. D) Même photo en lumière polarisée. E) Photo de la troisième unité, en lumière naturelle, montrant un xénolite de la chambre magmatique dans une matrice de microlite de plagioclase. F) Même photo en lumière polarisée. G) Photo en lumière naturelle montrant un rare xénolite de la cinquième unité dans une matrice de microlite de plagioclase. H) Même photo en lumière polarisée.

3.3 Andésite (unités majeures 2 et 4)

3.3.1 Faciès volcaniques

Deux coulées andésitiques sont présentes dans la zone d'étude (Fig. 11; 12; 13). La première (unité lithologique 2) est située entre les deux coulées de

basalte andésitique majeures et comprend les faciès massif à bréchique des coulées de lave. Le faciès massif ne présente pas de colonnades. La seconde coulée (unité lithologique 4) est au sud-est de la zone d'étude et seulement le faciès coussiné avec quelques zones de brèche a été observé.

Les coussins observés ont une taille maximale moyenne de 1 m de diamètre et des croûtes de 1-3 cm (Fig. 16A). Le litage primaire (S0) observé sur les différentes stations de contrôle est subhorizontal. Le faciès coussiné est souvent accompagné de petites zones bréchiques locales enveloppant certains coussins. Ces zones sont distribuées au travers du faciès coussiné et n'ont pas de continuité. Elles contiennent des gros fragments amiboïdes (7-15 cm) et des petits fragments angulaires (1-4 cm).

3.3.2 Pétrographie

Les échantillons (LC-10-003, 021, 026A, 026B, 028, 033, 040, 045, 051, 058 et 062) présentent une roche similaire pétrographiquement, excepté pour l'échantillon 033. Les échantillons 003, 033 et 051 proviennent d'affleurements de coulées mineures d'andésite, n'ayant été échantillonnées qu'une seule fois et n'apparaissent donc pas sur la carte de la figure 13. L'échantillon 040 provient de gros fragments du faciès bréchique de la première coulée.

En général, les unités d'andésite du terrain de recherche montrent des phénocristaux de plagioclase (5-10%) saussuritisés, séricitisés et métamorphisés de tailles variables, allant de 0.1 à 4 mm et qui se présentent parfois en amas (Fig. 16B; C). Quelquefois, ces reliques de plagioclase ont conservé leur zonation cristalline caractéristique. Ces roches contiennent aussi une grande quantité de microlites de plagioclase, qui sont eux aussi très altérés de la même façon. Les faciès massif et coussiné présentent, sur certains échantillons, des phénocristaux de hornblende (1%) de 1 à 3 mm, partiellement métamorphisés en épidote et chlorite, présentant toujours leurs clivages. Ces mêmes faciès montrent une faible quantité de vésicules (10%) de tailles variant de 0.5 à 1 mm. Ces vésicules sont remplies de matériel provenant du passage des fluides tel que de l'épidote, de la chlorite, du quartz et aussi, localement, de carbonate. La pâte de tous ces échantillons est très métamorphisée en amphibole, chlorite et épidote. Elle est aussi silicifiée. Le passage des fluides ayant altéré la pâte est visible grâce à la présence de minéraux opaques tels que la pyrite et les oxydes de fer. La texture primaire des unités d'andésite est microporphyrique (Fig. 16D).

Les échantillons du faciès bréchique (LC-10-026B et 040) contiennent des fragments ayant une grande quantité de vésicules (45-65%) de tailles très variables (50 µm à 6 mm). Elles sont remplies de cristaux d'épidote (pistachite et clinozoïzite) mais aussi d'amphibole aciculaire, de quartz et de chlorite. Autour des vésicules, la roche est toujours faite de phénocristaux et de microlites de plagioclase altérés en degrés variables. La pâte est principalement silicifiée (présence de quartz), un peu carbonatée et métamorphisée en épidote,

amphibole et chlorite. Elle contient aussi des minéraux opaques tels que des cubes de pyrite.

L'échantillon 033 provient vraisemblablement d'une coulée andésitique coussinée différente. Il contient beaucoup moins de reliques de phénocristaux de plagioclase (<1%) qui sont séricitisés. Par contre, cette roche contient des phénocristaux et des reliques de hornblende verte (5%) de 1 à 2 mm qui sont parfois frais, mais généralement altérés en épidote (Fig. 16E; F). Certains cristaux de hornblende montrent des clivages à 56° . La pâte de cet échantillon est faite de microcristaux (10-20 μm) d'amphibole entièrement altérés en épidote. Sa texture primaire est microporphyrrique. Elle contient aussi du quartz provenant de la silicification, de la séricite et de l'hématite.

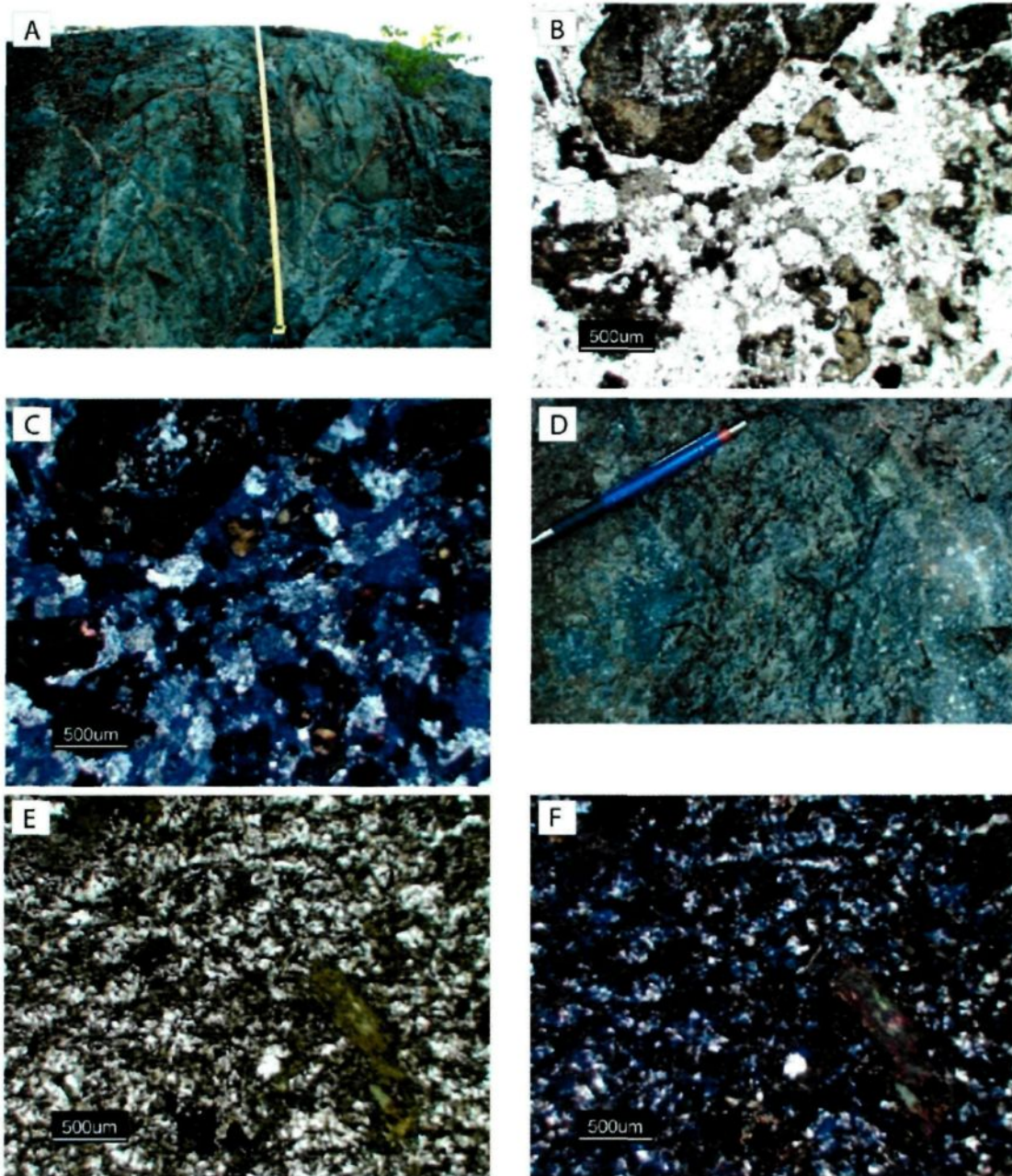


Fig. 16. A) Coussins andésitiques avec un litage subhorizontal. B) Photo en lumière naturelle montrant des reliques de phénocristaux et de microlites de plagioclase dans une matrice silicifiée. C) Même photo en lumière polarisée. D) Texture microporphyrrique des unités andésitiques sur le terrain. E) Photo en lumière naturelle montrant les phénocristaux de hornblende verte de l'échantillon LC-10-033 dans une matrice de microcristaux d'amphibole. F) Même photo en lumière polarisée.

3.4 Dacite (unité mineure B)

3.4.1 Faciès volcanique

La dacite présente sur le terrain (station d'observation LC-032; Fig. 12; 13) est massive et montre des joints columnaires subverticaux à 70° (Fig. 17A). Ces joints sont perpendiculaires au front de refroidissement de l'unité. La position de ces joints est très particulière, puisque les coussins mafiques autour et au-dessus indiquent un litage primaire subhorizontal. Si cette unité était un dyke au travers des coussins, les joints devraient être horizontaux.

3.4.2 Pétrographie

L'échantillon LC-10-020 présente des phénocristaux de plagioclase (1.1-2.5 mm) entièrement saussuritisés en épidote (pistachite), albite et quartz, ainsi que des phénocristaux de pyroxène (2-3.5 mm) entièrement ouralitisés en hornblende verte/actinote, chlorite et calcite. La pâte se compose d'une mosaïque de quartz et de feldspath (50-250 µm) et d'un peu de chlorite (Fig. 17B; C). La mosaïque est le résultat de la dévitrification et de la recristallisation du verre volcanique felsique (McPhie et al. 1993). La texture primaire de la roche est microporphyrrique. Cependant, la recristallisation du verre a formé une texture secondaire équigranulaire.

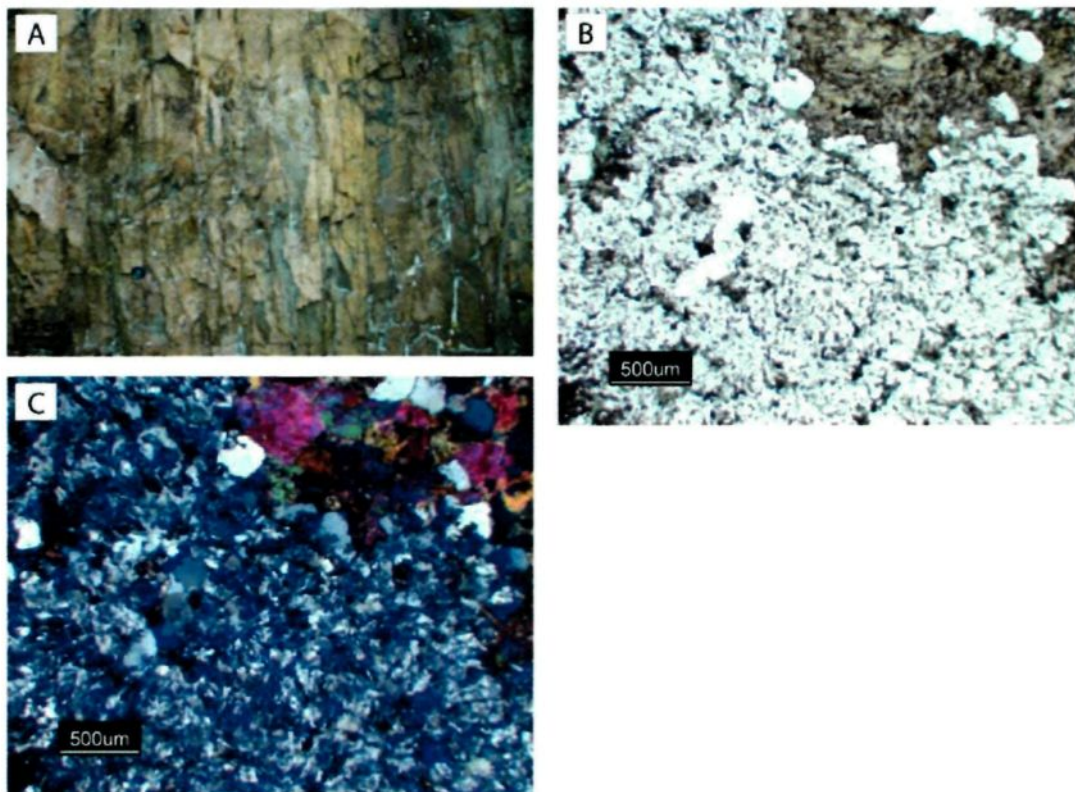


Fig. 17. A) Face verticale d'un affleurement montrant le faciès massif avec colonnades de l'unité de dacite. B) Photo en lumière naturelle montrant les phénocristaux de plagioclase altérés dans une matrice recristallisée de feldspath et de quartz. C) Même photo en lumière polarisée.

3.5 Les volcanoclastites

Plusieurs aires d'observation ne montrent que des affleurements de brèches (volcanoclastites) composées de fragments trop petits pour permettre une analyse lithogéochimique fiable. Certaines brèches ont donc été échantillonnées dans le seul but d'en faire la description pétrographique. Cela a permis de comparer les fragments aux coulées décrites précédemment et ainsi, faire des regroupements entre les différents affleurements (Tab. 2). Pour faciliter la description des échantillons de volcanoclastites, un regroupement par unité lithologique majeure (Fig. 13) a été fait.

Tab 2. Synthèse des structures, des textures et de la pétrographie des échantillons fragmentaires

Unité lithologique	Forme des fragments	Structure(s) observée(s)	Minéralogie primaire (reliques)	Minéralogie secondaire (matrice et vésicules)	Textures
Majeure 1 (basalte andésitique)	70% amiboïdes (5-15 cm), 20% elliptiques (1-8 cm) et 10% angulaires (1-5 cm).	Structure fluidale en lame mince.	Phénocristaux (0.3-1.5 mm) et microlites (50-300 µm) de plagioclase saussuritisé.	Quartz, actinote, pistachite, clinozoïzite et chlorite.	30-60% vésicules (0.2-2 mm). Fragments amiboïdes en casse-tête.
Majeure 2 (andésite)	25% amiboïdes (10-15 cm), 10% elliptiques (1-3 cm) et 65% angulaires (1-5 cm).	Granoclassement normal avec un litage à N110 et un sommet à N200.	Phénocristaux (0.5-1.2 mm) et microlites (50-300 µm) de plagioclase séricitisé. Phénocristaux de hornblende (0.3-1.5 mm) métamorphisée.	Quartz, actinote, pistachite, clinozoïzite, chlorite et carbonate.	20-40% vésicules (0.1-3 mm). Fragments en casse-tête.
Majeure 3 (basalte andésitique)	10-60% amiboïdes (8-25 cm), 10% elliptiques (1-4 cm) et 30-80% angulaires (1-10 cm).	Litage à N120 et un sommet à N210. Structure fluidale en lame mince.	Phénocristaux (0.1-2 mm) et microlites (10-400 µm) de plagioclase séricitisé et saussuritisé. Xénolites d'augite (0.5-1.5 mm) parfois ouralitisée.	Actinote, chlorite, épidote et carbonate.	0-60% vésicules (0.1-2.5 mm). Fragments amiboïdes en casse-tête.
Majeure 4 (andésite)	40% amiboïdes (5-10 cm) et 60% angulaires (1-6 cm).	Litage à N300 et un sommet à N210.	Phénocristaux (0.2-2 mm) et microlites (50-200 µm) de plagioclase.	Quartz, clinozoïzite, actinote et épidote.	50% vésicules (0.1-3 mm). Fragments en casse-tête.
Majeure 5 (basalte andésitique)	100% amiboïdes (4-10 cm) sur un affleurement et 100% angulaires (2-15 cm) sur les autres.		Microlites (50-300 µm) de plagioclase séricitisé.	Épidote, quartz, carbonate, actinote, albite et chlorite.	20% vésicules (0.4-1.2 mm). Fragments en casse-tête.

3.5.1 Unité lithologique 1 (basalte andésitique)

Deux aires d'observation (LC-002 et 028) présentent des fragments amiboïdes de 5 à 15 cm avec une croûte externe en relief positif. Ces fragments, parfois brisés, représentent 70% des fragments de la brèche à ces endroits. Ils sont accompagnés par 20% de fragments elliptiques de 1 à 8 cm et 10% d'anguleux de 1 à 5 cm.

Les échantillons LC-10-001, 005, 014, 022A, 022B et 022C appartiennent à la première unité. Ils présentent des fragments anguleux de 0.1 à 2 cm de diamètre. Ces fragments ont une vésicularité plus importante que les faciès massif ou coussiné, allant de 30 à 60% de la roche. Ces vésicules sont remplies de quartz, actinote, pistachite, clinozoïsite ou de chlorite. Tous les échantillons présentent des microlites de plagioclase saussuritisés de 50 à 300 µm qui montrent une structure fluidale dans le sens de l'écoulement de la lave (Fig. 18A; B; McPhie et al. 1993). Cela s'observe autour des fragments de tous les échantillons sauf 022B et 022C. Les échantillons 005, 014 et 022A présentent des phénocristaux de plagioclase d'une taille variant de 0.3 à 1.5 mm. Ces phénocristaux ont aussi subi une saussuritisation. La matrice des échantillons est très métamorphisée et altérée, majoritairement amphibolitisée, mais aussi très épidotisée pour ce qui est des échantillons 022B et 022C.

3.5.2 Unité lithologique 2 (andésite)

L'aire d'observation LC-057 présente 25% de fragments amiboïdes globuleux (Fig. 18C). Leur taille de 10 à 15 cm est beaucoup plus importante que celle des fragments elliptiques (1 à 3 cm) et anguleux (1 à 5 cm). Les fragments elliptiques représentent 10% des fragments et les anguleux, 65%. L'aire d'observation LC-041 montre un litage accompagné d'un granoclassement normal (Fig. 18D). Les lits ont une épaisseur variant de 50 à 75 cm, une direction vers N110 et un sommet vers N200.

La deuxième unité comprend les échantillons LC-10-009, 023, 024, 027 et 029. Les fragments observés dans les échantillons 009 et 023 sont anguleux et contiennent des phénocristaux (de 0.5 à 1.2 mm de long) et des microlites (de 50 à 300 µm) de plagioclase séricitisés. Le taux de vésicularité est plus faible que dans la coulée précédente (20-40%). Les vésicules ont une taille variant de 0.1 à 1.8 mm et sont remplies de quartz et d'épidote (pistachite et clinozoïzite). Les pâtes des fragments sont fortement métamorphisées en amphibole, chlorite et épidote. La matrice de l'échantillon 009 contient des phénocristaux de plagioclase séricitisés, des petits cristaux d'épidote et des petites baguettes d'amphibole. L'échantillon 023 présente une grande quantité de cristaux d'actinote dans sa matrice entre les fragments, mais aussi de l'épidote, de la chlorite et du carbonate. L'échantillon 027 présente des fragments dans une matrice épidotisée et silicifiée. Les fragments sont anguleux et montrent parfois un motif en casse-tête, typique d'une fragmentation *in situ* des brèches de

coulée. Ils sont majoritairement métamorphisés en amphibole et épidote. Ils contiennent des microlites en cours de saussuritisation et aussi des vésicules de quartz et d'épidote de 0.2-1 mm. Un fragment montre un amas de cristaux de hornblende et d'épidote.

Les échantillons 024 et 029 proviennent de l'intérieur de gros fragments de la seconde coulée et ne montrent donc pas la matrice entre les fragments. L'échantillon 024 montre des phénocristaux de hornblende verte d'une taille allant de 0.3 à 1.5 mm. Ces phénocristaux sont en cours de métamorphisme en chlorite et épidote. Des reliques séricitisées de phénocristaux de plagioclase (1.5-2.2 mm), présentant toujours une zonation, sont aussi visibles. De plus, des phénocristaux ont été presque entièrement évidés et remplacés par du carbonate et de l'épidote. La pâte se compose de reliques de microlites saussuritisés et de quartz. Les cristaux d'actinote de l'échantillon 029 sont contenus dans des vésicules de 0.3 à 3 mm de diamètre. Ces vésicules sont aussi parfois occupées par de l'épidote ou du quartz. La pâte est silicifiée et contient des microlites de plagioclase de 0.1 à 0.6 mm de long, dont certains ne sont pas altérés, mais uniquement métamorphisés en albite.

3.5.3 Unité lithologique 3 (basalte andésitique)

La troisième unité présente plusieurs aires d'observation (LC-048, 049, 050, 057, 062, 070, 081, 098 et 104) où des fragments amiboïdes sont présents.

Leur abondance varie de 10 à 60% et leur taille va de 8 à 25 cm. La croûte externe des fragments est en relief positif sur l'affleurement et certains sont brisés. Les affleurements montrent aussi 10% de fragments elliptiques de 1 à 4 cm et 30 à 80% de fragments anguleux de 1-10 cm. L'aire d'observation LC-080 montre deux lits de volcanoclastites à granoclassement normal d'une épaisseur variant de 2 à 3 m. Les lits ont une direction vers N120 et un sommet stratigraphique à N210.

Plusieurs échantillons fragmentaires proviennent de la troisième unité. Il s'agit des échantillons LC-10-037, 038A, 038B, 041, 049A, 052, 054-1 et 054-2. Seulement la moitié des échantillons présentent les xénolites à cristaux d'augite spécifiques aux troisième et cinquième unités. Les échantillons 037, 038A, 038B et 041 montrent des fragments anguleux de 2-25 mm entièrement métamorphisés en amphibole, chlorite et épidote. Ces fragments présentent des phénocristaux de plagioclase séricitisés et saussuritisés de tailles variables allant de 0.1 à 2 mm. Ils présentent aussi 5% de microlites de 10 à 100 µm majoritairement séricitisés et aussi saussuritisés. Les fragments ont aussi une certaine quantité de vésicules, 5% pour les échantillons 38A et 38B, 20% pour l'échantillon 037 et 60% pour le 041. Ces vésicules ont de 0.1 à 2.5 mm de diamètre et sont remplies de quartz, chlorite et épidote. Les vésicules de l'échantillon 041 montrent aussi du carbonate. La matrice entre les fragments de l'échantillon 037 est silicifiée et celle des échantillons 038A, 038B et 041 est silicifiée et carbonatée. De plus, celle de l'échantillon 038B contient de l'actinote.

Les microlites des échantillons 037 et 038B montrent une structure fluidale qui contourne les phénocristaux et les vésicules.

Les échantillons LC-10-049A, 052, 054-1 et 054-2 proviennent de l'intérieur de gros fragments et ne montrent pas la matrice entre les fragments. Ils montrent des xénolites à cristaux d'augite. L'échantillon 049A montre des cristaux de hornblende verte de 100 à 300 μm de diamètre. Il s'agit en fait de cristaux d'augite ouralitisés. L'échantillon contient aussi 40% de microlites de plagioclase de 100 à 400 μm en cours de séricitisation. Sa pâte se compose de quartz, d'épidote et d'actinote. Certaines vésicules irrégulières sont remplies de quartz et d'épidote. L'échantillon 052 a une pâte entièrement métamorphisée en amphibole et épidote et ne présente que des microlites et des xénolites. Les microlites représentent 20% de l'échantillon, ont une taille allant de 50 à 150 μm et sont séricitisés. Les xénolites présentent des cristaux primaires d'augite avec plusieurs stades d'ouralitisation ainsi que des cristaux de hornblende verte, d'actinote et d'épidote. La hornblende verte et l'actinote proviennent de l'ouralitisation complète ou partielle de l'augite et ont une taille entre 0.5 et 2 mm. Les cristaux d'augite ont une taille de 0.5 à 1.5 mm. L'échantillon 054-1 a une pâte métamorphisée contenant de l'amphibole. Il contient 65% de microlites de 50-150 μm séricitisés ainsi que des vésicules irrégulières de 1 à 3 mm remplies de quartz et chlorite. Cet échantillon présente aussi des xénolites à augite inaltérée à complètement ouralitisée en hornblende verte et actinote. Ces xénolites ont une taille allant de 0.8 à 5 mm. L'échantillon 054-2 a la même pâte et les mêmes vésicules que le précédent. Par contre, les microlites de cet

échantillon montrent une structure fluidale avec un alignement dans le sens de l'écoulement. De plus, les cristaux d'augite sont moins altérés dans des xénolites de 1.1 à 11 mm.

3.5.4 Unité lithologique 4 (andésite)

L'aire d'observation LC-071 présente 40% de fragments amiboïdes de 5 à 10 cm de long. Les fragments anguleux de 1 à 6 cm forment le reste du dépôt. L'aire d'observation LC-106 montre un litage avec une direction à N300 et un sommet stratigraphique vers N030.

Seul l'échantillon LC-10-059 provient de la brèche andésitique de la quatrième unité. L'échantillon contient des fragments de 3 à 21 mm qui se composent à 50% de vésicules de 0.1 à 3 mm de diamètre, remplies de quartz et rarement d'un peu de clinozoïsite. Les fragments ont aussi 15% de phénocristaux de plagioclase presque entièrement séricitisés et saussuritisés, de 0.2 à 2 mm. La pâte des fragments est amphibolitisée et épidotisée. Elle contient 30% de microlites de plagioclase séricitisés, d'une taille allant de 50 à 200 µm. La matrice qui supporte les fragments est silicifiée et métamorphisée en épidote et amphibole. Du quartz comble les quelques vésicules présentes.

3.5.5 Unité lithologique 5 (basalte andésitique)

Les échantillons LC-10-042, 055, 057, 060 et 061 proviennent de cette unité. L'échantillon 042 montre l'intérieur d'un fragment composé de microlites de plagioclase saussuritisés de 50 à 300 µm de long ainsi que des vésicules de 0.4 à 1.2 mm de diamètre remplies d'épidote, de quartz et plus rarement de carbonate et d'actinote. La pâte du fragment est épidotisée et silicifiée avec une zone d'épidotisation intense. L'échantillon 055 présente deux types de fragments. Le premier type possède 30% de microlites de plagioclase séricitisés de 50-250 µm, dans une pâte épidotisée et amphibolitisée. Le second possède 50% de microlites métamorphisés en albite de 50-150 µm, dans une pâte épidotisée, amphibolitisée et chloritisée. L'échantillon 057 montre trois types de fragments. Le premier type a une pâte épidotisée et amphibolitisée avec 10% de microlites de plagioclase séricitisés de 100-500 µm et des vésicules de 0.2-1 mm remplies de pistachite, clinozoïzite et actinote. Le second type a une pâte chloritisée, épidotisée et amphibolitisée et contient 75% de microlites saussuritisés de 50 à 300 µm. Le troisième type contient 35% de microlites séricitisés et a une pâte chloritisée avec des traces de carbonate et de silice. L'échantillon 060 contient un seul type de fragment riche en microlites (85%) légèrement saussuritisés de 75-600 µm. Ces fragments contiennent aussi quelques vésicules remplies de chlorite et de cristaux d'amphibole aciculaires dans une pâte de même composition. L'échantillon 061 montre des fragments à pâte entièrement métamorphisée en chlorite, actinote et épidote. Ces fragments se composent aussi de 10% de minéraux opaques et de 40% de microlites

séricitisés de 50-150 μm . La matrice supportant les fragments de cette coulée se compose d'hyaloclastite entièrement transformée en chlorite, épidote, actinote et quartz.

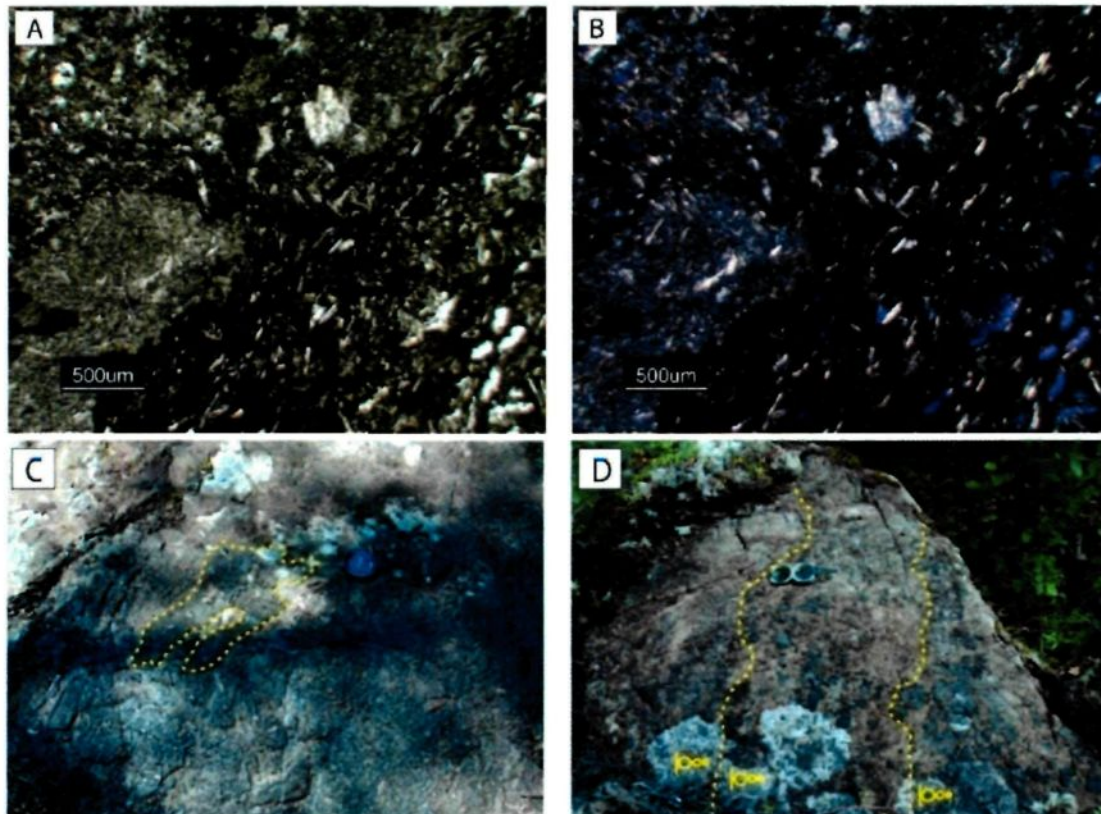


Fig. 18. A) Photo en lumière naturelle montrant des microlites de plagioclase avec une structure fluidale entre les fragments de roches dans l'échantillon LC-10-022A B) Même photo en lumière polarisée. C) Photo montrant les fragments amiboïdes. D) Photo montrant des lits de volcanoclastites avec un granoclassement normal. La boussole pointe dans la direction du sommet stratigraphique.

3.6 Discussion

Le présent chapitre décrit les faciès, les structures, les textures et la pétrographie des sept unités lithologiques majeures (5) et mineures (2) observées sur le terrain.

Lorsque les observations de terrain sont rapportées sur la carte (Fig. 12) et comparées avec le modèle d'agencement des coulées sous-marines mafiques de Dimroth et al. (1978; 1985), cinq coulées majeures se précisent (Fig. 13). Il s'agit de trois coulées de basalte andésitique (unités lithologiques 1, 3 et 5) et de deux coulées d'andésite (unités lithologiques 2 et 4), dont la forme et la superficie sont clairement visibles sur la carte. Par contre, l'attitude subhorizontale de toutes les unités ne permet pas de déterminer leur épaisseur. Seuls certains affleurements de volcanoclastites montrent un litage primaire (S0) qui n'est pas subhorizontal. La distribution des différents faciès de coulée de lave ainsi que la continuité des différentes unités lithologiques sur plusieurs centaines de mètres carrés réfutent la présence de mégablocs d'un plancher de caldeira de type «*piecemeal*».

La définition de la forme et des limites des unités lithologiques a permis de répartir, dans l'espace, les échantillons de lave fragmentaire. Les fragments des brèches plus distales (fragments anguleux) ont été remaniés et présentent un granoclassement normal ainsi qu'un litage dans les brèches très distales (Fig. 18D). Pour présenter un granoclassement et un litage, les fragments ont été

remaniés par des courants de turbidité de haute et de basse densité. Les lits les plus observés présentent les divisions R_3 et S_1 de la séquence de Lowe (1982). Un seul affleurement présente les divisions Ta et Tb de Bouma (1962). La direction des litages, au front des coulées, est perpendiculaire à la direction générale de l'écoulement. La direction d'écoulement varie d'un point d'observation à un autre. Il est donc impossible de donner une direction générale aux litages et aux granoclassements. La présence de fragments amiboïdes et elliptiques (Fig. 18C), dans certains dépôts fragmentaires massifs, indique une fragmentation autoclastique alors que la lave était toujours dans un état plastique.

Un haut taux de vésicularité est observé dans les échantillons de roches fragmentaires et de coussins. Par contre, il est beaucoup moins présent dans les échantillons provenant du faciès massif. Cela indique qu'une grande quantité de gaz était présente dans la lave lors du commencement de l'éruption, mais n'implique pas nécessairement un mécanisme d'éruption explosif. Fridleifsson et al. (1982) attribuent un taux de vésicularité élevé dans les coussins à un abaissement soudain de la pression en gaz lorsque la croûte extérieure du coussin se brise pour former un nouveau coussin. Cela explique pourquoi les vésicules sont concentrées principalement dans les coussins et les brèches des unités observées.

Les échantillons de basalte andésitique et d'andésite présentent une texture et une minéralogie primaires similaires. La minéralogie primaire se

compose de cristaux altérés ou de reliques de tailles très variables de hornblende, de pyroxène (principalement de l'augite) ainsi que de plagioclase (observé majoritairement sous forme de microlites). Les phénocristaux proviennent de ces minéraux et forment la texture microporphyrrique observée dans tous les échantillons. Par contre, l'unité de dacite présente une texture secondaire équigranulaire provenant de la recristallisation du verre volcanique felsique. La pétrographie des roches étudiées concorde avec les observations de Dimroth et al. (1985) et de Ross et al. (2008). La minéralogie observée n'est pas primaire, mais découle d'altérations ou du métamorphisme.

Les altérations sont souvent les mêmes pour les différentes compositions de roches sur l'aire de recherche. La plus observée est l'altération de la pâte vitreuse originale en chlorite. Cette chlorite est le produit final de l'altération et du métamorphisme du verre volcanique. La première phase de cette altération est l'halmyrolyse qui lessive une partie des éléments suivants: Si, Mg, Ca, Fe, Mn (Aumento et al. 1976). Elle enrichit aussi en potassium le verre en plus de l'hydrater. La seconde est le début de la dévitrification, décrit par Dimroth et Lichtblau (1979). Il s'agit du produit de l'hydratation du verre pour former de la palagonite, laquelle se transforme en fibropalagonite qui est en fait de la smectite. Finalement, une altération et un métamorphisme plus intenses transforment cette smectite en oxydes de fer et chlorite (Karlsson et al. 1979; McPhie et al. 1993).

Une autre altération importante est la silicification de la matrice supportant les fragments dans le faciès bréchique. Le diagramme de Winchester et Floyd (1977) utilisant Zr/TiO_2 sur SiO_2 (section 4.1; Fig. 19B) montre un enrichissement extérieur important de la silice dans les échantillons de basalte andésitique et d'andésite. Cette silice montre le passage de fluides hydrothermaux de basses températures riches en silice (Herzig et al. 1988), dans une matrice poreuse. Elle est venue s'ajouter à la silice libérée lors de l'halmyrolyse du verre volcanique (Aumento et al. 1976). Les pores disponibles (originaux ou produits d'une phase antérieure) ont donc été comblés par de la silice. Pearson et Daigneault (2009) décrivent l'altération en carbonates comme mineure dans le secteur. En effet, du carbonate est observé seulement dans certaines vésicules et dans la matrice de quelques brèches. Cette manifestation peu importante indique que les carbonates ne proviennent pas d'une source hydrothermale ayant altéré la roche. Ils proviennent vraisemblablement de la réaction avec l'eau de mer riche en carbonates lors de l'halmyrolyse, de la diagenèse et de la spilitisation de la roche qui libèrent du calcium du verre volcanique, des plagioclases et des pyroxènes (Aumento et al. 1976; Foucault et Raoult, 2005).

Les minéraux primaires ont aussi tous subi une transformation reliée au métamorphisme ou à une ou plusieurs altérations. Le plagioclase en présente deux formes: la saussuritisation et la séricitisation. La majorité des échantillons de roche massive ou coussinée présente une saussuritisation du plagioclase plus forte que la séricitisation. La saussuritisation est un métamorphisme

complexe des plagioclases en épidote, albite, quartz et actinote (Roubault et al. 1972). La séricitisation, qui est la première altération hydrothermale des roches sous-marines (Lavoie, 2003), altère les plagioclases en damourite et accessoirement en épidote, quartz, calcite et chlorite si la calcicité du plagioclase le permet. C'est le phénomène d'halmyrolyse qui a libéré le potassium nécessaire à cette altération. Les échantillons du faciès bréchique tendent plus vers une séricitisation dominante. Cette différence s'explique par le haut niveau de porosité du faciès bréchique qui a permis une circulation plus importante de l'eau de mer, ce qui a accru l'halmyrolyse. L'intensité de la séricitisation est directement reliée au rapport de surface de contact entre l'eau et la roche (Que et Allen, 1996). Ce rapport est plus grand dans les brèches par rapport aux autres faciès. La séricitisation a été la première altération à affecter la roche, principalement les brèches, suite à leur mise en place. La saussuritisation est venue par la suite lors du métamorphisme qui a aussi affecté les pyroxènes et la hornblende verte.

Une autre forme de métamorphisme observée dans certains échantillons est l'ouralitisation des pyroxènes qui accompagne fréquemment la saussuritisation des plagioclases. Il s'agit d'une hydratation des pyroxènes survenant lors du métamorphisme, de l'hydrothermalisme (Le Gleuher et Noack, 1990) ou du métamorphisme rétrograde (Schürmann, 1974). La hornblende verte secondaire provient de ce métamorphisme. Elle peut être remplacée par de l'actinote s'il n'y a pas d'aluminium ni de sodium (Roubault et al. 1972).

Les rares hornblendes vertes primaires observées ont subi un métamorphisme en chlorite et épidote. Cela se produit lors du métamorphisme rétrograde de roches de bas grade métamorphique (Pichler et Schmitt-Riegraf, 1997). La hornblende verte est remplacée par de l'actinote et finalement par de la chlorite, épidote, quartz et calcite.

La seule origine commune au métamorphisme de la hornblende verte et à l'ouralitisation des pyroxènes est le métamorphisme rétrograde. Cela explique pourquoi il est possible d'observer à la fois des cristaux de pyroxène en cours d'ouralitisation et des cristaux de hornblende verte primaires en cours de métamorphisme.

Le métamorphisme a affecté toutes les roches de façon similaire, alors que l'altération a agi à des degrés variables sur les échantillons. Powell et al. (1993) décrivent le métamorphisme régional comme ayant seulement atteint le faciès sous-schistes verts. Ils rapportent aussi une augmentation dans le grade métamorphique autour du Pluton de Monsabrais. L'assemblage minéralogique secondaire observé, lors de l'étude pétrographique, va dans le sens d'un métamorphisme de contact pour la zone d'étude. La présence de plagioclase sodique, d'actinote, de chlorite et d'épidote indique un métamorphisme au faciès des cornéennes à albite et épidote. Ce faciès est très similaire à celui des schistes verts décrit par Powell et al. (1993).

Les unités lithologiques trois et cinq de basalte andésitique montrent la présence de xénolites ultramafiques riches en augite (clinopyroxénite). Ces xénolites proviennent vraisemblablement d'un niveau de cumulat au fond de la chambre magmatique. Les cristaux d'augite ayant cristallisé dans la chambre sont plus lourds que le liquide et se sont donc déposés au fond. L'injection de lave, avant l'éruption de basalte andésitique, a brisé ce niveau et en a transporté des fragments jusqu'à la surface. La présence très importante de ces fragments, dans les croûtes des coussins de la troisième unité, montre qu'ils étaient beaucoup plus présents au début de l'éruption. Ce phénomène est observé et décrit sur l'île de São Miguel aux Açores (Moore, 1991; Mattioli et al. 1997).

La présence de colonnes subverticales dans l'unité mineure de dacite (B) peut avoir deux origines. La première est qu'il s'agit en fait d'une coulée antérieure à l'unité d'andésite qui la recouvre et où son niveau supérieur était en contact avec l'eau de mer lors de son éjection. La seconde est qu'il s'agit d'un filon-couche felsique s'étant injecté parallèlement aux autres unités. La texture primaire microporphyrrique de la roche fait pencher la balance en faveur de la première hypothèse.

CHAPITRE 4

GÉOCHIMIE

Des 69 échantillons collectés lors de l'été 2010, 43 ont été analysés pour déterminer leurs concentrations en éléments majeurs, en traces et en terres rares (Annexe 2). Des graphiques ont été générés pour caractériser et interpréter les roches présentes sur le terrain de l'étude.

4.1 Classification des volcanites

Les travaux de cartographie antérieure avaient utilisé la silice (SiO_2) comme élément discriminant pour classer les roches effusives présentes à Monsabrais. Ces résultats ne reflétaient pas la réalité de cette localité, car plusieurs volcanites coussinées et suspectées être mafiques, avaient été précédemment cartographiées comme étant des dacites. Pour démontrer que les roches sont beaucoup moins felsiques que supposées précédemment, des éléments moins mobiles que la silice pendant l'altération hydrothermale et le métamorphisme ont été employés pour réaliser la classification des volcanites. Le diagramme Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977; Fig. 19A) indique que la majorité des échantillons sont des volcanites de composition mafique à

intermédiaire répartis comme suit: 1 basalte, 30 basaltes andésitiques, 11 andésites et 1 dacite. Le diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester et Floyd, 1977; Fig. 19B) suggère que certains échantillons ont subi un apport ou un lessivage en silice, suite à la circulation de fluides hydrothermaux et au processus d'halmyolyse.

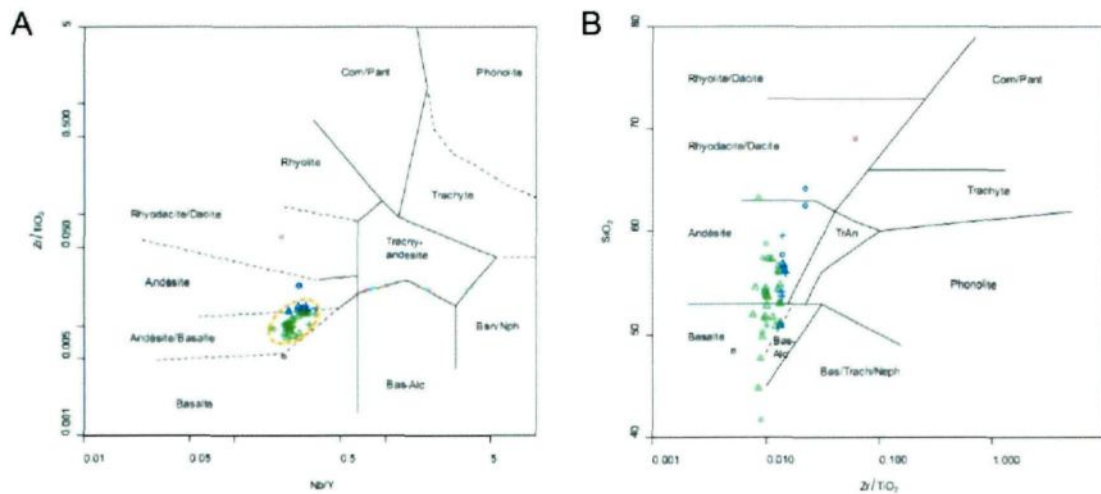


Fig. 19. Graphiques montrant en A, la classification de Winchester et Floyd (1977) Zr/TiO_2 vs Nb/Y et en B, la classification de Winchester et Floyd (1977) Zr/TiO_2 vs SiO_2 . Les 43 échantillons sont représentés sur les deux graphiques. Le code de couleur est le suivant: noir pour l'échantillon basaltique, vert pour les échantillons de basalte andésitique, bleu pour les échantillons andésitiques et rouge pour l'échantillon dacitique. Les échantillons représentés par le symbole (o) sont d'affinité tholéiitique, par un (Δ) sont d'affinité transitionnelle et par un (+) sont d'affinité calco-alcaline selon Barrett et MacLean (1999).

De ces 43 échantillons, un groupe de 39 échantillons similaires au niveau de la composition est bien visible sur la figure 19A. Cependant, quatre échantillons se détachent clairement de ce groupe. Il s'agit, dans un premier temps, de l'échantillon de basalte et de l'échantillon de dacite qui sont tous les

deux présents uniquement à un seul endroit sur le terrain. L'échantillon de basalte (LC-10-007) provient d'une grande coulée basaltique qui a été recoupée par le Pluton de Monsabrais et qui, selon la carte antérieure (fournie par Corporation Minière Alexis), se retrouve au nord du pluton. L'échantillon de dacite (LC-10-020) provient d'un affleurement vertical présent dans une zone de coulée andésitique. Par contre, cet affleurement est rapidement recouvert et n'a pas d'extension latérale. Dans un deuxième temps, les deux autres échantillons (LC-10-026A et 026B) sont des andésites de deux langues de lave adjacentes provenant d'une coulée tardive.

4.2 Affinité magmatique

L'affinité magmatique des laves a été établie en utilisant les valeurs du rapport Zr/Y de Barrett et MacLean (1999) (Fig. 20A). Ce rapport est basé sur des roches archéennes provenant du Groupe de Blake River. Il a été préféré à l'utilisation du diagramme AFM (total alcalin, fer et magnésium), car les éléments utilisés dans ce diagramme sont considérés comme étant beaucoup plus mobiles que le Zr et Y lors des processus d'altération hydrothermale et de métamorphisme. Les valeurs du rapport Zr/Y, délimitant les champs d'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009) (Fig. 20B), ont aussi été appliquées dans l'éventualité qu'elles rassemblent une plus grande majorité d'échantillons dans

un seul champ d'affinité magmatique. Par contre, ces valeurs sont basées sur des échantillons de roches récentes.

Selon le diagramme de Barrett et MacLean (1999), les volcanites d'affinité transitionnelle ($Zr/Y = 4.5$ à 7 ; 26 échantillons) sont majoritaires par rapport aux volcanites d'affinité tholéitique ($Zr/Y = <4.5$; 10 échantillons) et calco-alkaline ($Zr/Y = >7$; 7 échantillons). Des 7 échantillons d'affinité calco-alkaline, 2 sont des basaltes andésitiques et 5 des andésites. 23 des 26 échantillons d'affinité transitionnelle sont des basaltes andésitiques et 3 sont des andésites. L'échantillon de basalte (LC-10-007) et celui de dacite (LC-10-020) sont tous les deux ainsi que 5 basaltes andésitiques et 3 andésites d'affinité tholéitique. Des 17 échantillons qui ne sont pas d'affinité transitionnelle, 6 ont un rapport Zr/Y de moins de 5% d'écart par rapport à la limite du champ transitionnel. Ces échantillons peuvent être associés au même groupe que celui du champ transitionnel. Il s'agit des échantillons LC-10-018, 026A, 026B, 034, 046 et 058. Il reste 6 échantillons d'affinité tholéitique et 5 échantillons d'affinité calco-alkaline. L'échantillon de basalte (LC-10-007) se retrouve comme prévu dans le champ tholéitique. Par contre, l'échantillon de dacite (LC-10-020) se retrouve lui aussi dans le champ tholéitique. Le fait qu'il n'ait pas une affinité à tendance plus calco-alkaline que le basalte implique que la dacite n'est pas une unité tardive.

Selon le diagramme de Ross et Bédard (2009), 33 échantillons se projettent dans le champ calco-alkalin, contre 10 pour le groupe transitionnel et aucun pour le tholéitique. Ces résultats proviennent du fait que la limite

inférieure du champ calco-alcalin de ce diagramme est à un ratio Zr/Y de 4.5. Donc, les échantillons qui étaient d'affinité transitionnelle, selon Barrett et MacLean (1999), sont maintenant d'affinité calco-alcaline selon Ross et Bédard (2009).

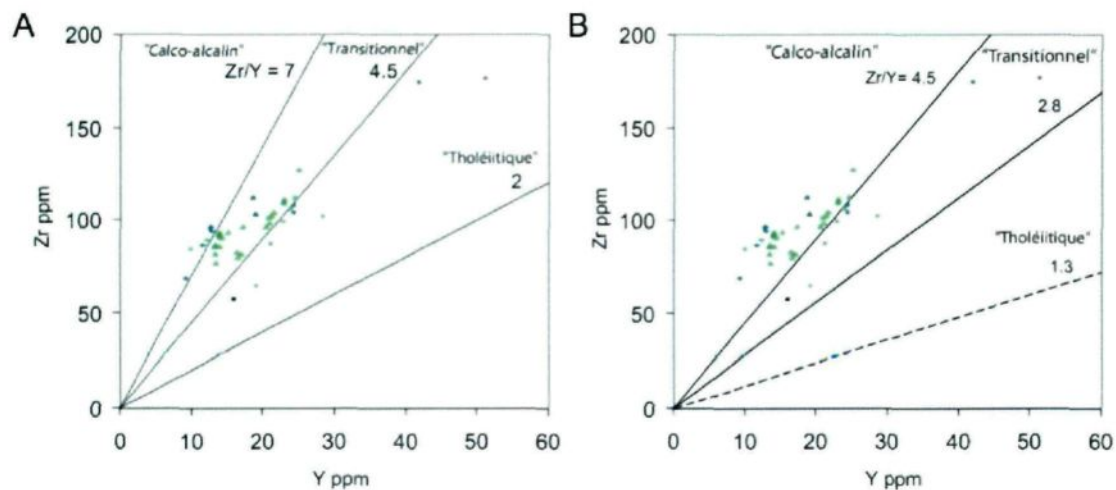


Fig. 20. Graphiques montrant en A, l'affinité magmatique selon Barrett et MacLean (1999) et en B, l'affinité magmatique selon Ross et Bédard (2009). Le code de couleur et la symbologie sont les mêmes que pour la figure 19.

Le diagramme de Ross et Bédard (2009) offre donc le rassemblement d'une plus grande majorité d'échantillons au sein d'un même champ d'affinité magmatique. Par contre, le large spectre d'affinités obtenues est invraisemblable compte tenu de la très petite distance entre les échantillons. Une explication de ce phénomène serait que le magma était possiblement d'affinité tholéitique à transitionnelle avant de subir une contamination crustale (Barrett et al. 1993). Maintenant, les échantillons sont préférentiellement d'affinité transitionnelle à

calco-alcaline. De plus, cela fait en sorte que les affinités magmatiques ne peuvent pas caractériser indépendamment les différentes unités lithologiques.

4.3 Géotectonisme

Les diagrammes de caractérisation d'environnements géotectoniques deviennent maintenant importants pour déterminer dans quel contexte tectonique les roches de la région de Monsabrais se sont formées. Ces diagrammes utilisent plusieurs éléments différents, dont certains sont très mobiles. Ils montrent une grande dispersion des échantillons, ce qui est anormal compte tenu des résultats précédents et du contexte de formation de la Sous-province d'Abitibi (détaillé au chapitre 2). Cette dispersion est le fruit de l'altération des roches qui fait varier le contenu de certains éléments mobiles. Des diagrammes utilisant des éléments moins mobiles sont donc nécessaires.

Plusieurs des diagrammes testés donnent une grande dispersion des résultats. Par contre, les diagrammes de Pearce et Cann (1973), de Wood (1980) et de Meschede (1986) montrent tous un regroupement des échantillons (Fig. 21). Ce regroupement est présent dans le même champ ou un champ équivalent pour tous les diagrammes.

Pearce et Cann (1973) utilisent les éléments Ti et Zr dans leur premier diagramme et Ti/100, Zr et $3*Y$ pour leur deuxième diagramme (Fig. 21A; B). Meschede (1986) utilise $2*Nb$, Zr/4 et Y (Fig. 21C) dans son diagramme et Wood (1980) utilise le Th, Hf/3 et Nb/16 dans son premier, Th, Hf/3 et Ta pour son deuxième et Th, Zr/117 et Nb/16 pour son troisième (Fig. 21D; E; F). La gamme d'éléments utilisés accorde une valeur plus importante aux résultats que pour un seul type de diagramme.

Les échantillons d'andésite (plus fractionnée) devraient théoriquement se retrouver à l'intérieur du champ des basaltes alcalins (Jakes et White, 1972; Pearce et Cann, 1973). Une attention particulière a donc été portée sur les basaltes andésitiques, car ils sont les échantillons qui devraient le plus varier de position, dans les graphiques.

4.3.1 Diagrammes de Pearce et Cann (1973)

Sur le diagramme de Pearce et Cann (1973) (Fig. 21A), utilisant Ti vs Zr, 36 des 42 échantillons sont dans le champ C des basaltes d'arc volcanique. De ceux-ci, 27 (75%) d'entre eux sont des basaltes andésitiques. Sur le deuxième diagramme (Fig. 21B), 28 des 41 échantillons sont dans le champ C des basaltes d'arc volcanique dont 16 sont des basaltes andésitiques. Pour les autres échantillons de basaltes andésitiques, 5 sont dans le champ D (basaltes de type dorsale médio-océanique (M.O.R.B.)) et 7 sont dans le B (M.O.R.B., basaltes d'arc volcanique et/ou tholéiites pauvres en potassium).

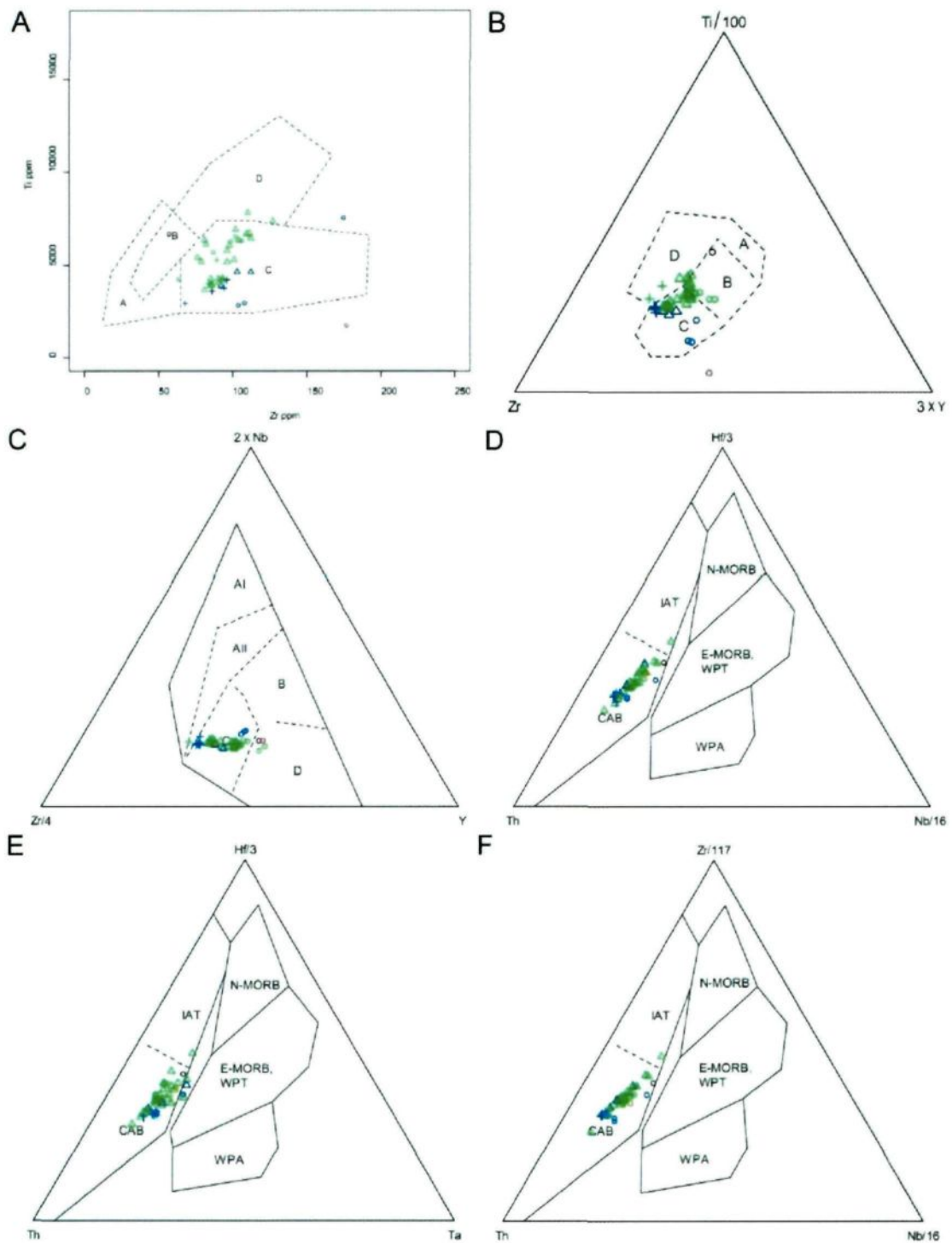


Fig. 21. Graphiques des différentes classifications géotectoniques, A) Pearce et Cann (1973) 1, B) Pearce et Cann (1973) 2, C) Meschede (1986), D) Wood (1980) 1, E) Wood (1980) 2 et

F) Wood (1980) 3. Le code de couleur et la symbologie sont les mêmes que pour la figure 19. Pour les graphiques A et B: les champs A et B représentent les tholéiites pauvres en potassium, C et B les basaltes d'arc volcanique et, D et B les basaltes de rifts médio-océaniques (MORB). Pour le graphique C: le champ A1 représente les basaltes alcalins intra-plaques (WPA), A2 les basaltes alcalins intra-plaques et les tholéiites intra-plaques (WPT), B les MORB primitifs (P-MORB), C les basaltes d'arc volcanique (VAB) et les MORB normaux (N-MORB) et D, les N-MORB. Pour les graphiques D, E et F: E-MORB représente les MORB enrichis.

4.3.2 Diagramme de Meschede (1986)

Dans le diagramme ternaire de Meschede (1986), 32 des 37 échantillons (86%) sont dans le champ C des basaltes d'arc volcanique et des tholéiites intra-plaques (Fig. 21C). Des 25 échantillons de basalte andésitique présents, 22 (88%) sont dans le champ C. Des autres échantillons, 4 sont dans le champ D des basaltes d'arc volcanique et des N-MORB et 1 échantillon est dans le champ All des tholéiites et des basaltes alcalins intra-plaques.

4.3.3 Diagrammes de Wood (1980)

Les diagrammes de Wood (1980) présentés aux figures 21D, E et F sont divisés en quatre champs distincts, comme pour les diagrammes de Pearce et

Cann (1973). Cependant, le champ D des basaltes de marges destructives et différenciées est sous-divisé en deux sous-champs: le sous-champ CAB des basaltes d'arc volcanique et le sous-champ IAT des tholéiites d'arc insulaire.

Sur le diagramme Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980), la majorité (98%) des échantillons se projette dans le sous-champ des basaltes calco-alcalins d'arc volcanique (CAB) alors qu'un seul échantillon se projette dans le sous-champ des volcanites tholéitiques d'arc insulaire (IAT; Fig. 21D). Au total, 29 des 30 échantillons de basalte andésitique (97%) sont dans le sous-champ CAB. Sur le diagramme Th-Hf/3-Ta (Fig. 21E), 38 des 43 échantillons sont situés dans le sous-champ CAB et 1, dans le sous-champ IAT. Quatre échantillons sont entre les champs et ne sont donc pas comptabilisés. Des 38 échantillons du sous-champ CAB, 27 sont des basaltes andésitiques (90%). Sur le diagramme Th-Zr/117-Nb/16 (Fig. 21F), la majorité (98%) des échantillons sont dans le sous-champ CAB de la division D. De ces 42 échantillons, 29 (97%) sont des basaltes andésitiques.

Plus de 85% des échantillons présents sur les six différents diagrammes ont des compositions similaires aux basaltes calco-alcalins d'arc volcanique océanique ou continental. Si l'on apporte une attention plus particulière aux basaltes andésitiques, des 180 échantillons présents, 150 (83.3%) sont dans ce champ. Alors, les diagrammes de géotectonisme utilisés donnent tous un résultat très similaire et indiquent que la majorité des roches collectées à Monsabrais sont d'origine calco-alcaline et proviennent d'un arc volcanique.

4.4 Les terres rares

4.4.1 Spectre des terres rares normalisées sur les chondrites

Le diagramme des terres rares normalisées sur les chondrites, selon Boynton (1984), montre que tous les échantillons ont un spectre similaire et qu'ils proviennent clairement de la même chambre magmatique qui n'a presque pas évolué dans le temps de formation de ces roches (Fig. 22A). Lorsque tous les échantillons sont présentés en même temps sur le diagramme, il est difficile de voir des différences entre les spectres individuels. Pour mieux identifier les échantillons les plus et les moins fractionnés du groupe, quelques calculs sont nécessaires. Il s'agit, dans un premier temps, de prendre les valeurs de lanthane (La) et de lutécium (Lu) de chaque échantillon et de les normaliser par la valeur proposée par Boynton (1984) pour les chondrites, qui est de 0.31 ppm pour le lanthane et de 0.0322 ppm pour le lutécium (Annexe 2). Dans un deuxième temps, il s'agit de calculer le rapport La_N/Lu_N , à partir des valeurs normalisées. Ce rapport est supérieur à 1 pour les basaltes de type E-MORB (basalte enrichi de rift médio-océanique; Sun et McDonough, 1989). Dans cette étude, les valeurs de ce rapport varient entre 1.44 et 9.13. Les roches ont été divisées en trois classes à partir de ce rapport. Les échantillons, ayant une valeur inférieure à 3, sont considérés comme étant les échantillons les moins fractionnés et ont un spectre plus plat. Ceux ayant un rapport supérieur à 3 mais inférieur à 5 sont les échantillons considérés comme ayant un fractionnement moyen. Finalement, ceux avec un rapport supérieur à 5 sont les échantillons les plus fractionnés.

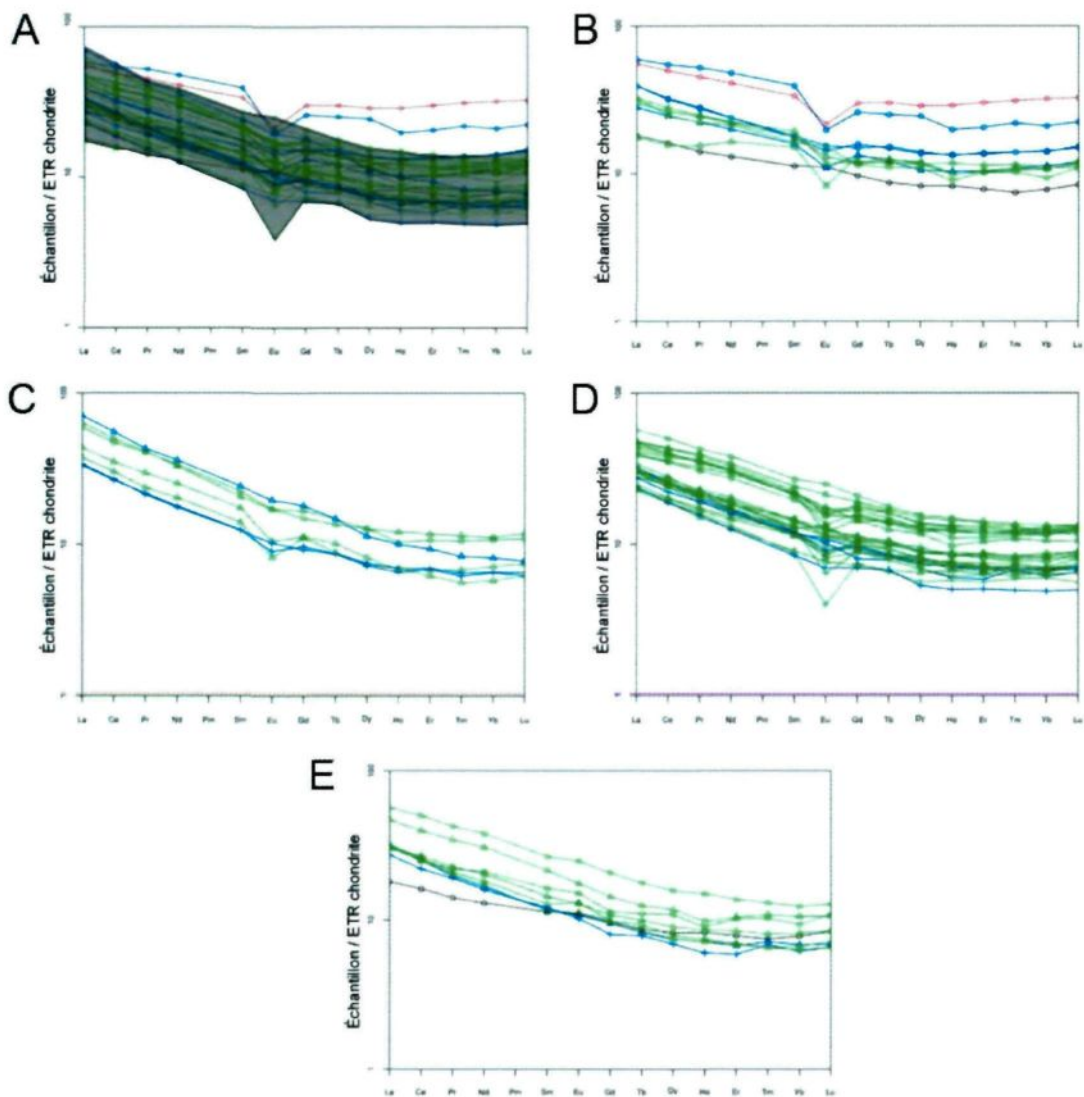


Fig. 22. Graphiques des terres rares normalisées sur les chondrites, selon Boynton (1984). Le graphique A présente tous les échantillons et ceux montrant un spectre similaire sont regroupés. Le graphique B montre les échantillons les moins fractionnés (d'affinité tholéiitique) et le C, les plus fractionnés (d'affinité calco-alkaline). Le graphique D montre ceux ayant un fractionnement moyen (d'affinité transitionnelle). Le graphique E montre les échantillons ayant une faible anomalie positive en europium. Le code de couleur et la symbologie sont les mêmes que la figure 19.

Dix échantillons ont un rapport La_N/Lu_N inférieur à 3 (Fig. 22B). Il s'agit notamment de l'échantillon de basalte (LC-10-007) et de l'échantillon de dacite (LC-10-020), mais aussi des échantillons: LC-10-015, 021, 026A, 026B, 033, 035, 036 et 048. Ce sont les échantillons les moins fractionnés. Ils sont caractérisés par des concentrations en terres rares légères (normalisées sur les chondrites) légèrement supérieures à celles des terres rares lourdes. Leurs spectres sont similaires à un spectre de type E-MORB et correspondent donc plus à un manteau primitif. Les échantillons 020 et 033 sortent de ce lot avec une concentration en terres rares lourdes supérieure à la moyenne des autres échantillons et très visible sur le diagramme. Sept échantillons ont un rapport La_N/Lu_N supérieur à 5 (Fig. 22C): LC-10-013, 032, 044, 047, 051, 058 et 062. Ce sont les plus fractionnés. Les 26 autres échantillons ont un rapport, une pente et un fractionnement considérés comme étant dans la moyenne, pour cette présente étude (Fig. 22D). Les spectres des 33 échantillons plus fractionnés ($La_N/Lu_N > 3$), selon Sun et McDonough (1989), tendent plus vers ceux des basaltes alcalins d'arc volcanique.

Les résultats obtenus sont très similaires à ceux des affinités magmatiques (10 échantillons d'affinité tholéitique, 26 d'affinité transitionnelle et 7 d'affinité calco-alcaline), même s'il ne s'agit pas exactement de tous les mêmes échantillons. Les résultats tendent vers un environnement d'arc volcanique, ce qui correspond aux résultats des environnements géotectoniques. Cependant, la contamination crustale observée sur les affinités magmatiques semble avoir aussi influencé les spectres des terres rares. Il est donc encore une fois

impossible de séparer les différentes unités lithologiques à partir des spectres de leurs échantillons qui ne sont pas suffisamment distincts les uns des autres.

4.4.2 Anomalie en europium

La plupart des échantillons montrent une anomalie négative en europium sur le graphique. Le calcul de Eu^* (l'euporium présent sur celui qui devrait être présent (valeur normalisée)) fait ressortir huit échantillons ayant une anomalie positive en europium. Il s'agit des échantillons: LC-10-003, 004, 007, 012, 016, 045, 048 et 056 (Fig. 22E). Cinq de ces échantillons sont des basaltes andésitiques, deux sont des andésites et un est basaltique. L'échantillon LC-10-049B n'a aucune anomalie en europium. L'anomalie positive peut avoir deux origines: une altération hydrothermale (de haute température et de bas pH) plus importante des roches sous-jacentes (Sverjensky, 1984; Gale et Fedikow, 1999) ou une quantité plus importante de cristaux de plagioclase (Weill et Drake, 1973). L'altération hydrothermale a comme conséquence de transporter l'euporium en solution (comme pour les métaux) et de le précipiter lorsque les fluides se refroidissent. Pour sa part, le plagioclase est plus susceptible de contenir l'euporium.

L'étude pétrographique a permis de déterminer que la présence importante de cristaux de plagioclase est l'origine probable de l'anomalie positive

en europium pour les huit échantillons (LC-10-003, 004, 007, 012, 016, 045, 048 et 056). L'absence de preuves d'une altération hydrothermale importante, lors de cette étude, fait aussi pencher la balance en faveur du plagioclase pour expliquer l'anomalie positive en europium.

4.5 Discussion

Selon l'ensemble des diagrammes présentés dans ce chapitre, la composition de la majorité des échantillons varie de basalte andésitique à andésite (Fig. 19A). L'affinité magmatique de ces volcanites est préférentiellement transitionnelle à calco-alcaline, suite à une contamination crustale (Fig. 20A). Et, finalement, l'environnement géotectonique de mise en place de ces unités est vraisemblablement de type arc volcanique océanique (Fig. 21). Cet environnement concorde avec la géologie régionale et le modèle de formation de la Sous-province d'Abitibi présentés au chapitre 2.

Les données géochimiques présentées dans ce chapitre sont similaires à celles retrouvées dans les études de Ross et al. (2008) et de Rogers et al. (2010), pour la classification (Fig. 23A) et l'affinité magmatique (Fig. 23B). Ross et al. (2008) ont analysé des échantillons de roches mafiques à intermédiaires, provenant à la fois du nord et du sud du Pluton de Monsabrais. Pour les échantillons du nord du pluton, les résultats de composition, selon

Winchester et Floyd (1977), et d'affinité magmatique, selon Barrett et MacLean (1999), sont très similaires à ceux de cette présente étude. Les échantillons du sud du pluton montrent une évolution géochimique en devenant légèrement plus calco-alcalins, selon Ross et al. (2008). Cette observation n'est pas confirmée par les résultats de cette présente étude où le volume d'échantillons analysés permet de démontrer qu'il n'y a pas d'évolution géochimique significative entre le sud et les échantillons du nord du Pluton de Monsabrais de Ross et al. (2008). Les diagrammes des terres rares de cette étude sont similaires à ceux des échantillons du nord et du sud du pluton de Ross et al. (2008). Ross et al. (2008) détectent une petite augmentation des terres rares légères par rapport aux lourdes au sud du pluton. Les données de la présente étude montrent que les échantillons ont une large gamme de pentes entre les terres rares légères et lourdes au sud du pluton.

Les échantillons de Rogers et al. (2010), bien qu'échantillonnés plus au nord que ceux de Ross et al. (2008), montrent des résultats similaires à ceux de la présente étude. Les diagrammes de Winchester et Floyd (1977) et de Barrett et MacLean (1999) montrent sensiblement les mêmes résultats pour la Formation de Renault-Dufresnoy au nord du Pluton de Monsabrais. Cependant, plusieurs des échantillons de Rogers et al. (2010) sont des basaltes tholéitiques similaires à celui échantillonné pour la présente étude (LC-10-007). Ceci explique les différences de regroupements entre les graphiques de Rogers et al. (2010), de Ross et al. (2008) et ceux de la présente étude.

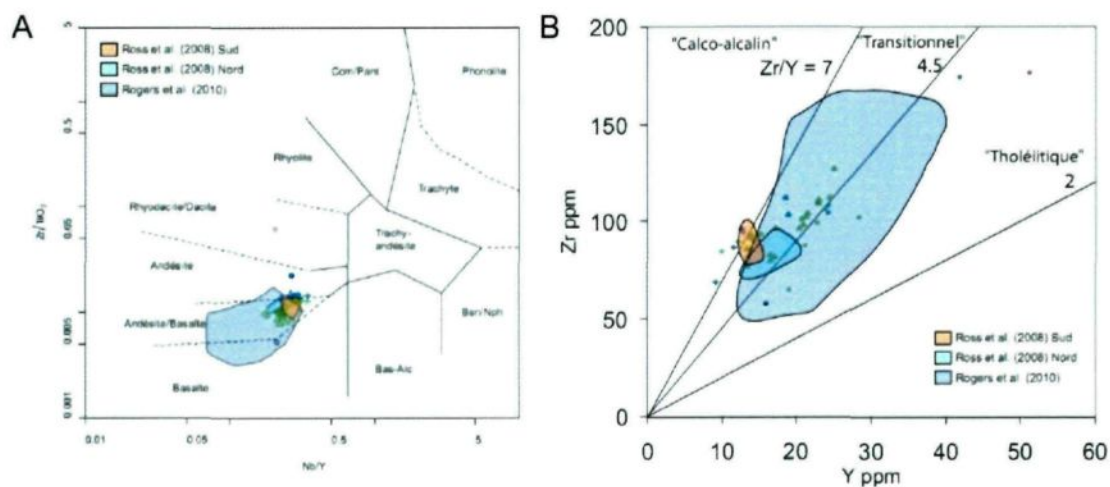


Fig. 23. Résultats des études géochimiques de Ross et al. (2008) et de Rogers et al. (2010) pour en A) la classification de Winchester et Floyd (1977) et en B) l'affinité magmatique de Barrett et MacLean (1999).

L'hypothèse apportée au chapitre 3, considérant l'unité mineure (B) de dacite comme une unité antérieure aux unités d'andésite, est confirmée par son affinité magmatique tholéiitique et son faible fractionnement donné par les spectres des terres rares normalisées sur les chondrites.

CHAPITRE 5

INTÉGRATION DES RÉSULTATS

5.1 Introduction

Les recherches de cette présente étude ont pour objectifs principaux d'identifier un contexte volcanologique adéquat pour la formation du secteur de Monsabrais, d'en établir le potentiel économique et de l'intégrer au modèle général de formation du Groupe de Blake River de Pearson et Daigneault (2009).

Les travaux menés sur le terrain, à l'été 2010, ont permis de mieux cerner les faciès et les lithologies présentes, d'en établir la géométrie et d'identifier la nature et les processus à l'origine des dépôts volcanoclastiques. Les résultats ultérieurs de lithogéochimie de 43 échantillons ont rendu possible la bonne délimitation de chacune des unités lithologiques en fonction de leur composition sur la carte.

5.2 Chronologie et stratigraphie

La séquence stratigraphique de la présente étude se base sur les résultats des travaux de terrain, de pétrographie et de géochimie. L'homogénéité

des spectres des éléments du groupe des terres rares, présentée au chapitre 4 (section 4.4), rend possible l'utilisation de l'hypothèse de la différenciation de la chambre magmatique.

L'unité lithologique mineure de composition basaltique, retrouvée uniquement dans la partie nord-est de la zone d'étude, montre une absence de phénocristaux de plagioclase qui sont omniprésents dans les autres lithologies. Cette lithologie semble former la base stratigraphique du secteur de Monsabrais (Fig. 24A). Cela fait suite à l'injection initiale du Pluton de Monsabrais.

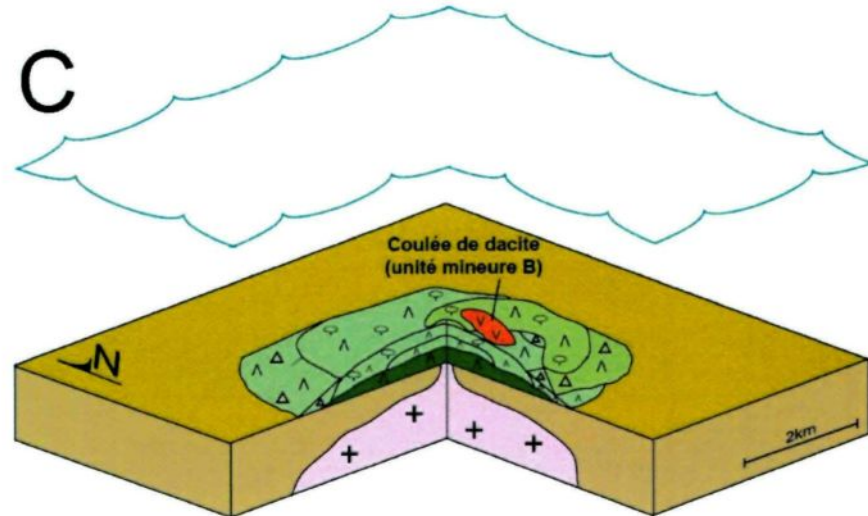
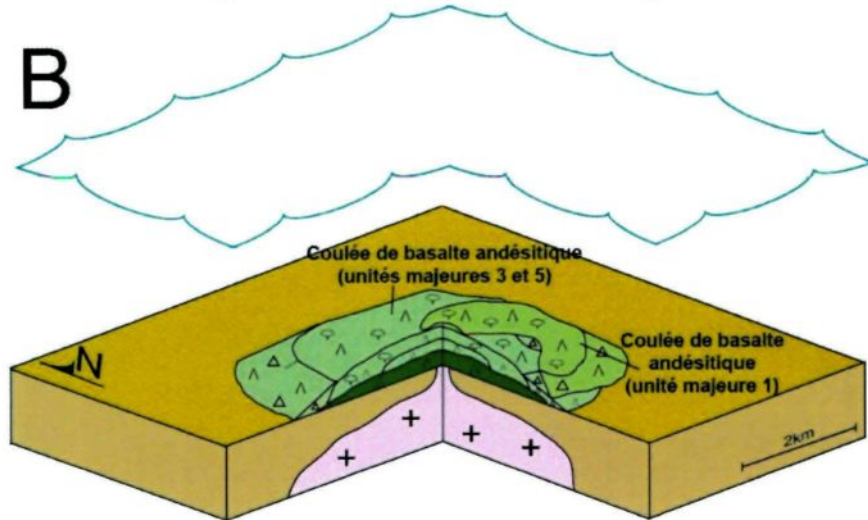
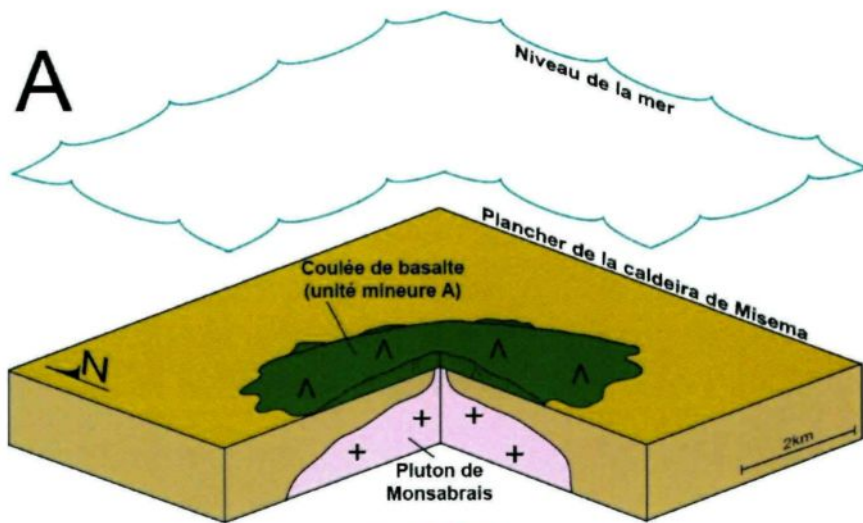
Par la suite, des coulées de basalte andésitique (unités lithologiques 1, 3 et 5) ont recouvert le plancher basaltique de Monsabrais. Bien que l'aire du site de recherche soit restreinte, au moins deux unités de basalte andésitique ont été identifiées, grâce à leur pétrographie différente (Fig. 24B). Les unités lithologiques 3 et 5 présentent des xénolites, contenant exclusivement des cristaux d'augite (clinopyroxénite), de la chambre magmatique. Leurs similarités pétrographiques et géochimiques indiquent qu'elles pourraient provenir d'un seul événement éruptif. Il s'agirait alors d'une même grande coulée. Chronologiquement, elle est la première des deux coulées à avoir fait éruption. Son injection, dans la chambre magmatique, a brisé le niveau de cumulat de pyroxène situé sur le plancher de la chambre.

Ensuite, la dacite, unité mineure provenant possiblement d'un début de différenciation de la chambre magmatique (Fig. 24C), a fait éruption sous forme d'une petite coulée. Sa signature, en éléments du groupe des terres rares

normalisées sur les chondrites, est légèrement différente de celles de l'ensemble des autres échantillons. Elle montre un enrichissement en terres rares lourdes qui provient de l'incompatibilité de ces éléments dans la chambre magmatique. Ils se sont concentrés suite aux éruptions de basalte andésitique.

Une réinjection de magma, dans la chambre magmatique, a ensuite abaissé la quantité de silice, ce qui a produit des éruptions de lave andésitiques (Fig. 24D). Même si deux unités semblent présentes sur le terrain de recherche, il est possible qu'il s'agisse d'une seule et même unité connectée en dehors de la zone d'étude. Cette hypothèse est appuyée par la similitude aux niveaux pétrographique et géochimique des deux unités.

Finalement, une grande intrusion de gabbro a recoupé les roches effusives de l'édifice volcanique (Fig. 24E) et constituerait possiblement un conduit volcanique à des laves stratigraphiquement plus jeunes (cône parasite), mais absentes de la région à l'étude. Ce gabbro est par la suite lui-même recoupé par la dernière réinjection du Pluton de Monsabrais. Les datations en U-Pb confirment cette chronologie d'intrusion. Mueller et al. (2012) donnent un âge de 2701.1 ± 1.2 Ma pour le gabbro et de 2695.9 ± 2.8 Ma pour le Pluton de Monsabrais. Ce pluton postvolcanique correspond donc à la période finale de l'évolution du complexe de mégacaldeiras du Blake River (Mueller et al. 2007; 2009; 2012).



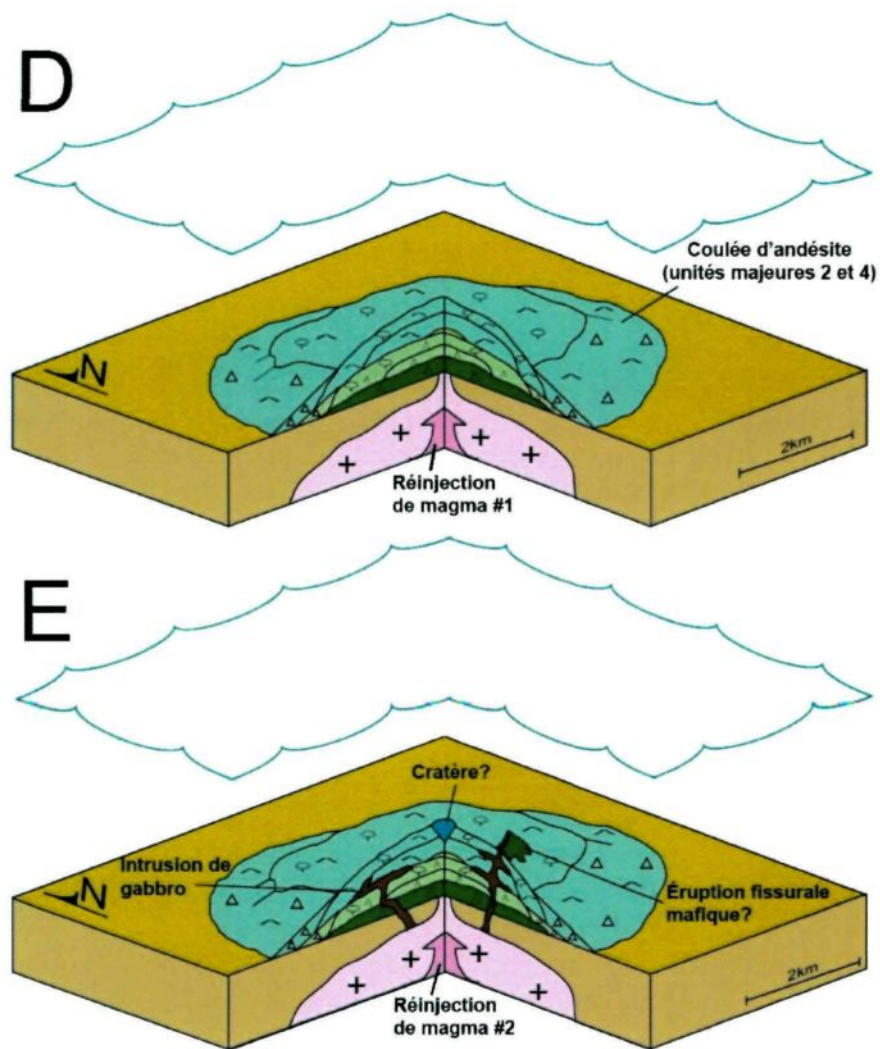


Fig. 24. Évolution du complexe volcanique de Monsabrais. A) Épanchement de lave basaltique sur le plancher de la caldeira de Misema. B) Éruption de deux coulées successives de basalte andésitique. La première contenant des xénolites de la chambre magmatique. C) Éruption de lave dacitique. D) Éruption d'une ou plusieurs coulées de lave andésitique suite à la première réinjection de magma dans la chambre. E) Intrusion de gabbro nourrissant possiblement un cône parasite (ou secondaire) et formation possible d'un cratère au sommet du complexe. L'histoire se termine par la seconde réinjection de magma avant la cristallisation du pluton. L'échelle proposée est approximative.

5.3 Modèle évolutif

Cette chronologie probable amène la proposition d'un modèle évolutif pour la zone de recherche. Ce modèle permet d'inclure le grand secteur de Monsabrais dans le cadre de l'évolution des caldeiras imbriquées du Groupe de Blake River du modèle de Pearson et Daigneault (2009).

5.3.1 Étape 1 - Mise en place du Pluton de Monsabrais

Suite à l'effondrement de la caldeira de Misema, la remontée de magma résiduel du Pluton de Misema a formé le Pluton de Monsabrais qui s'est injecté entre les failles externes et internes (Fig. 25). Le pluton postvolcanique de Monsabrais, dont la dernière réinjection est datée à 2695.9 ± 2.8 Ma, s'est développé à la fin de la formation du complexe des caldeiras de New Senator et Noranda (2702-2696 Ma) plus au sud et, avant les complexes de Tannahill (2703-2689 Ma) et de Clifford (2689-2687 Ma) du côté ontarien.

5.3.2 Étape 2 - Historique effusif

L'empilement volcanique, décrit précédemment (Fig. 25), précède l'injection de gabbro (2701.1 ± 1.2 Ma) et forme la base du complexe volcanique de Monsabrais. Les faciès volcaniques montrent un épanchement dominant vers le sud, ce qui indique la direction de la paléopente de la base du complexe volcanique. Le gabbro a par la suite injecté les lithologies volcaniques par des zones de failles.

Selon Dimroth et al. (1985), l'empilement volcanique de Monsabrais est synchrone à celui du complexe volcanique de Reneault à l'ouest, car leurs effusions s'interdigitent. Cela s'observe grâce aux différences pétrographiques marquantes des laves de ces deux complexes. À la fin du volcanisme, le complexe volcanique de Monsabrais avait une étendue d'environ 15 km de diamètre (Dimroth et al. 1985).

5.3.3 Étape 3 - Fin du volcanisme

Le peu d'évidences de zone d'altérations hydrothermales montre que le volcanisme ne semble pas avoir permis le développement d'une cellule de convection pour les fluides. Le Pluton de Monsabrais a continué à migrer vers le haut de la séquence avant de finalement se solidifier.

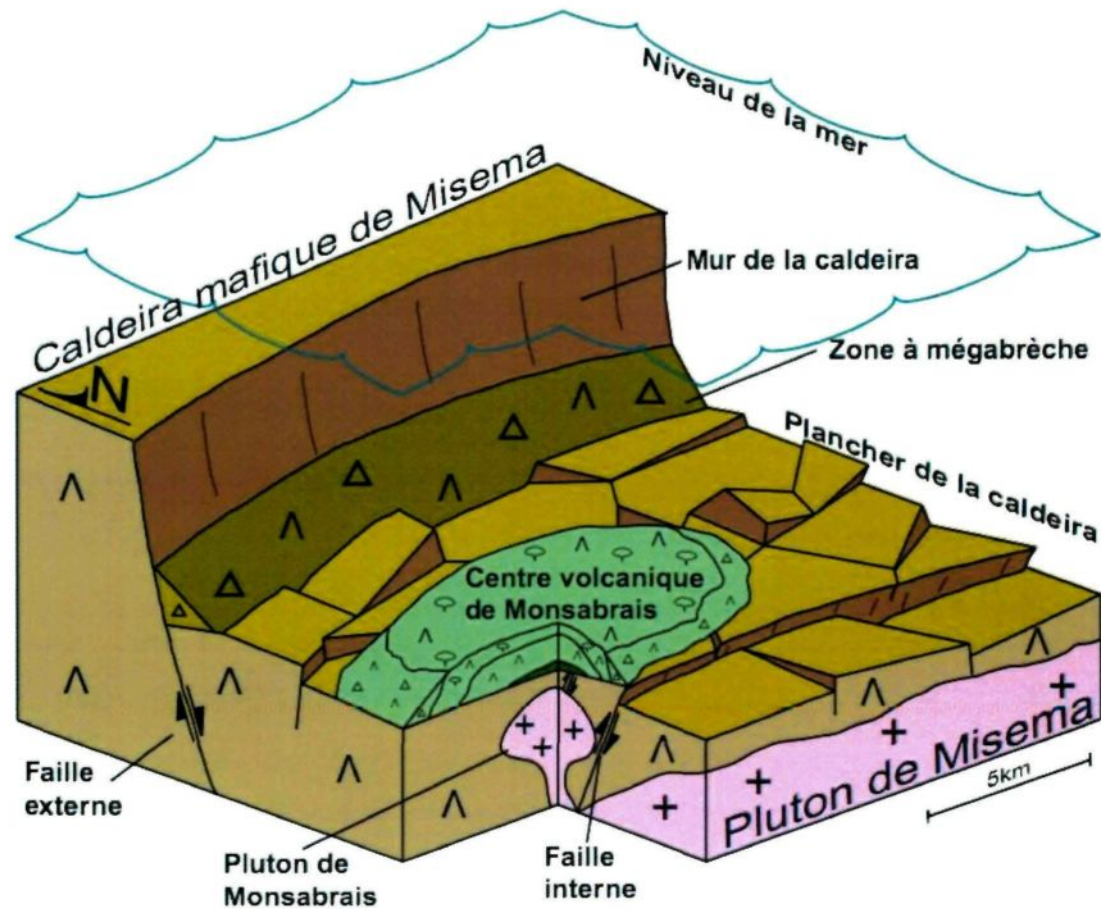


Fig. 25. Modèle général du centre volcanique de Monsabrais suite aux résultats obtenus dans la présente étude. L'échelle est approximative.

5.4 Caldeira sommitale

Le développement d'une caldeira nécessite des phases d'éruption avec vidange de la chambre magmatique et les édifices volcaniques ont souvent une évolution magmatique complexe. Dans cette étude, très peu d'éléments

supportent la formation tardive d'une caldeira sommitale telle que supposée par Mueller et al. (2009).

Sur le terrain, un réseau de dykes décimétriques à métriques de compositions multiples ainsi qu'une grande intrusion de gabbro recoupent les unités lithologiques. Si une caldeira sommitale avait été présente à Monsabrais, le réseau de failles et fractures aurait été plus important que celui observé. La cartographie a aussi permis de démontrer que les unités lithologiques n'ont pas subi de déplacements significatifs en blocs par des failles synvolcaniques (caldeira de type «piecemeal»). Le centre volcanique de Monsabrais semble être un édifice plus petit sans caldeira.

L'étude pétrographique montre une certaine quantité (0-60%) de vésicules (amygdales) dans les échantillons du faciès bréchique et coussiné. Par contre, les coulées fragmentaires montrent une origine autoclastique, ce qui ne supporte pas un mécanisme d'éruption explosif. De plus, la pétrographie montre peu d'altérations liées à la circulation de fluides hydrothermaux. La majorité des altérations proviennent du métamorphisme (saussuritisation, ouralitisation, métamorphisme de la hornblende verte) ou de l'halmyrolyse (séricitisation, ajout de carbonates dans les pores disponibles). Seule la silicification (ajout de silice dans les pores) provient vraisemblablement de la circulation de fluides hydrothermaux. La présence d'une caldeira aurait offert une perméabilité structurale plus grande, ce qui aurait augmenté l'importance des altérations hydrothermales.

Cependant, le territoire de recherche apparaît maintenant comme trop restreint pour confirmer, hors de tout doute, la présence ou l'absence d'une caldeira sommitale à Monsabrais. Les autres types de caldeiras (décrites au chapitre 1) pourraient être présents mais ne ressortiraient pas sur la cartographie d'un territoire trop petit. Il en va de même pour l'organisation à grande échelle des dykes.

5.5 Minéralisations

Le principal type de minéralisation du Groupe de Blake River est celui des sulfures massifs volcanogènes. Il s'agit du type recherché dans le secteur de Monsabrais. Trois facteurs principaux contrôlent cette minéralisation: (1) un apport important en eau, (2) une perméabilité structurale permettant la circulation des fluides, et (3) une source de chaleur sous-jacente qui permet la convection de ces fluides (Franklin et al. 2005). D'autres facteurs sont nécessaires pour former des gisements de sulfures massifs volcanogènes tels qu'une lithologie favorable, agissant comme réservoir de métaux, et un niveau stratigraphique permettant de sceller le système convectif tout en conservant les fluides minéralisateurs. Si ces facteurs ne sont pas rassemblés, il n'y aura pas de minéralisation dans le secteur.

Les observations réalisées sur le terrain de recherche montrent directement que deux facteurs principaux sont présents. Les évidences de volcanisme sous-marin (coussins) montrent qu'il y avait un réservoir illimité en eau, disponible pour le système. De plus, le Pluton de Monsabrais peut avoir servi de source de chaleur sous-jacente. Un regard plus approfondi sur les résultats est nécessaire pour valider si les autres facteurs sont comblés.

La perméabilité structurale nécessaire à la circulation des fluides, dans un édifice volcanique, se matérialise par un réseau important de failles. Sur le terrain, la grande intrusion de gabbro semble avoir emprunté une faille importante. Il est tout aussi possible que les nombreuses petites intrusions qui recoupent les laves se soient injectées dans un réseau de failles secondaires. La circulation de fluides, le long de faille, favorise le développement d'altérations diverses qui peuvent accompagner une minéralisation potentielle. L'altération en silice observée en lame mince (chapitre 3) est la seule altération reliée aux passages de fluides hydrothermaux. Elle est principalement visible dans le faciès bréchique des unités lithologiques qui offrait une bonne perméabilité primaire. La perméabilité structurale était donc présente, mais peut-être pas optimale, pour la circulation des fluides.

De plus, les recherches montrent que le volcanisme semble ne pas avoir eu de pause significative permettant une différenciation marquée de la chambre magmatique. L'absence de différenciation de la chambre magmatique et la réinjection de magma ont fait en sorte que le système volcanique n'a pas produit

d'unité felsique volcanique (ex: rhyolite) ou volcano-sédimentaire (ex: chert). Cette unité aurait permis de confiner les fluides minéralisateurs, de conserver et de concentrer les métaux en solution. De plus, aucune évidence, sur le terrain ou dans les études antérieures environnantes, ne démontre la présence d'une lithologie plus riche en métaux qui aurait pu servir de réservoir de métaux. Ce réservoir aurait pu être le Pluton de Monsabrais lui-même, s'il avait été suffisamment près de la surface pour permettre la création d'un cycle convectif efficace. Seulement quelques très faibles minéralisations en pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite ont pu être observées lors des travaux de terrain.

Finalement, le secteur de Monsabrais à l'étude ne présente aucune évidence de minéralisation significative. Par contre, la présence des gisements de Fabie Bay et de Magusi River plus au sud indique que de futures recherches, plus étendues dans le secteur de Monsabrais, pourraient être prometteuses.

CHAPITRE 6

CONCLUSION

6.1 Introduction

Le premier chapitre a permis de présenter les caractéristiques des caldeiras ainsi que des caldeiras sommitales et de démontrer pourquoi elles ont un lien avec la minéralisation de type sulfures massifs volcanogènes. La grande quantité de caldeiras, présente dans la Sous-province d'Abitibi, ainsi que le nouveau modèle de caldeiras imbriquées pour le Groupe de Blake River de Pearson et Daigneault (2009), ont permis à Mueller et al. (2009) d'interpréter le secteur de Monsabrais comme un environnement favorable au développement d'une caldeira sommitale. Cela a permis de soulever une problématique relative au contexte volcanologique du secteur, à son potentiel économique et à son implication dans le modèle du Groupe de Blake River.

Afin de répondre à cette problématique, des objectifs ont été établis:

- 1) Identifier et caractériser les unités lithologiques et les faciès des roches effusives et intrusives (en collaboration avec L. Koth).
- 2) Établir la nature et les processus à l'origine des dépôts volcanoclastiques.

- 3) Déterminer l'organisation des faciès dans un cadre volcanologique permettant de reconstruire l'architecture volcanique.
- 4) Proposer un modèle expliquant la mise en place et l'histoire des roches effusives du secteur de Monsabrais.

Ces objectifs seront repris dans les sections suivantes pour énoncer les conclusions de cette étude. Ce chapitre se terminera par les contributions apportées par ce projet.

6.2 Environnement géologique

Le second chapitre présente la géologie générale et régionale du secteur de Monsabrais. Le Groupe de Blake River se situe dans la Zone Volcanique Sud de la Sous-province d'Abitibi. Ce groupe a été décrit comme le résultat du développement de trois caldeiras imbriquées: la caldeira de Misema, la caldeira de New Senator et la caldeira de Noranda. La position du complexe volcanique de Monsabrais se situe entre les failles interne et externe de la grande caldeira de Misema. L'assemblage géologique de ce complexe est caractérisé par des roches mafiques à intermédiaires recoupées par des intrusions de diorite et de gabbro. Le métamorphisme local, au faciès sous-schistes verts, a permis de conserver les structures et textures volcaniques.

Les observations de terrain ont permis de tirer les conclusions suivantes:

- 1) Les roches effusives de Monsabrais présentent les faciès massif (avec et sans colonnades), coussiné et bréchique.
- 2) La taille submétrique de la majorité des coussins indique que la roche est de composition mafique.
- 3) La géométrie des unités lithologiques est simple, car les roches montrent une succession de faciès volcaniques typique des coulées sous-marines.

6.3 Unités lithologiques, faciès et pétrographie

Le troisième chapitre présente les observations de terrain ainsi que les observations pétrographiques des 69 échantillons de volcanites et de volcanoclastites. Les unités lithologiques y sont présentées selon leur composition: 1) basalte, 2) basalte andésitique, 3) andésite et 4) dacite. Les conclusions principales de ce chapitre sont les suivantes:

- 1) Le litage primaire (S0) du secteur de recherche est subhorizontal.
- 2) Les volcanoclastites ont la même pétrographie que leur homologue massif ou coussiné et présentent des structures de fragmentation autoclastique ainsi que peu de remaniement postdépôt.
- 3) Deux unités distinctes de basalte andésitique sont présentes à Monsabrais. L'une contenant des xénolites riches en augite et l'autre non.

- 4) L'assemblage minéralogique présent montre que les roches ont subi un métamorphisme au faciès des cornéennes à albite et épidote supérieur.
- 5) Les altérations observées proviennent essentiellement du métamorphisme et de l'halmyrolyse.

6.4 Géochimie

L'analyse lithogéochimique de 43 échantillons a permis de porter un regard plus critique sur les graphiques employés dans cette étude. Les conclusions de ce chapitre sont les suivantes :

- 1) Les échantillons sont clairement de composition mafique à intermédiaire avec un seul échantillon de dacite reconnu sur le terrain d'étude.
- 2) Les échantillons ont subi un apport ou un lessivage en silice suite à la circulation de fluides hydrothermaux et au processus d'halmyrolyse.
- 3) Les échantillons sont préférentiellement d'affinité transitionnelle à calco-alcaline, suite à une contamination crustale.
- 4) Les diagrammes de caractérisation d'environnements géotectoniques montrent que les roches proviennent probablement d'un contexte d'arc volcanique.

- 5) Les spectres des terres rares normalisées sur les chondrites montrent que les roches sont très homogènes et proviennent vraisemblablement de la même source.
- 6) Les spectres des terres rares appuient une affinité magmatique transitionnelle à calco-alkaline et un environnement de formation de type arc volcanique.
- 7) Suite à la contamination crustale du magma, il est impossible de relier les affinités magmatiques et les spectres des terres rares aux différentes compositions ou unités lithologiques.

6.5 Intégration des résultats

Les résultats obtenus ont été intégrés dans un modèle évolutif de la mise en place des unités volcaniques dans le secteur de Monsabrais. Ce modèle a permis d'intégrer le secteur dans le grand modèle de caldeiras imbriquées du Groupe de Blake River. De plus, l'accent a été mis sur le manque de preuves supportant la présence d'une caldeira sommitale sur le complexe volcanique de Monsabrais. Il s'agirait d'un édifice volcanique plus petit sans caldeira. Par contre, le terrain de recherche était trop restreint pour permettre de confirmer ou d'infirmer une telle hypothèse. Finalement, bien que le terrain ait été favorable à une minéralisation, l'absence ou la quasi-absence de certains facteurs

importants a fait en sorte que le potentiel économique de la zone de recherche est très faible.

6.6 Contributions et recommandations

En plus de proposer un modèle pour la mise en place de l'architecture volcanique, ce projet a permis de caractériser le potentiel de minéralisation du secteur. Bien qu'il n'y ait pas de minéralisation dans la zone confinée des recherches, plusieurs facteurs présents sont favorables à une minéralisation de type sulfures massifs volcanogènes. En se basant sur les résultats obtenus dans cette étude, de nouvelles recherches plus étendues à Monsabrais pourraient donner des indices économiques intéressants.

Une étude géochimique à la microsonde des différents minéraux d'altération et de métamorphisme tels que la chlorite pourrait donner une réponse sur la chronologie des altérations et du métamorphisme. Cette chronologie, très importante pour le potentiel économique, est impossible à déterminer par l'étude pétrographique des échantillons. Cette étude pourrait aussi donner des agencements d'altérations intéressants pour la recherche d'indices de minéralisation éventuels.

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Acocella, V., 2007. *Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas*. *Earth-Science Reviews* 85, 125-160.
- Aumento, F., Mitchell, W. S., et Fratta, M., 1976. *Interaction between sea water and oceanic layer two as function of time and depth - I. Field evidence*. *Canadian Mineralogist* 14, 269-290.
- Barrett, T. J., et MacLean, W. H., 1999. *Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems*. In: C. T. Barrie et M. D. Hannington (Eds.), *Reviews in Economic Geology*, Vol. 8, Society of Economic Geologists, pp. 101-131.
- Barrett, T. J., Cattalani, S., et Maclean, W. H., 1993. *Volcanic lithogeochemistry and alteration at the Delbridge massive sulfide deposit, Noranda, Quebec*. *Journal of Geochemical Exploration* 48, 135-173.
- Batiza, R., et White, J. D. L., 2000. *Submarine lavas and hyaloclastite*. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, et J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp. 361-381.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Éditions Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. p. 168
- Boynton, W. V., 1984. *Geochemistry on the rare-earth elements: meteorite studies*. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Éditions Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, pp. 63-114.
- Branney, M. J., et Kokelaar, P., 1994. *Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District*. *Geological Society of America Bulletin* 106, 507-530.
- Chesner, C. A., et Rose, W. I., 1991. *Stratigraphy of the Toba Tuffs and the evolution of the Toba Caldera Complex, Sumatra, Indonesia*. *Bulletin of Volcanology* 53, 343-356.
- Chesner, C. A., Rose, W. I., Deino, A., Drake, R., et Westgate, J. A., 1991. *Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified*. *Geology* 19, 200-203.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W. U., et Mortensen, J. K., 1992. *Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec*. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 2211-2225.

- Christiansen, R. L., 1984. *Yellowstone magmatic evolution: its bearing on understanding large-volume explosive volcanism*. In: F. R. Boyd. (Ed.), *Explosive volcanism: inception, evolution and hazards: National Research Council Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington, D. C., pp. 84-95.
- Cole, J. W., Milner, D. M., et Spinks, K. D., 2005. *Calderas and caldera structures: a review*. *Earth-Science Reviews* 69, 1-26.
- Costa, F., 2008. *Residence times of silicic magmas associated with calderas*. In: J. Gottsmann et J. Martí. (Eds.), *Caldera volcanism analysis, modelling and response. Developments in Volcanology* 10, Elsevier, pp.1-55.
- Daigneault, R., Mueller, W. U., et Chown, E. H., 2002. *Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada*. *Precambrian Research* 115, 261-290.
- Daigneault, R., Mueller, W. U., et Chown, E. H., 2004. *Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision*. In P. G. Eriksson, W. Altermann, D. R. Nelson, W. U. Mueller, et O. Catuneanu (Eds.), *The Precambrian Earth: Tempos and Events, Series: Developments in Precambrian geology* 12, Elsevier, pp. 88-103.
- Dimroth, E., et Lichtblau, A. P., 1979. *Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Quebec, Canada. Part I: Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism*. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 1315-1340.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., et Sanschagrin, Y., 1978. *Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada*. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 902-918.
- Dimroth, E., Imreh, L., Cousineau, P., Leduc, M., et Sanschagrin, Y., 1985. *Paleogeographic analysis of mafic submarine flows and its use in the exploration for massive sulphide deposits*. In: L. D. Ayres, P. C. Thurston, K. D. Card, et W. Weber. (Eds.), *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Geological Association of Canada, Special Paper, Vol. 28, pp. 203-222.
- Fiske, R. S., et Jackson, E. D., 1972. *Orientation and Growth of Hawaiian Volcanic Rifts: The Effect of Regional Structure and Gravitational Stresses*. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 329, 299-320.
- Foucault, A., et Raoult, J.-F., 2005. *Dictionnaire de Géologie*. Éditions Dunod, Paris. p. 382.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., et Galley, A. G., 2005. *Volcanogenic massive sulfide deposits*. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 523-560.
- Fridleifsson, I. B., Furnes, H., et Atkins, F. B., 1982. *Subglacial volcanics - on the control of magma chemistry on pillow dimensions*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13, 103-117.

- Gale, G. H., et Fedikow, M. A. F., 1999. *The application of rare earth element analyses in the exploration for volcanogenic massive sulphide type deposits in Manitoba*. In: Report of Activities, Manitoba Industry, Trade and Mines, Geological Services, pp. 9-12.
- Gardeweg, M., et Ramirez, C. F., 1987. *La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite - A major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile*. Bulletin of Volcanology 49, 547-566.
- Gibson, H. L., et Galley, A. G., 2007. *Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Quebec*. In: W. D. Goodfellow. (Ed.), Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp.533-552.
- Gibson, H. L., et Watkinson, D. H., 1990. *Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec*. In: M. Rive, P. Verpaelt, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. (Eds.), The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of mining exploration. Canadian Institution of Mining and Metallurgy, Special Vol. 43, pp. 119-132.
- Harris, a, Carniel, R., et Jones, J., 2005. *Identification of variable convective regimes at Erta Ale Lava Lake*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 142, 207-223.
- Herzig, P. M., Becker, K. P., Stoffers, P., Bäcker, H., et Blum, N., 1988. *Hydrothermal silica chimney fields in the Galapagos Spreading Center at 86 ° W*. Earth and Planetary Science Letters 89 , 261-272.
- Hürlimann, M., Garcia-Piera, J. O., et Ledesma, A., 2000. *Causes and mobility of large volcanic landslides: application to Tenerife, Canary Islands*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, 121-134.
- Hürlimann, M., Ledesma, A., et Martí, J., 2001. *Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands*. Engineering Geology 59, 115-132.
- Hürlimann, M., Martí, J., et Ledesma, A., 2004. *Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands. The huge La Orotava landslides on Tenerife, Canary Islands*. Geomorphology 62, 143 - 158.
- Hürlimann, M., Turon, E., et Martí, J., 1999. *Large Landslides Triggered by Caldera Collapse Events in Tenerife, Canary Islands*. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy 24, 921-924.
- Jakes, P., et White, J. R., 1972. *Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas*. Geological Society Of America Bulletin 83, 29-40.

- Karlsson, W., Vollset, J., Bjørlykke, K., et Jørgensen, P., 1979. *Changes in mineralogical composition of Tertiary sediments from North Sea wells*. Developments in Sedimentology 27, 281-289.
- Lavoie, S. 2003., *Géologie de la mine East-Sullivan, Abitibi-Est, Val-d'Or, Québec*. Mémoire de maîtrise ès sciences, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Qc
- Le Gleuher, M., et Noack, Y., 1990. *Variability of uralitization of pyroxenes. Role of alteration systems openness and mineral composition of the host rock*. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 311, 805-811.
- Lipman, P. W., 1976. *Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado*. Geological Society Of America Bulletin 87, 1397-1410.
- Lipman, P. W., 1997. *Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry*. Bulletin of Volcanology 59, 198-218.
- Lipman, P. W., Dungan, M. A., Brown, L. L., et Deino, A., 1996. *Recurrent eruption and subsidence at the Platoro caldera complex, southeastern San Juan volcanic field, Colorado: New tales from old tuffs*. Geological Society of America Bulletin 108, 1039-1055.
- Lowe, D. R., 1982. *Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents*. Journal of Sedimentary Petrology 52, 279-297.
- Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G. J., et Gudmundsson, A., 1997. *Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands*. Geology 25, 879-882.
- Mattioli, M., Upton, B. G. J., et Renzulli, A., 1997. *Sub-volcanic crystallization at Sete Cidades volcano, Sao Miguel, Azores, inferred from mafic and ultramafic plutonic nodules*. Mineralogy and Petrology 60, 1-26.
- McPhie, J., et Gemmell, J. B., 1992. *Mount Read Volcanics: Host sequence to Cambrian massive sulphide deposits in western Tasmania*. Bulletin of Geological Survey of Tasmania 70, 161-166.
- McPhie, J., Doyle, M., et Allen, R., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. Hobart, Tasmania. p. 198.
- Meschede, M., 1986. *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. Chemical Geology 56, 207-218.

- Moore, R. B., 1991. *Geology of Three Late Quaternary Stratovolcanoes on São Miguel, Azores*. U.S. Geological Survey Bulletin 1900.
- Mueller, W. U., et Mortensen, J. K., 2002. *Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt*. Precambrian Research 115, 119-152.
- Mueller, W. U., Pearson, V., Friedman, R., et Mortensen, J. K., 2007. *Évolution sous-marine du groupe de Blake River: nouvelles datations et caractéristiques des caldeiras archéennes de Misema et de New Senator*. Carrefour des sciences de la Terre, Chicoutimi, Québec, 3 au 5 avril 2007. p. 45.
- Mueller, W. U., Stix, J., Corcoran, P. L., et Daigneault, R., 2009. *Subaqueous calderas in the Archean Abitibi greenstone belt: An overview and new ideas*. Ore Geology Reviews 35, 4-46.
- Mueller, W. U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., et Mortensen, J. K., 2012. *Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada*. Precambrian Research 214-215, 1-27.
- Nooner, S. L., et Chadwick, W. W., 2009. *Volcanic inflation measured in the caldera of Axial Seamount: Implications for magma supply and future eruptions*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 10.
- Ohmoto, H., 1996. *Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective*. Ore geology reviews 10, 135-177.
- Pearce, J. A., et Cann, J. R., 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth and Planetary Science Letters 19, 290-300.
- Pearson, V., et Daigneault, R., 2009. *An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt*. Precambrian Research 168, 66-82.
- Pichler, H., et Schmitt-Riegraf, C., 1997. *Rock forming minerals in thin section*. Éditions Chapman & Hall, London. p. 220.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M., et Hodgson, C. J., 1993. *Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada*. Journal of Metamorphic Geology 11, 165-178.
- Que, M., et Allen, A. R., 1996. *Sericitization of plagioclase in the Rosses Granite Complex, Co. Donegal, Ireland*. Mineralogical Magazine 60, 927-936.
- Rogers, R., Ross, P.-S., Goutier, J., et Mercier-Langevin, P., 2010. *Étude volcanologique et géochimique des roches volcaniques mafiques à intermédiaires du Groupe de Blake River entre les lacs McDiarmid et Hébécourt, Sous-province de l'Abitibi*. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. RP 2010-08.

- Ross, P.-S., et Bédard, J. H., 2009. *Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams*. Canadian Journal of Earth Sciences 464, 823-839.
- Ross, P.-S., Goutier, J., Mcnicoll, V. J., et Dubé, B., 2008. *Volcanology and geochemistry of the Monsabrais area, Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: implications for volcanogenic massive sulphide exploration*. Geological Survey of Canada, Québec. M44-2008/1E.
- Ross, P.-S., Percival, J. A., Mercier-Langevin, P., Goutier, J., Mcnicoll, V. J., et Dubé, B., 2007. *Intermediate to mafic volcanoclastic units in the peripheral Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: origin and implications for volcanogenic massive sulphide exploration*. Geological Survey of Canada, Québec. M44-2007/C3E.
- Roubault, M., Fabries, J., Touret, J., et Weisbrod, A., 1972. *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*. Éditions Lamarre-Poinat, Paris. p. 365.
- Schürmann, H. M. E., 1974. *The Pre-cambrian in North Africa*. Éditions Brill, Leiden. p. 351.
- Scott, C. R., Mueller, W. U., et Pilote, P., 2002. *Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada*. Precambrian Research 115, 223-260.
- Spera, F. J., et Crisp, J. A., 1981. *Eruption volume, periodicity, and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 11, 169-187.
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W. U., et Franklin, J., 2003. *Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits*. Geology 31, 375-378.
- Sun, S.-S., et McDonough, W. F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: A. D. Saunders et M. J. Norry. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 42, pp. 313-345.
- Sverjensky, D. A., 1984. *Europium redox equilibria in aqueous solution*. Earth and Planetary Science Letters 67, 70-78.
- Weill, D. F., et Drake, M. J., 1973. *Europium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semiquantitative model*. Science 180, 1059-1060.
- Wells, G., Bryan, W. B., et Pearce, T. H., 1979. *Comparative Morphology of Ancient and Modern Pillow Lavas*. The Journal of Geology 87, 427-440.

- Winchester, J. A., et Floyd, P. A., 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology 20, 325-343.
- Wood, D. A., 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, 11-30.

ANNEXE 1

LISTE DES ÉCHANTILLONS

Échantillon	UTME	UTMN	Analyses géochimiques	Étude pétrographique
LC-10-001	615203	5369300		X
LC-10-002	615203	5369300	X	X
LC-10-003	615224	5369397	X	X
LC-10-004	615304	5369511	X	X
LC-10-005	615516	5369307		X
LC-10-006	615419	5369385	X	X
LC-10-007	615487	5369711	X	X
LC-10-008	615482	5369499	X	X
LC-10-009	615453	5369075		X
LC-10-010	615611	5369888	X	X
LC-10-011	615594	5369825	X	X
LC-10-012	615602	5369692	X	X
LC-10-013	615584	5369434	X	X
LC-10-014	615665	5369322		X
LC-10-015	615680	5369801	X	X
LC-10-016	615721	5369617	X	X
LC-10-017	615723	5369508	X	X
LC-10-018	615792	5369486	X	X
LC-10-019	615808	5369409	X	X
LC-10-020	615816	5369271	X	X
LC-10-021	615804	5369204	X	X
LC-10-022A	616065	5369584		X
LC-10-022B	616065	5369584		X
LC-10-022C	616065	5369584		X
LC-10-023	616182	5369256		X
LC-10-024	616167	5369159		X
LC-10-025	616220	5369579	X	X
LC-10-026A	616239	5369348	X	X
LC-10-026B	616239	5369348	X	X
LC-10-027	616398	5369616		X
LC-10-028	616287	5369406	X	X
LC-10-029	616495	5369721		X
LC-10-030	616382	5369758	X	X
LC-10-031	616583	5369590	X	X

LC-10-032	616783	5369823	X	X
LC-10-033	617044	5369800	X	X
LC-10-034	616866	5369793	X	X
LC-10-035	617047	5369595	X	X
LC-10-036	617068	5369712	X	X
LC-10-037	616427	5369110		X
LC-10-038A	616414	5368990		X
LC-10-038B	616414	5368990		X
LC-10-039	616600	5369110	X	X
LC-10-040	615453	5369075	X	X
LC-10-041	616590	5368793		X
LC-10-042	617368	5369424		X
LC-10-043	617423	5369253	X	X
LC-10-044	617389	5369180	X	X
LC-10-045	617348	5369141	X	X
LC-10-046	617315	5369201	X	X
LC-10-047	616757	5369687	X	X
LC-10-048	616805	5369612	X	X
LC-10-049A	616706	5369591		X
LC-10-049B	616706	5369591	X	X
LC-10-050	616601	5369298	X	X
LC-10-051	616586	5369213	X	X
LC-10-052	616887	5369364		X
LC-10-053	616950	5369502	X	X
LC-10-054-1	617157	5369502		X
LC-10-054-2	617157	5369502		X
LC-10-055	617190	5369385		X
LC-10-056	616988	5369288	X	X
LC-10-057	616799	5369204		X
LC-10-058	616679	5368928	X	X
LC-10-059	616776	5368927		X
LC-10-060	617167	5369309		X
LC-10-061	617089	5369204		X
LC-10-062	616971	5369211	X	X

ANNEXE 2

DONNÉES GÉOCHIMIQUES BRUTES

Éléments	LC-10-002	LC-10-003	LC-10-004	LC-10-006	LC-10-007
SiO ₂ (%)	50.85	56.69	54.74	53.04	48.41
TiO ₂ (%)	0.71	0.65	0.7	0.65	1.11
Al ₂ O ₃ (%)	17.65	16.58	17.28	15.88	17.46
FeO (%)	3.83	3.29	3.20	4.18	4.80
MnO (%)	0.12	0.12	0.11	0.14	0.21
MgO (%)	5.32	4.3	4.96	4.04	6.03
CaO (%)	11	8	8.5	11.41	10.25
Na ₂ O (%)	2.07	4.63	3.19	2.52	1.96
K ₂ O (%)	0.44	0.47	0.5	0.18	0.39
P ₂ O ₅ (%)	0.089	0.095	0.095	0.104	0.161
LOI (%)	1.65	0.81	0.99	1.12	1.52
Ti (ppm)	4256.45	3896.75	4196.50	3896.75	6654.45
P (ppm)	388.396	414.58	414.58	453.86	702.60
Cr (ppm)	140	180.00	190.00	210.00	70.00
Co (ppm)	37.8	34.00	36.50	40.30	39.60
Ni (ppm)	52	15.00	37.00	41.00	38.00
V (ppm)	183	150.00	154.00	148.00	259.00
Ta (ppm)	0.3	0.30	0.30	0.30	0.20
Nb (ppm)	3.7	3.90	4.00	3.70	3.40
Zr (ppm)	85	92.00	93.00	85.00	57.00
Hf (ppm)	2.2	2.40	2.40	2.20	1.60
Th (ppm)	1.32	1.48	1.53	1.16	0.58
Y (ppm)	14	13.90	14.00	13.30	16.00
La (ppm)	9.3	9.60	9.80	7.30	5.60
Ce (ppm)	19.3	20.40	20.70	15.40	13.00
Pr (ppm)	2.31	2.42	2.48	1.83	1.72
Nd (ppm)	9.8	9.90	10.20	7.60	7.80
Sm (ppm)	2.21	2.30	2.23	1.75	2.19
Eu (ppm)	0.72	0.79	0.82	0.56	0.81
Gd (ppm)	2.37	2.45	2.57	1.88	2.50
Tb (ppm)	0.39	0.39	0.40	0.32	0.41
Dy (ppm)	2.31	2.38	2.39	2.08	2.65
Ho (ppm)	0.53	0.51	0.51	0.48	0.59
Er (ppm)	1.49	1.40	1.45	1.34	1.64
Tm (ppm)	0.23	0.23	0.21	0.20	0.24
Yb (ppm)	1.44	1.42	1.38	1.35	1.62
Lu (ppm)	0.23	0.22	0.23	0.23	0.27
Cu (ppm)	5	6.00	7.00	6.00	104.00
Zn (ppm)	15	6.00	13.00	8.00	22.00
Mo (ppm)	1	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2	3.00	2.00	2.00	<2
Sn (ppm)	1	1.00	1.00	1.00	1.00
Ga (ppm)	18.5	16	17.5	17.9	18.2
As (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	2	1	1	2	2
Zr/TiO ₂	0,01197183	0,01415385	0,01328571	0,01307692	0,00513514
Nb/Y	0,26428571	0,28057554	0,28571429	0,27819549	0,2125
Zr/Y	6,07142857	6,61870504	6,64285714	6,39097744	3,5625
La _N /Lu _N	4,19739130	4,52973607	4,423057504	3,29472650	2,1530227
Eu/Eu*	0.96	1.02	1.05	0.94	1.06

Éléments	LC-10-008	LC-10-010	LC-10-011	LC-10-012	LC-10-013
SiO ₂ (%)	56.57	57.2	54.42	51.97	53.02
TiO ₂ (%)	0.72	0.86	1.02	1.06	0.61
Al ₂ O ₃ (%)	17.56	15.85	17.89	18.4	16.18
FeO (%)	2.55	3.59	3.18	4.01	3.85
MnO (%)	0.09	0.12	0.14	0.14	0.14
MgO (%)	3.93	5.05	3.87	4.52	4.64
CaO (%)	9.3	7.15	9.73	10.18	10.83
Na ₂ O (%)	3.92	2.79	3.23	3	3.13
K ₂ O (%)	0.41	0.36	0.26	0.51	0.23
P ₂ O ₅ (%)	0.112	0.101	0.13	0.119	0.093
LOI (%)	0.68	1.52	0.5	1.18	0.98
Ti (ppm)	4316.40	5155.70	6114.90	6354.70	3656.95
P (ppm)	488.77	440.76	567.32	519.32	405.85
Cr (ppm)	260.00	130.00	330.00	180.00	220.00
Co (ppm)	28.60	28.90	44.40	40.80	41.40
Ni (ppm)	8.00	47.00	33.00	38.00	14.00
V (ppm)	158.00	215.00	238.00	271.00	156.00
Ta (ppm)	0.30	0.30	0.30	0.20	0.30
Nb (ppm)	4.30	4.10	4.00	3.70	3.60
Zr (ppm)	93.00	96.00	82.00	81.00	81.00
Hf (ppm)	2.40	2.50	2.10	2.10	2.00
Th (ppm)	1.33	1.37	0.80	0.79	1.13
Y (ppm)	15.20	17.20	16.40	17.00	13.40
La (ppm)	7.10	10.50	8.60	9.30	11.60
Ce (ppm)	16.10	22.50	20.50	21.80	24.40
Pr (ppm)	2.04	2.66	2.64	2.79	2.88
Nd (ppm)	8.70	11.20	11.70	12.20	12.20
Sm (ppm)	2.23	2.55	2.73	2.80	2.71
Eu (ppm)	0.63	0.84	0.90	0.94	0.60
Gd (ppm)	2.52	2.84	2.93	2.80	2.86
Tb (ppm)	0.41	0.50	0.48	0.47	0.42
Dy (ppm)	2.49	2.87	2.83	2.88	2.37
Ho (ppm)	0.55	0.63	0.61	0.61	0.50
Er (ppm)	1.48	1.80	1.71	1.76	1.30
Tm (ppm)	0.22	0.27	0.25	0.26	0.18
Yb (ppm)	1.46	1.82	1.61	1.70	1.20
Lu (ppm)	0.23	0.28	0.27	0.27	0.20
Cu (ppm)	3.00	9.00	14.00	36.00	1.00

Zn (ppm)	5.00	22.00	19.00	18.00	6.00
Mo (ppm)	1.00	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2.00	2.00	<2	3.00	2.00
Sn (ppm)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ga (ppm)	18.4	16.7	17.9	19.7	15
As (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	1	2	1
Zr/TiO ₂	0,01291667	0,01116279	0,00803922	0,00764151	0,01327869
Nb/Y	0,28289474	0,23837209	0,24390244	0,21764706	0,26865672
Zr/Y	6,11842105	5,58139535	5	4,76470588	6,04477612
La _N /Lu _N	3,20446002	3,89274193	3,30642771	3,57555555	6,02077419
Eu/Eu*	0.81	0.95	0.97	1.03	0.66

Éléments	LC-10-015	LC-10-016	LC-10-017	LC-10-018	LC-10-019
SiO ₂ (%)	44.75	57.3	57.29	58.73	54.36
TiO ₂ (%)	1.3	1.08	1.07	1.05	1.11
Al ₂ O ₃ (%)	18.43	14.77	14.91	15.35	15.99
FeO (%)	5.21	4.10	3.72	3.47	4.27
MnO (%)	0.15	0.13	0.13	0.16	0.15
MgO (%)	7.11	2.84	4.08	3.36	5.45
CaO (%)	9.43	9.15	7.97	6.52	6.56
Na ₂ O (%)	1.85	2.76	3.55	4.1	2.71
K ₂ O (%)	0.89	0.31	0.29	0.53	0.76
P ₂ O ₅ (%)	0.149	0.155	0.17	0.158	0.169
LOI (%)	2.88	1.02	0.79	1.31	1.99
Ti (ppm)	7793.50	6474.6	6414.65	6294.75	6654.45
P (ppm)	650.24	676.42	741.88	689.512	737.516
Cr (ppm)	260.00	320	330	300	320
Co (ppm)	85.60	48.4	39.1	36.1	55.9
Ni (ppm)	146.00	129	56	98	242
V (ppm)	290.00	205	204	183	199
Ta (ppm)	0.30	0.3	0.3	0.3	0.4
Nb (ppm)	4.90	4.9	5.4	5.1	5.2
Zr (ppm)	110.00	102	112	106	109
Hf (ppm)	2.90	2.7	2.9	2.8	3.2
Th (ppm)	0.82	1.18	1.28	1.24	2.56
Y (ppm)	22.90	28.5	24.5	23.9	22.9
La (ppm)	5.40	17.5	13.9	12	14.7
Ce (ppm)	12.50	40.5	32.5	28.2	34.3
Pr (ppm)	1.88	5.18	4.2	3.7	4.66
Nd (ppm)	9.80	22.8	18.2	16.3	19.4
Sm (ppm)	2.93	5.22	4.1	3.81	4.39
Eu (ppm)	0.60	1.83	0.99	1.13	1.13
Gd (ppm)	3.39	5.4	4.09	3.93	4.69
Tb (ppm)	0.59	0.84	0.66	0.65	0.76
Dy (ppm)	3.72	5.02	4.04	3.89	4.42
Ho (ppm)	0.84	1.07	0.91	0.89	0.95
Er (ppm)	2.38	2.87	2.59	2.46	2.73
Tm (ppm)	0.37	0.42	0.39	0.39	0.4

Yb (ppm)	2.32	2.56	2.5	2.46	2.68
Lu (ppm)	0.39	0.41	0.4	0.39	0.43
Cu (ppm)	13.00	34	1	10	10
Zn (ppm)	45.00	16	9	16	35
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	<2	<2	2	2	2
Sn (ppm)	1.00	1	1	1	1
Ga (ppm)	17.2	18.8	15.1	18	17.2
As (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	2	1	1
Zr/TiO ₂	0,00846154	0,00944444	0,01046729	0,01009524	0,00981982
Nb/Y	0,2139738	0,17192982	0,22040816	0,21338912	0,22707424
Zr/Y	4,80349345	3,57894737	4,57142857	4,43514644	4,75982533
La _N /Lu _N	1,43732009	4,43076317	3,60727419	3,19404466	3,54873218
Eu/Eu*	0.58	1.05	0.74	0.89	0.76

Éléments	LC-10-020	LC-10-021	LC-10-025	LC-10-026A
SiO ₂ (%)	69.04	56.17	63.14	62.5
TiO ₂ (%)	0.29	0.77	0.9	0.49
Al ₂ O ₃ (%)	14.55	16.59	12.45	15.92
FeO (%)	1.89	4.10	3.31	3.06
MnO (%)	0.03	0.05	0.13	0.11
MgO (%)	0.68	3.83	3.74	1.74
CaO (%)	3.25	6.94	6.85	6.33
Na ₂ O (%)	4.25	1.75	2.75	2.63
K ₂ O (%)	0.88	1.42	0.22	0.28
P ₂ O ₅ (%)	0.098	0.135	0.138	0.141
LOI (%)	1.39	2.48	0.54	1.61
Ti (ppm)	1738.55	4616.15	5395.50	2937.55
P (ppm)	427.67	589.14	602.23	615.32
Cr (ppm)	10.00	50.00	240.00	10.00
Co (ppm)	9.70	36.50	32.50	10.60
Ni (ppm)	3.00	63.00	103.00	3.00
V (ppm)	11.00	161.00	135.00	62.00
Ta (ppm)	0.80	0.50	0.40	0.50
Nb (ppm)	10.60	4.90	3.60	6.50
Zr (ppm)	177.00	112.00	76.00	108.00
Hf (ppm)	5.70	3.20	2.20	3.10
Th (ppm)	2.51	1.29	1.02	1.94
Y (ppm)	51.40	18.60	13.50	24.30
La (ppm)	17.20	8.70	8.60	12.20
Ce (ppm)	40.20	19.80	19.80	25.70
Pr (ppm)	5.51	2.71	2.72	3.35
Nd (ppm)	24.60	11.90	11.30	14.30
Sm (ppm)	6.57	3.08	2.39	3.39
Eu (ppm)	1.59	0.80	0.64	1.04
Gd (ppm)	7.76	3.44	2.68	4.09
Tb (ppm)	1.43	0.57	0.44	0.70
Dy (ppm)	9.25	3.38	2.57	4.38

Ho (ppm)	2.08	0.74	0.54	0.96
Er (ppm)	6.34	2.16	1.57	2.84
Tm (ppm)	1.01	0.35	0.24	0.45
Yb (ppm)	6.70	2.35	1.46	2.96
Lu (ppm)	1.05	0.38	0.23	0.48
Cu (ppm)	5.00	132.00	82.00	2.00
Zn (ppm)	17.00	13.00	10.00	26.00
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2.00	<2	2.00	2.00
Sn (ppm)	1.00	1.00	1.00	1.00
Ga (ppm)	18.7	17.3	10.1	17.4
As (ppm)	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	1	1
Zr/TiO ₂	0,06103448	0,01454545	0,00844444	0,02204082
Nb/Y	0,20622568	0,26344086	0,26666667	0,26748971
Zr/Y	3,44357977	6,02150538	5,62962963	4,44444444
La _N /Lu _N	1,70044854	2,37662139	3,88145862	2,63841397
Eu/Eu*	0.68	0.75	0.77	0.85

Éléments	LC-10-026B	LC-10-028	LC-10-030	LC-10-031
SiO ₂ (%)	64.19	53.97	54	53.8
TiO ₂ (%)	0.47	0.7	1.06	1.12
Al ₂ O ₃ (%)	15.6	18.27	14.76	15.21
FeO (%)	2.47	2.97	2.87	4.32
MnO (%)	0.07	0.11	0.16	0.2
MgO (%)	1.44	4.19	3.53	4.87
CaO (%)	6.75	7.45	13.39	9.52
Na ₂ O (%)	2.95	4.3	4.03	3.91
K ₂ O (%)	0.3	0.85	0.31	0.29
P ₂ O ₅ (%)	0.148	0.108	0.151	0.168
LOI (%)	1.29	2.27	0.42	0.52
Ti (ppm)	2817.65	4196.50	6354.70	6714.40
P (ppm)	645.87	471.31	658.96	733.15
Cr (ppm)	10.00	100.00	330.00	250.00
Co (ppm)	12.60	28.80	28.90	35.70
Ni (ppm)	1.00	75.00	29.00	14.00
V (ppm)	42.00	157.00	213.00	205.00
Ta (ppm)	0.50	0.40	0.40	0.40
Nb (ppm)	6.60	3.90	4.70	5.30
Zr (ppm)	104.00	96.00	104.00	111.00
Hf (ppm)	3.00	2.70	3.00	3.20
Th (ppm)	1.93	1.73	1.23	1.40
Y (ppm)	24.30	12.80	21.50	23.00
La (ppm)	12.20	10.00	12.60	13.30
Ce (ppm)	26.10	20.40	30.50	31.50
Pr (ppm)	3.42	2.59	4.31	4.38
Nd (ppm)	14.30	10.30	18.10	18.40
Sm (ppm)	3.48	2.36	4.11	4.23
Eu (ppm)	1.13	0.67	1.19	1.24

Gd (ppm)	3.86	2.53	4.33	4.49
Tb (ppm)	0.72	0.40	0.70	0.76
Dy (ppm)	4.47	2.48	4.06	4.36
Ho (ppm)	0.95	0.51	0.87	0.94
Er (ppm)	2.88	1.48	2.47	2.74
Tm (ppm)	0.45	0.22	0.38	0.40
Yb (ppm)	2.93	1.42	2.46	2.59
Lu (ppm)	0.49	0.23	0.38	0.42
Cu (ppm)	260.00	20.00	10.00	5.00
Zn (ppm)	18.00	14.00	13.00	18.00
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2.00	2.00	2.00	3.00
Sn (ppm)	<1	1.00	1.00	1.00
Ga (ppm)	17.3	16.8	15.1	15.4
As (ppm)	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	1	1
Zr/TiO ₂	0,02212766	0,01371429	0,00981132	0,00991071
Nb/Y	0,27160494	0,3046875	0,21860465	0,23043478
Zr/Y	4,27983539	7,5	4,8372093	4,82608696
La _N /Lu _N	2,58456879	4,51332398	3,44200339	3,28720430
Eu/Eu*	0.94	0.84	0.86	0.87

Éléments	LC-10-032	LC-10-033	LC-10-034	LC-10-035	LC-10-036
SiO ₂ (%)	47.63	57.61	51.5	52.79	51.66
TiO ₂ (%)	1.15	1.25	1.04	0.96	0.88
Al ₂ O ₃ (%)	16.23	14.79	14.29	14.64	18.43
FeO (%)	4.22	5.31	4.68	3.96	3.55
MnO (%)	0.25	0.18	0.18	0.12	0.09
MgO (%)	3.48	2.63	6.78	6	3.75
CaO (%)	15.21	5.81	9.7	9.92	10.99
Na ₂ O (%)	2.83	3.88	2.18	3.66	2.7
K ₂ O (%)	0.24	0.55	0.93	0.5	1.27
P ₂ O ₅ (%)	0.175	0.315	0.152	0.136	0.097
LOI (%)	1.95	1.31	1.38	1.32	1.36
Ti (ppm)	6894.25	7493.75	6234.8	5755.2	5275.6
P (ppm)	763.7	1374.66	663.328	593.504	423.308
Cr (ppm)	350	40	400	290	170
Co (ppm)	46	27.6	44.9	42.2	31.8
Ni (ppm)	175	6	50	19	4
V (ppm)	229	124	227	218	253
Ta (ppm)	0.4	0.8	0.3	0.3	0.4
Nb (ppm)	4.9	11.5	5.3	4.9	5
Zr (ppm)	102	175	99	96	101
Hf (ppm)	2.9	4.6	2.7	2.5	2.7
Th (ppm)	1.4	2.09	1.4	1.27	1.39
Y (ppm)	21.3	42	22.8	20.4	20.8
La (ppm)	19.8	18.4	12.1	9.3	10.1
Ce (ppm)	40.4	44.3	28.6	21.2	22.5
Pr (ppm)	5.01	6.37	3.91	2.96	3.02

Nd (ppm)	19.7	28.8	17.4	13.2	13.3
Sm (ppm)	4.02	7.67	4.18	3.42	3.74
Eu (ppm)	1.25	1.44	0.88	0.95	0.86
Gd (ppm)	4.33	6.73	3.77	3.05	3.09
Tb (ppm)	0.7	1.19	0.66	0.56	0.58
Dy (ppm)	4.05	7.87	4.22	3.7	3.85
Ho (ppm)	0.87	1.42	0.79	0.71	0.71
Er (ppm)	2.46	4.3	2.31	2.15	2.17
Tm (ppm)	0.37	0.71	0.37	0.34	0.35
Yb (ppm)	2.33	4.37	2.39	2.23	2.26
Lu (ppm)	0.38	0.72	0.41	0.38	0.36
Cu (ppm)	50	162	6	5	22
Zn (ppm)	21	304	16	5	3
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2	<2	<2	2	2
Sn (ppm)	1	1	1	1	1
Ga (ppm)	17.5	18.5	16.4	15.5	18.4
As (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	1	1	1
Zr/TiO ₂	0,00886957	0,014	0,00951923	0,01	0,01147727
Nb/Y	0,23004695	0,27380952	0,23245614	0,24019608	0,24038462
Zr/Y	4,78873239	4,16666667	4,34210526	4,70588235	4,85576923
La _N /Lu _N	5,40886247	2,65283154	3,06355625	2,54052631	2,91234767
Eu/Eu*	0.92	0.61	0.68	0.90	0.77

Éléments	LC-10-039	LC-10-040	LC-10-043	LC-10-044	LC-10-045
SiO ₂ (%)	55.94	59.5	54.29	51.17	56.42
TiO ₂ (%)	0.67	0.49	0.71	0.68	0.6
Al ₂ O ₃ (%)	17.42	15.7	17.51	17.52	15.03
FeO (%)	2.92	2.35	3.25	3.82	3.63
MnO (%)	0.12	0.1	0.12	0.2	0.14
MgO (%)	4.26	3.45	4.67	5.11	3.46
CaO (%)	8.15	9.4	8.76	10.25	8.81
Na ₂ O (%)	3.03	3.08	4.46	3.11	2.9
K ₂ O (%)	0.94	0.53	0.77	1.06	0.51
P ₂ O ₅ (%)	0.097	0.081	0.11	0.114	0.096
LOI (%)	1.7	0.72	1.26	1.65	2.49
Ti (ppm)	4016.65	2937.55	4256.45	4076.6	3597
P (ppm)	423.308	353.484	480.04	497.496	418.944
Cr (ppm)	90	110	300	320	230
Co (ppm)	29.2	21.2	33.7	45.2	48.7
Ni (ppm)	57	13	34	28	66
V (ppm)	140	105	166	188	155
Ta (ppm)	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
Nb (ppm)	3.4	2.8	4.3	4.2	4
Zr (ppm)	84	68	90	91	86
Hf (ppm)	2.4	1.9	2.4	2.3	2.2
Th (ppm)	1.55	1.24	1.59	1.63	1.53
Y (ppm)	9.9	9.2	14.3	13.9	11.6

La (ppm)	7	7.4	7.7	13.5	8.5
Ce (ppm)	15.3	15.2	16.3	28.2	17.9
Pr (ppm)	1.95	1.9	2.11	3.6	2.33
Nd (ppm)	7.9	7.5	9.1	15.1	9.5
Sm (ppm)	1.7	1.64	2.36	3.39	2.35
Eu (ppm)	0.29	0.51	0.59	0.77	0.75
Gd (ppm)	1.92	1.8	2.29	2.91	2.07
Tb (ppm)	0.31	0.32	0.39	0.48	0.37
Dy (ppm)	1.8	1.71	2.68	2.63	2.21
Ho (ppm)	0.41	0.36	0.48	0.49	0.43
Er (ppm)	1.18	1.06	1.52	1.42	1.23
Tm (ppm)	0.19	0.16	0.22	0.22	0.22
Yb (ppm)	1.25	1.02	1.47	1.49	1.28
Lu (ppm)	0.18	0.16	0.26	0.24	0.21
Cu (ppm)	1	164	3	1	866
Zn (ppm)	21	8	17	15	414
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2	3	3	3	4
Sn (ppm)	1	1	1	1	1
Ga (ppm)	13.8	12.7	15.7	14.6	14.2
As (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	1	1	1
Zr/TiO ₂	0,01253731	0,01387755	0,01267606	0,01338235	0,01433333
Nb/Y	0,34343434	0,30434783	0,3006993	0,30215827	0,34482759
Zr/Y	8,48484848	7,39130435	6,29370629	6,54676259	7,4137931
La _N /Lu _N	4,03691756	4,80104838	3,07426799	5,83911290	4,20168970
Eu/Eu*	0.49	0.91	0.78	0.75	1.04

Éléments	LC-10-046	LC-10-047	LC-10-048	LC-10-049B
SiO ₂ (%)	50.93	50.21	41.6	51.77
TiO ₂ (%)	0.88	0.95	0.7	1.01
Al ₂ O ₃ (%)	18.14	14.3	9.42	14.96
FeO (%)	3.91	4.32	11.61	5.55
MnO (%)	0.1	0.26	0.37	0.16
MgO (%)	6.34	3.39	3.31	3.58
CaO (%)	7.4	15.2	15.96	10.25
Na ₂ O (%)	2.01	3.39	0.58	2.58
K ₂ O (%)	0.75	0.24	0.61	0.57
P ₂ O ₅ (%)	0.11	0.13	0.116	0.124
LOI (%)	3.11	0.94	0.51	1.46
Ti (ppm)	5275.6	5695.25	4196.5	6054.95
P (ppm)	480.04	567.32	506.224	541.136
Cr (ppm)	160	350	260	350
Co (ppm)	35	38.7	76.2	54.6
Ni (ppm)	103	61	94	172
V (ppm)	235	205	150	273
Ta (ppm)	0.3	0.3	0.2	0.3
Nb (ppm)	3.8	4.7	3.5	4.8
Zr (ppm)	89	87	64	98

Hf (ppm)	2.3	2.4	1.7	2.6
Th (ppm)	1.46	1.3	0.81	1.36
Y (ppm)	12.2	21.2	19.1	20.9
La (ppm)	9.2	18.4	10	14.6
Ce (ppm)	19.2	37.9	20	32.1
Pr (ppm)	2.5	4.95	2.7	4.21
Nd (ppm)	10	20.2	12.7	18.5
Sm (ppm)	2.5	4.36	3.16	4.22
Eu (ppm)	0.47	1.26	1.11	1.29
Gd (ppm)	2.31	3.85	2.93	3.7
Tb (ppm)	0.37	0.64	0.52	0.59
Dy (ppm)	2.21	4.12	3.48	3.76
Ho (ppm)	0.44	0.74	0.64	0.7
Er (ppm)	1.32	2.24	2.13	2.18
Tm (ppm)	0.23	0.34	0.33	0.35
Yb (ppm)	1.43	2.23	1.94	2.2
Lu (ppm)	0.24	0.35	0.35	0.34
Cu (ppm)	3	7	123	80
Zn (ppm)	37	23	23	27
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	<2	2	<2	2
Sn (ppm)	1	1	13	2
Ga (ppm)	19.5	15.1	15.4	20.1
As (ppm)	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	1	2
Zr/TiO ₂	0,01011364	0,00915789	0,00914286	0,00970297
Nb/Y	0,31147541	0,22169811	0,18324607	0,22966507
Zr/Y	7,29508197	4,10377358	3,35078534	4,68899522
La _N /Lu _N	3,97924731	5,45725345	2,96589861	4,45757115
Eu/Eu*	0.60	0.94	1.12	1.00

Éléments	LC-10-050	LC-10-051	LC-10-053	LC-10-056	LC-10-058
SiO ₂ (%)	53.6	53.63	49.77	55.97	55.81
TiO ₂ (%)	1.23	0.7	0.86	0.66	0.63
Al ₂ O ₃ (%)	16.02	18.88	16.59	17.27	17.31
FeO (%)	4.21	3.05	3.89	2.99	2.73
MnO (%)	0.14	0.11	0.16	0.12	0.09
MgO (%)	4.43	4.22	6.39	4.08	3.71
CaO (%)	9.64	9.16	10.77	8.11	7.83
Na ₂ O (%)	2.62	2.97	2.28	3.45	4.23
K ₂ O (%)	0.85	0.62	1.14	1.14	0.3
P ₂ O ₅ (%)	0.179	0.103	0.083	0.097	0.091
LOI (%)	1.22	1.54	1.61	1.42	2.36
Ti (ppm)	7373.85	4196.5	5155.7	3956.7	3776.85
P (ppm)	781.156	449.492	362.212	423.308	397.124
Cr (ppm)	340	100	240	240	150
Co (ppm)	50.1	34	33.6	28.8	30.9
Ni (ppm)	191	63	73	61	67
V (ppm)	215	159	235	181	160

Ta (ppm)	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4
Nb (ppm)	5.7	3.8	3.8	3.8	3.8
Zr (ppm)	127	96	79	86	94
Hf (ppm)	3.6	2.6	2.1	2.4	2.6
Th (ppm)	1.61	1.7	1.16	1.26	1.61
Y (ppm)	25.1	12.6	16.5	13.4	12.9
La (ppm)	14.9	10.3	9.3	9.9	10.5
Ce (ppm)	34.9	21.4	20.5	21.2	21.7
Pr (ppm)	4.8	2.64	2.55	2.56	2.6
Nd (ppm)	20.4	10.7	11	10.9	10.5
Sm (ppm)	4.69	2.42	2.86	2.48	2.41
Eu (ppm)	1.56	0.66	0.83	0.96	0.75
Gd (ppm)	4.92	2.51	2.69	2.54	2.39
Tb (ppm)	0.8	0.41	0.48	0.44	0.41
Dy (ppm)	4.8	2.42	3.06	2.53	2.33
Ho (ppm)	1.03	0.5	0.6	0.53	0.47
Er (ppm)	2.97	1.46	1.83	1.43	1.44
Tm (ppm)	0.44	0.21	0.27	0.21	0.2
Yb (ppm)	2.79	1.37	1.73	1.31	1.36
Lu (ppm)	0.43	0.21	0.29	0.21	0.2
Cu (ppm)	48	2	19	8	81
Zn (ppm)	16	23	7	20	46
Mo (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb (ppm)	2	2	3	2	2
Sn (ppm)	1	1	2	1	1
Ga (ppm)	20.8	16.8	16.1	18	19.9
As (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5
W (ppm)	1	1	2	1	1
Zr/TiO ₂	0,0103252	0,01371429	0,00918605	0,0130303	0,01492063
Nb/Y	0,22709163	0,3015873	0,23030303	0,28358209	0,29457364
Zr/Y	5,05976096	7,61904762	4,78787879	6,41791045	7,28682171
La _N /Lu _N	3,59701425	5,09145929	3,32896551	4,89373271	5,44983871
Eu/Eu*	0.99	0.82	0.91	1.17	0.96

Éléments	LC-10-062
SiO ₂ (%)	50.89
TiO ₂ (%)	0.77
Al ₂ O ₃ (%)	18.48
FeO (%)	3.33
MnO (%)	0.12
MgO (%)	4.38
CaO (%)	10.85
Na ₂ O (%)	3.49
K ₂ O (%)	0.73
P ₂ O ₅ (%)	0.111
LOI (%)	1.65
Ti (ppm)	4616.15
P (ppm)	484.404
Cr (ppm)	270

Eu (ppm)	1.44
Gd (ppm)	4.67
Tb (ppm)	0.7
Dy (ppm)	3.65
Ho (ppm)	0.72
Er (ppm)	1.96
Tm (ppm)	0.27
Yb (ppm)	1.7
Lu (ppm)	0.25
Cu (ppm)	54
Zn (ppm)	18
Mo (ppm)	<1
Ag (ppm)	<0.5
Tl (ppm)	<0.5

Co (ppm)	31.9
Ni (ppm)	29
V (ppm)	162
Ta (ppm)	0.4
Nb (ppm)	4.3
Zr (ppm)	103
Hf (ppm)	2.7
Th (ppm)	1.48
Y (ppm)	18.9
La (ppm)	22
Ce (ppm)	44.7
Pr (ppm)	5.24
Nd (ppm)	21.6
Sm (ppm)	4.72

Pb (ppm)	4
Sn (ppm)	1
Ga (ppm)	20.1
As (ppm)	<5
W (ppm)	2
Zr/TiO ₂	0,01337662
Nb/Y	0,22751323
Zr/Y	5,44973545
La _N /Lu _N	9,13496774
Eu/Eu*	0.94

Précision des analyses géochimiques

Éléments	Précision
SiO ₂ (%)	0.01
TiO ₂ (%)	0.01
Al ₂ O ₃ (%)	0.01
FeO (%)	0.01
MnO (%)	0.01
MgO (%)	0.01
CaO (%)	0.01
Na ₂ O (%)	0.01
K ₂ O (%)	0.01
P ₂ O ₅ (%)	0.01
LOI (%)	0.01
Ti (ppm)	5
Cr (ppm)	5
Co (ppm)	0.5
Ni (ppm)	1
V (ppm)	5
Ta (ppm)	0.1
Nb (ppm)	0.2
Zr (ppm)	2
Hf (ppm)	0.2
Th (ppm)	0.05
Y (ppm)	0.5
La (ppm)	0.5

Ce (ppm)	0.5
Pr (ppm)	0.03
Nd (ppm)	0.1
Sm (ppm)	0.03
Eu (ppm)	0.03
Gd (ppm)	0.05
Tb (ppm)	0.01
Dy (ppm)	0.05
Ho (ppm)	0.01
Er (ppm)	0.03
Tm (ppm)	0.01
Yb (ppm)	0.03
Lu (ppm)	0.01
Cu (ppm)	1
Zn (ppm)	2
Mo (ppm)	1
Ag (ppm)	0.5
Tl (ppm)	0.5
Pb (ppm)	1
Sn (ppm)	1
Ga (ppm)	0.1
As (ppm)	5
W (ppm)	1

Concentrations des terres rares des chondrites selon Boynton (1984)

La (ppm)	0.310
Ce (ppm)	0.808
Pr (ppm)	0.122
Nd (ppm)	0.600
Sm (ppm)	0.195
Eu (ppm)	0.0735
Gd (ppm)	0.259
Tb (ppm)	0.0474
Dy (ppm)	0.322
Ho (ppm)	0.0718
Er (ppm)	0.210
Tm (ppm)	0.0324
Yb (ppm)	0.209
Lu (ppm)	0.0322

