



Minéralisation aurifère filonienne et déformation de l'indice « Rive du lac Malartic », Sous-province de l'Abitibi, Québec

Francis Guay, Pierre Pilote et Réal Daigneault

MB 2017-03



Avertissement

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

MINÉRALISATION AURIFÈRE FILONNIENNE ET DÉFORMATION DE
L'INDICE « RIVE DU LAC MALARTIC », SOUS-PROVINCE DE
L'ABITIBI, QUÉBEC

PAR

FRANCIS GUAY

Centre d'Études sur les Ressources Minérales (CERM)
Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)

PIERRE PILOTE

Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN)

RÉAL DAIGNEAULT

Centre d'Études sur les Ressources Minérales (CERM)
Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

décembre 2016

RÉSUMÉ

Ce projet de recherche porte sur l'indice aurifère « Rive du lac Malartic » (*Malartic Lake Shore showing*). Ce secteur est situé dans la Zone volcanique sud de la Sous-province archéenne de l'Abitibi, à environ 5 km à l'est du village de Rivière-Héva. Il comprend deux vastes décapages, les affleurements Ouest et Est, sur lesquels sont observées plusieurs veines de quartz aurifères. L'étude réalisée à l'UQAC en collaboration avec le MERN vise à établir les relations entre les intrusions, la déformation et la minéralisation aurifère filonienne.

Du point de vue stratigraphique, les roches du secteur s'insèrent dans les groupes de Louvicourt (Formation d'Héva) au nord et de Malartic (Formation de Dubuisson) au sud. On y reconnaît un assemblage de roches volcaniques intermédiaires à mafiques (basaltes et basaltes andésitiques) et ultramafiques (basaltes komatiitiques) d'affinité tholéiitique (Formation de Dubuisson), en contact avec une unité volcanoclastique felsique (tuf à lapillis) d'affinité calco-alcaline située plus au nord (Formation Héva). Les volcanites mafiques présentent communément un faciès coussiné. Le métamorphisme régional est au faciès supérieur des schistes verts.

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

Les épontes des veines aurifères sont affectées par une intense altération hydrothermale en biotite de quelques centimètres d'épaisseur. Cette biotite est affectée par la schistosité principale et est partiellement déstabilisée par la chlorite, résultat d'un métamorphisme rétrograde interprétée comme tardidéformation. Une zone de stockwerk de biotite hydrothermale présentant des caractéristiques similaires est également reconnue au sein de l'unité ultramafique sur l'affleurement Est.

L'affleurement Ouest présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à décimétriques. L'étude pétrographique et les analyses lithogéochimiques ont permis de distinguer sept familles de dykes, soit 1) une famille synvolcanique de gabbros, 2) une suite de diorites pouvant être séparées en trois types distincts, 3) des porphyres feldspathiques, 4) une diorite quartzifère à chlorite et biotite, et 5) une monzonite quartzifère tardive. Les gabbros montrent plutôt une affinité transitionnelle, alors que les autres dykes sont d'affinité calco-alcaline. Les veines de quartz aurifères sont systématiquement coupées par les dykes de diorite-lamprophyre.

Les roches de la zone d'étude montrent un degré élevé de déformation ductile. La schistosité principale (Sp) est très fortement développée et orientée en moyenne $132^{\circ}/79^{\circ}$. La déformation du secteur, associée au couloir de déformation de la Faille de Rivière Héva, s'intensifie 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 l'orientation des linéations et la présence des nombreux clivages de crénulation semblent indiquer une déformation polyphasée évoluant d'un mouvement en raccourcissement vers un mouvement en décrochement.

L'ensemble des observations recueillies pointe vers une minéralisation aurifère filonienne précoce, c'est-à-dire prédéformation régionale. Des minéralisations de type épithermale ou associée à des intrusions semblent les modèles les plus plausibles.

TABLE DES MATIÈRES

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 du secteur d'étude	2
1.3. Objectifs du projet	6
Chapitre 2 – Caractérisation pétrographique et lithogéochimique des unités lithologiques.....	7
2.1. Introduction	7
2.1.1. Description du site à l'étude	7
2.1.2. Généralités	7
2.2. Descriptions des unités principales	10
2.2.1. Volcanite mafique.....	10
2.2.2. Volcanite ultramafique	11
2.2.3. Volcanoclastite felsique.....	12
2.2.4. Volcanoclastite intermédiaire	14
2.3. Descriptions des dykes	19
2.3.1. Gabbro	20
2.3.2. Diorites	20
2.3.3. Porphyres feldspathiques	22
2.3.4. Diorite quartzifère à chlorite et biotite.....	22
2.3.5. Monzonite quartzifère.....	23
2.3.6. Classification de Streckeisen pour les dykes	28
2.4. Comparaison des minéralogies modale et normative.....	29
Chapitre 3 – Analyse structurale.....	31
3.1. Introduction	31
3.2. Analyse des fabriques planaires et linéaires.....	31
3.2.1. Litage primaire (S0) et polarité.....	31
3.2.2. Schistosité de flux et linéations d'étirement.....	31

3.2.3. Clivages de crénulation.....	33
3.3. Pétrographie structurale.....	35
3.3.1. Volcanoclastite felsique.....	35
3.3.2. Volcanite mafique.....	35
3.3.3. Volcanite ultramafique	36
3.3.4. Dykes dioritiques	36
Chapitre 4 – Minéralisation aurifère filonienne	43
4.1. Introduction	43
4.2. Caractéristiques principales des veines	43
4.3. Paragenèse et minéralogie	47
4.3.1. Phases principales (minéraux translucides)	47
4.3.2. Phases métalliques (minéraux opaques) et teneurs en métaux	48
Chapitre 5 - Altérations hydrothermales.....	53
5.1. Altération potassique précoce	53
5.2. Carbonatation pervasive	54
5.3. Pyritisation dans la volcanoclastite felsique.....	55
5.4. Altération potassique tardive.....	55
Chapitre 6 – Discussion et conclusions	56
Références.....	60
Annexe 1 - Analyses lithogéochimiques	64

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Localisation du secteur à l'étude, indiquée par la flèche.....	1
Figure 2 - Principales unités stratigraphiques du secteur de Malartic	4
Figure 3 - Géologie locale du secteur de l'indice «Rive du lac Malartic». Les positions des zones décapées Est, Ouest et les forages sont indiquées	5
Figure 4 - Cartographie de l'affleurement Est du secteur d'étude (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008).....	8
Figure 5 - Cartographie de l'affleurement Ouest du secteur d'étude (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008).....	9
Figure 6 – Diagrammes binaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et volcanoclastiques principales.....	16
Figure 7 – Diagrammes binaires et ternaires montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et volcanoclastiques principales.....	17
Figure 8 - Photos des unités volcaniques principales, A) à C) proviennent de l'affleurement Ouest.	18
Figure 9 – Diagrammes binaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des différentes unités intrusives. Les types se rapportent aux dykes de diorite.....	25
Figure 10 – Diagrammes binaires et ternaires montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités intrusives. Les types se rapportent aux dykes de diorite. ..	26
Figure 11 - Photos des dykes et des relations de recoupements avec les veines.	27
Figure 12 - Diagrammes ternaires montrant la classification de Streckeisen (1976) pour les dykes en utilisant la minéralogie normative CIPW pour les roches intrusives.	28
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.....	30

Figure 14 - Stéréogrammes des mesures (A) de schistosité de flux et de linéation d'étirement et (B) des mesures de clivage de crénulation.	33
Figure 15 - Cartographie simplifiée du secteur d'étude montrant l'orientation de la schistosité principale et des couloirs de déformation ductile.....	34
Figure 16 - Cartographie simplifiée du secteur montrant l'orientation de la linéation d'étirement et des couloirs de plus forte déformation ductile.....	34
Figure 17 - Photomicrographies de deux échantillons de l'unité volcanoclastique felsique montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	38
Figure 18 - Photomicrographies de trois échantillons de l'unité volcanique mafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	39
Figure 19 - Photomicrographies de trois échantillons de l'unité volcanique ultramafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	40
Figure 20 - Photomicrographies de trois échantillons de dykes de diorite à biotite montrant une évolution de l'intensité de la déformation	41
Figure 21 - Photomicrographies de trois échantillons de dykes de diorite à amphiboles montrant une évolution de l'intensité de la déformation.	42
Figure 22 - Photographies des veines. A à D représentent les veines minéralisées principales (type 1), E et F représentent les veines orogéniques tardives (type 2).	46
Figure 23 - Photographie d'un échantillon de veine minéralisée montrant une zonalité minéralogique formant un rubanement.	48
Figure 24 - Photomicrographies des minéraux opaques dans les veines minéralisées en lames minces polies.	52
Figure 25 - Bloc modèle montrant la chronologie relative de mise en place des différentes lithologies, de la minéralisation aurifère et l'évolution de la déformation pour le secteur d'étude.....	59
Figure 26 – Carte de localisation des échantillons.....	68

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Synthèse des observations pétrographiques des principales lithologies volcaniques et volcanoclastiques	15
Tableau 2 - Synthèse des observations pétrographiques des familles de dykes	24
Tableau 3 – Synthèse de la minéralogie normative déterminée par la norme CONSONORM_LG pour les unités volcaniques, volcanoclastiques et intrusives.	29
Tableau 4 - Synthèse des caractéristiques des veines de type 1 et de type 2.....	45
Tableau 5 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens selon les modèles épithermal neutre et IRGS.	50
Tableau 6 - Résultats des analyses chimiques de différentes veines minéralisées.	51
Tableau 7 - Synthèse des résultats d'analyses chimiques à la microsonde électronique sur des sulfures contenus dans les veines minéralisées.	51
Tableau 8 - Synthèse des résultats d'analyses chimiques à la microsonde électronique sur des phases métalliques contenues dans les veines minéralisées.	51
Tableau 9 – Calcul des bilans de masse par la méthode des précurseurs modélisés pour les roches volcaniques les plus altérées	54
Tableau 10 – Analyses lithogéochimiques (éléments majeurs) des échantillons.	65
Tableau 11 – Analyses lithogéochimiques (éléments mineurs et traces) des échantillons.	66
Tableau 12 – Analyses lithogéochimiques (éléments mineurs et traces) des échantillons (suite).	67

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 à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) en collaboration avec le MERN. 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 showing* »), en Abitibi. Cet indice, détenu auparavant par la société Golden Share est passé aux mains de la société Khalkos Exploration en 2016.

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. Celui-ci se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est). L'affleurement Ouest mesure 150 x 40 m² et l'affleurement Est fait 90 x 65 m².

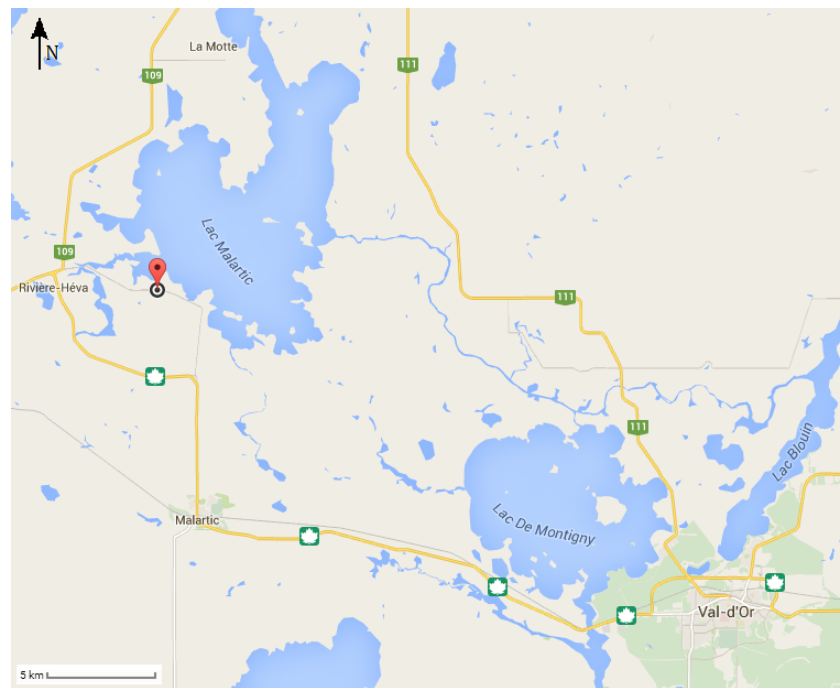


Figure 1 - Localisation du secteur à l'étude, indiquée par la flèche (Google Map, 2015).

1.2. PROBLÉMATIQUE DU SECTEUR D'ÉTUDE

Le secteur d'étude (Figure 2) chevauche le contact entre des roches volcaniques mafiques à ultramafiques (basaltes et basaltes komatiitiques) au sud et une unité volcanoclastique felsique plus au nord. Les volcanites mafiques présentent communément le faciès coussiné. Le métamorphisme régional est au faciès supérieur des schistes verts.

La zone d'étude se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est; Figure 3). L'affleurement Ouest (Figure 5) mesure 150 x 40 m² et l'affleurement Est (Figure 4) fait 90 x 65 m². L'affleurement Ouest présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques de composition felsique à mafique. Il montre aussi une importante flexure dans la trajectoire de la schistosité de flux, qui passe de 160° à 105° sur une distance d'environ 70 mètres.

L'affleurement Est permet d'observer la zone de contact déformée entre des volcanites mafiques (basaltes) et des volcanoclastites felsiques (tufs rhyolitiques). Ce contact est interprété par Pilote (2013) et Pilote et al. (2014) comme étant occupé par la Faille Rivière Héva, une structure d'envergure régionale orientée parallèlement aux failles de La Pause, de Parfouru et de Cadillac. La Faille Rivière Héva met en contact la Formation de Héva (âge de 2702±1 Ma; Davis 1998; Groupe de Louvicourt) au nord avec la Formation de Dubuisson (âge de 2708±2 Ma; Pilote et al., 2007; Groupe de Malartic) au sud. L'affleurement Est expose également une zone d'intense altération hydrothermale de dimension décamétrique près de la zone de contact entre les roches volcaniques mafiques et les roches volcanoclastiques felsiques.

La zone d'étude expose une problématique particulière à l'égard de l'interprétation cinématique des zones de failles. Les couloirs de déformation E-W présentent communément des linéations d'étirement à composante pendage dominante tandis que 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 semble témoigner de multiples mouvements (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 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 des mesures de terrain déterminantes. 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 (Tikoff et Greene, 1997; Robert, 1989; Lin et Williams, 1992; Robert 1993).

Plusieurs dykes intermédiaires à mafiques présents dans la zone d'étude pourraient montrer certaines affinités avec les lamprophyres (Bousquet et Carrier 2008), lesquels se distinguent par la présence de phénocristaux de hornblende et de biotite. Selon la définition de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) telle que définie par Le Maitre (2002) et rapportée par Winter (2010), le lamprophyre est une roche intrusive mafique à texture porphyrique (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 plusieurs géologues d'exploration pour qualifier différentes variétés de roches intrusives contenant de la biotite.

Les études portant sur les dykes de lamprophyres de la Sous-province de l'Abitibi ou de la Province de Supérieur (Stern et Hanson, 1992; Wyman et Kerrich, 1989a; Wyman et Kerrich, 1993; Kerrich et Wyman, 1994; Rock, 1984) sont peu nombreuses et ont été réalisées à une époque où les technologies ne permettaient pas d'analyses géochimiques aussi précises qu'aujourd'hui. Les lamprophyres ont été interprétés par le passé associés à la présence de minéralisation aurifère (Kerrich et Wyman, 1994; Rock et al., 1989; Rock et Groves, 1988; McNeil et Kerrich, 1986). Leur présence dans la zone d'étude mérite d'être investiguée. Elle souligne à tout le moins la performance d'un conduit structural important actif le long de cette zone de faille.

De multiples veines de quartz décimétriques à pluridécimétriques se retrouvent sur plusieurs sites de l'affleurement Ouest. Ces veines sont minéralisées en pyrite, chalcopyrite et galène et elles sont recoupées par plusieurs familles de dykes. Une bordure d'altération hydrothermale noirâtre pluricentimétrique à pluridécimétrique est présente de part et d'autre des veines aurifères. Ces veines seront évaluées, caractérisées et placées dans l'évolution géologique de ce secteur, afin de déterminer leur origine la plus probable.

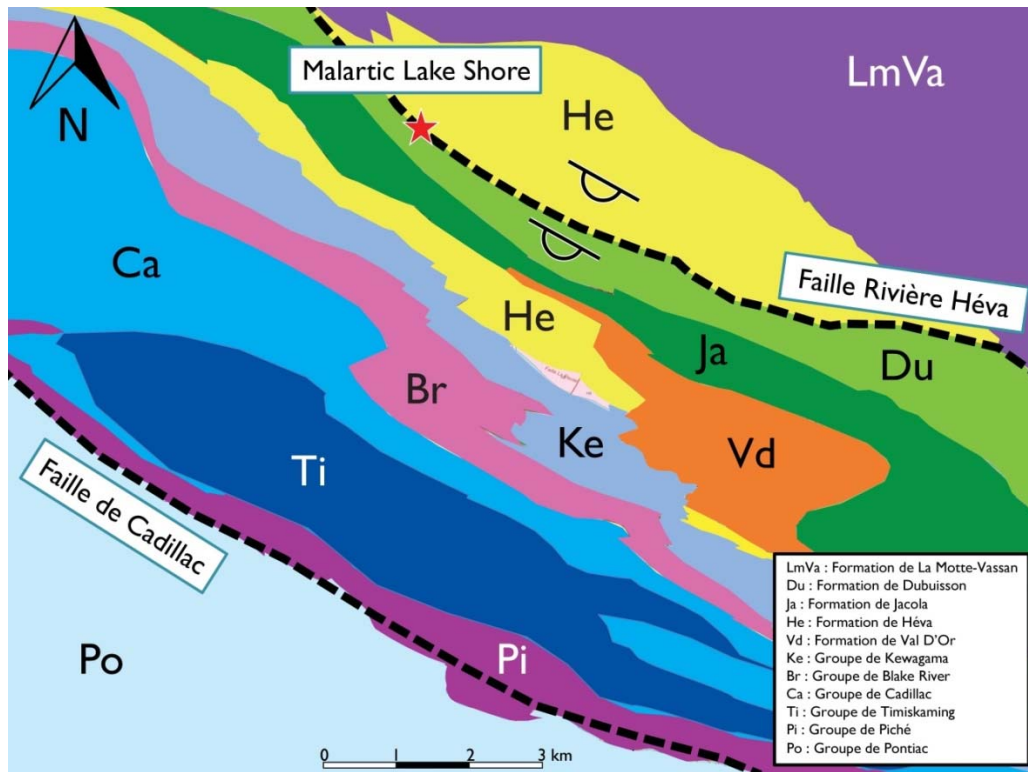


Figure 2 - Principales unités stratigraphiques du secteur de Malartic (SNRC 32D01-SE).
Modifiée de Pilote (2013) et de Pilote et al. (2014).

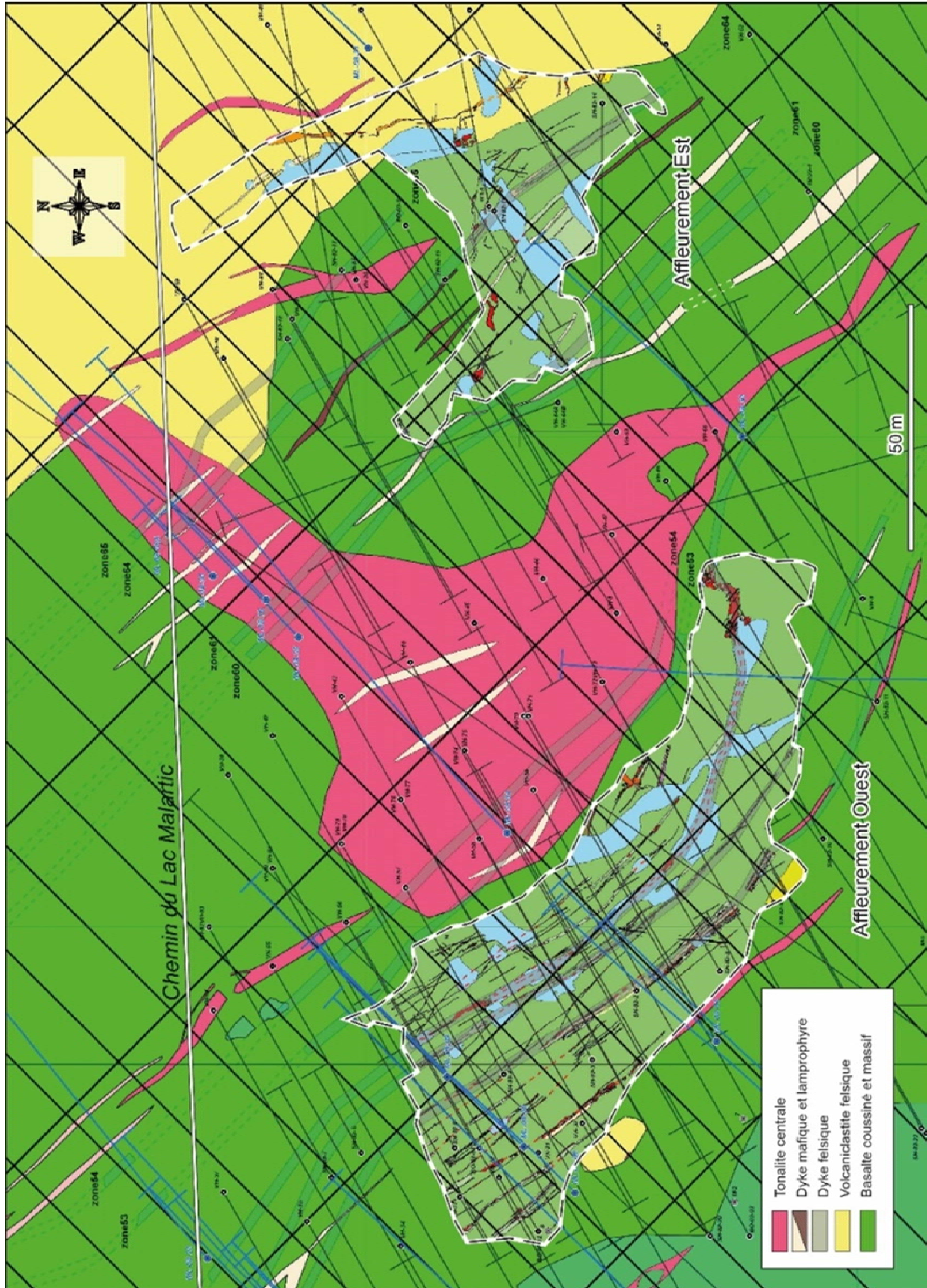


Figure 3 - Géologie locale du secteur de l'indice «Rive du lac Malartic». Les positions des zones découpées Est, Ouest et les forages sont indiquées (Bousquet et Carrier, 2008, 2009a et 2009b).

1.3. OBJECTIFS DU PROJET

Les principaux objectifs du projet sont :

- 1) de caractériser la minéralisation aurifère filonienne, son contexte de mise en place, et l’empreinte de l’altération hydrothermale qui lui est associée,
- 2) de caractériser les différentes unités lithologiques et plus particulièrement les différentes familles de dykes présentes sur la zone d’étude,
- 3) d’établir la chronologie des événements de déformation et de caractériser les styles structuraux avec une emphase sur les variations des linéations d’étirement,
- 4) d’intégrer l’ensemble des éléments dans un cadre chronologique, de proposer un modèle d’évolution et des guides pour l’exploration.

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 bréchique (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 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 aux figures 4 et 5 et constituent le fondement de ce projet. Ces affleurements avaient fait l'objet auparavant d'important 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.

Les différentes lithologies présentes sur la zone d'étude sont décrites en détail dans les pages suivantes d'après les aspects pétrographiques et lithogéochimiques. Une comparaison entre la minéralogie observée et une minéralogie normative déterminée par l'application de la norme CONSONORM_LG pour le faciès métamorphiques « schistes verts 450 » telle que définie par Trépanier et al. (2015) est également présentée dans ce chapitre.

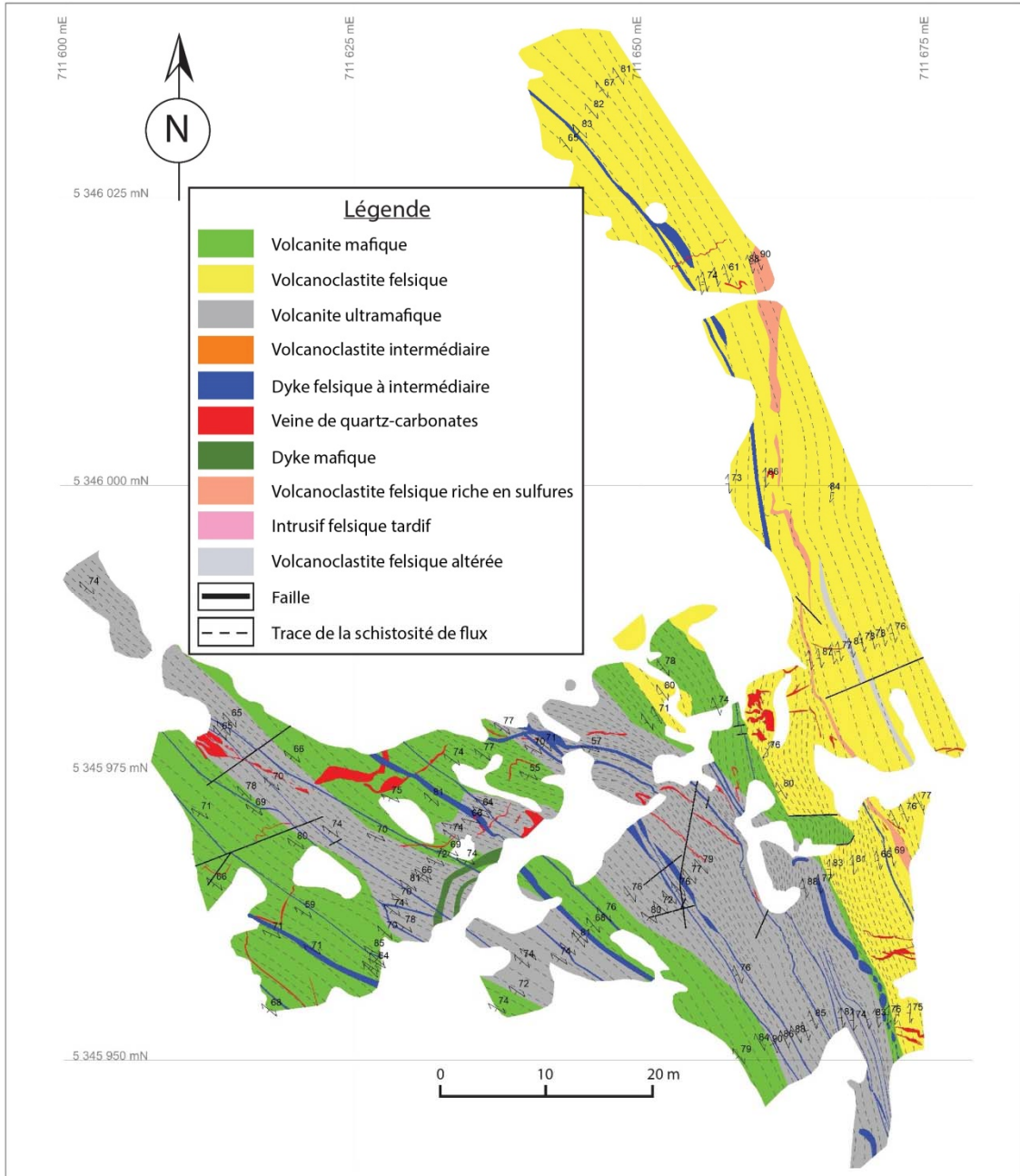


Figure 4 - Cartographie de l'affleurement Est du secteur d'étude (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008).

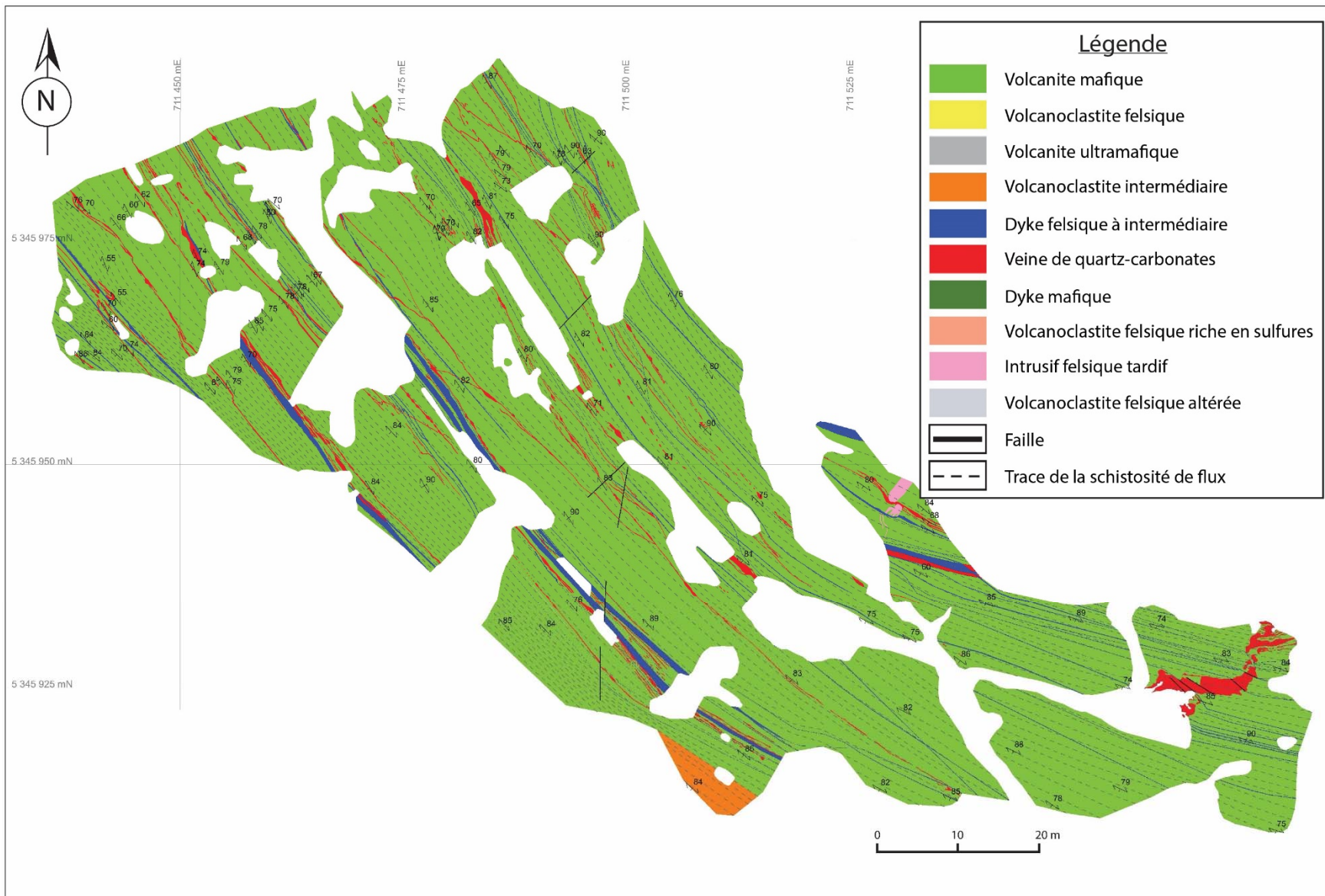


Figure 5 - Cartographie de l'affleurement Ouest du secteur d'étude (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008).

2.2. DESCRIPTIONS DES UNITÉS PRINCIPALES

2.2.1. VOLCANITE MAFIQUE

Les roches volcaniques mafiques, des basaltes (Pilote 2013; Figures 8C et D), 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 8C). 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 correspondrait avec la polarité régionale rapportée par Pilote (2013). Des cœurs de coussins épidotisés sont observables localement. La déformation est par endroits tellement intense que les coussins ne sont pas reconnaissables dans toute l'unité.

Une synthèse des observations pétrographiques de l'unité volcanique mafique réalisée sur 34 échantillons est présentée au tableau 1. 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 le sens de 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 vert. 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 (Figures 6 et 7) montre une affinité tholéitique (Figure 6D; Figures 7C et 7E) 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; Figure 7D) et la classification de Winchester et Floyd (1977; Figures 7A et 7B).

Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 6B) montre un spectre régulier avec un léger enrichissement en terres rares lourdes et une légère anomalie négative en Eu, compatible avec la présence de plagioclase. Celui-ci permet de bien distinguer les volcanites mafiques.

Les diagrammes du TiO_2 en fonction du Zr et du TiO_2 en fonction de l' Al_2O_3 (Figures 7G et 7H) permettent de bien distinguer les volcanites mafiques et montrent bien l'immobilité du Ti et du Zr, et la faible mobilité du Al. La distribution des échantillons volcaniques mafiques sur ces mêmes diagrammes permet de distinguer les échantillons altérés des protolithes frais (MacLean et Barrett, 1993).

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 du litage primaire S_0 .

Une synthèse des observations pétrographiques de l'unité volcanique ultramafique réalisée sur 3 échantillons est présentée au tableau 1. 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 détails dans la section altération (chapitre 5).

La lithogéochimie des roches ultramafiques (Figures 6 et 7) montre une affinité tholéiitique (Figure 6D; Figures 7C et 7E) 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 (Figure 7D). Des hautes concentrations 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 diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 6B) montre un spectre régulier et une concentration plus faible en terres rares que dans la volcanite mafique. 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.

Les diagrammes du TiO_2 en fonction du Zr (Figure 7A) et du TiO_2 en fonction de l' Al_2O_3 (Figure 7F) permettent de distinguer les volcanites ultramafiques et montrent bien l'immobilité de ces éléments.

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 Pilote et al. (2014) indique un âge de 2700 ± 2 Ma pour cette volcanoclastite felsique.

La roche est rubanée et marquée par l'alternance de bandes compositionnelles millimétriques à centimétriques beiges et brunâtres (Figure 8E). La roche est fortement foliée et contient plusieurs plis en kink (Figure 8F). La densité de dykes dans cette unité est beaucoup plus

faible que dans la volcanite mafique et aucun dyke de diorite (faciès lamprophyre) n'a pu être identifié au sein de la volcanoclastite felsique.

Une synthèse des observations pétrographiques de l'unité volcanoclastique felsique réalisée sur 7 échantillons est présentée au tableau 1. 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. De la tourmaline, d'origine hydrothermale probable, est localement observée et en faible proportion.

La lithogéochimie des roches felsiques (Figures 6 et 7) montre une affinité calco-alkaline à transitionnelle (Figure 6D; Figures 7C et 7E) compatible avec les observations de Pilote (2013) pour les volcanites felsiques de la Formation de Héva rencontrées dans la région de Val-d'Or. Les roches montrent essentiellement une composition felsique s'apparentant à des rhyolites d'après la classification de Winchester et Floyd (1977; Figures 7A et 7B) et la classification modifiée de Jensen (Figure 7D). Un échantillon se démarque particulièrement par sa composition chimique de même que par son affinité transitionnelle (voir même tholéiitique sur certains graphiques). Il s'agit de l'échantillon altéré qui sera décrit à la section altération (chapitre 5).

Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 6B) montre un spectre fractionné avec un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes. Une forte anomalie négative en Eu est également observable sur certains échantillons. D'autres 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. 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 brèche (Figures 8 A et B) 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 blocs 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 1.

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 (Figures 6 et 7) montre une affinité calco-alcaline; Figure 6D; Figures 7C et 7E). D'après la classification modifiée de Jensen (Figure 7D), les échantillons montrent une composition felsique dacitique pour la matrice et une composition intermédiaire andésitique pour les fragments.

Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 6B) 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 1 - Synthèse des observations pétrographiques des principales lithologies volcaniques et volcanoclastiques.

Lithologie	Fp	Qz	Bo	Chl	Ser	Act	Épi	Ca	Tm	Tit	Ru	Opa
Volcanite mafique (n=34)	15-62 (40)	0-9 (2)	tr-40 (16)	tr-40 (17)	-	-	tr-55 (18)	tr-20 (6)	0-tr	tr-3 (1)	-	tr-6 (1)
Volcanite ultramafique (n=3)	3-10 (6)	0-1	7-39 (21)	0-10 (5)	-	29-70 (50)	tr-5 (2)	7-20 (14)	-	tr-2 (1)	-	tr-2
Volcanoclastite felsique (n=7)	0-tr	30-68 (50)	-	0-5	20-50 (30)	-	0-10	0-5	0-2	-	0-1	tr-50
Volcanoclastite bréchique - matrice felsique (n=1)	43	20	5	5	-	-	15	10	-	-	-	2
Volcanoclastite bréchique – Fragments intermédiaires (1)	50	15	Tr	5	-		30	Tr	-	-	-	tr

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=Feldspaths, Qz=Quartz, Bo=Biotite, Chl=Chlorite, Ser=Séricite, Act=Actinote, Épi=Épidote, Ca=Carbonates, Tm=Tourmaline, Tit=Titanite/Sphène, Ru=Rutile, Opa=Minéraux Opaques.

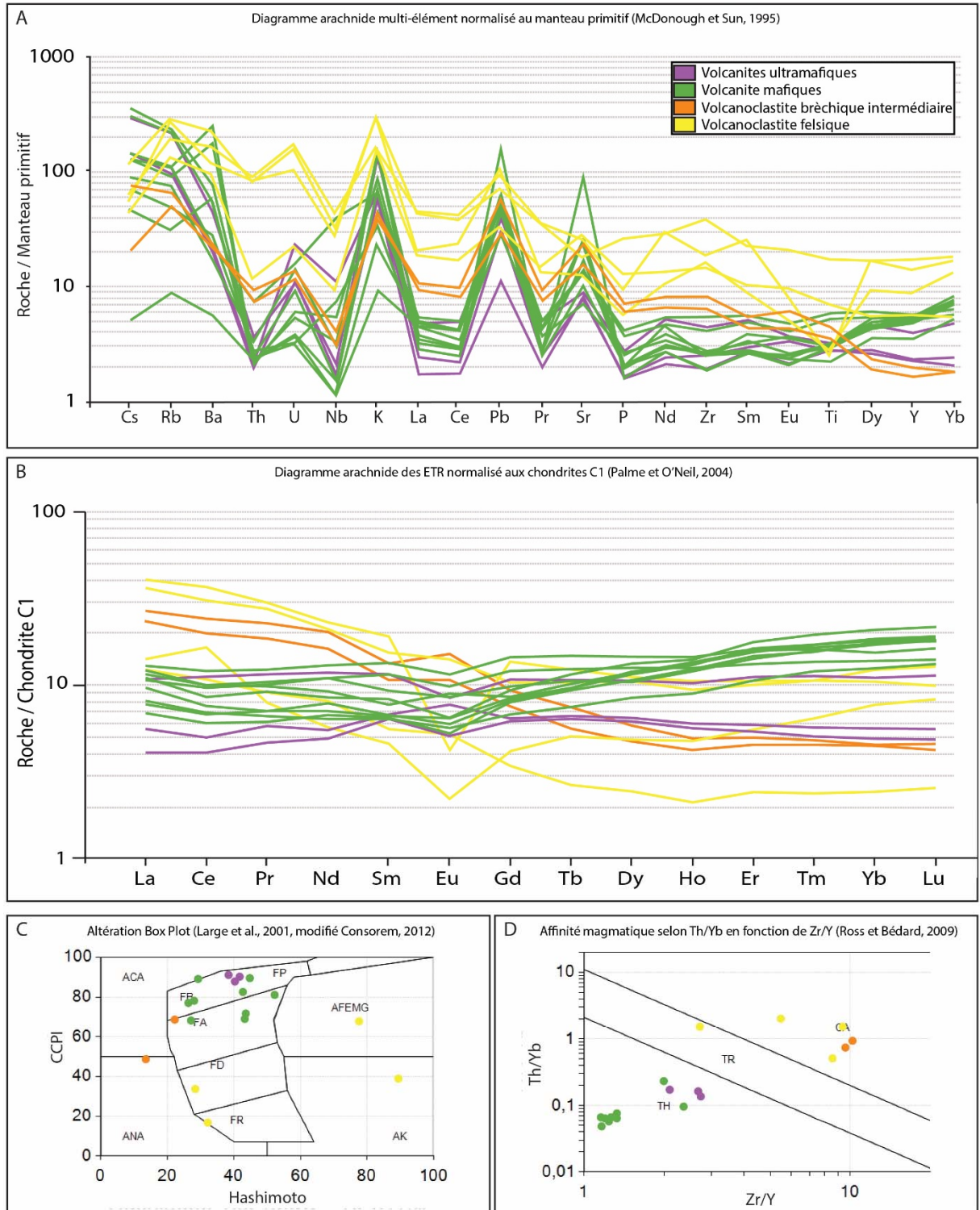


Figure 6 – Diagrammes binaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et volcanoclastiques principales. A) Arachnide multi-élément normalisé au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). B) Terres rares normalisées aux chondrites C1 (Palme et O’Neill, 2004). C) Altération « Box Plot » mettant en relation les indices CCPI et Hashimoto (Large et al., 2001, modifié Consorem 2012). D) Affinité magmatique selon Th/Yb en fonction de Zr/Y (Ross et Bédard, 2009).

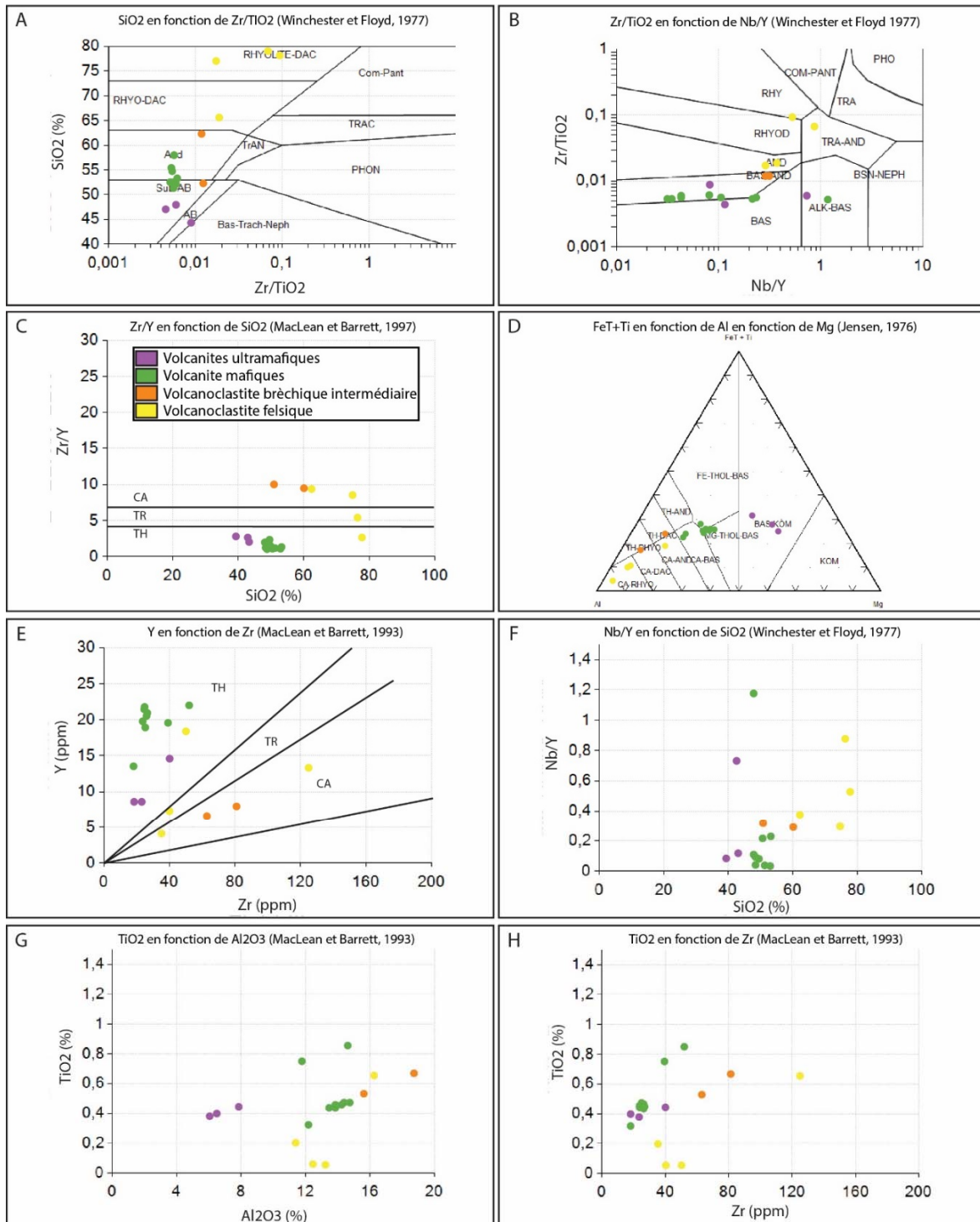


Figure 7 – Diagrammes binaires et ternaires montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et volcanoclastiques principales. A) SiO₂ en fonction de Zr/TiO₂ (Winchester et Floyd, 1977). B) Rapport Zr/TiO₂ en fonction de Nb/ (Winchester et Floyd, 1977). C) Zr/Y en fonction de SiO₂ (MacLean et Barrett, 1997). D) Classification de Jensen, FeT+Ti en fonction de Al en fonction de Mg (Jensen, 1976). E) Y en fonction de Zr (MacLean et Barrett, 1993). F) Nb/Y en fonction de SiO₂ (Winchester et Floyd, 1977). G) TiO₂ en fonction de Al₂O₃ (MacLean et Barrett, 1993). H) TiO₂ en fonction de Zr. (MacLean et Barrett, 1993).

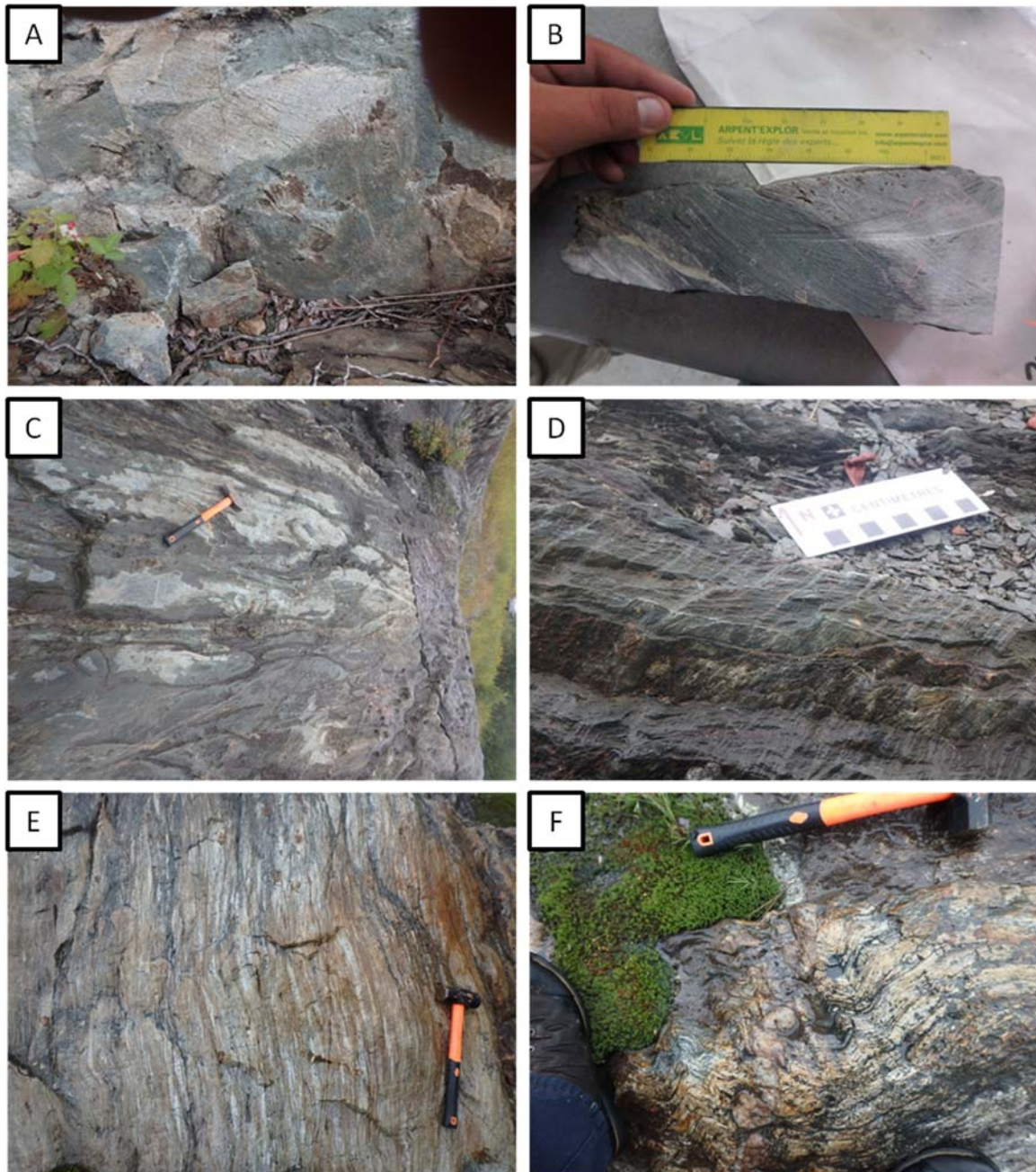


Figure 8 - Photos des unités volcaniques principales, A) à C) proviennent de l’affleurement Ouest. A) Unité volcanoclastique bréchique; B) Échantillon provenant de l’unité volcanoclastique bréchique montrant des fragments de composition intermédiaires dans une matrice plus felsique; C) Faciès coussiné 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) présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques. La principale famille de dykes correspond à une variété de composition intermédiaire à mafique nommée sur le terrain « lamprophyre » à cause 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 regroupée et décrite sous l'appellation de « 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 vieux au plus jeune :

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

Bien que moins déformés que les roches encaissantes, la déformation affecte de modérément à fortement les dykes (à l'exception du dyke de monzonite quartzifère qui ne montre pas d'évidence de déformation), ce qui suggère une mise en place syn- à tardi-tectonique (syn à tardi-déformation). Étant donné la difficulté d'identifier visuellement chaque dyke sur le terrain et l'impossibilité de tous les échantillonner et de les analyser, tous les dykes (à l'exception de la monzonite quartzifère) sont représentés par la même couleur sur la carte (Figures 4 et 5).

Une importante altération hydrothermale, se manifestant essentiellement par un ajout en K_2O (voir section altération), affecte toutes les unités et les dykes, ce qui rend peu pertinents les diagrammes classiques de géochimie mettant en relation les éléments mobiles tels le potassium. Ainsi, seuls les diagrammes utilisant les éléments immobiles ont été rapportés dans cette section. De plus, les échantillons trop altérés faussent les interprétations géochimiques et la caractérisation des protolithes. Ainsi, seuls les échantillons jugés les moins altérés et entrant dans les « champs

frais » du diagramme « *alteration box plot* » de Large et al. (2001; Figure 10C) ont été considérés pour la production des diagrammes de géochimie dans cette section, dans le but de décrire les protolithes des dykes. L'échantillon de l'intrusion felsique tardive de l'affleurement Ouest (échantillon FG-51) fait exception à la règle puisqu'il est l'unique représentant de sa famille. Les échantillons les plus altérés ont toutefois été considérés au chapitre 5 afin de caractériser l'altération hydrothermale.

2.3.1. GABBRO

Deux dykes de gabbro (Figure 11C) ont pu être identifiés sur l'affleurement Ouest, aucun sur l'affleurement Est. En raison de la difficulté de distinguer ces dykes au travers des basaltes encaissants avec lesquels ils sont minéralogiquement semblables, ces dykes sont considérés synvolcaniques et ne sont pas représentés sur la carte (Figure 5). Les deux dykes identifiés ont été échantillonnés pour l'étude pétrographique et lithogéochimique.

Une synthèse des observations pétrographiques des gabbros synvolcaniques est présentée au tableau 2. 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 notée, comme pour les basaltes encaissants et dans les dykes de diorites. On y retrouve également des traces et/ou disséminations de titanite et de pyrite.

La lithogéochimie des dykes de gabbro synvolcaniques (Figures 9 et 10) montre une affinité transitionnelle (Figure 9D; Figures 10C et 10D). Les roches ont une composition mafique s'apparentant à des gabbros (Figures 10A et 10B) d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 10B) montre un enrichissement en terres rares d'environ 3 fois par rapport aux volcanites mafiques. Le spectre des terres rares montre un léger fractionnement.

2.3.2. DIORITES

Les dykes de diorite présents sur l'affleurement montrent des faciès minéralogiques (phénocristaux d'amphibole et de biotite) pouvant s'apparenter à des lamprophyres (Stern et Hanson, 1992; Wyman et Kerrich, 1989a; Wyman et Kerrich, 1993; Kerrich et Wyman, 1994; Rock, 1984). On distingue deux principaux faciès minéralogiques selon les proportions de phénocristaux d'amphibole et/ou de biotite. Une synthèse des observations pétrographiques des

dykes de diorite est présentée au tableau 2. 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 microporphroblastique. La calcite (disséminée et en veinules, associée au quartz lorsqu'en veinules) est aussi observée dans tous les dykes de la suite. Une proportion variable d'épidote (1 à 20%), ainsi que de la titanite (Tr-1%) et de la pyrite (Tr-4%) sont également présents.

Sur le terrain, les dykes peuvent se distinguer visuellement par leur couleur. Les dykes gris clair sont à biotite, les dykes gris foncé à gris moyen légèrement verdâtres sont à amphiboles avec localement de la biotite. Les relations de recoupement indiquent que les dykes gris clairs à biotite sont les plus vieux et les dykes à amphiboles plus foncés sont les plus jeunes.

Chimiquement, les dykes peuvent être toutefois séparés en trois types distincts (désignés types 1, 2 et 3). Le type 1 (plus vieux) est à biotite alors que les types 2 et 3 (non distingués sur le terrain en termes de minéralogie) sont à amphibole.

La lithogéochimie des dykes de diorite (Figures 9 et 10) montre une affinité calco-alcaline (Figure 9D; Figures 10C et 10D). Cette affinité est confirmée aussi par le diagramme arachnide des ETR normalisé aux chondrites C1 (Figure 9B).

Les figures 10A et 10B suggèrent une composition chimique intermédiaire (à localement mafique), variant de diorite à diorite quartzifère. Les dykes de type 1 sont plus felsiques et les dykes de type 2 et 3 sont plus mafiques. Les rapports Zr/Y et Nb/Y (Figures 10C, 10D, 10E et 10F) permettent aisément de distinguer les trois types de dykes.

Les diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 9B) montrent un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement important en terres rares lourdes pour toutes les diorites. Un fractionnement plus important est observé chez les dykes de type 1 avec un rapport La/Yb autour de 40 par comparaison à un rapport autour de 10-15 pour les dykes de types 2 et 3. Le diagramme arachnide multi-éléments (Figure 9A) montre une anomalie négative en Nb, Zr et Ti, de même qu'une anomalie positive en K, Pb et Nd.

Une datation radiogénique U-Pb réalisée par Pilote et al. (2014) indique un âge de 2699 ± 2 Ma pour un des dykes de type 1. Cet âge correspond approximativement à la mise en place des roches de la Formation de Héva.

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 2. 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 (Figures 9, 10) montre une affinité calco-alcaline (Figure 9D; Figures 10C et 10D). Les roches montrent une composition felsique s'apparentant à des diorites quartzifères (Figures 10A et 10B) d'après la classification de Winchester et Floyd (1977).

Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 montre un fractionnement très important, avec un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement important en terres rares lourdes (rapport La/Yb autour de 20), et permet de distinguer facilement les porphyres feldspathiques des autres unités intrusives. Le diagramme arachnide multi-éléments (Figure 9A) montre une anomalie négative en Nb, Zr et P.

2.3.4. DIORITE QUARTZIFÈRE À CHLORITE ET BIOTITE

Un dyke de diorite quartzifère observé 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 soit de la même famille. Le nom de « diorite quartzifère » a été déterminé à partir des observations pétrographiques, dont la synthèse se retrouve au tableau 2, et de critères géochimiques. Pétrographiquement, ce dyke se distingue des autres diorites par sa granulométrie moyenne, par sa forte proportion de feldspath (80%), par la quasi-absence d'épidote (moins de 2%), et 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 est la plus importante. De fait, le faible degré de déformation (léger alignement des micas, granulométrie moyenne, pas de recristallisation évidente) laisse penser que ce dyke n'a enregistré qu'une petite 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 (interprétée comme une carbonatation d'origine orogénique). Tous ces éléments soutiennent l'hypothèse d'une mise en place tardive de ce dyke.

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 de ce dyke dioritique montre une affinité calco-alkaline (Figure 9D; Figures 10C et 10D). Le dyke montre une composition felsique de diorite à diorite quartzifère (Figures 10A et 10B) d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 9B) montre un spectre régulier avec un léger fractionnement ($La/Yb = 17$) et une légère anomalie négative en Eu.

2.3.5. MONZONITE QUARTZIFÈRE

Une intrusion felsique peut être observée au nord-est de l'affleurement Ouest. Celle-ci recoupe la schistosité principale et ne présente aucune évidence de déformation ductile et aucune recristallisation. Cette intrusion, interprétée post-tectonique, pourrait possiblement provenir de l'une des phases du pluton central situé entre les affleurements Ouest et Est (Figure 3). Ce pluton tonalitique multiphasé est non-affleurant mais a été recoupé en forage, échantillonné et décrit par Bousquet et Carrier (2009a et 2009b).

Une synthèse des observations pétrographiques de cette intrusion est présentée au tableau 2. 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 (interprété comme étant d'origine orogénique). La minéralogie de l'unité est compatible avec une composition de monzonite quartzifère.

La lithogéochimie de cette intrusion (Figures 9, 10) montre une affinité calco-alcaline (Figure 9D; Figures 10C et 10D). L'intrusion montre une composition felsique de granite ou de monzonite (Figures 10A et 10B) d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites C1 (Figure 9B) montre un spectre régulier avec un léger fractionnement ($La/Yb = 8$) et une légère anomalie négative en Eu.

Tableau 2 - Synthèse des observations pétrographiques des familles de dykes.

Lithologie	Fp	Qz	Bo	Chl	Ser	Amp	Épi	Ca	Tm	Tit	Ru	Opa
Gabbro synvolcanique (2)	40-48	-	-	30-35	-	-	15-20	Tr-10	-	Tr-1	-	Tr
Diorite (faciès Bo) (24) (type 1)	20-75 (46)	0-10 (4)	Tr-20 (10)	3-50 (22)	0-10 (0)	0-Tr	1-20 (5)	5-35 (15)	-	0-1	-	Tr-4
Diorite (faciès Amp) (22) Types 2 et 3	20-50 (38)	-	2-26 (10)	Tr-30 (14)	-	5-45 (28)	1-20 (8)	Tr-13 (8)	-	Tr-1	-	0-Tr
Porphyre feldspathique (2)	63-69	-	Tr-5	5-10	10-16	-	8-10	-	-	2-3	-	Tr-1
Monzodiorite quartzifère - pluton (1)	70	8	-	2	5	-	-	-	-	-	-	15
Diorite quartzifère (1)	80	4	3	10	-	-	2	-	-	1	-	Tr

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, Tm=Tourmaline, Tit=Titanite/Sphène, Ru=Rutile, Opa=Minéraux Opaques.

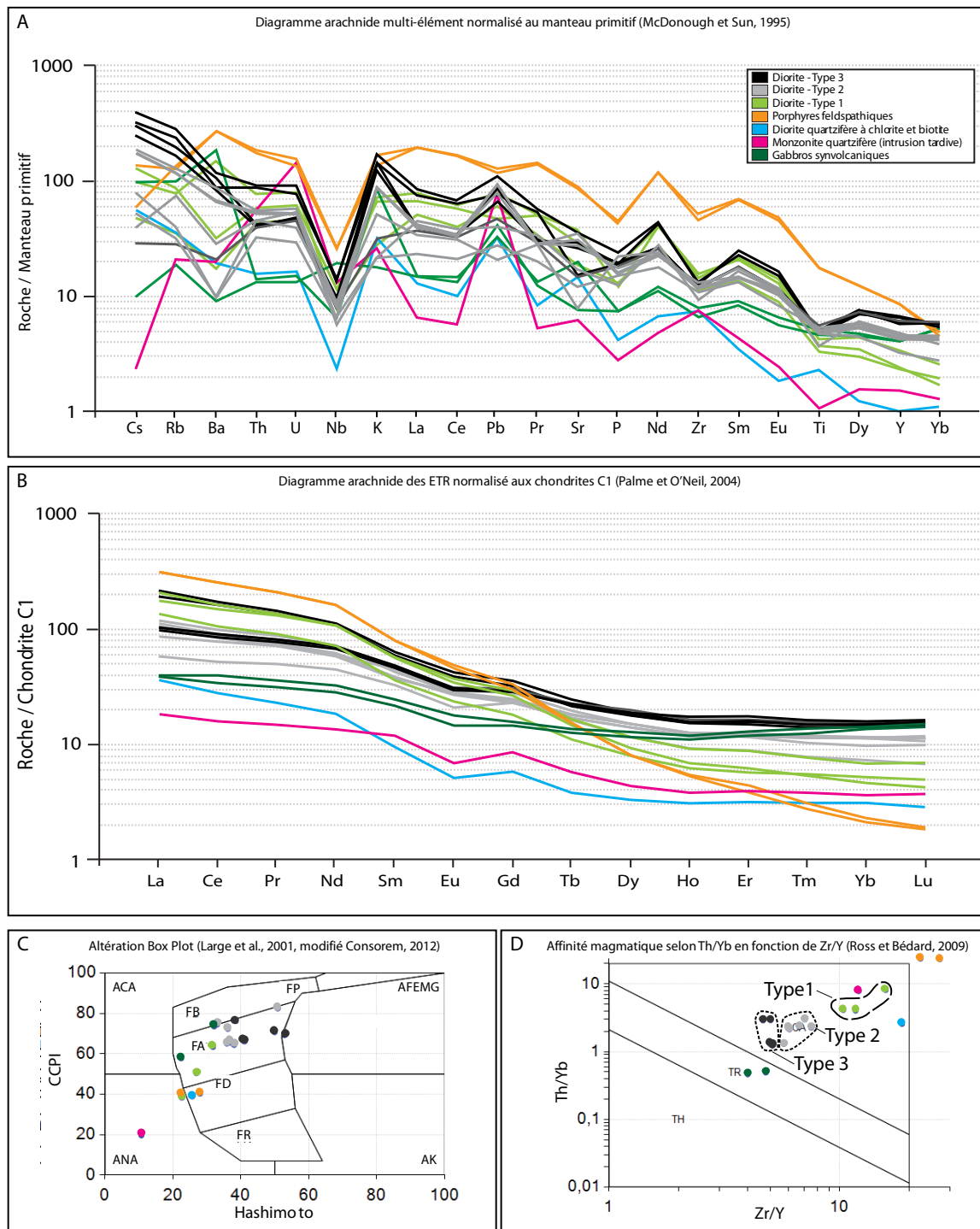


Figure 9 – Diagrammes binaires et arachnides montrant les caractéristiques lithogéochimiques des différentes unités intrusives. Les types se rapportent aux dykes de diorite. A) Arachnide multi-élément normalisé au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). B) Terres rares normalisées aux chondrites C1 (Palme et O’Neill, 2004). C) Altération « Box Plot » mettant en relation les indices CCPI et Hashimoto (Large et al., 2001, modifié Consorem 2012). D) Affinité magmatique selon Th/Yb en fonction de Zr/Y (Ross et Bédard, 2009).

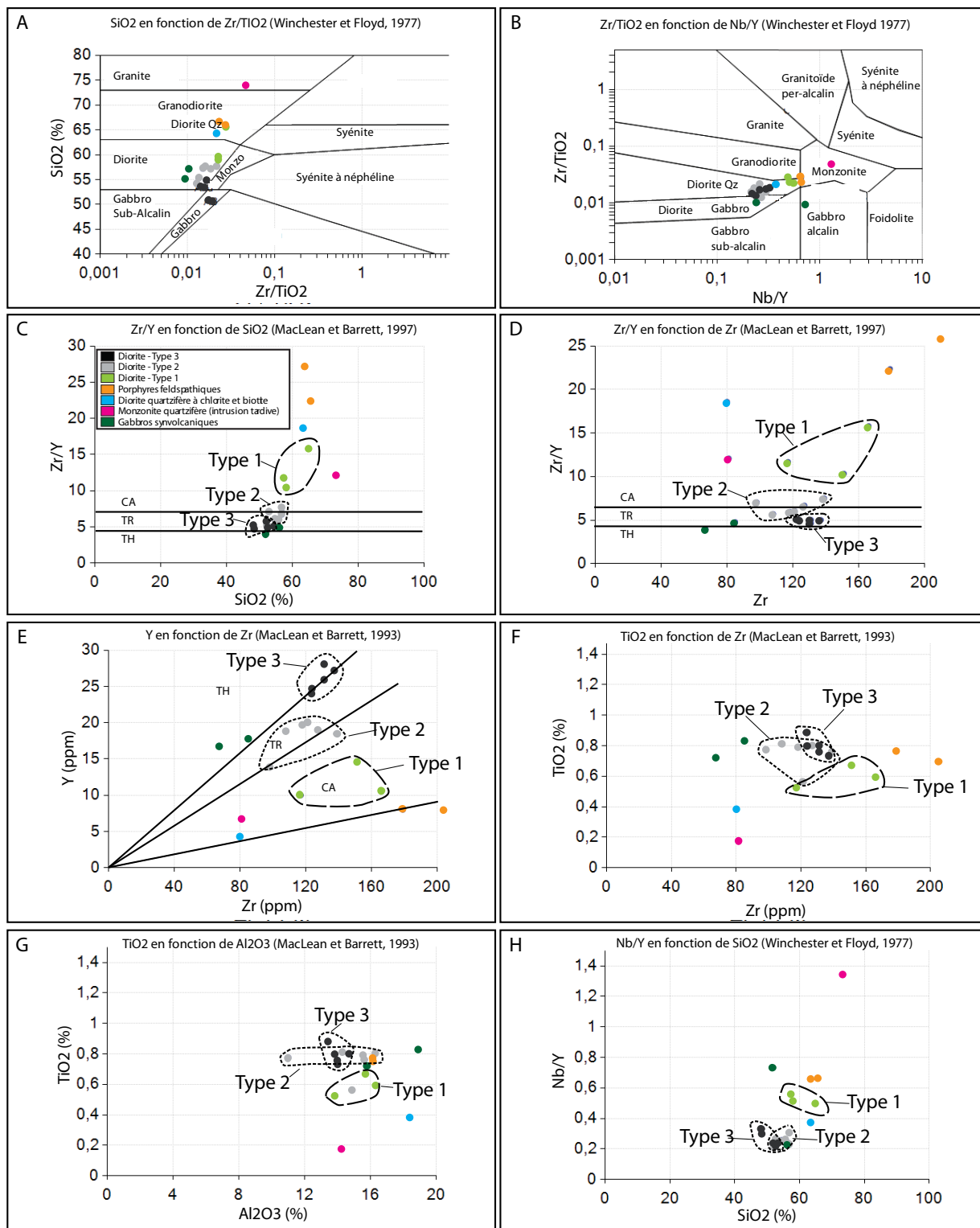


Figure 10 – Diagrammes binaires et ternaires montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités intrusives. Les types se rapportent aux dykes de diorite. A) SiO₂ en fonction de Zr/TiO₂ (Winchester et Floyd, 1977). B) Rapport Zr/TiO₂ en fonction de Nb/ (Winchester et Floyd, 1977). C) Zr/Y en fonction de SiO₂ (MacLean et Barrett, 1997). D) Classification de Jensen, FeT+Ti en fonction de Al en fonction de Mg (Jensen, 1976). E) Y en fonction de Zr (MacLean et Barrett, 1993). F) Nb/Y en fonction de SiO₂ (Winchester et Floyd, 1977). G) TiO₂ en fonction de Al₂O₃ (MacLean et Barrett, 1993). H) TiO₂ en fonction de Zr (MacLean et Barrett, 1993).

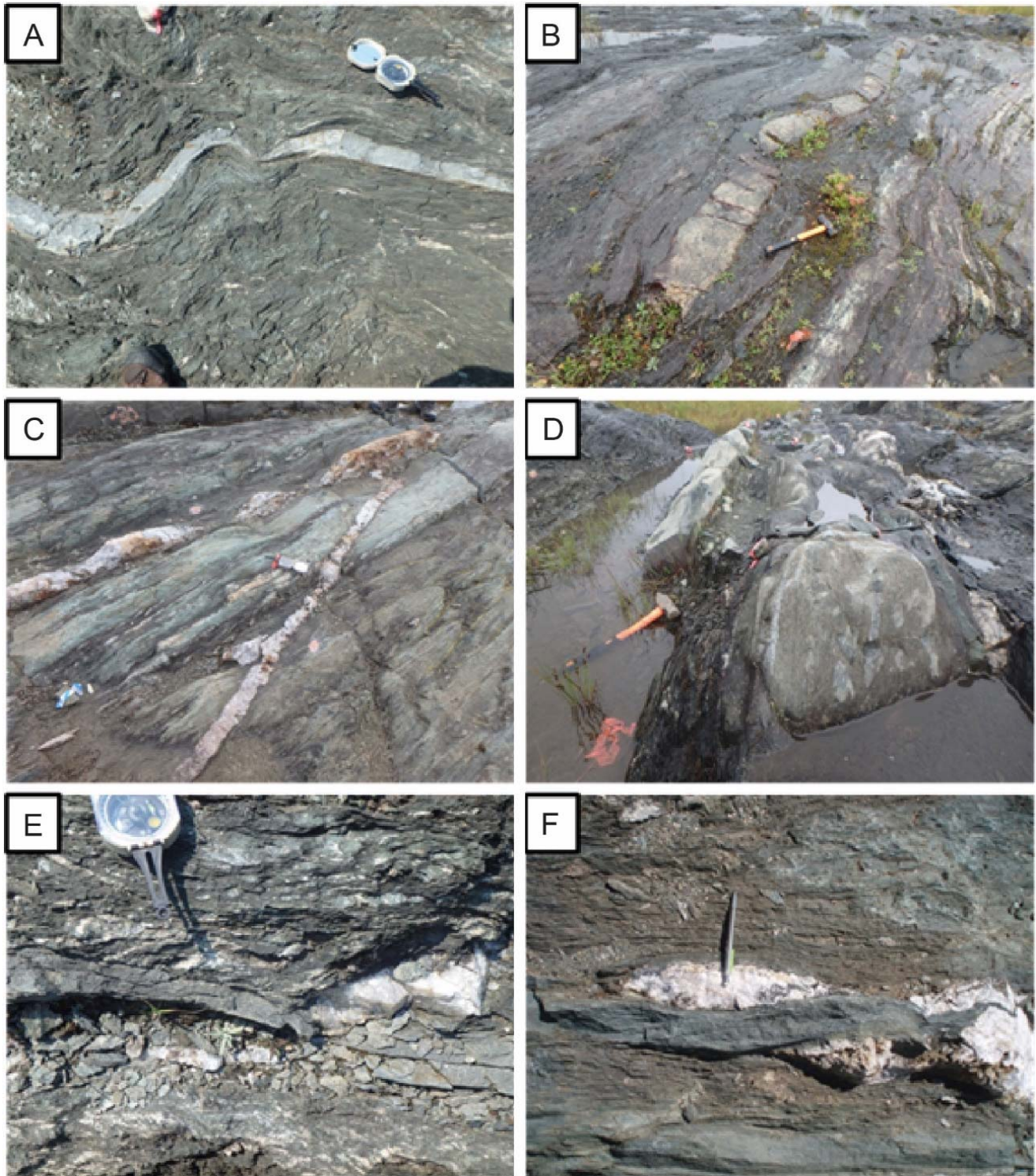


Figure 11 - Photos des dykes et des relations de recoupements dykes vs veines. A) Dyke dioritique plissé et démembré dans la volcanite mafique, affleurement Est; B) Dyke dioritique boudiné et démembré dans la volcanite mafique, affleurement Est; C) Dyke synvolcanique de gabbro recoupé par une veine de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

2.3.6. CLASSIFICATION DE STRECKEISEN POUR LES DYKES

La plupart des dykes ont une matrice à granulométrie fine combinée à la présence d'altération, de forte déformation et d'intense recristallisation, ce qui rend difficile l'application des diagrammes de classification de type Streckeisen (1976). La coloration pour déceler les feldspaths potassiques devient inopérante dans ce type de médium à cause des effets de matrices. Pour pallier à ceci, la classification de Streckeisen (1976) a été réalisée avec les minéraux normatifs déterminés à partir de la norme CIPW (Figure 12). Les résultats obtenus sont toutefois peu applicables pour les diorites, la classification ne prenant pas en compte la composante des minéraux mafiques comme la biotite et l'amphibole. Cependant, il est intéressant de constater que les dykes de diorite type 3 tombent dans le champ des monzonites et syénites, le type 2 dans le champ des monzonites et le type 1 dans une monzonite quartzifère et monzodiorite.

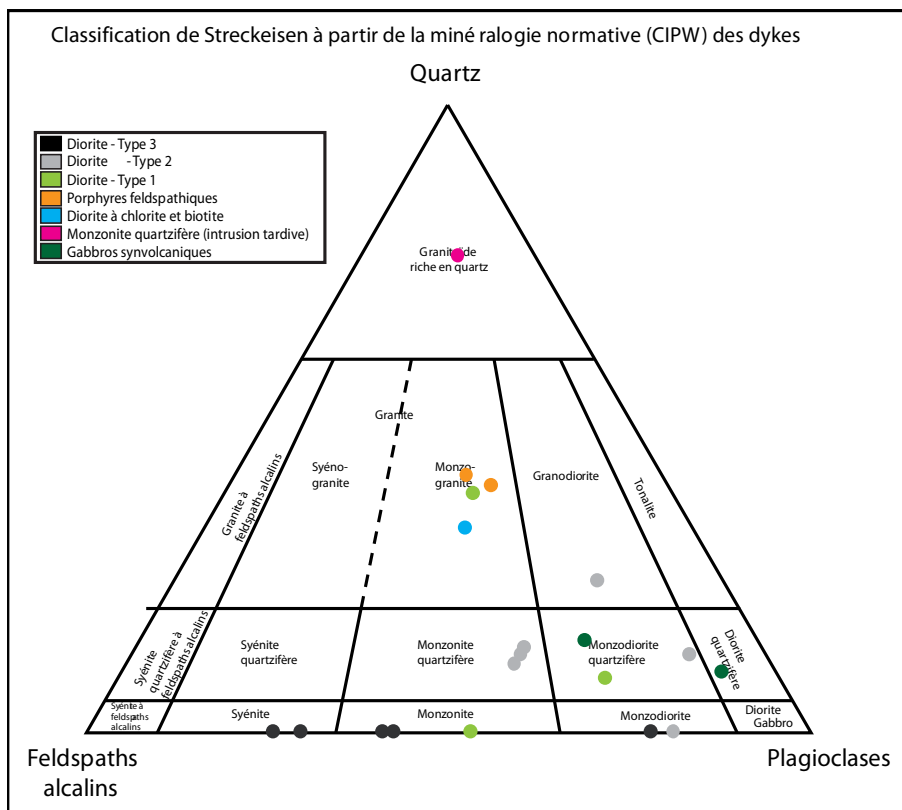


Figure 12 - Diagrammes ternaires montrant la classification de Streckeisen (1976) pour les dykes en utilisant la minéralogie normative CIPW pour les roches intrusives.

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 3. 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 une pente de la droite d'environ 1 entre les proportions des minéraux observés visuellement et des minéraux déterminées par la norme. Cette relation indique que notre estimation visuelle des minéraux est globalement compatible avec la proportion de minéraux calculée par la norme.

Tableau 3 – 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	Fp	Qz	Épi	Amp	Bo	Chl	Ser	Ca	Tit	Py
Gabbros synvolcaniques (2)	32	15	15-28	0-2	4-13	0-21	0-5	2-6	2	Tr
Diorites (faciès Bo) (14) Type 1	4-53 (27)	5-24 (16)	-	0-9 (1)	0-34 (12)	0-42 (19)	0-9 (4)	0-18 (9)	1-2	tr-1
Diorites (faciès Amp) (7) Types 2 et 3	33-58 (40)	0-10 (2)	-	7-33 (22)	5-30 (15)	0-12 (3)	-	0-8 (2)	1-2	Tr
Porphyre feldspathique (2)	42-49	21-25	8-10	-	7	1	7-11	2	1	Tr
Monzodiorite quartzifère - Pluton (1)	63	27	3	-	3	-	2	1	Tr	1
Diorite quartzifère (1)	71	7	3	-	3	10	4	-	1	Tr
Volcanite mafique (9)	10-31 (22)	9-24 (16)	5-33 (15)	0-31 (6)	2-30 (13)	2-32 (15)	0-3	1-17 (8)	1-2	0-2 (1)
Volcanoclastite felsique (4)	2-40 (19)	41-59 (47)	Tr-6 (2)	-	0-6 (3)	0-13 (4)	7-33 (21)	1-2	0-2	0-3
Volcanite ultramafique (3)	1-11	0-10	10-12	23- 58	7-25	0-6	-	10- 18	1	0-1
Volcanoclastite bréchique intermédiaire (2)	39-41	8-21	14-24	0-1	4-8	4-11	0-3	4-7	1	0-1

Les valeurs sont données en pourcentage et les nombres entre parenthèses représentent la valeur moyenne, le cas échéant. Les abréviations des minéraux sont Fp=Feldspaths, Qz=Quartz, Épi=Épidote, Amp=Amphiboles, Bo=Biotite, Chl=Chlorite, Ser=Séricite, Ca=Carbonates, Tit=Phases titanifères (titanite+rutile+ilménite), Py=Pyrite.

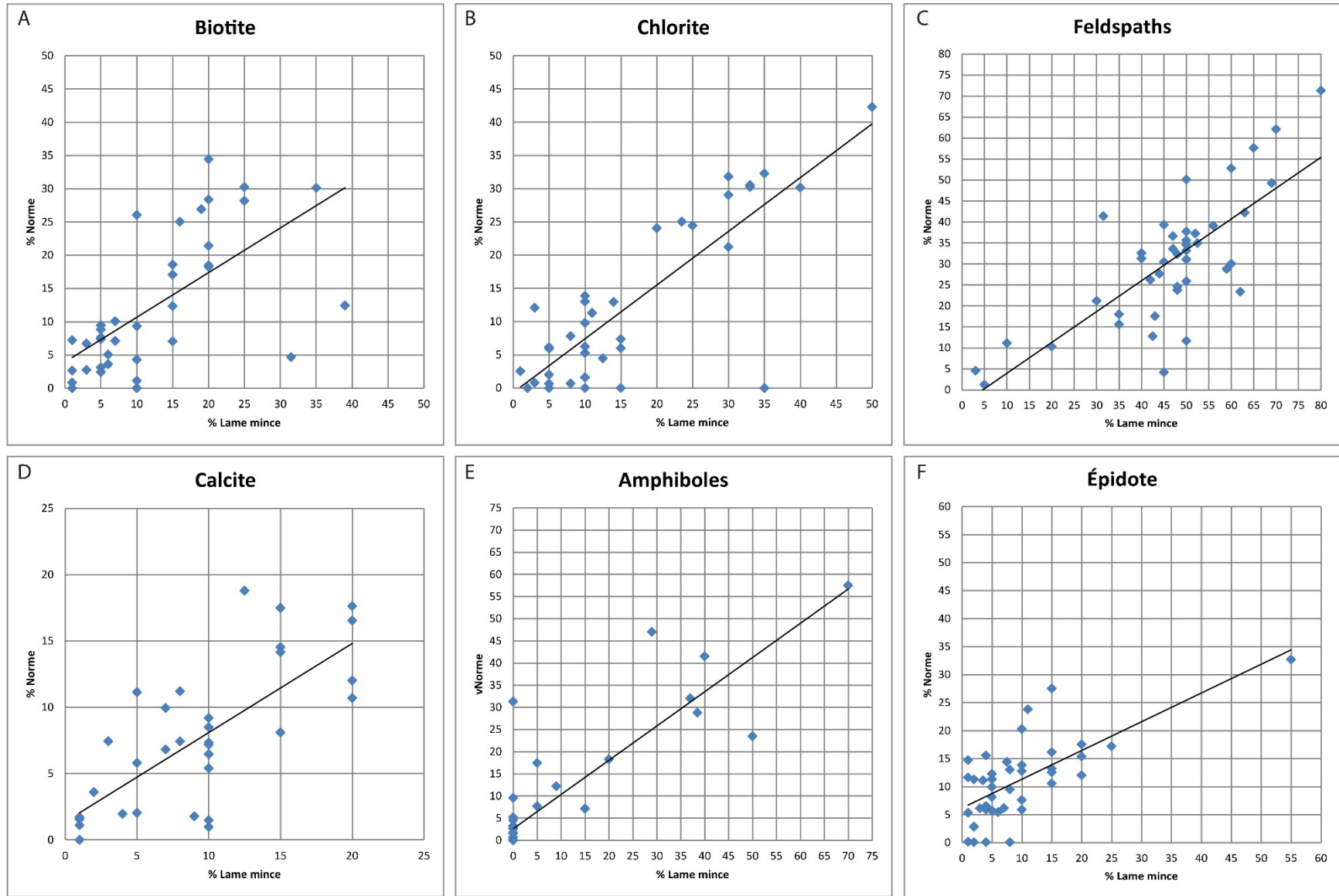


Figure 13 - Graphiques montrant la relation linéaire entre la minéralogie observée en lames-minces et la minéralogie normative déterminée par la norme CONSONORM_LG pour les minéraux A) biotite, B) chlorite, C) feldspaths, D) calcite, E) amphiboles, F) épidote.

CHAPITRE 3 – ANALYSE STRUCTURALE

3.1. INTRODUCTION

Les roches du secteur d'étude montrent un degré élevé de déformation ductile et 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 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 les caractéristiques structurales 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'estimer l'orientation.

Les volcanites mafiques de l'affleurement Ouest montrent en plusieurs endroits des coussins en forme de molaire, ce qui rend difficile l'interprétation. La géométrie et l'orientation de ces coussins suggèrent toutefois une polarité vers le Sud-Ouest, 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 d'interpréter un plan de stratification ayant une attitude générale 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 (Figure 4).

3.2.2. SCHISTOSITÉ DE FLUX ET LINÉATIONS D'ÉTIREMENT

La schistosité S_p constitue 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. La figure 14A présente un stéréogramme compilant les mesures de schistosité S_p et de linéations d'étirement ($Lé$) prises sur les échantillons orientés. La schistosité S_p a une orientation moyenne $132^\circ/79^\circ$. Elle montre par contre une

importante flexure dans sa trajectoire sur l’affleurement Ouest, passant du Nord au Sud d’une direction de 168° à 090° (Figure 15). Cette flexure est interprétée comme étant le résultat du moulage autour d’un pluton non affleurant (Figure 3) mais recoupé en forage et décrit par Bousquet et Carrier (2008, 2009a, 2009b) et situé au NE de l’affleurement Ouest. La schistosité se parallélise ensuite sur l’affleurement Est au contact, orienté 130°, entre les volcanites mafiques et les volcanoclastites felsiques. La schistosité principale est modérément à fortement pénétrative et son intensité varie sur la zone d’étude. Une échelle (échelle IAP; Indice d’Anisotropie Planaire) estimant le degré d’anisotropie planaire secondaire telle que décrite par Daigneault (1996) a été utilisée. La cote attribuée à l’anisotropie sur l’échelle IAP varie de 1 à 5, cette dernière 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 15 et 16), 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.

Les linéations d’étirement sont systématiquement inclinées vers le SE mais montrent une plongée variable (Figure 18). 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 évoluant d’un mouvement en raccourcissement vers ensuite un mouvement en décrochement.

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 très 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 validé en lames minces, est nécessaire afin d’obtenir une mesure fiable de la linéation d’étirement. Les travaux de Neumayr et al. (2000) qui ont porté en partie sur l’indice «Rive du lac Malartic» (appelé « *Rivière Héva prospect* »). Neumayr et al. (2000) ont rapporté des linéations d’étirement plongeantes vers le NO. L’interprétation faite dans la présente étude attribue cette attitude aux linéations de crénulation fortement développées et qui rendent difficile la reconnaissance de l’étirement sur le terrain.

3.2.3. CLIVAGES DE CRÉNULLATION

La figure 14B présente un stéréogramme compilant les mesures de clivages de crénullation prises sur les échantillons orientés et mesurées sur le terrain. Le clivage de crénullation a une orientation moyenne $232^{\circ}/90^{\circ}$. L'orientation moyenne du clivage de crénullation est compatible avec un raccourcissement NW-SE. Ce raccourcissement peut engendrer des plis de la surface S_p et localement un mouvement en décrochement dextre. Les données montrent toutefois une distribution variable de l'orientation du clivage de crénullation, ce qui pourrait se traduire par une flexure du clivage de crénullation qui serait compatible avec la flexure de la schistosité S_p . Il pourrait également s'agir de plusieurs clivages de crénullation distincts ayant leurs orientations propres, mais qui n'ont pas été distingués sur le terrain. Un clivage de crénullation subhorizontal a également été observé localement.

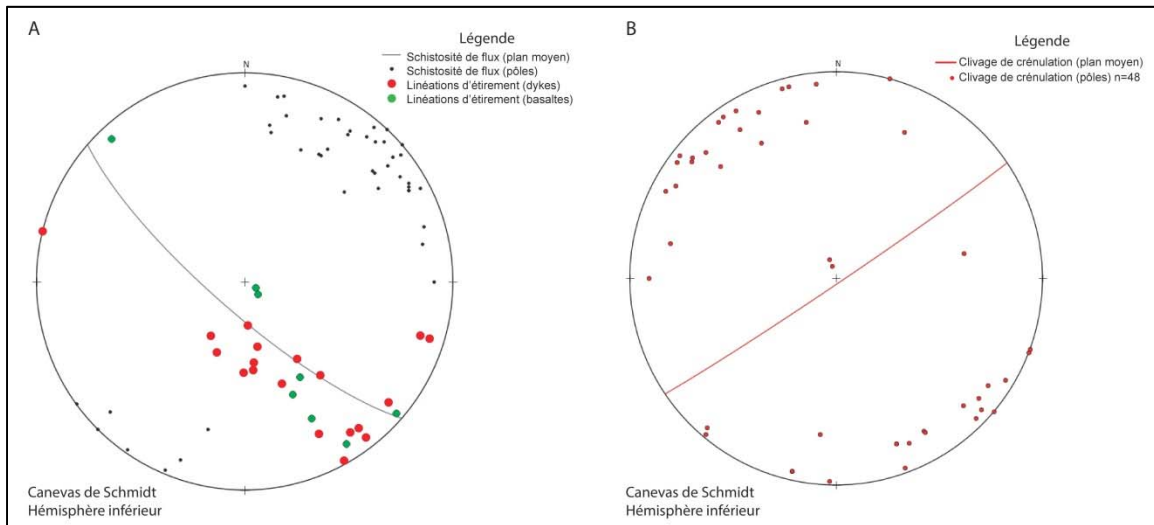


Figure 14 - Stéréogrammes des mesures (A) de schistosité de flux et des linéations d'étirement et (B) des mesures de clivages de crénullation.

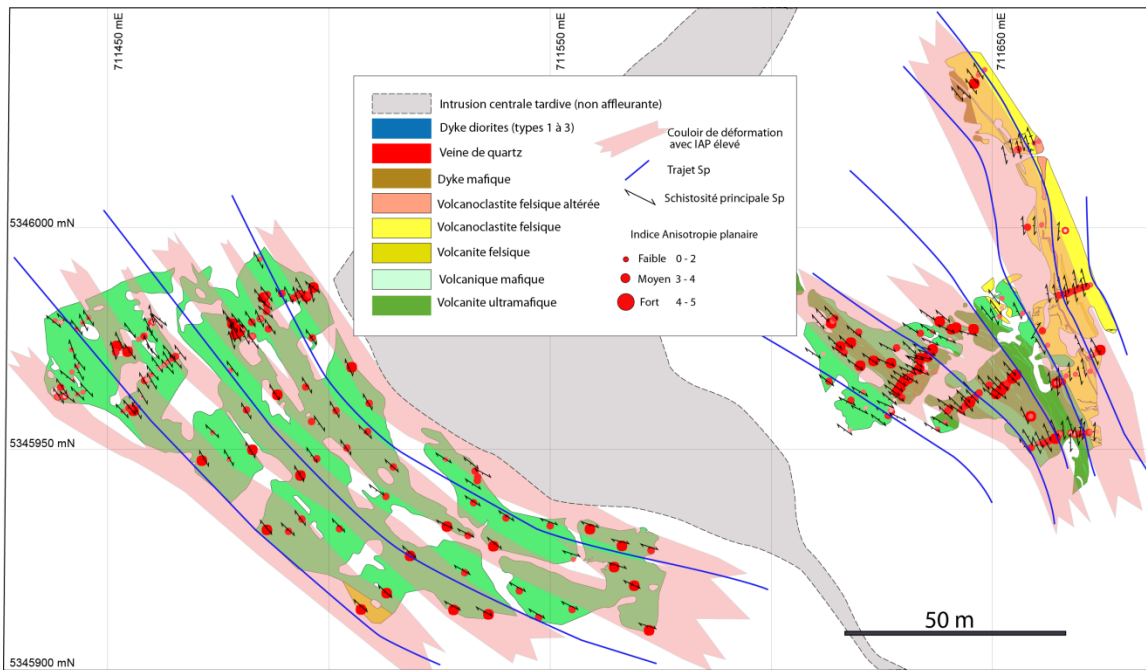


Figure 15 - Cartographie simplifiée du secteur d'étude montrant l'orientation de la schistosité principale et des couloirs de déformation ductile.

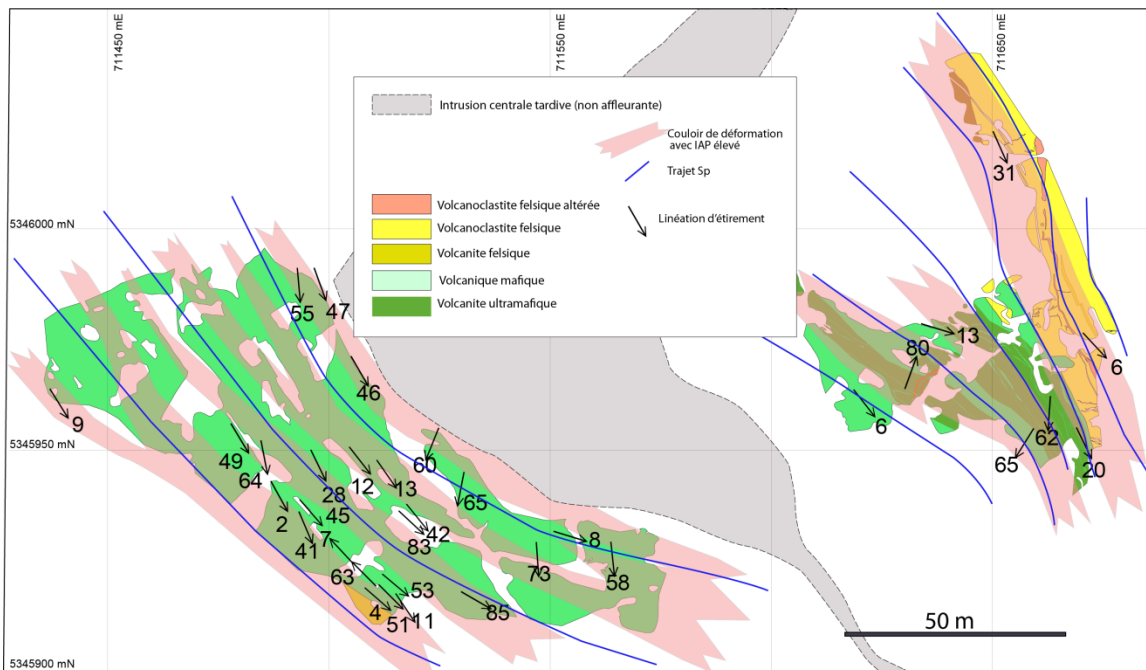


Figure 16 - Cartographie simplifiée du secteur montrant l'orientation de la linéation d'étiement et des couloirs de plus forte déformation ductile.

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, ceci pour une même lithologie. Pour ce faire, l'échelle IAP décrite plus tôt a été utilisée.

3.3.1. VOLCANOCLASTITE FELSIQUE

Dans la volcanoclastite felsique, l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 17A et 17B) montre une orientation aléatoire des feuillets de muscovite et une granulométrie fine de la matrice quartzitique. L'échantillon le plus déformé (IAP = 4; Figures 17C et 17D) 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 18A et 18B) 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 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 18C et 18D) 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 18E et 18F) 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 feuillets 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 19A et 19B) montre une orientation aléatoire des cristaux d'actinote. L'échantillon intermédiaire est un peu plus déformé (IAP = 2 ; Figures 19C et 19D) et montre un léger alignement préférentiel des cristaux d'actinote selon la schistosité. L'échantillon le plus déformé (IAP = 3; Figures 19E et 19F) montre un fort alignement des cristaux d'actinote selon le plan de la schistosité.

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

3.3.4. DYKES DIORITIQUES

Vue la faible représentation des porphyres feldspathiques, des diorites quartzifères et des gabbros synvolcaniques, et 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. Les observations ont été séparées selon les deux faciès minéralogiques des dykes de diorite (diorites à biotite et diorites à amphiboles) afin de considérer la réponse à la déformation des différents minéraux.

Dans les dykes de diorite à biotite (type 1), l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 20A et 20B) 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 20C et 20D) 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 20E et 20F) 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 (types 2 et 3), l'échantillon le moins déformé (IAP = 1; Figures 21A et 21B) 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 21C et 21D) montre un alignement préférentiel des cristaux de hornblende selon la schistosité de flux et une granulométrie aphanitique de la matrice feldspathique. L'échantillon le plus déformé (IAP = 4; Figures 21E et 21F) 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.

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.

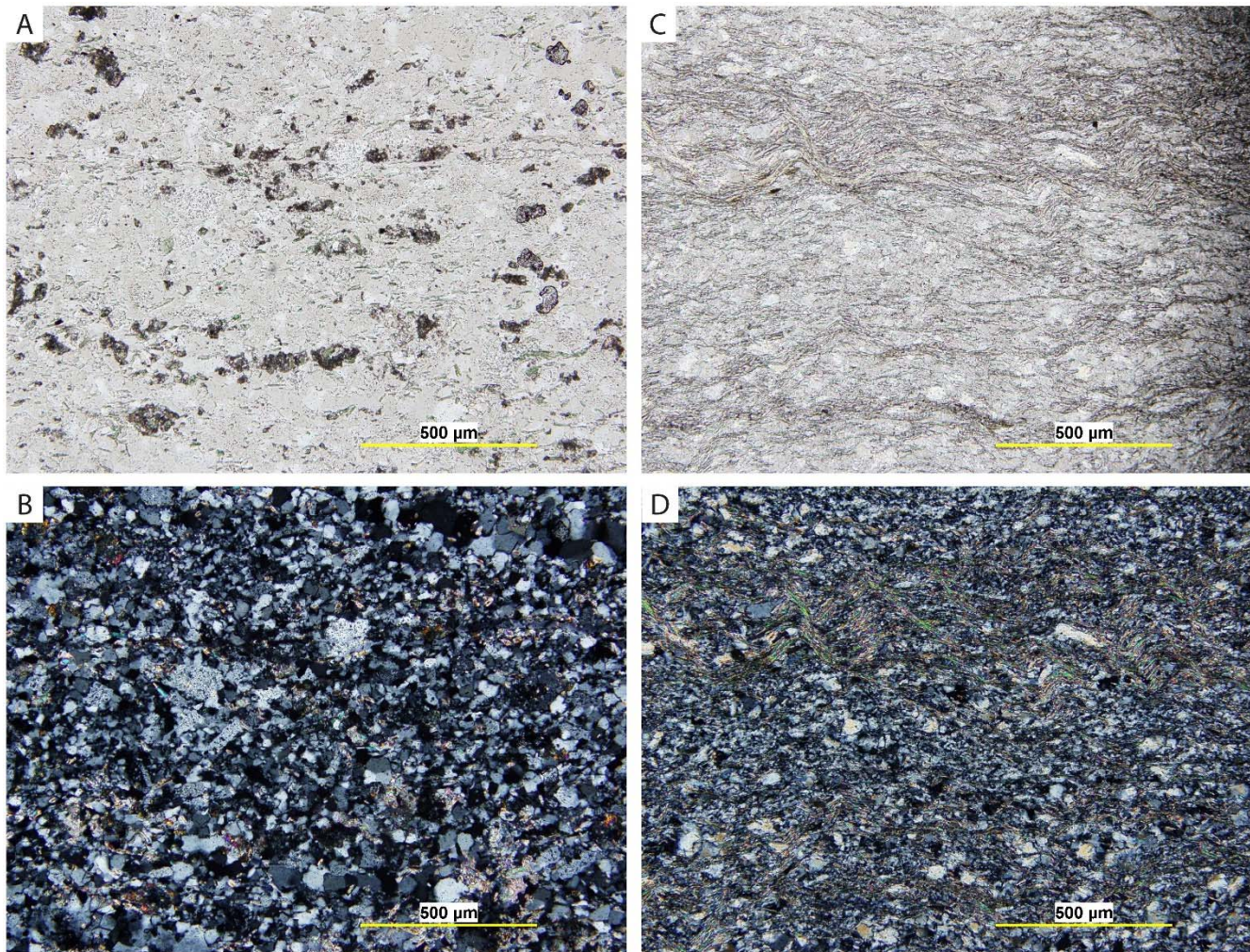


Figure 17 - Photomicrographies de deux échantillons de l'unité volcanoclastique felsique montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 4/5, lumière naturelle. D) IAP 4/5, lumière polarisée croisée.

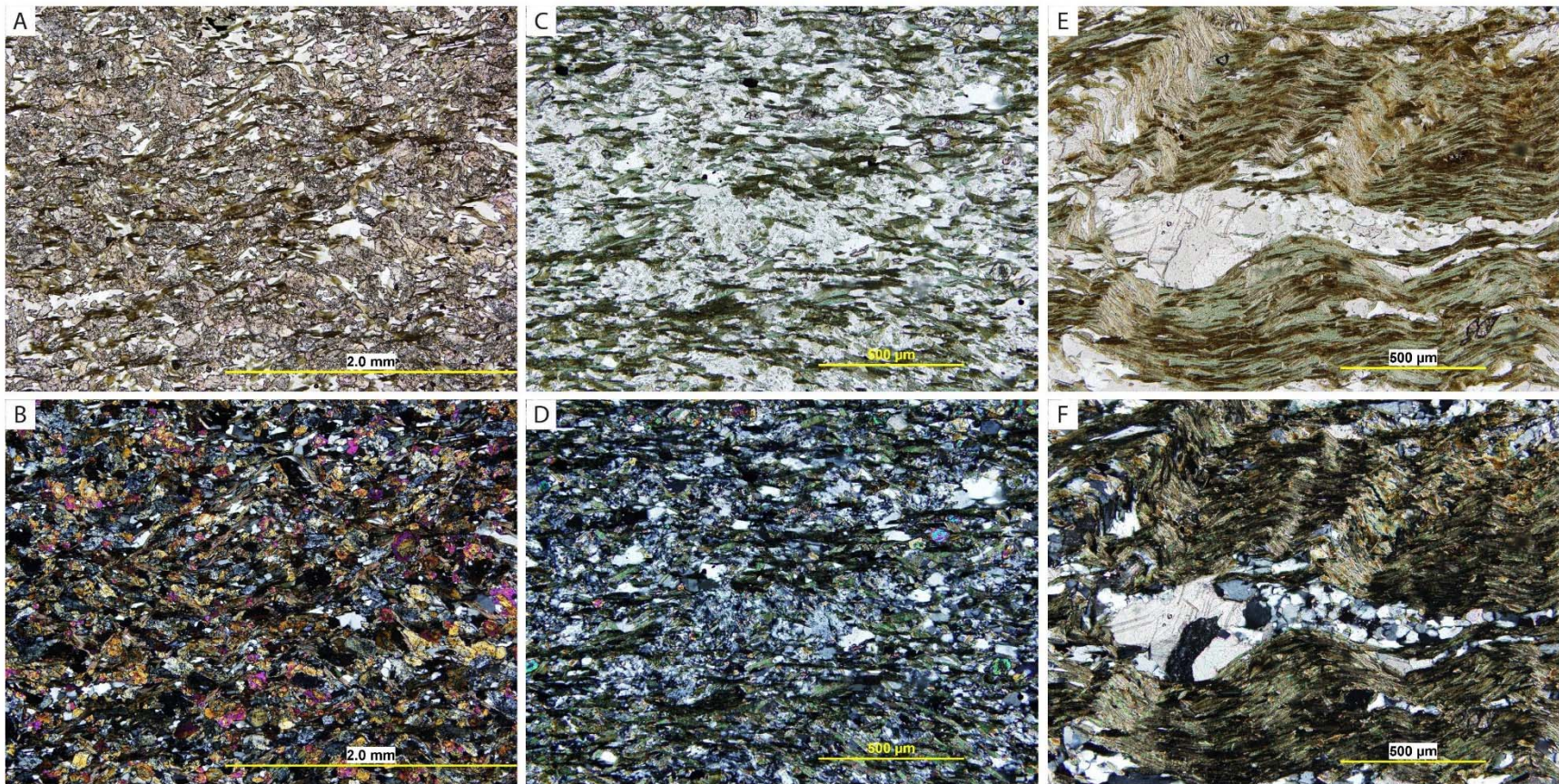


Figure 18 - Photomicrographies de trois échantillons de l'unité volcanique mafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 5/5, lumière naturelle. F) IAP 5/5, lumière polarisée croisée.

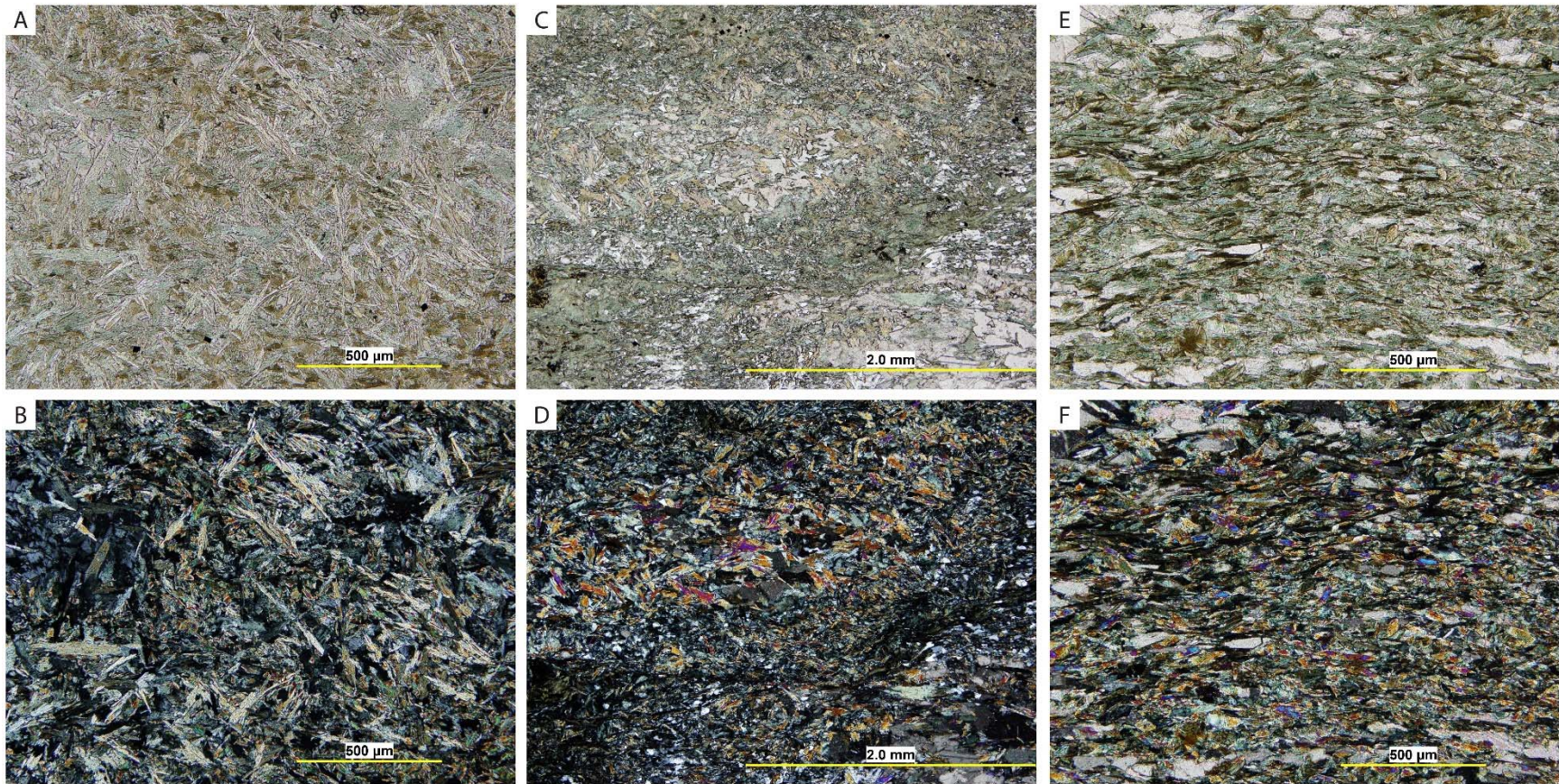


Figure 19 - Photomicrographies de trois échantillons de l'unité volcanique ultramafique montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 4/5, lumière naturelle. F) IAP 4/5, lumière polarisée croisée.

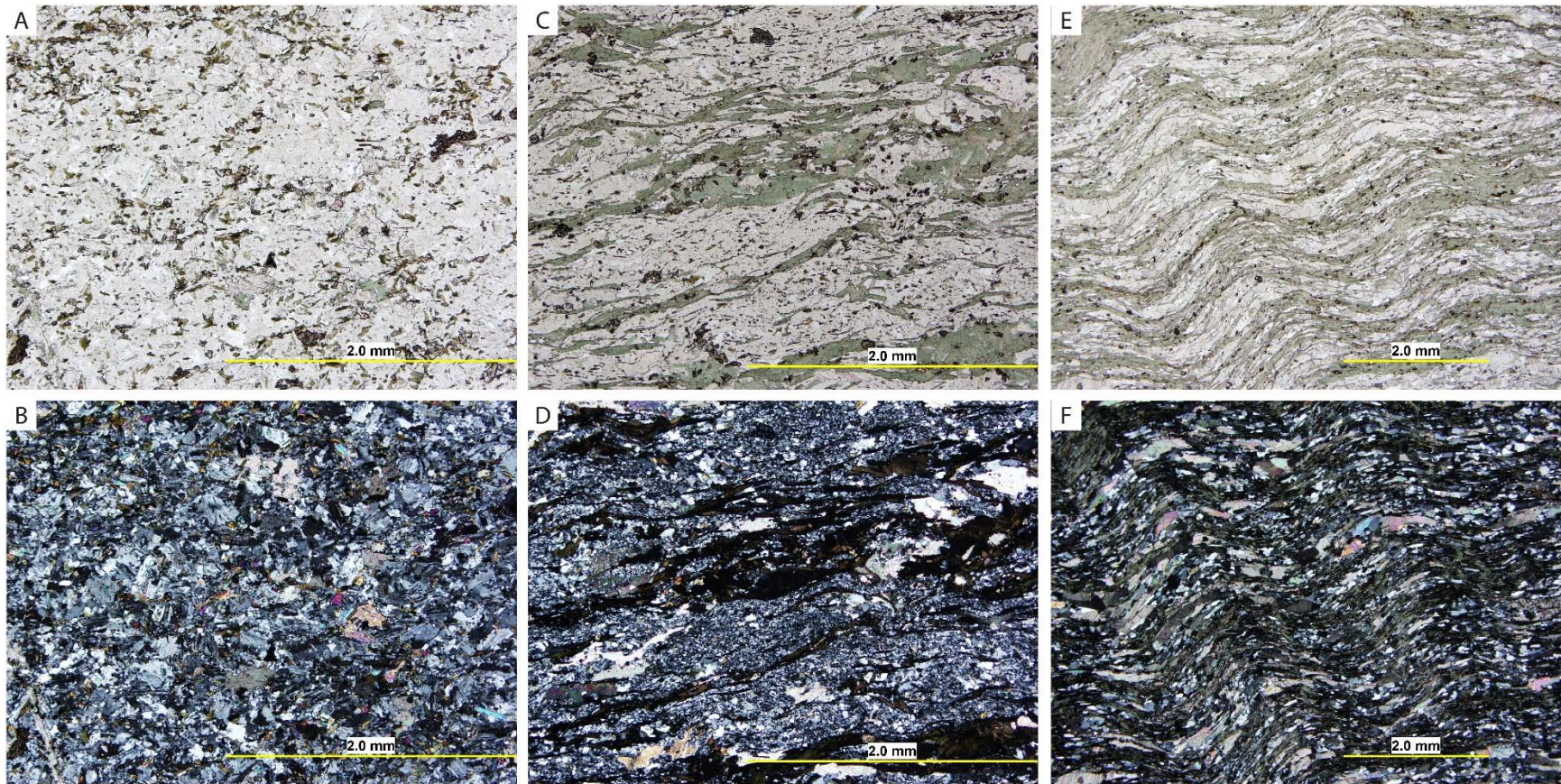


Figure 20 - Photomicrographies de trois échantillons de dykes de diorite à biotite montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 5/5, lumière naturelle. F) IAP 5/5, lumière polarisée croisée.

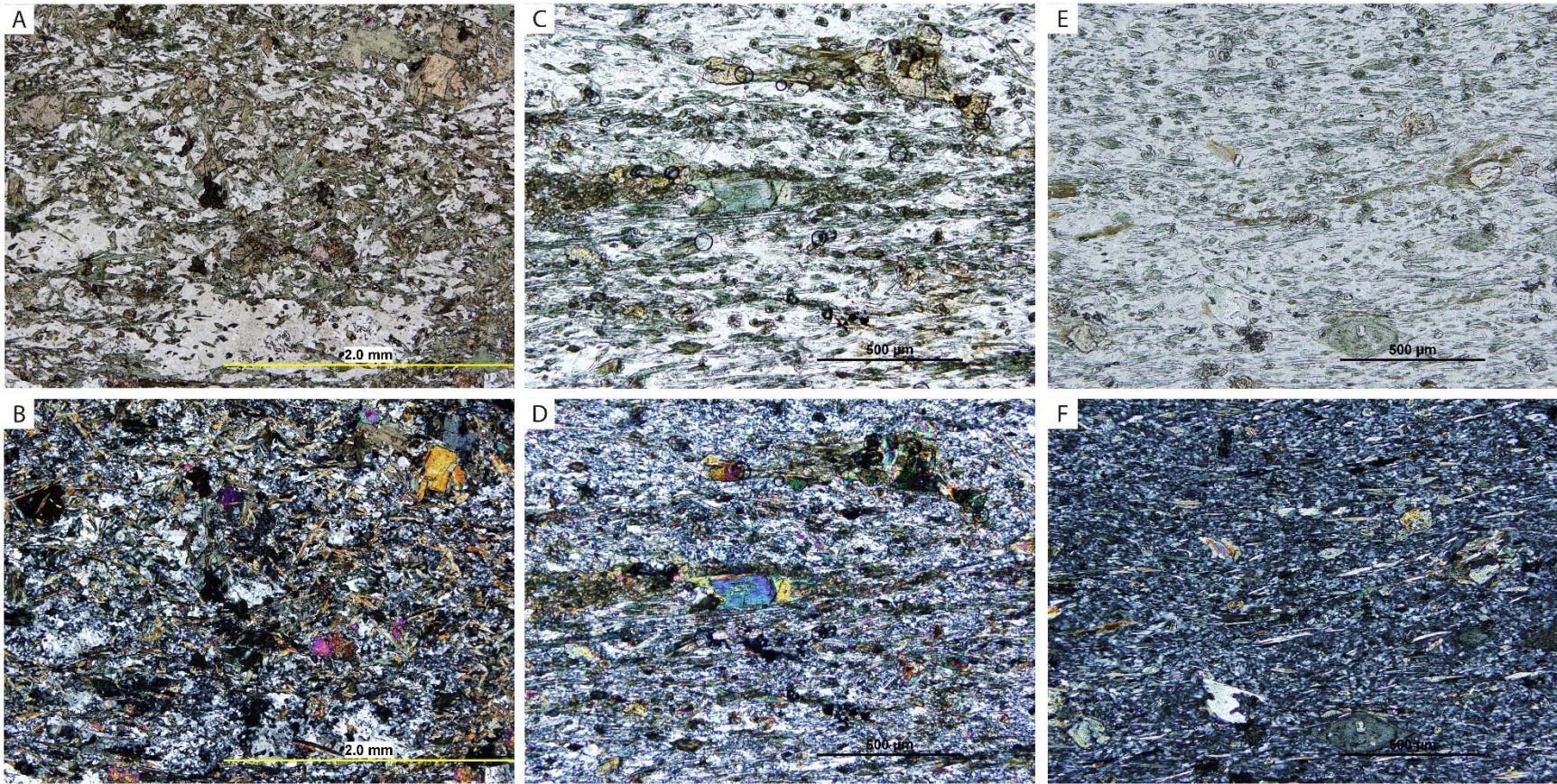


Figure 21 - Photomicrographies de trois échantillons de dykes de diorite à amphiboles montrant une évolution de l'intensité de la déformation. A) IAP 1/5, lumière naturelle. B) IAP 1/5, lumière polarisée croisée. C) IAP 3/5, lumière naturelle. D) IAP 3/5, lumière polarisée croisée. E) IAP 5/5, lumière 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 génération (type 1) est porteuse de la minéralisation aurifère. La seconde (type 2) représente des veinules plus tardives ne contenant pas de minéralisation. Une synthèse des caractéristiques des deux types de veines est présentée au tableau 4.

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%) identifiée par μ XRF et initialement confondue avec de l'albite. Les phases métalliques présentes dans ces veines sont pyrite, chalcoppyrite et galène (Figure 22D). 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 22C). Cette biotite est affectée par la schistosité principale et est partiellement déstabilisée par la chlorite, interprété 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, sauf sur l'affleurement Est ainsi que dans la partie orientale de l'affleurement Ouest où elles 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 systèmes orogéniques, 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 22A, 22B et 22C).

Les veines de type 1 sont recoupées systématiquement par les dykes de diorite et par l'intrusion de monzonite quartzifère de l'affleurement Ouest. Par contre, ces veines recoupent les dykes de gabbro considérés synvolcaniques. Aucune relation de recoupement n'a pu être observée avec les porphyres feldspathiques, étant donné que ceux-ci sont localisés uniquement dans l'unité volcanoclastique felsique où les veines minéralisées sont absentes. Les relations de recoupement entre les dykes et les veines ainsi que la présence de déformation ductile dans les dykes (les dykes sont eux-mêmes schisteux, donc déformés) supportent l'hypothèse d'une mise en place précoce des veines dans l'histoire géologique de la région.

Bien que l'intensité de la déformation ductile occulte plusieurs caractéristiques primaires des veines, plusieurs textures considérées primaires sont toutefois notées. 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 de sub-surfaces (<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 et ne contiennent pas de teneurs économiques en métaux précieux et en métaux de base. Elles sont composées de quartz, de calcite et de tourmaline et peuvent contenir des traces et/ou disséminations de pyrite. Elles sont localisées uniquement dans l'unité volcanoclastique felsique de l'affleurement Est et sont toutes sécantes à la schistosité principale. 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 22E). Ces veines sont recoupées par le contact entre la volcanoclastite felsique et la volcanite mafique sur l'affleurement Est (Figure 22F). 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 4 - 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 mafiques et ultramafiques	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	Qz + Ca + Tm
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)

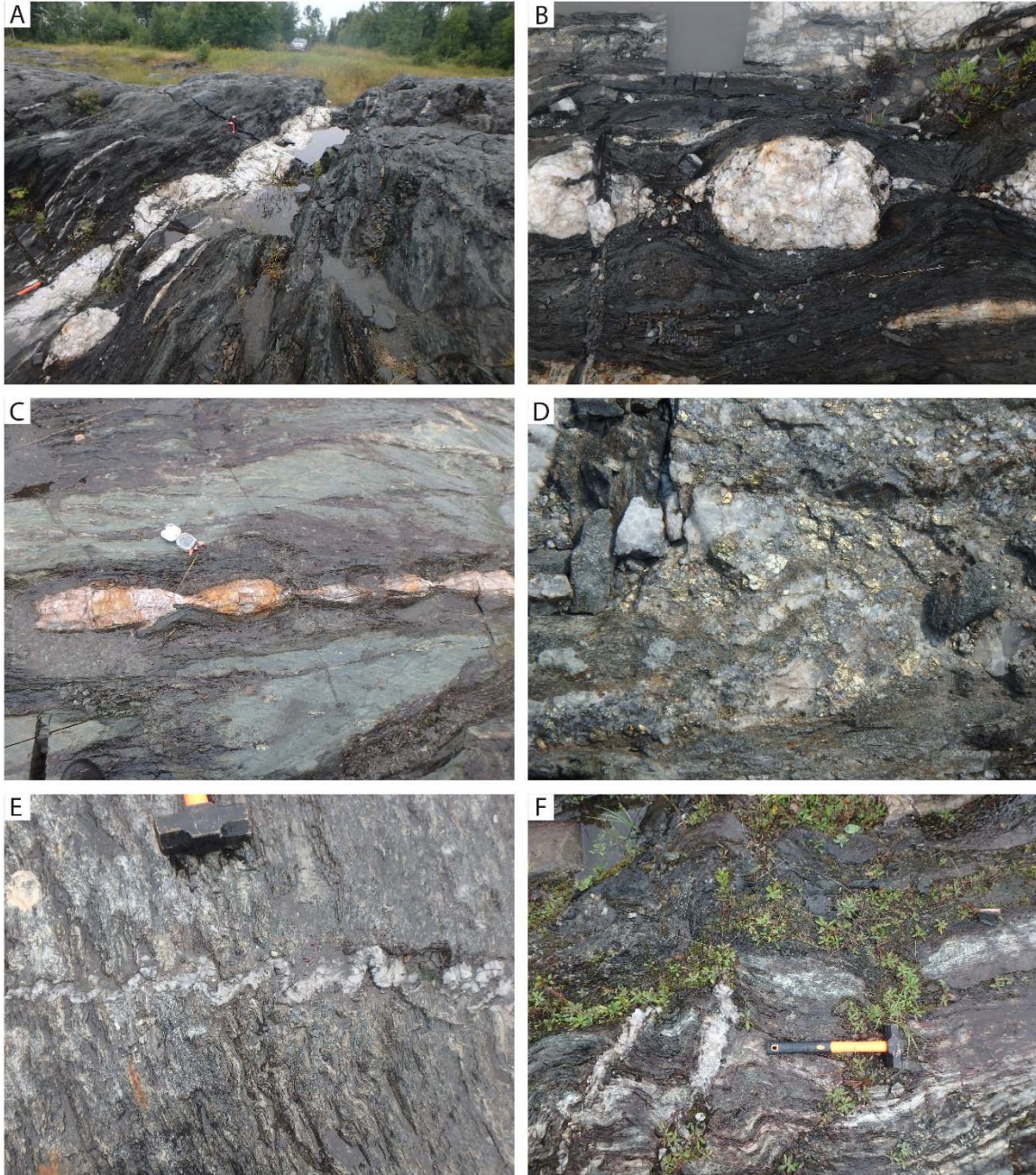


Figure 22 - Photographies des veines. A à D représentent les veines minéralisées principales (type 1), E et F représentent les veines orogéniques tardives (type 2). A) Principale veine minéralisée, boudinée et démembrée, encaissée dans la volcanite mafique, affleurement Ouest. B) Boudinage intense dans une veine minéralisée de l’affleurement Ouest. C) Veine boudinée avec développement d’un front d’altération hydrothermale 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-Tl dans la volcanoclastite felsique de l’affleurement Est recoupée par le contact déformé 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 μ 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 pour en délaisser le centre. L'hypothèse de l'incorporation des micas de la roche encaissante par la veine est la plus plausible, bien que l'hypothèse d'une biotite hydrothermale reste envisageable.

Une zonation minérale dans les veines (Figure 23) laisse supposer 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 l'altération de la chalcopryrite sont présentes dans cette partie.

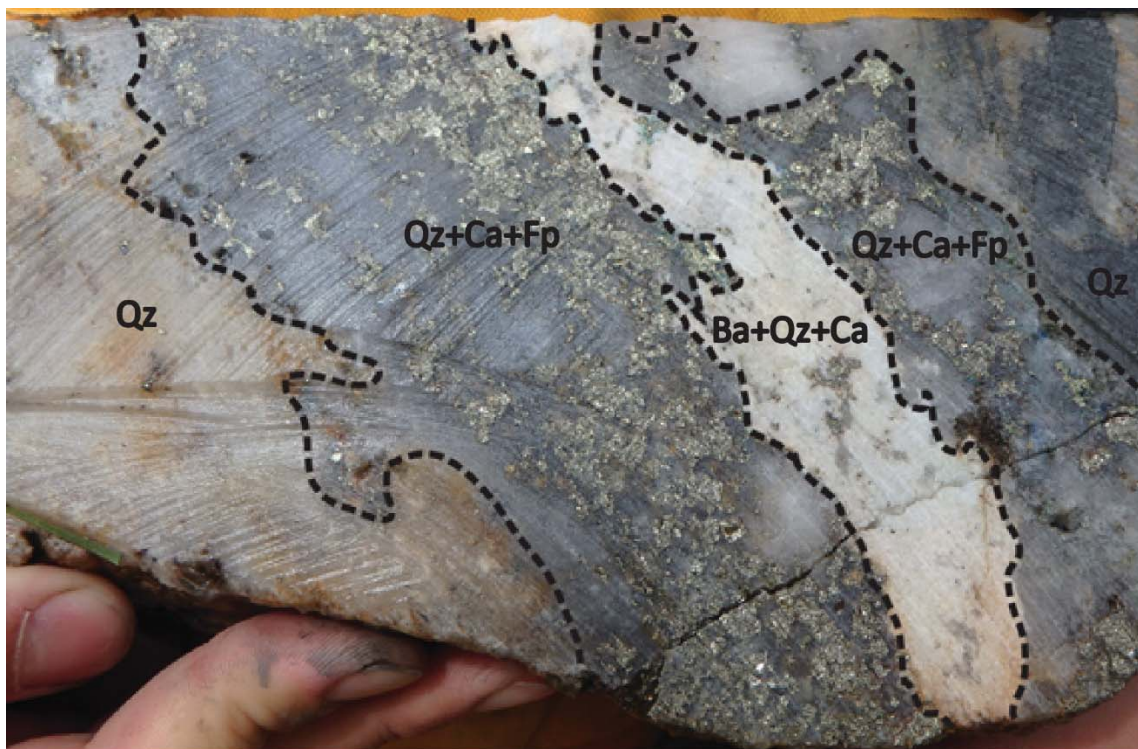


Figure 23 - Photographie d'un échantillon de veine minéralisée montrant une zonalité minéralogique formant un rubanement. La barite est le minéral blanc observé au centre de la veine.

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 chalcopryrite, avec localement quelques grains d'or dans l'échantillon FG-56 (l'échantillon présentant les plus fortes teneurs en métaux précieux, soit 188 g/T Au et 1400 g/T Ag; Tableau 6). L'échantillon FG-41 est plus riche en chalcopryrite 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 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 24B, 24D et 24E). 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 24C et 24D) est typique de l'électrum et supporte cette interprétation. Les résultats des analyses chimiques à la microsonde électronique réalisées sur différents minéraux opaques sont présentés aux tableaux 7 et 8.

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 chalcoppyrite (Figure 24A) suggèrent une mise en place tardive de ces dernières phases par rapport à la pyrite. Une veinule d'or dans une pyrite (Figure 24C) 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 tellure d'argent et de chalcoppyrite (Figure 24D) recoupant la pyrite abonde en ce sens. Le recoupement de la chalcoppyrite par le tellure d'argent et l'or dans cette même veine suggère une mise en place tardive de ces dernières par rapport à la chalcoppyrite. Les cristaux de tellure de bismuth et de tellure d'argent qui recoupent clairement la galène et la chalcoppyrite à la figure 24B supportent cette hypothèse. Les relations entre l'or natif et le tellure d'argent dans cette veine suggèrent une cristallisation contemporaine de ces dernières phases. La figure 24E montre une inclusion de tellure de bismuth et de tellure d'argent dans une galène. La bordure de réaction entre le tellure de bismuth et le tellure 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 chalcoppyrite (Pb+Cu+Fe) se mettent en place lors d'un événement subséquent. Finalement, un troisième événement amène l'or natif (électrum), les tellures de bismuth et les tellures d'argent (Au+Ag+Te+Bi).

Les principales caractéristiques des modèles épithermal neutre (« low sulfidation ») et IRGS (« Intrusion related gold system ») sont présentées au tableau 5. On y voit que plusieurs des caractéristiques et des signatures métalliques des veines de la zone d'étude permettent de penser

que ces modèles de gisements aurifères sont applicables pour expliquer la genèse des veines observées sur l'indice «Rive du lac Malartic».

Tableau 5 - 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); Sillitoe (1993) Hedenquist et al. (2000), Garde et al. (2012),	Hart (2005); Lang et Baker (2001); Sillitoe et Thompson (1998)

Tableau 6 - Résultats des analyses chimiques de différentes veines minéralisées.

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 7 - 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
Chalcopryrite	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 8 - 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

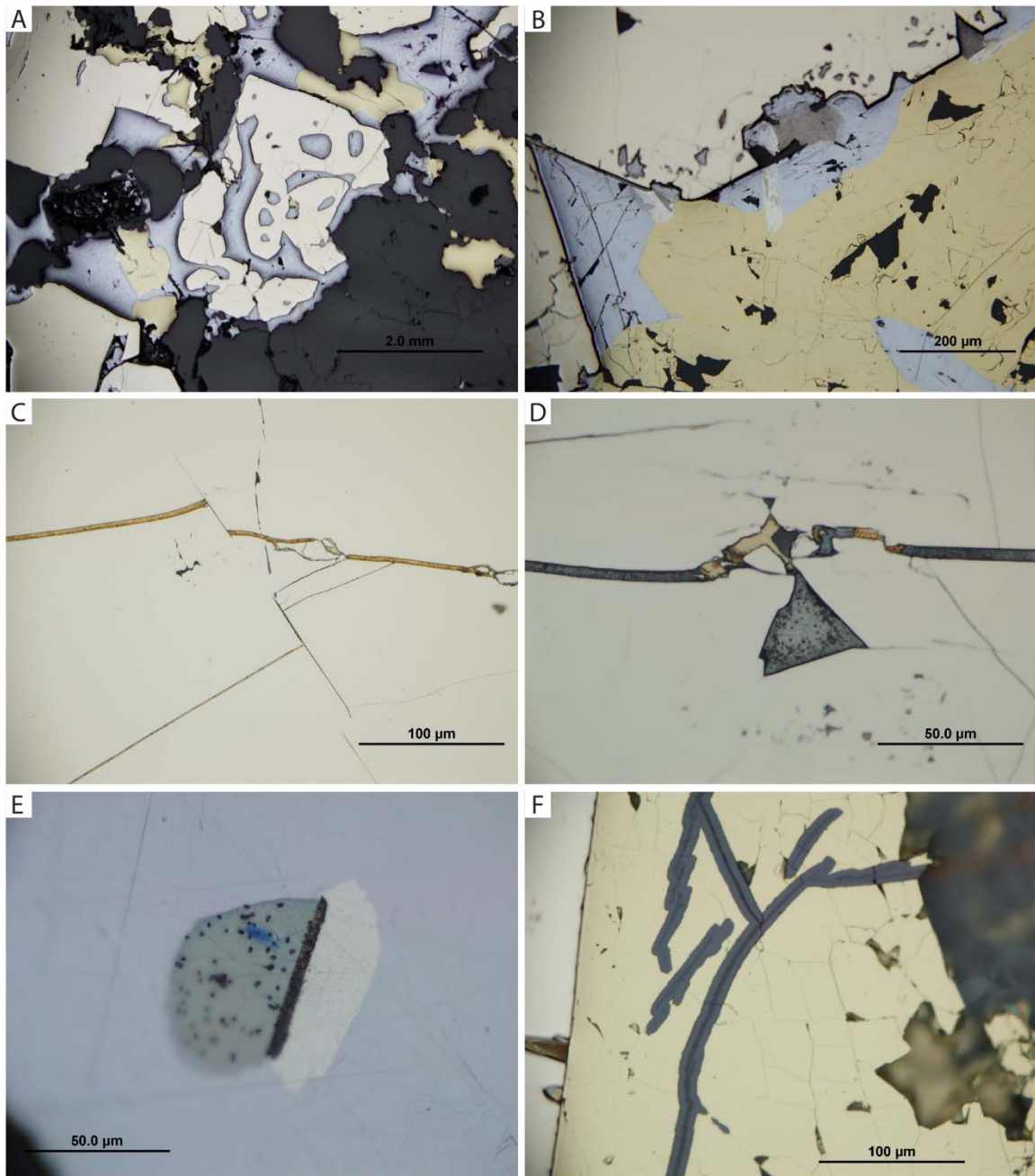


Figure 24 - Photomicrographies des minéraux opaques dans les veines minéralisées en lames minces polies. A) Galène et chalcopryrite recoupant des grains de pyrite. B) Tellurures de bismuth et tellurures d'argent recoupant la galène et la chalcopryrite. C) Veinules d'or natif (électrum) et de chalcopryrite dans un grain de pyrite et décalage de la veine par une faille fragile 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) Oxydation en bordure des fractures dans un grain de 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. 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 présente et abondante dans l'unité ultramafique située 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, 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 ou soit le résultat du métamorphisme d'une roche volcanique altérée.

Un bilan de masse calculé par la méthode de modélisation des précurseurs, telle que décrite par Trépanier et al. (2011), démontre la présence de fortes altérations dans les roches volcaniques du secteur d'étude (Tableau 9) 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. 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 4,5 gr. 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 de biotite dans les unités volcanoclastiques non recoupées par les veines minéralisées.

Tableau 9 – 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 (Qz-Ca) distribuées de façon hétérogène sur la zone d'étude. Ces veinules de Qz-Ca 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, dans des proportions variables (de traces à 20%) dans toutes les unités volcaniques et volcanoclastiques (quoique beaucoup moins abondante dans les unités volcanoclastiques). Ces points signalent 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. 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 en plusieurs occasions à des minéralisations aurifères réputées orogéniques (Groves et al., 1998).

5.3. PYRITISATION DANS LA VOLCANOCLASTITE FELSIQUE

L'unité volcanoclastique felsique renferme une zone fortement altérée et oxydée, riche en niveaux et rubans de pyrite de dimension décimétrique à métrique, qui peut être suivie sur environ 25 mètres. L'attitude de cette zone, affectée par la schistosité de flux, pourrait représenter une bonne estimation de la direction globale de la stratification dans les lithologies du secteur Est. Cette zone pourrait correspondre à un niveau plus poreux que des fluides hydrothermaux précoces auraient parcourus préférentiellement.

Certains échantillons récoltés dans cette zone présentent jusqu'à 50% de pyrite. Cette pyrite présente une granulométrie très fine et est intensément altérée, si bien qu'elle est difficilement reconnaissable 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.

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 recoupent également les dykes de diorites du faciès lamprophyre. 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 démontré que ces veinules se composent 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 al. (2013) à la mine Lac Bachelor et ont également été interprétées comme des veines d'origine magmatique.

CHAPITRE 6 – DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les roches de la zone d'étude s'insèrent stratigraphiquement dans les Groupes de Louvicourt (Fm. de Héva) dans la partie nord-est et de Malartic (Fm. 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. Des datations radiogéniques U-Pb réalisées par Pilote et al. (2014) indiquent un âge de 2708 ± 2 Ma pour la volcanite mafique et de 2700 ± 2 Ma pour la volcanoclastite felsique.

Les roches de la propriété montrent un degré élevé de déformation ductile. La schistosité principale (Sp) 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 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 direction dans les zones plus déformées. Ces variations dans les plongées des linéations et la présence des nombreux clivages de crénulation supportent une déformation polyphasée qui passe d'un raccourcissement vers un décrochement dextre tardif (Figure 27).

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

L'affleurement Ouest présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Ces dykes de diorite se distinguent au niveau de la géochimie en trois types. Le type 1 correspond à des diorites à biotites qui sont recoupées par les types 2 et 3 qui sont des diorites à amphiboles. Tous les dykes de diorites sont affectés par la schistosité principale et recourent les veines minéralisées. Des datations radiogéniques U-Pb réalisées par Pilote et al. (2014) suggèrent un âge de 2699 ± 2 Ma pour un de ces dykes (type 1), circonscrivant ainsi la minéralisation aurifère entre 2708 ± 2 Ma (volcanite

mafique encaissante) et 2699 ± 2 Ma et soutenant l'hypothèse d'une minéralisation aurifère filonienne précoce dans l'histoire de la région.

Les diorites à amphiboles et biotites présentent plusieurs analogies avec les dykes de lamprophyre calco-alcalins. Mais le caractère potassique reconnue dans plusieurs pourrait en partie provenir de l'altération potassique qui affecte l'ensemble du secteur. Des études plus approfondies seront nécessaires pour éclaircir ce lien.

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 à 2702 Ma selon Pilote et al. (2014), alors que les roches mafiques de l'affleurement Ouest font parties de la Formation de Dubuisson à 2708 Ma. La présence d'unités ultramafiques dans le secteur d'étude est en accord avec cette attribution.

L'absence des dykes de diorites dans l'unité de volcanoclastites felsiques de l'affleurement Est supporte l'interprétation 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 Faille de rivière Héva peut donc être considérée comme une faille majeure de la Sous-province de l'Abitibi qui a généré une inversion stratigraphique. La juxtaposition entre les Formations Héva et Dubuisson le long de la Faille Rivière Héva a probablement eu lieu après l'introduction des dykes de diorite. Ce scénario permet d'expliquer leur absence dans la Formation Héva sur les affleurements étudiés.

Un modèle présentant en quatre étapes distinctes 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 25. À l'étape 1, les roches volcaniques de la Formation de Dubuisson (2708 ± 2 Ma) se mettent en place. Les veines aurifères synvolcaniques se mettent en place à cette étape, avant le début de la déformation ductile. À l'étape 2, les dykes de diorite précoces de type 1 (2699 ± 2 Ma) se mettent en place de manière contemporaine au volcanisme de la Formation de Héva (2700 ± 2 Ma). Par la suite les dykes de diorite de types 2 et 3 se mettent en place possiblement à l'amorce de la déformation. À l'étape 3, la déformation ductile débute avec un mouvement en compression (raccourcissement NE-SO) formant la schistosité principale accompagnée de linéations d'étirement à composante pendage. Un mouvement en chevauchement sur la Faille Rivière Héva vient accoler la Formation de Héva à la Formation de Dubuisson. Les dykes et les veines minéralisées sont déformés et boudinés. À l'étape 4, la

déformation ductile évolue en raccourcissement NO-SE compatible avec un mouvement en décrochement dextre sur la Faille Rivière Héva, produisant un clivage de crénulation NE-SO et des linéations d'étirement à composante directionnelle. L'intrusion centrale se met en place tardivement.

Les textures primaires des veines minéralisées telles le rubanement, les multiples épisodes d'ouverture et de remplissage, les fortes concentrations en métaux de base (Cu, Pb) et les cristaux de quartz idiomorphes pyramidaux, suggérant une cristallisation en contexte sub-surface (Vearncombe, 1993), nous mènent à proposer l'interprétation d'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 paragégnèse (quartz, calcite, barite, albite) des veines minéralisées, de même que la présence d'une altération potassique concentrée dans les épontes des veines, suggèrent plutôt une minéralisation à associer à une intrusion (modèle IRGS; Sillitoe et Thompson, 1998). L'hypothèse d'un système hybride épithermal-IRGS est envisageable.

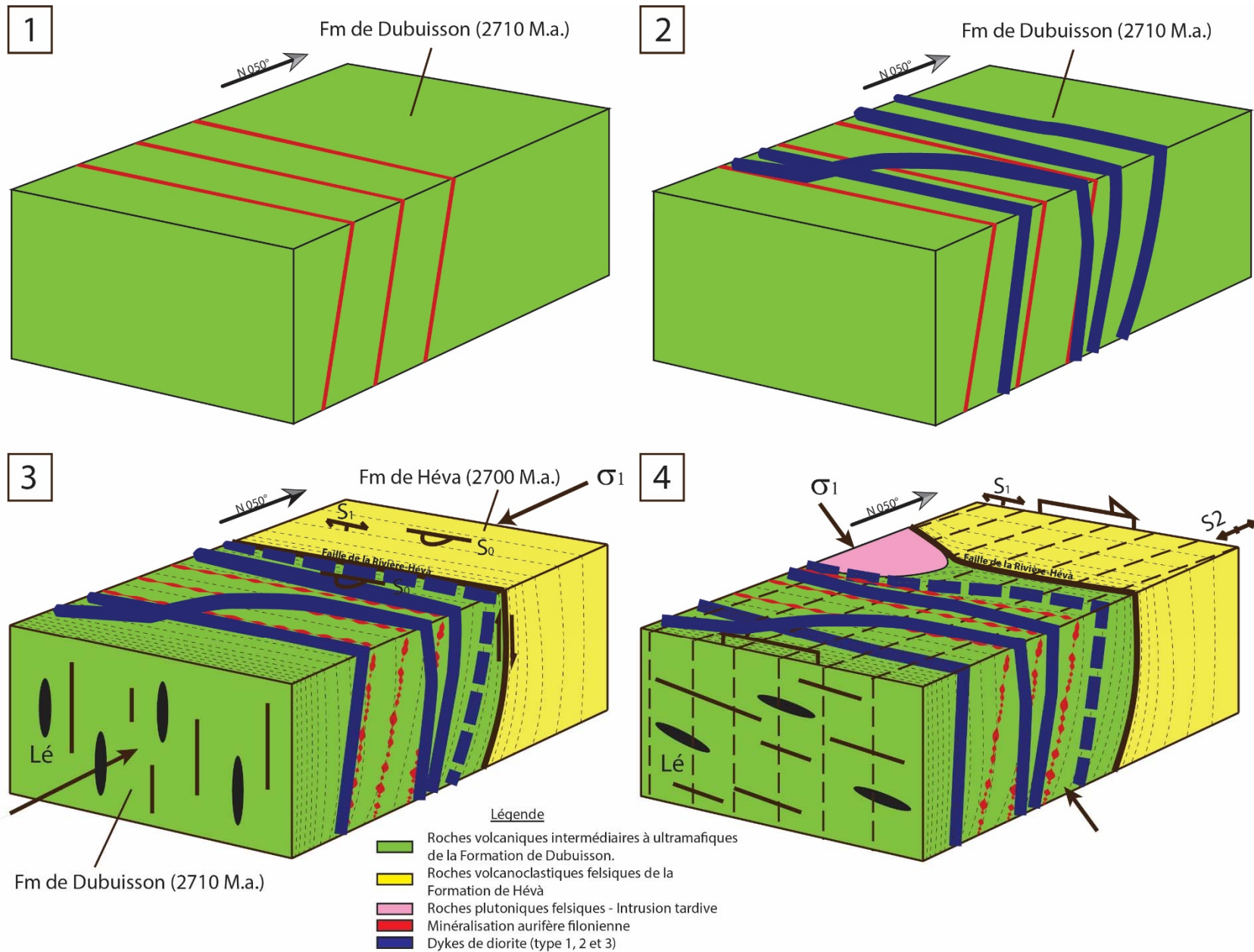


Figure 25 - Bloc modèle montrant la chronologie relative de mise en place des différentes lithologies, de la minéralisation aurifère et l'évolution de la déformation pour le secteur d'étude.

RÉFÉRENCES

- 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.
- 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.
- CHOWN, E., DAIGNEAULT, R., MUELLER, W., MORTENSEN, J. (1992). Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 29, pages 2211-2225.
- DAIGNEAULT, R., (1996). Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 132 pages.
- 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.
- 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.
- FAYOL, N., AZEVEDO C., BIGOT, L., JÉBRAK M., HARRIS, L.B. (2013). Gold associated with Neoproterozoic alkaline intrusion, Lac Bachelor, Abitibi, Canada. Goldschmidt Conference, Florence, Italy, August 25-30, Mineralogical Magazine, 77(5), 1068.
- FISHER, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72 (9), 1409-1414.
- GARDE, A. A., WHITEHOUSE, M., CHRISTENSEN, R. (2012). Mesoproterozoic epithermal gold mineralization preserved at upper amphibolite-facies grade, Qussuk, southern West Greenland. Economic Geology, 107 (5), 881-908.

- 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.
- 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 Gangee*, 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.
- 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.
- LANG, J. R., BAKER, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understating. *Mineralium Deposita*, 36 (6), 477-489.
- LAUZIÈRE, K. (1989). Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 182 pages.
- 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, Subcommission 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.
- 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. (éditeur; 1997). *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. GAC-MDD-SEG, Short Course Notes, 105-133.
- 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.
- 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.

- PALME, H., O'NEILL, H. ST. C. (2004). Cosmochemical estimates of Mantle Composition. Dans : Holland, H.D. and Turekian, K.K. (2004). *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 2, 1-38.
- 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.
- PILOTE, P. (2013). Géologie Malartic, 32D01-NE. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, carte 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.
- 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.
- ROCK, N. M. S. (1984). The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesties, kersantites. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 74, 193-227.
- ROCK, N. M. S., GROVES, D. I. (1988). Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16 (6), 538-541.
- 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.
- 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., 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.

- 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.
- 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.
- TRÉPANIÉ, S. (2011). Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07, 209 pages (www.consorem.ca).
- 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.
- 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.
- 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.

ANNEXE 1 - ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

Tableau 10 – Analyses lithogéochimiques (éléments majeurs) des échantillons.

Éch.	Lithologie	UTME	UTMN	SiO2	Al2O3	Fe2O3T	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Cr2O3	LOI	Total
FG-01	Diorite – Type 2	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 2	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 3	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	Basalte	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 3	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 - Série 1	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	Basalte	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 3	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 2	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 intermédiaire	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 3	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 1	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 indéterminé	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 indéterminé	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 indéterminé	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 indéterminé	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 intermédiaire	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	Basalte	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	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-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 3	711496	5345989	52,49	13,4	9,7	7,29	0,169	8,46	4,32	0,7	0,885	0,38	0,05	1,81	99,6
FG-54	Basalte	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 indéterminé	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	Basalte	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	Basalte	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	Basalte	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 2	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 1	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 indéterminé	711631	5345975	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 indéterminé	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	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 2	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	Basalte	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	Basalte	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	Basalte komatiitique	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	Basalte komatiitique	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	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	Basalte komatiitique	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

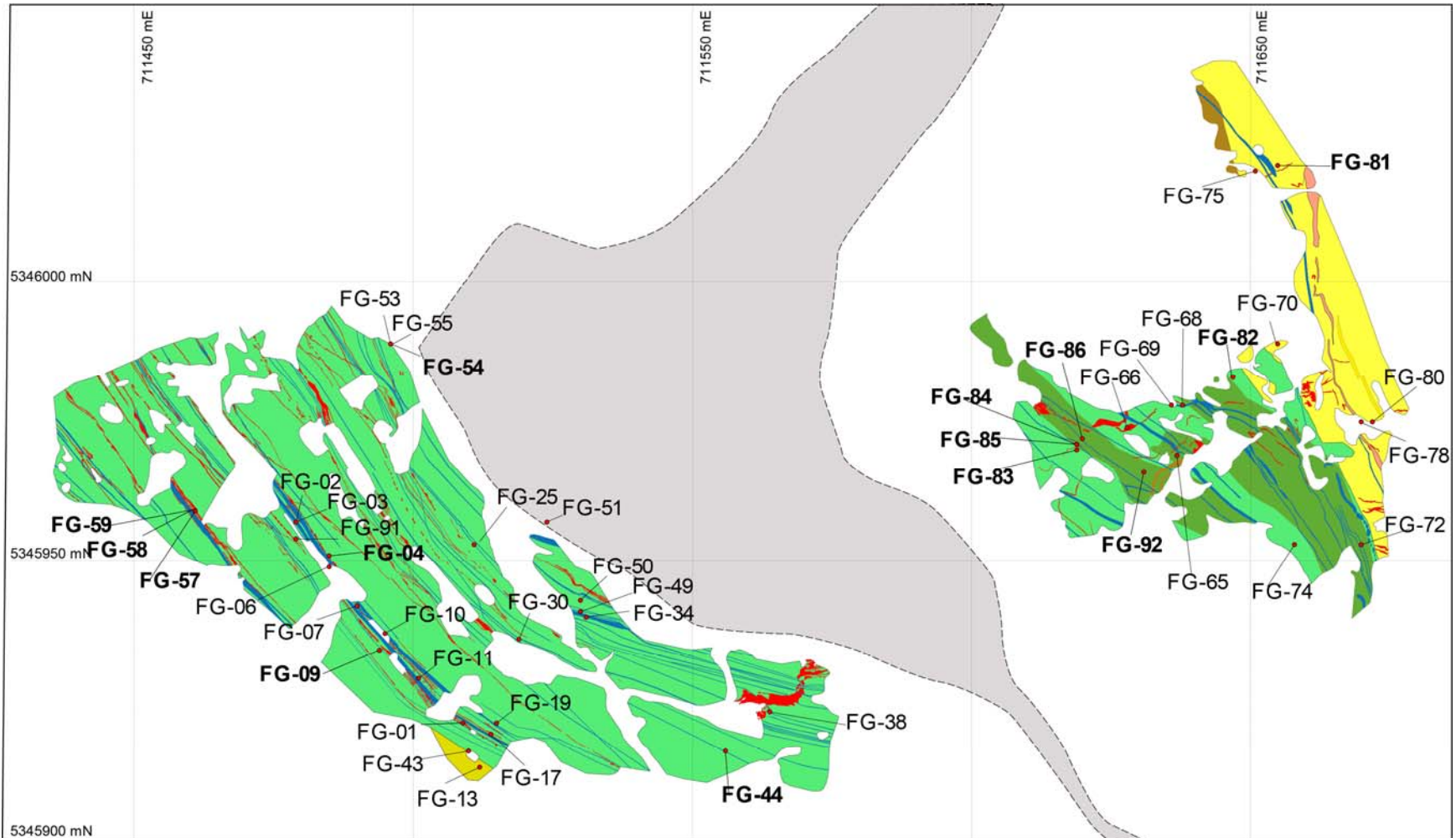


Figure 26 – Carte de localisation des échantillons (en gras les échantillons plus altérés)