

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	II
Remerciements	IV
Chapitre 1 - Problématique et cadre général de l'étude	1
1.1. Introduction	1
1.1.1. Cadre de l'étude.....	1
1.1.2. Localisation.....	1
1.2. Problématique générale	2
1.2.1. La Sous-province de l'Abitibi	2
1.2.2. Relation minéralisation-déformation	7
1.2.3. Évolution de la déformation dans les grandes failles en Abitibi	12
1.3. Problématique spécifique	13
1.4 Objectifs du projet	17
1.5 – Méthodologie.....	18
1.5.1. Travaux de terrain.....	18
1.5.1.1. Cartographie de détail.....	18
1.5.1.2. Levé structural	19
1.5.2. Travaux en laboratoire.....	20
Chapitre 2 – Caractérisation pétrographique et lithogéochimique des unités lithologiques.....	23
2.1. Introduction	23
2.1.1. Description du site à l'étude	23
2.1.2. Généralités	23
2.2. Descriptions des unités principales	25
2.2.1. Volcanite mafique.....	25
2.2.2. Volcanite ultramafique	27
2.2.3. Volcanoclastite felsique.....	29
2.2.4. Volcanoclastite intermédiaire	30
2.3. Descriptions des dykes	36
2.3.1. Gabbro	37
2.3.2. Diorites	38

2.3.3. Porphyres feldspathiques	41
2.3.4. Diorite quartzifère.....	42
2.3.5. Monzonite quartzifère.....	43
2.4. Comparaison des minéralogies modale et normative.....	50
Chapitre 3 – Analyse structurale.....	53
3.1. Introduction	53
3.2. Analyse des fabriques planaires et linéaires.....	53
3.2.1. Litage primaire (S ₀) et polarité	53
3.2.2. Schistosité de flux.....	54
3.2.3. linéations d'étirement	56
3.2.4. Clivages de crénulation.....	57
3.3. Pétrographie structurale.....	63
3.3.1. Volcanoclastite felsique.....	63
3.3.2. Volcanite mafique.....	63
3.3.3. Volcanite ultramafique	64
3.3.4. Dykes dioritiques	65
3.3.5. Pétrographie structurale - sommaire	66
Chapitre 4 – Minéralisation aurifère filonienne	74
4.1. Introduction	74
4.2. Caractéristiques principales des veines	74
4.3. Paragenèse et minéralogie	78
4.3.1. Phases principales (minéraux translucides).....	78
4.3.2. Phases métalliques (minéraux opaques) et teneurs en métaux	80
Chapitre 5 - Altérations hydrothermales.....	85
5.1. Altération potassique précoce	85
5.2. Carbonatation pervasive	86
5.3. Pyritisation dans la volcanoclastite felsique.....	87
5.4. Altération potassique tardive.....	88
Chapitre 6 – Synthèse et discussion.....	92
6.1. Classification des dykes de diorite	92
6.2. Faille de Rivière-Héva.....	93

6.3 Inversion stratigraphique	93
6.4. Minéralisation aurifère	94
6.4.1. Relations déformation-minéralisation-altération-magmatisme	95
6.4.2. Typologie de la minéralisation	95
6.5. Chronologie des événements	98
Chapitre 7 – Conclusions	101
Références	103
Annexe 1 - Analyses lithogéochimiques	114
Annexe 2 – Localisation des échantillons.....	119
Annexe 3 – Mesures structurales.....	124

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Localisation du secteur à l'étude, indiquée par la flèche.....	1
Figure 2 - Carte des provinces et sous-provinces géologiques du Québec.....	3
Figure 3 - Distribution des principaux gîtes aurifères orogéniques et des grandes failles dans la Sous-province de l'Abitibi.	10
Figure 4 - Principales familles de zones de failles de l'Abitibi en fonction du comportement des linéations d'étirement.....	12
Figure 5 - Principales unités stratigraphiques et zones de déformation du secteur de Malartic.	13
Figure 6 - Géologie locale du secteur de l'indice du lac Malartic.	16
Figure 7 - Cartographie détaillée de la zone d'étude, composée des affleurements Ouest et Est	24
Figure 8 – Diagrammes binaires, ternaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et volcanoclastiques principales.	33
Figure 9 - Photos des principales unités volcaniques, A à C proviennent de l'affleurement Ouest	35
Figure 10 – Diagrammes binaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des différentes unités intrusives.	45
Figure 11 - Photos des dykes et des relations de recoupements avec les veines.	48
Figure 12 – Photographies montrant les relations de recoupement entre les différents types de dykes de diorite et les veines de quartz minéralisées.	49
Figure 13 - Graphiques montrant la relation linéaire entre la minéralogie observée en lames minces et la minéralogie normative déterminée par la norme CONSONORM_LG	52
Figure 14 – Carte géologique simplifiée avec emplacements des stations d'observations, les orientations de principaux éléments structuraux et positions des couloirs de déformation.	60
Figure 15 - Carte géologique simplifiée montrant l'orientation de la linéation d'étirement et des couloirs de plus forte déformation ductile.	61
Figure 16 - Stéréogrammes de Schmidt provenant des observations sur la zone d'étude	62
Figure 17 - Photographies de lames minces en lumière naturelle permettant de comparer les plans parallèles à la linéation d'étirement (plan XZ) à gauche et perpendiculaires à la linéation d'étirement (Plan YZ) à droite pour 3 unités distinctes.	68
Figure 18 - Photographies de lames minces pour deux échantillons de l'unité volcanoclastique felsique montrant une évolution de l'intensité de la déformation.....	69

Figure 19 - Photographies de lames minces de trois échantillons de l'unité volcanique mafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	70
Figure 20 - Photographies de lames minces de trois échantillons de l'unité volcanique ultramafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	71
Figure 21 - Photographies de lames minces de trois échantillons de dykes de diorite à biotite de type 1 montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	72
Figure 22 - Photographies de lames minces de trois échantillons de dykes de diorite à amphibole de type 3 montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	73
Figure 23 - Photographies des veines. A à D représentent les veines minéralisées (type 1), E et F représentent les veines orogéniques tardives (type 2).	77
Figure 24 - Photographie d'un échantillon de veine minéralisée montrant une zonalité minéralogique formant un rubanement.	79
Figure 25 - Photographies des minéraux opaques dans les veines minéralisées en lames minces polies.	84
Figure 26 – Cartographie de l’affleurement Est montrant la zone pyritisée dans la volcanoclastite felsique.	89
Figure 26 – Photographies des altérations associées aux veines minéralisées	90
Figure 26 – Photographies de différentes altérations hydrothermales n’étant pas associées aux veines minéralisées.	91
Figure 27 - Bloc modèle montrant la chronologie relative de mise en place des différentes lithologies, de la minéralisation aurifère et l'évolution de la déformation régionale dans le secteur d'étude.	100
Figure 28 – Carte de localisation des échantillons.	123

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens.	11
Tableau 2 – Proportion de minéraux observés dans les différentes unités volcaniques et volcanoclastiques.	32
Tableau 3 - Sommaire des analyses lithogéochimiques pour les roches volcaniques.	34
Tableau 4 – Proportions de minéraux observés en lames minces pour les différentes familles de dykes.	44
Tableau 5 - Sommaire des analyses lithogéochimiques pour les roches intrusives.	46

Tableau 6 - Sommaire des analyses lithogéochimiques pour les roches intrusives (suite).	47
Tableau 7 – Synthèse de la minéralogie normative déterminée par la norme CONSONORM_LG définie par Trépanier et al. (2015) pour les unités volcaniques, volcanoclastiques et intrusives.....	51
Tableau 8 - Critères de terrain utilisés pour attribuer l'indice d'anisotropie planaire IAP	59
Tableau 9 - Synthèse des caractéristiques des veines minéralisées de type 1 et des veines de type 2.....	76
Tableau 10 - Résultats des analyses chimiques de différentes veines minéralisées	83
Tableau 11 - Synthèse des résultats d'analyses chimiques à la microsonde électronique sur des sulfures contenus dans les veines minéralisées.	83
Tableau 12 - Synthèse des résultats d'analyses chimiques à la microsonde électronique sur des phases métalliques contenues dans les veines minéralisées.	83
Tableau 13 – Calcul des bilans de masse par la méthode des précurseurs modélisés pour les roches volcaniques les plus altérées	86
Tableau 14 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens selon les modèles épithermal neutre et IRGS.	97
Tableau 15 – Analyses lithogéochimiques (éléments majeurs) des échantillons.	115
Tableaux 16 à 18 – Analyses lithogéochimiques (éléments mineurs et traces) des échantillons.	116
Tableaux 19 à 21 – Localisation et orientation des échantillons. Les coordonnées UTM correspondent à la zone 17 dans le système de référence NAD83.	120
Tableaux 22 à 30 – Mesures structurales prises sur le terrain. Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.	125
Tableau 31 à 33 – Mesures structurales prises sur les échantillons orientés. Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.	134

CHAPITRE 1 - PROBLÉMATIQUE ET CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE

1.1. INTRODUCTION

1.1.1. CADRE DE L'ÉTUDE

Le présent document présente les principaux résultats d'un projet de maîtrise réalisé en partenariat avec le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN) et le Centre d'étude sur les ressources minérales de l'UQAC (CERM). Il porte sur l'étude de la minéralisation aurifère et la caractérisation de la déformation de l'indice « rive du lac Malartic » (*Malartic Lake Shore*) situé en Abitibi. Cet indice, détenu auparavant par la société Golden Share, est passé aux mains de Khalkos Exploration durant cette étude.

1.1.2. LOCALISATION

Le secteur à l'étude est situé dans la Zone Volcanique Sud de la Sous-province archéenne de l'Abitibi (Chown et al., 1992), dans le feuillet SRNC 32D01, à environ 0,5 km au sud du lac Malartic. La figure 1 montre la position géographique du secteur à l'étude. Il se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est).

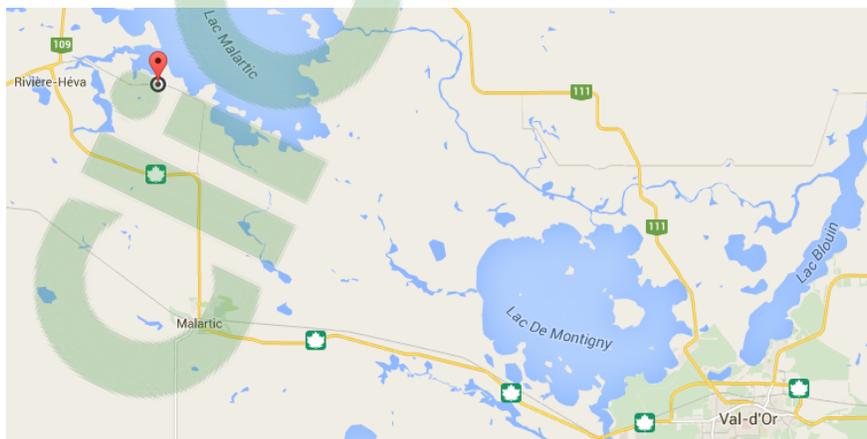


Figure 1 - Localisation du secteur à l'étude, indiquée par la flèche (Google Map, 2015).

1.2. PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

1.2.1. LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

La Sous-province de l'Abitibi (Figure 2), qui fait partie de la Province de Supérieur, est la plus grande ceinture archéenne de roches vertes au monde (Goodwin et Riddler, 1970; MER-OGS, 1984; Card, 1990; Chown et al., 2002; Thurston et al., 2008). Elle fait plus de 300 km par 700 km et s'étend de l'Est de l'Ontario à l'Ouest du Québec. Elle est dominée par des bandes de roches volcaniques mafiques, ultramafiques et felsiques séparées par des unités sédimentaires, l'ensemble ayant subi l'orogénie kénoréenne marquée par plusieurs phases de déformation (Dimroth et al., 1983a; Imreh, 1984; Chown et al. 1992).

La Sous-province de l'Abitibi est bordée au Sud par la Sous-province de Pontiac, essentiellement de nature métasédimentaire (grauwackes, mudrocks, schistes) avec des âges compris entre 2685 et 2672 Ma (Davis, 2002), au sein de laquelle sont intercalés quelques horizons de volcanites mafiques et ultramafiques. Cet ensemble a été interprété comme un prisme d'accrétion témoignant d'une subduction vers le nord (Ludden et al., 1986; Daigneault et al., 2004). Au Nord, la Sous-province de l'Abitibi est bordée par la Ceinture de l'Opatca (MER-OGS, 1984; Hocq, 1990; Thurston et al., 2008), composée principalement d'orthogneiss et de granitoïdes.

La Sous-province de l'Abitibi est découpée en deux parties principales par une faille régionale majeure d'orientation Est-Ouest. Il s'agit de la faille de Destor-Porcupine-Manneville (FDPM), qui sépare la Zone Volcanique Sud (ZVS) de la Zone Volcanique Nord (ZVN) (Chown et al., 1992; Mueller et al., 1996). Plus au Sud, la faille Cadillac-Larder Lake (FCL) marque la bordure sud de la Sous-province de l'Abitibi en séparant

celle-ci de la Sous-province de Pontiac (Dimroth et al., 1983a; Daigneault et al., 2002). Ces deux failles sont associées génétiquement et spatialement à des minéralisations aurifères orogéniques et elles sont interprétées comme des structures d'échelle crustale (Norman, 1943; Latulippe, 1976; Imreh, 1984; Robert, 1989; Daigneault et Archambault, 1990; Daigneault, 1996; Daigneault et al., 2002).

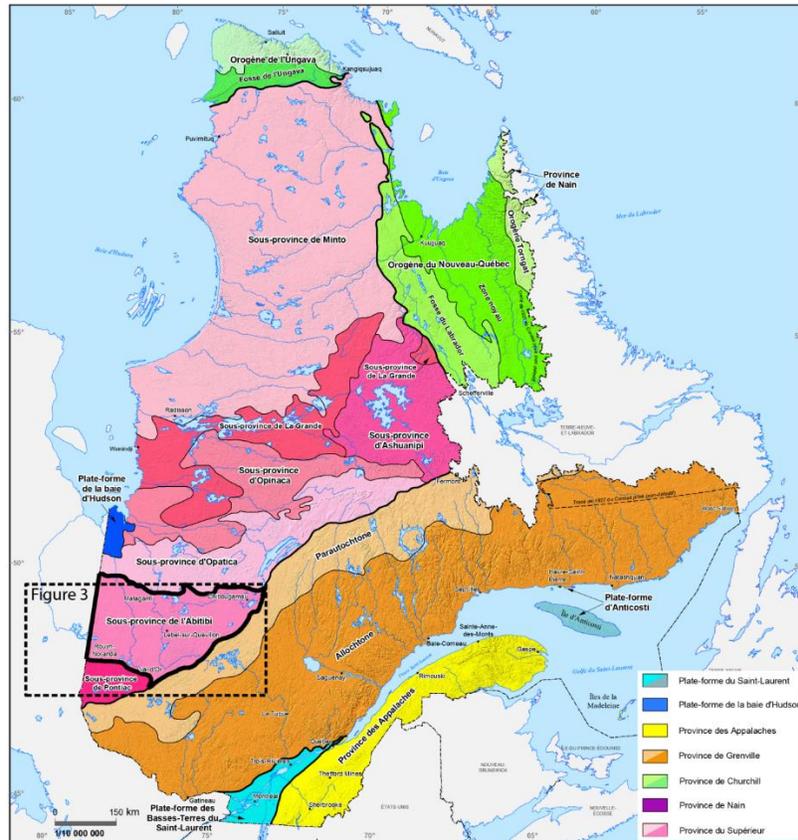


Figure 2 - Carte des provinces et sous-provinces géologiques du Québec, avec la Sous-province de l'Abitibi (encadrée en noir). Compilation par le MERN (2012).

La ZVS consiste en un assemblage volcano-sédimentaire supracrustal composé de volcanites et volcanoclastites felsiques à ultramafiques séparées par des bandes de roches sédimentaires (Chown et al. 1992, MER-OGS, 1984; Hocq, 1990; Thurston et al., 2008). Ces unités ont une orientation générale E-W avec un fort pendage vers le Nord (Imreh,



1984; Pilote et al., 2000; Card, 1990; Chown et al., 1992; Dimroth et al., 1982). Une schistosité de flux fortement pénétrative d'orientation Est-Ouest marque le grain structural régional (Daigneault et al., 2004). Cet assemblage volcano-sédimentaire est recoupé par de nombreux corps plutoniques de composition granitoïde variée et d'âges synvolcaniques à tarditectoniques (Chown et al., 2002). Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts, mais atteint le faciès des amphibolites dans des auréoles de contact autour des plutons tarditectoniques (Dimroth et al., 1983b; Imreh, 1984; Hocq, 1990).

1.2.1.1. STRATIGRAPHIE DE LA SÉQUENCE VOLCANOSÉDIMENTAIRE DE LA ZONE VOLCANIQUE SUD

La Zone Volcanique Sud (Imreh, 1984; Chown et al., 1992; Pilote et al., 1997; Scott et al., 2000) comprend plusieurs unités ou groupes à dominance volcanique ainsi que plusieurs unités sédimentaires d'âges et de faciès variés. Parmi les unités volcaniques, on reconnaît le Groupe de Blake River situé à l'ouest de notre région, et les groupes de Louvicourt et de Malartic qui sont présents dans le secteur d'étude et qui se poursuivent vers l'est. Les roches sédimentaires des groupes de Kewagama, de Cadillac et de Timiskaming se sont déposées postérieurement à la mise en place des roches volcaniques (Davis, 2002).

Une description sommaire des différentes unités stratigraphiques est présentée dans les paragraphes suivants. Ces descriptions se basent essentiellement sur les travaux de Imreh (1984), Desrochers et al. (1993a, 1993b, 1996a, 1996b), Chartrand (1991), Tourigny et al. (1998), Dimroth et al. (1982, 1983a, 1983b), ainsi que sur ceux rapportés par Pilote et al. (2000).

Le Groupe de Malartic (2714 à 2706 Ma, Pilote et al., 1999) se compose, de la base vers le sommet, des formations de La Motte-Vassan, de Dubuisson et de Jacola. On y retrouve principalement des roches volcaniques ultramafiques-mafiques et volcanoclastiques felsiques à (Imreh, 1984; Pilote et al., 2000).

Le Groupe de Louvicourt (2705 à 2702 Ma; Pilote et al., 1999; Scott et al., 2002) est composé de la Formation de Val-d'Or à la base et de la Formation de Héva au sommet. Ces formations exposent des roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques à mafiques (Imreh, 1984; Pilote et al., 2013).

Le Groupe de Blake River (2696 à 2704 Ma, Mueller et al., 2012; McNicoll et al., 2014) contient, de la base vers le sommet, les formations de Hébécourt, de Reneault-Dufresnoy et de Bousquet. On y retrouve principalement des roches volcaniques felsiques à mafiques (Dimroth et al., 1982; Goutier, 1997; Goutier et al., 2007; Goutier et Melançon, 2007; Goutier et al., 2009). Le Groupe de Blake River consiste en une suite volcanique tholeiitique, transitionnelle, et calco-alcaline sous-marine (Dimroth et al., 1982; Goutier, 1997; McNicoll et al., 2014 et références incluses). Il s'agit de la plus jeune séquence volcanosédimentaire de la Sous-province de l'Abitibi (Corfu et al., 1989; Mortensen, 1993; Thurston et al., 2008).

Le Groupe de Kewagama ($<2685 \pm 3$ Ma, Davis, 2002) contient les formations de Caste et de Mont-Brun. Il est composé de roches sédimentaires, principalement des grès, des pélites, des conglomérats et des horizons de formation de fer rubanées au faciès oxyde (Imreh, 1984; Lajoie et Ludden, 1984; Pilote et al., 2000).

Le Groupe de Cadillac ($<2686 \pm 3$ Ma, Davis, 2002) est composé de roches sédimentaires, principalement des conglomérats, des wackes, des grès, des siltstones et

des formations de fer rubanées au faciès oxyde (Bouchard, 1980). La bordure sud du Groupe de Cadillac marque le début de la Zone Tectonique de Cadillac (ZTCL; Robert, 1989).

Le Groupe de Timiskaming (2675 ± 3 Ma, Davis, 2002) contient les roches sédimentaires les plus récentes de la Zone Volcanique Sud. Il est composé essentiellement de roches sédimentaires de faciès fluvatile (Mueller et Donaldson, 1992) comme des conglomérats polygéniques et des grès localement interlités avec des roches volcaniques (Dimroth et al., 1982). Le Groupe de Timiskaming repose en discordance sur les séquences volcaniques et sédimentaires plus anciennes et il montre une association spatiale avec la Faille de Cadillac-Larder Lake (Dimroth et al., 1982).

Le Groupe de Piché se compose principalement de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et montre une association spatiale avec la faille de Cadillac-Larder Lake (Latulippe, 1976; Imreh, 1984; Landry 1991). La nature précise du Groupe de Piché est encore mal comprise. Une datation de 2709 Ma a été publiée pour une unité intrusive qui recoupe le Piché (Pilote et al., 2014).

Au sud de la zone volcanique sud, se retrouve le Groupe de Pontiac (2685 ± 3 Ma, Davis, 2002) qui se compose principalement de grauwackes, de grès, de mudstones et de pélites (Lajoie et Ludden, 1984; Imreh, 1984; Pilote et al., 2000). Le contact entre le Pontiac et la ZVS est marqué par la présence de la Faille de Cadillac aussi désignée Faille de Cadillac-Larder Lake ou zone tectonique de Cadillac par différents auteurs (Dimroth et al., 1983a; Imreh, 1984; MER-OGS 1984, Robert, 1989; Hocq, 1990; Thurston et al., 2008).

1.2.2. RELATION MINÉRALISATION-DÉFORMATION

Les failles ductiles régionales jouent un rôle primordial dans la mise en place des minéralisations aurifères, principalement en ce qui a trait aux minéralisations de type orogénique. En effet, la majorité des gîtes aurifères de la Zone Volcanique Sud de la Sous-province de l'Abitibi sont situés en bordure des grandes structures géologiques (figure 3), avec lesquelles elles sont associées spatialement et génétiquement (Hodgson, 1989; Peters, 1993; Roberts, 1987).

Les failles transcrustales E-W, comme la Faille de Cadillac-Larder Lake et la Faille de Destor-Porcupine-Manneville, permettent la remontée de fluides hydrothermaux provenant de niveaux profonds de la croûte. Ensuite, à des niveaux plus superficiels, ces fluides sont canalisés dans des failles secondaires (Robert 1989; Hodgson, 1989; Peters, 1993). Les failles et les zones de cisaillement, en plus de servir de conduits pour les fluides hydrothermaux, peuvent également jouer le rôle de pièges structuraux qui permettront la mise en place de la minéralisation. D'autres éléments peuvent également servir de pièges structuraux, comme les charnières de plis, les intersections de failles majeures, et les contrastes de compétence entre les unités lithologiques (Hodgson, 1989; Beaudoin et Trudel, 1989; Trudel et al., 1992; Peters, 1993).

Il est commun d'associer les gisements aurifères présents dans les couloirs de déformation au type orogénique (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001). En effet, les gîtes de type orogénique constituent la principale source de l'or extrait dans la Sous-province de l'Abitibi. Le gisement de Sigma-Lamaque, à Val-d'Or, représente l'exemple type (Robert et Brown, 1986; Gaboury et al., 2001). Comme leur nom l'indique, les gisements orogéniques se forment dans des chaînes orogéniques actives (Dubé et

Gosselin, 2007), à des profondeurs allant de 3 à 12 km, selon le modèle du continuum proposé par Groves et al. (1993, 1998). Des teneurs allant de 5 à 30 g/t Au pour un tonnage entre 0,1 et 100 Mt sont communément associés à ce type de gisement.

Toutefois, d'autres types de gisements aurifères se retrouvant dans les couloirs de déformation pourraient à tort être associés aux gisements orogéniques. Parmi ceux-ci, il y a les gisements épithermaux, les porphyres aurifères, et les gisements de type IRGS (*Intrusion related gold system*) ou de filiation intrusive (Tompson et al., 1999; Sillitoe et Tompson, 1998).

Les gisements épithermaux sont des gisements synvolcaniques qui se forment en contexte de volcanisme actif, à de faibles profondeurs en conditions de subsurface (Tosdal et al., 2009). De plus, ils se forment le plus souvent dans des environnements subaériens, bien que des systèmes épithermaux sous-marins aient été documentés (Herzig et al., 1999; Petersen et al., 2002). Leur faible profondeur de formation les rend plus sensibles à l'érosion et fait en sorte qu'ils sont difficilement préservés. Des gîtes épithermaux archéens ont toutefois déjà été documentés (Pilote, 1987; Garde et al., 2012).

Les gisements épithermaux peuvent se diviser en 2 sous-types génétiques, soit les épithermaux neutres, ou « low sulfidation », et les épithermaux acides, ou « high sulfidation » (Tosdal et al., 2009 et références citées). Les épithermaux acides présentent toutefois une minéralisation essentiellement disséminée, c'est pourquoi seuls les épithermaux neutres, essentiellement filoniens, seront considérés dans ce document.

Les porphyres aurifères se caractérisent par un fort tonnage (de quelques dizaines de millions à plus d'un milliard de tonnes) et de faibles teneurs (0,1 à 1 g/t Au). Ils se

forment à une profondeur de 1 à 5 km (Tosdal et al., 2009 et références citées). Au Québec, le gisement de Troilus pourrait représenter un gisement type dans la catégorie des porphyres aurifères (Fraser, 1993).

Les gisements à filiation intrusive, ou « *Intrusion Related Gold System* » (IRGS), constituent un nouveau type de gisements aurifères filoniens proposé par Tompson et al. (1999) sur la base des travaux de Sillitoe et Tompson (1998). Ces types de gisements partagent plusieurs caractéristiques communes avec les gisements aurifères orogéniques (altérations hydrothermales, paragenèse des veines, cortège métallique, style de minéralisation, teneurs), ce qui rend souvent ardue la distinction entre ces deux types de gisements (Sillitoe et Tompson, 1998). Lorsque ces types de minéralisation se retrouvent au sein de couloirs de déformation, leur distinction devient plus difficile, car l'altération associée aux différents contextes de minéralisation va engendrer un milieu plus sensible à la déformation. Conséquemment, plusieurs types de minéralisations peuvent se retrouver au sein de couloirs de déformation. Un bon exemple est le gisement de Chevrier, lequel est situé dans un couloir de déformation NE, mais interprété comme représentant un gisement synvolcanique de type «IRGS» (Legault et Daigneault, 2006).

Plusieurs exemples de minéralisations aurifère dites « précoces » ont été documentées dans la région de Val-d'Or dans plusieurs gisements, tels la mine Siscoe (Backman, 1936; Moss, 1939, Sauvé et al., 1993, Robert 1994), la mine Norlartic (Couture et al., 1994) et le gisement Orion Zone. 8 (Bertrand-Blanchette, 2016). Ces gisements aurifères filoniens peuvent se mettre en place au cours de la période synvolcanique dans des systèmes sous-marin magmatique-hydrothermaux, comme celui

proposé pour le gisement «Géant Dormant» (Gaboury et Daigneault, 1999) et les mines Doyon-Westwood (Gosselin 1998, Yergeau et al., 2015).

Le tableau 1 répertorie et compile les principales caractéristiques des différents types de gisements aurifères filoniens.

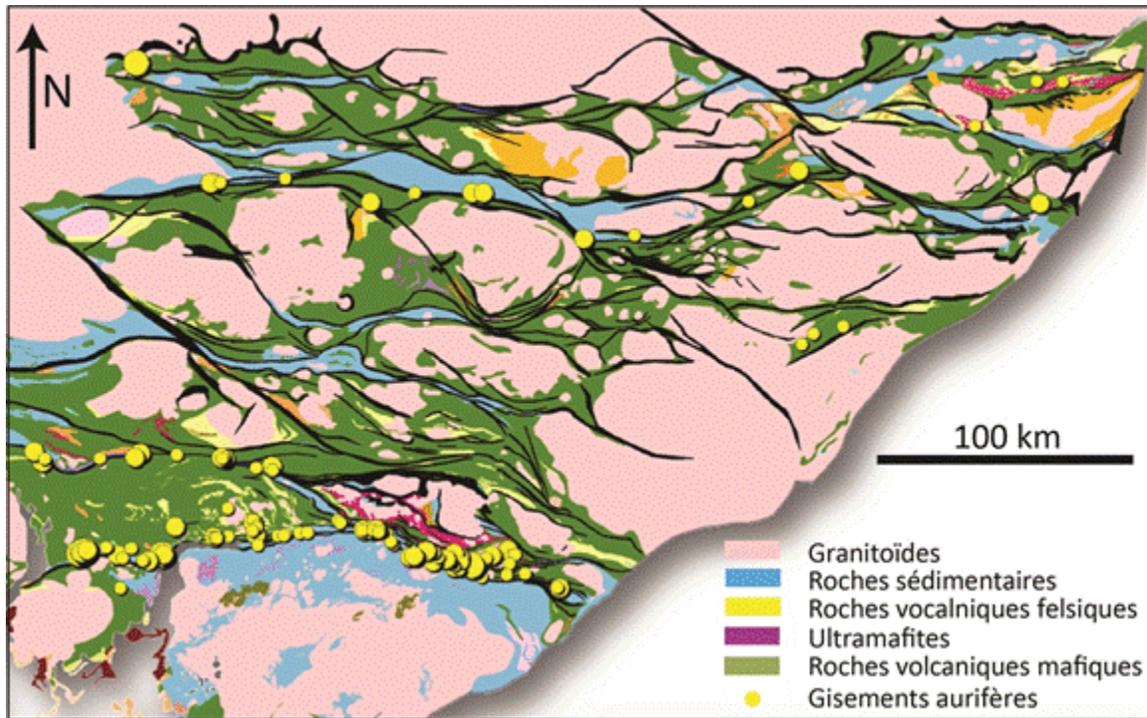


Figure 3 - Distribution des principaux gîtes aurifères orogéniques et des grandes failles dans la Sous-province de l'Abitibi. Modifiée de Daigneault et al. (2004), de Dubé et Gosselin (2007) et de SIGEOM 2016.

Tableau 1 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens. La caractéristiques discriminantes pour l'étude actuelle apparaissent en rouge.

Type	Au Orogénique	Épithermal neutre (LS)	Porphyre Au	Filiation intrusive
Style de minéralisation	Veines et veinules, réseaux organisés, champs filoniens de grande extension	Veines (rubanées), stockwerk de remplacement, brèche	Disséminée et en stockwerk de veines et veinules	Disséminée, brèche, réseaux de veines parallèles
Paragenèse (gangue)	Qz, Tl, Ca, Chl, Alb, Ms, sheelite, fuschite, séricite	Qz, Ca (lamelles), Adulaire, Illite, Baryte	Qz, séricite, kaolinite, montmorillonite, Chl, Bo	Qz, Tl, Ksp, Chl, Ca, barite
Sulfures	Py, Po, Asp, Au	Py, Sp, Gn, Cpy, Asp, Au	Py, Cpy, Bor, Mo	Py, Asp, Po, Au
Cortège métallique	Au, As, Ag, B, Se, Hg, Mo, Sb, W, Cu, Pb, Zn	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Hg	Au, Cu, Ag, Bi, Te (W, Sn)	Au, As, Bi, Te, Sb, W, Mo, pauvre en métaux de base
Altérations hydrothermales	Carbonatation, séricitisation, silicification, sulfuration	Adulaire (ksp), carbonatation, séricitisation, chloritisation, smectite, illite, propylitique	Altération potassique proximale, phyllique/argileuse intermédiaire, propylitique distale/périphérique	Albitisation, séricitisation, hématisation, sulfuration, carbonatation, silicification
Teneur et tonnage	5-30 g/t 0,1 à 100 Mt	10 à 100 g/t 0.1 à 100 Mt	Gros tonnage (>100 MT), faibles teneurs (0,1 à 1 g/t Au)	1-20 g/t Au 1 à 100 Mt
Roches associées	Archéen : roches métavolcaniques (schiste vert) et intrusives (dykes compétents)	Roches volcaniques calco-alcalines (généralement jeunes)	Roches intrusives calco-alcalines à texture porphyrique dans une ceinture orogénique volcanosédimentaire	Intrusion calco-alcaline à sub-alcaline de composition intermédiaires à felsiques (à texture porphyrique), dykes d'aplite, de pegmatite et de lamprophyre
Contrôle structural régional	Contraste de compétence, cisaillement majeur, failles subsidiaires de 2 ^e et 3 ^e ordre, charnière de plis	Failles synvolcaniques	Intersection de failles majeures	Failles
Source des fluides	Fluides métamorphiques	Eau de surface (eau météorique) ± fluides magmatiques (pulses)	Magmatique	Magmatique
Contexte tectonique	Orogène, régime tectonique en compression	Arc, zone de subduction, volcanisme actif	Zones de subduction	Zone de subduction, arc continental, orogène, bassin d'arrière arc
Profondeur de formation	3-12 km	Subsurface (<1km)	1-5 km	2-5 km
Chronologie	Tardive, syn- à tardi- orogénique, post-déformation	Synvolcanique	Syntectonique	Syntectonique
Exemples au Québec	Sigma-Lamaque, Goldex, etc.	Lac Berrigan ?	Troilus	Lac Bachelor, Camflo
Références principales	Groves et al. (1998); Stüwe (1998); Goldfarb et al (2001)	Tosdal et al (2009); Garde et al (2012); Pilote (1987); Guha et al. (1988)	Tosdal et al. (2009); Sinclair (2007); Sillitoe (1997)	Hart (2005); Lang et Baker (2001), Sillitoe & Thompson (1998)

1.2.3. Évolution de la déformation dans les grandes failles en Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi renferme une multitude de failles et de couloirs de déformation ductile (Daigneault, 1996; Chown et al., 1992; Daigneault et al., 2004). Ces zones de failles présentent une histoire de déformation complexe.

Deux principales familles de zones de failles ductiles sont documentées en Abitibi : une famille E-W et une famille NO-SE (Figure 4). Les failles E-W sont subparallèles aux unités stratigraphiques et on y note la présence commune de linéations d'étirement en composante pendage, suggérant un mouvement inverse compatible avec un raccourcissement. Un mouvement tardif en décrochement dextre est également documenté localement (Daigneault et al., 2004, Bedeaux et al., 2017). Les failles NO-SE sont sécantes aux unités stratigraphiques et montrent une linéation d'étirement à composante directionnelle dominante, compatible avec un mouvement en décrochement dextre (Daigneault et al., 2004).

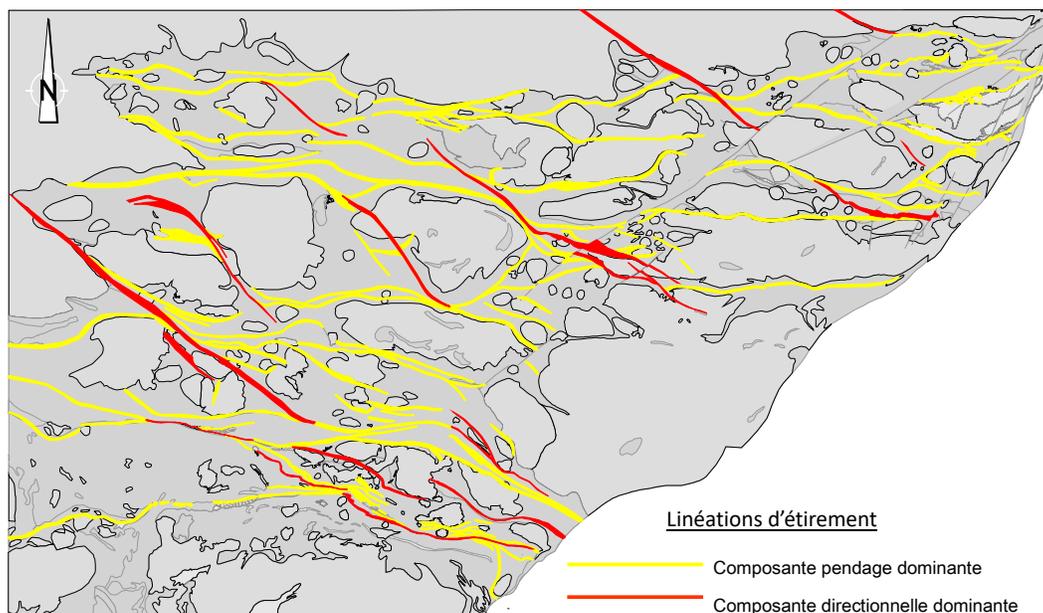


Figure 4 - Principales familles de zones de failles de l'Abitibi en fonction du comportement des linéations d'étirement. Modifiée de Daigneault et al. (2004).

1.3. PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

L'indice rive du lac Malartic (*Malartic Lake Shore*) (Figures 5, 6 et 7) se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est). L'affleurement Ouest (Figure 7) mesure 150 x 40 m et l'affleurement Est (Figure 7) fait 90 x 65 m. On y retrouve principalement des roches volcaniques mafiques et des volcanoclastites felsiques, métamorphisées au faciès supérieur des schistes verts. Ces roches sont fortement déformées.

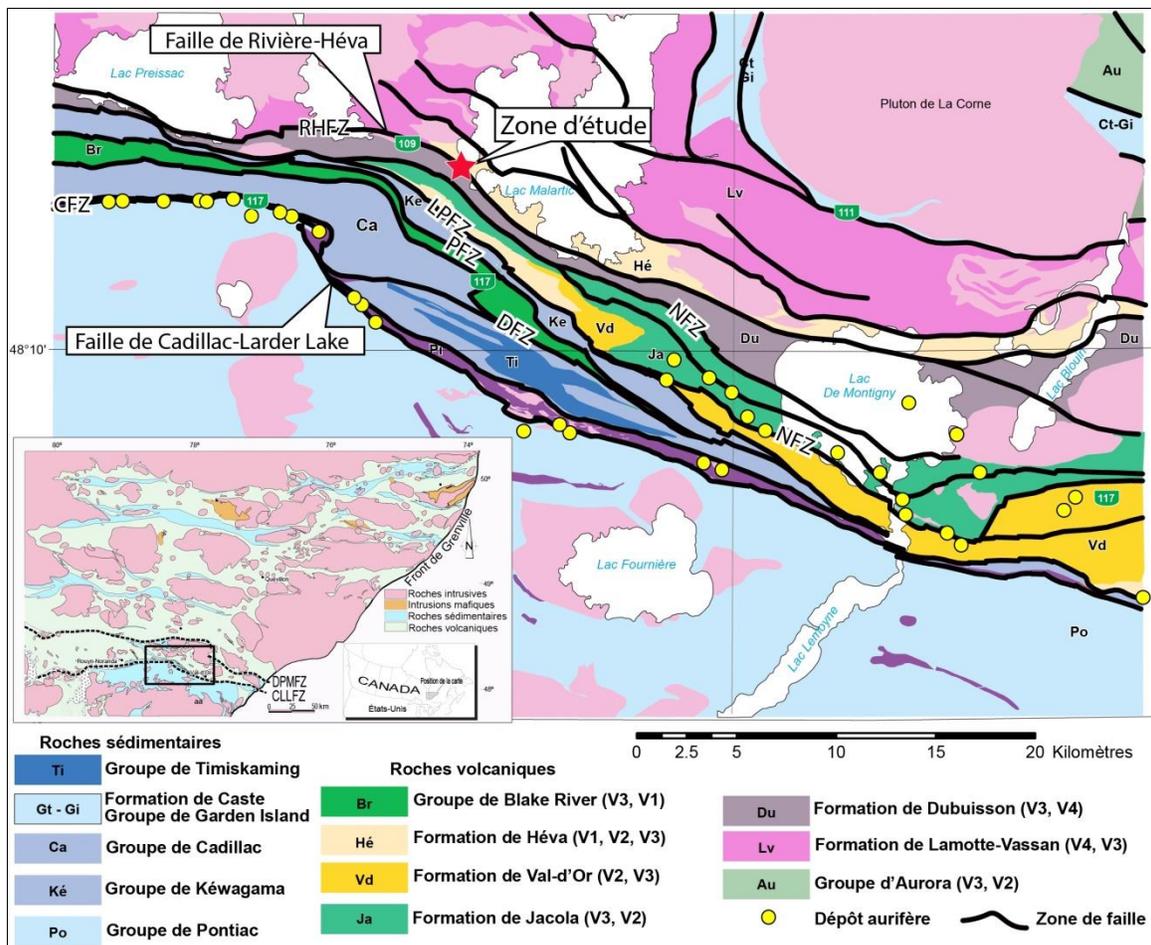


Figure 5 - Principales unités stratigraphiques et zones de déformation du secteur de Malartic. Modifiée de Daigneault et al. (2004) et SIGEOM (2017).

L'affleurement Ouest présente une importante flexure de la schistosité de flux, qui passe de N160° à N105° sur une distance d'environ 70 mètres. Cet affleurement présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques de composition felsiques à mafiques (figures 6 et 7).

Sur l'affleurement Est, la zone de contact entre les volcanites mafiques (basalte) et les volcanoclastites felsiques (tuf rhyolitique) est interprété par Pilote (2013) et Pilote et al. (2014) comme étant la Faille de Rivière-Héva (Figure 5), une faille d'envergure régionale orientée parallèlement aux failles La Pause, Parfouru et de Cadillac et qui mettrait en contact la Formation de Héva (âge de 2702 ± 1 Ma établi dans la région de Val-d'Or; Davis 1998); appartenant au Groupe de Louvicourt au nord avec la Formation de Dubuisson (âge de 2708 ± 2 Ma; Pilote et al., 2007) du Groupe de Malartic au sud.

L'affleurement Est expose également une zone d'altération hydrothermale intense en chlorite noire et en biotite, de dimension décamétrique, près de la zone de contact entre les roches volcaniques mafiques et les roches volcanoclastiques felsiques.

La zone d'étude (figure 5) expose une problématique à l'égard de l'interprétation cinématique du sens des mouvements sur les failles majeures. Les couloirs de déformation E-W présentent communément des linéations d'étirement à composante pendage dominante et les couloirs NO-SE présentent plutôt des linéations d'étirement à composante directionnelle dominante (Daigneault et Archambault, 1990). La présence de linéations d'étirement à plongées variables dans la zone d'étude pourrait témoigner de mouvements multiples (déformation complexe et/ou multiphasée). L'orientation SE de la zone d'étude est compatible avec des linéations d'étirement subhorizontales, mais le secteur présente localement des linéations à composante pendage et abrupte. De plus, les

variations sont mal circonscrites, mais semblent se faire sur des distances métriques à décamétriques. La présence de nombreuses linéations de crénulation vient interférer avec l'observation convaincante des linéations d'étirement sur le terrain. La question est de savoir si les variations dans l'attitude des linéations témoignent de multiples mouvements ou si elles font partie d'une variation attendue dans un mécanisme de transpression (Lin et Williams, 1992; Robert, 1989; Robert, 1993; Tikoff et Greene, 1997).

Plusieurs dykes présents dans la zone d'étude montrent certaines affinités avec les lamprophyres, lesquels se distinguent entre autres par la présence de phénocristaux de hornblende et de biotite. Selon la définition de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) telle que proposée par Le Maitre (2002) et rapportée par Winter (2010), le lamprophyre est une roche intrusive mafique à texture porphyrique (contenant 35-90% de phénocristaux de biotite et/ou amphibole) dont la matrice est composée de feldspaths et/ou de feldspathoïdes et qui se présente normalement sous la forme de dykes. Le lamprophyre est également riche en K_2O , Na_2O , H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 et Ba et il contient souvent des minéraux hydrothermaux (calcite, zéolites) comme phases primaires. Toutefois, ces roches présentent encore des problèmes de reconnaissance et de définition, car le terme est communément utilisé par différents géologues d'exploration pour qualifier différentes variétés de roches intrusives mélanocrates riches en biotite. Ces roches ont par le passé été associées à la présence de minéralisation aurifère (McNeil et Kerrich, 1986; Rock et Groves, 1988; Rock et al., 1989; Kerrich et Wyman, 1994). Leur présence en grande quantité dans la zone d'étude, laquelle représente une zone de faille régionale contenant des veines de quartz aurifère, mérite d'être investiguée.

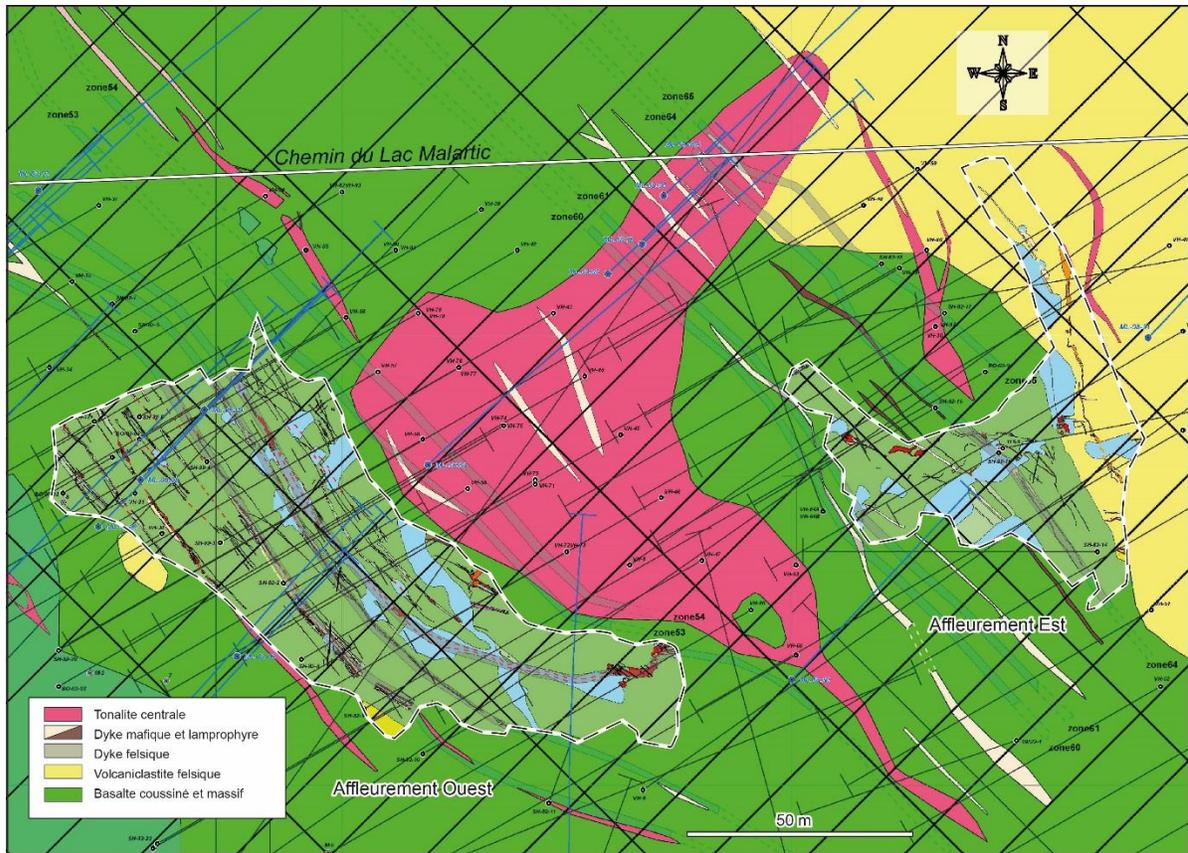


Figure 6 - Géologie locale du secteur de l'indice du lac Malartic. Les positions des zones découpées Est, Ouest et les forages sont indiqués (Bousquet et Carrier, 2008, 2009a et 2009b; Guay et al., 2017).

Un stock de tonalite non affleurant est rapporté en forages au centre de la propriété par Bousquet et Carrier (2009; figure 6). Cette intrusion centrale a livré un âge de $2690,7 \pm 6,3$ Ma (David et al., 2017). Son rôle dans le style de déformation et la présence de dykes reste à évaluer.

De multiples veines, certaines aurifères, décimétriques à pluridécimétriques composées de quartz, calcite, chlorite et feldspath traversent principalement l'affleurement ouest. Ces veines sont minéralisées en pyrite, chalcopryrite et galène. Elles sont subparallèles à la schistosité de flux et fortement déformées et boudinées. Des grains d'or sont visibles localement. Les veines de quartz semblent recoupées par les dykes mais certains dykes contiennent aussi des veines de quartz tourmaline. La chronologie de

formation des dykes et des veines relativement à l’empreinte de la déformation ductile sont à préciser.

1.4 OBJECTIFS DU PROJET

La zone d’étude expose essentiellement une problématique à l’égard de l’interprétation cinématique (sens du mouvement) dans une zone de faille majeure (zone de déformation) d’extension régionale mettant en contact deux formations stratigraphiques distinctes. De plus, la zone d’étude contient un gîte aurifère filonien. La relation entre la mise en place de la minéralisation et la déformation est critique pour établir un modèle de formation. Les veines se sont-elles mises en place (1) durant la déformation régionale au sein d’une zone de cisaillement; (2) la déformation régionale a-t-elle utilisée de façon préférentielle un site préalablement affecté par une minéralisation filonienne antérieure; ou (3) est-ce que les relations entre la déformation régionale et les veines sont fortuites ? La zone d’étude montre d’autre part une concentration exceptionnelle de dykes de compositions variées. L’étude de ceux-ci apportera des observations permettant d’établir la chronologie relative entre leur mise en place, la minéralisation aurifère et le développement de cette zone de déformation. L’indice rive du lac Malartic est un site d’intérêt pour répondre à plusieurs questions sur la typologie des minéralisations aurifères au sein des failles majeures. En ce sens, les principaux objectifs du projet sont :

- 1) de caractériser les différentes unités lithologiques et plus particulièrement les différentes familles de dykes présentes sur la zone d’étude,
- 2) d’établir la chronologie des événements de déformation et de caractériser les variations des linéations d’étirement,

- 3) de caractériser la minéralisation aurifère filonienne, son contexte de mise en place, et l’empreinte de l’altération hydrothermale qui lui est associée,
- 4) d’intégrer l’ensemble des éléments dans un cadre chronologique, de proposer un modèle d’évolution et des guides pour l’exploration.

Il est à noter que, bien que certains éléments de métallogénie aient été intégrés dans ce travail, l’emphase de ce projet est placée principalement sur les caractéristiques de la déformation et sur les relations de chronologie relative entre les intrusions, les veines et la déformation

1.5 – MÉTHODOLOGIE

Les travaux nécessaires à ce projet ont impliqué deux phases distinctes. La première phase a consisté en une cueillette de données sur le terrain. Celle-ci regroupe les travaux de cartographie de détail, la prise de mesures structurales, et l’échantillonnage des différentes lithologies. La seconde phase regroupe les travaux qui ont été réalisés en laboratoire, soit la préparation des échantillons, la prise de mesures structurales sur les échantillons orientés, les analyses chimiques, et l’étude pétrographique en lames minces.

1.5.1. TRAVAUX DE TERRAIN

1.5.1.1. CARTOGRAPHIE DE DÉTAIL

La cartographie de détail des deux principaux décapages de la propriété a été réalisée dans l’optique de mettre l’emphase sur les différentes lithologies, la position des différentes familles de dykes, les veines minéralisées, et les principaux éléments structuraux. La cartographie réalisée a ensuite été numérisée et retracée à l’aide des logiciels MapInfo et Adobe Illustrator.

1.5.1.2. LEVÉ STRUCTURAL

Une première série de mesures structurales a été prise directement sur les affleurements. Les principales fabriques structurales qui ont été considérées sont la schistosité de flux, la linéation d'étirement, le clivage de crénulation et la linéation de crénulation. Une prise de mesure systématique a été réalisée sur les affleurements dans le but de construire des cartes de variation de la trajectoire des différentes fabriques. Une emphase particulière a été placée sur le degré d'anisotropie planaire aux différentes stations de mesures structurales. Une échelle d'anisotropie semblable à celle développée par Daigneault (1996) a été utilisée. La cote attribuée à l'anisotropie varie donc de 1 à 5, ce dernier représentant les milieux le plus anisotropes, et donc interprétés comme étant les plus déformés. Ces mesures ont par la suite été comparées aux mesures structurales prises sur les échantillons orientés, afin de vérifier les mesures prises sur le terrain.

1.5.1.3. ÉCHANTILLONNAGE

Un échantillonnage systématique des différentes lithologies a été réalisé pour les besoins de caractérisation pétrographique et lithogéochimique, et pour les besoins de l'analyse structurale.

Les échantillons récoltés pour l'aspect structural ont été orientés afin de permettre d'y mesurer les différentes fabriques. Plusieurs échantillons ont été envoyés dans un laboratoire pour des analyses lithogéochimiques. Au total, une centaine d'échantillons ont été prélevés afin de couvrir toute la zone à l'étude et d'assurer une bonne représentativité des différentes lithologies.

1.5.2. TRAVAUX EN LABORATOIRE

1.5.2.1. PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

La première étape des travaux de laboratoire était la préparation des échantillons. Ceux-ci devront ont été sciés selon des orientations prédéterminées afin d'exposer les faces voulues. Ces différentes coupes ont permis par la suite de mesurer les différentes fabriques structurales. Des lames minces ont également été prélevées sur les échantillons.

1.5.2.2. MESURES STRUCTURALES SUR LES ÉCHANTILLONS

Des mesures structurales ont été prises en laboratoire sur les échantillons orientés. Celles-ci ont servi essentiellement à compléter les mesures de terrain et à confirmer (nuancer ou infirmer) la validité de celles-ci. Les fabriques structurales considérées sont les mêmes que pour les mesures de terrain, soit la schistosité de flux, la linéation d'étirement, le clivage de crénulation et la linéation de crénulation.

Les échantillons ont été systématiquement examinés par la réalisation de nombreuses coupes orthogonales visant à valider l'orientation des linéations d'étirement. Les coupes sont comparées entre elles, d'abord mégascopiquement, afin de confirmer le contraste dans le degré d'anisotropie planaire. Des lames minces ont été tracées par la suite sur les coupes sélectionnées pour une étude pétrographique. Les lames ont été confectionnées en couplets en fonction des linéations d'étirement. Ainsi une coupe YZ perpendiculaire à la linéation et une coupe XZ parallèle à la linéation ont été confectionnée selon la méthodologie recommandée par Daigneault et Roy (2012).

1.5.2.3. PÉTROGRAPHIE

Une étude pétrographique en lames minces a été réalisée à l'aide d'un microscope optique polarisant. Des descriptions complètes et détaillées ont été effectuées, en mettant l'accent sur les éléments structuraux, les principales textures primaires et métamorphiques et l'identification des minéraux. Les différentes unités lithologiques ont été caractérisées et une attention particulière fut portée sur les nombreuses variétés de dykes.

1.5.2.4. LITHOGÉOCHIMIE

Des analyses lithogéochimiques (50 au total) ont été effectuées sur les différentes lithologies. Ces analyses chimiques furent réalisées par le laboratoire Actlabs à l'automne 2014 selon différentes techniques, par fusion de métaborate de lithium par ICP-MS (« Induction Coupled Plasma Mass Spectrometry »), par ICP-AES (« Induction Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry ») ou par activation neutronique, suivant un protocole établi par le MERN. Les analyses chimiques de roches entières ont été réalisées en utilisant les standards MERN avec des contrôles QA-QC rigoureux incluant l'insertion de standards, de duplicata et d'échantillons blancs.

Les différentes données lithogéochimiques ont été compilées dans le logiciel Microsoft Excel, puis le traitement de celles-ci a été effectué à l'aide du logiciel CONSOREM LITHOMODELEUR. Le calcul du bilan de masse a été effectué sur des échantillons altérés en utilisant la méthode des précurseurs modélisés par réseaux neuronaux telle qu'établie et décrite dans Trépanier et al. (2015). La norme CONSONORM_LG pour le faciès métamorphique « schistes verts 450 » développée par

Trépanier et al. (2015) a été utilisée afin de comparer la minéralogie observée et une minéralogie normative déterminée par la norme.

L'analyse à la microsonde a été réalisée à l'Université Laval sur des coupes polies de veines représentatives contenant des sulfures et le micro-XRF du Labmater de l'UQAC a été utilisé pour identifier les cristaux de barytine dans les veines.

CHAPITRE 2 – CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE ET LITHOGÉOCHIMIQUE DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

2.1. INTRODUCTION

2.1.1. DESCRIPTION DU SITE À L'ÉTUDE

Les deux affleurements qui composent le terrain d'étude exposent quatre unités lithologiques principales, soit : 1) une unité volcanique mafique (laves coussinées), 2) une unité volcanoclastique intermédiaire à texture brèche (tuf à blocs), 3) une unité volcanique ultramafique (basalte komatiitique), et 4) une unité volcanoclastique felsique (tuf à lapilli). Sur l'affleurement Est, la zone de contact déformée entre l'unité volcanique mafique et l'unité volcanoclastique felsique est interprétée par Pilote (2013) comme étant la Faille de Rivière-Héva, une structure majeure d'envergure régionale. Ces lithologies sont recoupées par plusieurs familles de dykes précoces à tardifs.

Des cartographies des deux affleurements constituant le secteur à l'étude sont présentées à la figure 7 et constituent le fondement de ce projet (Guay et al., 2017). Ces affleurements avaient fait l'objet auparavant d'importants travaux de décapage, de cartographie et de forages (Bousquet et Carrier, 2008, 2009a et 2009b).

2.1.2. GÉNÉRALITÉS

Les données des analyses lithogéochimiques utilisées dans cette section sont disponibles à l'annexe 1 et sont résumées aux tableaux 3, 5 et 6. Les différentes lithologies présentes sur la zone d'étude sont décrites en détail dans les pages suivantes d'après les aspects pétrographiques et lithogéochimiques.



Figure 7 - Cartographie détaillée de la zone d'étude, composée des affleurements Ouest et Est (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008).

L'objectif de ces analyses lithogéochimiques est de séparer les différentes unités lithologiques en groupes et de tenter, sur une base corrélative avec la littérature, de déterminer l'affiliation des roches à une unité-groupe déjà connue. Cette approche vise à déterminer si le secteur juxtapose tectoniquement des roches qui ne devraient pas coexister sur une simple base stratigraphique. Une comparaison entre la signature géochimique des dykes et des roches encaissantes permettra également de vérifier un potentiel lien génétique entre les différentes unités intrusives et volcaniques.

Une comparaison entre la minéralogie observée et une minéralogie normative déterminée par l'application de la norme CONSONORM_LG pour le faciès métamorphique « schistes verts 450 » telle que définie par Trépanier et al. (2015) est également présentée dans ce chapitre et vise à confirmer la validité des proportions de minéraux observés en lames minces.

2.2. DESCRIPTIONS DES UNITÉS PRINCIPALES

2.2.1. VOLCANITE MAFIQUE

Les roches volcaniques mafiques, soient des basaltes (Pilote 2013; Figures 8 et 9), sont les plus communes sur la zone d'étude. Elles représentent près de 65% de la superficie. Elles sont interprétées par Pilote (2013) comme faisant partie de la Formation de Dubuisson (Groupe de Malartic). Ces laves mafiques se présentent sous le faciès coussiné (Figure 9). Les coussins sont fortement déformés (ratio moyen longueur/épaisseur de 7/1) et la polarité n'a pas pu être déterminée avec certitude, bien que certains coussins suggèrent une polarité vers le SO, ce qui est compatible avec la polarité régionale rapportée par Pilote (2013). Des cœurs de coussins épidotisés sont

observables localement. La déformation est par endroits si intense que les coussins ne sont plus reconnaissables.

Une synthèse des observations pétrographiques de l'unité volcanique mafique réalisée sur 34 échantillons est présentée au tableau 2. Cette unité présente une matrice feldspathique à granulométrie aphanitique (grains très fins) ne permettant pas une identification certaine des minéraux (il pourrait s'agir d'une matrice quartzo-feldspathique) ni une détermination de la calcicité des plagioclases. Cette matrice occupe une proportion moyenne de 40% de la roche et montre une abondance de grains avec des jonctions triples, témoignant d'une recristallisation importante.

Les basaltes présentent également des proportions semblables (16-17%) de biotite et de chlorite se présentant sous la forme de cristaux allongés alignés dans la schistosité principale. La chlorite est interprétée comme étant d'origine métamorphique (transformation métamorphique des minéraux mafiques primaires). La biotite n'est pas communément associée aux basaltes et pourrait être due à une altération potassique des roches encaissantes.

La matrice est également parsemée de cristaux d'épidote à texture microporphyroblastique interprétés comme étant d'origine métamorphique et suggérant une saussuritisation des plagioclases et un métamorphisme au faciès des schistes verts. Les cristaux d'épidote recoupent systématiquement les cristaux de chlorite et de biotite et plusieurs cristaux présentent une texture poeciloblastique (ils englobent des cristaux de feldspaths de la matrice), appuyant l'hypothèse d'une cristallisation tardive de l'épidote. La proportion d'épidote est très variable, occupant parfois jusqu'à 55% de la roche dans

certains échantillons (moyenne 18%). Des proportions mineures de titanite et de pyrite disséminées sont également observables dans l'unité volcanique mafique.

La lithogéochimie des roches mafiques (Figure 8) montre une affinité tholéiitique compatible avec les observations de Pilote (2013) pour les roches de la Formation de Dubuisson. Les roches tombent dans le champ des basaltes et des basaltes andésitiques d'après la classification modifiée de Jensen (1976) et la classification de Winchester et Floyd (1977). Le patron des terres rares normalisées au manteau primitif (Figure 8) montre un spectre régulier (rapport $[La/Yb]_N < 1$) avec un léger enrichissement en terres rares lourdes et une légère anomalie négative en Eu, compatible avec la présence de plagioclase. Ce minéral permet de bien distinguer les volcanites mafiques.

2.2.2. VOLCANITE ULTRAMAFIQUE

Une unité volcanique ultramafique est présente sur l'affleurement Est. Celle-ci représente environ 10% de la zone d'étude et possède une épaisseur d'environ 30 m. Cette unité volcanique est interprétée comme des coulées faisant partie d'une alternance normale de coulées mafiques et ultramafiques communément observables dans la Formation de Dubuisson, telles que décrites par Pilote (2013). Il pourrait également s'agir de dykes ou de filons-couches ultramafiques, la déformation occultant les caractéristiques primaires. S'il s'agit bien de coulées, alors le contact des unités ultramafiques avec les laves mafiques pourrait représenter une bonne estimation de l'attitude de la surface stratigraphique originale S_0 .

Une synthèse des observations pétrographiques de l'unité volcanique ultramafique réalisée sur 3 échantillons est donnée au tableau 2. Cette unité présente une matrice à

granulométrie fine composée de feldspath (plagioclases; 3-10%) et d'amphiboles (29-70%). L'orientation aléatoire des cristaux d'amphiboles suggère une cristallisation métamorphique tarditectonique (post-déformation). La roche contient une proportion variable de chlorite (0-10%) inversement proportionnelle à la proportion d'actinote. Une faible quantité d'épidote (0-5%) est également observable dans l'unité et celle-ci est directement proportionnelle à la quantité d'actinote. La biotite est aussi un minéral abondant dans l'unité ultramafique et est interprétée comme le résultat d'une altération potassique. Cette biotite sera traitée plus en détail dans la section altération (chapitre 5).

La lithogéochimie des roches ultramafiques (Figure 8) montre une affinité tholéiitique compatible avec les observations de Pilote (2013) pour les roches ultramafiques de la Formation de Dubuisson. Les roches montrent une composition ultramafique à mafique s'apparentant à des basaltes komatiitiques d'après la classification modifiée de Jensen (1976). Des concentrations élevées en Ni et Cr (respectivement 600-700 ppm Ni et 1700 à 2000 ppm Cr) de même qu'une faible concentration en silice (39-43%) soutiennent l'hypothèse d'un protolithe ultramafique. Le patron des terres rares montre un spectre régulier et une concentration plus faible en terres rares que dans les volcanites mafiques. Un échantillon se démarque toutefois, en affichant un spectre semblable aux volcanites mafiques. Il s'agit d'un échantillon hybride pris au contact entre les unités mafique et ultramafique, présentant des caractéristiques lithogéochimiques et pétrographiques communes aux deux lithologies.

2.2.3. VOLCANOCLASTITE FELSIQUE

Les roches volcanoclastiques de l’affleurement Est sont de composition dacitique à rhyolitique d’après les travaux de Pilote (2013). Il s’agit d’un tuf à lapilli (classification de Fisher, 1961). Cette unité occupe environ 20% de la zone d’étude et est observée sur une épaisseur de 15 m. Elle est interprétée par Pilote (2013) et Pilote et al. (2014) comme appartenant à la Formation de Héva (Groupe de Louvicourt). Une datation radiogénique U-Pb réalisée par V. McNicoll (citée dans Pilote et al., 2014) indique un âge de $2698,2 \pm 0,8$ Ma pour cette unité.

La roche est rubanée et marquée par l’alternance de bandes compositionnelles millimétriques à centimétriques beiges et brunâtres (Figure 9E). La roche est fortement foliée et contient plusieurs plis en kink (Figure 9F).

Une synthèse des observations pétrographiques de l’unité volcanoclastique felsique réalisée sur 7 échantillons est présentée au tableau 2. Cette unité présente une matrice à granulométrie aphanitique (très fine) composée de quartz (moyenne 50%) et de muscovite/séricite (moyenne 30%). Des proportions moindres d’épidote (0-10%) et de chlorite (0-5%) ont également pu être observées dans certains échantillons. Une carbonatation pervasive en calcite est présente sur certains échantillons, sans être systématique et sans être aussi intense que dans les autres unités. Localement, des veines de quartz-tourmaline sont observées en faible quantité.

La lithogéochimie des roches felsiques (Figure 6) montre une affinité calco-alcaline à transitionnelle compatible avec les observations de Pilote (2013) pour les roches de la Formation de Héva. Les roches montrent essentiellement une composition felsique s’apparentant à des rhyolites d’après la classification de Winchester et Floyd

(1977) et la classification modifiée de Jensen (1976). Un échantillon se démarque particulièrement par sa composition chimique de même que par son affinité transitionnelle (voir même tholéiitique sur certains diagrammes). Il s'agit d'un échantillon altéré qui sera décrit à la section altération (chapitre 5). Le diagramme des terres rares montre un spectre fractionné avec un enrichissement en terre rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes. Une forte anomalie négative en Eu est également observable sur certains échantillons. D'autres échantillons présentent plutôt une légère anomalie positive en Eu.

2.2.4. VOLCANOCLASTITE INTERMÉDIAIRE

Une unité volcanoclastique intermédiaire est située à l'extrémité SW de l'affleurement Ouest (Figure 7). Celle-ci occupe moins de 5% de la zone à l'étude et peut être observée sur une épaisseur d'environ 5 m. Cette unité présente une texture bréchique (Figure 9E) avec des fragments anguleux de dimension décimétrique et de composition intermédiaire à mafique dans une matrice felsique porphyrique en plagioclase et en quartz. L'unité s'apparente à un tuf à bloc d'après la classification de Fisher (1961). On note une relation angulaire (environ 10°) entre la schistosité de flux et le contact avec les volcanites mafiques. Ce contact avec les volcanites mafiques pourrait représenter un plan de stratification (S_0) ou un contact de faille. Des lames minces distinctes ont été confectionnées pour la matrice felsique et pour les fragments intermédiaires à mafiques. Une synthèse des observations pétrographiques est présentée au tableau 2.

La partie felsique est composée d'une matrice aphanitique (60%) dans laquelle baignent des phénocristaux (30%) millimétriques à submillimétriques de quartz et de plagioclase. On retrouve également des phénocristaux composites constitués d'yeux de

quartz englobés par des cristaux de plagioclase, formant ainsi une texture poecilitique. La matrice est plutôt de type quartzo-feldspathique (35%) et contient environ 5% de biotite, 5% de chlorite et 15% d'épidote. Les micas sont légèrement alignés dans le sens de la schistosité de flux. On retrouve également une carbonatation pervasive (calcite disséminée et en veinules) occupant près de 10% de la roche.

La partie intermédiaire à mafique (fragments anguleux) s'apparente plus à une andésite. Elle est composée d'une matrice quartzo-feldspathique (60%) dans laquelle baignent des cristaux d'épidote (30%) et de chlorite (5%), avec des traces de biotite et quelques phénocristaux de quartz (2%) et de plagioclase (3%) partiellement recristallisés.

Deux analyses chimiques sont disponibles pour cette unité, une pour la matrice felsique, et une pour le fragment intermédiaire à mafique. La lithogéochimie des échantillons (Figure 8) montre une affinité calco-alkaline. D'après la classification modifiée de Jensen (1976), les échantillons montrent une composition felsique dacitique pour la matrice et une composition intermédiaire andésitique pour les fragments. Le diagramme des terres rares montre un spectre fractionné avec un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes, ainsi qu'une légère anomalie positive en Eu.

Tableau 2 – Proportion de minéraux observés dans les différentes unités volcaniques et volcanoclastiques.

Lithologie	Fp	Qz	Bo	Chl	Ser	Amp	Épi	Tit	Ca	Py	Maf.
Volcanoclastite felsique (n=4)	-	30-68 (49)	-	0-5 (1)	20-51 (33)	-	0-10 (2)	-	0-5 (2)	0-50 (14)	0-5 (1)
Volcanite mafique (n=24)	15-62 (41)	0-9 (2)	0-40 (16)	0-40 (16)	-	-	0-55 (19)	0-3 (0)	0-20 (6)	0-6 (1)	14-50 (32)
Volcanite ultramafique (n=3)	3-10 (6)	0-1 (0)	7-39 (21)	0-10 (5)	-	29-70 (50)	0-5 (2)	0-2 (1)	7-20 (14)	0-2 (1)	71-78 (75)
Volcanoclastite bréchique - Matrice felsique (n=1)	43	20	5	5	-	-	15	-	10	2	10
Volcanoclastite bréchique - Fragments intermédiaires (n=1)	50	15	-	5			30	-	-	-	5

Les valeurs sont données en pourcentage et les nombres entre parenthèses représentent la valeur moyenne, le cas échéant. Les abréviations des minéraux observés sont Fp=Feldspath, Qz=Quartz, Bo=Biotite, Chl=Chlorite, Ser=Séricite, Act=Actinote, Épi=Épidote, Ca=Carbonate, Tit=Titanite, Py=Pyrite, Maf.=somme des minéraux mafiques.

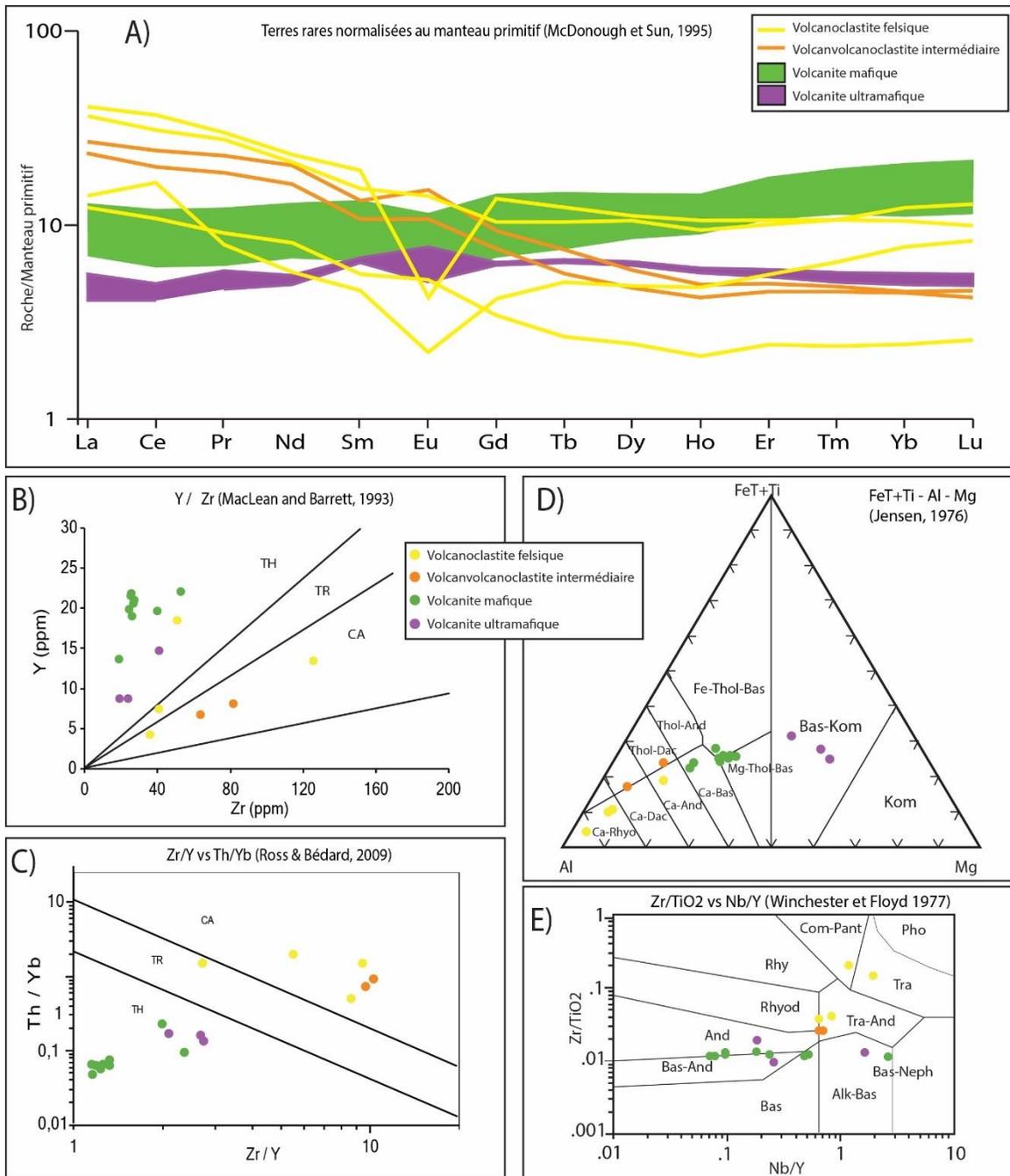


Figure 8 – Diagrammes binaires, ternaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et volcanoclastiques principales. A) Terres rares normalisées au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). B) Y en fonction de Zr (MacLean et Barrett, 1993). C) Affinité magmatique selon Th/Yb en fonction de Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). D) Classification de Jensen modifiée, FeT+Ti en fonction de Al en fonction de Mg (Jensen, 1976). E) Rapport Zr/TiO₂ en fonction de Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977).

Tableau 3 - Sommaire des analyses lithogéochimiques pour les roches volcaniques.

Lithologie	Volcanoclastite felsique			Volcanoclastite int.		Volcanite mafique			Volcanite ultramafique		
	n=4		Exemple type (FG-78)	n=1		n=9		Exemple type (FG-54)	n=3		Exemple type (FG-85)
	Moy.	Écart type		Matrice	Fragments	Moy.	Écart type		Moy.	Écart type	
SiO2 (%)	72,77	7,06	76,23	60,08	50,81	50,03	2,03	50,44	41,70	2,15	39,23
Al2O3 (%)	13,31	2,11	12,41	15,6	18,67	13,68	1,04	14,29	6,79	0,93	7,83
Fe2O3T (%)	3,01	2,49	2,28	4,97	10,13	10,33	1,91	12,24	11,22	1,21	12,62
MgO (%)	1,17	1,11	0,75	1,14	2,87	5,36	1,27	5,19	9,68	1,58	8,22
MnO (%)	0,03	0,02	0,014	0,089	0,127	0,20	0,03	0,204	0,29	0,05	0,324
CaO (%)	1,22	1,25	0,14	7,77	8,23	8,95	3,08	13,06	16,26	0,47	15,77
Na2O (%)	2,16	2,17	0,43	4,91	4,66	2,60	0,73	1,22	0,59	0,48	0,15
K2O (%)	2,87	1,25	3,98	0,88	0,78	1,39	1,00	0,72	1,66	0,77	2,54
TiO2 (%)	0,24	0,28	0,059	0,529	0,669	0,52	0,17	0,46	0,41	0,03	0,445
P2O5 (%)	0,07	0,06	0,02	0,12	0,14	0,05	0,02	0,04	0,04	0,01	0,05
Cr2O3 (%)	0,01	0,00	0,005	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05	0,37	0,33	0,02
LOI (%)	2,60	1,51	2,23	4,74	3,83	6,50	2,34	2,15	10,83	1,25	11,97
Total (%)	99,45	0,94	98,55	100,8	100,9	99,60	0,78	100	99,48	0,72	99,14
SiO2 (% Anh.)	75,01	6,32	79,10	62,41	52,27	53,50	2,23	51,52	46,47	1,89	44,35
Al2O3 (% Anh.)	13,75	2,35	12,88	16,20	19,21	14,62	0,96	14,60	7,57	1,12	8,85
Fe2O3T (% Anh.)	3,13	2,64	2,37	5,16	10,42	11,02	1,89	12,50	12,52	1,51	14,27
MgO (% Anh.)	1,22	1,18	0,78	1,18	2,95	5,73	1,34	5,30	10,77	1,56	9,29
MnO (% Anh.)	0,03	0,02	0,01	0,09	0,13	0,21	0,04	0,21	0,33	0,06	0,37
CaO (% Anh.)	1,26	1,29	0,15	8,07	8,47	9,57	3,29	13,34	18,12	0,55	17,83
Na2O (% Anh.)	2,20	2,20	0,45	5,10	4,79	2,79	0,81	1,25	0,65	0,52	0,17
K2O (% Anh.)	2,97	1,33	4,13	0,91	0,80	1,50	1,08	0,74	1,85	0,89	2,87
TiO2 (% Anh.)	0,25	0,30	0,06	0,55	0,69	0,55	0,19	0,47	0,46	0,04	0,50
P2O5 (% Anh.)	0,07	0,06	0,02	0,12	0,14	0,05	0,02	0,04	0,04	0,01	0,06
Cr2O3 (% Anh.)	0,01	0,00	0,01	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05	0,41	0,36	0,02
Total (% Anh.)	99,91	0,09	99,95	99,85	99,92	99,57	0,28	100,02	99,20	0,60	98,58
Sr (ppm)	110,50	48,78	55	286	440	429,33	446,73	326	144,33	8,33	151
Ba (ppm)	509,75	258,85	846	141	136	454,89	487,06	177	164,33	75,96	252
Nb (ppm)	5,58	3,52	6,4	1,9	2,5	4,22	7,21	4,7	2,83	3,00	1,2
V (ppm)	36,00	41,72	6	85	114	232,22	19,84	248	184,00	16,82	165
Co (ppm)	7,25	8,62	5	16	29	38,89	8,99	48	50,33	26,39	20
Ga (ppm)	18,00	2,94	18	18	29	13,00	1,94	15	11,00	0,00	11
Ge (ppm)	1,38	0,21	1,6	0,9	1,5	1,69	0,35	2,3	2,43	0,38	2
In (ppm)	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05	0,06	0,02	0,05	0,05	0,00	0,05
Sn (ppm)	1,38	0,75	2	0,5	0,5	0,50	0,00	0,5	0,50	0,00	0,5
Cs (ppm)	0,58	0,36	1,1	0,4	1,5	2,68	2,19	1,4	3,53	1,53	5,3
Pb (ppm)	4,63	2,43	7	4	8	8,56	4,90	9	3,50	1,80	5
Be (ppm)	1,38	0,75	2	0,5	0,5	0,67	0,50	0,5	0,50	0,00	0,5
Hf (ppm)	2,23	1,05	1,9	2	2,5	0,97	0,32	0,7	0,87	0,40	1,3
Ta (ppm)	0,81	0,64	1,24	0,2	0,21	0,12	0,03	0,11	0,12	0,06	0,19
W (ppm)	1,53	0,22	1,4	1,1	0,8	0,96	0,39	0,9	1,03	0,51	1,6
Tl (ppm)	0,35	0,16	0,41	0,37	0,37	0,37	0,20	0,2	0,46	0,17	0,64
Bi (ppm)	0,15	0,12	0,3	0,2	0,7	0,47	0,30	0,9	0,13	0,06	0,2
Th (ppm)	2,12	1,30	2,57	0,55	0,7	0,22	0,11	0,2	0,18	0,06	0,25
U (ppm)	1,12	0,78	1,6	0,22	0,26	0,13	0,09	0,06	0,27	0,12	0,19
Rb (ppm)	75,50	30,84	105	28	37	55,89	42,11	28	73,00	33,87	112
Y (ppm)	10,80	6,37	7,3	6,6	8	19,89	2,58	21,7	10,60	3,46	14,6
Zr (ppm)	62,50	42,13	40	63	81	28,89	10,25	25	27,00	11,53	40
Zr/Y	6,52	3,03	5,48	9,55	10,13	1,45	0,43	1,15	2,50	0,36	2,74
La (ppm)	6,32	3,60	3,44	5,72	6,55	2,47	0,51	2,36	1,68	0,88	2,68
Ce (ppm)	15,12	7,73	10,5	12,7	15,4	5,48	1,24	4,83	4,32	2,47	7,15
Pr (ppm)	1,79	1,13	0,76	1,79	2,2	0,84	0,20	0,68	0,71	0,35	1,11
Nd (ppm)	6,85	4,20	2,71	7,67	9,62	4,24	1,08	3,74	3,52	1,81	5,6
Sm (ppm)	1,72	1,11	0,71	1,65	2,06	1,30	0,38	1,02	1,27	0,44	1,78
Eu (ppm)	0,37	0,30	0,128	0,622	0,88	0,44	0,13	0,371	0,41	0,10	0,492
Gd (ppm)	1,61	1,00	0,85	1,54	1,89	1,93	0,48	1,71	1,58	0,53	2,19
Tb (ppm)	0,29	0,17	0,19	0,21	0,28	0,40	0,08	0,36	0,30	0,09	0,4
Dy (ppm)	1,83	1,07	1,23	1,2	1,48	2,98	0,44	2,91	1,96	0,62	2,68
Ho (ppm)	0,38	0,22	0,27	0,24	0,28	0,72	0,09	0,75	0,41	0,14	0,58
Er (ppm)	1,18	0,64	0,92	0,75	0,83	2,46	0,33	2,65	1,24	0,53	1,85
Tm (ppm)	0,19	0,10	0,165	0,117	0,124	0,40	0,05	0,437	0,19	0,09	0,289
Yb (ppm)	1,35	0,70	1,27	0,74	0,75	2,76	0,42	2,96	1,19	0,55	1,82
Lu (ppm)	0,21	0,11	0,21	0,108	0,117	0,45	0,07	0,483	0,18	0,09	0,288
Cd (ppm)	0,25	0,00	0,25	0,25	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25
Cu (ppm)	20,50	27,33	4	20	58	107,44	63,59	110	52,67	52,29	37
Ag (ppm)	0,19	0,08	0,15	0,15	0,15	0,15	0,00	0,15	0,15	0,00	0,15
Ni (ppm)	20,75	26,42	8	81	149	104,00	37,46	149	467,67	287,02	138
Mo (ppm)	1,75	0,96	3	0,5	0,5	3,72	6,41	0,5	2,33	3,18	0,5
Zn (ppm)	69,75	80,53	47	44	81	68,44	14,55	63	112,00	13,53	99
S (ppm)	5800,00	7890,92	5000	1200	6500	4555,56	3224,56	7000	3133,33	1625,83	3700
Au (ppb)	7,75	6,80	8	1	1	40,00	42,19	12	16,00	21,79	6
As (ppm)	2,26	2,06	5,1	0,25	0,25	0,68	1,28	0,25	0,25	0,00	0,25
Br (ppm)	0,25	0,00	0,25	0,25	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25
Cr (ppm)	25,25	17,73	14	122	142	92,22	57,44	180	1255,67	1060,45	47
Fe (ppm)	2,05	1,56	1,64	3,28	6,15	6,66	1,15	8,18	7,35	0,30	7,59
Ir (ppm)	2,50	0,00	2,5	2,5	2,5	2,50	0,00	2,5	2,50	0,00	2,5
Na (ppm)	1,53	1,47	0,35	3,28	2,87	1,82	0,57	0,98	0,42	0,29	0,12
Sc (ppm)	5,65	4,31	3,5	8,8	10,2	45,50	8,94	56	18,87	3,27	15,1
Sb (ppm)	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05
Se (ppm)	1,50	0,00	1,5	1,5	1,5	1,50	0,00	1,5	1,50	0,00	1,5

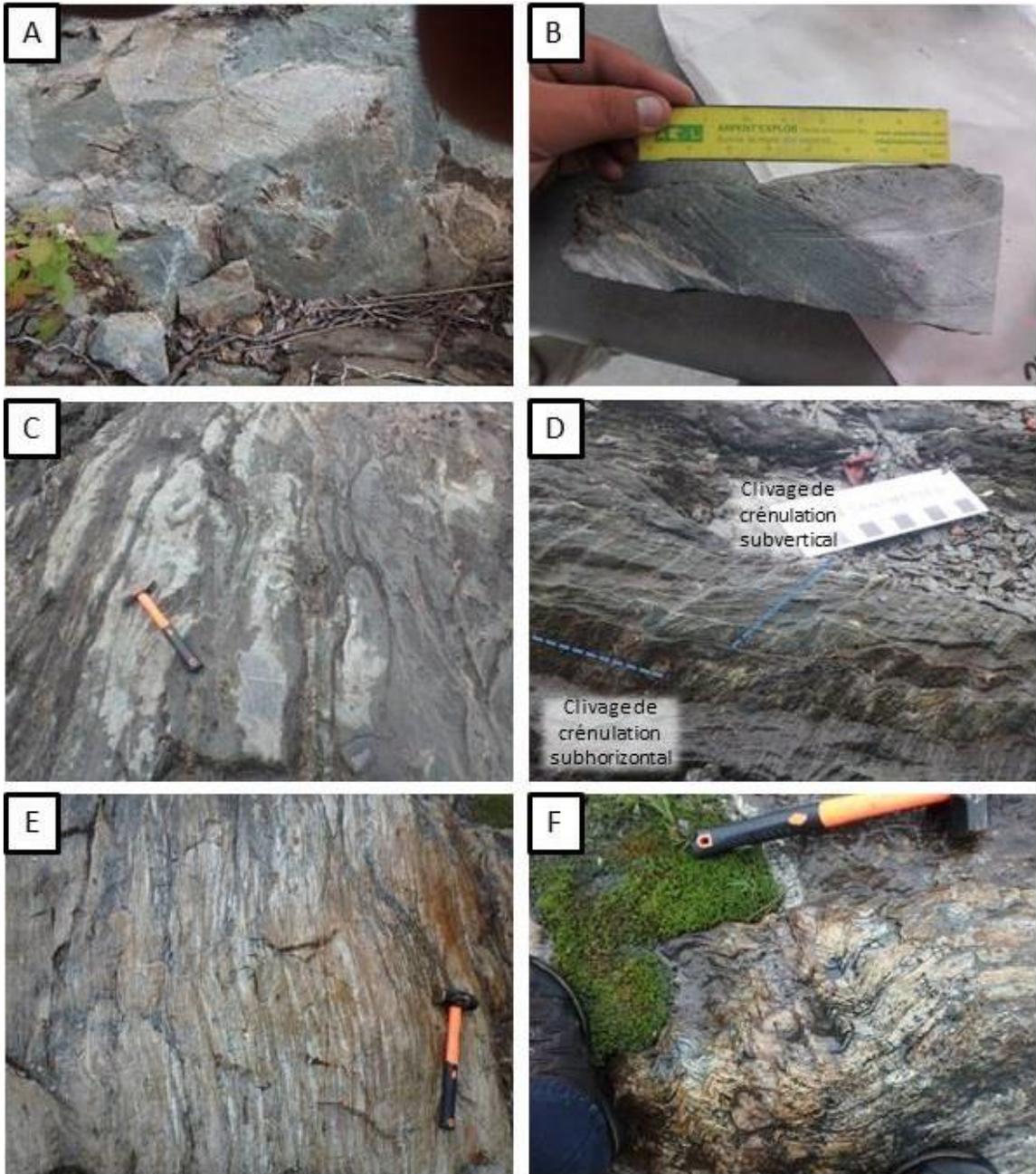


Figure 9 - Photos des principales unités volcaniques, A à C proviennent de l'affleurement Ouest. A) Unité volcanoclastique bréchique; B) Échantillon provenant de l'unité volcanoclastique bréchique montrant des fragments de composition intermédiaires dans une matrice plus felsique; C) Faciès coussiné de l'unité volcanique mafique. Les photos D à F proviennent de l'affleurement Est. D) Clivage de crénulation et linéation de crénulation bien développés dans l'unité volcanique mafique; E) Unité volcanoclastique felsique; F) Plis en kink dans l'unité volcanoclastique felsique.

2.3. DESCRIPTIONS DES DYKES

La zone d'étude (principalement l'unité volcanique mafique; Figure 7) présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques (figures 6 et 7). La principale famille de dykes correspond à une variété de composition intermédiaire à mafique nommée sur le terrain « lamprophyre », en raison de la présence d'amphibole et de biotite. Ce terme est d'ailleurs utilisé dans la cartographie réalisée par Bousquet et Carrier (2008). Mais comme le lamprophyre a une certaine connotation génétique, cette famille sera décrite comme étant des diorites dans ce document. Les dykes de diorites sont séparés en 3 types basés sur la pétrographie et la lithogéochimie. Globalement, les dykes du secteur d'étude peuvent être séparés en 7 familles, présentant des compositions minéralogiques distinctes et montrant des relations de recoupement et des évidences de déformation permettant d'établir une chronologie relative de mise en place, du plus ancien au plus jeune :

1. Gabbros synvolcaniques
2. Diorite– type 1 (gris)
3. Diorite– type 2 (noirs)
4. Diorite– type 3 (verdâtres)
5. Porphyres feldspathiques
6. Diorite quartzifère
7. Monzonite quartzifère

Les dykes de gabbro et de diorite, bien que moins déformés que les roches encaissantes, sont tout de même affectés de façon modérée à intense par la déformation régionale (à l'exception du dyke de monzonite quartzifère qui ne montre que peu ou pas

d'évidence de déformation). Ces observations suggèrent pour ces dykes une mise en place pré à syntectonique (pré- à syn-déformation). L'absence de dykes de diorite et de gabbros dans l'unité volcanoclastite felsique suggère une mise en place précoce de ces dykes, soit avant la juxtaposition du Héva par la Faille de Rivière-Héva.

Une altération hydrothermale affecte toutes les unités et les dykes, ce qui rend peu pertinents les diagrammes classiques de géochimie mettant en relation les éléments mobiles comme le potassium, le sodium ou la silice. Ainsi, seuls les diagrammes utilisant les éléments immobiles ont été employés dans cette section.

2.3.1. GABBRO

Deux dykes de gabbro (Figure 11C) ont pu être identifiés sur l'affleurement Ouest, et un seul sur l'affleurement Est. Ces dykes, considérés comme syn-volcaniques, sont difficiles à distinguer dans la masse des basaltes encaissants avec lesquels ils sont minéralogiquement semblables. Deux des dykes identifiés ont été échantillonnés pour l'étude pétrographique et lithogéochimique.

Une synthèse des observations pétrographiques des gabbros synvolcaniques est présentée au tableau 4. L'étude pétrographique révèle une minéralogie semblable à celle des basaltes encaissants, avec une matrice feldspathique (40-48%) à granulométrie aphanitique dans lesquels baignent des cristaux de chlorite (30-35%) et d'épidote (15-20%). Une carbonatation pervasive en calcite (Tr-10%) y est aussi observable comme dans les basaltes encaissants et dans les dykes de diorites. On y retrouve également des traces de titanite et de pyrite disséminée.

La lithogéochimie des dykes de gabbro (Figure 10) montre une affinité transitionnelle. Les roches ont une composition mafique s'apparentant à des gabbros d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Le diagramme des terres rares (Figure 10A) montre un enrichissement en terres rares globalement plus élevé par rapport aux volcanites mafiques encaissantes. Le spectre des terres rares montre un rapport $[La/Yb]_N$ supérieure à 5 alors que les roches volcaniques encaissantes en ont un inférieur à 1. Ceci suggère possiblement une source magmatique différente. Ces dykes pourraient être synvolcaniques mais pas nécessairement comagmatiques aux laves environnantes de la Formation de Dubuisson.

2.3.2. DIORITES

Plusieurs dykes de diorite présents sur l'affleurement montrent des compositions minéralogiques (phénocristaux d'amphibole et de biotite) pouvant s'apparenter à des lamprophyres (Mitchell, 1994, Stern et Hanson, 1992; Wyman et Kerrich, 1989a; Wyman et Kerrich, 1993; Kerrich et Wyman, 1994; Rock, 1984). On distingue trois principaux groupes minéralogiques, établis selon les proportions de phénocristaux d'amphibole et/ou de biotite. Une synthèse des observations pétrographiques des dykes de diorite est présentée au tableau 4. En résumé, ces dykes présentent une matrice feldspathique (40%) à granulométrie très fine et montrent une abondance de jonctions triples dans laquelle baignent des phénocristaux d'amphibole (hornblende zonée) (0-45 %), de biotite (Tr-26%) et de chlorite (Tr-50%) formant une texture microporphyroblastique. La calcite (disséminée et en veinules, associée au quartz lorsqu'en veinules) est aussi observée dans tous les dykes de diorite. Des proportions variables d'épidote (1 à 20%), de titanite (Tr-1%) et de pyrite (Tr-4%) sont également présentes.

La proportion de biotite et d'amphibole est variable dans un même type de dyke et ne semble pas être un critère discriminant pour la caractérisation lithologique. Le problème vient du fait que la biotite est également présente dans les roches volcaniques encaissantes et pourrait être interprétée comme le résultat d'une altération hydrothermale et/ou du métamorphisme régional. La biotite est également partiellement rétrogradée en chlorite, ce qui complique davantage l'estimation des proportions minérales. La même question peut être soulevée pour les amphiboles (actinote et hornblende) qui sont potentiellement le résultat du métamorphisme régional au faciès supérieur des schistes verts, tel que rapporté sur la carte métamorphique de l'Abitibi (Faure, 2015). Toutefois, il a été proposé par Mathieu et al. (2017) que certains cristaux d'amphiboles zonées contenus dans ces dykes pourraient représenter des hornblendes magmatiques primaires. Si justifiée, cette interprétation est compatible avec la classification de ces dykes en tant que lamprophyres.

Les dykes de diorite ont été divisés en trois familles distinctes (Figures 12A et 12C), en fonction de leur composition et de leur chimie. Tous les dykes contiennent différentes proportions de biotite et d'amphiboles dans une matrice constituée de feldspath, de quartz, de chlorite et d'épidote et peuvent, de manière générale, être distingués sur le terrain par leur couleur, bien que ce critère présente des variations importantes.

Les dykes de type 1 sont les plus distinctifs, avec une couleur grise et une épaisseur variant entre 20-30 cm. Les dykes de type 2 sont de couleur foncée avec une épaisseur variant de 5 à 10 cm. Le type 3 prend dans certains cas une teinte verdâtre et son épaisseur moyenne est de 5 cm (Figure 12A).

Les trois types de dykes peuvent être discriminés à partir de leurs caractéristiques géochimiques (Figure 10). Les analyses montrent une composition intermédiaire variant de diorite à diorite quartzifère (Figure 10E); les dykes de type 3 étant légèrement plus felsiques, et les dykes de type 2 et étant plus mafiques. Les trois familles de dykes montrent une affinité calco-alkaline d'après la classification de Ross et Bédard (2009; Figure 10C). Toutefois, d'après la classification de MacLean et Barrett (1993), les dykes de type 1 montrent une affinité tholéitique à transitionnelle, les dykes de type 2 montrent une affinité plutôt transitionnelle, et les dykes de type 3 montrent une affinité calco-alkaline (Figure 10B) . Des sous-familles peuvent être distinguées chimiquement (Figure 10B). Ainsi la sous famille 2b permet d'isoler deux échantillons de la famille 2 qui ont un comportement légèrement distinct. De la même manière, un sous type 3b a été défini dans la famille 3, bien que cette famille soit peu représentée en nombre d'analyses.

Les rapports $[La/Yb]_N$, $[Zr/Y]_N$ et $[Nb/Y]_N$ permettent de distinguer les trois principales familles de dykes (Figure 10b). Les spectres des terres rares montrent un enrichissement plus marqué en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, ceci pour toutes les diorites (Figure 10a). Les dykes de type 1 affichent un rapport $[La/Sm]_N$ de 3 et $[La/Yb]_N$ de 9. Le rapport $[La/Sm]_N$ est très similaire au type 2, mais le spectre général est plus fractionné pour le type 2 avec un rapport $[La/Yb]_N$ de 16. Le sous-type 2B comprend deux échantillons qui ont un comportement légèrement différent de l'ensemble (Figure 10). Au niveau du rapport $[Y/Zr]_N$, ils sont comme les autres du même type mais ils se rapprochent du type 1 pour les autres diagrammes et pour le rapport $[La/Yb]_N$ (Figure 10d). Les dykes de type 3 sont clairement les plus fractionnés avec un rapport $[La/Yb]_N$ de 48. Sur tous les autres diagrammes, ils forment une famille

distincte (Figure 10). Un échantillon (FG-66) se démarque toutefois avec un $[La/Yb]_N$ de 70 (Figure 10d) et une position distincte sur les autres diagrammes, justifiant le sous-type 3b.

Une chronologie relative a pu être établie sur le terrain entre les différentes familles de dykes. Le type 1 est le plus ancien et est clairement recoupé par les types 2 et 3. Comme les dykes de type 3 sont moins abondants dans la zone d'étude, aucune relation claire n'a pu être établie entre les dykes de types 2 et 3.

Une datation radiogénique U-Pb réalisée par V. McNicoll (CGC) indique un âge de 2694,3 +/- 2,5 Ma pour un des dykes appartenant au type 1 (Guay et al., 2018). Cet âge se rapproche de l'âge de la mise en place des roches volcaniques de la Formation de Héva dans le secteur Malartic (2698,2 +/- 0,8 Ma; Pilote et al., 2014).

2.3.3. PORPHYRES FELDSPATHIQUES

L'unité volcanique mafique contient la majorité des dykes répertoriés sur la zone d'étude, à l'exception des porphyres feldspathiques qui ne sont encaissés que dans la volcanoclastite felsique. Ceux-ci sont d'ailleurs les seuls dykes que l'on retrouve dans cette unité felsique.

Une synthèse des observations pétrographiques des porphyres feldspathiques est présentée au tableau 4. Cette unité intrusive présente une matrice quartzo-feldspathique (50%) à granulométrie très fine fortement altérée en séricite (10-16%) dans laquelle baignent des phénocristaux de plagioclase (calcicité d'environ An30) eux aussi altérés en séricite et composant environ 20% de la roche. On observe également des amas de chlorite (5-8%) et de biotite (de traces à 5%) alignés faiblement avec la schistosité de flux

et des cristaux disséminés d'épidote. On y retrouve également des traces de pyrite disséminée et jusqu'à 3% de titanite.

La lithogéochimie des porphyres feldspathiques (Figure 10) montre une affinité calco-alcaline (Figure 10C). Les roches montrent une composition felsique s'apparentant à des diorites quartzifères d'après la classification de Winchester et Floyd (1977; Figure 10E). Le patron des terres rares (Figure 10A) montre un fractionnement très important, avec un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement important en terres rares lourdes (rapport $[La/Yb]_N$ autour de 20), et permet de distinguer facilement les porphyres feldspathiques des autres unités intrusives.

2.3.4. DIORITE QUARTZIFÈRE

Un dyke de diorite quartzifère observé sur l'affleurement Est ne s'apparente à aucune autre famille. Bien qu'étant le seul représentant de sa famille dans les dykes échantillonnés, il est probable que d'autres dykes non échantillonnés soient de la même famille. Le nom de « diorite quartzifère » a été déterminé à partir des observations pétrographiques, dont la synthèse se retrouve au tableau 4, et de critères géochimiques. Pétrographiquement, ce dyke se distingue des autres intrusions dioritiques de par sa granulométrie moyenne, de par sa forte proportion de feldspath (80%), par la quasi-absence d'épidote (moins de 2%) et de par l'absence totale de carbonatation. La quasi-absence d'épidote suggère une mise en place tardi-métamorphique, et donc tardi-tectonique. De plus, ce dyke est encaissé dans une zone fortement déformée de l'affleurement Est, au contact entre les volcanites mafique et ultramafique, et près du contact entre la volcanite mafique et la volcanoclastite felsique, là où la déformation ductile apparaît la plus importante. De fait, le faible degré de déformation observé dans

ce dyke (léger alignement des micas, granulométrie moyenne, pas de recristallisation évidente) laisse penser que celui-ci n'a enregistré qu'une partie de la déformation ductile, ce qui suggère une mise en place tardive, tardi- à post-tectonique. L'absence de carbonatation suggère une mise en place ultérieure à l'événement hydrothermal amenant la carbonatation.

L'étude pétrographique révèle une minéralogie composée principalement de plagioclases (80%) et de quartz (4%), avec des bandes de chlorite (10%) et de biotite (3%) faiblement alignés avec la schistosité principale. Des cristaux disséminés d'épidote (1-2%), de titanite (1%) et de pyrite (Tr) ont également été observés.

La lithogéochimie (Figure 10) de ce dyke de diorite quartzifère montre une affinité calco-alkaline. Le dyke montre une composition felsique de diorite quartzifère d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Le diagramme des terres rares montre un spectre régulier avec un léger fractionnement ($La/Yb = 17$) et une légère anomalie négative en Eu (Figure 10A).

2.3.5. MONZONITE QUARTZIFÈRE

Une intrusion felsique peut être observée au nord-est de l'affleurement Ouest (Figure 7). Celle-ci recoupe la schistosité principale et ne présente aucune évidence de déformation ductile et aucune recristallisation. Cette intrusion interprétée post-tectonique pourrait provenir du pluton central situé entre les affleurements Ouest et Est (Figure 7). Ce pluton est non-affleurant mais a été recoupé en forages et échantillonné et décrit par Bousquet et Carrier (2009a et 2009b).

Une synthèse des observations pétrographiques de la monzonite quartzifère est présentée au tableau 4. L'étude pétrographique montre que l'unité est composée principalement de feldspaths (70%) avec accessoirement du quartz (8%), de la chlorite (2%) et de la séricite (5%). On y retrouve également des amas de pyrite qui occupent près de 15% de la lame mince observée. On note également l'absence de carbonates, ce qui suggère une mise en place de l'intrusion ultérieure à l'événement de carbonatation. La minéralogie de l'unité est compatible avec une composition de monzonite quartzifère.

La lithogéochimie de ce dyke (Figure 10) montre une affinité calco-alcaline avec une composition felsique de granite ou de monzonite d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Le diagramme des terres rares montre un spectre régulier avec un léger fractionnement ($[La/Yb]_N = 8$) et une légère anomalie négative en Eu.

Tableau 4 – Proportions de minéraux observés en lames minces pour les différentes familles de dykes.

Lithologie	Fp	Qz	Bo	Chl	Ser	Amp	Épi	Tit	Ca	Py	Maf.
Diorite type 1 (n=9)	40-59 (48)	-	0-19 (9)	0-35 (20)	-	0-32 (5)	0-20 (7)	0-2 (0)	0-20 (9)	0-4 (0)	20-53 (34)
Diorite type 2 (n=8)	30-53 (44)	-	2-15 (12)	0-50 (17)	-	0-45 (13)	1-10 (5)	0-3 (1)	0-20 (8)	0-1 (0)	30-60 (42)
Diorite type 2b (n=2)	40-50	-	20	0-5	-	5-20	5-15	-	10	-	25-45
Diorite type 3 (n=2)	50-65	-	10	0-3	-	5-35	2-14	0-1	0-5	-	15-48
Diorite type 3b (n=1)	65	-	10	3	7	-	5	-	10	-	13
Monzodiorite quartzifère (n=1)	70	8	-	2	5	-	-	-	-	15	2
Diorite quartzifère (n=1)	60	5	2	30	-	-	2	1	-	-	33
Porphyre feldspathique (n=2)	53-59	-	0-5	5-8	10-16	-	8-10	2-3	-	0-1	8-10
Gabbro (n=2)	40-48	-	-	30-37	-	-	15-20	-	0-10	-	30-37

Les valeurs sont données en pourcentage et les nombres entre parenthèses représentent la valeur moyenne, le cas échéant. Les abréviations des minéraux observés sont Fp=Feldspath, Qz=Quartz, Bo=Biotite, Chl=Chlorite, Ser=Séricite, Amp=Amphibole, Épi=Épidote, Ca=Carbonate, Tit=Titanite, Py=Pyrite, Maf.=somme des minéraux mafiques.

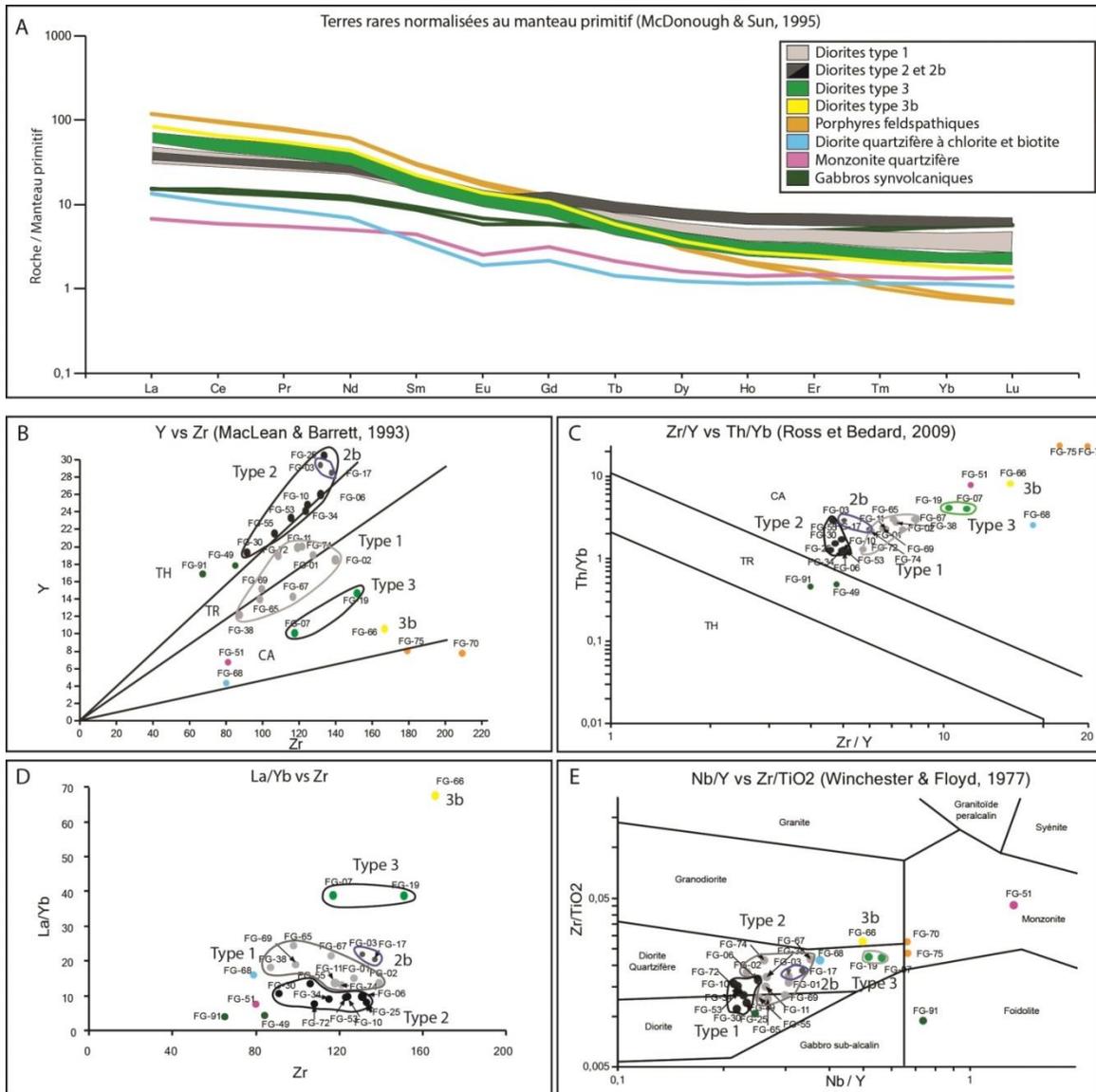


Figure 10 – Diagrammes binaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des différentes unités intrusives. Les types se rapportent aux dykes de diorite. A) Terres rares normalisées au manteau primitif (McDonough & Sun, 1977). B) Y en fonction de Zr (MacLean et Barrett, 1993). C) Affinité magmatique selon Th/Yb en fonction de Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). D) Rapport La/Yb en fonction de Zr. E) Rapport Zr/TiO₂ en fonction de Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977).

Tableau 5 - Sommaire des analyses lithogéochimiques pour les roches intrusives.

Lithologie	Diorite type 1			Diorite type 2			Diorite type 2b			Diorite type 3		
	n=8		Exemple type (FG-02)	n=8		Exemple type (FG-10)	n=2		Exemple type (FG-03)	n=2		Exemple type (FG-07)
	Moy.	Écart type		Moy.	Écart type		Moy.	Écart type		Moy.	Écart type	
SiO2 (%)	53,04	3,83	56,68	48,66	5,02	52,11	48,25	0,02	48,26	57,75	0,43	57,44
Al2O3 (%)	13,99	2,10	15,64	13,41	1,98	13,82	13,98	0,03	13,96	14,77	1,31	13,84
Fe2O3T (%)	8,31	0,47	8,47	10,25	1,98	9,52	9,17	0,21	9,31	5,75	0,62	6,19
MgO (%)	6,10	2,66	4,25	6,95	0,90	7,69	5,71	0,54	5,32	4,34	1,58	5,45
MnO (%)	0,15	0,03	0,132	0,18	0,04	0,133	0,17	0,00	0,166	0,11	0,04	0,142
CaO (%)	7,38	1,80	6,53	8,35	2,30	6,37	9,36	0,20	9,5	6,76	0,69	7,24
Na2O (%)	3,61	0,97	4,47	2,84	1,43	4,04	3,75	0,52	3,38	6,10	0,47	5,77
K2O (%)	1,21	0,62	1,9	2,04	1,45	2,7	3,38	0,40	3,66	1,03	0,59	0,61
TiO2 (%)	0,69	0,13	0,762	0,85	0,11	0,799	0,75	0,02	0,762	0,60	0,10	0,527
P2O5 (%)	0,35	0,06	0,32	0,40	0,07	0,4	0,45	0,06	0,49	0,33	0,08	0,27
Cr2O3 (%)	0,04	0,04	0,01	0,08	0,05	0,06	0,04	0,00	0,04	0,08	0,11	0,16
LOI (%)	5,68	3,94	1,39	6,26	4,06	1,59	5,75	0,52	6,12	2,19	0,66	1,72
Total (%)	100,51	0,47	100,5	100,18	0,58	99,17	100,70	0,28	100,9	99,71	0,70	99,21
SiO2 (% Anh.)	55,63	2,34	57,18	51,47	4,10	53,39	50,64	0,12	50,73	59,18	0,40	58,90
Al2O3 (% Anh.)	14,66	1,92	15,78	14,18	1,94	14,16	14,68	0,00	14,67	15,13	1,33	14,19
Fe2O3T (% Anh.)	8,73	0,49	8,54	10,88	2,23	9,75	9,62	0,23	9,79	5,89	0,64	6,35
MgO (% Anh.)	6,44	2,85	4,29	7,36	0,97	7,88	5,99	0,56	5,59	4,44	1,62	5,59
MnO (% Anh.)	0,16	0,04	0,13	0,19	0,04	0,14	0,17	0,00	0,17	0,11	0,05	0,15
CaO (% Anh.)	7,81	2,22	6,59	8,91	2,71	6,53	9,83	0,23	9,99	6,92	0,71	7,42
Na2O (% Anh.)	3,77	0,93	4,51	2,97	1,44	4,14	3,94	0,54	3,55	6,25	0,47	5,92
K2O (% Anh.)	1,26	0,61	1,92	2,17	1,57	2,77	3,55	0,42	3,85	1,06	0,61	0,63
TiO2 (% Anh.)	0,72	0,12	0,77	0,91	0,13	0,82	0,79	0,02	0,80	0,61	0,10	0,54
P2O5 (% Anh.)	0,37	0,07	0,32	0,43	0,08	0,41	0,47	0,07	0,52	0,34	0,09	0,28
Cr2O3 (% Anh.)	0,04	0,04	0,01	0,09	0,06	0,06	0,04	0,00	0,04	0,08	0,11	0,16
Total (% Anh.)	99,59	0,51	100,04	99,54	0,46	100,04	99,71	0,01	99,70	100,04	0,12	100,12
Sr (ppm)	345,38	247,46	711	250,75	203,67	516	490,00	277,19	686	473,00	142,84	372
Ba (ppm)	259,63	196,11	438	422,25	362,64	557	660,00	130,11	752	161,50	65,76	115
Nb (ppm)	4,61	0,86	4,3	5,36	0,92	5,3	8,85	0,35	8,6	6,55	1,34	5,6
V (ppm)	154,88	17,31	157	176,00	16,71	188	206,50	9,19	200	112,00	12,73	121
Co (ppm)	28,75	6,18	23	37,50	7,87	33	30,50	0,71	31	20,50	6,36	25
Ga (ppm)	17,63	2,45	20	16,25	3,77	22	17,00	2,83	19	18,50	4,95	15
Ge (ppm)	1,39	0,55	1,7	1,25	0,33	1,7	1,50	0,00	1,5	1,30	0,28	1,5
In (ppm)	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05
Sn (ppm)	1,00	0,46	2	1,06	0,42	1	2,00	0,00	2	0,50	0,00	0,5
Cs (ppm)	2,16	1,41	3,8	3,43	2,69	5,2	7,30	0,99	8	1,85	1,20	1
Pb (ppm)	7,63	4,84	12	6,00	4,06	13	13,50	3,54	16	8,00	1,41	9
Be (ppm)	1,06	0,42	2	1,31	0,75	2	1,50	0,71	1	1,50	0,71	2
Hf (ppm)	3,16	0,39	3,4	3,35	0,49	3,6	3,25	0,07	3,3	3,55	0,49	3,2
Ta (ppm)	0,35	0,07	0,39	0,38	0,07	0,36	0,38	0,01	0,39	0,38	0,17	0,26
W (ppm)	0,88	0,38	0,7	0,96	0,46	0,6	0,70	0,14	0,6	0,48	0,32	0,7
Tl (ppm)	0,28	0,18	0,37	0,43	0,30	0,46	0,71	0,18	0,83	0,24	0,07	0,19
Bi (ppm)	0,15	0,09	0,2	0,14	0,08	0,2	0,40	0,14	0,5	0,18	0,18	0,3
Th (ppm)	3,76	0,52	4,21	3,13	0,43	3,33	6,90	0,18	7,02	4,02	0,85	3,42
U (ppm)	0,97	0,17	1,06	0,97	0,26	0,97	1,66	0,18	1,79	1,09	0,21	0,94
Rb (ppm)	45,75	24,22	71	82,50	65,90	100	152,00	19,80	166	36,50	21,92	21
Y (ppm)	16,58	3,09	18,5	23,40	3,48	24,8	27,75	0,64	28,2	12,30	3,25	10
Zr (ppm)	113,13	17,18	139	116,38	14,22	124	134,00	4,24	131	134,00	24,04	117
Zr/Y	6,90	0,74	7,51	5,00	0,34	5,00	4,83	0,26	4,65	11,02	0,96	11,70
La (ppm)	25,64	3,87	25,6	22,46	4,18	25,3	50,30	4,10	53,2	38,20	7,35	33
Ce (ppm)	56,13	7,10	55,1	51,36	8,86	56,1	107,50	4,95	111	81,50	20,22	67,2
Pr (ppm)	7,39	0,92	6,99	7,07	1,13	7,84	13,60	0,57	14	10,71	2,81	8,72
Nd (ppm)	30,46	3,51	29	30,51	4,72	33,1	52,50	1,13	53,3	42,15	11,38	34,1
Sm (ppm)	6,28	0,60	6,04	6,74	0,93	7,32	9,42	0,48	9,76	7,16	2,33	5,51
Eu (ppm)	1,60	0,21	1,65	1,63	0,22	1,77	2,35	0,14	2,45	1,76	0,55	1,37
Gd (ppm)	5,04	0,52	4,86	5,72	0,81	6,24	6,89	0,47	7,22	4,81	1,63	3,66
Tb (ppm)	0,65	0,07	0,64	0,80	0,12	0,85	0,87	0,08	0,92	0,52	0,15	0,41
Dy (ppm)	3,38	0,45	3,59	4,54	0,71	5,06	4,69	0,23	4,85	2,48	0,68	2
Ho (ppm)	0,62	0,10	0,67	0,87	0,16	0,97	0,88	0,02	0,89	0,44	0,12	0,35
Er (ppm)	1,78	0,30	1,96	2,54	0,44	2,89	2,55	0,13	2,64	1,20	0,37	0,94
Tm (ppm)	0,25	0,05	0,294	0,37	0,06	0,411	0,37	0,02	0,387	0,17	0,04	0,14
Yb (ppm)	1,54	0,34	1,86	2,33	0,42	2,59	2,38	0,08	2,43	0,99	0,19	0,85
Lu (ppm)	0,24	0,06	0,274	0,36	0,06	0,409	0,38	0,01	0,387	0,15	0,03	0,125
Cd (ppm)	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25
Cu (ppm)	17,50	14,17	35	32,44	30,96	45	78,50	31,82	101	35,00	39,60	7
Ag (ppm)	0,22	0,19	0,15	0,15	0,00	0,15	0,15	0,00	0,15	0,15	0,00	0,15
Ni (ppm)	61,25	52,45	31	61,50	16,51	59	39,50	3,54	37	60,00	35,36	85
Mo (ppm)	0,50	0,00	0,5	0,50	0,00	0,5	0,50	0,00	0,5	1,25	1,06	2
Zn (ppm)	79,00	8,99	76	83,38	21,14	96	78,00	9,90	85	67,00	7,07	62
S (ppm)	837,50	575,54	1800	912,50	1172,83	600	650,00	212,13	800	1200,00	1131,37	400
Au (ppb)	7,25	9,33	22	4,75	7,03	18	15,00	19,80	1	7,00	2,83	9
As (ppm)	0,94	1,28	3,3	1,52	1,86	3,6	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25
Br (ppm)	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25
Cr (ppm)	237,38	255,30	82	332,63	118,10	372	191,00	84,85	131	273,50	368,40	534
Fe (ppm)	5,27	0,35	4,96	6,53	1,31	6,17	5,51	0,09	5,57	3,77	0,42	4,07
Ir (ppm)	2,50	0,00	2,5	2,50	0,00	2,5	2,50	0,00	2,5	2,50	0,00	2,5
Na (ppm)	2,41	0,64	2,94	1,97	1,04	2,8	2,35	0,57	1,95	4,60	0,13	4,69
Sc (ppm)	18,50	4,87	14,7	23,21	3,25	24,1	20,85	4,45	17,7	12,15	4,03	15
Sb (ppm)	0,09	0,12	0,4	0,08	0,09	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05
Se (ppm)	1,50	0,00	1,5	1,50	0,00	1,5	1,50	0,00	1,5	1,50	0,00	1,5

Tableau 6 - Sommaire des analyses lithogéochimiques pour les roches intrusives (suite).

Lithologie	Diorite type 3b			Diorite à chlorite			Monzodiorite Qz.			Porphyres feldspathiques			I3A		
	n=1	n=1	n=1	n=2		Exemple type (FG-70)	n=2		Exemple type (FG-49)						
				Moy.	Écart type		Moy.	Écart type							
Élément															
SiO2 (%)	64,85	63,32	73,35	64,53	1,43	63,52	53,87	3,15	56,09						
Al2O3 (%)	16,33	18,4	14,24	16,17	0,01	16,17	17,35	2,21	18,91						
Fe2O3T (%)	3,97	3,62	1,63	3,96	0,11	3,88	7,02	0,01	7,02						
MgO (%)	1,3	2,57	0,46	1,15	0,03	1,13	3,42	2,69	1,51						
MnO (%)	0,052	0,044	0,021	0,05	0,01	0,054	0,11	0,02	0,089						
CaO (%)	3,62	1,1	1,47	3,50	0,13	3,59	8,11	0,18	7,98						
Na2O (%)	6,27	8,42	7,31	5,37	0,50	5,72	3,82	0,01	3,83						
K2O (%)	1,59	0,72	0,59	1,84	0,37	1,57	1,14	1,07	1,9						
TiO2 (%)	0,597	0,38	0,175	0,76	0,01	0,749	0,78	0,08	0,831						
P2O5 (%)	0,26	0,09	0,06	0,34	0,02	0,32	0,16	0,01	0,16						
Cr2O3 (%)	0,005	0,005	0,005	0,01	0,00	0,005	0,03	0,01	0,02						
LOI (%)	2,02	1,35	1,61	1,91	0,23	1,74	3,67	2,96	1,58						
Total (%)	100,9	100	100,9	99,58	1,59	98,45	99,42	0,69	99,91						
SiO2 (% Anh.)	65,56	64,17	73,86	66,04	0,54	65,66	56,13	1,27	57,03						
Al2O3 (% Anh.)	16,51	18,65	14,34	16,55	0,24	16,71	18,05	1,66	19,23						
Fe2O3T (% Anh.)	4,01	3,67	1,64	4,05	0,05	4,01	7,32	0,26	7,14						
MgO (% Anh.)	1,31	2,60	0,46	1,18	0,01	1,17	3,61	2,94	1,54						
MnO (% Anh.)	0,05	0,04	0,02	0,05	0,01	0,06	0,11	0,03	0,09						
CaO (% Anh.)	3,66	1,11	1,48	3,58	0,18	3,71	8,46	0,50	8,11						
Na2O (% Anh.)	6,34	8,53	7,36	5,50	0,59	5,91	3,98	0,13	3,89						
K2O (% Anh.)	1,61	0,73	0,59	1,88	0,36	1,62	1,17	1,08	1,93						
TiO2 (% Anh.)	0,60	0,39	0,18	0,78	0,00	0,77	0,81	0,05	0,84						
P2O5 (% Anh.)	0,26	0,09	0,06	0,34	0,02	0,33	0,16	0,00	0,16						
Cr2O3 (% Anh.)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02						
Total (% Anh.)	99,92	100,00	100,00	99,94	0,04	99,97	99,85	0,20	99,99						
Sr (ppm)	757	300	127	793,00	26,87	812	275,50	183,14	405						
Ba (ppm)	989	131	136	1186,00	15,56	1175	650,00	837,21	1242						
Nb (ppm)	5,2	1,6	9	5,20	0,14	5,1	8,35	5,59	4,4						
V (ppm)	65	66	18	69,50	2,12	71	198,00	46,67	231						
Co (ppm)	8	11	3	8,00	0,00	8	20,50	6,36	16						
Ga (ppm)	26	21	20	26,50	0,71	26	16,50	6,36	21						
Ge (ppm)	1	0,9	0,8	1,05	0,07	1,1	1,75	0,21	1,9						
In (ppm)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05						
Sn (ppm)	2	0,5	0,5	2,00	0,00	2	0,75	0,35	1						
Cs (ppm)	2,1	1,2	0,05	1,00	0,71	1,5	1,15	1,34	2,1						
Pb (ppm)	12	5	12	9,50	0,71	10	5,50	0,71	5						
Be (ppm)	2	0,5	0,5	2,00	0,00	2	0,75	0,35	1						
HF (ppm)	4,6	2,4	2,9	4,75	0,21	4,6	2,30	0,28	2,5						
Ta (ppm)	0,31	0,15	0,5	0,30	0,01	0,3	0,27	0,01	0,27						
W (ppm)	0,9	0,25	1,2	1,40	0,71	0,9	1,75	0,78	2,3						
Tl (ppm)	0,2	0,1	0,05	0,19	0,01	0,2	0,19	0,06	0,23						
Bi (ppm)	0,2	0,2	0,1	0,15	0,07	0,2	0,40	0,28	0,2						
Th (ppm)	6,18	1,28	4,55	8,32	0,40	8,6	1,09	0,08	1,14						
U (ppm)	1,64	0,34	3,03	1,60	0,20	1,74	0,29	0,04	0,31						
Rb (ppm)	47	22	13	41,00	2,83	39	36,00	35,36	61						
Y (ppm)	10,5	4,3	6,7	7,85	0,21	7,7	17,30	0,71	17,8						
Zr (ppm)	166	80	81	194,00	21,21	209	76,00	12,73	85						
Zr/Y	15,81	18,60	12,09	24,76	3,37	27,14	4,38	0,56	4,78						
La (ppm)	51,3	8,62	4,37	75,45	0,92	74,8	9,58	0,23	9,74						
Ce (ppm)	104	17,3	9,88	157,50	0,71	158	23,40	2,55	25,2						
Pr (ppm)	13,2	2,17	1,39	19,45	0,35	19,7	3,25	0,32	3,47						
Nd (ppm)	51,4	8,57	6,22	74,75	0,49	74,4	14,40	1,41	15,4						
Sm (ppm)	8,57	1,45	1,79	11,95	0,07	12	3,52	0,33	3,75						
Eu (ppm)	2	0,29	0,387	2,67	0,10	2,74	0,94	0,14	1,04						
Gd (ppm)	5,45	1,16	1,7	6,28	0,54	6,66	3,09	0,15	3,19						
Tb (ppm)	0,55	0,14	0,21	0,56	0,00	0,56	0,49	0,03	0,51						
Dy (ppm)	2,36	0,82	1,08	1,99	0,01	2	3,10	0,22	3,25						
Ho (ppm)	0,39	0,17	0,21	0,30	0,01	0,3	0,65	0,03	0,67						
Er (ppm)	1,03	0,51	0,64	0,67	0,06	0,71	2,06	0,12	2,14						
Tm (ppm)	0,136	0,078	0,094	0,07	0,01	0,077	0,33	0,02	0,352						
Yb (ppm)	0,76	0,5	0,58	0,36	0,02	0,37	2,29	0,06	2,33						
Lu (ppm)	0,107	0,071	0,092	0,05	0,00	0,047	0,37	0,02	0,382						
Cd (ppm)	0,25	0,25	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25						
Cu (ppm)	5	11	19	6,00	2,83	8	18,00	22,63	34						
Ag (ppm)	0,15	0,15	0,15	0,30	0,00	0,3	0,15	0,00	0,15						
Ni (ppm)	5	29	5	6,00	1,41	5	90,00	15,56	101						
Mo (ppm)	0,5	2	2	0,50	0,00	0,5	0,75	0,35	0,5						
Zn (ppm)	77	47	11	74,50	2,12	73	35,50	13,44	26						
S (ppm)	3800	900	6200	1300,00	424,26	1000	1400,00	1414,21	2400						
Au (ppb)	1	22	11	1,00	0,00	1	1,00	0,00	1						
As (ppm)	0,25	0,25	2,3	1,93	2,37	3,6	0,25	0,00	0,25						
Br (ppm)	0,25	0,25	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,25						
Cr (ppm)	6	19	20	16,00	4,24	19	106,50	2,12	105						
Fe (ppm)	2,6	2,51	1,1	2,53	0,01	2,52	4,61	0,28	4,41						
Ir (ppm)	2,5	2,5	2,5	2,50	0,00	2,5	2,50	0,00	2,5						
Na (ppm)	4,4	5,89	5,18	3,76	0,44	4,07	2,88	0,42	2,58						
Sc (ppm)	4,6	6,6	2,3	3,80	0,00	3,8	33,65	1,34	32,7						
Sb (ppm)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05	0,23	0,25	0,05						
Se (ppm)	1,5	1,5	1,5	1,50	0,00	1,5	1,50	0,00	1,5						

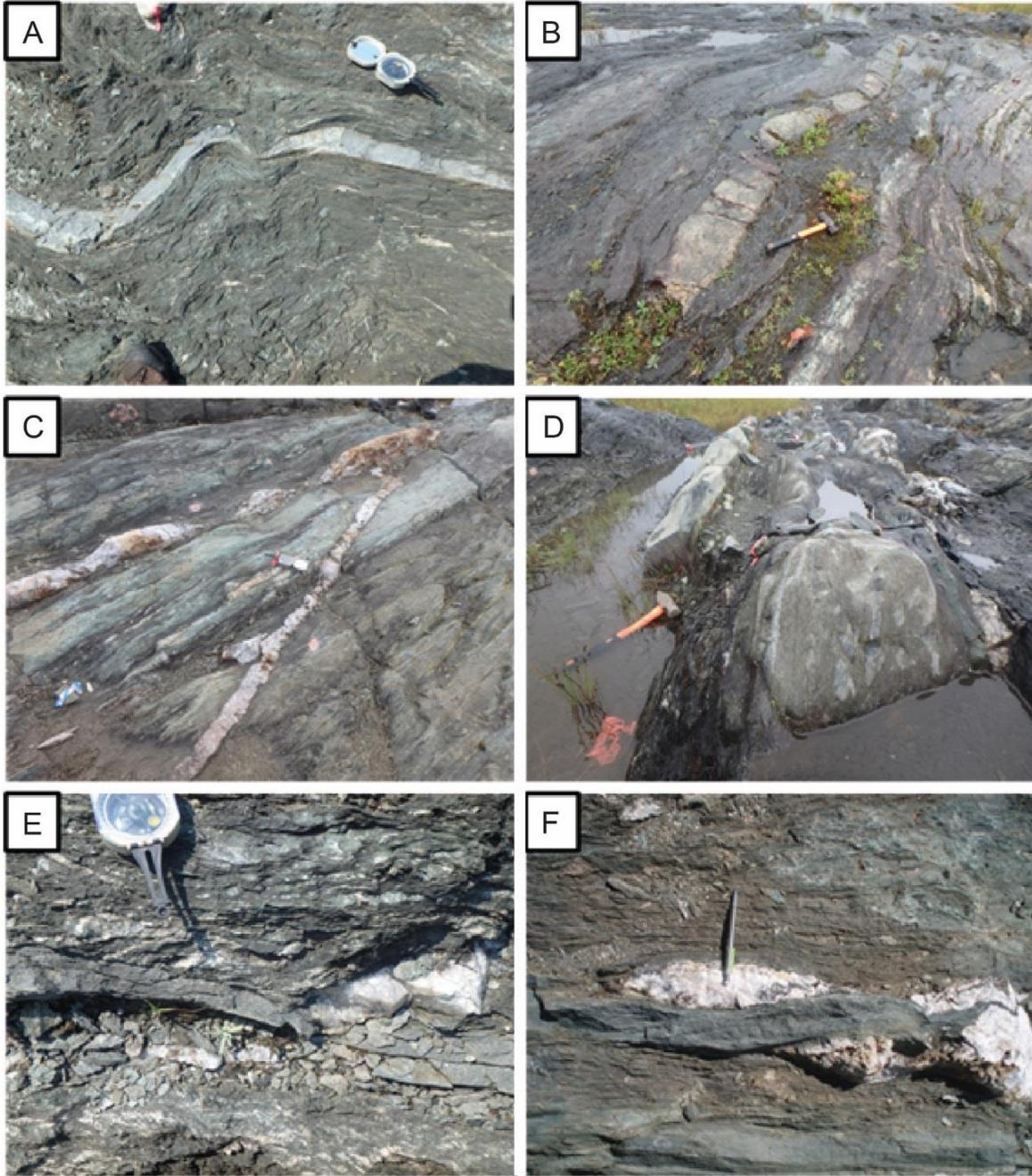


Figure 11 - Photos des dykes et des relations de recoupements avec les veines. A) Dyke dioritique de type 1 plissé et démembré dans la volcanite mafique, affleurement Est; B) Dyke dioritique de type 1 boudiné et démembré dans la volcanite mafique, affleurement Est; C) Dyke synvolcanique de gabbro recoupé par une veine de quartz minéralisée, affleurement Ouest; D) Multitude de dykes de diorite (type 1, 2 et 3) qui se recoupe entre eux dans la volcanite mafique, affleurement Ouest; E) Dyke dioritique de type 2 recoupant une veine de quartz dans la volcanite mafique, affleurement Est; F) Dyke dioritique de type 2 recoupant une veine de quartz dans la volcanite mafique, affleurement Ouest.

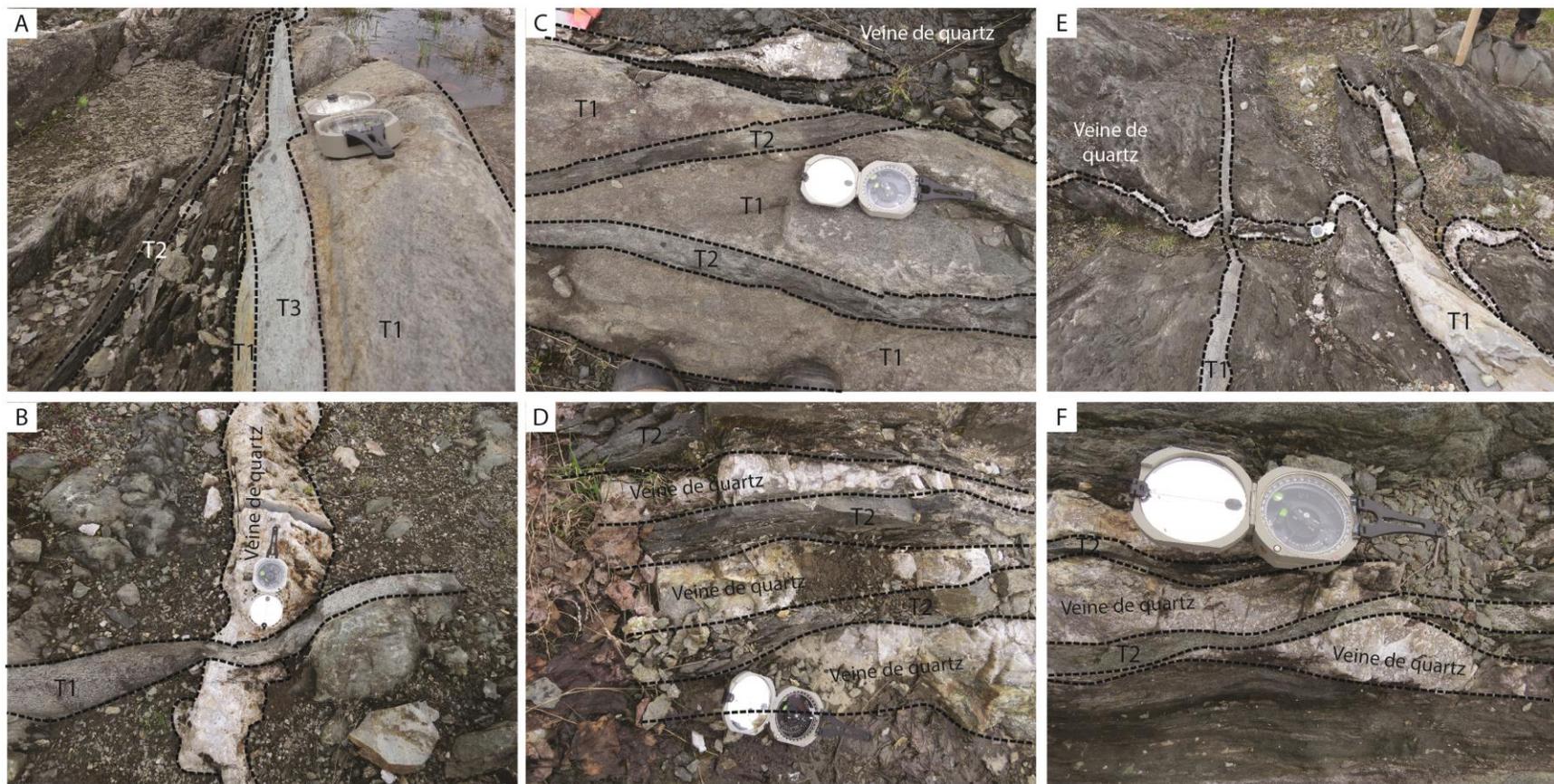


Figure 12 – Photographies montrant les relations de recoupement entre les différents types de dykes de diorite et les veines de quartz minéralisées. A) Diorite de type 1, 2 et 3. Le type 3 recoupe le type 1. Le dyke de type 1 illustré en A représente l'échantillon qui a été daté (Guay et al., 2018). B) Dyke de diorite de type 1 recoupant une veine de quartz minéralisée. C) Deux dykes de diorite de type 2 recoupant un dyke de type 1. D) Dykes de diorite de type 2 recoupant une veine de quartz minéralisée. E) Deux dykes de diorite de type 1 recoupant une veine minéralisée. F) Deux dykes de diorite de type 2 recoupant une veine de quartz minéralisée.

2.4. COMPARAISON DES MINÉRALOGIES MODALE ET NORMATIVE

La norme CONSONORM_LG pour le faciès schiste vert supérieur (SV450) définie par Trépanier et al. (2015) a été appliquée aux différentes unités volcaniques, volcanoclastiques et intrusives à partir des analyses lithogéochimiques. La synthèse de la minéralogie normative obtenue est présentée au tableau 7. Des diagrammes binaires mettant en relation la minéralogie observée visuellement en pétrographie et la minéralogie normative (Figure 13) ont été produits pour les principaux minéraux composant les différentes unités lithologiques (biotite, chlorite, feldspaths, calcite, amphibole et épidote) et une courbe de tendance représentant la moyenne des points a été ajoutée. Ces diagrammes montrent une relation linéaire avec pente de la droite d'environ 1 entre les proportions des minéraux observés et calculés, indiquant que notre estimation visuelle des minéraux est compatible avec la proportion calculée par la norme.

Tableau 7 – Synthèse de la minéralogie normative déterminée par la norme CONSONORM_LG définie par Trépanier et al. (2015) pour les unités volcaniques, volcanoclastiques et intrusives.

Lithologie	Pg	Ksp	Qz	Epi	Amp	Bo	Chl	Ser	Cb	Apa	Sulf	Ti	Hem
Diorite type 1 (gris) (n=8)	13-38 (30)	-	0-24 (15)	0-18 (7)	0-42 (7)	0-19 (8)	2-32 (17)	0-9 (3)	0-19 (7)	1	-	1-2 (2)	2
Diorite type 2 (noir) (n=8)	4-37 (24)	-	0-22 (12)	0-14 (8)	0-32 (7)	0-34 (16)	1-42 (16)	0-7 (3)	0-18 (8)	1	0-1 (0)	2	2-3 (2)
Diorite type 2B (noir) (n=2)	29-34	4-5	0-5	11-13	8-17	21-28	0	0	6-8	1	-	2	2
Diorite type 3 (vert) (n=2)	50-55	1-3	1-4	11	12-29	5-9	-	-	0-2	1	-	1-2	1
Diorite type 3b (vert) (n=1)	53	0	18	8	0	9	1	5	2	1	1	1	1
Monzodiorite quartzifère (n=1)	62	0	27	3	0	3	0	2	1	0	1	0	0
Diorite quartzifère (n=1)	71	0	7	3	0	3	10	4	0	0	0	1	1
Porphyre feldspathique (n=2)	42-49	-	21-25	8-10	-	7	1	7-11	2	1	-	1	1
Gabbro (synvolcanique) (n=2)	32-33	-	15-16	15-28	0-2	4-13	0-21	0-5	2-7	-	-	2	2
Volcanoclastite felsique (n=4)	2-39 (18)	0-1 (1)	41-59 (48)	0-6 (2)	-	0-6 (3)	0-14 (3)	8-33 (21)	1-2 (2)	-	0-3 (1)	0-2 (1)	0-1 (1)
Volcanoclastite int. (matrice) (n=1)	41	0	21	14	0	5	4	3	7	0	0	1	1
Volcanoclastite int. (fragment) (n=1)	39	0	8	24	1	8	11	0	4	0	1	1	0
Volcanite mafique (n=9)	10-31 (22)	-	9-24 (16)	5-33 (15)	0-31 (5)	2-30 (13)	2-32 (15)	0-3 (1)	1-17 (8)	-	0-2 (1)	1-2 (1)	2-3 (2)
Volcanite ultramafique (n=3)	1-9 (5)	0-2 (1)	0-10 (5)	10-12 (11)	23-58 (43)	7-25 (15)	0-6 (2)	0	10-18 (14)	-	0-1 (1)	1	2-3 (2)

Les valeurs sont données en pourcentage et les nombres entre parenthèses représentent la valeur moyenne, le cas échéant. Les abréviations des minéraux sont Pg=Feldspaths, Ksp=Feldspaths potassiques, Qz=Quartz, Epi=Épidote, Amp=Amphiboles, Bo=Biotite, Chl=Chlorite, Ser=Séricite, Cb=Carbonates, Ti=Phases titanifères (titanite+rutile+ilménite), Hem=Hématite, Sulf=Sulfures.

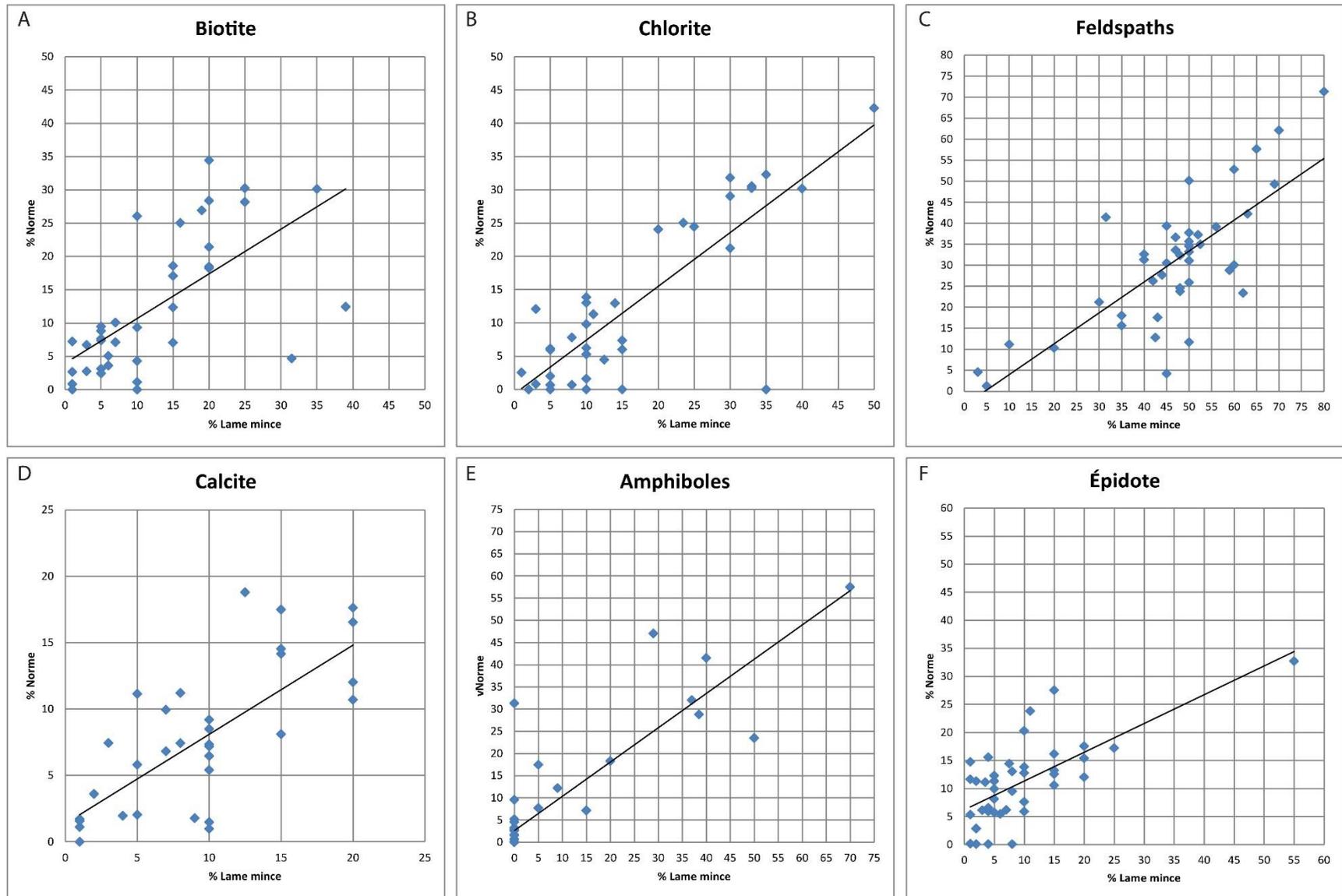


Figure 13 - Graphiques montrant la relation linéaire entre la minéralogie observée en lames minces et la minéralogie normative déterminée par la norme CONSONORM_LG pour les minéraux A) biotite, B) chlorite, C) feldspaths, D) calcite, E) amphiboles, F) épidote.

CHAPITRE 3 – ANALYSE STRUCTURALE

3.1. INTRODUCTION

Les roches du secteur d'étude montrent un degré élevé de déformation ductile, la schistosité principale (S_p) y est très fortement pénétrative. L'ensemble de la déformation du secteur fait partie du couloir de déformation associé à la Faille de Rivière-Héva, qui culmine au contact entre les volcanites mafiques et les volcanoclastites felsiques sur l'affleurement Est (Pilote, 2013; Pilote et al., 2014). La section qui suit présente en détail la caractérisation structurale du secteur à l'étude.

3.2. ANALYSE DES FABRIQUES PLANAIRES ET LINÉAIRES

3.2.1. LITAGE PRIMAIRE (S_0) ET POLARITÉ

Étant donné l'intensité de la déformation, l'attitude du litage primaire et la direction de la polarité sont difficiles à déterminer avec certitude. Certains éléments permettent toutefois d'en estimer l'orientation.

Les volcanites mafiques de l'affleurement Ouest montrent des coussins localement en forme de molaire ce qui rend difficile l'interprétation. La géométrie et l'orientation de ces coussins suggèrent toutefois une polarité SW, compatible avec la polarité déterminée par Pilote (2013) et Pilote et al. (2014) dans les secteurs environnants.

Le contact entre les volcanites mafiques et les volcanoclastites intermédiaires sur l'affleurement Ouest permet de supposer que l'attitude du plan de stratification est de $110^\circ/85^\circ$. Dans un même ordre d'idée, le contact entre la volcanite mafique et la

volcanite ultramafique sur l’affleurement Est, subparallèle au contact V3-V2, pourrait également représenter une bonne approximation du litage primaire.

L’unité volcanoclastique felsique situé sur l’affleurement Est (Figure 7) est mise en contact avec les volcanites mafiques et ultramafiques par la Faille de Rivière-Héva. La surface de contact entre ces unités de peut donc pas représenter une bonne estimation du litage primaire. Aucune polarité n’a pu être observée dans l’unit volcanoclastique felsique.

3.2.2. SCHISTOSITÉ DE FLUX

La schistosité S_p (schistosité principale) est la fabrique planaire principale liée à la déformation dans ce secteur. Elle prend la forme d’une schistosité de flux correspondant à l’alignement préférentiel des minéraux et des fragments dans les roches. À l’échelle de la zone d’étude, cette fabrique est la plus ancienne qui ait été observée; elle est donc interprétée comme une schistosité S_1 , soit une fabrique de première génération. La schistosité S_p a une orientation moyenne $132^\circ/79^\circ$ et son orientation montre une importante flexure, passant d’une direction de 168° à 090° (Figure 14). Cette flexure est interprétée comme étant le résultat du moulage autour du pluton central (Figure 3). La schistosité se parallélise ensuite sur l’affleurement Est avec le contact entre les volcanites mafiques et les volcanoclastites felsiques qui suit une orientation 130° . Cette interprétation permet de nuancer les observations de Daigneault et al. (2002) qui interprétaient cette flexure comme un grand pli régional en S, ces derniers auteurs ignoraient à l’époque l’existence de ce pluton central. La figure 16A présente un stéréogramme compilant les mesures de schistosité S_p et de linéations d’étirement (Lé) prises sur les échantillons orientés.

La schistosité principale S_p est modérément à fortement pénétrative et son intensité varie sur la zone d'étude. Une échelle (échelle IAP; Indice d'Anisotropie Planaire) estimant visuellement le degré d'anisotropie planaire secondaire, telle que décrite par Daigneault (1996), a été utilisée (Tableau 8). La cote attribuée à l'anisotropie sur l'échelle IAP varie de 1 à 5, la valeur 5 représentant les milieux le plus anisotropes et donc interprétés comme étant les plus déformés. Cet indice permet de visualiser en carte la distribution de la déformation. Ainsi des couloirs de déformation ductile plus développés ont pu être révélés (Figures 14 et 15), démontrant le caractère hétérogène et anastomosé de la déformation ductile. Ces couloirs de déformation montrent une orientation subparallèle à l'orientation de la schistosité principale.

Sur l'affleurement Ouest, une veine de quartz d'épaisseur métrique est affectée par un pli en S de première génération dont le plan axial ($PAX \approx 127/80$) est subparallèle à la schistosité principale (Figure 14). L'axe du pli ($\approx 131/35$) est faiblement plongeant vers le SE et est colinéaire avec une partie des linéations d'étirement observées sur l'affleurement. La présence de plis affectant les veines permet de déduire que celles-ci avaient une orientation originale à angle avec la direction du raccourcissement.

Sur l'affleurement Est, l'unité volcanoclastique felsique montre un faciès de tuf à lapillis (Figure 9 E et F) impliquant un rubanement compositionnel formant une anisotropie primaire rendant la roche plus réceptive à la déformation. La schistosité S_1 est subparallèle à ce rubanement primaire, allant dans le sens d'une fabrique composite S_0 - S_1 .

3.2.3. LINÉATIONS D'ÉTIREMENT

Les linéations d'étirement sont systématiquement inclinées vers le SE, mais montrent une plongée variable (Figure 15). Elles peuvent être séparées en trois familles distinctes. La première famille regroupe des linéations subverticales à fortement plongeantes vers le SE (à composante pendage dominante) compatibles avec un mouvement en raccourcissement (« *dip slip* »). La seconde famille regroupe des linéations obliques modérément plongeantes vers le SE compatibles avec un mouvement oblique. La troisième famille regroupe des linéations subhorizontales à faiblement plongeantes vers le SE compatibles avec un mouvement en décrochement. L'ensemble des observations suggère une déformation polyphasée et pourrait être explicable par un mouvement en raccourcissement suivi d'un mouvement en décrochement tel que rapporté par Bedeaux et al. (2017). Considérant le pendage de la schistosité vers le sud, la plongée modérée à faible vers le SE de la linéation d'étirement peut être compatible avec une composante de mouvement dextre et une composante inverse mineure sur le plan de la schistosité principale. Cette interprétation doit être à considérer avec prudence, car il est ardu d'estimer l'attitude réelle de la zone de déformation, l'orientation de celle-ci pouvant varier en profondeur. La linéation d'étirement montre les mêmes variations d'attitude dans les dykes de diorite que dans les volcanites encaissantes (Figure 16A), suggérant que ces dykes ont enregistré les mêmes épisodes de déformation que les volcanites.

La confection de lames minces orientées a permis de confirmer les mesures de linéations d'étirement prises sur les échantillons orientés. L'intensité des linéations de crénulation (intersection entre les différents clivages de crénulation et la schistosité

principale) occulte totalement par endroits la linéation d'étirement et rend difficile sa mesure sur le terrain. L'utilisation d'une technique se basant sur la variation de l'intensité de l'anisotropie planaire selon différents plans dans un même échantillon orienté, puis validée en lames minces, s'avère efficace afin d'obtenir une estimation fiable de l'attitude de la linéation d'étirement. Ainsi la production de deux lames par échantillon, soit une lame parallèle et une lame perpendiculaire à la linéation d'étirement, permet de valider le contraste d'anisotropie entre les deux lames et de confirmer ainsi l'orientation de la linéation (Figure 17).

Neumayr et al. (2000), sur la même zone d'étude, ont rapporté des linéations d'étirement fortement plongeantes vers le NO. L'interprétation faite dans la présente étude attribue cette attitude aux linéations de crénulation, fortement développées et modérément à fortement plongeantes vers le NO et le SE, et qui rendent difficile la reconnaissance de la linéation d'étirement sur le terrain.

3.2.4. CLIVAGES DE CRÉNULATION

Le clivage de crénulation prend la forme d'un microplissement de la schistosité principale Sp. Ce clivage montre une orientation moyenne $052^{\circ}/90^{\circ}$. Son orientation moyenne est compatible avec un raccourcissement NW-SE, laquelle peut générer une composante de mouvement en décrochement dextre sur le plan de la schistosité principale. La figure 16B présente un stéréogramme compilant les mesures de clivages de crénulation mesurées sur le terrain et prises sur les échantillons orientés.

Les données montrent une distribution variable de l'orientation du clivage de crénulation. Cette distribution peut être interprétée comme une flexure du clivage de

crénulation compatible avec la flexure de la schistosité S_p , ce qui indiquerait que la flexure s'est produite après la formation du clivage de crénulation. Une autre interprétation possible est que cette variation soit plutôt attribuée à des clivages de crénulation de différentes générations.

Un clivage de crénulation subhorizontal a également été observé localement (Figure 14) dans les zones les plus déformées. Ce clivage pourrait être compatible avec un mouvement en extension tel que proposé par Bedeaux et al., (2017). Une relation de chronologie relative entre le clivage subhorizontal et le clivage subvertical a pu être observée : le plissement associé au clivage de crénulation subhorizontal affecte clairement le plissement associé au clivage de crénulation subvertical, qui s'en trouve replissé, ce qui suggère une formation tardive du clivage subhorizontal par rapport au clivage subvertical.

Tableau 8 - Critères de terrain utilisés pour attribuer l'indice d'anisotropie planaire IAP (modifié de Daigneault, 1996).

Indice IAP	Critères
0	<ul style="list-style-type: none"> • Aucune fabrique planaire ou linéaire observable • Roche massive, isotrope (en faisant abstraction du litage primaire) • Textures primaires parfaitement préservées
1	<ul style="list-style-type: none"> • Présence d'une fabrique planaire faiblement développée (clivage) montrant une orientation constante • Textures primaires bien préservées
2	<ul style="list-style-type: none"> • Fabrique planaire bien développée et faiblement pénétrative (schistosité) • Amorce d'orientation préférentielle des objets géologiques (fragments, cristaux, cousins) • Caractéristiques primaires de la roche encore préservées
3	<ul style="list-style-type: none"> • Fabrique planaire pénétrative (schistosité de flux) bien développée • Orientation préférentielle des objets géologiques évidente • Caractéristiques et textures primaires reconnaissables localement
4	<ul style="list-style-type: none"> • Schistosité de flux très fortement pénétrative • Objets géologiques avec forte orientation préférentielle et un fort étirement • Caractéristiques primaires difficilement observables, dominance évidente des caractéristiques liées à la déformation
5	<ul style="list-style-type: none"> • Anisotropie extrême • Foliation mylonitique très fortement pénétrative • Rubanement mylonitique bien développé • Oblitération totale des caractéristiques primaires

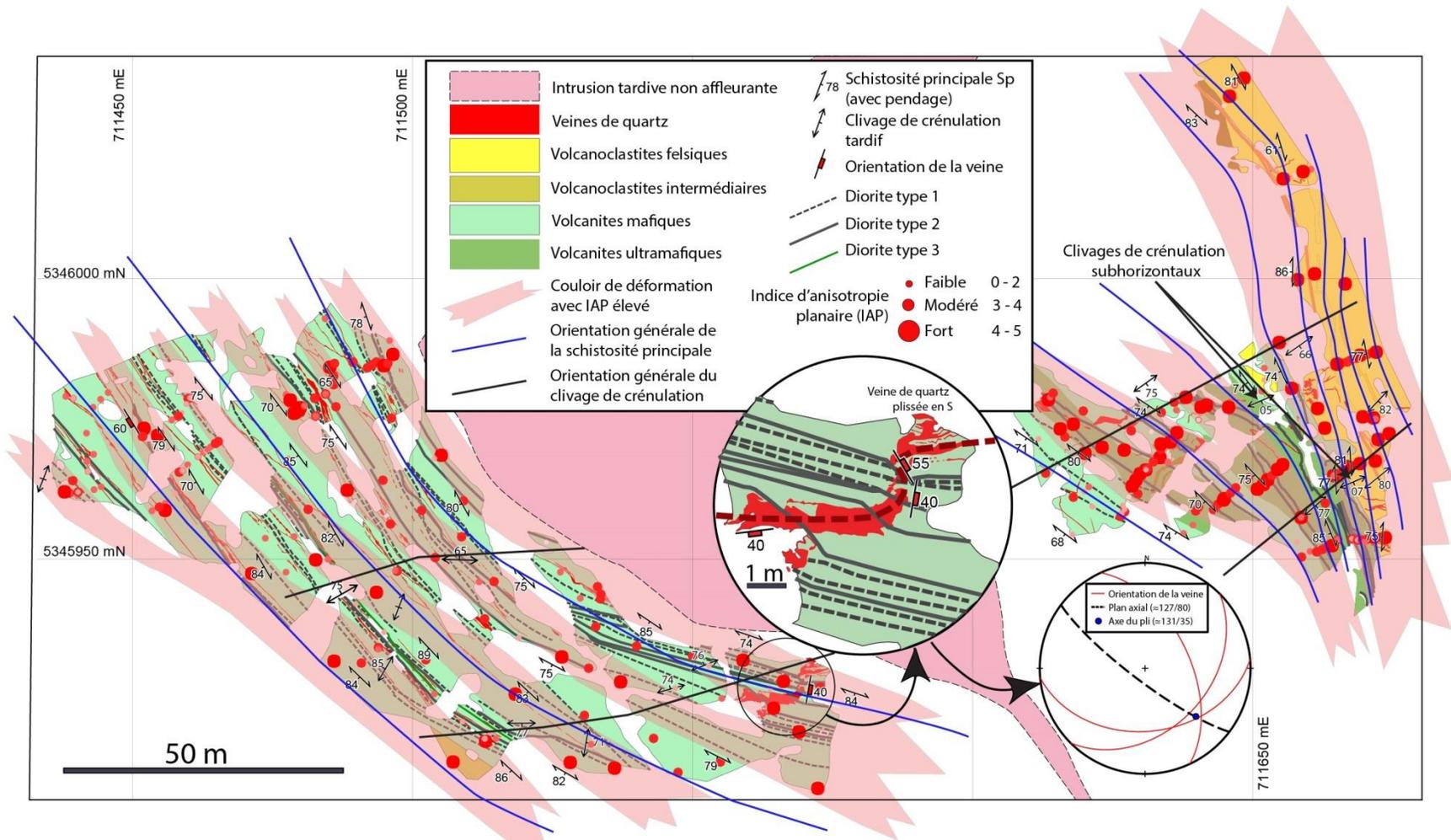


Figure 14 – Carte géologique simplifiée avec emplacements des stations d’observations, les orientations de principaux éléments structuraux et positions des couloirs de déformation.

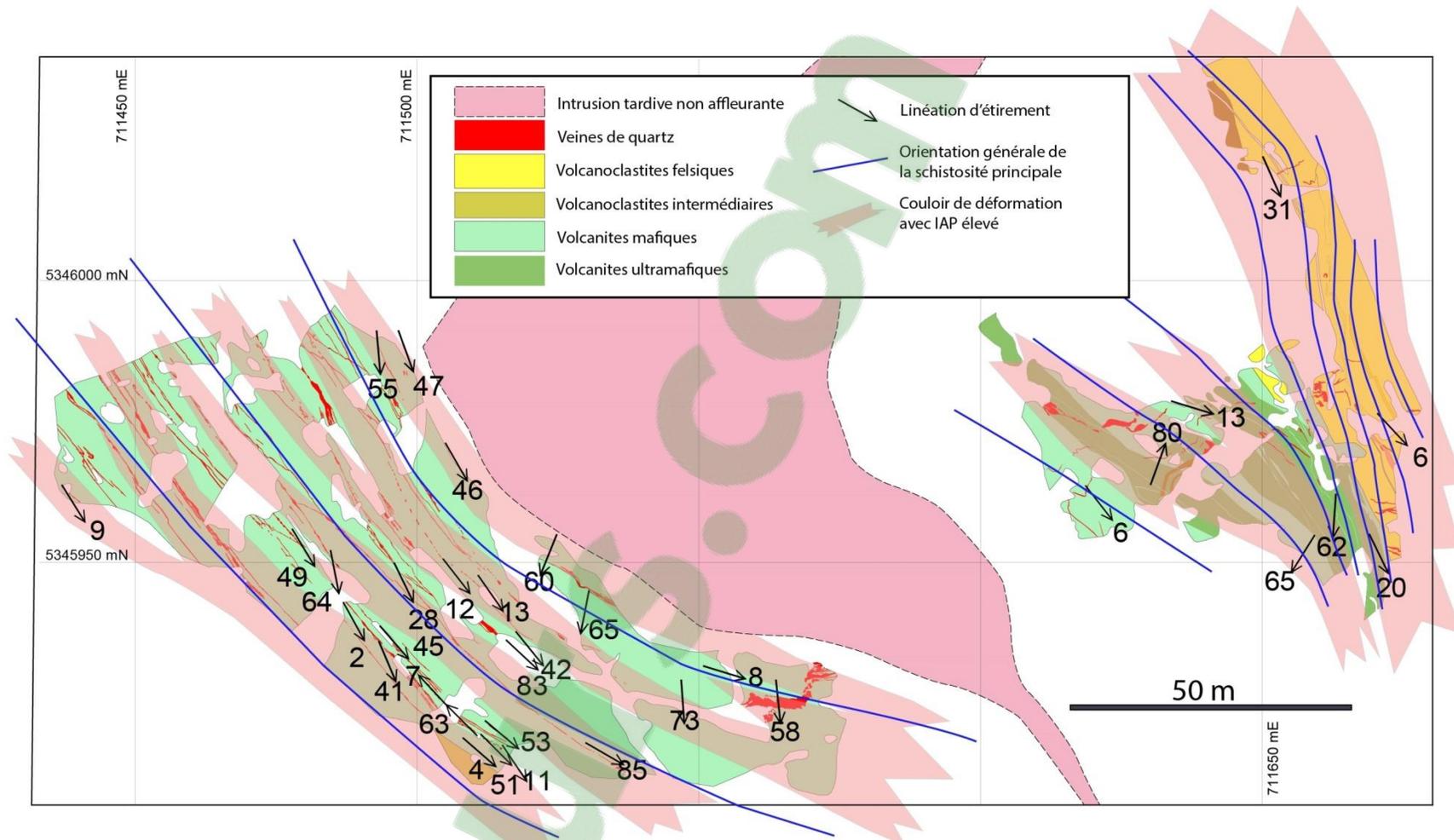


Figure 15 - Carte géologique simplifiée montrant l'orientation de la linéation d'étirement et des couloirs de plus forte déformation ductile.

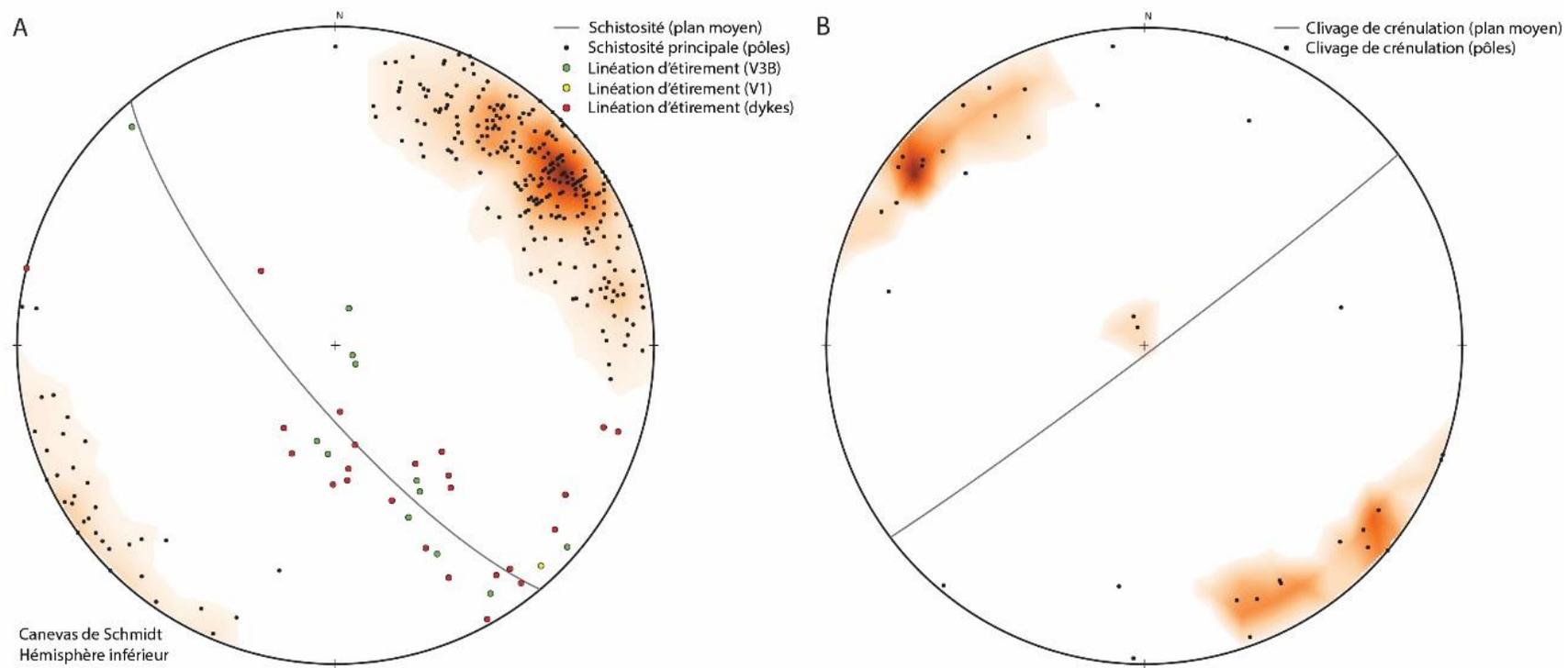


Figure 16 - Stéréogrammes de Schmidt provenant des observations sur la zone d'étude : (A) mesures de la schistosité de flux S_p et des linéation d'étirement $Lé$; (B) mesures du clivage de crénulation.

3.3. PÉTROGRAPHIE STRUCTURALE

Cette section a pour but de caractériser la déformation ductile à partir d'observations pétrographiques. Concrètement, il s'agit de comparer les échantillons les moins déformés avec les échantillons les plus déformés en prenant les mêmes plans XZ et YZ comme références et ceci pour une même lithologie. Pour ce faire, l'échelle visuelle IAP décrite plus tôt a été utilisée.

3.3.1. VOLCANOCLASTITE FELSIQUE

Dans la volcanoclastite felsique, l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 18A et 18B) montre une orientation aléatoire des feuillets de muscovite et une granulométrie fine de la matrice quartzitique. L'échantillon le plus déformé (IAP = 4; Figures 18C et 18D) montre un fort alignement de la muscovite selon le plan de la schistosité, une granulométrie aphanitique de la matrice quartzitique et le développement d'un clivage de crénulation se traduisant par le plissement de la schistosité principale.

La déformation dans la volcanoclastite felsique se traduit par l'alignement des cristaux de muscovite selon le plan de la schistosité, par la réduction de la granulométrie de la matrice quartzitique, témoignant d'une recristallisation, et par le développement d'un clivage de crénulation.

3.3.2. VOLCANITE MAFIQUE

Dans la volcanite mafique, l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 19A et 19B) montre une orientation aléatoire des feuillets de micas et une granulométrie fine de la matrice feldspathique. Cet échantillon contient une proportion importante de

porphyroblastes d'épidote (plus de 50%). Les cristaux d'épidote, étant généralement plus résistants à la déformation que le quartz ou les micas, ont contribué à protéger la roche de la déformation ductile. L'échantillon moyennement déformé (IAP = 3; Figures 19C et 19D) montre un alignement préférentiel des micas selon la schistosité et une granulométrie très fine à aphanitique de la matrice feldspathique. L'échantillon le plus déformé (IAP = 5 ; Figures 19E et 19F) montre un fort alignement des micas selon le plan de la schistosité de flux, une granulométrie aphanitique de la matrice feldspathique et le développement d'un clivage de crénulation se traduisant par le plissement de la schistosité principale.

La déformation dans la volcanite mafique se traduit par l'alignement des feuillettes de micas selon le plan de la schistosité de flux, par la réduction de la granulométrie de la matrice feldspathique et par le développement d'un clivage de crénulation.

3.3.3. VOLCANITE ULTRAMAFIQUE

Dans la volcanite ultramafique, l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 20A et 20B) montre une orientation aléatoire des cristaux d'actinote. L'échantillon intermédiaire est un peu plus déformé (IAP = 2 ; Figures 20C et 20D) et montre un léger alignement préférentiel des cristaux d'actinote selon la schistosité. L'échantillon le plus déformé (IAP = 3; Figures 20E et 20F) montre un fort alignement des cristaux d'actinote selon le plan de la schistosité.

La déformation dans la volcanite ultramafique se traduit donc par l'alignement des cristaux d'actinote selon le plan de la schistosité de flux Sp.

3.3.4. DYKES DIORITIQUES

Vue la faible représentation des porphyres feldspathiques, des diorites quartzifères et des gabbros synvolcaniques, et considérant l'absence de déformation apparente dans la monzonite quartzifère, il n'a pas été possible de comparer les différents degrés de déformation dans ces familles de dykes. En ce sens, seuls les dykes de diorite seront considérés dans cette section.

Pour les dykes de diorite à biotite de type 1, l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 21A et 21B) montre une orientation aléatoire des feuillets de micas et une granulométrie moyenne à fine de la matrice feldspathique. L'échantillon moyennement déformé (IAP = 3; Figures 21C et 21D) montre un alignement préférentiel des micas selon la schistosité de flux et une granulométrie très fine à aphanitique de la matrice feldspathique. L'échantillon le plus déformé (IAP = 5; Figures 21E et 21F) montre un fort alignement des micas selon le plan de la schistosité de flux, une granulométrie aphanitique de la matrice feldspathique et le développement d'un clivage de crénulation se traduisant par le plissement de la schistosité principale.

Dans les dykes de diorite à amphiboles de type 3, l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 22A et 22B) montre une orientation aléatoire des cristaux de hornblende et une granulométrie moyenne à fine de la matrice feldspathique. L'échantillon moyennement déformé (IAP = 2; Figures 22C et 22D) montre un alignement préférentiel des cristaux de hornblende selon la schistosité de flux et une granulométrie aphanitique de la matrice feldspathique recristallisée. L'échantillon le plus déformé (IAP = 4; Figures 22E et 22F) montre un fort alignement des cristaux de

hornblende selon le plan de la schistosité de flux et une granulométrie très fine de la matrice feldspathique fortement recristallisée.

La déformation dans les dykes de diorite se traduit par l'alignement des cristaux de forme aciculaire selon le plan de la schistosité de flux, par la réduction de la granulométrie de la matrice feldspathique témoignant d'une recristallisation, et par le développement d'un clivage de crénulation, le cas échéant.

3.3.5. PÉTROGRAPHIE STRUCTURALE - SOMMAIRE

La déformation ductile se manifeste principalement par la formation d'une schistosité de flux pénétrative se traduisant par un alignement préférentiel des cristaux de micas et d'amphiboles dans le plan de foliation. La déformation se manifeste également par une recristallisation dynamique se traduisant par la réduction significative de la taille des grains.

Dans les échantillons les plus déformés, on note un rubanement mylonitique plus ou moins développé, de même que la présence d'un clivage de crénulation. On observe également de façon anecdotique des ombres de pression sigmoïdes autour de grains de pyrite.

Il a été observé que le comportement de la déformation est sensiblement le même dans les différentes lithologies. Toutes les lithologies présentes sur la zone d'étude semblent avoir enregistré l'ensemble des phases de déformation ayant affecté les roches. Le litage primaire présent dans l'unité volcanoclastique felsique forme une anisotropie primaire rendant la roche plus réceptive à la formation d'un clivage de crénulation. Cette fabrique est donc plus intense et plus répandue dans cette unité.

L'hypothèse que les dykes de lamprophyre n'aient enregistré que la déformation tardive n'a pu être validée dans cette étude, tous les dykes de diorite présentant le même degré de déformation que les volcanites encaissantes et les mêmes variations d'attitude de la linéation d'étirement.

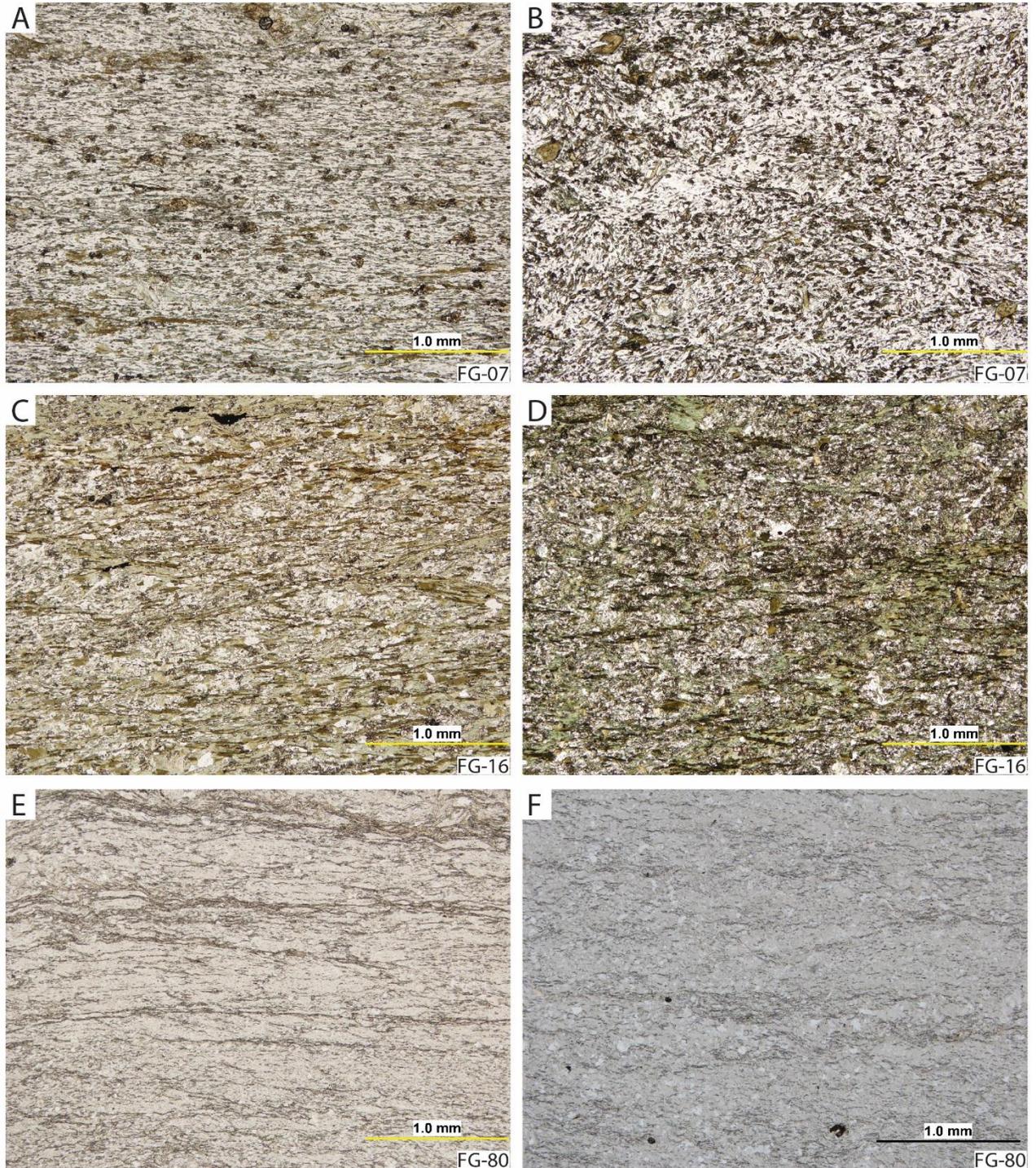


Figure 17 - Photographies de lames minces en lumière naturelle permettant de comparer les plans parallèles à la linéation d'étirement (plan XZ) à gauche et perpendiculaires à la linéation d'étirement (Plan YZ) à droite pour 3 unités distinctes. A et B = dyke de diorite de type 3, C et D = volcanite mafique, E et F = volcanoclastite felsique.

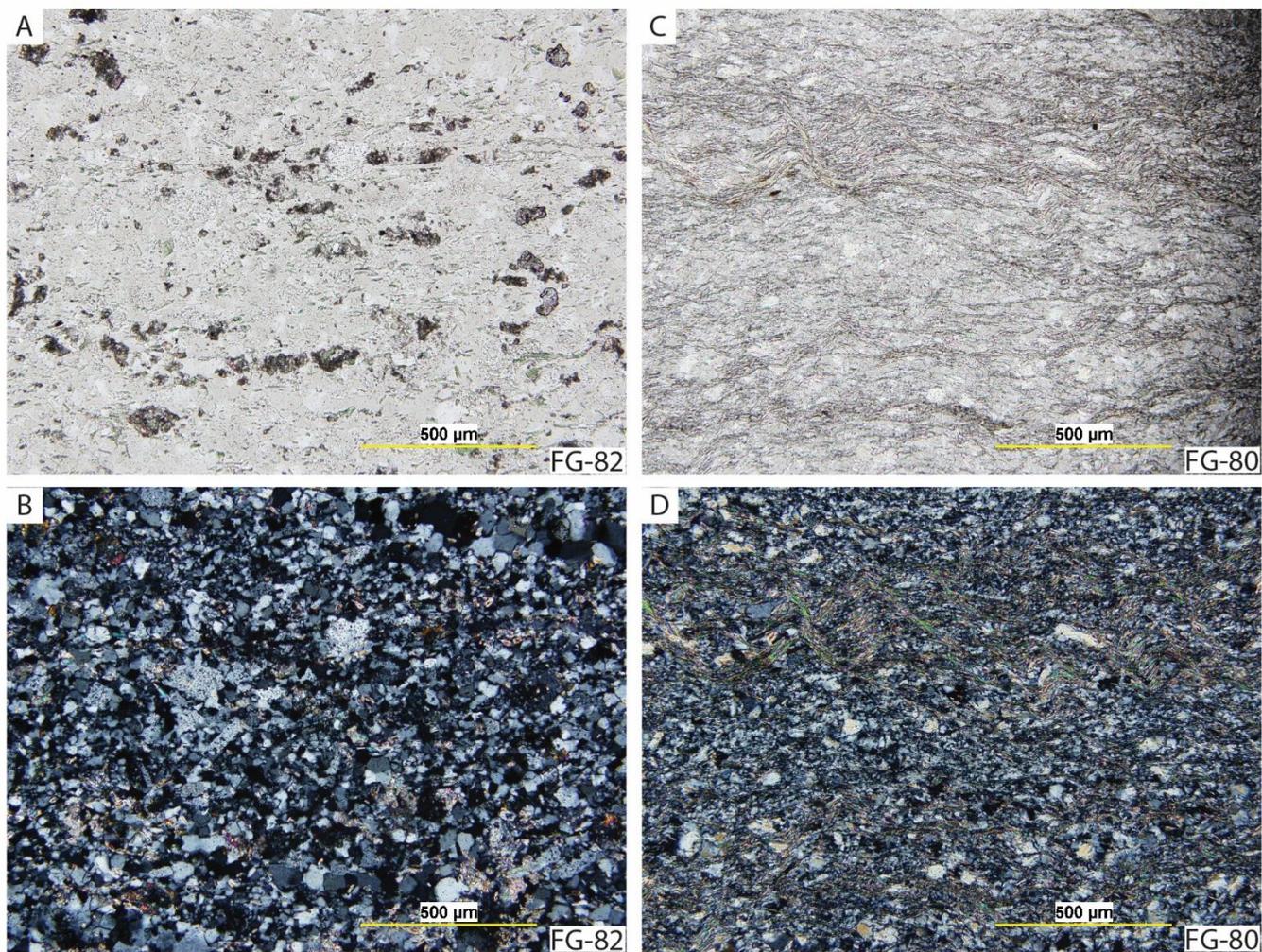


Figure 18 - Photographies de lames minces pour deux échantillons de l'unité volcanoclastique felsique montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 4/5, lumière naturelle. D) IAP 4/5, lumière polarisée croisée.

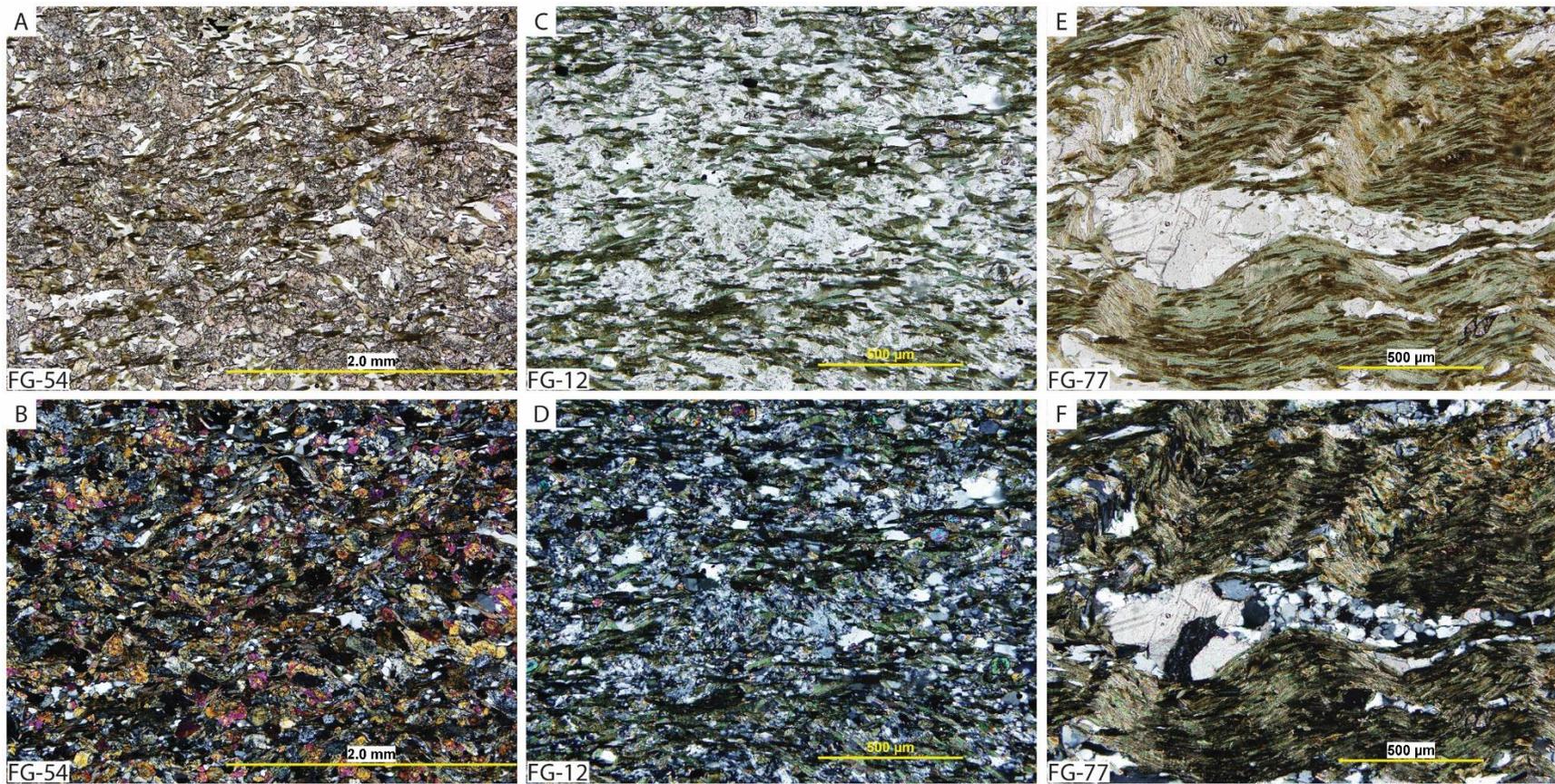


Figure 19 - Photographies de lames minces de trois échantillons de l'unité volcanique mafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 5/5, lumière naturelle. F) IAP 5/5, lumière polarisée croisée.

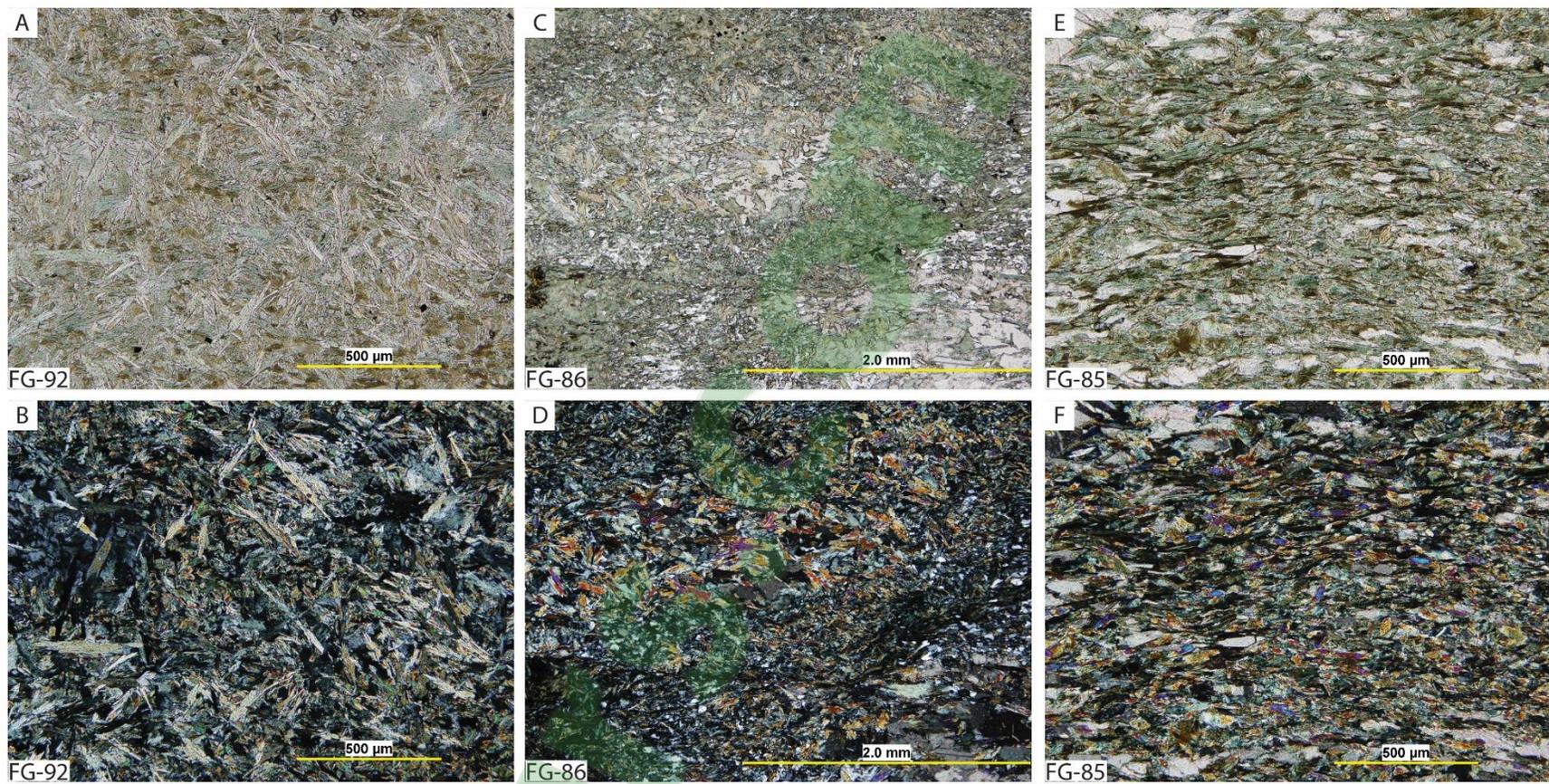


Figure 20 - Photographies de lames minces de trois échantillons de l'unité volcanique ultramafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 4/5, lumière naturelle. F) IAP 4/5, lumière polarisée croisée.

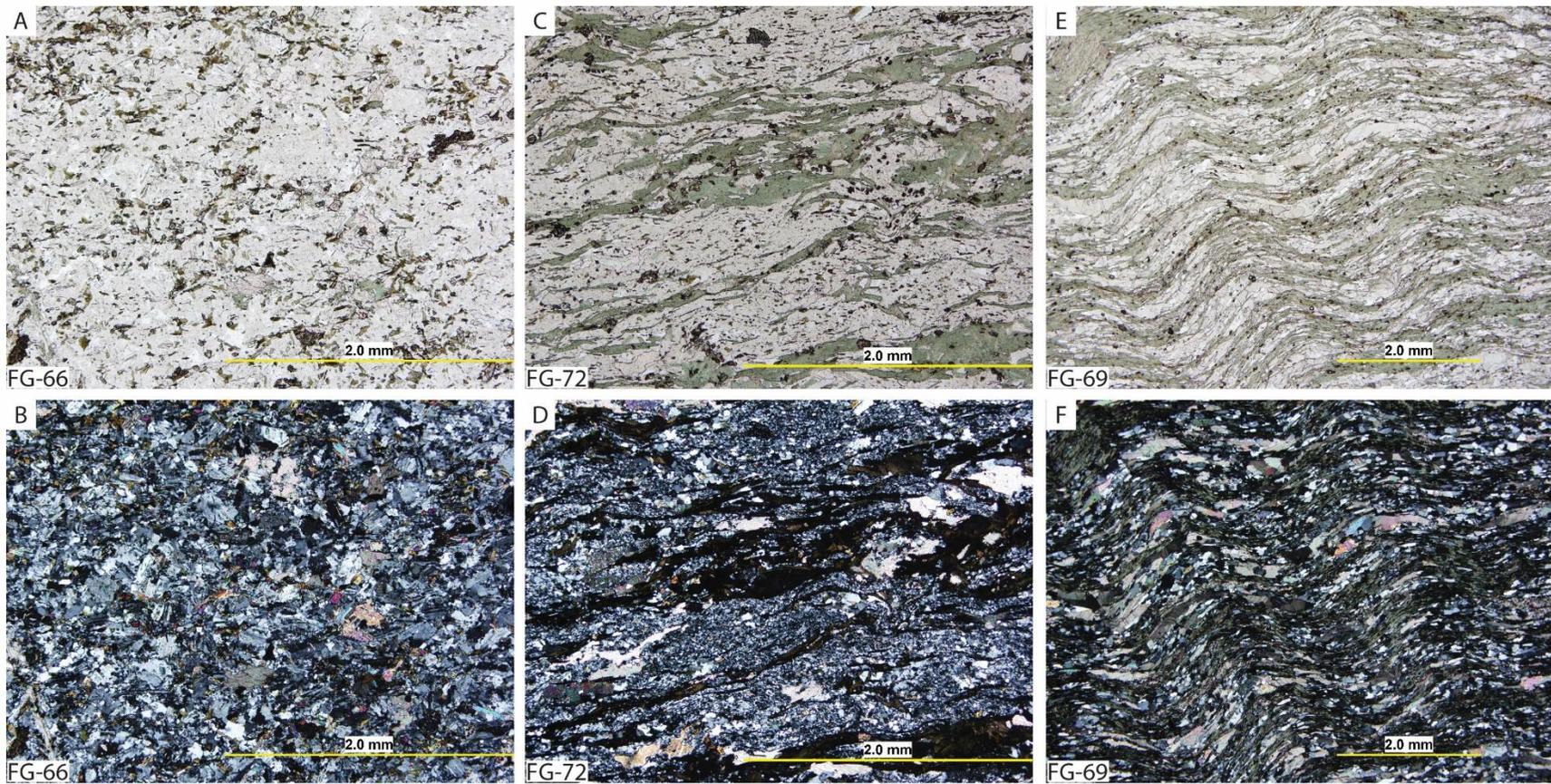


Figure 21 - Photographies de lames minces de trois échantillons de dykes de diorite à biotite de type 1 montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 5/5, lumière naturelle. F) IAP 5/5, lumière polarisée croisée.

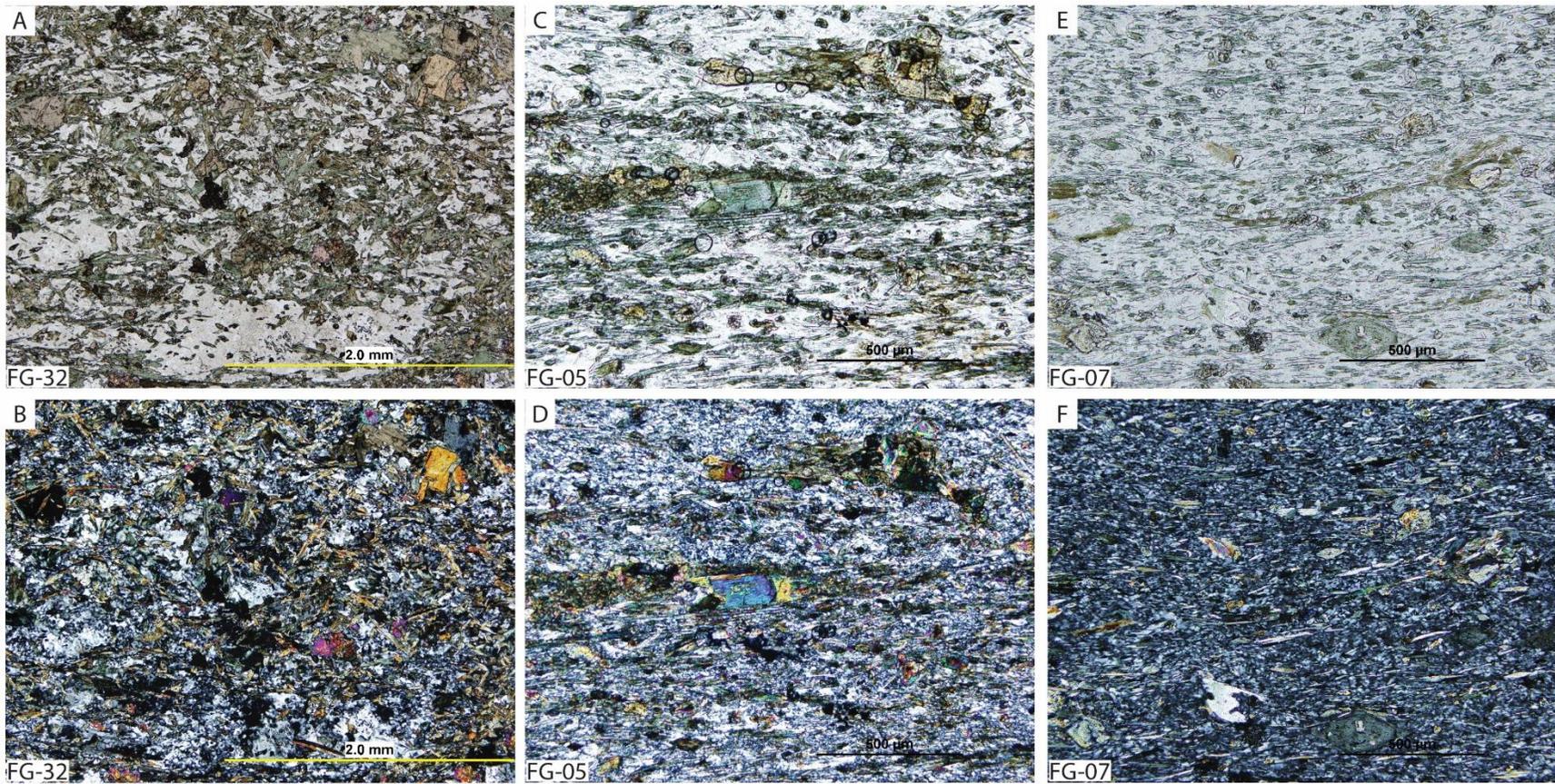


Figure 22 - Photographies de lames minces de trois échantillons de dykes de diorite à amphibole de type 3 montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 5/5, lumière naturelle. F) IAP 5/5, lumière polarisée croisée.

CHAPITRE 4 – MINÉRALISATION AURIFÈRE FILONIENNE

4.1. INTRODUCTION

Le terrain d'étude est traversé par de nombreuses veines porteuses d'une minéralisation aurifère, lesquelles représentent l'indice « Rive du lac Malartic ». Ces veines seront étudiées en détail dans ce chapitre.

4.2. CARACTÉRISTIQUES PRINCIPALES DES VEINES

Au moins deux générations de veines peuvent être distinguées sur le terrain d'étude. La première (type 1) est porteuse de la minéralisation aurifère (Figures 23A, 22B, 22C et 22D). La seconde (type 2) représente des veinules plus tardives ne contenant pas de minéralisation (Figures 23E et 23F). Une synthèse des caractéristiques des deux types de veines est présentée au tableau 9.

L'indice aurifère Rive du lac Malartic expose une multitude de veines de type 1. Ces veines sont composées de quartz-calcite ainsi que de barite (1-10%), ce dernier minéral (Figure 24) a été identifié par micro-XRF et initialement confondu avec de l'albite. Les phases métalliques présentes dans ces veines sont pyrite, chalcopryrite et galène (Figure 23D). Les veines sont d'épaisseur submétrique (20 à 50 cm) et peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de mètres. Les épontes des veines sont affectées par une intense altération hydrothermale en biotite sur quelques cm (Figure 23C). Cette biotite est affectée par la schistosité principale et est partiellement déstabilisée par la chlorite, une réaction interprétée comme le résultat d'un métamorphisme rétrograde tardi-déformation. Les veines de type 1 sont encaissées exclusivement dans les unités

volcaniques mafiques et ultramafiques et sont subparallèles à la schistosité principale sur l’affleurement Ouest. Par contre, sur l’affleurement Est ainsi que dans la partie orientale de l’affleurement Ouest, ces veines sont à angle avec la trace de la schistosité principale. Sur l’affleurement Ouest, une relation angulaire est également observée entre le pendage des veines (55-75°) et le pendage de la schistosité principale (75-85°). Cette relation pourrait laisser croire à une relation CS, comme dans les zones de cisaillement associées à un système de type orogénique (tel celui de la mine Sigma; Robert et Brown 1986) et être ainsi compatible avec un mouvement en raccourcissement durant la déformation ductile. Toutefois, les autres relations de terrain militent plutôt pour une superposition de la déformation sur des veines précoces. Les veines sont affectées par une intense déformation ductile qui se traduit par le boudinage, le démembrement et le plissement de celles-ci (Figures 23A, 23B et 23C). Les veines de type 1 sont recoupées systématiquement par toutes les familles de dykes de diorite (Figures 11E, 11F, 12B, 12C, 12D, 12E et 12F) et par l’intrusion de monzonite quartzifère de l’affleurement Ouest. Par contre, ces veines recoupent les dykes de gabbro considérés synvolcaniques (Figure 11C). Aucune relation de recoupement n’a pu être observée avec les porphyres feldspathiques, étant donné que ces derniers ne se retrouvent qu’exclusivement dans l’unité volcanoclastique felsique et les veines minéralisées y sont absentes. Les relations de recoupement entre les dykes dioritiques et les veines ainsi que la manifestation d’une déformation ductile dans ces dykes (aspects schisteux et déformés) supportent l’hypothèse d’une mise en place précoce des veines dans l’histoire de la région.

Bien que l’intensité de la déformation ductile occulte plusieurs caractéristiques primaires des veines, plusieurs textures considérées primaires demeurent visibles. Les

veines montrent localement des textures de cristallisation du quartz en espace ouvert, pouvant être interprétées comme le résultat d'une mise en place à des profondeurs sub surface (<2 km) (Vearncombe, 1993). La présence de cristaux de quartz idiomorphes de forme pyramidale dans les veines vient appuyer cette hypothèse. Plusieurs veines présentent une texture composite et un rubanement minéral (décrit plus en détail à la section 4.3.1). Cette texture composite suggère de multiples épisodes d'ouverture et de remplissage.

Les veines de type 2 sont plus minces (5-10 cm) que les veines de type 1. Elles sont composées de quartz, de calcite et de tourmaline et peuvent contenir des traces de pyrite disséminée. Elles sont surtout localisées dans l'unité volcanoclastique felsique de l'affleurement Est et sont toutes sécantes à la schistosité principale (Figure 23E et 23F). Bien qu'étant beaucoup moins affectées par la déformation ductile que les veines minéralisées de type 1, plusieurs d'entre elles sont plissées par la schistosité principale (Figure 23E). Elles recoupent systématiquement les dykes présents sur l'affleurement Est et sont interprétées comme des veines d'extension tardives pouvant être de nature orogénique (mise en place tardi-déformation/tardi-tectonique).

Tableau 9 - Synthèse des caractéristiques des veines minéralisées de type 1 et des veines de type 2.

	Veines de type 1	Veines de type 2
Roche encaissante	Volcanites mafique et ultramafique	Volcanoclastite felsique
Unité stratigraphique encaissante	Fm. de Dubuisson	Fm. de Héva
Minéralisation (observations macroscopiques)	Py + Cpy + Gn ± Au natif	Py disséminée (traces)
Paragénèse (observations macroscopiques)	Qz + Ca + Ba ± Ab ± Chl±Bo	Qz + Ca + Tm
Altération des épontes	Chlorite, biotite	Négligeables
Teneurs en or	5-10 g/t, max 188 g/t	Négligeables
Relation avec S _p	Parallèles et sécantes	Sécantes
Déformation	Déformation intense, boudinage, démembrement, plissement	Déformation faible à moyenne, plissement
Relation avec les dykes	Veines recoupées par les dykes (à l'exception des dykes synvolcaniques)	Dykes recoupés par les veines
Chronologie relative p/r à la déformation régionale	Précoces (pré-déformation)	Tardives (tardi-déformation)

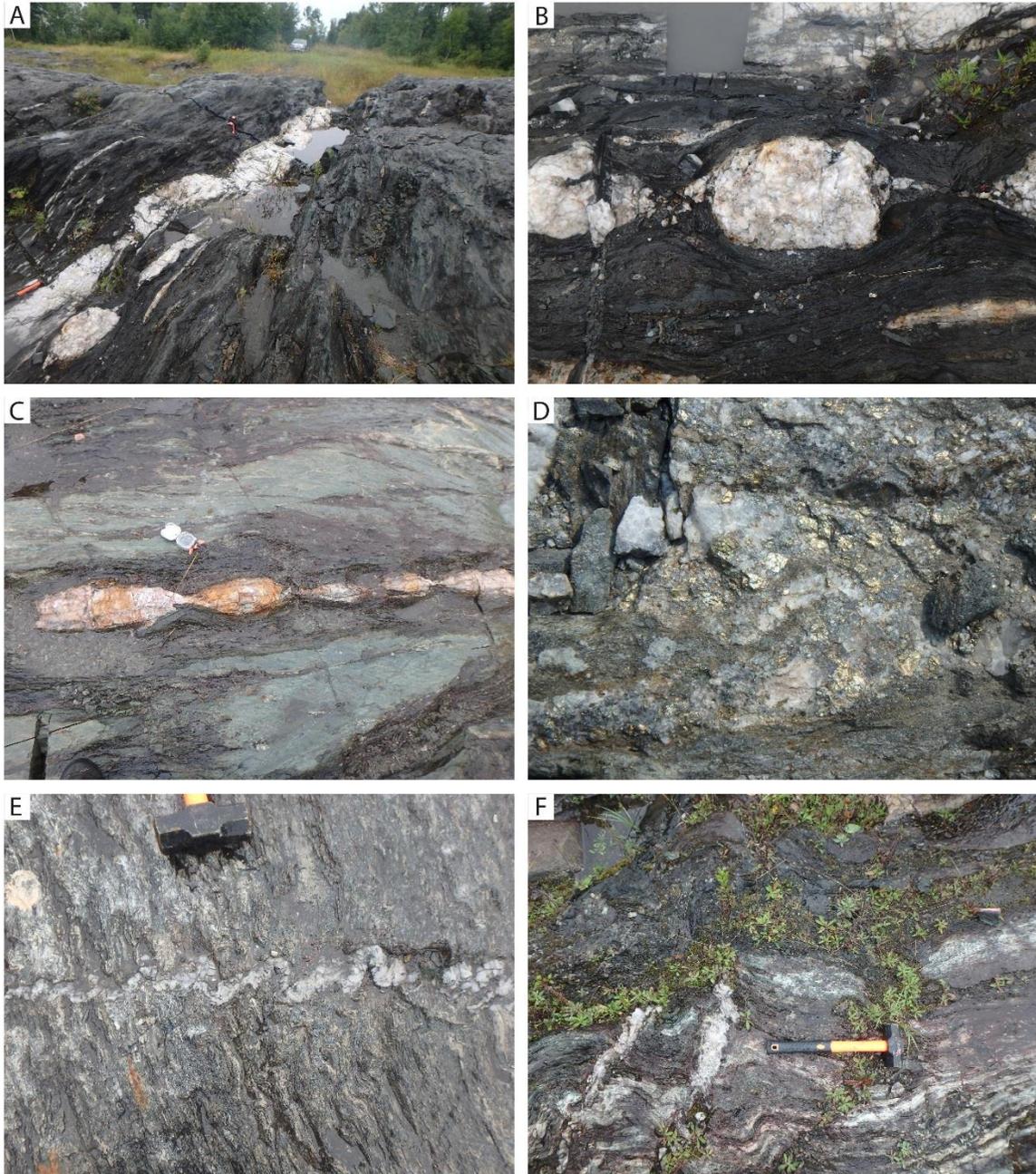


Figure 23 - Photographies des veines. A à D représentent les veines minéralisées (type 1), E et F représentent les veines orogéniques tardives (type 2). A) Veine minéralisée, boudinée et démembrée, encaissée dans la volcanite mafique, affleurement Ouest. B) Boudinage intense dans une veine minéralisée de l’affleurement Ouest. C) Veine boudinée avec développement d’un front d’altération hydrothermale (Chl-Bo) dans la volcanite mafique de l’affleurement Ouest. D) Minéralisation en pyrite, chalcopryrite et galène dans une veine de l’affleurement Ouest. E) Veine de Qz-Ca-Tl recoupant la schistosité principale et plissée par la celle-ci dans la volcanoclastite felsique de l’affleurement Est. F) Veines de Qz-Ca-Tm dans la volcanoclastite felsique de l’affleurement Est recoupée par le contact avec la volcanite mafique.

4.3. PARAGENÈSE ET MINÉRALOGIE

4.3.1. PHASES PRINCIPALES (MINÉRAUX TRANSLUCIDES)

Des observations macroscopiques des veines ont permis de définir visuellement la paragenèse des veines minéralisées. Celles-ci sont composées essentiellement de quartz, avec comme phases mineures la calcite, la chlorite et une phase blanchâtre faiblement translucide interprétée par Bousquet et Carrier (2008) comme étant de l'albite.

Une étude pétrographique réalisée sur 7 lames minces polies correspondant à 5 échantillons différents prélevés sur 5 veines minéralisées (type 1), combinée à des analyses chimiques au micro-XRF a permis de définir la paragenèse des veines. Celles-ci sont composées principalement de quartz (70-90%), de calcite (10-20%) et de barite (1-10%), avec localement de la chlorite, de la biotite, et des feldspaths interprétés comme étant de l'albite.

Le quartz présente une texture granoblastique avec une abondance de jonctions triples témoignant d'une recristallisation évidente. La déformation ductile se concentre essentiellement aux bordures des grains de quartz et dans les grains de barite et d'albite, lesquels sont légèrement séricitisés. Les grains d'albite sont partiellement recristallisés et montrent des reliques de macles polysynthétiques. La chlorite et la biotite semblent se concentrer principalement dans les bordures des veines.

Une zonalité minérale dans les veines (Figure 24) est compatible avec une évolution chimique du système hydrothermal minéralisateur. La partie externe des veines est composée d'un quartz laiteux, avec très peu de minéralisation en pyrite. Une partie intermédiaire laisse apparaître la calcite et les feldspaths ainsi que la minéralisation en

pyrite, chalcopryrite et galène et présente les plus fortes teneurs en métaux. Le quartz y est plus foncé (quartz fumé). La minéralisation aurifère apparaît dans cette partie. La partie centrale contient principalement de la barite en plus de la calcite et du quartz. De la malachite et de l'azurite provenant de la météorisation de la chalcopryrite sont présentes dans cette partie.

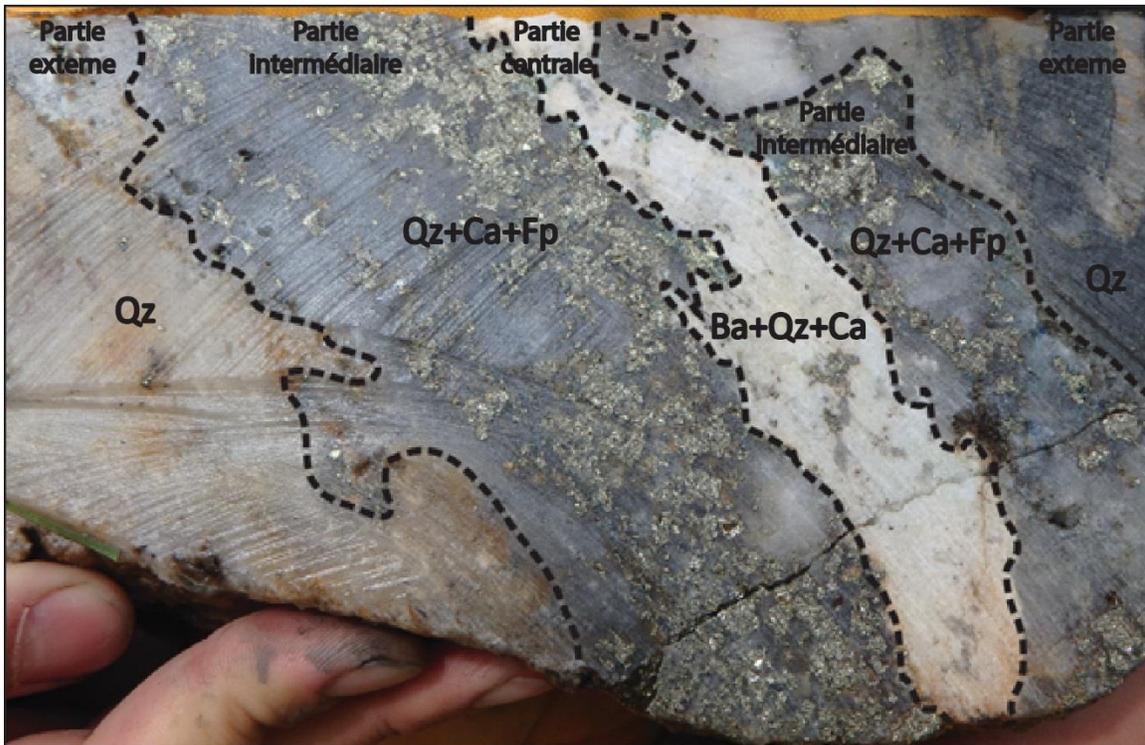


Figure 24 - Photographie d'un échantillon de veine minéralisée montrant une zonalité minéralogique formant un rubanement. La barite est le minéral blanc observé au centre de la veine.

4.3.2. PHASES MÉTALLIQUES (MINÉRAUX OPAQUES) ET TENEURS EN MÉTAUX

Des observations macroscopiques des veines minéralisées ont permis d'identifier les principaux minéraux composant la minéralisation. La pyrite est dominante et on observe également en plus faibles proportions de la galène et de la chalcopirite, avec localement quelques grains d'or dans l'échantillon FG-56 (cet échantillon présente les plus fortes teneurs en métaux précieux, soit 188 g/t Au et 1400 g/t Ag; Tableau 10). L'échantillon FG-41 est plus riche en chalcopirite et contient également des traces de malachite et d'azurite dans certaines fractures. Des teneurs en Cu jusqu'à 1,46% ont été mesurées dans cet échantillon.

Une étude pétrographique en lames minces (Figure 25) révèle la présence de traces de sphalérite et de pyrrhotite. D'autres minéraux exotiques n'ayant pu être identifiés en pétrographie ont été soumis à des analyses chimiques à la microsonde électronique. Ces analyses révèlent la présence de tellures d'argent et de tellures de bismuth en phases mineures (Figures 25B, 25D et 25E). Ces deux phases sont associées spatialement à la présence de grains d'or. Des teneurs en or jusqu'à 1300 ppm dans les tellures de bismuth et jusqu'à 42 800 ppm dans les tellures d'argent ont été mesurées. Des analyses chimiques à la microsonde réalisées sur des grains d'or ont permis d'en préciser la composition chimique : ceux-ci contiennent systématiquement entre 21 et 36% d'argent, ce qui correspond plutôt à une composition d'électrum. La couleur orangée des grains d'or (Figures 25C et 25D) est typique de l'électrum et supporte ces données. Les résultats des analyses chimiques à la microsonde électronique réalisées sur différents minéraux opaques sont présentés aux tableaux 11 et 12.

Des relations de recoupement entre les différentes phases métalliques ont pu être observées. La pyrite est la phase la plus ancienne et est recoupée par toutes les autres phases. Des inclusions de pyrrhotite et de sphalérite dans la pyrite vont dans le sens d'une cristallisation synchrone de ces minéraux. Étant donné la rareté et la faible dimension des cristaux de sphalérite et de pyrrhotite dans les échantillons, aucune relation de recoupement concluante impliquant ces minéraux n'a pu être observée. Des évidences de recoupement de la pyrite par la galène et la chalcopryrite (Figure 25A) suggèrent une mise en place ou une remobilisation tardive de ces dernières phases par rapport à la pyrite. Une veinule d'or dans une pyrite (Figure 25C) montre une évidence d'une minéralisation (ou remobilisation) aurifère postérieure à la mise en place de la pyrite. Le décalage de cette veinule d'or par une faille indique un épisode de déformation tardif par rapport à la minéralisation aurifère. La présence d'une veinule d'or, de tellurure d'argent et de chalcopryrite (Figure 25D) recoupant la pyrite abonde en ce sens. Le recoupement de la chalcopryrite par le tellurure d'argent et l'or dans cette même veine suggèrent une mise en place ou une remobilisation tardive de ces dernières par rapport à la chalcopryrite. Les cristaux de tellurure de bismuth et de tellurure d'argent qui recoupent clairement la galène et la chalcopryrite à la figure 25B supportent cette hypothèse. Les relations entre l'or natif et le tellurure d'argent dans cette veine suggèrent une cristallisation contemporaine de ces dernières phases. La figure 25E montre une inclusion de tellurure de bismuth et de tellurure d'argent dans une galène. La bordure de réaction entre le tellurure de bismuth et le tellurure d'argent suggère une séparation des deux phases et une cristallisation contemporaine de ces dernières.

L'ensemble des observations permet de proposer une chronologie relative de mise en place des différentes phases métalliques. Un premier événement amène la pyrite, la pyrrhotite et la sphalérite (Fe+Zn). Par la suite, la galène et la chalcopryrite (Pb+Cu+Fe) sont remobilisées lors d'un événement subséquent. Finalement, un troisième événement remobilise l'or natif (électrum), les tellures de bismuth et les tellures d'argent (Au+Ag+Te+Bi).

Tableau 10 - Résultats des analyses chimiques de différentes veines minéralisées. Les coordonnées UTM rapportées correspondent à la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Num.	UTME	UTMN	Au	Pt	Pd	Ag	As	Co	Cu	Mo	Ni	Pb	Zn
FG-40	711454	5345959	1110	0,25	0,25	18	0,005	0,0015	0,406	0,008	0,0015	0,027	0,0005
FG-41	711463	5345954	7740	1,3	0,6	85	0,005	0,0015	1,46	0,0015	0,008	0,029	0,002
FG-45	711561	5345930	2480	4,4	8,5	13	0,005	0,006	0,028	0,022	0,023	0,012	0,003
FG-56	711485	5345977	188000	3,3	2,5	1400	0,005	0,0015	0,853	0,0015	0,003	2,54	0,027
			ppb	ppb	ppb	ppm	%	%	%	%	%	%	%

Tableau 11 - Synthèse des résultats d'analyses chimiques à la microsonde électronique sur des sulfures contenus dans les veines minéralisées.

Phase minérale	Paramètre	S	Fe	Cu	Pb	Zn	As	Ni	Mn	Co
Chalcopyrite	Moyenne	35,32	30,45	33,1	0,128	185	263	674	209	100
	Écart-type	0,21	2,32	2,5	0,044	247	388	462	126	89
	Minimum	34,87	28,96	22,5	0,052	10	10	50	20	30
	Maximum	35,64	40,42	34,5	0,211	360	1590	1670	390	230
Galène	Moyenne	13,72	0,16	0,146	82,7	1360	305	567	268	170
	Écart-type	0,18	0,19	0,151	1,4	962	168	529	81	135
	Minimum	13,47	0,03	0,025	80,4	680	60	230	170	40
	Maximum	13,93	0,53	0,316	84,9	2040	490	1600	360	310
Pyrite	Moyenne	53,95	46,64	0,031	0,185	373	274	723	137	199
	Écart-type	0,24	0,40	0,022	0,050	204	440	369	75	96
	Minimum	53,33	45,75	0,005	0,119	90	30	190	20	30
	Maximum	54,28	47,34	0,062	0,283	770	2070	1240	260	360
Pyrrhotite	Moyenne	39,26	59,54	0,128	0,148	520	143	1580	366	110
	Écart-type	0,21	0,48	0,162	0,045	240	108	1899	193	-
	Minimum	38,94	58,72	0,021	0,086	350	30	130	190	110
	Maximum	39,51	60,19	0,314	0,213	690	340	4900	640	110
Sphalérite	Moyenne	33,64	6,90	0,987	0,157	562468	347	645	580	130
	Écart-type	0,34	2,90	1,344	0,018	23462	100	106	577	-
	Minimum	33,29	2,72	0,037	0,140	530250	270	570	40	130
	Maximum	33,97	9,11	1,937	0,182	586530	460	720	1390	130
		%Wt	%Wt	%Wt	%Wt	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm

Tableau 12 - Synthèse des résultats d'analyses chimiques à la microsonde électronique sur des phases métalliques contenues dans les veines minéralisées.

Phase minérale	Paramètre	Fe	Zn	Cu	As	Au	Bi	Ag	Te	Se
Tellure d'argent	Moyenne	0,2567	0,0807	0,1506	215	12379	220	59,399	34,746	323
	Écart-type	0,2306	0,0627	0,0754	112	15411	-	1,954	2,342	146
	Minimum	0,0140	0	0,0740	90	600	220	55,267	30,512	160
	Maximum	0,5510	0,1380	0,2690	310	42810	220	61,252	36,966	560
Tellure de bismuth	Moyenne	1,8950	0,0943	2,1118	0	640	606898	0,972	32,115	574
	Écart-type	2,4632	0,1020	2,0733	-	408	73441	1,498	3,042	342
	Minimum	0,0410	0,0130	0,0430	-	270	523680	0,095	28,652	190
	Maximum	5,1540	0,2420	4,2560	-	1300	718370	3,636	35,237	1030
Électrum (21% Ag)	Moyenne	0,0407	0,3630	0,1083	270	731118	6438	21,408	0,132	290
	Écart-type	0,0319	-	0,0963	259	21116	923	0,855	0,080	176
	Minimum	0,0140	0,3630	0	40	709830	5260	20,519	0,084	160
	Maximum	0,0760	0,3630	0,1840	550	753810	7510	22,536	0,251	550
		%Wt	%Wt	%Wt	ppm	ppm	ppm	%Wt	%Wt	ppm

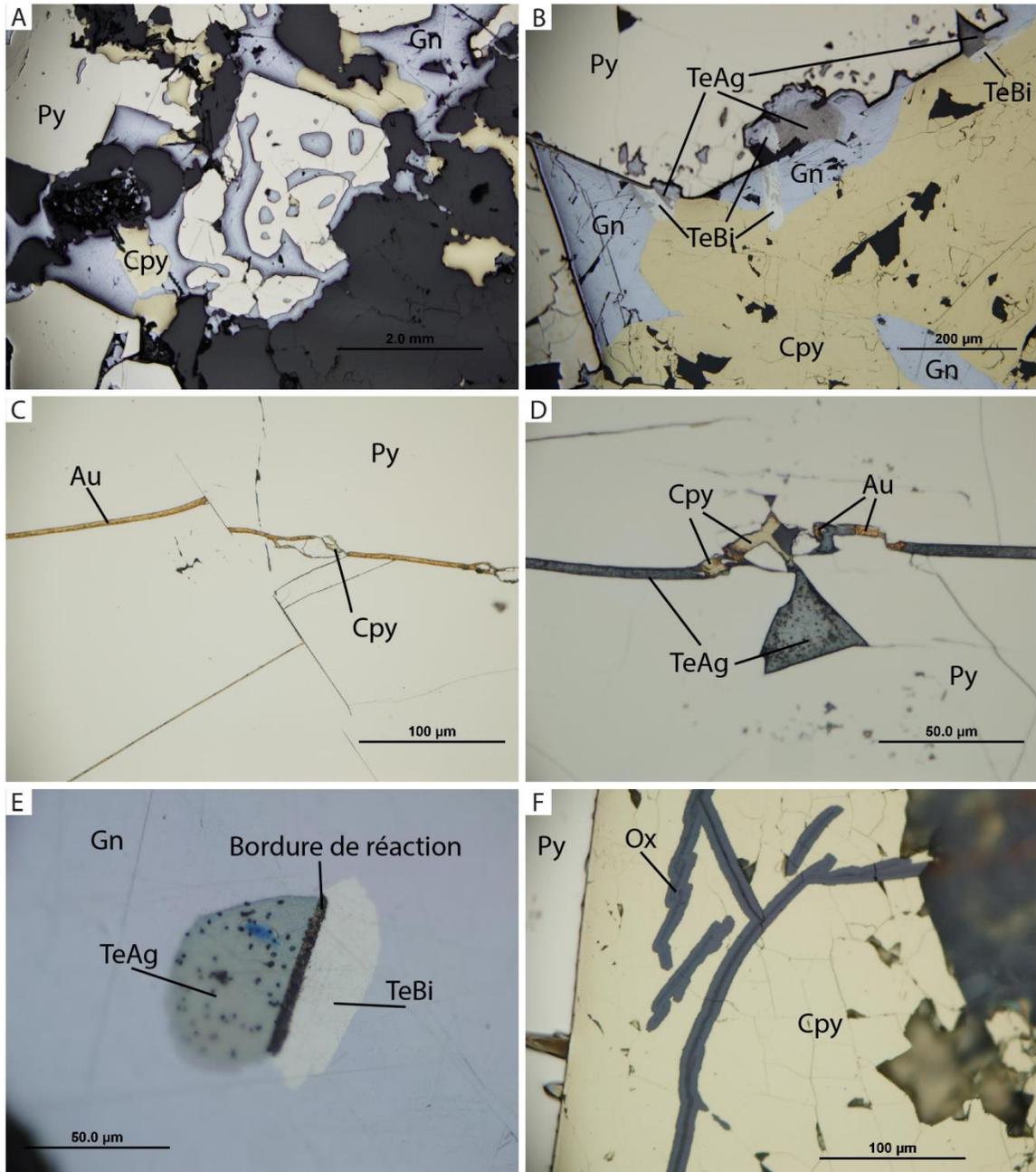


Figure 25 - Photographies des minéraux opaques dans les veines minéralisées en lames minces polies. A) Galène et chalcopryrite recoupant des grains de pyrite. B) Tellurures de bismuth et tellurures d'argent recoupant la galène et la chalcopryrite. C) Veinules d'or natif (électrum) et de chalcopryrite dans un grain de pyrite et décalage de la veine par une fracture tardive. D) Veinule de tellurures d'argent, d'or natif (électrum) et de chalcopryrite dans un grain de pyrite. E) Bordure de réaction entre un tellurure d'argent et un tellurure de bismuth en inclusion dans la galène. F) Front d'oxydation en bordure de fractures contenues dans un grain de pyrite. Abréviations : Au=or natif (électrum), TeAg=tellurure d'argent, TeBi=tellurure de bismuth, Cpy=chalcopryrite, Gn=galène, Ox=oxydation, Py=pyrite.

CHAPITRE 5 - ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

5.1. ALTÉRATION POTASSIQUE PRÉCOCE

Les épontes des veines minéralisées montrent une bordure d'altération noirâtre de quelques cm de part et d'autre (Figure 27A et 27B). Cette bordure se caractérise par une abondance accrue de biotite (de 15 à 30%). La biotite est également présente, mais en moindre proportion au sein de l'unité volcanique mafique. Elle est également abondante dans l'unité ultramafique présente sur l'affleurement Est où elle se développe dans des bandes formant un réseau en forme de stockwerk. Dans tous les cas, la biotite est affectée par la schistosité principale et est partiellement déstabilisée par la chlorite, résultat d'un métamorphisme rétrograde. De plus, cette biotite est recoupée par des cristaux d'actinote (Figure 27C et 27D), eux-mêmes recoupés par la chlorite, ce qui appuie l'hypothèse d'une mise en place relativement précoce de la biotite. Considérant les éléments décrits plus haut, la biotite est interprétée être d'origine hydrothermale.

Un bilan de masse calculé par la méthode de modélisation des précurseurs telle que décrite par Trépanier et al. (2011) indique la présence de fortes altérations dans les roches volcaniques du secteur d'étude (Tableau 13) avec des pertes au feu dépassant les 10% dans plusieurs cas. Le calcul n'a pas été réalisé sur les dykes de diorite, leur possible affinité avec les lamprophyres, ne permettant pas d'appliquer la méthode de Trépanier et al. (2011). Les roches volcaniques altérées particulièrement au pourtour des veines enregistrent des gains ou des pertes variables pour les différents oxydes FeO, CaO, MgO, Na₂O et SiO₂. Mais de manière générale on observe des gains positifs en K₂O. Les valeurs sont exprimées en gramme et représentent des taux d'enrichissement au-delà de 100% dans plusieurs des cas. Les roches ultramafiques sont celles qui subissent le plus de

changement de masse de manière générale avec des gains en K₂O pouvant aller jusqu'à 4,5g. La position des roches ultramafiques sur l'affleurement Est correspond aux zones de stockwerk à biotite décrite précédemment. Les analyses lithogéochimiques des épontes d'une veine minéralisée montrent également des enrichissements en Sr et Ba.

Cette altération potassique est interprétée comme étant associée directement à la mise en place des veines minéralisées. Cette hypothèse est soutenue par la plus grande proportion de biotite dans les épontes et à proximité des veines et par l'absence et/ou l'abondance beaucoup moins grande de biotite dans les unités volcaniques mafiques.

Tableau 13 – Calcul des bilans de masse par la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2011) pour les roches volcaniques les plus altérées (exprimés en grammes).

Num.	Litho.	LOI	CaO	FeOT	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	SiO ₂
FG-81	V1	4.82	-3.96	1.43	2.41	0.14	-3.95	5.65
FG-04	V3	7.09	-0.66	0.11	2.58	0.58	0.88	-2.82
FG-09	V3	6.97	-0.88	0.80	2.81	0.29	1.28	-1.81
FG-57	V3	7.87	2.95	-2.45	1.10	-1.97	0.56	6.30
FG-58	V3	6.38	-4.12	1.90	0.94	1.89	0.35	-5.18
FG-83	V3	6.76	0.79	-2.28	0.71	-2.80	0.61	2.24
FG-84	V3	10.46	10.76	2.43	1.30	0.70	0.49	29.79
FG-85	V4	11.97	24.02	13.70	4.50	11.53	-2.56	27.93
FG-86	V4	11.04	13.47	1.42	1.18	-9.75	0.11	7.61
FG-92	V4	9.49	13.41	0.62	1.35	-9.84	0.94	3.58

5.2. CARBONATATION PERVASIVE

On note la présence de veinules de quartz-calcite distribuées de façon hétérogène sur la zone d'étude. Ces veinules de Qz-Cc occupent parfois jusqu'à 10% des lithologies hôtes. L'étude pétrographique révèle la présence systématique de calcite disséminée et en veinules tardives, qui recourent la schistosité principale (S₁), dans des proportions variables (de traces à 20%) dans toutes les unités volcaniques et volcanoclastiques (quoique beaucoup moins abondante dans les unités volcanoclastiques) témoignant d'une

carbonatation pervasive des roches par des fluides hydrothermaux. Cette carbonatation est également présente dans les dykes synvolcaniques de gabbro et dans les dykes de diorite.

Une petite zone d'altération hydrothermale en calcite, orientée approximativement 100°, d'environ 1 m de largeur et pouvant être suivie sur une distance d'environ 10 mètres est présente au NE de l'affleurement Ouest (Figures 28E et 28F). Celle-ci pourrait également représenter un niveau plus poreux traversé préférentiellement par les fluides hydrothermaux.

Cette carbonatation est interprétée comme le résultat d'une altération hydrothermale d'origine orogénique. Bien que les altérations orogéniques soient communément associées à une carbonatation en ankérite, l'hypothèse d'une altération d'origine orogénique par des fluides métamorphiques reste envisageable puisqu'une altération en calcite est associée à plusieurs minéralisations aurifères orogéniques (Groves et al., 1998). L'absence d'ankérite suggère une faible concentration de Fe^{2+} en solution dans le fluide au moment où l'altération s'est formée.

5.3. PYRITISATION DANS LA VOLCANOCLASTITE FELSIQUE

L'unité volcanoclastique felsique sur l'affleurement Est (Figure 26) renferme une zone riche en pyrite fortement altérée et oxydée, de dimension décimétrique à métrique, affectée par la schistosité de flux, qui peut être suivie sur environ 25 mètres (Figures 28C et 28D). L'attitude de cette zone, s'il s'agit d'un horizon concordant riche en sulfures, pourrait représenter une bonne estimation de la direction globale de la stratification de la

roche dans le secteur Est. Cette zone pourrait correspondre à un niveau plus poreux que les fluides hydrothermaux auraient parcouru préférentiellement.

Certains échantillons récoltés dans cette zone contiennent jusqu'à 50% de pyrite. Cette pyrite présente une granulométrie très fine et est intensément altérée, si bien qu'elle est difficilement identifiable, même en section polie. Des analyses chimiques à la microsonde électronique ont toutefois permis d'en préciser la nature et de confirmer qu'il s'agissait bien de pyrite. Des analyses lithogéochimiques ont été effectuées dans la zone pyriteuse. Un important ajout en fer (pyrite), entraînant une diminution de la concentration relative en SiO_2 , laisse croire à une composition plutôt intermédiaire alors que le protolithe frais est clairement felsique, de composition rhyolitique.

5.4. ALTÉRATION POTASSIQUE TARDIVE

On observe localement sur l'affleurement Est des veinules millimétriques tardives de spécularite (hématite spéculaire) qui sont sécantes à la schistosité de flux et qui recourent les dykes de diorites du faciès lamprophyre ainsi que les dykes monzonitiques. Ces veinules dessinent un arrangement en stockwerk. On retrouve ces veinules exclusivement à l'intérieur des volcanites mafiques et ultramafiques, dans les secteurs où la roche encaissante est silicifiée. L'étude pétrographique a révélé que ces veinules sont composées principalement de feldspaths potassiques et de carbonates. Ces veinules présentent une hématisation pervasive et on note un plaquage de spécularite sur les plans des fractures. Ces veinules sont interprétées comme une altération potassique tardive, possiblement d'origine magmatique, et qui pourrait être associée à la mise en place du pluton central (Figure 3). Des veines semblables ont été décrites par Lauzière (1989) et

Fayol et Jébrak. (2017) à la mine Lac Bachelor et ont également été interprétées comme des veines d'origine magmatique.

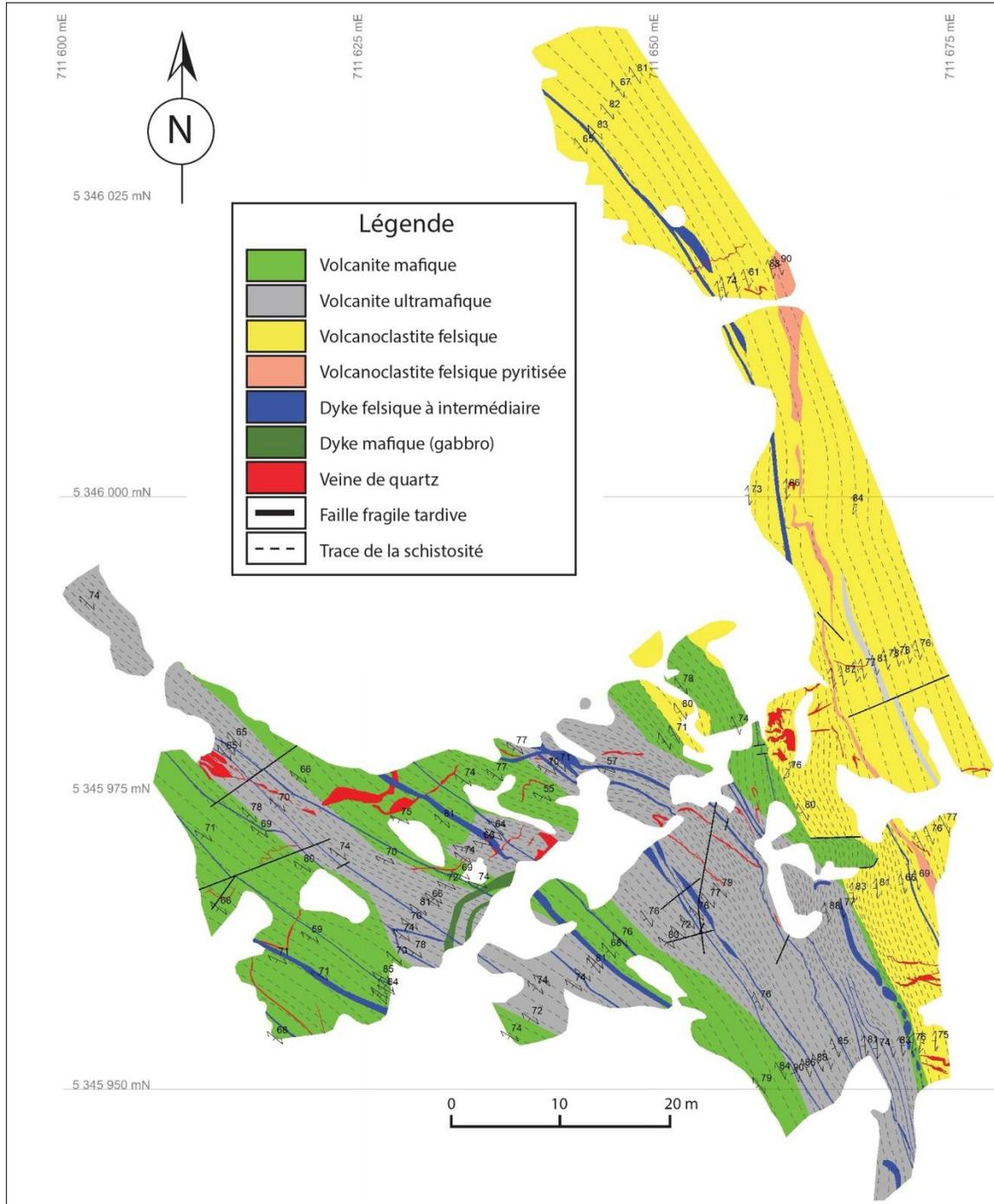


Figure 26 – Cartographie de l’affleurement Est montrant l’emplacement de la zone pyritisée dans la volcanoclastite felsique.



Figure 27 – Photographies des altérations associées aux veines minéralisées A) et B) Halo d’altération pluridécimétrique en bordure des veines minéralisées. C) et D) Cristaux d’amphiboles métamorphiques recoupant une biotite hydrothermale précoce.

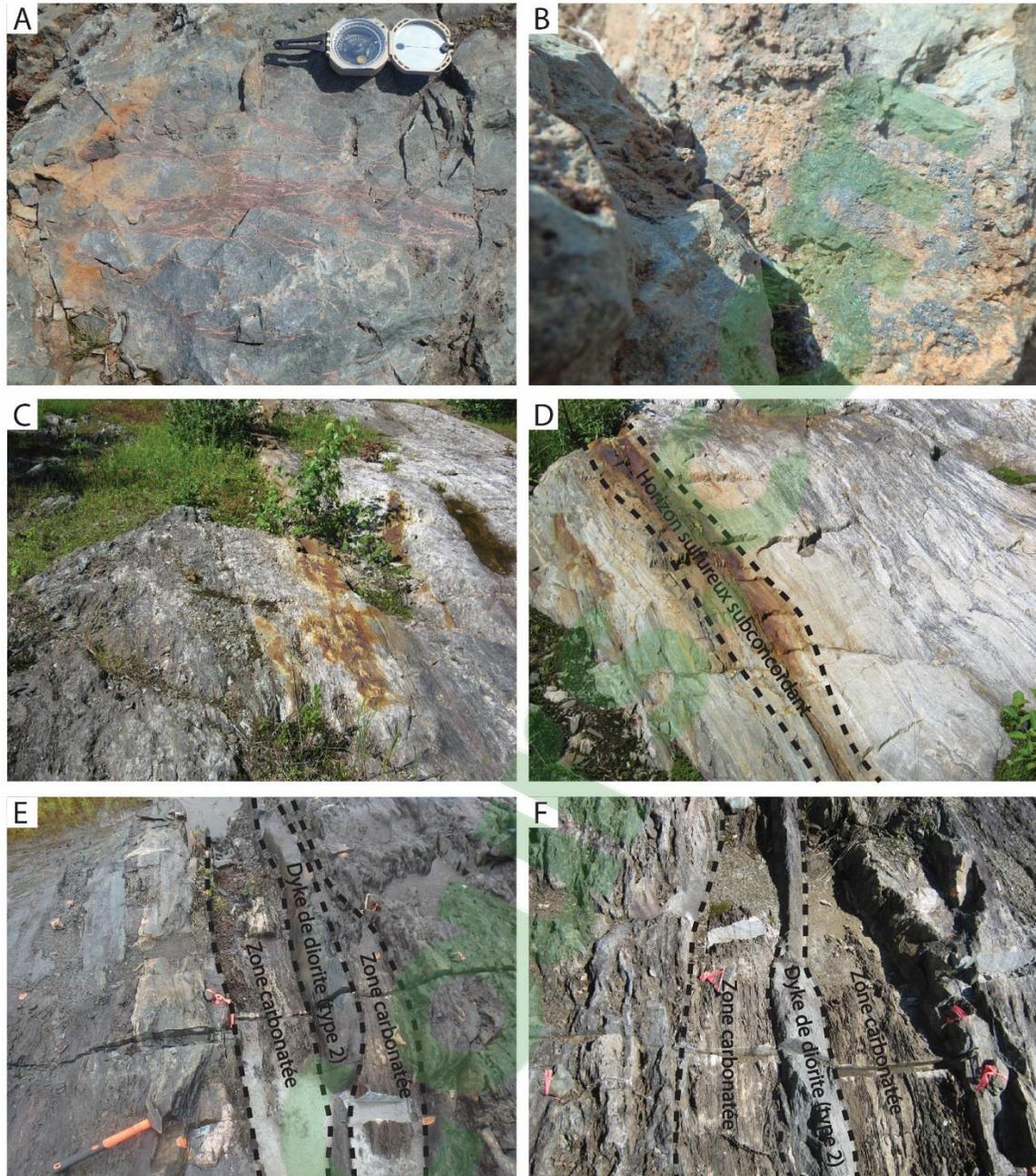


Figure 28 – Photographies de différentes altérations hydrothermales n'étant pas associées aux veines minéralisées. A) Veinules tardives de feldspath potassique, calcite et spécularite dans la volcanite mafique sur l'affleurement Est. B) Plaquage de spécularite sur un plan de fracture. C) et D) Horizon pyritisé subconcordant dans la volcanoclastite felsique sur l'affleurement Est. E) et F) Zone d'altération en calcite dans la volcanite mafique sur l'affleurement Ouest.

CHAPITRE 6 – SYNTHÈSE ET DISCUSSION

6.1. CLASSIFICATION DES DYKES DE DIORITE

L’affleurement Ouest présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques d’affinité transitionnelle à calco-alkaline. Les dykes de diorite, sur la base de leur composition géochimique, peuvent être subdivisés en 3 types. Les dykes de diorite de type 1 sont de couleur grisâtres et à dominance de biotite et de chlorite. Ces dykes sont recoupés par les types 2 et 2b (noirâtres), lesquels sont à dominance d’amphiboles et de biotite, et par les dykes de type 3 et 3b (verdâtres) à dominance d’amphiboles. Les figures 12A et 12C montre des relations de recoupement entre les différents types de dykes de diorite et les veines de quartz minéralisées. Ces relations sont déterminantes dans l’établissement de la chronologie relative de mise en place de ceux-ci.

Ces trois types de dykes sont affectés par la schistosité principale et montrent des linéations d’étirement semblables en intensité et en attitude aux unités volcaniques encaissantes. Les dykes semblent ainsi avoir enregistré l’ensemble des événements de déformation, ce qui permet de conclure à une mise en place pré- à syntectonique.

Plusieurs dykes de diorites à amphibole et à biotite observés sur la zone d’étude présentent des analogies avec les lamprophyres calco-alkalins. Des cœurs d’amphiboles primaires ont été identifiés par Mathieu et al. (2017) dans un dyke de type 3 (échantillon FG07), appuyant l’hypothèse que certains de ces dykes puissent s’apparenter à des lamprophyres. Le diagramme de terres rares fortement fractionné dans ce même dyke va également dans le sens de cette interprétation (Figure 10A). Toutefois, le caractère potassique reconnue dans plusieurs pourrait en partie provenir de l’altération

hydrothermale qui affecte l'ensemble du secteur. De plus, il est possible que l'ensemble des amphiboles contenues dans ces dykes soit le résultat du métamorphisme régional. Il est donc difficile pour le moment de classer formellement ces dykes dans la catégorie des lamprophyres.

6.2. FAILLE DE RIVIÈRE-HÉVA

Le terrain d'étude expose une zone de déformation régionale initialement reconnue par Daigneault (1996) et Daigneault et al. (2002). Cette zone a été prolongée et nommée zone de faille de Rivière-Héva (Pilote et al., 2014). Ce couloir de déformation, d'une épaisseur moyenne d'environ 300 m, peut être suivi sur une distance de plus de 80 km.

Sur la zone d'étude, la déformation y est anastomosée et concentrée à l'intérieur de couloirs de déformation présentant un IAP variant de 3 à 5. La déformation culmine sur l'affleurement Est sur le plan de la Faille de Rivière-Héva qui met en contact des roches volcaniques mafiques au sud et des roches volcanoclastiques felsique au nord. À cet endroit, les volcanoclastites felsiques présentent la plus forte anisotropie planaire (IAP) et de fortes linéations d'étirement subhorizontales. De nombreux clivages de crénulation affectent cette unité, laquelle s'avère profondément déformée à cet endroit.

6.3 INVERSION STRATIGRAPHIQUE

La zone d'étude expose un contact majeur entre deux unités stratigraphiques distinctes. L'affleurement Est expose des roches felsiques qui sont associées chronologiquement et chimiquement à la Formation de Héva, datée à 2702 - 2698 Ma selon Pilote et al. (2014), alors que les roches mafiques de l'affleurement Ouest font

parties de la Formation de Dubuisson datée à 2708 Ma (Pilote et al., 2007). La présence d'unités ultramafiques dans l'affleurement Ouest est en accord avec cette attribution.

L'absence de dykes de diorites dans l'unité de volcanoclastites felsiques de l'affleurement Est suggère que ce contact correspond à une faille significative. Considérant une séquence globalement à sommet sud, une unité plus vieille (Dubuisson) se retrouvant stratigraphiquement au-dessus d'une unité plus jeune (Héva) implique la présence d'une faille de chevauchement. La juxtaposition entre le Héva et le Dubuisson le long de la Faille de Rivière-Héva a probablement eu lieu après l'introduction des dykes de diorites. Ce scénario permet d'expliquer l'absence des dykes de diorites et de veines aurifères dans les roches de la Formation de Héva.

La Faille de Rivière-Héva peut donc être considérée comme une des failles majeures de la Sous-province de l'Abitibi qui a généré une inversion stratigraphique. L'hypothèse d'une faille de chevauchement lors de l'épisode principal de déformation est la plus plausible, considérant le pendage sud de la faille. Ce mouvement en chevauchement permet d'accoler les deux formations géologiques donnant lieu à l'inversion stratigraphique.

6.4. MINÉRALISATION AURIFÈRE

Les veines minéralisées observables sur la zone d'étude sont d'épaisseur submétrique et se suivent sur plusieurs dizaines de mètres. Outre le quartz ces veines contiennent de la calcite et de la barite, ainsi que les phases sulfurées pyrite, chalcopryrite et galène. Elles contiennent localement des teneurs allant jusqu'à 188 g/t Au (avec

quelques grains d'or visibles) et 1400 g/t Ag. On y reconnaît également des minéraux porteurs de tellure et de bismuth (tellures d'argent, tellures de bismuth).

6.4.1. RELATIONS DÉFORMATION-MINÉRALISATION-ALTÉRATION-MAGMATISME

Les veines de quartz aurifères fortement déformées sont interprétées comme étant précoces, pré-déformation régionale. Les veines sont fortement déformées (plissées, boudinées et démembrées) et subparallèles à la schistosité principale.

Les veines sont associées à une forte altération potassique qui se traduit par la présence de biotite dans les roches encaissantes. Cette altération s'intensifie dans les épontes des veines.

Tous les dykes de diorites sont affectés par la schistosité principale et recourent les veines minéralisées. Des datations radiogéniques U-Pb, réalisées par le MERN et la Commission Géologique du Canada (V. McNicoll) et intégrées dans Guay et al. (2018), indiquent un âge de 2694,3±2,5 Ma pour un de ces dykes (type 1), contraignant ainsi la mise en place de la minéralisation aurifère avant cet âge et soutenant l'hypothèse d'un événement aurifère précoce dans l'histoire de la région. Daigneault et al. (2004) estiment que l'apogée de la déformation dans la portion sud de l'Abitibi se situe entre 2670 et 2675 Ma pour l'acquisition de l'empreinte ductile et la formation de la schistosité. Une mise en place des veines avant 2694 Ma s'avère ainsi compatible avec les relations chronologiques observées.

6.4.2. TYPOLOGIE DE LA MINÉRALISATION

Le caractère précoce des veines aurifères est l'argument majeur dans la détermination de la typologie de la minéralisation.

Les textures primaires des veines minéralisées, comme le rubanement suggérant plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage et les cristaux de quartz idiomorphes pyramidaux suggérant une cristallisation en contexte sub-surface (Vearncombe, 1993) et les fortes concentrations en métaux de base (Cu, Pb) peuvent être compatibles avec une minéralisation de type épithermal neutre (Tosdal et al., 2009; Sillitoe, 1993; Hedenquist et al., 2000; Garde et al., 2012).

Toutefois, le cortège métallique (Au, Ag, Te, Bi) et la paragenèse (quartz, calcite, barite, albite) des veines minéralisées, de même que la présence d'une altération potassique concentrée dans les épontes des veines s'intègrent également dans un contexte de minéralisation associée à une intrusion (modèle IRGS; Sillitoe et Thompson, 1998). L'hypothèse d'un système hybride épithermal-IRGS est aussi envisageable.

Le modèle orogénique se doit également d'être considéré. Les veines aurifères sont encaissées dans une zone de déformation majeure et les roches encaissantes sont affectées par une carbonatation pervasive. Toutefois cette interprétation est plus difficile à réconcilier avec la paragenèse des veines (présence de barite), le minéral de carbonate dominant est la calcite plutôt que l'ankérite ou la dolomie, le cortège métallique (fortes concentrations en métaux de base), la chronologie de la déformation (veines boudinées et démembrées) et le fait que les veines soient systématiquement recoupées par les dykes de diorites dont un a livré un âge de $2694,3 \pm 2,5$ Ma (David et al., 2017; Guay et al., 2018). Toutefois, la mise en place des veines orogéniques est communément reconnue comme un événement prenant place plus tardivement durant la déformation régionale. Si ces minéralisations appartenaient au type orogénique, une condition essentielle serait que leur mise en place soit antérieure à environ 2694 Ma, pour expliquer nos observations. Une

telle interprétation est incompatible avec l'âge des volcanites de la Formation de Héva, situées immédiatement au Nord. Il est par contre fort plausible que des fluides orogéniques aient participé plus tardivement à une remobilisation et/ou à un enrichissement en or dans les veines préexistantes, à la faveur des larges zones de cisaillement développées sur ces affleurements.

Les principales caractéristiques des modèles épithermal neutre (« *low sulfidation* ») et IRGS (« *Intrusion related gold system* ») sont présentées au tableau 14. On peut constater que plusieurs des caractéristiques et des signatures métalliques des veines de la zone d'étude sont rencontrées chez ces modèles de gisements aurifères et qu'ils sont applicables pour expliquer la genèse des veines observées.

Tableau 14 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens selon les modèles épithermal neutre et IRGS.

Type de minéralisation	Modèle épithermal neutre (« <i>Low sulfidation</i> »)	Modèle IRGS (minéralisation associée à une intrusion)
Style de minéralisation	Veines (rubanées), stockwerk de remplacement, brèche	Disséminée, brèche, réseaux de veines parallèles
Paragenèse (gangue)	Qz, Ca, adulaire, illite, barite	Qz, Tl, Ksp, Chl, Ca, barite
Sulfures	Py, Sp, Gn, Cpy, Asp, Au	Py, Asp, Po, Au
Cortège métallique	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Hg	Au, As, Bi, Te, Sb, W, Mo, pauvre en métaux de base
Altérations hydrothermales	Adulaire (ksp), carbonatation, séricitisation, chloritisation, smectite, illite, propylitique	Albitisation, séricitisation, hématisation, sulfuration, carbonatation, silicification, altération potassique
Teneur et tonnage	10 à 100 g/t 0.1 à 100 Mt	1-20 g/t Au 1 à 100 Mt
Roches associées	Roches volcaniques calco-alkalines (généralement jeunes)	Intrusion calco-alkaline à sub-alkaline de composition intermédiaires à felsiques (à texture porphyrique), dykes d'aplite, de pegmatite et de lamprophyre
Contrôle structural régional	Failles synvolcaniques	Failles
Source des fluides	Eau de surface (eau météorique) ± fluides magmatiques (pulses)	Magmatique
Contexte tectonique	Arc, zone de subduction, volcanisme actif	Zone de subduction, arc continental, orogène, bassin d'arrière-arc
Profondeur de formation	Subsurface (<1km)	2-5 km
Chronologie	Syn-volcanique	Syn-magmatique
Références principales	Tosdal et al. (2009); Hedenquist et al. (2000), Sillitoe (1993) Garde et al. (2012)	Hart (2005); Lang et Baker (2001); Sillitoe et Thompson (1998)

Bien que les modèles « épithermal neutre » et « IRGS » soient tous les deux compatibles avec les observations, la présence de barite dans les veines et la contraction anormale en Ba dans les épontes des veines sont des éléments discriminants en faveur du modèle épithermal neutre. D'importantes concentrations en Te et Bi suggèrent une contribution par des fluides minéralisateurs d'origine magmatiques, comme c'est souvent reconnu dans le cas des systèmes épithermaux neutres. Les évidences de remobilisation de l'or et de certains sulfures dans les veines de même que la carbonatation pervasive des roches encaissantes suggèrent une remobilisation tardive par des fluides métamorphiques durant un événement orogénique.

6.5. CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS

Un modèle présentant la chronologie relative de mise en place des différentes lithologies et des veines minéralisées ainsi que l'évolution de la déformation ductile est présenté à la figure 29. Ce modèle comprend quatre étapes distinctes.

À l'étape 1 (Figure 29A), les roches volcaniques de la Formation de Dubuisson (2708 ± 2 Ma; Pilote et al., 2007) se mettent en place (*redondant...*). Les veines aurifères précoces s'insèrent à cette étape, avant le début de la déformation ductile. Les différents types de dykes de diorites s'introduisent, recoupant les veines minéralisées (Figures 11 et 12). Les dykes de diorite précoces de type 1 (2694 Ma) se mettent en place de manière contemporaine au volcanisme de la Formation de Héva (2698 Ma). Par la suite les dykes de diorite de types 2 et 3 s'injectent possiblement à l'amorce de la déformation. La figure 29A montre l'organisation primaire du système avant le début de la déformation ductile.

À l'étape 2 (Figure 29B), la déformation ductile débute par un mouvement en compression (raccourcissement NE-SO) formant la schistosité principale (S1) accompagnée de linéations d'étirement à composante pendage. Les veines minéralisées sont parallélisées à la trajectoire de la schistosité. Des plis P1, dont le plan axial est la schistosité S1, viennent affecter les veines. Les dykes et les veines minéralisées sont déformés et boudinés. Un mouvement en chevauchement sur la Faille de Rivière-Héva vient accoler l'une sur l'autre la Formation de Héva et la Formation de Dubuisson, produisant l'inversion stratigraphique discutée précédemment. L'intrusion centrale se met en place ($2690,7 \pm 6,3$ Ma; David et al., 2017). Cette intrusion représente la cause probable de la flexure dans la trajectoire de la schistosité principale et du clivage de crénulation.

À l'étape 3 (Figure 29C), la déformation ductile évolue en raccourcissement NO-SE compatible avec un mouvement en décrochement dextre sur la Faille de Rivière-Héva, formant un clivage de crénulation NE-SO et des linéations d'étirement à composante directionnelle. Cette phase peut être associée avec l'événement de décrochement dextre tardif reconnu le long des grands couloirs de déformation de la Zone Volcanique Sud par Daigneault et al. (2002) et Bedeaux et al. (2017).

CHAPITRE 7 – CONCLUSIONS

Les roches de la zone d'étude s'insèrent stratigraphiquement dans les Groupes de Louvicourt (Formation de Héva) dans la partie nord-est et de Malartic (Formation de Dubuisson) dans la partie sud-ouest. On y reconnaît principalement un assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques (basaltes et basaltes komatiitiques) d'affinité tholéiitique au sud-ouest en contact avec une unité volcanoclastique felsique (tuf à lapilli) d'affinité calco-alcaline située plus au nord-est.

Les roches de ce secteur montrent un degré élevé de déformation ductile. La schistosité principale S1 est très fortement développée et orientée en moyenne $132^{\circ}/79^{\circ}$. L'ensemble de la déformation du secteur fait partie du couloir de déformation de la Faille de Rivière-Héva, qui culmine au contact entre les volcanites mafiques et les volcanoclastites felsiques. Les linéations d'étirement montrent des attitudes variables, passant d'une composante pendage à une composante directionnelle dans les zones plus déformées. Ces variations dans les plongées des linéations et la présence des nombreux clivages de crénulation supportent et indiquent une déformation polyphasée qui passe d'un raccourcissement vers un décrochement dextre tardif.

Une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques est observés dans la zone d'étude. L'étude pétrographique et les analyses lithogéochimiques ont permis de distinguer 7 familles de dykes,

- 1) une famille synvolcanique de gabbro,
- 2) une suite de diorites présente uniquement dans les roches volcaniques mafiques et se divisant en trois familles principales soit : un type 1, gris clair, à biotite et d'épaisseur de

20 à 30 cm; un type 2 plus foncé, à biotite et hornblende et de 5 à 10 cm d'épaisseur; et un type 3 verdâtre, d'une épaisseur moyenne de 5 cm. Les types 2 et 3 constituent des faciès de lamprophyre.

3) des porphyres feldspathiques présents dans l'unité volcanoclastique felsique,

4) une diorite quartzifère,

5) une monzonite quartzifère tardive pouvant être associée au pluton central multiphasé.

Les gabbros montrent plutôt une affinité transitionnelle alors que les autres dykes sont tous d'affinité calco-alcaline.

Des veines aurifères d'épaisseur submétrique se suivent sur quelques dizaines de mètres. Outre le quartz, ces veines contiennent de la calcite et de la barite ainsi que les phases sulfurées pyrite, chalcopyrite et galène. Elles contiennent localement des teneurs allant jusqu'à 188 g/t Au (avec quelques grains d'or visibles) et 1400 g/t Ag. On y reconnaît également des teneurs non négligeables en tellure et bismuth. Les veines sont fortement déformées (plissées, boudinées et démembrées) et subparallèles à la schistosité principale (S_1).

Les veines de quartz aurifères sont systématiquement recoupées par les dykes de diorite. Ces veines, fortement déformées, sont recoupées par l'un des dykes dioritique de type 1 et leur mise en place doit ainsi s'être réalisée avant 2694 Ma. Ces points indiquent que ces veines représentent ainsi un événement aurifère précoce de type filonien dans l'histoire géologique de la région. Le modèle épithermal neutre satisfait à la plupart de nos observations et nous apparaît compatible avec les caractéristiques observées dans les veines ainsi qu'avec le caractère précoce de celles-ci.

RÉFÉRENCES

- BACKMANN, O.L. (1936) - Geology of Siscoe gold mine. Canadian Mining Journal; 57 (10): 467-475.
- BARRETT, T. J., MacLEAN, W. H. (1994). Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 11, pages 433-467.
- BEAUDOIN, A., TRUDEL, P. (1989). Géologie des mines New Alger, Wood Cadillac, Central Cadillac, Pandora, Lapa Cadillac et Mic Mac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 88-25.
- BEDEAUX, P., PILOTE, P., DAIGNEAULT, R. RAFINI, S. (2017). Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada. Ore Geology Reviews, 82 : 49–69.
- BERTRAND-BLANCHETTE, S. (2016). Géologie et minéralisations aurifères de la Zone no. 8 Orion, secteur Malartic Hygrade, région de Malartic. Mémoire de maîtrise non-publié, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 160 pages.
- BOUCHARD, M. F. (1980). Région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-791, 10 pages.
- BOUSQUET, D., CARRIER, A. (2008). Travaux de décapage sur l'indice « RLM », propriété Malartic Lake Shore, Corporation Minière Golden Share. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec; filière des travaux statutaires, GM 64349, 69 pages. 5 cartes.
- BOUSQUET, D., CARRIER, A. (2009a). Programme de forage 2008 sur l'indice aurifère « RLM », propriété Malartic Lake Shore, Corporation Minière Golden Share. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec; filière des travaux statutaires, GM 64938, 932 pages, 20 cartes.
- BOUSQUET, D., CARRIER, A. (2009b). Programme de forage 2009 sur l'indice aurifère « RLM », propriété Malartic Lake Shore, Corporation Minière Golden Share. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec; filière des travaux statutaires, GM 64939, 376 pages, 19 cartes.
- CARD, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, 48 (1): 99-156.
- CHARTRAND, F. (1991). Geological setting of volcanogenic massive sulfide deposit in the Central Pyroclastic Belt, Val-d'Or. *Dans: Geology and gold, rare element, and base metal mineralization of the Val-d'Or area, Quebec, Édité par F. Chartrand.* Society of Economic Geologists, Guidebook series, 9, p. 75-89.

- CHOWN, E., DAIGNEAULT, R., MUELLER, W., MORTENSEN, J. (1992). Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 (10): 2211-2225.
- CHOWN, E. H., HARRAP, R., MOUKHSIL, A. (2002). The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*, 115 (1): 291-310.
- CORFU, F., KROGH, T.E., KWOK, Y.Y., JENSEN, L.S. (1989). U–Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, 26: 1747–1763.
- COUTURE, J.-F. - PILOTE, P. - MACHADO, N. - DESROCHERS, J.-P. (1994). Timing of gold mineralization in the Val-d’Or district, southern Abitibi belt: evidence for two distinct mineralizing events. *Economic Geology*; 89 : 1542-1551.
- DAIGNEAULT, R. (1991). Déformation et cisaillement, concepts et applications. Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec; DV 89-16, 49 p.
- DAIGNEAULT, R. (1996). Couloirs de déformation de la Sous-province de l’Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 132 p.
- DAIGNEAULT, R., ROY, D. (2012). Chapitre 6 - Différents concepts et méthodes en analyse structurale. Notes de cours de géologie structurale, manuel non publié, Université du Québec à Chicoutimi.
- DAIGNEAULT, R., ARCHAMBAULT, G. (1990). Les grands couloirs de déformations de déformation de la Sous-province de l’Abitibi. *Dans La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d’exploration minière. L’Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43: 43-64.*
- DAIGNEAULT, R., MUELLER, W., CHOWN, E. (2002). Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, 115 (1): 261-290.
- DAIGNEAULT, R., MUELLER, W. U., CHOWN, E. H. (2004). Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Developments in Precambrian Geology*, 12: 88-103.
- DAVID, J., PILOTE, P., HAMMOUCHE, H., LECLERC, F., TALLA TAKAM, F (2017). Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2013-2014.. Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles du Québec (en préparation).
- DAVIS, D.W. (1998). Speculations on the formation and crustal structure of the Superior Province from U-Pb geochronology; in Western Superior Transect Fourth Annual Workshop. Lithoprobe Secretariat, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, Lithoprobe Report No. 65, pages 21-28.

- DAVIS, D. W. (2002). U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, 115 (1): 97-117.
- DESROCHERS, J.-P., HUBERT, C., PILOTE, P. (1996a). Géologie de la région de Val-d'Or – Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 96-01, 123 pages.
- DESROCHERS, J.-P., HUBERT, C., PILOTE, P. (1996b). Géologie de la région de Val-d'Or – Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 96-01, une carte 1 :20 000, une carte 1 :50 000 et une carte 1 :2 500.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., GOULET, N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1729-1758.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1983a). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (9): 1355-1373.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1983b). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (9): 1374-1388.
- DUBÉ, B., GOSSELIN, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, 49-73.
- FAYOL, N., JÉBRAK M. (2017). Archean sanukitoid gold porphyry deposits: a new understanding and genetic model from the Lac Bachelor gold deposit, Abitibi, Canada. *Economic Geology*, 112: 1913-1936.
- FISHER, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72 (9): 1409-1414.
- FRASER, R. J. (1993). The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec; a possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, 88 (6): 1685-1699.
- GABOURY, D., DAIGNEAULT, R. (1999). Evolution from seafloor-related to sulfide-rich quartz vein-type gold mineralization during deep submarine volcanic construction: The Geant Dormant gold mine, Archean Abitibi belt, Canada. *Economic Geology*, 94: 1-19.
- GABOURY, D., CARRIER, AL., CREVIER, M., PELLETIER, C., SKETCHLEY, D. A. (2001). Predictive distribution of fault-fill and extensional veins: example from the

Sigma Gold Mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology*, 96 (6): 1397-1405.

- GARDE, A. A., WHITEHOUSE, M., CHRISTENSEN, R. (2012). Mesoarchean epithermal gold mineralization preserved at upper amphibolite-facies grade, Qussuk, southern West Greenland. *Economic Geology*, 107 (5): 881-908.
- GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I., GARDOLL, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18 (1): 1-75.
- GOODWIN, A. M., RIDDLER, R. H. (1970). The Abitibi orogenic belt. *Dans Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield. Édité par A.J. Baer. Commission Géologique du Canada, Étude 70-40, pages 1-30.*
- GOSSELIN, G. (1998). Veines de quartz aurifères précoces à la zone ouest de la mine Doyon, canton de Bousquet, Preissac, Abitibi. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 139 p.
- GOUTIER, J. (1997). Géologie de la région de Destor (SNRC 32D/07). Ministère des Ressources naturelles (Québec); RG 96-13, 37 p.
- GOUTIER, J., DION, C., LEGAULT, M., ROSS, P.-S., McNICOLL, V., DE KEMP, E., PERCIVAL, J., MONECKE, T., BELLEFLEUR, G., MERCIER-LANGEVIN, P., LAUZIÈRE, K., THURSTON, P., AYER, J. (2007). Les unités du Groupe de Blake River : corrélations, géométrie et potentiel minéral. *Dans : Québec Exploration 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec); DV 2007-04, pp.13.*
- GOUTIER, J., McNICOLL, V.J., DION, C., LAFRANCE, B., LEGAULT, M., ROSS, P.-S., MERCIER-LANGEVIN, P., CHENG, L.Z., DE KEMP, E., AYER, J. (2009). L'impact du Plan cuivre et de l'IGC-3 sur la géologie de l'Abitibi et du Groupe de Blake River. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec); MB 2009-09, 9-13.
- GOUTIER, J., MELANÇON, M. (2007). Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, (Québec); RP 2010-04.
- GROVES, D.I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28: 366–374.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G., ROBERT, F. (1998). Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews*, 13 (1): 7-27.
- GUAY, F., PILOTE, P., DAIGNEAULT, R., McNICOLL, V. (2017). The “Malartic Lake Shore” gold showing and the Rivière-Héva Fault Zone, Abitibi, Québec, Canada. *Dans: Precious- and base-metal deposits of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Ontario and Quebec: 14th Biennial Society for Geology*

Applied to Mineral Deposits meeting field trip guidebook. *Éditeurs*: Mercier-Langevin, P., Goutier, J., Dubé, B.; Geological Survey of Canada, Open File 8317, 67-74

- GUAY, F., PILOTE, P., DAIGNEAULT, R., McNICOLL, V. (2018). Early Gold-bearing Quartz Veins within the Major Rivière-Héva Fault Zone, Abitibi Subprovince, Québec, Canada. Manuscrit soumis au Journal canadien des Sciences de la Terre, Janvier 2018.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19: 67-81.
- HART, C. J. (2005). Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. *The Gangue*, 87 : 1-9.
- HEDENQUIST, J. W., ARRIBAS, R., A. GONZALEZ-URIEN, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 245-277.
- HERZIG, P.M., PETERSEN, S., HANNINGTON, M.D. (1999). Epithermal-type gold mineralization at Conical Seamount: A shallow submarine volcano south of Lihir Island PNG, in Stanley, C.J., et al., eds., *Mineral Deposits: Processes to Processing, Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and 10th IAGOD*, London, England, Balkema, Rotterdam, pages 527-530.
- HOCQ, M. (1990). Carte lithotectonique des Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 89-04.
- HODGSON, C. J. (1989). The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4 (3) : 231-273.
- IMREH, L. (1984). Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MM 82-04, 72 pages.
- JENSEN, L. S. (1976). A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 66.
- KERRICH, R., WYMAN, D. A. (1994). The mesothermal gold-lamprophyre association: significance for an accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes. *Mineralogy and Petrology*, 51 (2-4): 147-172.
- LAJOIE, J., LUDDEN, J. (1984). Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21 (11): 1305-1314.
- LANDRY, J. (1991). *Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac*. Mémoire de maîtrise non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 105 pages.

- LANG, J. R., BAKER, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understating. *Mineralium Deposita*, 36 (6): 477-489.
- LATULIPPE, M. (1976). La région de Val-d'Or - Malartic dans le nord-ouest Québécois. Excursion géologique Val-d'Or - Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 367, 4-28.
- LAUZIÈRE, K. (1989). Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 182 pages.
- LEGAULT, M., DAIGNEAULT, R. (2006). Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. *Mineralium Deposita*, 41 (3): 203-228.
- LE MAITRE, R. W. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 252 pages.
- LIN, S., WILLIAMS, P. F. (1992). The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 (4): 491-497.
- LUDDEN, J., HUBERT, C. (1986). Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*, 14 (8): 707-711.
- LUDDEN, J., HUBERT, C., GARIÉPY, C. (1986). The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123: 153-166.
- MacLEAN, W. H., BARRETT, T. J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48 (2): 109-133.
- MacLEAN, W.H., BARRETT, T. J. (1997). Volcanic sequences, lithogeochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. Dans: Barrie, C.T. et Hannington, M.D. (éditeurs; 1997). *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. GAC-MDD-SEG, Short Course Notes, 105-133.
- MATHIEU, L., BOUCHARD, É., GUAY, F., LIÉNARD, A., PILOTE, P., & GOUTIER, J. (2017). Criteria for the recognition of Archean calc-alkaline lamprophyres: examples from the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, (999), 1-18.
- MATTINSON, J.M. (2005). Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method; combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220: 47-66.
- McDONOUGH, W. F., SUN, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120 (3): 223-253.

- McNEIL, A. M., KERRICH, R. (1986). Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 (3): 324-343.
- McNICOLL, V., GOUTIER, J., DUBÉ, B., MERCIER-LANGEVIN, P., ROSS, P. S., DION, C., MONECKE, T., LEGAULT, M., PERCIVAL, J., GIBSON, H. (2014). U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and Implications for Base Metal Exploration. *Economic Geology*, 109 (1) : 27-59.
- MER-OGS (1984). Carte lithostratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et Ontario Geological Survey, DV 83-16 et Map 2484, échelle 1:500 000.
- MITCHELL, R.H. (1994). The lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology*, 51: 137–146.
- MORTENSEN, J.K. (1993). U–Pb geochronology of the Eastern Abitibi Subprovince: Part II: Noranda–Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.*, 30 : 29–41.
- MERN (2012). Les grands ensembles géologiques du Québec. Compilation par le Ministère des Ressources naturelles du Québec, Direction de l'information géologique du Québec.
<https://www.mern.gouv.qc.ca/publications/mines/provinces-geologiques-8x11.pdf>
- MUELLER, W., DAIGNEAULT, R., MORTENSEN, J., CHOWN, E. (1996). Archean terrane docking - Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265 (1): 127-150.
- MUELLER, W., DONALDSON, J. A. (1992). Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 (10): 2249-2265.
- NEUMAYR, P., HAGEMANN, S. G., COUTURE, J. F. (2000). Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second-and third-order fault zones and gold mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37 (1): 95-114.
- NORMAN, G.W.H. (1943) Notes on the structure of the Cadillac-Bourlamaque area, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 43-6, 4 pages.
- PALME, H., O'NEILL, H. ST. C. (2004). Cosmochemical estimates of Mantle Composition. *Dans: Treatise on Geochemistry; Éditeurs: Holland, H.D. et Turekian, K.K., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands*, 2: 1-38.
- PARRISH, R.R., RODDICK, J.C., LOVERIDGE, W.D., SULLIVAN, R.W. (1987). Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada. In *Radiogenic age and isotopic studies, Report: Geological Survey of Canada Paper 87-2*, p. 3-7.

- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- PEARSON, V., DAIGNEAULT, R. (2009). An Archean megacaldera complex: the Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 168 (1): 66-82.
- PETERS, S. G. (1993). Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia. *Ore Geology Reviews*, 8 (3): 277-301.
- PETERSEN, S., HERZIG, P. M., HANNINGTON, M. D., JONASSON, I. R., ARRIBAS Jr, A. (2002). Submarine gold mineralization near Lihir Island, New Ireland fore-arc, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 97 (8): 1795-1813.
- PILOTE, P. (1987). Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-02, 34 pages, 1 carte (échelle 1 :10 000).
- PILOTE, P. (2000). Géologie de la région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 2000-09, 116 pages.
- PILOTE, P. (2013). Géologie Malartic, 32D01-NE. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, CG-32D01D-2013-01.
- PILOTE, P., McNICOLL, V., DAIGNEAULT, R., MOORHEAD, J. (2007). Géologie de la partie Ouest du Groupe de Malartic et corrélations à l'échelle de la Ceinture de l'Abitibi. Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2007-04, pages 16-17.
- PILOTE, P., DAIGNEAULT, R., DAVID, J., McNICOLL, V. (2014). Architecture des Groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille de Cadillac, Abitibi. Révision géologique, nouvelles datations et interprétations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2015-03, page 37.
- PILOTE, P., MUELLER, W., MOORHEAD, J., SCOTT, C., LAVOIE, S. (1997). Géologie, volcanologie et lithogéochimie des Formations de Val-d'Or et Héva, district de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec; DV 97-01, page 47.
- RAMSAY, J.G., HUBER M.I. (1983). The techniques of modern structural geology, volume 1: Strain Analysis. Academic Press, 307 pages.
- ROBERT, F., BROWN, A. C. (1986). Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations et formation of the vein system. *Economic Geology*, 81 (3): 578-592.

- ROBERT, F. (1989). Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2661-2675.
- ROBERT, F. (1993). The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 (2): 239-240.
- ROBERT, F. (1994). Vein fields in gold districts: the example of Val-d'Or, southeastern Abitibi Subprovince, Québec. *In: Current Research 1994-C; Geological Survey of Canada*, 295-302.
- ROBERTS, R.G. (1987). Ore Deposit Models #11. Archean Lode Gold Deposits. *Geoscience Canada*, 14 (1): 37-52.
- ROCK, N. M. S. (1984). The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogestites, kersantites. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 74: 193-227.
- ROCK, N. M., GROVES, D. I. (1988). Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16 (6): 538-541.
- ROCK, N. M. S., GROVES, D. I., PERRING, C. S., GOLDING, S. D. (1989). Gold, lamprophyres, and porphyries: what does their association mean? *Economic Geology Monograph*, 6: 609-625.
- RODDICK, J.C. (1987). Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2129-2135.
- ROSS P.-S., BÉDARD J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46 (11), 823-839.
- ROSS, P.-S., GOUTIER, J., MERCIER-LANGEVIN, P., DUBÉ, B. (2011a). Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 1. Mode of emplacement in three areas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 728-756.
- ROSS, P.-S., McNICOLL, V., GOUTIER, J., MERCIER-LANGEVIN, P., DUBÉ, B. (2011b). Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 2. Origin, geochemistry, and geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48 (4), 757-777.
- SAUVÉ, P., IMREH, L., TRUDEL, P. (1993). Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 91-03, 178 pages.
- SCOTT, C. R., MUELLER, W., PILOTE, P. (2000). Stratigraphie et paléogéographie de la partie sud du Bloc de Malartic, région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 18.

- SCOTT, C. R., MUELLER, W. U., & PILOTE, P. (2002). Physical volcanology, stratigraphy, and litho-geochemistry 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 (1): 223-260.
- SILLITOE, R.H. (1993) - Epithermal Models: Genetic Types, Geometrical Controls and Shallow Features. Dans: *Mineral Deposit Modeling*; Éditeurs: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe et J.M. Duke. Geological Association of Canada, Special Paper 40, pages 403-417.
- SILLITOE, R. H. (1997). Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44 (3): 373-388.
- SILLITOE, R. H., THOMPSON, J. F. (1998). Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, 48 (4): 237-250.
- SINCLAIR, W. D. (2007). Porphyry deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 223-243.
- STERN, R. A., HANSON, G. N. (1992). Origin of Archean lamprophyre dykes, Superior Province, Canada: rare earth element and Nd– Sr isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111 (4): 515-526.
- STRECKEISEN, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12 (1): 1-33.
- STÜWE, K. (1998). Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement. *Ore Geology Reviews*, 13 (1): 219-228.
- THOMPSON, J. F. H., SILLITOE, R. H., BAKER, T., LANG, J. R., MORTENSEN, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34 (4): 323-334.
- THURSTON, P.C., AYER, J.A., GOUTIER, J., HAMILTON, M.A. (2008). Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, 103: 1097-1134.
- TIKOFF, B., GREENE, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19 (1): 29-39.
- TOSDAL, R. M., DILLES, J. H., COOKE, D. R. (2009). From source to sinks in auriferous magmatic-hydrothermal porphyry and epithermal deposits. *Elements*, 5 : 289-295.

- TOURIGNY, G., MUELLER, W., MOORHEAD, J. (1998). Caractéristiques lithologiques et structurales de la Formation de Val-d'Or : une étude préliminaire. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-01, 18 pages.
- TRÉPANIÉ, S. (2011). Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07, 209 pages.
- TRÉPANIÉ, S., MATHIEU, L., DAIGNEAULT, R. (2015). CONSONORM_LG: new normative minerals and alteration indexes for low-grade metamorphic rocks. *Economic Geology*, 110 (8): 2127-2138.
- TRUDEL, P., SAUVÉ, P., TOURIGNY, G., HUBERT, C., HOY, L. (1992). Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 91-01, 105 pages.
- VEARNCOMBE, J. R. (1993). Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-vein deposits. *Ore Geology Reviews*, 8 (5): 407-424.
- WINTER, J. D. (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology - 2nd Edition. Prentice Hall Edition, 702 pages
- WYMAN, D. A., KERRICH, R. (1989). Archean lamprophyre dikes of the Superior Province, Canada: distribution, petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94 (B4): 4667-4696.
- WYMAN, D. A., KERRICH, R. (1993). Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*, 34 (6): 1067-1109.
- YERGEAU, D., MERCIER-LANGEVIN, P., DUBÉ, B., MALO, M., McNICOLL, V. J., (2015). The Archean Westwood Au deposit, southern Abitibi; telescoped Au-rich VMS and intrusion-related Au systems. Open-File Report - Geological Survey of Canada, 177-191.

ANNEXE 1 - ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

Tableau 15 – Analyses lithogéochimiques (éléments majeurs) des échantillons.

Num.	Lithologie	UTME	UTMN	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3T (%)	MgO (%)	MnO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	P2O5 (%)	Cr2O3 (%)	LOI (%)	Total (%)
FG-01	Diorite type 1 (gris)	711509	5345921	56,75	16,28	8,23	4,12	0,128	5,47	4,43	1,95	0,804	0,37	0,01	2,35	100,9
FG-02	Diorite type 1 (gris)	711479	5345957	56,68	15,64	8,47	4,25	0,132	6,53	4,47	1,9	0,762	0,32	0,01	1,39	100,5
FG-03	Diorite type 2B (noir)	711479	5345957	48,26	13,96	9,31	5,32	0,166	9,5	3,38	3,66	0,762	0,49	0,04	6,12	100,9
FG-04	Volcanite mafique	711485	5345951	48,17	13,85	10,9	5,73	0,214	7,97	3,25	2,88	0,444	0,04	0,02	7,09	100,5
FG-06	Diorite type 2 (noir)	711485	5345949	54,18	14,71	9,26	7,05	0,126	5,44	3,68	3,17	0,802	0,4	0,05	1,64	100,5
FG-07	Diorite type 3 (vert)	711490	5345942	57,44	13,84	6,19	5,45	0,142	7,24	5,77	0,61	0,527	0,27	0,16	1,72	99,21
FG-09	Volcanite mafique	711494	5345934	48,49	13,51	10,25	5,37	0,171	7,48	3,53	3,04	0,44	0,05	0,02	6,97	99,31
FG-10	Diorite type 2 (noir)	711495	5345937	52,11	13,82	9,52	7,69	0,133	6,37	4,04	2,7	0,799	0,4	0,06	1,59	99,17
FG-11	Diorite type 1 (gris)	711501	5345929	55,7	15,55	8,22	4,21	0,129	6,33	4,2	1,9	0,79	0,34	0,03	2,82	100,2
FG-13	Volcanoclastite int. (matrice)	711512	5345913	60,08	15,6	4,97	1,14	0,089	7,77	4,91	0,88	0,529	0,12	0,04	4,74	100,8
FG-17	Diorite type 2B (noir)	711514	5345919	48,23	14	9,02	6,09	0,166	9,22	4,12	3,1	0,736	0,4	0,04	5,38	100,5
FG-19	Diorite type 3 (vert)	711515	5345921	58,05	15,69	5,31	3,22	0,08	6,27	6,43	1,45	0,672	0,39	0,005	2,65	100,2
FG-25	Diorite type 2 (noir)	711511	5345953	40,51	16,2	15,11	7,52	0,241	7,7	2,57	0,84	1,113	0,47	0,16	8,55	100,8
FG-30	Diorite type 2 (noir)	711519	5345936	43,01	10,1	9,92	7,51	0,182	12,46	0,5	4,21	0,828	0,45	0,15	11,69	100,9
FG-34	Diorite type 2 (noir)	711531	5345940	49,52	13,76	9,59	6,2	0,185	8,62	2,09	0,99	0,764	0,32	0,05	8,1	100,1
FG-38	Diorite type 1 (gris)	711564	5345923	49,61	13,7	8,97	6,62	0,187	8,36	3,14	0,59	0,51	0,36	0,02	8,82	100,9
FG-43	Volcanoclastite int. (fragment)	711510	5345916	50,81	18,67	10,13	2,87	0,127	8,23	4,66	0,78	0,669	0,14	0,05	3,83	100,9
FG-44	Volcanite mafique	711556	5345916	52,95	14,69	12,01	6,66	0,181	6,51	1,85	0,19	0,474	0,05	0,02	3,97	99,53
FG-49	Gabbro (synvolcanique)	711530	5345941	56,09	18,91	7,02	1,51	0,089	7,98	3,83	1,9	0,831	0,16	0,02	1,58	99,91
FG-50	Veine de carbonates	711530	5345943	28,68	1,1	2,87	0,4	0,197	37,79	0,03	0,07	0,016	0,06	0,005	29,14	100,4
FG-51	Monzodiorite quartzifère	711524	5345957	73,35	14,24	1,63	0,46	0,021	1,47	7,31	0,59	0,175	0,06	0,005	1,61	100,9
FG-53	Diorite type 2 (noir)	711496	5345989	52,49	13,4	9,7	7,29	0,169	8,46	4,32	0,7	0,885	0,369	0,05	1,81	99,6
FG-54	Volcanite mafique	711496	5345989	50,44	14,29	12,24	5,19	0,204	13,06	1,22	0,72	0,46	0,04	0,05	2,15	100
FG-55	Diorite type 2 (noir)	711496	5345989	45,56	10,98	9,61	7,26	0,178	10,69	1,38	3,24	0,825	0,51	0,12	10,03	100,3
FG-57	Volcanite mafique	711461	5345959	53,15	12,17	6,96	3,15	0,158	10,43	2,75	1,7	0,322	0,03	0,02	7,87	98,68
FG-58	Volcanite mafique	711461	5345959	48,59	14,37	12,22	7,15	0,176	4,92	2,87	1,38	0,467	0,04	0,02	6,38	98,55
FG-59	Volcanite mafique	711461	5345959	51,28	13,88	11,29	6,25	0,183	5,95	3,06	0,47	0,449	0,04	0,02	6,87	99,73
FG-65	Diorite type 1 (gris)	711637	5345969	52,72	11	8,87	11,5	0,144	7,87	3,69	0,46	0,777	0,26	0,12	2,63	99,93
FG-66	Diorite type 3b (vert)	711628	5345974	64,85	16,33	3,97	1,3	0,052	3,62	6,27	1,59	0,597	0,26	0,005	2,02	100,9
FG-67	Diorite type 1 (gris)	711631	534597	52,77	14,15	7,56	5,24	0,158	7,03	4,01	0,96	0,533	0,42	0,02	8,09	100,9
FG-68	Diorite à chlorite	711638	5345978	63,32	18,4	3,62	2,57	0,044	1,1	8,42	0,72	0,38	0,09	0,005	1,35	100
FG-69	Diorite type 1 (gris)	711636	5345978	45,65	10,72	7,84	8,46	0,208	11,2	1,52	0,85	0,747	0,29	0,09	12,34	99,82
FG-70	Porphyre feldspathique	711655	5345989	63,52	16,17	3,88	1,13	0,054	3,59	5,72	1,57	0,749	0,32	0,005	1,74	98,45
FG-72	Diorite type 2 (noir)	711670	5345953	51,92	14,28	9,25	5,04	0,204	7,02	4,13	0,45	0,814	0,3	0,01	6,65	100,1
FG-74	Diorite type 1 (gris)	711658	5345953	54,41	14,88	8,33	4,38	0,138	6,24	3,44	1,1	0,564	0,45	0,03	6,99	100,9
FG-75	Porphyre feldspathique	711651	5346020	65,54	16,16	4,03	1,17	0,043	3,41	5,01	2,1	0,767	0,35	0,005	2,07	100,7
FG-78	Volcanoclastite felsique	711670	5345975	76,23	12,41	2,28	0,75	0,014	0,14	0,43	3,98	0,059	0,02	0,005	2,23	98,55
FG-80	Volcanoclastite felsique	711672	5345975	77,69	13,21	1,01	0,4	0,01	0,25	4,6	1,88	0,053	0,04	0,005	1,53	100,7
FG-81	Volcanoclastite felsique	711655	5346021	62,32	16,26	6,64	2,82	0,055	1,73	0,23	3,91	0,654	0,15	0,005	4,82	99,58
FG-82	Volcanoclastite felsique	711647	5345983	74,82	11,36	2,09	0,72	0,042	2,74	3,39	1,69	0,202	0,06	0,005	1,83	98,96
FG-83	Volcanite mafique	711619	5345970	49,35	14,58	8,83	3,98	0,203	10,93	2,73	0,89	0,853	0,08	0,07	6,76	99,2
FG-84	Volcanite mafique	711619	5345971	47,86	11,77	8,27	4,78	0,265	13,28	2,14	1,28	0,753	0,07	0,05	10,46	100,9
FG-85	Volcanite ultramafique	711619	5345971	39,23	7,83	12,62	8,22	0,324	15,77	0,15	2,54	0,445	0,05	0,02	11,97	99,14
FG-86	Volcanite ultramafique	711620	5345972	42,73	6,04	10,48	9,47	0,322	16,7	0,51	1,29	0,383	0,03	0,44	11,04	98,99
FG-91	Gabbro (synvolcanique)	711479	5345954	51,64	15,78	7,01	5,32	0,121	8,24	3,81	0,38	0,721	0,15	0,04	5,76	98,93
FG-92	Volcanite ultramafique	711631	5345966	43,13	6,49	10,57	11,36	0,235	16,3	1,1	1,14	0,399	0,03	0,66	9,49	100,3

Tableau 16 – Analyses lithogéochimiques (éléments mineurs et traces) des échantillons.

Num.	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Nb (ppm)	V (ppm)	Co (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	In (ppm)	Sn (ppm)	Cs (ppm)	Pb (ppm)	Be (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)	Tl (ppm)	Bi (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Rb (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Zr/Y
FG-01	553	455	5,8	170	24	21	1,4	0,05	1	3,7	14	1	3,7	0,41	1,3	0,35	0,2	4,26	1,06	71	19	127	6,68
FG-02	711	438	4,3	157	23	20	1,7	0,05	2	3,8	12	2	3,4	0,39	0,7	0,37	0,2	4,21	1,06	71	18,5	139	7,51
FG-03	686	752	8,6	200	31	19	1,5	0,05	2	8	16	1	3,3	0,39	0,6	0,83	0,5	7,02	1,79	166	28,2	131	4,65
FG-04	185	323	2	213	45	11	1,2	0,05	0,5	5,8	6	0,5	0,8	0,11	0,7	0,68	0,5	0,18	0,1	120	18,9	25	1,32
FG-06	595	706	6,5	177	34	22	1,6	0,05	1	6,5	10	2	3,7	0,4	1,1	0,59	0,1	3,31	0,95	120	26	131	5,04
FG-07	372	115	5,6	121	25	15	1,5	0,05	0,5	1	9	2	3,2	0,26	0,7	0,19	0,3	3,42	0,94	21	10	117	11,70
FG-09	249	451	0,9	219	38	12	1,4	0,05	0,5	6,7	6	0,5	0,9	0,12	0,8	0,75	0,9	0,2	0,17	126	20,7	26	1,26
FG-10	516	557	5,3	188	33	22	1,7	0,05	1	5,2	13	2	3,6	0,36	0,6	0,46	0,2	3,33	0,97	100	24,8	124	5,00
FG-11	613	572	5,2	150	26	20	1,4	0,05	1	3,9	14	1	3,5	0,43	1,2	0,55	0,3	4,36	1,16	77	19,8	118	5,96
FG-13	286	141	1,9	85	16	18	0,9	0,05	0,5	0,4	4	0,5	2	0,2	1,1	0,37	0,2	0,55	0,22	28	6,6	63	9,55
FG-17	294	568	9,1	213	30	15	1,5	0,05	2	6,6	11	2	3,2	0,37	0,8	0,58	0,3	6,77	1,53	138	27,3	137	5,02
FG-19	574	208	7,5	103	16	22	1,1	0,05	0,5	2,7	7	1	3,9	0,5	0,25	0,29	0,05	4,62	1,24	52	14,6	151	10,34
FG-25	70	149	6,8	157	56	12	0,9	0,05	0,5	1,1	1,5	0,5	4,3	0,52	1,7	0,24	0,1	3,79	1,02	30	29,3	133	4,54
FG-30	121	1138	4,2	205	40	15	1,2	0,05	1	6,1	7	0,5	2,9	0,29	1,3	0,87	0,2	2,71	1,2	182	19,3	91	4,72
FG-34	90	300	5,1	157	33	15	0,9	0,05	1	0,5	1,5	2	3,1	0,36	1,2	0,2	0,1	2,85	0,71	31	23,3	115	4,94
FG-38	68	107	3,2	159	32	16	0,6	0,05	0,5	0,6	4	1	2,5	0,23	0,25	0,1	0,05	2,79	0,68	18	12,1	87	7,19
FG-43	440	136	2,5	114	29	29	1,5	0,05	0,5	1,5	8	0,5	2,5	0,21	0,8	0,37	0,7	0,7	0,26	37	8	81	10,13
FG-44	132	35	0,7	243	44	12	1,8	0,05	0,5	0,1	4	0,5	1	0,12	0,7	0,27	0,2	0,17	0,07	5	21,6	25	1,16
FG-49	405	1242	4,4	231	16	21	1,9	0,05	1	2,1	5	1	2,5	0,27	2,3	0,23	0,2	1,14	0,31	61	17,8	85	4,78
FG-50	96	29	10,6	31	4	2	0,9	0,05	0,5	0,05	17	0,5	0,05	0,005	0,25	0,08	0,05	0,025	0,06	2	11,8	5	0,42
FG-51	127	136	9	18	3	20	0,8	0,05	0,5	0,05	12	0,5	2,9	0,5	1,2	0,05	0,1	4,55	3,03	13	6,7	81	12,09
FG-53	289	138	5,3	181	34	15	1,6	0,05	1	0,6	7	2	3,3	0,34	0,6	0,09	0,3	3,14	0,93	17	24,1	123	5,10
FG-54	326	177	4,7	248	48	15	2,3	0,05	0,5	1,4	9	0,5	0,7	0,11	0,9	0,2	0,9	0,2	0,06	28	21,7	25	1,15
FG-55	95	329	5,4	181	37	13	1	0,05	2	5,8	4	1	2,9	0,4	0,9	0,78	0,05	3,43	1,39	157	21,5	106	4,93
FG-57	1583	1470	3,2	206	20	13	1,7	0,05	0,5	2,7	21	2	0,6	0,09	0,8	0,31	0,7	0,15	0,11	59	13,6	18	1,32
FG-58	470	1053	0,9	234	42	13	1,4	0,05	0,5	2,4	7	0,5	0,9	0,12	1,1	0,32	0,2	0,18	0,07	49	21	26	1,24
FG-59	440	349	0,7	226	46	11	1,6	0,05	0,5	0,9	8	0,5	0,9	0,11	0,6	0,19	0,3	0,18	0,06	17	19,9	24	1,21
FG-65	338	65	3,7	179	41	15	2,4	0,05	1	1,1	6	1	2,9	0,3	0,8	0,07	0,2	3,63	1,09	19	13,9	98	7,05
FG-66	757	989	5,2	65	8	26	1	0,05	2	2,1	12	2	4,6	0,31	0,9	0,2	0,2	6,18	1,64	47	10,5	166	15,81
FG-67	169	144	5	120	24	16	0,8	0,05	0,5	1,6	4	1	3,1	0,31	1,2	0,19	0,1	3,75	0,96	39	14,2	116	8,17
FG-68	300	131	1,6	66	11	21	0,9	0,05	0,5	1,2	5	0,5	2,4	0,15	0,25	0,1	0,2	1,28	0,34	22	4,3	80	18,60
FG-69	160	115	4,5	154	33	15	1,5	0,05	1	1,8	4	0,5	2,9	0,35	0,5	0,12	0,05	3,63	0,96	28	15,1	99	6,56
FG-70	812	1175	5,1	71	8	26	1,1	0,05	2	1,5	10	2	4,6	0,3	0,9	0,2	0,2	8,6	1,74	39	7,7	209	27,14
FG-72	230	61	4,3	162	33	16	1,1	0,05	1	1,6	4	0,5	3	0,36	0,25	0,17	0,1	2,47	0,57	23	18,9	108	5,71
FG-74	151	181	5,2	150	27	18	1,3	0,05	1	0,8	3	1	3,3	0,39	1,1	0,46	0,1	3,48	0,77	43	20	121	6,05
FG-75	774	1197	5,3	68	8	27	1	0,05	2	0,5	9	2	4,9	0,29	1,9	0,18	0,1	8,04	1,46	43	8	179	22,38
FG-78	55	846	6,4	6	5	18	1,6	0,05	2	1,1	7	2	1,9	1,24	1,4	0,41	0,3	2,57	1,6	105	7,3	40	5,48
FG-80	143	574	9,7	7	2	19	1,5	0,05	2	0,5	6	2	2,5	1,45	1,3	0,33	0,05	3,1	1,85	63	18,4	50	2,72
FG-81	85	352	5	95	20	21	1,2	0,05	1	0,4	4	1	3,5	0,46	1,8	0,51	0,2	2,6	0,9	96	13,4	125	9,33
FG-82	159	267	1,2	36	2	14	1,2	0,05	0,5	0,3	1,5	0,5	1	0,09	1,6	0,13	0,05	0,2	0,12	38	4,1	35	8,54
FG-83	254	102	1,8	271	37	17	2,1	0,1	0,5	1,7	8	0,5	1,7	0,19	1,1	0,29	0,3	0,24	0,26	41	22	52	2,36
FG-84	225	134	23,1	230	30	13	1,7	0,05	0,5	2,4	8	0,5	1,2	0,15	1,9	0,32	0,2	0,52	0,29	58	19,6	39	1,99
FG-85	151	252	1,2	165	20	11	2	0,05	0,5	5,3	5	0,5	1,3	0,19	1,6	0,64	0,2	0,25	0,19	112	14,6	40	2,74
FG-86	135	123	6,3	190	63	11	2,6	0,05	0,5	2,6	4	0,5	0,8	0,09	0,9	0,31	0,1	0,15	0,41	56	8,6	23	2,67
FG-91	146	58	12,3	165	25	12	1,6	0,05	0,5	0,2	6	0,5	2,1	0,26	1,2	0,15	0,6	1,03	0,26	11	16,8	67	3,99
FG-92	147	118	1	197	68	11	2,7	0,05	0,5	2,7	1,5	0,5	0,5	0,09	0,6	0,43	0,1	0,14	0,2	51	8,6	18	2,09

Tableau 17 – Analyses lithogéochimiques (éléments mineurs et traces) des échantillons (suite).

Num.	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	Cd (ppm)	Cu (ppm)	Ag (ppm)	Ni (ppm)	Mo (ppm)	Zn (ppm)	S (ppm)
FG-01	27,8	58,3	7,32	29,7	5,88	1,58	4,72	0,63	3,64	0,67	1,99	0,299	1,85	0,303	0,25	32	0,15	30	0,5	79	1500
FG-02	25,6	55,1	6,99	29	6,04	1,65	4,86	0,64	3,59	0,67	1,96	0,294	1,86	0,274	0,25	35	0,15	31	0,5	76	1800
FG-03	53,2	111	14	53,3	9,76	2,45	7,22	0,92	4,85	0,89	2,64	0,387	2,43	0,387	0,25	101	0,15	37	0,5	85	800
FG-04	1,69	3,83	0,59	3,15	0,98	0,299	1,63	0,35	2,66	0,68	2,36	0,401	2,83	0,462	0,25	90	0,15	97	14	81	7600
FG-06	25,4	57,5	7,78	33,5	7,39	1,81	5,85	0,84	4,97	0,98	2,74	0,389	2,61	0,398	0,25	37	0,15	54	0,5	102	700
FG-07	33	67,2	8,72	34,1	5,51	1,37	3,66	0,41	2	0,35	0,94	0,14	0,85	0,125	0,25	7	0,15	85	2	62	400
FG-09	2,97	6,35	0,95	4,37	1,19	0,516	1,74	0,38	3,01	0,77	2,62	0,425	3,05	0,472	0,25	204	0,15	74	16	57	10400
FG-10	25,3	56,1	7,84	33,1	7,32	1,77	6,24	0,85	5,06	0,97	2,89	0,411	2,59	0,409	0,25	45	0,15	59	0,5	96	600
FG-11	26	55	7,03	28,3	5,81	1,69	5,03	0,7	3,87	0,73	2,11	0,305	1,91	0,294	0,25	32	0,15	29	0,5	74	1200
FG-13	5,72	12,7	1,79	7,67	1,65	0,622	1,54	0,21	1,2	0,24	0,75	0,117	0,74	0,108	0,25	20	0,15	81	0,5	44	1200
FG-17	47,4	104	13,2	51,7	9,08	2,25	6,56	0,81	4,52	0,86	2,46	0,356	2,32	0,366	0,25	56	0,15	42	0,5	71	500
FG-19	43,4	95,8	12,7	50,2	8,8	2,15	5,96	0,62	2,96	0,52	1,46	0,195	1,12	0,174	0,25	63	0,15	35	0,5	72	2000
FG-25	24,1	57,1	7,98	35,3	7,86	1,84	7,26	1,01	5,72	1,13	3,27	0,482	2,98	0,444	0,25	7	0,15	91	0,5	99	400
FG-30	18,8	43,9	6,12	26,7	5,72	1,54	4,8	0,65	3,54	0,66	1,99	0,291	1,77	0,276	0,25	56	0,15	61	0,5	107	3800
FG-34	20,6	48,3	6,5	28,1	6,37	1,41	5,35	0,76	4,26	0,83	2,34	0,356	2,28	0,358	0,25	0,5	0,15	61	0,5	72	400
FG-38	18,5	42,9	5,82	24,8	5,32	1,11	4,11	0,51	2,57	0,46	1,28	0,173	1,02	0,157	0,25	5	0,15	49	0,5	66	400
FG-43	6,55	15,4	2,2	9,62	2,06	0,88	1,89	0,28	1,48	0,28	0,83	0,124	0,75	0,117	0,25	58	0,15	149	0,5	81	6500
FG-44	2,67	5,44	0,88	4	1,27	0,375	1,91	0,43	3,37	0,79	2,92	0,497	3,43	0,549	0,25	72	0,15	86	0,5	68	2300
FG-49	9,74	25,2	3,47	15,4	3,75	1,04	3,19	0,51	3,25	0,67	2,14	0,352	2,33	0,382	0,25	34	0,15	101	0,5	26	2400
FG-50	1,6	3,04	0,42	2,04	0,66	0,263	0,96	0,2	1,57	0,38	1,45	0,239	1,54	0,255	1	6	0,15	38	1	37	4500
FG-51	4,37	9,88	1,39	6,22	1,79	0,387	1,7	0,21	1,08	0,21	0,64	0,094	0,58	0,092	0,25	19	0,15	5	2	11	6200
FG-53	24,1	54,6	7,44	32,1	7,15	1,7	5,89	0,85	4,74	0,92	2,73	0,392	2,53	0,393	0,25	13	0,15	59	0,5	72	400
FG-54	2,36	4,83	0,68	3,74	1,02	0,371	1,71	0,36	2,91	0,75	2,65	0,437	2,96	0,483	0,25	110	0,15	149	0,5	63	7000
FG-55	26,9	59,7	8	33,9	6,95	1,73	5,63	0,77	4,17	0,77	2,25	0,323	2	0,315	0,25	91	0,15	74	0,5	74	600
FG-57	1,99	4,42	0,64	3,01	0,98	0,326	1,37	0,28	2,14	0,51	1,77	0,305	2,05	0,336	0,25	55	0,15	50	0,5	39	2800
FG-58	1,9	4,33	0,68	3,34	1,03	0,345	1,66	0,36	3,03	0,75	2,55	0,418	2,87	0,473	0,25	49	0,15	90	0,5	87	1000
FG-59	2,84	6,33	0,98	5,2	1,43	0,493	2,01	0,39	2,81	0,7	2,43	0,401	2,84	0,461	0,25	224	0,15	87	0,5	69	1500
FG-65	29,5	64	8,55	34,8	6,62	1,68	4,99	0,61	2,99	0,53	1,49	0,201	1,21	0,174	0,25	4	0,15	165	0,5	74	400
FG-66	51,3	104	13,2	51,4	8,57	2	5,45	0,55	2,36	0,39	1,03	0,136	0,76	0,107	0,25	5	0,15	5	0,5	77	3800
FG-67	26,8	60,1	8,09	34,2	7	1,61	5,6	0,64	3,18	0,56	1,55	0,214	1,25	0,192	0,25	3	0,7	34	0,5	92	400
FG-68	8,62	17,3	2,17	8,57	1,45	0,29	1,16	0,14	0,82	0,17	0,51	0,078	0,5	0,071	0,25	11	0,15	29	2	47	900
FG-69	29,5	63,6	8,42	33,9	6,62	1,75	5,2	0,69	3,4	0,63	1,83	0,257	1,56	0,238	0,25	22	0,15	122	0,5	92	600
FG-70	74,8	158	19,7	74,4	12	2,74	6,66	0,56	2	0,3	0,71	0,077	0,37	0,047	0,25	8	0,3	5	0,5	73	1000
FG-72	14,5	33,7	4,87	21,4	5,13	1,22	4,75	0,67	3,86	0,72	2,09	0,307	1,9	0,288	0,25	10	0,15	33	0,5	45	400
FG-74	21,4	50	6,9	29	6,91	1,73	5,79	0,74	3,83	0,72	2,01	0,269	1,63	0,254	0,25	7	0,15	30	0,5	79	400
FG-75	76,1	157	19,2	75,1	11,9	2,6	5,9	0,56	1,98	0,29	0,62	0,068	0,34	0,045	0,25	4	0,3	7	0,5	76	1600
FG-78	3,44	10,5	0,76	2,71	0,71	0,128	0,85	0,19	1,23	0,27	0,92	0,165	1,27	0,21	0,25	4	0,15	8	3	47	5000
FG-80	9,91	23,5	2,88	10,9	2,94	0,246	2,78	0,46	2,82	0,6	1,74	0,272	2,01	0,326	0,25	13	0,15	3	1	27	600
FG-81	8,91	19,6	2,64	10	2,37	0,816	2,11	0,39	2,64	0,53	1,66	0,27	1,73	0,252	0,25	61	0,3	60	2	189	17200
FG-82	3,01	6,89	0,87	3,78	0,86	0,301	0,7	0,1	0,62	0,12	0,4	0,061	0,4	0,065	0,25	4	0,15	12	1	16	400
FG-83	3,17	7,65	1,18	6,14	2,06	0,666	2,93	0,55	3,69	0,82	2,67	0,411	2,53	0,415	0,25	95	0,15	154	0,5	71	5500
FG-84	2,63	6,14	1	5,24	1,77	0,566	2,45	0,46	3,21	0,71	2,19	0,348	2,27	0,356	0,25	68	0,15	149	0,5	81	2900
FG-85	2,68	7,15	1,11	5,6	1,78	0,492	2,19	0,4	2,68	0,58	1,85	0,289	1,82	0,288	0,25	37	0,15	138	0,5	99	3700
FG-86	1,37	3,19	0,56	2,62	1,04	0,448	1,3	0,25	1,64	0,34	0,98	0,146	0,93	0,142	0,25	111	0,15	603	6	126	4400
FG-91	9,41	21,6	3,02	13,4	3,28	0,84	2,98	0,47	2,94	0,63	1,97	0,317	2,24	0,358	0,25	2	0,15	79	1	45	400
FG-92	1	2,61	0,45	2,34	0,99	0,294	1,26	0,24	1,57	0,32	0,89	0,13	0,81	0,123	0,25	10	0,15	662	0,5	111	1300

Tableau 18 – Analyses lithogéochimiques (éléments mineurs et traces) des échantillons (suite).

Num.	Au (ppb)	As (ppm)	Br (ppm)	Cr (ppm)	Fe (ppm)	Ir (ppm)	Na (ppm)	Sc (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	Mass
FG-01	10	0,25	0,25	76	4,84	2,5	2,91	14	0,05	1,5	30,4
FG-02	22	3,3	0,25	82	4,96	2,5	2,94	14,7	0,4	1,5	31,6
FG-03	1	0,25	0,25	131	5,57	2,5	1,95	17,7	0,05	1,5	29,2
FG-04	39	0,25	0,25	48	7,04	2,5	2,62	52,4	0,05	1,5	31,2
FG-06	1	0,25	0,25	299	5,95	2,5	2,57	22,1	0,05	1,5	30,8
FG-07	9	0,25	0,25	534	4,07	2,5	4,69	15	0,05	1,5	33,4
FG-09	128	0,25	0,25	66	6,51	2,5	2,33	47,6	0,05	1,5	29,4
FG-10	18	3,6	0,25	372	6,17	2,5	2,8	24,1	0,05	1,5	32,3
FG-11	21	0,25	0,25	93	5,6	2,5	2,76	15,9	0,05	1,5	31,7
FG-13	1	0,25	0,25	122	3,28	2,5	3,28	8,8	0,05	1,5	30,2
FG-17	29	0,25	0,25	251	5,44	2,5	2,75	24	0,05	1,5	29,4
FG-19	5	0,25	0,25	13	3,47	2,5	4,51	9,3	0,05	1,5	29,7
FG-25	1	0,25	0,25	458	9,72	2,5	1,65	26,4	0,05	1,5	28,1
FG-30	1	0,25	0,25	434	6,33	2,5	0,38	28,5	0,05	1,5	26,9
FG-34	1	0,25	0,25	324	5,81	2,5	1,47	21,4	0,05	1,5	32
FG-38	1	0,25	0,25	134	5,87	2,5	2,19	26	0,05	1,5	30,9
FG-43	1	0,25	0,25	142	6,15	2,5	2,87	10,2	0,05	1,5	31,9
FG-44	1	0,25	0,25	45	7,52	2,5	1,14	51,2	0,05	1,5	30,8
FG-49	1	0,25	0,25	105	4,41	2,5	2,58	32,7	0,05	1,5	35
FG-50	23	0,25	0,25	2,5	1,93	2,5	0,05	6,5	0,05	1,5	31,5
FG-51	11	2,3	0,25	20	1,1	2,5	5,18	2,3	0,05	1,5	28,9
FG-53	14	2,5	0,25	330	6,32	2,5	3,07	23,9	0,05	1,5	29,6
FG-54	12	0,25	0,25	180	8,18	2,5	0,98	56	0,05	1,5	33,4
FG-55	1	0,25	0,25	371	5,78	2,5	0,82	21,2	0,05	1,5	28,8
FG-57	41	0,25	0,25	65	4,94	2,5	2,29	39	0,05	1,5	27,1
FG-58	51	0,25	0,25	46	7,66	2,5	1,91	49,8	0,05	1,5	31,9
FG-59	79	0,25	0,25	63	7,2	2,5	2,04	49,3	0,05	1,5	29,9
FG-65	1	0,25	0,25	694	5,23	2,5	2,43	24,9	0,05	1,5	32,9
FG-66	1	0,25	0,25	6	2,6	2,5	4,4	4,6	0,05	1,5	31,6
FG-67	1	0,25	0,25	117	4,99	2,5	2,82	16	0,05	1,5	30
FG-68	22	0,25	0,25	19	2,51	2,5	5,89	6,6	0,05	1,5	27,4
FG-69	1	2,7	0,25	602	5,42	2,5	1	21,5	0,05	1,5	27,3
FG-70	1	3,6	0,25	19	2,52	2,5	4,07	3,8	0,05	1,5	29,6
FG-72	1	4,8	0,25	73	6,14	2,5	2,99	18,1	0,3	1,5	27,8
FG-74	1	0,25	0,25	101	5,21	2,5	2,2	15	0,05	1,5	30,8
FG-75	1	0,25	0,25	13	2,53	2,5	3,45	3,8	0,05	1,5	29
FG-78	8	5,1	0,25	14	1,64	2,5	0,35	3,5	0,05	1,5	26,9
FG-80	1	1,5	0,25	11	0,73	2,5	3,16	3,2	0,05	1,5	30,3
FG-81	17	2,2	0,25	50	4,3	2,5	0,21	12,1	0,05	1,5	25,6
FG-82	5	0,25	0,25	26	1,51	2,5	2,38	3,8	0,05	1,5	32,7
FG-83	8	0,25	0,25	184	5,47	2,5	1,71	34,4	0,05	1,5	36,3
FG-84	1	4,1	0,25	133	5,38	2,5	1,37	29,8	0,05	1,5	29,4
FG-85	6	0,25	0,25	47	7,59	2,5	0,12	15,1	0,05	1,5	30,7
FG-86	41	0,25	0,25	1690	7,44	2,5	0,44	21	0,05	1,5	29,8
FG-91	1	0,25	0,25	108	4,8	2,5	3,17	34,6	0,4	1,5	30,8
FG-92	1	0,25	0,25	2030	7,01	2,5	0,7	20,5	0,05	1,5	33,4

ANNEXE 2 – LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Clicours.COM

Tableau 19 – Localisation et orientation des échantillons. Les coordonnées UTM correspondent à la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Num.	Affl.	Station	UTME	UTMN	Lithologie	Direction	Pendage
FG-01	Ouest	901	711509	5345921	Dyke	125	76
FG-02	Ouest	118	711479	5345957	Dyke	154	65
FG-03	Ouest	118	711479	5345957	Dyke	144	64
FG-04	Ouest	119	711485	5345951	Volcanite mafique	166	89
FG-05	Ouest	120	711485	5345950	Dyke	141	77
FG-06	Ouest	121	711485	5345949	Dyke	127	85
FG-07	Ouest	123	711490	5345942	Dyke	151	79
FG-08	Ouest	123	711490	5345942	Dyke	151	79
FG-09	Ouest	124	711494	5345934	Volcanite mafique	139	70
FG-10	Ouest	125	711495	5345937	Dyke	139	90
FG-11	Ouest	126	711501	5345929	Dyke	22	87
FG-12	Ouest	127	711504	5345926	Volcanite mafique	316	79
FG-13	Ouest	128	711512	5345913	Volcanoclastite intermédiaire	140	69
FG-14	Ouest	129	711509	5345921	Dyke	315	90
FG-15	Ouest	130	711513	5345918	Dyke	130	86
FG-16	Ouest	130	711513	5345918	Volcanite mafique	130	80
FG-17	Ouest	131	711514	5345919	Dyke	125	67
FG-18	Ouest	132	711515	5345918	Dyke	125	75
FG-19	Ouest	133	711515	5345921	Dyke	133	41
FG-20	Ouest	134	711532	5345917	Volcanite mafique	120	90
FG-21	Ouest	133	711515	5345921	Dyke	-	-
FG-22	Ouest	80	711497	5345948	Volcanite mafique	149	81
FG-23	Ouest	134	711532	5345917	Veine de quartz	-	-
FG-24	Ouest	135	711511	5345951	Volcanite mafique	136	77
FG-25	Ouest	136	711511	5345953	Dyke	-	-
FG-26	Ouest	137	711504	5345968	Dyke	160	80
FG-27	Ouest	137	711504	5345968	Volcanite mafique	150	90
FG-28	Ouest	138	711506	5345949	Dyke	141	86
FG-29	Ouest	139	711512	5345946	Dyke	140	70
FG-30	Ouest	140	711519	5345936	Dyke	133	81
FG-31	Ouest	140	711519	5345936	Volcanite mafique	133	90
FG-32	Ouest	141	711524	5345953	Dyke	120	60
FG-33	Ouest	142	-	-	Dyke	-	-
FG-34	Ouest	143	711531	5345940	Dyke	113	84
FG-35	Ouest	144	711547	5345927	Dyke	115	75
FG-36	Ouest	145	711564	5345927	Dyke	122	64
FG-37	Ouest	145	711564	5345927	Dyke	-	-
FG-38	Ouest	146	711564	5345923	Dyke	-	-
FG-39	Ouest	147	711553	5345931	Dyke	104	71
FG-40	Ouest	148	711454	5345959	Veine de quartz	257	89

Tableau 20 – Localisation et orientation des échantillons (suite). Les coordonnées UTM correspondent à la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Num.	Affl.	Station	UTME	UTMN	Lithologie	Direction	Pendage
FG-41	Ouest	149	711463	5345954	Veine de quartz	236	90
FG-42	Ouest	150	711471	5345945	Dyke	-	-
FG-43	Ouest	151	711510	5345916	Volcanoclastite intermédiaire	34	77
FG-44	Ouest	152	711556	5345916	Volcanite mafique	210	79
FG-45	Ouest	153	711561	5345930	Vn Qz	117	83
FG-46	Ouest	154	711560	5345929	Vn Qz	-	-
FG-47	Ouest	155	711560	5345929	Vn Qz	-	-
FG-48	Ouest	156	711565	5345928	Volcanite mafique	188	85
FG-49	Ouest	157	711530	5345941	Gabbro	354	83
FG-50	Ouest	158	711530	5345943	Veine de calcite	228	86
FG-51	Ouest	159	711524	5345957	Dyke	304	87
FG-52	Ouest	141	711496	5345989	Volcanite mafique	203	90
FG-53	Ouest	141	711496	5345989	Dyke	203	90
FG-54	Ouest	141	711496	5345989	Volcanite mafique	203	0
FG-55	Ouest	70	711496	5345989	Dyke	39	85
FG-56	Ouest	160	711485	5345977	Veine de quartz	60	90
FG-57	Ouest	148	711461	5345959	Volcanite mafique	-	-
FG-58	Ouest	148	711461	5345959	Volcanite mafique	-	-
FG-59	Ouest	148	711461	5345959	Volcanite mafique	-	-
FG-60	Est	49	711646	5345977	Volcanite mafique	104	65
FG-61	Est	100	711613	5345954	Volcanite mafique	332	86
FG-62	Est	101	711615	5345956	-	125	89
FG-63	Est	102	711616	5345960	Dyke	120	79
FG-64	Est	103	711620	5345962	Dyke	138	54
FG-65	Est	104	711637	5345969	Dyke	357	50
FG-66	Est	105	711628	5345974	Dyke	335	79
FG-67	Est	106	711631	534597	Dyke	149	76
FG-68	Est	107	711638	5345978	Dyke	-	-
FG-69	Est	108	711636	5345978	Dyke	100	62
FG-70	Est	109	711655	5345989	Dyke	76	81
FG-71	Est	110	711671	5345948	Dyke	-	-
FG-72	Est	111	711670	5345953	Dyke	152	85
FG-73	Est	112	711659	5345964	Dyke	67	80
FG-74	Est	113	711658	5345953	Dyke	160	70
FG-75	Est	114	711651	5346020	Dyke	150	80
FG-76	Est	206	711639	5345567	Volcanite mafique	-	-
FG-77	Est	115	711663	5345960	Volcanite mafique	163	79
FG-78	Est	116	711670	5345975	Volcanoclastite felsique	247	81
FG-79	Est	117	711670	5345976	Dyke	-	-
FG-80	Est	118	711672	5345975	Volcanoclastite felsique	253	73

Tableau 21 – Localisation et orientation des échantillons (suite). Les coordonnées UTM correspondent à la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Num.	Affl.	Station	UTME	UTMN	Lithologie	Direction	Pendage
FG-81	Est	119	711655	5346021	Volcanoclastite felsique	254	89
FG-82	Est	120	711647	5345983	Volcanoclastite felsique	243	86
FG-83	Est	121	711619	5345970	Volcanite mafique	-	-
FG-84	Est	122	711619	5345971	Volcanite mafique	-	-
FG-85	Est	123	711619	5345971	Volcanite ultramafique	-	-
FG-86	Est	124	711620	5345972	Volcanite ultramafique	-	-
FG-87	Est	125	711647	5345971	Veine de quartz	-	-
FG-88	Ouest	162	711484	5345950	Gabbro	-	-
FG-89	Ouest	161	711438	5345962	Volcanite mafique	146	79
FG-90	Est	126	711629	5345967	Volcanite ultramafique	-	-
FG-91	Ouest	500	711479	5345954	Gabbro	58	83
FG-92	Est	502	711631	5345966	Volcanite ultramafique	35	87
FG-101	Ouest	1101	711444	5345967	Dyke	248	87
FG-102	Ouest	1102	711444	5345967	Dyke	55	82
FG-103	Ouest	1103	711444	5345967	Dyke	55	82
FG-104	Ouest	1104	711430	5345972	Dyke	148	52
FG-105	Ouest	1105	711430	5345972	Dyke	136	67
FG-106	Ouest	1106	711439	5345961	Dyke	138	80
FG-107	Ouest	1107	711439	5345961	Dyke	132	63
FG-108	Ouest	1108	711460	5345958	Dyke	138	82
FG-109	Ouest	1109	711469	5345959	Dyke	142	89
FG-110	Ouest	1110	711562	5345927	Dyke	94	79
FG-111	Ouest	1111	711562	5345927	Dyke	102	83
FG-112	Ouest	1112	711562	5345927	Dyke	202	89
FG-113	Ouest	1113	711562	5345927	Dyke	98	58
FG-114	Ouest	1114	711562	5345927	Dyke	102	73
FG-115	Ouest	1115	711458	5345960	Dyke	143	77
FG-116	Ouest	1116	711458	5345960	Dyke	144	74
FG-117	Est	1117	711632	5345963	Dyke	109	46
FG-118	Est	1118	711640	5345972	Dyke	119	82
FG-119	Est	1119	711661	5345965	Dyke	50	89
FG-120	Est	1120	711655	5346024	Dyke	148	69

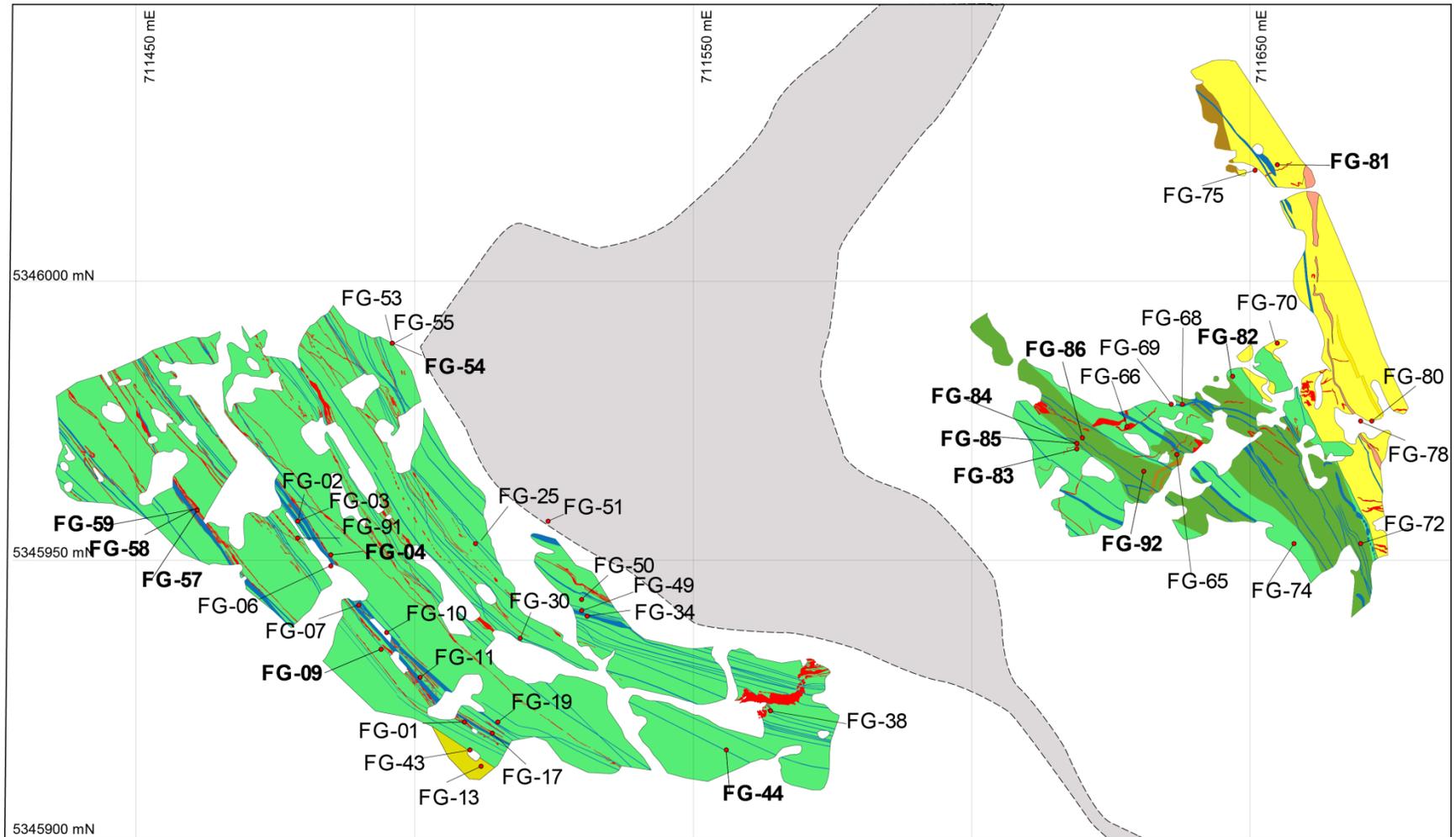


Figure 30 – Carte de localisation des échantillons (les échantillons les plus altérés sont en caractères gras).

ANNEXE 3 – MESURES STRUCTURALES

Tableau 22 – Mesures structurales prises sur le terrain. Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Est	1	711617,6	5345954,2	Schistosité	130	68	2	2
Est	2	711621,3	5345959,4	Schistosité	300	7	2	2
Est	3	711617,9	5345961,1	Schistosité	115	71	4	3
Est	4	711620,7	5345963,0	Schistosité	123	59	3	3
Est	5	711611,7	5345971,5	Schistosité	123	71	2	3
Est	6	711613,5	5345978,5	Schistosité	140	65	5	3
Est	7	711613,8	5345978,9	Schistosité	139	65	3	3
Est	8	711614,3	5345979,6	Schistosité	138	65	4	3
Est	9	711601,9	5345991,1	Schistosité	133	74	2	3
Est	10	711616,4	5345971,9	Schistosité	125	69	4	3
Est	11	711617,9	5345974,1	Schistosité	131	70	5	3
Est	12	711619,7	5345976,5	Schistosité	127	66	4	3
Est	13	711615,6	5345973,3	Schistosité	136	78	5	3
Est	14	711623,0	5345970,0	Schistosité	127	74	5	3
Est	15	711620,0	5345968,9	Schistosité	124	80	5	3
Est	16	711613,0	5345965,4	Schistosité	129	66	4	3
Est	17	711627,8	5345957,8	Schistosité	120	64	4	3
Est	18	711629,4	5345961,7	Schistosité	123	78	4	3
Est	19	711629,0	5345964,1	Schistosité	126	70	5	3
Est	20	711630,8	5345966,0	Schistosité	120	66	5	3
Est	21	711633,4	5345968,2	Schistosité	114	69	5	3
Est	22	711627,0	5345969,5	Schistosité	114	70	5	3
Est	23	711628,1	5345972,9	Schistosité	115	75	4	3
Est	24	711631,8	5345972,7	Schistosité	133	81	1	2
Est	25	711632,5	5345973,0	Schistosité	139	99	1	1
Est	26	711633,6	5345976,2	Schistosité	126	74	4	3
Est	27	711636,3	5345976,7	Schistosité	126	77	3	3
Est	28	711638,0	5345978,9	Schistosité	125	77	5	3
Est	29	711641,8	5345977,9	Schistosité	131	71	5	3
Est	31	711626,3	5345957,7	Schistosité	315	75	4	3
Est	32	711626,5	5345958,3	Schistosité	124	74	2	2
Est	33	711627,9	5345958,5	Schistosité	130	90	2	2
Est	34	711626,7	5345959,6	Schistosité	120	85	2	3
Est	35	711627,8	5345961,2	Schistosité	133	70	1	1
Est	36	711628,4	5345963,1	Schistosité	127	74	5	1
Est	37	711629,8	5345965,3	Schistosité	125	81	5	2
Est	38	711631,1	5345966,3	Schistosité	123	71	4	3
Est	39	711632,1	5345967,4	Schistosité	115	72	4	3
Est	40	711634,8	5345967,4	Schistosité	110	74	3	3
Est	41	711633,5	5345969,7	Schistosité	124	74	4	3
Est	42	711633,5	5345970,6	Schistosité	104	72	5	3
Est	43	711635,2	5345970,9	Schistosité	105	66	5	3
Est	44	711636,1	5345971,5	Schistosité	110	72	4	3
Est	45	711636,2	5345971,9	Schistosité	110	64	4	3
Est	46	711636,4	5345972,6	Schistosité	112	64	5	3
Est	47	711640,7	5345977,1	Schistosité	118	70	5	3

Tableau 23 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Est	48	711640,2	5345974,8	Schistosité	115	55	3	2
Est	49	711645,6	5345977,2	Schistosité	108	57	4	3
Est	50	711637,5	5345954,6	Schistosité	120	74	3	3
Est	51	711639,3	5345956,1	Schistosité	125	72	3	3
Est	52	711639,7	5345958,7	Schistosité	131	74	4	2
Est	53	711640,2	5345959,3	Schistosité	125	80	4	2
Est	54	711642,9	5345958,9	Schistosité	124	74	4	3
Est	55	711643,7	5345959,8	Schistosité	130	70	4	3
Est	56	711644,7	5345960,6	Schistosité	140	81	5	3
Est	57	711644,8	5345960,8	Schistosité	133	81	5	3
Est	59	711645,9	5345961,8	Schistosité	139	68	4	3
Est	60	711646,9	5345962,8	Schistosité	135	76	4	3
Est	61	711649,1	5345964,5	Schistosité	144	76	4	3
Est	62	711650,8	5345962,5	Schistosité	125	80	5	3
Est	63	711651,8	5345963,4	Schistosité	130	72	5	3
Est	64	711652,6	5345964,2	Schistosité	135	75	5	3
Est	65	711653,3	5345965,0	Schistosité	136	76	4	3
Est	66	711654,3	5345966,0	Schistosité	140	77	5	3
Est	67	711655,3	5345966,9	Schistosité	138	79	5	3
Est	68	711658,6	5345957,5	Schistosité	155	76	5	3
Est	69	711665,1	5345953,6	Schistosité	159	85	4	3
Est	70	711658,6	5345950,4	Schistosité	143	79	4	3
Est	71	711660,2	5345951,5	Schistosité	330	84	3	3
Est	72	711661,3	5345951,3	Schistosité	335	90	4	1
Est	73	711662,3	5345951,7	Schistosité	335	86	4	3
Est	74	711663,3	5345952,2	Schistosité	330	88	4	3
Est	75	711664,1	5345952,4	Schistosité	340	86	5	3
Est	77	711667,6	5345953,7	Schistosité	175	81	4	3
Est	78	711668,6	5345953,4	Schistosité	179	74	4	3
Est	79	711669,4	5345953,4	Schistosité	345	76	4	3
Est	80	711670,3	5345953,6	Schistosité	350	83	4	3
Est	81	711671,7	5345953,9	Schistosité	187	76	4	3
Est	82	711672,0	5345953,9	Schistosité	7	89	3	3
Est	83	711673,6	5345954,1	Schistosité	184	75	2	3
Est	85	711664,4	5345965,0	Schistosité	169	88	5	3
Est	86	711665,7	5345965,3	Schistosité	174	77	4	3
Est	87	711666,6	5345966,6	Schistosité	176	83	3	3
Est	88	711668,6	5345967,0	Schistosité	178	81	3	3
Est	89	711670,8	5345967,4	Schistosité	169	66	2	3
Est	90	711672,0	5345967,7	Schistosité	171	69	3	3
Est	91	711674,3	5345972,4	Schistosité	152	77	5	3
Est	92	711673,0	5345971,5	Schistosité	158	76	3	3
Est	93	711672,2	5345971,0	Schistosité	154	83	3	3
Est	94	711672,1	5345987,1	Schistosité	166	76	3	3
Est	95	711671,2	5345986,8	Schistosité	167	77	4	3
Est	96	711670,3	5345986,5	Schistosité	169	78	4	3

Tableau 24 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Est	97	711669,4	5345986,3	Schistosité	169	78	4	3
Est	98	711668,4	5345985,8	Schistosité	168	81	4	3
Est	99	711667,4	5345985,5	Schistosité	171	77	4	3
Est	300	711666,8	5345985,2	Schistosité	170	81	4	3
Est	301	711665,7	5345984,9	Schistosité	171	87	4	3
Est	302	711664,9	5345984,7	Schistosité	173	87	4	3
Est	303	711657,8	5346000,1	Schistosité	177	73	4	3
Est	304	711661,0	5346000,7	Schistosité	181	86	3	3
Est	305	711666,3	5345999,4	Schistosité	7	84	4	3
Est	306	711660,3	5346019,6	Schistosité	158	90	3	2
Est	307	711659,3	5346019,2	Schistosité	344	88	3	3
Est	308	711658,4	5346018,9	Schistosité	170	99	1	1
Est	309	711657,6	5346018,4	Schistosité	164	61	1	1
Est	310	711656,7	5346018,1	Schistosité	170	75	2	2
Est	311	711655,7	5346017,7	Schistosité	168	74	4	3
Est	312	711654,9	5346017,4	Schistosité	350	79	3	3
Est	313	711648,2	5346035,6	Schistosité	147	79	3	3
Est	314	711646,7	5346034,5	Schistosité	144	79	3	2
Est	315	711645,8	5346032,6	Schistosité	140	79	5	3
Est	316	711644,8	5346030,9	Schistosité	135	79	1	1
Est	317	711643,6	5346029,7	Schistosité	143	79	1	1
Est	322	711662,3	5345973,5	Schistosité	149	79	3	3
Est	323	711661,2	5345976,8	Schistosité	212	79	4	3
Est	324	711656,7	5345980,8	Schistosité	157	79	3	3
Est	325	711652,0	5345984,1	Schistosité	143	79	3	2
Est	326	711652,0	5345982,0	Schistosité	144	79	2	2
Est	327	711651,5	5345980,0	Schistosité	151	79	3	3
Est	328	711650,7	5345979,5	Schistosité	146	79	1	1
Ouest	1	711439,0	5345962,0	Schistosité	325	79	4	-
Ouest	2	711440,0	5345962,0	Schistosité	310	79	4	-
Ouest	2	711440,0	5345962,0	Schistosité	318	79	2	-
Ouest	3	711439,0	5345964,0	Schistosité	325	79	3	-
Ouest	3	711439,0	5345964,0	Schistosité	146	79	4	-
Ouest	4	711444,0	5345963,0	Schistosité	140	79	3	-
Ouest	5	711442,0	5345966,0	Schistosité	130	79	3	-
Ouest	6	711442,0	5345967,0	Schistosité	150	79	3	-
Ouest	7	711438,0	5345979,0	Schistosité	130	79	3	-
Ouest	8	711439,0	5345979,0	Schistosité	130	79	3	-
Ouest	9	711442,0	5345973,0	Schistosité	160	79	3	-
Ouest	10	711443,0	5345969,0	Schistosité	142	79	3	-
Ouest	11	711446,0	5345980,0	Schistosité	145	79	3	-
Ouest	12	711460,0	5345979,0	Schistosité	311	79	3	-
Ouest	13	711460,0	5345979,0	Schistosité	166	79	4	-
Ouest	14	711460,0	5345978,0	Schistosité	335	79	2	-
Ouest	15	711459,0	5345977,0	Schistosité	44	79	3	-
Ouest	16	711460,0	5345979,0	Schistosité	141	79	2	-

Tableau 25 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Ouest	17	711459,0	5345976,0	Schistosité	148	79	2	-
Ouest	18	711458,0	5345976,0	Schistosité	155	79		-
Ouest	19	711457,0	5345975,0	Schistosité	145	79	3	-
Ouest	20	711454,0	5345972,0	Schistosité	147	79	5	-
Ouest	21	711452,0	5345973,0	Schistosité	158	79	5	-
Ouest	21	711452,0	5345973,0	Schistosité	162	79	5	-
Ouest	22	711452,0	5345972,0	Schistosité	163	79	4	-
Ouest	22	711452,0	5345972,0	Schistosité	160	79	4	-
Ouest	23	711444,0	5345979,0	Schistosité	152	79	3	-
Ouest	24	711443,0	5345977,0	Schistosité	143	79	3	-
Ouest	25	711443,0	5345962,0	Schistosité	135	79	3	-
Ouest	26	711458,0	5345966,0	Schistosité	150	79	4	3
Ouest	27	711459,0	5345966,0	Schistosité	150	79	3	2
Ouest	27	711459,0	5345966,0	Schistosité	140	79	2	3
Ouest	27	711459,0	5345966,0	Schistosité	140	79	3	3
Ouest	28	711460,0	5345967,0	Schistosité	140	79	3	3
Ouest	29	711462,0	5345968,0	Schistosité	145	79	3	3
Ouest	30	711463,0	5345969,0	Schistosité	140	79	2	3
Ouest	30	711463,0	5345969,0	Schistosité	145	79	3	3
Ouest	31	711463,0	5345969,0	Schistosité	140	79	2	2
Ouest	31	711463,0	5345969,0	Schistosité	148	79	2	1
Ouest	32	711463,0	5345970,0	Schistosité	149	79	2	2
Ouest	32	711463,0	5345970,0	Schistosité	148	79	3	3
Ouest	33	711464,0	5345970,0	Schistosité	140	79	2	3
Ouest	33	711464,0	5345970,0	Schistosité	149	79	3	3
Ouest	34	711465,0	5345971,0	Schistosité	140	79	4	3
Ouest	35	711465,0	5345971,0	Schistosité	145	79	4	3
Ouest	37	711629,8	5345965,3	Schistosité	150	79	4	3
Ouest	39	711458,0	5345962,0	Schistosité	150	79	2	3
Ouest	40	711456,0	5345960,0	Schistosité	141	79	3	2
Ouest	42	711456,0	5345959,0	Schistosité	152	79	5	3
Ouest	43	711455,0	5345959,0	Schistosité	142	79	4	3
Ouest	45	711453,0	5345959,0	Schistosité	140	79	3	2
Ouest	46	711471,0	5345948,0	Schistosité	150	79	5	3
Ouest	47	711474,0	5345954,0	Schistosité	137	79	3	3
Ouest	48	711477,0	5345948,0	Schistosité	149	79	3	3
Ouest	49	711491,0	5345932,0	Schistosité	136	79	4	3
Ouest	50	711479,0	5345976,0	Schistosité	342	79	4	3
Ouest	51	711479,0	5345976,0	Schistosité	165	79	5	3
Ouest	52	711479,0	5345976,0	Schistosité	329	79	5	3
Ouest	53	711480,0	5345977,0	Schistosité	150	79	5	3
Ouest	54	711477,0	5345979,0	Schistosité	142	79	3	3
Ouest	55	711478,0	5345978,0	Schistosité	144	79	5	3
Ouest	56	711480,0	5345977,0	Schistosité	142	79	5	3
Ouest	57	711481,0	5345977,0	Schistosité	145	79	3	3
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Schistosité	146	79	3	2

Tableau 26 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Schistosité	156	79	3	2
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Schistosité	158	79	4	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Schistosité	148	79	4	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Schistosité	155	79	3	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Schistosité	141	79	4	3
Ouest	60	711484,0	5345980,0	Schistosité	155	79	4	3
Ouest	60	711484,0	5345980,0	Schistosité	147	79	3	3
Ouest	61	711486,0	5345981,0	Schistosité	126	79	4	3
Ouest	62	711486,0	5345983,0	Schistosité	127	79	4	3
Ouest	62	711486,0	5345983,0	Schistosité	146	79	4	3
Ouest	62	711486,0	5345983,0	Schistosité	145	79	4	3
Ouest	62	711486,0	5345983,0	Schistosité	143	79	4	3
Ouest	63	711485,0	5345984,0	Schistosité	144	79	5	3
Ouest	63	711485,0	5345984,0	Schistosité	145	79		3
Ouest	64	711486,0	5345985,0	Schistosité	322	79	4	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Schistosité	145	79	4	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Schistosité	145	79	4	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Schistosité	170	79	2	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Schistosité	145	79	4	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Schistosité	326	79	4	3
Ouest	66	711492,0	5345984,0	Schistosité	331	79	4	3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Schistosité	160	79	3	3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Schistosité	155	79	4	3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Schistosité	150	79	4	3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Schistosité	161	79	4	3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Schistosité	149	79	4	3
Ouest	68	711494,0	5345985,0	Schistosité	147	79	4	3
Ouest	69	711495,0	5345985,0	Schistosité	153	79	5	3
Ouest	69	711495,0	5345985,0	Schistosité	153	79	5	3
Ouest	70	711495,0	5345985,0	Schistosité	168	79	4	3
Ouest	70	711495,0	5345985,0	Schistosité	169	79	4	3
Ouest	70	711495,0	5345985,0	Schistosité	138	79	4	3
Ouest	71	711496,0	5345987,0	Schistosité	130	79	5	0
Ouest	72	711481,0	5345959,0	Schistosité	146	79	4	3
Ouest	73	711478,0	5345968,0	Schistosité	145	79	3	3
Ouest	74	711488,0	5345962,0	Schistosité	150	79	5	3
Ouest	75	711495,0	5345964,0	Schistosité	149	79	4	3
Ouest	76	711496,0	5345975,0	Schistosité	148	79	4	3
Ouest	77	711486,0	5345977,0	Schistosité	146	79	4	3
Ouest	78	711484,0	5345993,0	Schistosité	150	79	3	3
Ouest	79	711483,0	5345950,0	Schistosité	146	79	5	3
Ouest	80	711497,0	5345948,0	Schistosité	146	79	4	3
Ouest	81	711496,0	5345956,0	Schistosité	145	79	4	3
Ouest	82	711493,0	5345944,0	Schistosité	145	79	5	3
Ouest	83	711502,0	5345932,0	Schistosité	136	79	4	3
Ouest	84	711507,0	5345914,0	Schistosité	130	79	5	3

Tableau 27 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Ouest	85	711513,0	5345918,0	Schistosité	130	79	5	3
Ouest	86	711518,0	5345926,0	Schistosité	129	79	5	3
Ouest	87	711513,0	5345939,0	Schistosité	129	79	4	3
Ouest	88	711514,0	5345946,0	Schistosité	135	79	4	3
Ouest	89	711504,0	5345950,0	Schistosité	141	79	4	3
Ouest	90	711509,0	5345954,0	Schistosité	135	79	4	3
Ouest	91	711502,0	5345959,0	Schistosité	152	79	4	3
Ouest	92	711505,0	5345969,0	Schistosité	156	79	5	3
Ouest	93	711509,0	5345960,0	Schistosité	150	79	4	3
Ouest	94	711527,0	5345933,0	Schistosité	114	79	5	3
Ouest	95	711531,0	5345931,0	Schistosité	120	79	4	3
Ouest	96	711533,0	5345938,0	Schistosité	120	79	4	3
Ouest	97	711526,0	5345948,0	Schistosité	125	79	3	3
Ouest	98	711534,0	5345944,0	Schistosité	119	79	4	3
Ouest	99	711533,0	5345943,0	Schistosité	125	79	4	3
Ouest	100	711533,0	5345945,0	Schistosité	130	79	4	3
Ouest	101	711540,0	5345935,0	Schistosité	117	79	4	3
Ouest	102	711537,0	5345928,0	Schistosité	126	79	5	3
Ouest	103	711531,0	5345922,0	Schistosité	297	79	4	3
Ouest	104	711528,0	5345914,0	Schistosité	120	79	5	3
Ouest	105	711536,0	5345913,0	Schistosité	115	79	5	3
Ouest	106	711543,0	5345918,0	Schistosité	116	79	4	3
Ouest	107	711547,0	5345912,0	Schistosité	124	79	4	3
Ouest	108	711550,0	5345933,0	Schistosité	113	79	4	3
Ouest	109	711555,0	5345925,0	Schistosité	109	79	3	3
Ouest	110	711559,0	5345932,0	Schistosité	104	79	5	3
Ouest	111	711566,0	5345928,0	Schistosité	105	79	5	3
Ouest	112	711573,0	5345927,0	Schistosité	111	79	4	3
Ouest	113	711572,0	5345909,0	Schistosité	108	79	5	3
Ouest	114	711569,0	5345919,0	Schistosité	115	79	5	3
Ouest	116	711564,0	5345923,0	Schistosité	111	79	5	3
Ouest	117	711555,0	5345914,0	Schistosité	115	79	4	3
Ouest	124	711494,0	5345934,0	Schistosité	141	79	4	3
Ouest	208	711486,0	5345932,0	Schistosité	320	79	5	3
Ouest	900	711509,0	5345917,0	Schistosité	120	79	4	3
Ouest	900	711509,0	5345917,0	Litage primaire	110	79		3
Est	28	711638,0	5345978,9	Clivage de crénelation	84	79	5	3
Est	29	711641,8	5345977,9	Clivage de crénelation	250	79	5	3
Est	48	711640,2	5345974,8	Clivage de crénelation	248	79	1	2
Est	49	711645,6	5345977,2	Clivage de crénelation	250	79	3	3
Est	49	711645,6	5345977,2	Clivage de crénelation	70	79	2	2
Est	68	711658,6	5345957,5	Clivage de crénelation	61	79	3	3
Est	69	711665,1	5345953,6	Clivage de crénelation	44	79	3	3
Est	76	711665,7	5345954,0	Clivage de crénelation	220	79	3	3
Est	76	711665,7	5345954,0	Clivage de crénelation	215	79	3	3
Est	76	711665,7	5345954,0	Clivage de crénelation	222	79	3	3

Tableau 28 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Est	76	711665,7	5345954,0	Clivage de crénulation	220	79	3	3
Est	77	711667,6	5345953,7	Clivage de crénulation	38	79	2	3
Est	78	711668,6	5345953,4	Clivage de crénulation	36	79	2	3
Est	84	711673,3	5345951,4	Clivage de crénulation	53	79	3	3
Est	85	711664,4	5345965,0	Clivage de crénulation	27	79	3	3
Est	305	711666,3	5345999,4	Clivage de crénulation	244	79	1	3
Est	318	711667,0	5345979,4	Clivage de crénulation	39	79	3	3
Est	319	711669,4	5345977,1	Clivage de crénulation	240	79	3	3
Est	320	711671,5	5345977,0	Clivage de crénulation	70	79	3	3
Est	321	711663,4	5345974,3	Clivage de crénulation	30	79	3	3
Ouest	1	711439,0	5345962,0	Clivage de crénulation	76	79	3	-
Ouest	12	711460,0	5345979,0	Clivage de crénulation	272	79	3	-
Ouest	13	711460,0	5345979,0	Clivage de crénulation	310	79	4	-
Ouest	21	711452,0	5345973,0	Clivage de crénulation	283	79	5	-
Ouest	22	711452,0	5345972,0	Clivage de crénulation	225	79	4	-
Ouest	41	711455,0	5345960,0	Clivage de crénulation	55	79	3	2
Ouest	51	711479,0	5345976,0	Clivage de crénulation	311	79	5	1
Ouest	53	711480,0	5345977,0	Clivage de crénulation	283	79	5	1
Ouest	56	711480,0	5345977,0	Clivage de crénulation	115	79	5	3
Ouest	207	711495,0	5345923,0	Clivage de crénulation	59	79	3	3
Ouest	208	711486,0	5345932,0	Clivage de crénulation	65	79	3	3
Est	700	711625,2	5345966,9	Linéation d'étirement	189	79	4	2
Est	701	711649,4	5345966,4	Linéation d'étirement	131	79	4	1
Est	702	711665,0	5345976,0	Linéation d'étirement	192	79	3	1
Ouest	5	711442,0	5345966,0	Linéation d'étirement	294	79	2	-
Ouest	6	711442,0	5345967,0	Linéation d'étirement	303	79	3	-
Ouest	12	711460,0	5345979,0	Linéation d'étirement	323	79	3	-
Ouest	14	711460,0	5345978,0	Linéation d'étirement	176	79	2	-
Ouest	17	711459,0	5345976,0	Linéation d'étirement	167	79	2	-
Ouest	18	711458,0	5345976,0	Linéation d'étirement	178	79	4	-
Ouest	19	711457,0	5345975,0	Linéation d'étirement	147	79	3	-
Ouest	20	711454,0	5345972,0	Linéation d'étirement	151	79	5	-
Ouest	50	711479,0	5345976,0	Linéation d'étirement	321	79		1
Ouest	52	711479,0	5345976,0	Linéation d'étirement	330	79	5	3
Ouest	53	711480,0	5345977,0	Linéation d'étirement	155	79	5	2
Ouest	55	711478,0	5345978,0	Linéation d'étirement	243	79	5	3
Ouest	56	711480,0	5345977,0	Linéation d'étirement	243	79	5	3
Ouest	57	711481,0	5345977,0	Linéation d'étirement	136	79	3	3
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Linéation d'étirement	321	79	3	2
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Linéation d'étirement	307	79	3	2
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Linéation d'étirement	171	79	4	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Linéation d'étirement	259	79	4	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Linéation d'étirement	310	79	3	2
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Linéation d'étirement	153	79	4	1
Ouest	61	711486,0	5345981,0	Linéation d'étirement	294	79	4	3
Ouest	64	711486,0	5345985,0	Linéation d'étirement	328	79		1

Tableau 29 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Linéation d'étirement	328	79		1
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Linéation d'étirement	147	79		2
Ouest	118	711479,0	5345957,0	Linéation d'étirement	141	79		3
Ouest	119	711485,0	5345951,0	Linéation d'étirement	166	79		1
Ouest	120	711485,0	5345950,0	Linéation d'étirement	139	79		3
Ouest	122	711489,0	5345943,0	Linéation d'étirement	144	79		3
Ouest	123	711490,0	5345942,0	Linéation d'étirement	151	79		2
Ouest	130	711513,0	5345918,0	Linéation d'étirement	130	79	3	2
Ouest	130	711513,0	5345918,0	Linéation d'étirement	130	79	2	3
Ouest	130	711513,0	5345918,0	Linéation d'étirement	130	79	2	3
Ouest	130	711513,0	5345918,0	Linéation d'étirement	130	79	3	2
Ouest	135	711511,0	5345951,0	Linéation d'étirement	136	79	4	3
Ouest	135	711511,0	5345951,0	Linéation d'étirement	136	79	3	2
Ouest	138	711506,0	5345949,0	Linéation d'étirement	141	79	3	2
Ouest	143	711531,0	5345940,0	Linéation d'étirement	113	79	3	2
Ouest	211	711442,0	5345969,0	Linéation d'étirement	306	79		3
Est	49	711645,6	5345977,2	Linéation de crénelation	117	79	3	3
Est	49	711645,6	5345977,2	Linéation de crénelation	155	79	5	3
Ouest	1	711439,0	5345962,0	Linéation de crénelation	332	79	3	-
Ouest	5	711442,0	5345966,0	Linéation de crénelation	243	79	2	-
Ouest	6	711442,0	5345967,0	Linéation de crénelation	145	79	3	-
Ouest	8	711439,0	5345979,0	Linéation de crénelation	279	79	2	-
Ouest	9	711442,0	5345973,0	Linéation de crénelation	295	79		-
Ouest	10	711443,0	5345969,0	Linéation de crénelation	286	79	3	-
Ouest	22	711452,0	5345972,0	Linéation de crénelation	206	79	4	-
Ouest	27	711459,0	5345966,0	Linéation de crénelation	190	79	2	2
Ouest	29	711462,0	5345968,0	Linéation de crénelation	182	79	2	2
Ouest	36	711458,0	5345964,0	Linéation de crénelation	171	79	4	3
Ouest	55	711478,0	5345978,0	Linéation de crénelation	314	79	5	1
Ouest	60	711484,0	5345980,0	Linéation de crénelation	143	79	4	2
Ouest	61	711486,0	5345981,0	Linéation de crénelation	292	79	4	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Linéation de crénelation	2	79		1
Ouest	129	711509,0	5345921,0	Linéation de crénelation	315	79	2	2
Ouest	130	711513,0	5345918,0	Linéation de crénelation	130	79	2	3
Ouest	130	711513,0	5345918,0	Linéation de crénelation	130	79	3	2
Ouest	135	711511,0	5345951,0	Linéation de crénelation	136	79	3	2
Est	58	711645,1	5345961,2	Joint	60	79	0	3
Ouest	200	711561,0	5345926,0	Joint	325	79		3
Ouest	201	711564,0	5345925,0	Joint	310	79		3
Ouest	202	711565,0	5345925,0	Joint	306	79		3
Ouest	203	711567,0	5345925,0	Joint	32	79		3
Ouest	204	711568,0	5345925,0	Joint	295	79		3
Ouest	205	711569,0	5345926,0	Joint	309	79		3
Ouest	206	711570,0	5345930,0	Joint	253	79		3

Tableau 30 – Mesures structurales prises sur le terrain (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	Station	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)
Ouest	2	711440,0	5345962,0	Dyke	315	79	2	-
Ouest	3	711439,0	5345964,0	Dyke	145	79	3	-
Ouest	4	711444,0	5345963,0	Dyke	310	79	2	-
Ouest	6	711442,0	5345967,0	Dyke	140	79	2	-
Ouest	14	711460,0	5345978,0	Dyke	321	79	2	-
Ouest	16	711460,0	5345979,0	Dyke	137	79	2	-
Ouest	17	711459,0	5345976,0	Dyke	148	79	2	-
Ouest	27	711459,0	5345966,0	Dyke	145	79	2	3
Ouest	30	711463,0	5345969,0	Dyke	145	79	2	3
Ouest	31	711463,0	5345969,0	Dyke	145	79	2	3
Ouest	32	711463,0	5345970,0	Dyke	145	79	2	3
Ouest	33	711464,0	5345970,0	Dyke	145	79	2	3
Ouest	39	711458,0	5345962,0	Dyke	150	79	2	3
Ouest	42	711456,0	5345959,0	Dyke	142	79	2	3
Ouest	54	711477,0	5345979,0	Dyke	147	79	3	3
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Dyke	150	79	3	3
Ouest	58	711483,0	5345976,0	Dyke	145	79	3	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Dyke	150	79	4	3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Dyke	148	79	3	3
Ouest	60	711484,0	5345980,0	Dyke	155	79	3	3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Dyke	150	79	2	3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Dyke	154	79		3
Ouest	67	711493,0	5345985,0	Dyke	148	79		3
Ouest	70	711495,0	5345985,0	Dyke	170	79	4	3
Ouest	7	711438,0	5345979,0	Veine	145	79		-
Ouest	8	711439,0	5345979,0	Veine	145	79		-
Ouest	10	711443,0	5345969,0	Veine	159	79		-
Ouest	11	711446,0	5345980,0	Veine	135	79		-
Ouest	12	711460,0	5345979,0	Veine	156	79		-
Ouest	18	711458,0	5345976,0	Veine	146	79		-
Ouest	21	711452,0	5345973,0	Veine	155	79		-
Ouest	29	711462,0	5345968,0	Veine	145	79	3	3
Ouest	30	711463,0	5345969,0	Veine	155	79	1	3
Ouest	35	711465,0	5345971,0	Veine	145	79	3	3
Ouest	38	711459,0	5345962,0	Veine	141	79	3	3
Ouest	39	711458,0	5345962,0	Veine	142	79	2	3
Ouest	43	711455,0	5345959,0	Veine	145	79	3	3
Ouest	44	711454,0	5345959,0	Veine	140	79	2	1
Ouest	52	711479,0	5345976,0	Veine	143	79		3
Ouest	59	711483,0	5345979,0	Veine	155	79		3
Ouest	61	711486,0	5345981,0	Veine	130	79		3
Ouest	62	711486,0	5345983,0	Veine	151	79		3
Ouest	63	711485,0	5345984,0	Veine	135	79		3
Ouest	65	711489,0	5345985,0	Veine	124	79		3
Ouest	69	711495,0	5345985,0	Veine	157	79		3

Tableau 31 – Mesures structurales prises sur les échantillons orientés. Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	# Échant.	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/Plong	IAP	Confiance	Lithologie
Est	FG-117	711632,0	5345963,0	Schistosité	109	46	2	3	Diorite à biotite
Est	FG-118	711640,0	5345972,0	Schistosité	150	89	2	2	Gabbro
Est	FG-120	711655,0	5346024,0	Schistosité	148	69	1	3	Diorite à biotite
Est	FG-60	711646,0	5345977,0	Schistosité	99	65	5	3	Basalte
Est	FG-61	711613,0	5345954,0	Schistosité	102	80	1	2	Basalte
Est	FG-63	711616,0	5345960,0	Schistosité	120	79	2	3	Porphyre feldspathique
Est	FG-64	711620,0	5345962,0	Schistosité	138	54	2	3	Diorite à biotite
Est	FG-66	711628,0	5345974,0	Schistosité	324	90	1	2	Diorite à biotite et muscovite
Est	FG-67	711631,0	534597,0	Schistosité	145	67	2	2	Diorite à biotite
Est	FG-69	711636,0	5345978,0	Schistosité	100	62	4	3	Diorite à biotite
Est	FG-72	711670,0	5345953,0	Schistosité	152	85	3	3	Diorite à biotite
Est	FG-74	711658,0	5345953,0	Schistosité	168	76	2	2	Diorite à chlorite et muscovite
Est	FG-75	711651,0	5346020,0	Schistosité	150	80	2	3	Porphyre feldspathique
Est	FG-77	711663,0	5345960,0	Schistosité	163	79	4	2	Basalte
Est	FG-80	711672,0	5345975,0	Schistosité	136	80	3	3	Volcanoclastite felsique
Est	FG-81	711655,0	5346021,0	Schistosité	339	73	4	3	Volcanoclastite felsique
Est	FG-82	711647,0	5345983,0	Schistosité	144	81	1	3	Volcanoclastite felsique
Est	FG-92	711631,0	5345966,0	Schistosité	290	80	2	3	Basalte komatiitique
Ouest	FG-05	711485,0	5345950,0	Schistosité	141	77	3	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-07	711490,0	5345942,0	Schistosité	151	79	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-08	711490,0	5345942,0	Schistosité	151	79	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-09	711494,0	5345934,0	Schistosité	139	70	3	3	Basalte
Ouest	FG-10	711495,0	5345937,0	Schistosité	139	90	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-103	711444,0	5345967,0	Schistosité	141	71	3	1	Diorite à biotite
Ouest	FG-104	711430,0	5345972,0	Schistosité	145	66	3	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-105	711430,0	5345972,0	Schistosité	136	67	2	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-106	711439,0	5345961,0	Schistosité	138	80	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-107	711439,0	5345961,0	Schistosité	132	63	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-108	711460,0	5345958,0	Schistosité	138	82	1	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-109	711469,0	5345959,0	Schistosité	142	89	4	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-110	711562,0	5345927,0	Schistosité	94	79	2	1	Diorite à biotite
Ouest	FG-111	711562,0	5345927,0	Schistosité	102	83	2	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-112	711562,0	5345927,0	Schistosité	286	68	3	1	Diorite à biotite
Ouest	FG-114	711562,0	5345927,0	Schistosité	102	73	2	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-115	711458,0	5345960,0	Schistosité	143	77	3	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-116	711458,0	5345960,0	Schistosité	144	74			Diorite à biotite
Ouest	FG-12	711504,0	5345926,0	Schistosité	316	79	3	3	Basalte
Ouest	FG-14	711509,0	5345921,0	Schistosité	315	90	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-15	711513,0	5345918,0	Schistosité	130	86	3	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-16	711513,0	5345918,0	Schistosité	130	80	2	3	Basalte
Ouest	FG-17	711514,0	5345919,0	Schistosité	125	77	2	3	Diorite à biotite et amphiboles
Ouest	FG-18	711515,0	5345918,0	Schistosité	125	75	3	3	Diorite à biotite et amphiboles
Ouest	FG-20	711532,0	5345917,0	Schistosité	100	79	3	3	Basalte
Ouest	FG-22	711497,0	5345948,0	Schistosité	149	81	3	3	Basalte
Ouest	FG-26	711504,0	5345968,0	Schistosité	180	80	2	1	Diorite à biotite
Ouest	FG-27	711504,0	5345968,0	Schistosité	135	84	2	1	Basalte
Ouest	FG-28	711506,0	5345949,0	Schistosité	141	86	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-29	711512,0	5345946,0	Schistosité	140	70	3	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-30	711519,0	5345936,0	Schistosité	133	81	2	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-31	711519,0	5345936,0	Schistosité	133	90	2	3	Basalte
Ouest	FG-32	711524,0	5345953,0	Schistosité	120	60	1	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-35	711547,0	5345927,0	Schistosité	115	75	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-36	711564,0	5345927,0	Schistosité	122	64	2	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-39	711553,0	5345931,0	Schistosité	104	71	2	3	Diorite à biotite
Ouest	FG-44	711556,0	5345916,0	Schistosité	305	88	1	2	Basalte

Tableau 32 – Mesures structurales prises sur les échantillons orientés (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	# Échant.	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/Plong	IAP	Confiance	Lithologie
Ouest	FG-48	711565,0	5345928,0	Schistosité	90	83	1	1	Basalte
Ouest	FG-50	711530,0	5345943,0	Schistosité	125	67	3	2	Veine de calcite
Ouest	FG-52	711496,0	5345989,0	Schistosité	113	58	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-53	711496,0	5345989,0	Schistosité	121	60	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-54	711496,0	5345989,0	Schistosité	293	88	1	2	Basalte
Ouest	FG-55	711496,0	5345989,0	Schistosité	284	62	3	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-89	711438,0	5345962,0	Schistosité	146	79	5	3	Basalte
Ouest	FG-91	711479,0	5345954,0	Schistosité	140	82	3	3	Gabbro (synvolcanique)
Est	FG-69	711636,0	5345978,0	Clivage de crénulation	57	75	4	3	Diorite à biotite
Est	FG-74	711658,0	5345953,0	Clivage de crénulation	225		1	1	Diorite à chlorite et muscovite
Est	FG-77	711663,0	5345960,0	Clivage de crénulation	44	77	5	3	Basalte
Est	FG-77	711663,0	5345960,0	Clivage de crénulation	169	53	3	2	Basalte
Est	FG-80	711672,0	5345975,0	Clivage de crénulation	40	80	2	3	Volcanoclastite felsique
Est	FG-81	711655,0	5346021,0	Clivage de crénulation	79	66	2	2	Volcanoclastite felsique
Ouest	FG-07	711490,0	5345942,0	Clivage de crénulation	240	75	1	2	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-09	711494,0	5345934,0	Clivage de crénulation	211	85	1	1	Basalte
Ouest	FG-12	711504,0	5345926,0	Clivage de crénulation	74		1	1	Basalte
Ouest	FG-14	711509,0	5345921,0	Clivage de crénulation	105	90	2	1	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-20	711532,0	5345917,0	Clivage de crénulation	12	71	2	3	Basalte
Ouest	FG-22	711497,0	5345948,0	Clivage de crénulation	200	90	1	1	Basalte
Ouest	FG-28	711506,0	5345949,0	Clivage de crénulation	276	65	1	1	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-29	711512,0	5345946,0	Clivage de crénulation	0	80	1	1	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-35	711547,0	5345927,0	Clivage de crénulation	250	74	2	2	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-39	711553,0	5345931,0	Clivage de crénulation	246	76	1	1	Diorite à biotite
Ouest	FG-89	711438,0	5345962,0	Clivage de crénulation	201	90	1	1	Basalte
Est	FG-63	711616,0	5345960,0	Linéation d'étirement	123	15	2	3	Porphyre feldspathique
Est	FG-64	711620,0	5345962,0	Linéation d'étirement	142	6	2	3	Diorite à biotite
Est	FG-67	711631,0	534597,0	Linéation d'étirement	181	54	1	3	Diorite à biotite
Est	FG-69	711636,0	5345978,0	Linéation d'étirement	107	13	3	3	Diorite à biotite
Est	FG-72	711670,0	5345953,0	Linéation d'étirement	154	20	4	3	Diorite à biotite
Est	FG-74	711658,0	5345953,0	Linéation d'étirement	212	65	3	2	Diorite à chlorite et muscovite
Est	FG-75	711651,0	5346020,0	Linéation d'étirement	156	31	3	3	Porphyre feldspathique
Est	FG-77	711663,0	5345960,0	Linéation d'étirement	184	62	1	1	Basalte
Est	FG-80	711672,0	5345975,0	Linéation d'étirement	137	6	2	3	Volcanoclastite felsique
Est	FG-92	711631,0	5345966,0	Linéation d'étirement	20	80	1	2	Basalte komatiitique
Ouest	FG-05	711485,0	5345950,0	Linéation d'étirement	169	64	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-07	711490,0	5345942,0	Linéation d'étirement	151	2	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-09	711494,0	5345934,0	Linéation d'étirement	157	41	4	3	Basalte
Ouest	FG-10	711495,0	5345937,0	Linéation d'étirement	139	45	1	1	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-12	711504,0	5345926,0	Linéation d'étirement	317	7	2	1	Basalte
Ouest	FG-14	711509,0	5345921,0	Linéation d'étirement	315	63	1	1	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-15	711513,0	5345918,0	Linéation d'étirement	135	51	3	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-16	711513,0	5345918,0	Linéation d'étirement	131	4	1	2	Basalte
Ouest	FG-17	711514,0	5345919,0	Linéation d'étirement	130	11	2	3	Diorite à biotite et amphiboles
Ouest	FG-18	711515,0	5345918,0	Linéation d'étirement	146	53	1	2	Diorite à biotite et amphiboles
Ouest	FG-20	711532,0	5345917,0	Linéation d'étirement	120	85	4	1	Basalte
Ouest	FG-22	711497,0	5345948,0	Linéation d'étirement	154	28	3	3	Basalte
Ouest	FG-27	711504,0	5345968,0	Linéation d'étirement	150	46	1	2	Basalte
Ouest	FG-28	711506,0	5345949,0	Linéation d'étirement	142	12	1	2	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-29	711512,0	5345946,0	Linéation d'étirement	145	13	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-30	711519,0	5345936,0	Linéation d'étirement	141	42	2	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-31	711519,0	5345936,0	Linéation d'étirement	133	83	1	3	Basalte
Ouest	FG-32	711524,0	5345953,0	Linéation d'étirement	202	60	4	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-35	711547,0	5345927,0	Linéation d'étirement	176	73	1	2	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-36	711564,0	5345927,0	Linéation d'étirement	174	58	3	2	Diorite à biotite

Tableau 33 – Mesures structurales prises sur les échantillons orientés (suite). Les coordonnées UTM sont données pour la zone 17 dans le système de référence NAD83.

Affl.	# Échant.	UTME	UTMN	Type	Direction	Pend/Plong	IAP (1-5)	Confiance (1-3)	Lithologie
Ouest	FG-39	711553,0	5345931,0	Linéation d'étirement	107	8	2	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-50	711530,0	5345943,0	Linéation d'étirement	191	65	1	1	Veine de calcite
Ouest	FG-52	711496,0	5345989,0	Linéation d'étirement	175	55	4	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-53	711496,0	5345989,0	Linéation d'étirement	160	47	2	2	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-55	711496,0	5345989,0	Linéation d'étirement	284	0	1	1	Diorite à biotite
Ouest	FG-89	711438,0	5345962,0	Linéation d'étirement	148	9	3	3	Basalte
Ouest	FG-91	711479,0	5345954,0	Linéation d'étirement	149	49	1	1	Gabbro (synvolcanique)
Est	FG-60	711646,0	5345977,0	Linéation de crénulation	111	14	5	3	Basalte
Est	FG-60	711646,0	5345977,0	Linéation de crénulation	156	60	5	3	Basalte
Est	FG-69	711636,0	5345978,0	Linéation de crénulation	169	60	5	3	Diorite à biotite
Est	FG-72	711670,0	5345953,0	Linéation de crénulation	161	62	4	3	Diorite à biotite
Est	FG-77	711663,0	5345960,0	Linéation de crénulation	186	13	2	2	Basalte
Est	FG-77	711663,0	5345960,0	Linéation de crénulation	211	79	4	2	Basalte
Ouest	FG-07	711490,0	5345942,0	Linéation de crénulation	191	73	2	3	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-09	711494,0	5345934,0	Linéation de crénulation	215	69	1	1	Basalte
Ouest	FG-20	711532,0	5345917,0	Linéation de crénulation	174	73	1	1	Basalte
Ouest	FG-22	711497,0	5345948,0	Linéation de crénulation	215	80	2	2	Basalte
Ouest	FG-28	711506,0	5345949,0	Linéation de crénulation	150	65	1	1	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-35	711547,0	5345927,0	Linéation de crénulation	134	50	2	2	Diorite à amphiboles
Ouest	FG-39	711553,0	5345931,0	Linéation de crénulation	124	45	2	2	Diorite à biotite
Ouest	FG-89	711438,0	5345962,0	Linéation de crénulation	231	79	5	3	Basalte