



## **Minéralisation aurifère et déformation sur l'indice Malartic Lake Shore, Sous-province de l'Abitibi, Québec**

Francis Guay, Pierre Pilote et Réal Daigneault

MB 2015-14

**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.



Université du Québec à Chicoutimi

Centre d'Études sur les Ressources Minérales

Minéralisation aurifère et déformation sur l'indice Malartic Lake  
Shore, Sous-province de l'Abitibi, Québec

Rapport d'avancement des travaux

Par :

Francis Guay, Géo. Stag.

Pierre Pilote

Réal Daigneault

15 mars 2015

## RÉSUMÉ

Ce projet de maîtrise, réalisé à l'UQAC en collaboration avec le MERN, touche la propriété Malartic Lake Shore détenue à 100 % par la Corporation Minière Golden Share. Le secteur à l'étude est situé dans la Zone Volcanique Sud de la Sous-province archéenne de l'Abitibi, dans le feuillet SRNC 32D01, à environ 0,5 km au sud du lac Malartic. Stratigraphiquement, les roches de la propriété font partie de la partie supérieure du Groupe de Louvicourt. On y trouve principalement des roches volcaniques mafiques et des volcanoclastites felsiques. Ces roches sont moyennement à fortement déformées. Le métamorphisme régional est au faciès supérieur des schistes verts.

Le secteur à l'étude se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est). L'affleurement Ouest mesure 150 x 40 m<sup>2</sup> et l'affleurement Est fait 90 x 65 m<sup>2</sup>. Sur l'affleurement Ouest se retrouvent de multiples veines composées de quartz, carbonates, chlorite et feldspath, d'extension décimétrique à pluridécimétrique. Ces veines, fortement déformées et subparallèles à la schistosité, sont minéralisées en pyrite, chalcopyrite et galène. Elles présentent des teneurs en or allant jusqu'à 178 g/t sur 0,6 m en rainure (données de Golden Share). Des grains d'or sont localement visibles. L'affleurement Ouest présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques de composition felsique à mafique, pouvant être séparés en cinq familles distinctes. Les veines de quartz sont coupées par toutes les familles de dykes, à l'exception des dykes synvolcaniques de gabbro, ce qui indique que la minéralisation aurifère est antérieure à la mise en place des dykes. Des datations U-Pb sont en cours pour déterminer l'âge de certains de ces dykes et des lithologies hôtes. La schistosité de flux a une orientation générale N132°/79° et présente une importante flexure, passant de N168° à N090° sur une distance d'environ 70 mètres. Cette flexure est interprétée comme le moulage de la schistosité autour d'une intrusion non affleurante située au centre de la zone d'étude.

Sur l'affleurement Est, le contact déformé/cisaillé entre les volcanites mafiques (basalte) et les volcanoclastites felsiques (tuf rhyolitique) est interprété comme la Faille de Rivière Héva, une faille régionale majeure. L'analyse des linéations d'étirement suggère une déformation complexe et/ou polyphasée qui se traduit par un mouvement en raccourcissement (mouvement inverse, en compression) évoluant plus tardivement vers un mouvement en décrochement dextre.

Nos travaux de terrain réalisés à l'été 2014 ont porté principalement sur la prise de mesures structurales, l'échantillonnage des différentes lithologies et la cartographie de détail de différents secteurs. Les travaux en cours et à venir porteront sur la lithogéochimie et l'altération des différentes unités, la caractérisation des fabriques structurales et de la déformation, ainsi que sur les descriptions pétrographiques en lames minces, afin de déterminer la chronologie relative des événements et le contexte de mise en place de la minéralisation.

## TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction .....	1
1.1. Mise en contexte.....	1
1.2. Objectifs .....	1
2. Localisation .....	1
3. Problématique générale .....	3
3.1. La Sous-province de l’Abitibi .....	3
3.2. Stratigraphie de la séquence volcanosédimentaire de la Zone Volcanique Sud .....	6
3.3. La déformation dans les grandes failles de l’Abitibi .....	8
3.4. Relation entre la déformation et la minéralisation .....	9
3.5. Facteurs discriminants .....	11
4. La propriété Malartic Lake Shore.....	14
5. Descriptions des unités lithologiques .....	18
5.1. Lithologies principales.....	18
5.1.1. Volcanoclastites bréchique.....	18
5.1.2. Volcanites mafiques.....	18
5.1.3. Volcanoclastites felsiques.....	19
5.2. Dykes .....	20
5.3. Veines aurifères.....	21
6. Analyse structurale préliminaire.....	26
6.1. Cueillette des données.....	26
6.1.1. Mesures structurales sur le terrain .....	26
6.1.2. Mesures structurales sur les échantillons .....	26
6.2. Présentation des données.....	27
6.3. Résultats .....	27
6.3.1. Schistosité de flux et linéation d’étirement .....	27

6.3.2. Clivage de crénulation et linéation de crénulation .....	28
7. Conclusions et travaux futurs .....	30
8. Références .....	31
Annexe 1 – Cartographies des affleurements .....	39

### **LISTE DES FIGURES**

Figure 1 - Localisation du secteur à l'étude .....	2
Figure 2 - Carte des provinces et sous-provinces géologiques du Québec.....	5
Figure 3 - Principales familles de zones de failles de l'Abitibi avec distribution des linéations d'étirements.....	8
Figure 4 - Distribution des principaux gîtes aurifères orogéniques et des grandes failles dans la Sous-province de l'Abitibi .....	10
Figure 5 - Principales unités stratigraphiques du secteur de Malartic .....	15
Figure 6 - Géologie locale du secteur de l'indice « Malartic Lake Shore. ....	17
Figure 7 - Photos des unités principales .....	23
Figure 8 - Photos des dykes et des relations de recoupements avec les veines .....	24
Figure 9 - Photos des veines minéralisées .....	25
Figure 10 - Cartographie de géologie de l'affleurement Est.....	40
Figure 11 - Cartographie géologique de l'affleurement Ouest.....	41
Figure 12 - Cartographie de détail d'un secteur de l'affleurement Est.....	42
Figure 13 - Cartographie de détail d'un secteur de l'affleurement Ouest.....	43

### **LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens. ....	13
Tableau 2 - Principales caractéristiques des 5 familles de dykes. ....	22

### **LISTE DE MOTS CLÉS**

Faïlle de la Rivière-Héva, faille, cisaillement, Abitibi, linéation d'étirement, déformation, gisement aurifère filonien, veine épithermale, altération, dyke, lamprophyre.

# **1. INTRODUCTION**

## **1.1. MISE EN CONTEXTE**

---

Le présent document est un rapport d'avancement des travaux présenté au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN) pour un projet de maîtrise réalisé à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) portant sur la caractérisation structurale et métallogénique de l'indice aurifère Malartic Lake Shore, situé à 0,5 km au sud du lac Malartic, en Abitibi. Cet indice est détenu à 100% par la Corporation Minière Golden Share. Le présent document présente le cadre du projet, la méthodologie, les travaux réalisés ainsi que les travaux futurs.

## **1.2. OBJECTIFS**

---

La zone d'étude expose essentiellement une problématique à l'égard de l'interprétation cinématique d'une zone de faille majeure (zone de déformation) contenant un gîte aurifère filonien. Nous examinerons les relations spatiales et temporelles entre ce gîte et la zone de faille majeure. Les veines se sont-elles mises en place dans la zone de déformation, ou est-ce que la zone de déformation se superpose à la minéralisation ? Sur les affleurements choisis, cette zone de faille d'extension régionale met en contact deux formations stratigraphiques distinctes. La zone d'étude montre également une concentration exceptionnelle de dykes de compositions variées. L'étude de ceux-ci devrait nous permettre d'établir un lien entre leur mise en place et la zone de déformation. C'est ce qui fait de l'indice Malartic Lake Shore un site très intéressant pour un projet de maîtrise. En ce sens, 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 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.

## 2. LOCALISATION

Le secteur à l'étude est situé dans la Zone Volcanique Sud de la Sous-province archéenne de l'Abitibi, dans le feuillet SRNC 32D01, à environ 0,5 km au sud du lac Malartic. La figure 1 montre la position géographique du secteur à l'étude. Il se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est). L'affleurement Ouest mesure 150 x 40 m<sup>2</sup> et l'affleurement Est fait 90 x 65m<sup>2</sup>.

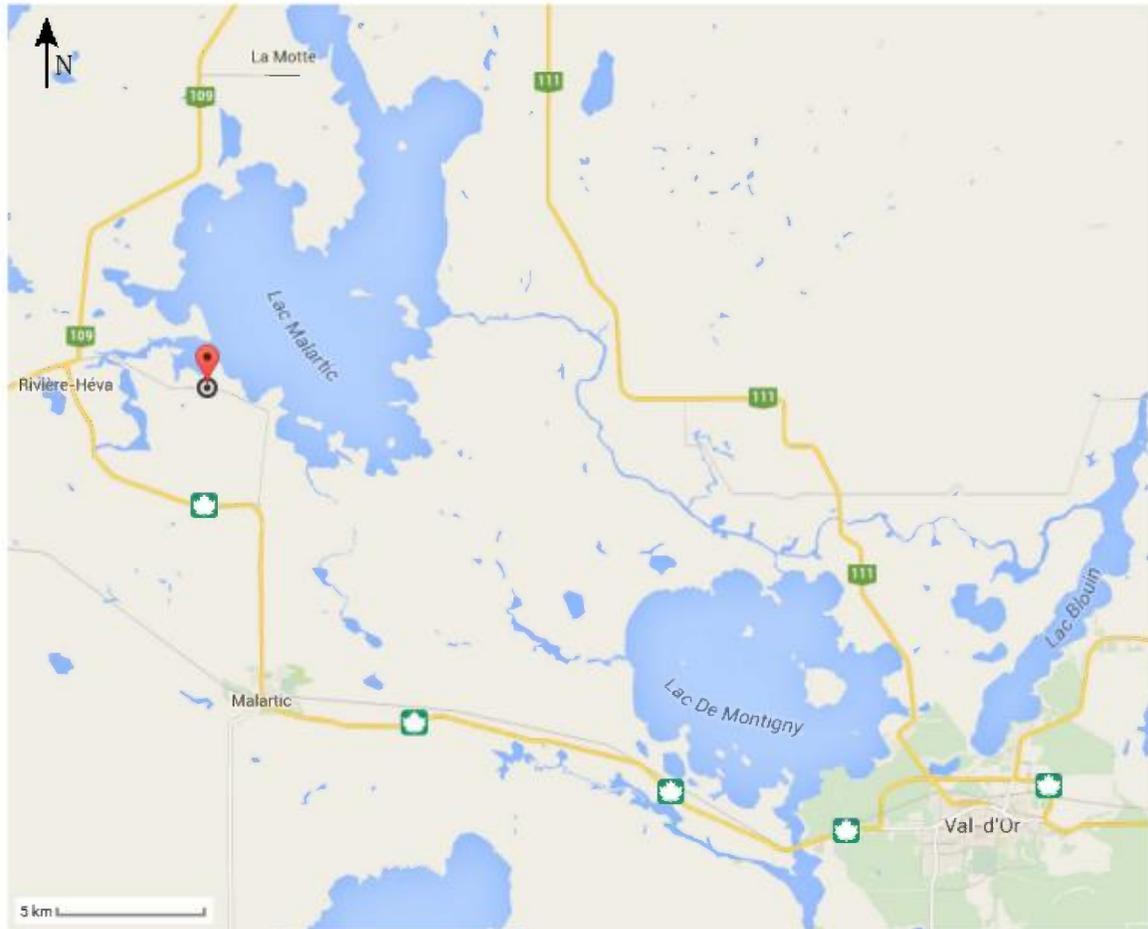


Figure 1 - Localisation du secteur à l'étude, indiquée par la flèche (Google Map, 2015).

### **3. PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE**

#### **3.1. LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI**

---

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

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

La Sous-province de l'Abitibi est découpée en deux parties principales par une faille régionale majeure d'orientation Est-Ouest. Il s'agit de la faille de Destor-Porcupine-Manneville (FDPM), qui sépare la Zone Volcanique Sud (ZVS) de la Zone Volcanique Nord (ZVN) (Mueller et al., 1996; Chown et al., 1992). Plus au Sud, la faille Cadillac-Larder Lake (FCL) marque la bordure sud de la Sous-province de l'Abitibi en séparant celle-ci de la Sous-province de Pontiac (Dimroth et al., 1983a; Daigneault et al., 2002). Ces deux failles sont associées génétiquement et spatialement à des minéralisations aurifères orogéniques et elles sont interprétées comme des structures d'échelle crustales (Robert, 1989; Daigneault, 1996; Daigneault et Archambault, 1990; Daigneault et al., 2002).

La ZVS consiste en un assemblage volcano-sédimentaire supracrustal composé de volcanites et volcanoclastites felsiques à ultramafiques séparées par des bandes de roches

sédimentaires (Chown et al., MER-OGS, 1984; Hocq, 1990; Thurston et al., 2008). Ces unités ont une orientation générale E-W avec un fort pendage vers le Nord (Pilote et al., 2000; Card, 1990; Chown et al., 1992; Dimroth et al., 1982). Une schistosité de flux fortement pénétrative d'orientation Est-Ouest marque le grain structural régional (Daigneault et al., 2004). Cet assemblage volcano-sédimentaire est recoupé par de nombreux corps plutoniques de composition granitique variée d'âges synvolcaniques à tarditectoniques (Chown et al., 2002). Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts, mais atteint le faciès des amphibolites dans des auréoles de contact autour des plutons tarditectoniques (Dimroth et al., 1983b; Imreh, 1984; Hocq, 1990).

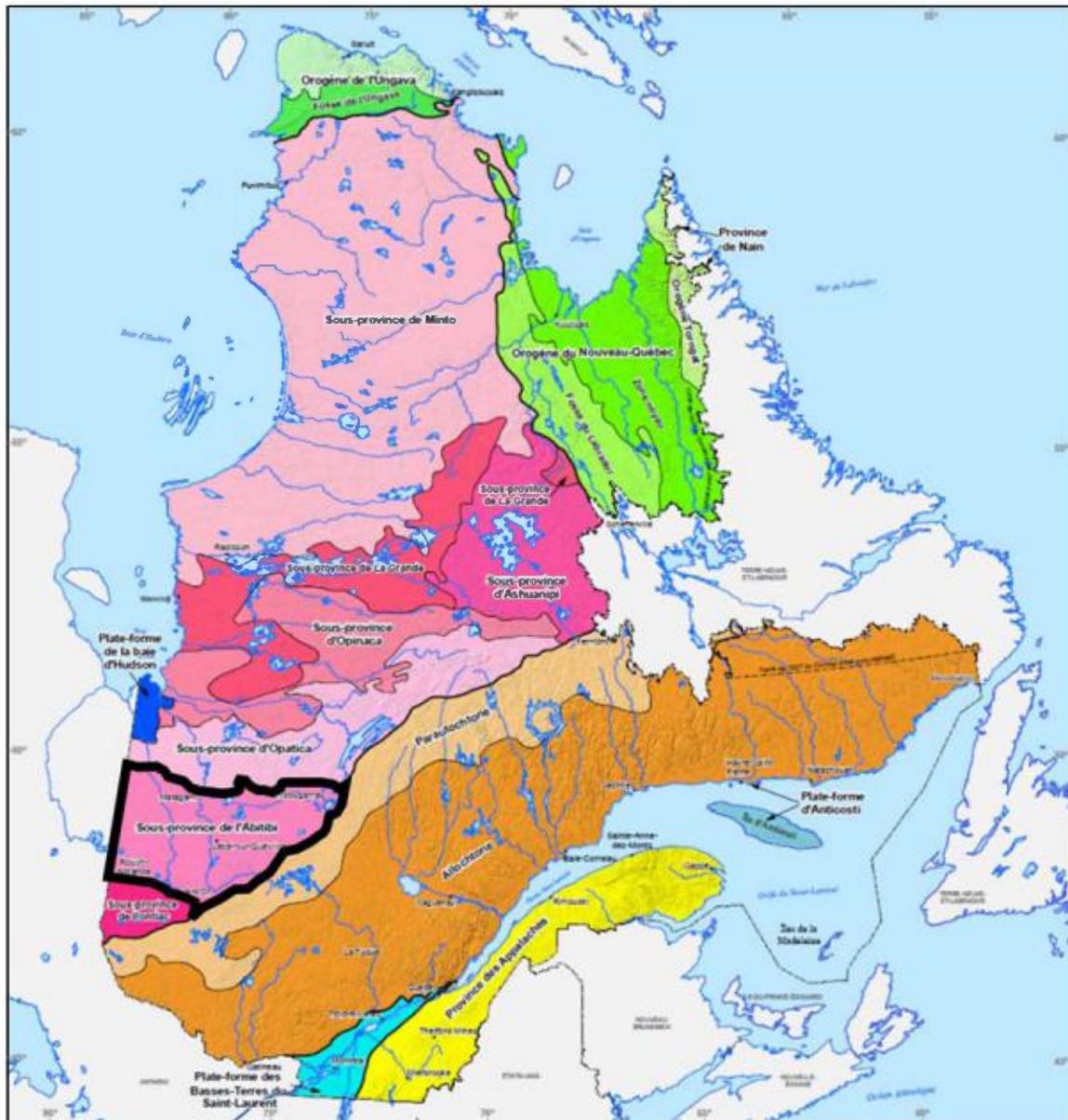


Figure 2 - Carte des provinces et sous-provinces géologiques du Québec, avec la Sous-province de l'Abitibi (en noir). Compilation par le MERN (2012).

### **3.2. STRATIGRAPHIE DE LA SÉQUENCE VOLCANOSÉDIMENTAIRE DE LA ZONE VOLCANIQUE SUD**

---

La Zone Volcanique Sud (Imreh, 1984; Chown et al., 1992; Pilote et al., 1997; Scott et al., 2000) se compose, du sud vers le nord, du Groupe de Pontiac (Sous-province de Pontiac), du Groupe de Piché, du Groupe de Cadillac, du Groupe de Timiskaming, du Groupe de Blake River, du Groupe de Kewagama, du Groupe de Louvicourt et du Groupe de Malartic. Les roches sédimentaires des groupes de Kewagama, de Cadillac et de Timiskaming se sont déposées postérieurement à la mise en place des roches volcaniques (Davis, 2002). Une description sommaire des différentes unités stratigraphiques est présentée dans les paragraphes suivants. Ces descriptions se basent essentiellement sur les travaux de Imreh (1984), Desrochers et al. (1996a, 1996b), Chartrand (1991), Tourigny et al. (1998), Dimroth et al. (1982, 1983a, 1983b) et Pilote et al. (2000).

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

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

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

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

Le Groupe de Cadillac ( $<2686 \pm 3$  Ma, Davis, 2002) est composé de roches sédimentaires, principalement des conglomérats, des wackes, des grès, des siltstones et des formations de fer rubanées au faciès oxyde. La bordure sud du Groupe de Cadillac marque le début de la Zone Tectonique de Cadillac (ZTCL; Robert, 1989).

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

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

Le Groupe de Pontiac ( $2685 \pm 3$  Ma, Davis, 2002) se compose principalement de mudstones, de grauwackes, de grès et de pélites (Lajoie et Ludden, 1984; Imreh, 1984; Pilote et al., 2000). Le contact entre le Pontiac et la ZVS marque la bordure sud de la Zone Tectonique de Cadillac (Dimroth et al., 1983a; Imreh, 1984; MER-OGS 1984, Robert, 1989; Hocq, 1990; Thurston et al., 2008).

### 3.3. LA DÉFORMATION DANS LES GRANDES FAILLES DE L'ABITIBI

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

Deux principales familles de zones de failles ductiles sont documentées en Abitibi : une famille E-W et une famille NO-SE (Figure 3).

Les failles E-W sont subparallèles aux unités stratigraphiques et on y note la présence commune de linéations d'étirement en composante pendage, suggérant un mouvement inverse compatible avec un raccourcissement. Un mouvement tardif en décrochement dextre est également documenté localement (Daigneault et al., 2004).

Les failles NO-SE sont sécantes aux unités stratigraphiques et montrent une linéation d'étirement à composante directionnelle dominante, compatible avec un mouvement en décrochement dextre (Daigneault et al., 2004).

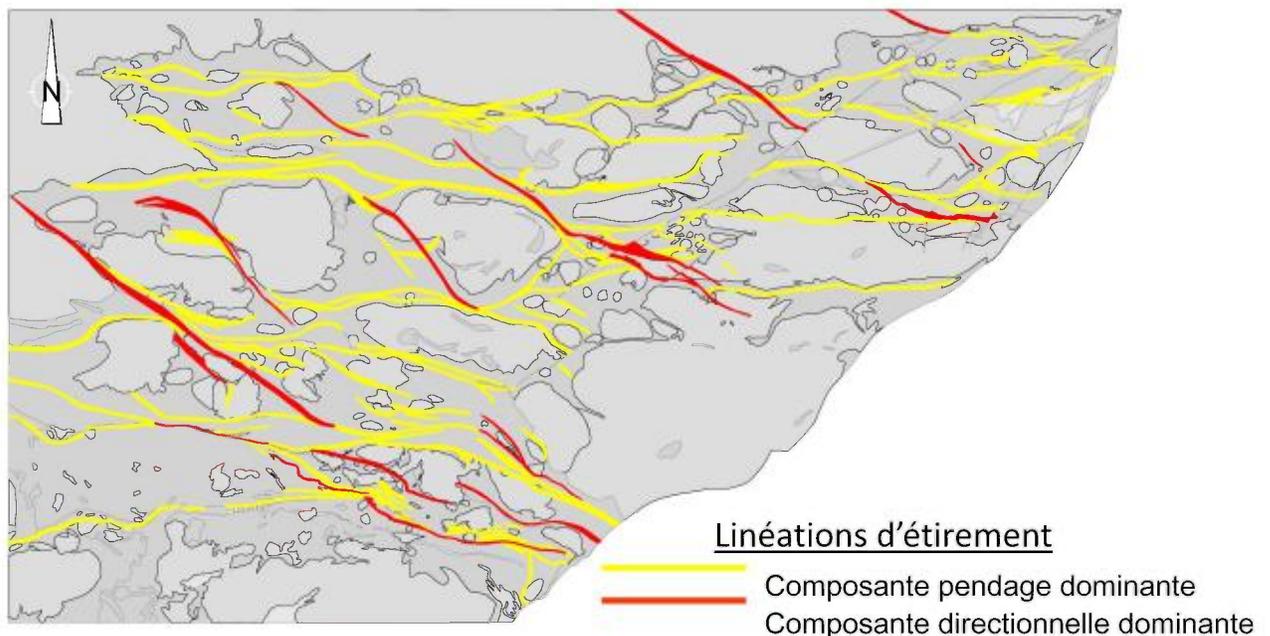


Figure 3 - Principales familles de zones de failles de l'Abitibi avec distribution des linéations d'étirements.  
Modifiée de Daigneault et al. (2004).

### 3.4. RELATION ENTRE LA DÉFORMATION ET LA MINÉRALISATION

---

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

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

Il est commun d'associer les gisements aurifères présents dans les couloirs de déformation comme étant du type orogénique. En effet, les gîtes de type orogénique constituent la principale source de l'or extrait dans la Sous-province de l'Abitibi. Le gisement de Sigma-Lamaque, à Val-d'Or, représente l'exemple type (Robert et Brown, 1986; Gaboury et al., 2001). Comme leur nom l'indique, les gisements orogéniques se forment dans des chaînes orogéniques actives (Dubé et Gosselin, 2007), à des profondeurs allant de 3 à 12 km, selon le modèle du continuum proposé par Groves et al. (1993, 1998). Des teneurs allant de 5 à 30 g/t Au pour un tonnage entre 0,1 et 100 Mt sont souvent associés à ce type de gisement.

Toutefois, d'autres types de gisements aurifères se retrouvant dans les couloirs de déformation pourraient à tort être associés aux gisements orogéniques. Parmi ceux-ci, il y a les gisements épithermaux, les porphyres aurifères, et les gisements de type IRGS

(Intrusion related gold system) ou de filiation intrusive (Tompson et al., 1999; Sillitoe et Tompson, 1998).

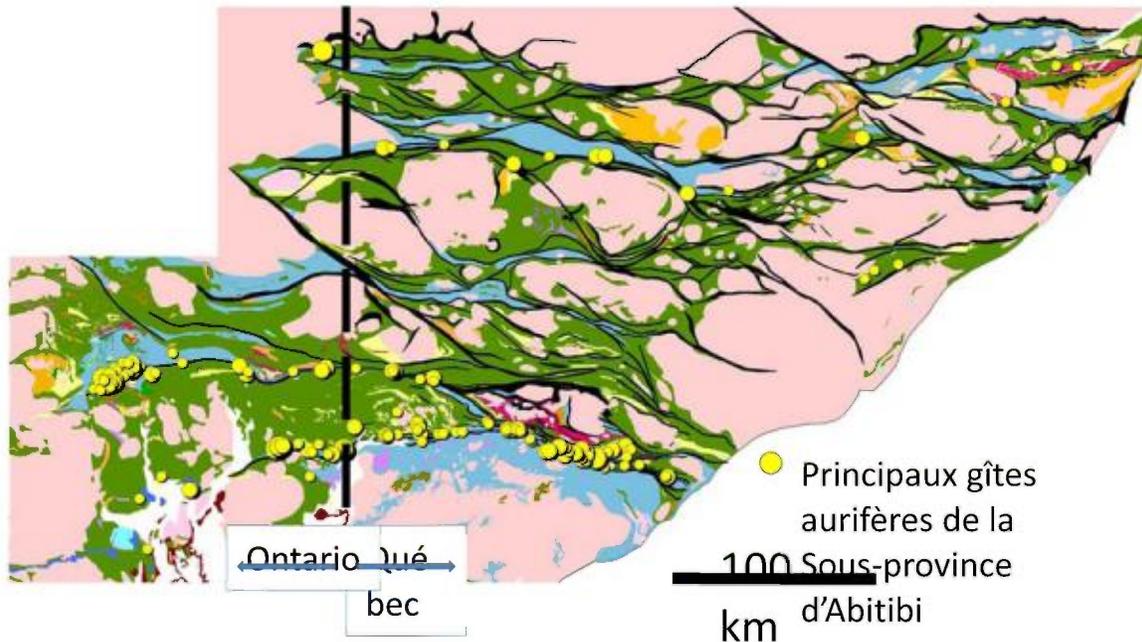


Figure 4 - Distribution des principaux gîtes aurifères orogéniques et des grandes failles dans la Sous-province de l'Abitibi. Modifiée de Daigneault et al. (2004) et de Dubé et Gosselin (2007).

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

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

Les porphyres aurifères se caractérisent par un fort tonnage (de quelques dizaines de millions à plus d'un milliard de tonnes) et de faibles teneurs (0,1 à 1 g/t Au). Ils se forment à une profondeur de 1 à 5 km (Tosdal et al., 2009 et références incluses). Au Québec, le gisement de Troilus pourrait représenter un gisement-type dans la catégorie des porphyres aurifères (Fraser, 1993).

Les gisements à filiation intrusive, ou « *Intrusion Related Gold System* » (IRGS), constituent un nouveau type de gisements aurifères filoniens définis pour la première fois par Tompson et al. (1999) sur la base des travaux de Sillitoe et Tompson (1998). Au Québec, des travaux actuellement en cours sur la mine Bachelor tendent à démontrer que ce gisement pourrait appartenir à cette catégorie (Fayol et al., 2014).

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

### **3.5. FACTEURS DISCRIMINANTS**

---

Lorsqu'une forme de minéralisation aurifère se retrouve au sein d'un couloir de déformation ductile, les caractéristiques spécifiques de chacun de ces types de gisements peuvent être utilisées pour la discrimination. Ces caractéristiques sont résumées au tableau 1. Toutefois, pour des filons aurifères, notons que les principales caractéristiques sont :

- La géométrie et la paragenèse des veines,
- L'association métallique,
- L'empreinte de l'altération (géométrie et caractéristiques),

- Les contrôles structuraux,
- La chronologie par rapport à la déformation.

Tableau 1 - Sommaire des principales caractéristiques des gisements aurifères filoniens.

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

#### **4. LA PROPRIÉTÉ MALARTIC LAKE SHORE**

La propriété Malartic Lake Shore se compose de deux vastes affleurements (décapages Ouest et Est). L’affleurement Ouest (Figure 11) mesure 150 x 40 m<sup>2</sup> et l’affleurement Est (Figure 10) fait 90 x 65 m<sup>2</sup>. On y retrouve principalement des roches volcaniques mafiques et des volcanoclastites felsiques, métamorphisées au faciès des schistes verts. Ces roches sont fortement déformées.

L’affleurement Ouest présente une importante flexure de la schistosité de flux, qui passe de N160° à N105° sur une distance d’environ 70 mètres. Cet affleurement présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques (Figure 13) de composition felsiques à mafiques. Des datations U-Pb sont en cours pour déterminer l’âge de certains de ces dykes et des lithologies-hôtes.

Sur l’affleurement Est, la zone de contact entre les volcanites mafiques (basalte) et les volcanoclastites felsiques (tuf rhyolitique) est interprété par Pilote (2013) comme étant la Faille de Rivière-Héva (Figure 5), une faille d’envergure régionale orientée parallèlement aux failles La Pause, Parfouru et de Cadillac et qui mettrait en contact la Formation de Héva (âge de 2702±1 Ma; 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 en chlorite noire de dimension décimétrique près de la zone de contact entre les roches volcaniques mafiques et les roches volcanoclastiques felsiques.

La zone d’étude expose une problématique à l’égard de l’interprétation cinématique du sens des mouvements sur les zones de failles importantes. Les couloirs de déformation E-W présentent communément des linéations d’étirement à composante pendage dominante et les couloirs NO-SE présentent plutôt des linéations d’étirement à composante directionnelle dominante (Daigneault et Archambault, 1990). La présence de linéations d’étirement à plongée variable 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).

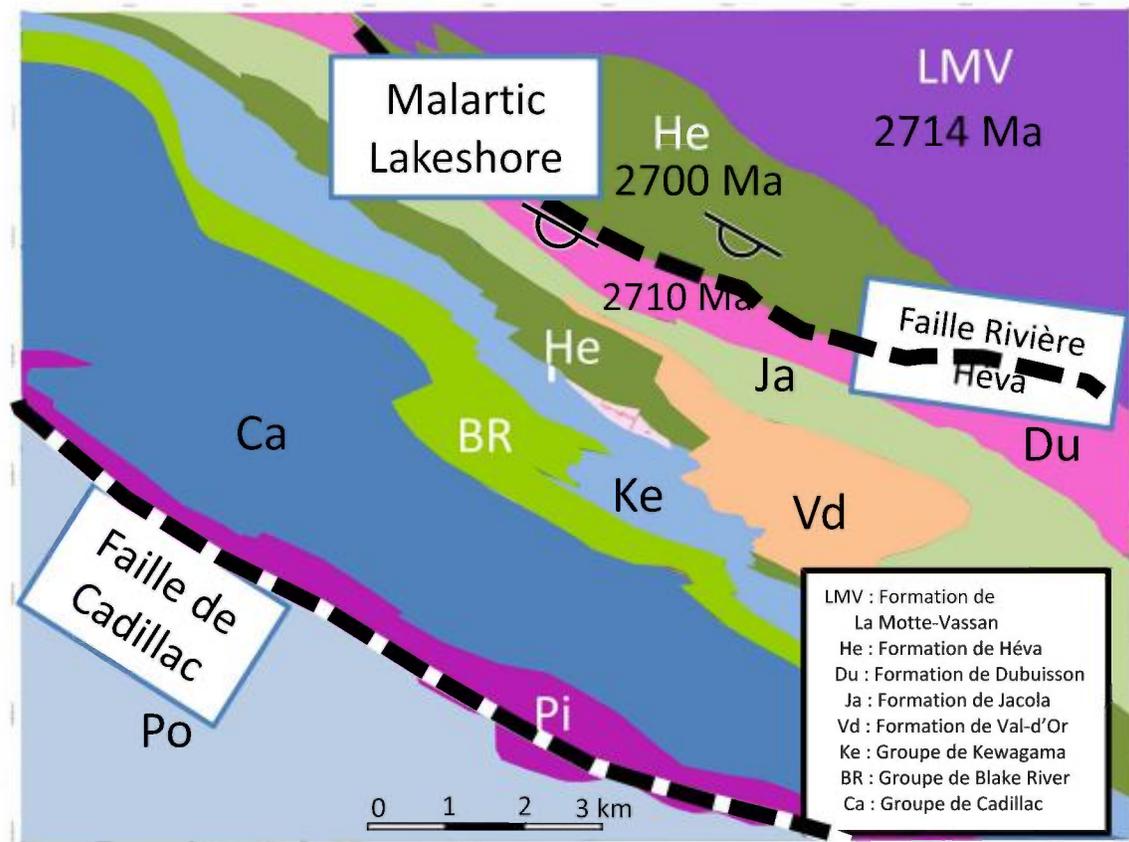


Figure 5 - Principales unités stratigraphiques du secteur de Malartic. Modifiée de Pilote (2013) et de Pilote et al. (2014).

Plusieurs dykes présents dans la zone d'étude montrent certaines affinités avec les lamprophyres, 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 différents géologues d'exploration pour qualifier différentes variétés de roches intrusives. Ces roches ont par le passé été associées à la présence de minéralisation aurifère (Kerrich et Wyman, 1994; Rock et al., 1989; Rock et Groves, 1988; McNeil et Kerrich, 1986). Leur présence en grande quantité dans la zone d'étude, une zone de faille contenant des veines de quartz aurifère, mérite d'être investiguée.

De multiples veines décimétriques à pluridécimétriques composées de quartz, calcite, chlorite et feldspath traversent principalement l'affleurement ouest. Ces veines sont minéralisées en pyrite, chalcopirite et galène. Elles sont subparallèles à la schistosité de flux et fortement déformées et boudinées. Des grains d'or sont visibles localement. Les veines de quartz sont recoupées par toutes les familles de dykes, ce qui suggère que la minéralisation aurifère est antérieure à la mise en place des dykes. Une bordure d'altération hydrothermale en chlorite noirâtre pluricentimétrique à pluridécimétrique est présente de part et d'autre des veines aurifères.

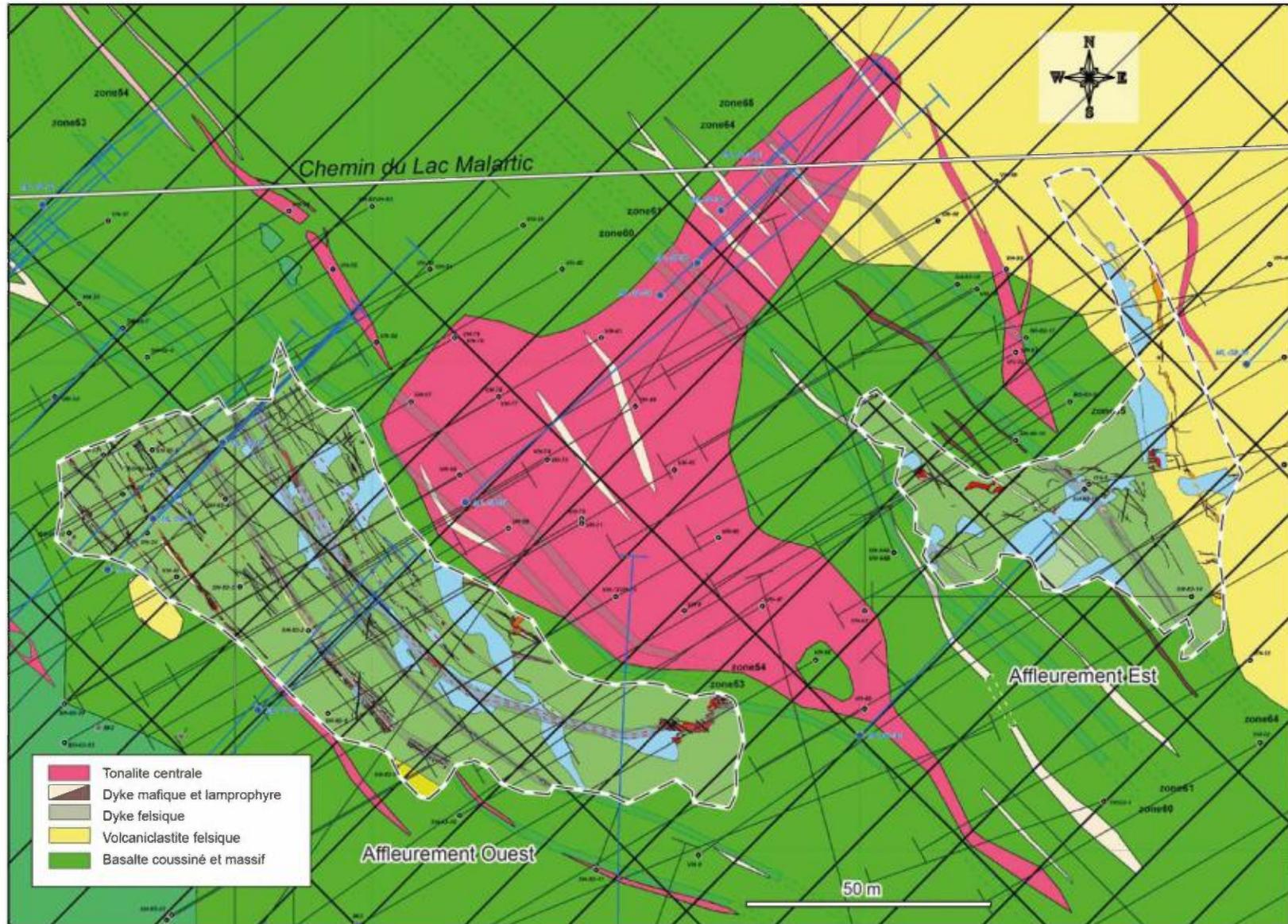


Figure 6 - Géologie locale du secteur de l'indice « Malartic Lake Shore. Les positions des zones découpées Est, Ouest et les forages sont indiquées (Bousquet et Carrier, 2008, 2009a et 2009b).

## **5. DESCRIPTIONS DES UNITÉS LITHOLOGIQUES**

Les deux affleurements qui composent le terrain d'étude exposent trois lithologies principales, soit : 1) des volcanoclastites intermédiaires à felsiques, 2) des volcanites mafiques et 3) des volcanoclastites felsiques. Sur l'affleurement Est, la zone de contact entre l'unité volcanique mafique et l'unité volcanoclastique felsique est interprétée par Pilote (2013) comme étant la faille de la Rivière-Héva, une structure majeure d'envergure régionale. Ces lithologies sont recoupées par plusieurs familles de dykes tardifs et par des veines aurifères précoces. Ces différentes lithologies sont décrites en détail dans les pages suivantes. Une cartographie des deux affleurements constituant la zone d'étude est présentée à l'annexe 1.

### **5.1. LITHOLOGIES PRINCIPALES**

---

#### **5.1.1. VOLCANOCLASTITES BRÈCHIQUE**

Une unité volcanoclastique felsique (Figures 7A et 7B) est située à l'extrémité SO de l'affleurement Ouest. Celle-ci occupe moins de 5% de la zone à l'étude. Cette unité présente une texture brèchique (Figures 7A et 7B) avec des fragments anguleux de composition intermédiaire dans une matrice felsique porphyrique à plagioclase et quartz. 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 (S0) ou un contact de faille. La schistosité de flux est moyennement pénétrative dans cette unité.

#### **5.1.2. VOLCANITES MAFIQUES**

Les roches volcanites mafiques, des basaltes (Pilote 2013; Figures 7C et 7D), sont les plus communes sur la zone d'étude. Elles en représentent près de 70% de la superficie. Ces laves mafiques se présentent sous le faciès coussiné (Figure 7C). 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 observables dans toute l'unité. La schistosité de flux est fortement pénétrative dans cette unité et on note à plusieurs endroits la présence d'un clivage de crénulation (microplissement de la schistosité de flux; Figure 7D) qui apparaît plus intense dans les zones les plus altérées et déformées. La déformation sur l'affleurement Ouest est plus faible du côté NE et s'accroît vers le SO. Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts supérieurs et se traduit par la présence de chlorite, d'épidote et de biotite. On note également la présence de veinules de calcite distribuées de façon hétérogène sur l'affleurement ouest. On observe localement sur l'affleurement Est des veinules tardives millimétriques de spécularite qui sont sécantes à la schistosité de flux et qui recoupent également les dykes. On retrouve ces veinules exclusivement dans les secteurs où la roche encaissante est silicifiée.

Plusieurs zones d'altération hydrothermale de dimension métrique à décimétrique sont observables sur l'affleurement Est. Celles-ci se composent de vastes enveloppes de chlorite ferrifère (noire), ce qui suggère une altération hydrothermale de haute température. Une petite zone d'altération en carbonates (calcite) est observable dans la partie NE de l'affleurement ouest. Ce couloir d'altération d'environ 1 mètre de largeur pourrait représenter une structure qu'auraient empruntée les fluides hydrothermaux, ou bien un niveau plus poreux au travers duquel les fluides auraient circulé préférentiellement. Une petite zone d'altération hydrothermale en calcite orientée  $\approx N100^\circ$  d'environ 1 m de largeur et pouvant être suivie sur une distance d'environ 10 mètres est également observable au NE de l'affleurement Ouest. Celle-ci pourrait également représenter un niveau plus poreux traversé préférentiellement des fluides hydrothermaux.

### 5.1.3. VOLCANOCLASTITES FELSIQUES

Les roches volcanoclastiques de l'affleurement Est sont de composition dacitique (Pilote, 2013). Il s'agit d'un tuf à lapillis. La roche est rubanée et marquée par l'alternance de bandes compositionnelles millimétrique à centimétriques beiges et brunâtres. La roche est fortement déformée et contient plusieurs plis en kink. On note également la présence d'un clivage de crénulation dont la direction correspond à celle des plis en kink ( $\approx N075^\circ$ ). La densité de dykes dans cette unité est beaucoup plus faible que dans la volcanite mafique. L'unité volcanoclastique felsique renferme une zone fortement altérée et rouillée de

dimension centimétrique à métrique qui peut être suivie sur environ 25 mètres. L'attitude de zone, affectée par la schistosité de flux, pourrait représenter une bonne estimation de la direction globale de la stratification de la roche. Cette zone pourrait correspondre à un niveau plus poreux que les fluides hydrothermaux auraient traversés préférentiellement.

## 5.2. DYKES

---

La zone d'étude (principalement l'unité volcanique mafique) présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques de composition felsiques à mafiques, pouvant être séparés en 5 familles, présentant des compositions minéralogiques distinctes, et auxquelles des noms de terrain ont été attribués : (1) gabbro, (2) tonalite, (3) monzodiorite quartzifère, (4) diorite et (5) lamprophyre. La schistosité de flux est faiblement pénétrative dans les dykes. Ceux-ci sont fortement déformés (boudinés, démembrés, plissés; Figures 8A et 8B) sur l'affleurement Est près de la zone de contact entre la volcanite mafique et la volcanoclastite felsique. Ces dykes présentent des relations de recoupement (Figure 8D) permettant d'établir leur chronologie relative. Les dykes recoupent systématiquement les veines de quartz (Figures 8E et 8F), à l'exception des dykes synvolcaniques de gabbro (Figure 8C). Ces dykes sont présentés dans le tableau 2 d'après l'ordre de leur chronologie relative (1 étant le plus ancien, 5 étant le plus jeune) et sont décrits selon leurs caractéristiques principales (Tableau 2).

L'unité volcanique mafique contient la majorité des dykes répertoriés sur la zone d'étude. En plus des différentes familles de dykes qui seront décrites plus loin dans ce document, l'unité volcanique mafique est recoupée localement par deux unités tardives, soit un intrusif mafique (Figure 12) et un intrusif felsique (Figures 11 et 13).

L'intrusif mafique (granulométrie fine) est observé au centre de l'affleurement Est. Celui-ci recoupe la volcanite mafique mais est elle-même recoupée par les dykes. Cet intrusif est sécant à la schistosité de flux et semble faiblement affecté par cette schistosité. Il semble également être plissée selon la direction du clivage de crénulation qui est dominant dans ce secteur ( $\approx N075^\circ$ ).

L'intrusif felsique est observé dans la partie NE de l'affleurement Ouest. Cette unité microcristalline à subaphanitique semble être silicifiée. Elle recoupe la volcanite mafique encaissante mais elle est recoupée par les dykes de tonalite et de lamprophyre. Cet intrusif est sécant à la schistosité de flux et ne semble pas être affecté par cette schistosité.

### **5.3. VEINES AURIFÈRES**

---

De multiples veines de longueurs décimétriques à pluridécimétriques composées de quartz, carbonates, albite et chlorite (avec des traces d'actinote localement) traversent la volcanite mafique. Ces veines sont fortement déformées (boudinées, démembrées, plissées; Figure 9A et 9C) et présentent des textures de cristallisation en espace ouvert suggérant une cristallisation en subsurface (< 2 km). Ces veines montrent également des textures composites (rubanées), suggérant plusieurs épisodes d'ouverture, ce qui est une texture typique des veines épithermales (Tosdal et al (2009); Garde et al (2012). L'hypothèse d'une origine épithermale sera donc évaluée.

On observe 2 familles de veines, soit des veines qui sont subparallèles à la schistosité de flux et des veines qui sont sécantes à cette schistosité. Les veines subparallèles à la schistosité de flux sont minéralisées en pyrite, chalcopryrite et galène (Figures 9B et 9D). Elles présentent des teneurs en or allant jusqu'à 178 g/t sur 0,6 m dans une rainure (données de Golden Share, d'après les travaux de Bousquet et Carrier, 2008, 2009a et 2009b). Des grains d'or sont visibles localement. Les veines qui sont sécantes à la schistosité ne contiennent que très peu ou pas de minéralisation. Les veines présentes dans l'unité volcanoclastique felsique (affleurement Est) sont toutes sécantes à la schistosité de flux (Figure 9 E) et ne traversent pas le contact avec l'unité volcanique mafique (Figure 9 F).

Les veines de quartz sont recoupées par toutes les familles de dykes, à l'exception des dykes synvolcaniques de gabbro, ce qui indique que la minéralisation aurifère est antérieure à la mise en place de ces dykes. Sur l'affleurement Est, on observe un couloir pluridécimétrique d'altération hydrothermale en chlorite noire sécant aux veines de quartz minéralisées.

Tableau 2 - Principales caractéristiques des 5 familles de dykes.

Lithologie	1) Gabbro	2) Tonalite	3) Monzonite quartzifère	4) Diorite	5) Lamprophyre
<b>Composition</b>	Mafique	Felsique	Intermédiaire	Mafique	Mafique
<b>Granulométrie</b>	Aphanitique	Fine	Fine à moyenne	Fine, porphyrique	Fine, porphyrique
<b>Minéralogie</b>	Chlorite	Quartz, plagioclase, biotite	Quartz, feldspath, biotite, chlorite	Chlorite, plagioclase, hornblende (phénocristaux)	Biotite (phénocristaux), quartz
<b>Abondance</b>	Faible	Moyenne	Moyenne	Très faible	Très élevée
<b>Épaisseur moyenne</b>	50 cm	40 cm	4 cm	2 cm	3 cm
<b>Intensité de la déformation</b>	Forte déformation, schistosité fortement pénétrative, affectés par le métamorphisme régional	Faible, schistosité faiblement pénétrative	Faible, schistosité faiblement pénétrative	Faible, schistosité faiblement pénétrative	Moyenne, schistosité moyennement pénétrative
<b>Chronologie</b>	1 (les plus anciens), synvolcaniques	2	3	4	5 (les plus jeunes)

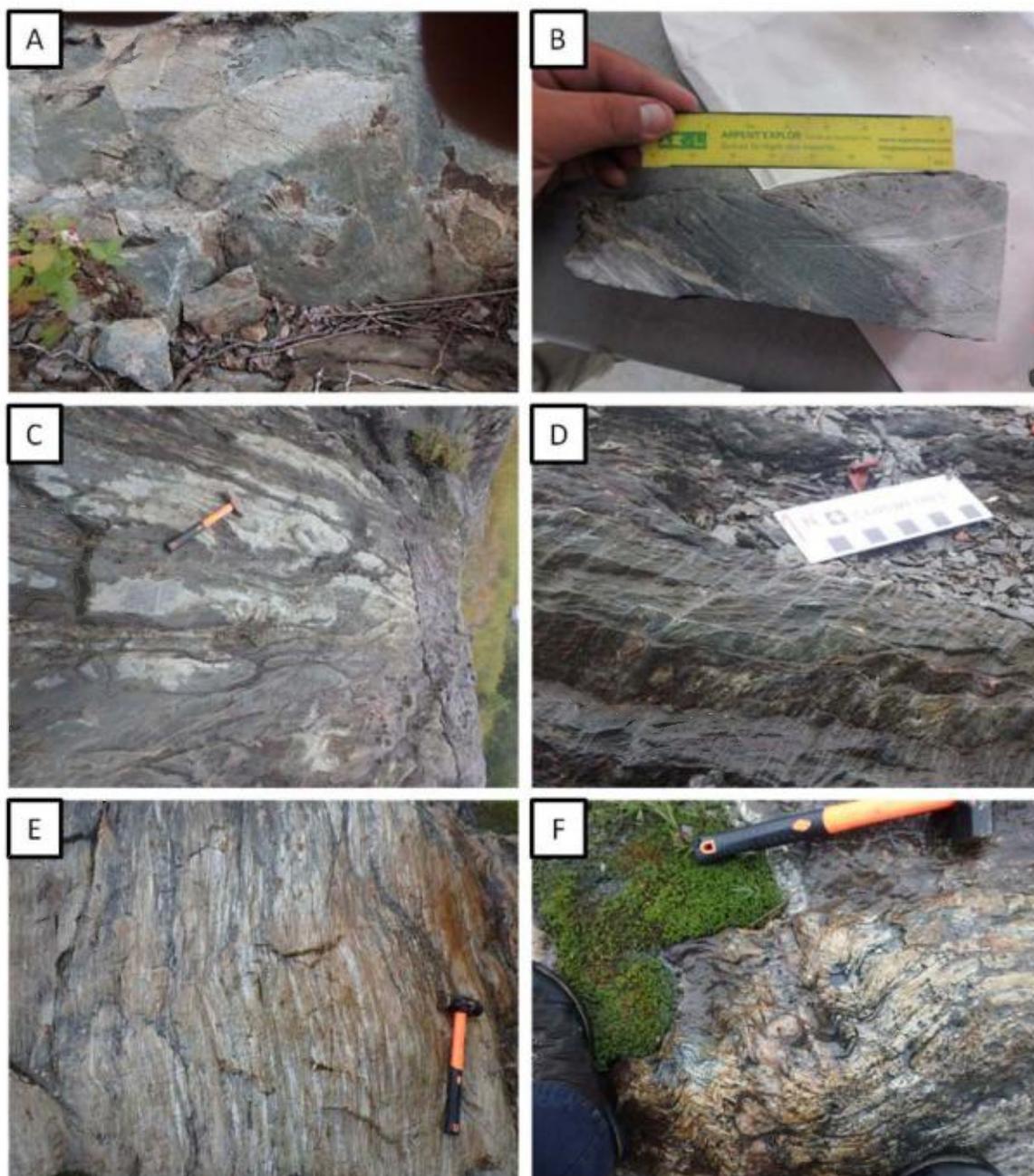


Figure 7 - Photos des unités principales, A) à C) proviennent de l'affleurement Ouest. A) Unité volcanoclastique bréchique; B) Échantillon provenant de l'unité volcanoclastique bréchique; C) Faciès coussiné de l'unité volcanique mafique. Les photos D) à F) proviennent de l'affleurement Est. D) Clivage 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.

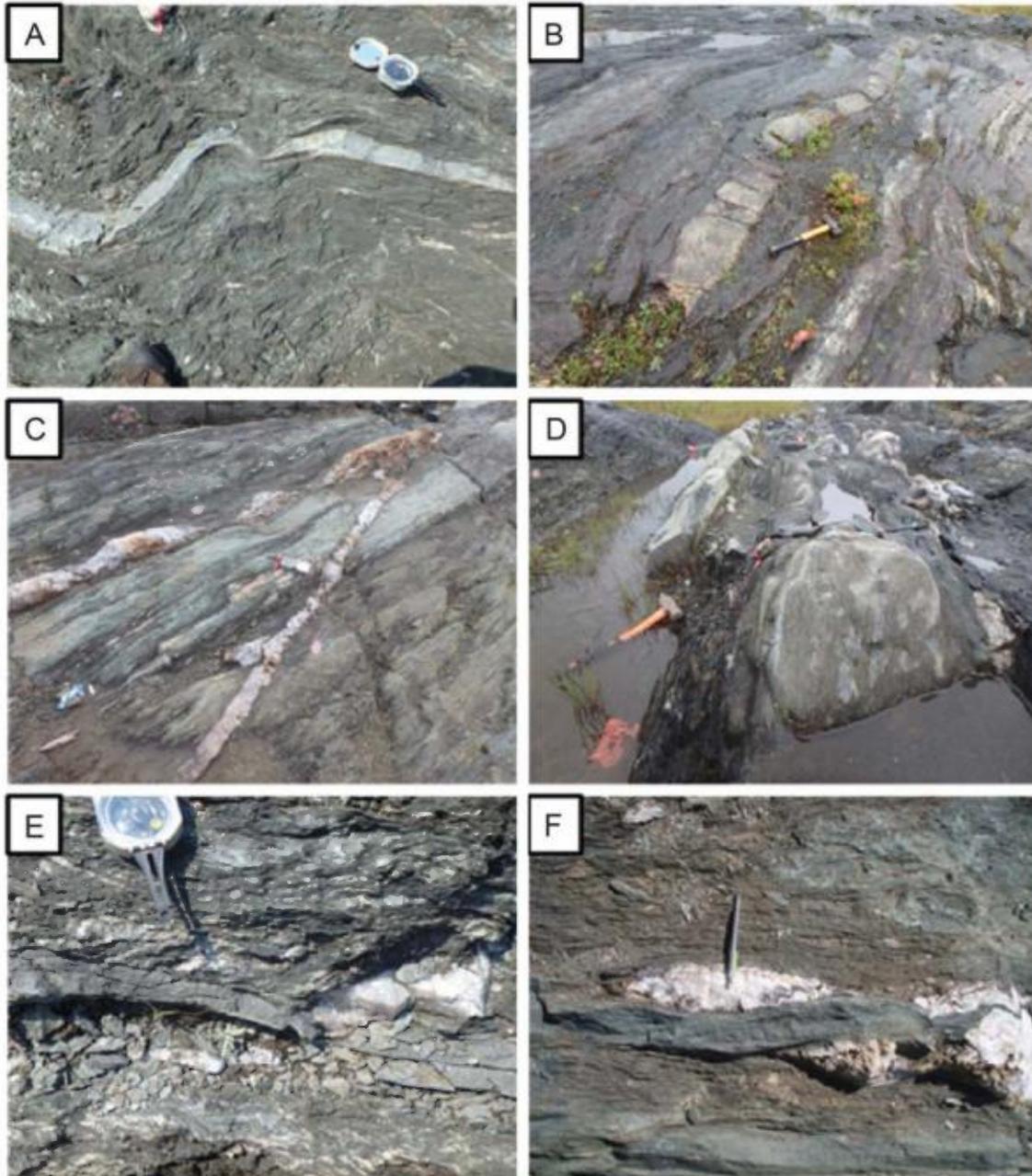


Figure 8 - Photos des dykes et des relations de recoupements avec les veines. A) Dyke mafique/dioritique plissé et démembré dans la volcanite mafique, affleurement Est; B) Dyke felsique/tonalitique boudiné et démembré dans la volcanite mafique, affleurement Est; C) Dyke syenovolcanique de gabbro recoupé 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 intermédiaire/monzodioritique recoupant une veine de quartz dans la volcanite mafique, affleurement Est; F) Dyke intermédiaire/monzodioritique recoupant une veine de quartz dans la volcanite mafique, affleurement Ouest.

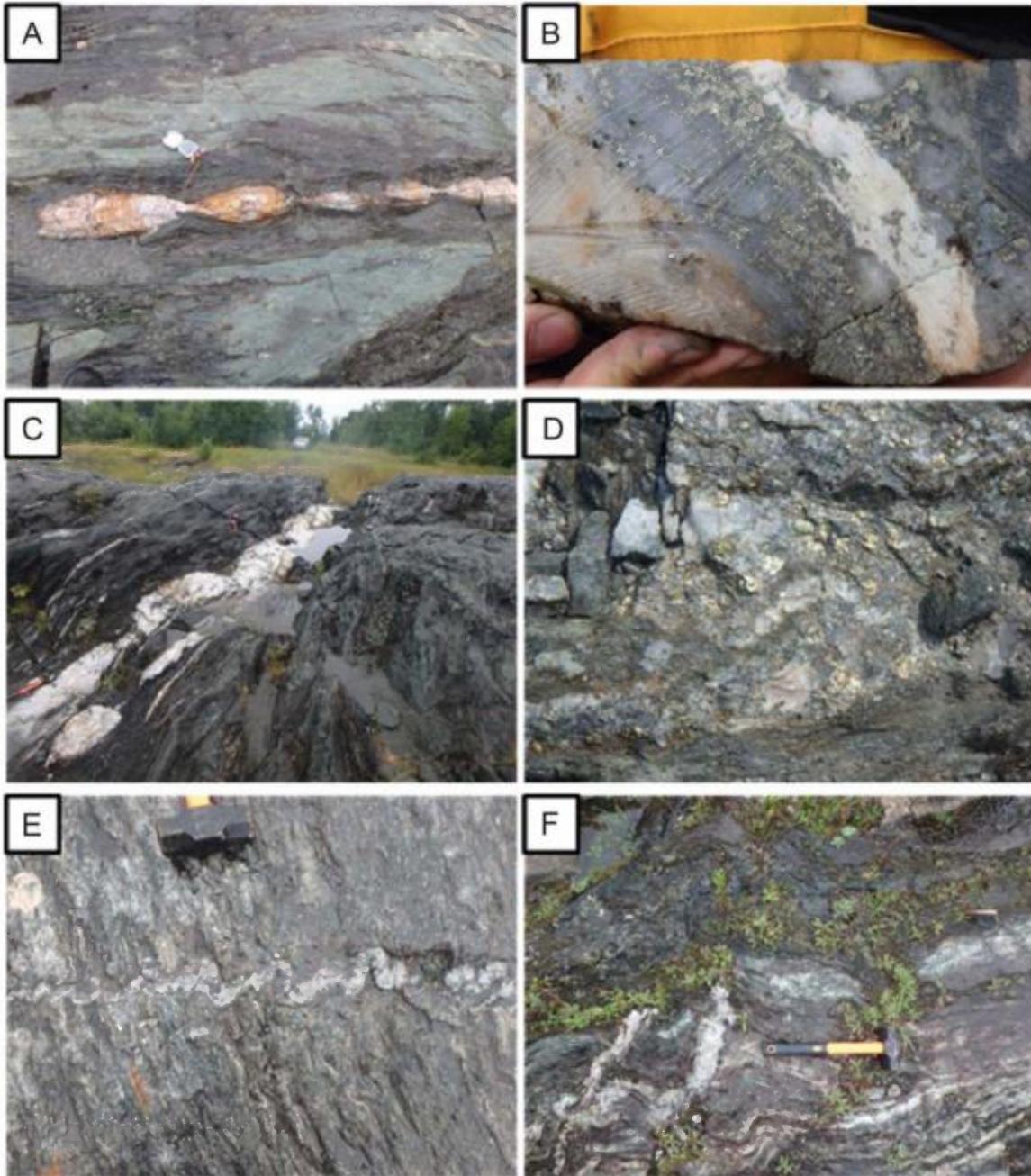


Figure 9 - Photos des veines minéralisées. A) Veine boudinée avec développement d'un front d'altération hydrothermale en chlorite noire dans la volcanite mafique, affleurement Ouest; B) Échantillon provenant d'une veine minéralisée, affleurement Ouest; C) Principale veine minéralisée, boudinée et démembrée, encaissée dans la volcanite mafique, affleurement Ouest; D) Minéralisation en pyrite, chalcopyrite et galène dans une veine, affleurement Ouest; E) Veine de quartz sécante à la foliation principale et plissée par la schistosité de flux encaissée dans la volcanoclastite felsique, affleurement Est; F) Veines de quartz sécantes à la foliation principale encaissée dans la volcanoclastite felsique. Les veines ne traversent pas le contact avec la volcanite mafique, affleurement Est.

## **6. ANALYSE STRUCTURALE PRÉLIMINAIRE**

### **6.1. CUEILLETTE DES DONNÉES**

---

#### ***6.1.1. MESURES STRUCTURALES SUR LE TERRAIN***

La cueillette des données s'est effectuée en deux étapes. Une première série de mesures structurales ont été prises sur le terrain. La fiabilité de celles-ci s'est avérée variable. En effet, la schistosité de flux est facilement mesurable sur le terrain puisqu'elle est bien développée et fortement pénétrative. Il en est de même pour la linéation de crénulation, puisque celle-ci est généralement assez intense. Toutefois, la linéation d'étirement n'est que très faiblement développée et elle est extrêmement difficile à observer sur le terrain. Le clivage de crénulation est facilement observable et mesurable lorsqu'il est subvertical, mais difficile à mesurer lorsqu'il est subhorizontal, étant donné que les observations sont effectuées essentiellement sur un plan subhorizontal.

#### ***6.1.2. MESURES STRUCTURALES SUR LES ÉCHANTILLONS***

Une seconde série de mesures structurales a été recueillie sur les échantillons orientés prélevés sur le terrain. La schistosité de flux, les clivages de crénulation et les linéations de crénulation, lorsque présents, sont des éléments facilement observables et mesurables sur les échantillons. Toutefois, lorsque faiblement développée, la linéation d'étirement peut s'avérer plus difficile à déterminer. De plus, celle-ci est souvent masquée par l'intense linéation de crénulation. La technique pour mesurer la linéation d'étirement consiste donc à réaliser sur l'échantillon plusieurs coupes perpendiculaires à la schistosité de flux, horizontale et verticale, afin de comparer l'intensité de la déformation entre elles. Dans certains cas plusieurs coupes supplémentaires sont réalisées. La comparaison sur plusieurs coupes de l'intensité de l'anisotropie planaire permet d'orienter l'examen de la linéation sur le plan de schistosité.

Pour chaque échantillon, il ne devrait idéalement y avoir qu'une seule schistosité de flux (fabrique pénétrative) et une seule linéation d'étirement (Daigneault, 1991). Toute fabrique pénétrative qui se mettrait en place postérieurement à la première effacerait celle-

ci. Certains échantillons peuvent toutefois présenter plusieurs clivages de crénulation et plusieurs linéations de crénulation, correspondant à différentes phases de déformation.

## **6.2. PRÉSENTATION DES DONNÉES**

---

Les données recueillies sont présentées dans des stéréogrammes équiaires (canevas de Schmidt) à hémisphère inférieur. Ces stéréogrammes ont été réalisés à l'aide du logiciel OpenStereo.

Les schistosités de flux et les clivages de crénulation (fabriques planaires) sont présentés sous la forme de pôles (losanges noirs) correspondant aux plans, suivant la convention nord-américaine (règle de la main droite). Des contours de densité de points ont été générés par le logiciel. Les couleurs foncées représentent les zones de plus fortes concentration de points. Les plans moyens des schistosités de flux et des clivages de crénulation ont été calculés à l'aide du logiciel Georient et sont représentés sur le stéréogramme par un grand cercle.

Les linéations d'étirement et de crénulation (fabriques linéaires) sont présentés sous la forme de pôles (triangles noirs, voir Figure 10).

## **6.3. RÉSULTATS**

---

### ***6.3.1. SCHISTOSITÉ DE FLUX ET LINÉATION D'ÉTIREMENT***

La figure 10 présente des stéréonets regroupant les mesures de schistosité de flux et de linéations d'étirement prises sur les échantillons orientés (Figure 10A) et sur le terrain (Figure 10B). Ces diagrammes permettront d'observer le comportement de ces fabriques structurales.

D'après les mesures prises sur les échantillons orientés, la schistosité de flux a une orientation moyenne N132°/79° et montre une importante flexure de son orientation, qui passe graduellement de N168° à N090°. Cette flexure est interprétée comme étant le moulage de la schistosité autour d'un corps intrusif non affleurant (mais reconnu grâce aux travaux de Bousquet et Carrier 2008 et 2009a) situé au NE de l'affleurement ouest. La

schistosité se parallélise ensuite avec la Faille de Rivière-Héva, qui montre une orientation générale d'environ N130°.

Toujours d'après les mesures prises sur les échantillons orientés, la distribution des linéations d'étirement semble montrer trois familles distinctes. La première famille regroupe des linéations subverticales à fortement plongeantes vers le SE. Celles-ci suggèrent un mouvement en compression à composante pendage dominante (« *dip slip* »). La seconde famille regroupe des linéations obliques modérément plongeantes vers le SE. Celles-ci suggèrent un mouvement oblique. La troisième famille regroupe des linéations subhorizontales à faiblement plongeantes vers le SE. Celles-ci suggèrent un mouvement en décrochement. Les linéations d'étirement sont systématiquement plongeantes vers l'Est. Elles sont compatibles avec une composante de mouvement dextre, donc en décrochement. L'analyse des linéations d'étirement suggère une déformation complexe et/ou polyphasée évoluant d'un mouvement en raccourcissement (mouvement inverse, en compression) vers un mouvement en décrochement dextre. Les données actuelles ne permettent pas de préciser si les 3 familles de linéations appartiennent à des types de roches ou de dykes en particulier. Cet élément sera investigué ultérieurement.

Les disparités entre les mesures de linéations d'étirement prises sur les échantillons orientés et les mesures prises sur le terrain s'expliquent par la difficulté d'observer les linéations d'étirement sur le terrain, celles-ci étant masquées par l'intensité des linéations de crénulation. Les mesures des linéations d'étirement prises sur le terrain devront donc être considérées avec précaution dans cette présente étude.

### 6.3.2. CLIVAGE DE CRÉNULATION ET LINÉATION DE CRÉNULATION

La figure 11 présente des stéréonets regroupant les mesures de clivages de crénulation et de linéations de crénulation prises sur les échantillons orientés (Figure 10B). Ces diagrammes permettront d'observer le comportement de ces fabriques structurales.

D'après les mesures prises sur les échantillons orientés, le clivage de crénulation (S2) a une orientation moyenne N232°/90°. L'orientation moyenne du clivage de crénulation est compatible avec un mouvement dextre sur le plan de schistosité. Les données montrent toutefois une distribution assez variable de l'orientation du clivage de

crénulation, ce qui pourrait se traduire par une flexure du clivage de crénulation qui serait compatible avec la flexure de la schistosité de flux. Il pourrait également s'agir de plusieurs clivages de crénulation distincts (S2, S3...) ayant une orientation propre, mais qui ont été confondus sur le terrain.

La faible représentation statistique des mesures de clivages de crénulation (16 mesures sur les échantillons et 24 mesures sur le terrain) ne permet pas d'établir un diagnostic clair. À cela s'ajoutent les erreurs de prise de mesure. En effet, si la linéation de crénulation est généralement très intense, et par conséquent facilement observable, il en est autrement pour clivage de crénulation, dont le pendage est plus difficile à estimer : on ne voit souvent qu'une légère trace du clivage en surface, due à un faible microplissement de la schistosité de flux (Figure 7D).

La figure 10B montre qu'une partie des linéations de crénulation ne coïncide pas avec le plan moyen du clivage de crénulation. Celles-ci pourraient être reliées à un clivage de crénulation qui n'a pas été observé. En effet, un clivage de crénulation n'a pas été systématiquement observé sur tous les échantillons présentant des linéations de crénulation, le clivage de crénulation étant plus difficile à observer et à mesurer que la linéation de crénulation qui est très intense.

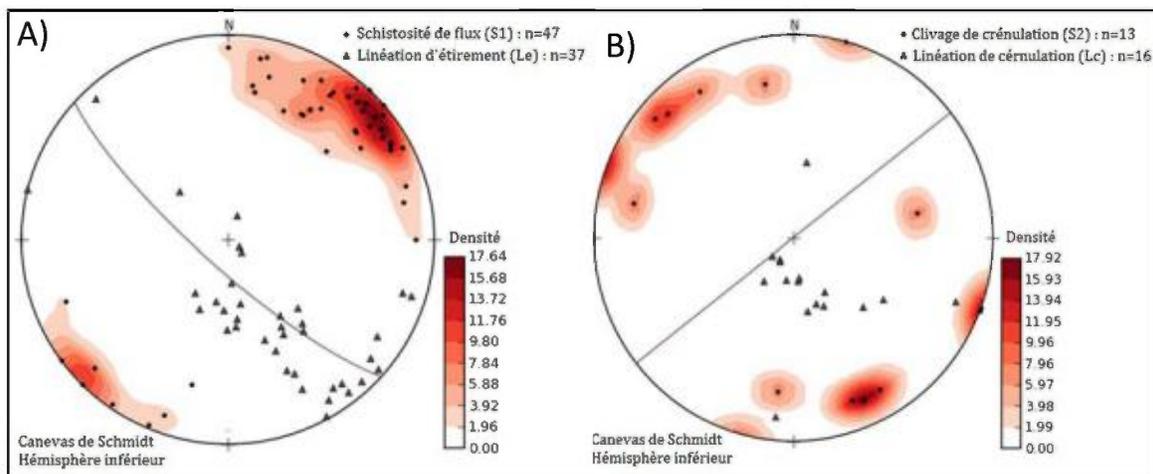


Figure 10 - Mesures des schistosités de flux et des linéations d'étirement (A) et mesures des clivages de crénulation des linéations de crénulation (B) prises sur les échantillons orientés.

## **7. CONCLUSIONS ET TRAVAUX FUTURS**

L'indice Malartic Lake Shore est caractérisé par la présence de minéralisation aurifère qui s'exprime par un réseau de veines de quartz-calcite-albite-chlorite minéralisées en or, pyrite, chalcopyrite et galène. Ces veines, fortement déformées (boudinées, démembrées, plissées), sont contenues dans un vaste couloir de déformation associé à la Faille de Rivière-Héva, une faille régionale majeure.

Une particularité remarquable de l'affleurement Ouest est qu'il présente une densité exceptionnelle de dykes centimétriques à pluridécimétriques de composition felsiques à mafiques, pouvant être séparés en 5 familles distinctes : (1) gabbro, (2) tonalite, (3) monzodiorite quartzifère, (4) diorite et (5) lamprophyre. Les veines aurifères sont recoupées par les générations de dykes (1) à (5), à l'exception de dykes synvolcaniques de gabbro (1), ce qui suggère une mise en place précoce des veines, pré-déformation régionale. Ces dernières présentent également des textures de remplissage de cavités ouvertes, compatibles avec une origine épithermale. Cette hypothèse sera examinée plus en détails dans la suite de nos travaux.

L'analyse des linéations d'étirement sur cet indice suggère une déformation complexe et/ou polyphasée qui se traduit par un mouvement en raccourcissement (mouvement inverse, en compression) évoluant plus tardivement vers un mouvement en décrochement dextre. La schistosité de flux a une orientation générale N132°/79° et présente une importante flexure, passant de N168° à N090° sur une distance d'environ 70 mètres. Cette flexure est interprétée comme le moulage de la schistosité autour d'un corps intrusif non affleurant situé au centre de zone d'étude (Figure 6). Le métamorphisme est au faciès supérieur des schistes verts et se traduit par la présence de chlorite, d'épidote et de biotite.

Les travaux en cours et à venir porteront sur la lithogéochimie et l'altération des différentes unités, la caractérisation des fabriques structurales et de la déformation, ainsi que sur les descriptions pétrographiques en lames minces, afin de déterminer la chronologie relative des événements et le contexte de mise en place de la minéralisation.

## **8. 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.
- BEAUDOIN, A., TRUDEL, P. (1989). Géologie des mines New Alger, Wood Cadillac, Central Cadillac, Pandora, Lapa Cadillac et Mic Mac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 88-25.
- BOUSQUET, D., CARRIER, A. (2008). Travaux de décapage sur l'indice « RLM », propriété Malartic Lake Shore, Corporation Minière Golden Share. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM 64349, 69 pages. 5 cartes.
- BOUSQUET, D., CARRIER, A. (2009a). Programme de forage 2008 sur l'indice aurifère « RLM », propriété Malartic Lake Shore, Corporation Minière Golden Share. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM 64938, 932 pages, 20 cartes.
- BOUSQUET, D., CARRIER, A. (2009b). Programme de forage 2009 sur l'indice aurifère « RLM », propriété Malartic Lake Shore, Corporation Minière Golden Share. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM 64939, 376 pages, 19 cartes.
- CARD, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48 (1): 99-156.
- CHARTRAND, F. (1991). Geological setting of volcanogenic massive sulfide deposit in the Central Pyroclastic Belt, Val-d'Or. Dans: *Geology and gold, rare element, and base metal mineralization of the Val-d'Or area, Quebec*, Édité par F. Chartrand. Society of Economic Geologists, Guidebook series, 9, p. 75-89.
- CHOWN, E., DAIGNEAULT, R., MUELLER, W., MORTENSEN, J. (1992). Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 (10): 2211-2225.
- CHOWN, E. H., HARRAP, R., MOUKHSIL, A. (2002). The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*, 115 (1), 291-310.
- CORFU, F., KROGH, T.E., KWOK, Y.Y., JENSEN, L.S. (1989). U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Can. J. Earth Sci.* 26, 1747-1763.
- DAIGNEAULT, R. (1991). Déformation et cisaillement, concepts et applications. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV89-16. 1991. 49 p.
- DAIGNEAULT, R., (1996). Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 132 p.

- DAIGNEAULT, R., ARCHAMBAULT, G. (1990). Les grands couloirs de déformations de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière*. L'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43: 43-64.
- DAIGNEAULT, R., MUELLER, W., CHOWN, E. (2002). Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, 115 (1): 261-290.
- DAIGNEAULT, R., MUELLER, W. U., CHOWN, E. H. (2004). Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Developments in Precambrian Geology*, 12: 88-103.
- DAVIS, D.W. (1998). Speculations on the formation and crustal structure of the Superior Province from U-Pb geochronology; in *Western Superior Transect Fourth Annual Workshop*. Lithoprobe Secretariat, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, Lithoprobe Report No. 65, pages 21-28.
- DAVIS, D. W. (2002). U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, 115 (1): 97-117.
- DESROCHERS, J.-P., HUBERT, C., PILOTE, P. (1996a). Géologie de la région de Val-d'Or – Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 96-01, 123 pages.
- DESROCHERS, J.-P., HUBERT, C., PILOTE, P. (1996b). Géologie de la région de Val-d'Or – Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 96-01, une carte 1 :20 000, une carte 1 :50 000 et une carte 1 :2 500.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., GOULET, N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1729-1758.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1983a). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (9): 1355-1373.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1983b). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (9): 1374-1388.
- DUBE, B., GOSSELIN, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 49-73.

- 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.
- FRASER, R. J. (1993). The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec; a possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, 88 (6): 1685-1699.
- GABOURY, D., CARRIER, AL., CREVIER, M., PELLETIER, C., SKETCHLEY, D. A. (2001). Predictive distribution of fault-fill and extensional veins: example from the Sigma Gold Mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology*, 96 (6): 1397-1405.
- GARDE, A. A., WHITEHOUSE, M., CHRISTENSEN, R. (2012). Mesoproterozoic epithermal gold mineralization preserved at upper amphibolite-facies grade, Qussuk, southern West Greenland. *Economic Geology*, 107 (5): 881-908.
- GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I., GARDOLL, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18 (1): 1-75.
- GOODWIN, A. M., RIDDLER, R. H. (1970). The Abitibi orogenic belt. *Dans* Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield. *Édité par* A.J. Baer. Commission Géologique du Canada, Étude 70-40, pages 1-30.
- GOUTIER, J. (1997). Géologie de la région de Destor (SNRC 32D/07). Ministère des ressources naturelles (Québec), report RG 96-13, 37 p.
- GOUTIER, J., DION, C., LEGAULT, M., ROSS, P.-S., McNICOLL, V., DE KEMP, E., PERCIVAL, J., MONECKE, T., BELLEFLEUR, G., MERCIER-LANGEVIN, P., LAUZIÈRE, K., THURSTON, P., AYER, J. (2007). Les unités du Groupe de Blake River : corrélations, géométrie et potentiel minéral In, Québec Exploration 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), DV 2007-04, pp.13.
- GOUTIER, J., McNICOLL, V.J., DION, C., LAFRANCE, B., LEGAULT, M., ROSS, P.-S., MERCIER-LANGEVIN, P., CHENG, L.Z., DE KEMP, E., AND AYER, J. (2009). L'impact du Plan cuivre et de l'IGC-3 sur la géologie de l'Abitibi et du Groupe de Blake River. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), Rapport GM 64195, 9-13.
- GOUTIER, J., MELANÇON, M. (2007). Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2007-06.
- GROVES, D.I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28: 366-374.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G., ROBERT, F. (1998). Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews*, 13 (1): 7-27.

- GUHA, J., DUBÉ, B., PILOTE, P., CHOWN, E. H., ARCHAMBAULT, G., BOUCHARD, G. (1988). Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*, 23 (4): 293-298.
- HART, C. J. (2005). Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. *The Gangue*, 87, 1-9.
- HERZIG, P.M., PETERSEN, S., AND HANNINGTON, M.D. (1999). Epithermal-type gold mineralization at Conical Seamount: A shallow submarine volcano south of Lihir Island PNG, in Stanley, C.J., et al., eds., *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and 10th IAGOD, London, England, Balkema, Rotterdam, pages 527-530.
- HOCQ, M. (1990). Carte lithotectonique des Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 89-04.
- HODGSON, C. J. (1989). The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4 (3), 231-273.
- IMREH, L. (1984). Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MM 82-04, 72 pages.
- KERRICH, R., WYMAN, D. A. (1994). The mesothermal gold-lamprophyre association: significance for an accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes. *Mineralogy and Petrology*, 51 (2-4): 147-172.
- LAJOIE, J., LUDDEN, J. (1984). Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21 (11): 1305-1314.
- LANDRY, J. (1991). *Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 2011, 105 pages.
- LANG, J. R., BAKER, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understating. *Mineralium Deposita*, 36 (6): 477-489.
- LATULIPPE, M. (1976). La région de Val-d'Or – Malartic dans le nord-ouest Québécois. Excursion géologique Val-d'Or – Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-367, 4-28.
- LEGAULT, M., DAIGNEAULT, R. (2006). Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. *Mineralium Deposita*, 41 (3): 203-228.
- LE MAITRE, R. W. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of*

Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 252 pages.

- LIN, S., WILLIAMS, P. F. (1992). The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 (4): 491-497.
- LUDDEN, J., HUBERT, C. (1986). Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*, 14 (8): 707-711.
- LUDDEN, J., HUBERT, C., GARIÉPY, C. (1986). The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123: 153-166.
- MacLEAN, W. H., BARRETT, T. J. (1993). Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48 (2): 109-133.
- MCNEIL, A. M., KERRICH, R. (1986). Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 (3): 324-343.
- McNICOLL, V., GOUTIER, J., DUBÉ, B., MERCIER-LANGEVIN, P., ROSS, P. S., DION, C., MONECKE, T., LEGAULT, M., PERCIVAL, J., GIBSON, H. (2014). U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and Implications for Base Metal Exploration. *Economic Geology*, 109 (1), 27-59.
- MER-OGS (1984). Carte lithostratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et Ontario Geological Survey, DV 83-16 et Map 2484, échelle 1:500 000.
- MORTENSEN, J.K. (1993). U-Pb geochronology of the Eastern Abitibi Subprovince: Part II: Noranda-Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.* 30, 29-41.
- MRN (2012). Les grands ensembles géologiques du Québec. Compilation par le Ministère des Ressources naturelles du Québec, Direction de l'information géologique du Québec.  
<https://www.mern.gouv.qc.ca/publications/mines/provinces-geologiques-8x11.pdf>
- MUELLER, W., DAIGNEAULT, R., MORTENSEN, J., CHOWN, E. (1996). Archean terrane docking - Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265 (1): 127-150.
- MUELLER, W., DONALDSON, J. A. (1992). Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 (10): 2249-2265.
- PEARSON, V., DAIGNEAULT, R. (2009). An Archean megacaldera complex: the Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 168 (1): 66-82.

- PETERS, S. G. (1993). Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia. *Ore Geology Reviews*, 8 (3), 277-301.
- PETERSEN, S., HERZIG, P. M., HANNINGTON, M. D., JONASSON, I. R., ARRIBAS Jr, A. (2002). Submarine gold mineralization near Lihir Island, New Ireland fore-arc, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 97 (8): 1795-1813.
- PILOTE, P. (1987). Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-02, 34 pages, 1 carte (échelle 1 :10 000).
- PILOTE, P. (2000). Géologie de la région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 2000-09, 116 pages.
- PILOTE, P. (2013). Géologie Malartic, 32D01-NE. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, CG-32D01D-2013-01.
- PILOTE, P., McNICOLL, V., DAIGNEAULT, R., MOORHEAD, J. (2007). Géologie de la partie Ouest du Groupe de Malartic et corrélations à l'échelle de la Ceinture de l'Abitibi. Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2007-04, pages 16-17.
- PILOTE, P., DAIGNEAULT, R., DAVID, J., McNICOLL, V. (2014). Architecture des Groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille de Cadillac, Abitibi. Révision géologique, nouvelles datations et interprétations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, DV 2015-03, page 37.
- PILOTE, P., MUELLER, W., MOORHEAD, J., SCOTT, C., LAVOIE, S. (1997). Géologie, volcanologie et lithogéochimie des Formations de Val-d'Or et Héva, district de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 97-01, page 47.
- RAMSAY, J.G., HUBER M.I. (1983). The techniques of modern structural geology, volume 1: Strain Analysis. Academic Press, 307 pages.
- ROBERT, F., BROWN, A. C. (1986). Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations et formation of the vein system. *Economic Geology*, 81 (3): 578-592.
- ROBERT, F. (1989). Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2661-2675.
- ROBERT, F. (1993). The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 (2): 239-240.
- ROBERTS, R.G. (1987). Ore Deposit Models #11. Archean Lode Gold Deposits. *Geoscience Canada*, 14 (1), p. 37-52.

- ROCK, N. M., GROVES, D. I. (1988). Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16 (6): 538-541.
- ROCK, N. M. S., GROVES, D. I., PERRING, C. S., GOLDING, S. D. (1989). Gold, lamprophyres, and porphyries: what does their association mean? *Economic Geology Monograph*, 6: 609-625.
- ROSS, P.-S., GOUTIER, J., MERCIER-LANGEVIN, P., DUBÉ, B. (2011a). Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 1. Mode of emplacement in three areas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 728-756.
- ROSS, P.-S., McNICOLL, V., GOUTIER, J., MERCIER-LANGEVIN, P., DUBÉ, B. (2011b). Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 2. Origin, geochemistry, and geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48 (4), 757-777.
- SCOTT, C. R., MUELLER, W., PILOTE, P. (2000). Stratigraphie et paléogéographie de la partie sud du Bloc de Malartic, région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 99-03, page 18.
- SCOTT, C. R., MUELLER, W. U., & PILOTE, P. (2002). Physical volcanology, stratigraphy, and litho-geochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Research*, 115 (1): 223-260.
- SILLITOE, R. H. (1997). Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44 (3): 373-388.
- SILLITOE, R. H., THOMPSON, J. F. (1998). Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, 48 (4): 237-250.
- SINCLAIR, W. D. (2007). Porphyry deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 223-243.
- STÜWE, K. (1998). Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement. *Ore Geology Reviews*, 13 (1): 219-228.
- THOMPSON, J. F. H., SILLITOE, R. H., BAKER, T., LANG, J. R., MORTENSEN, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34 (4): 323-334.
- THURSTON, P.C., AYER, J.A., GOUTIER, J., HAMILTON, M.A. (2008). Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, 103: 1097-1134.

- TIKOFF, B., GREENE, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19 (1): 29-39.
- TOSDAL, R. M., DILLES, J. H., COOKE, D. R. (2009). From source to sinks in auriferous magmatic-hydrothermal porphyry and epithermal deposits. *Elements*, 5 : 289-295.
- TOURIGNY, G., MUELLER, W., MOORHEAD, J. (1998). Caractéristiques lithologiques et structurales de la Formation de Val-d'Or : une étude préliminaire. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-01, 18 pages.
- TRÉPANIÉ, S. (2011). Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07, 209 pages.
- TRUDEL, P., SAUVÉ, P., TOURIGNY, G., HUBERT, C., HOY, L. (1992). Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 91-01, 105 pages.
- WINTER, J. D. (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology – 2nd Edition. Prentice Hall Edition, 702 pages.

## **ANNEXE 1 – CARTOGRAPHIES DES AFFLEUREMENTS**

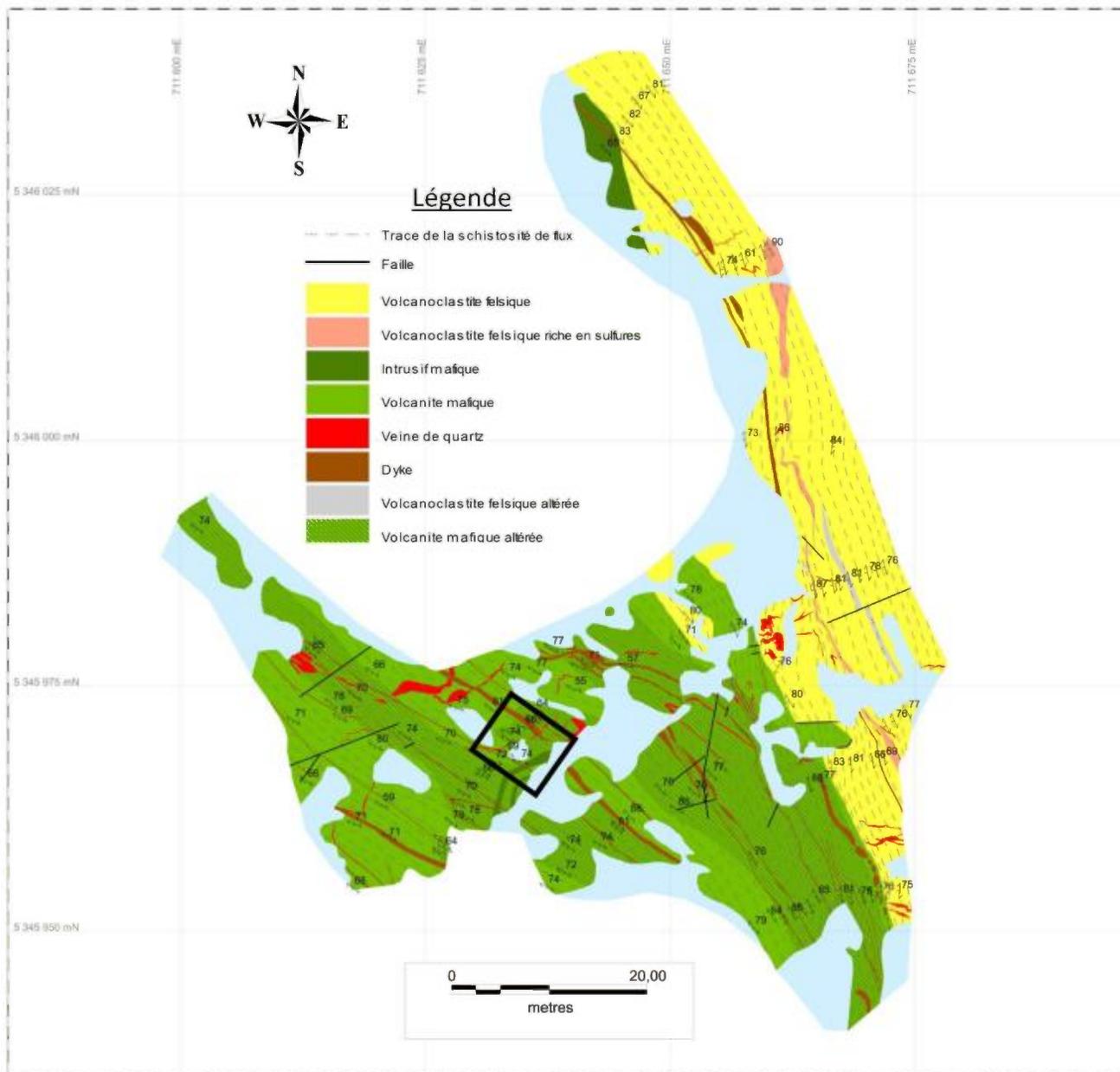


Figure 10 - Cartographie de géologie de l’affleurement Est (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008). Le carré noir représente la localisation de la figure 13.

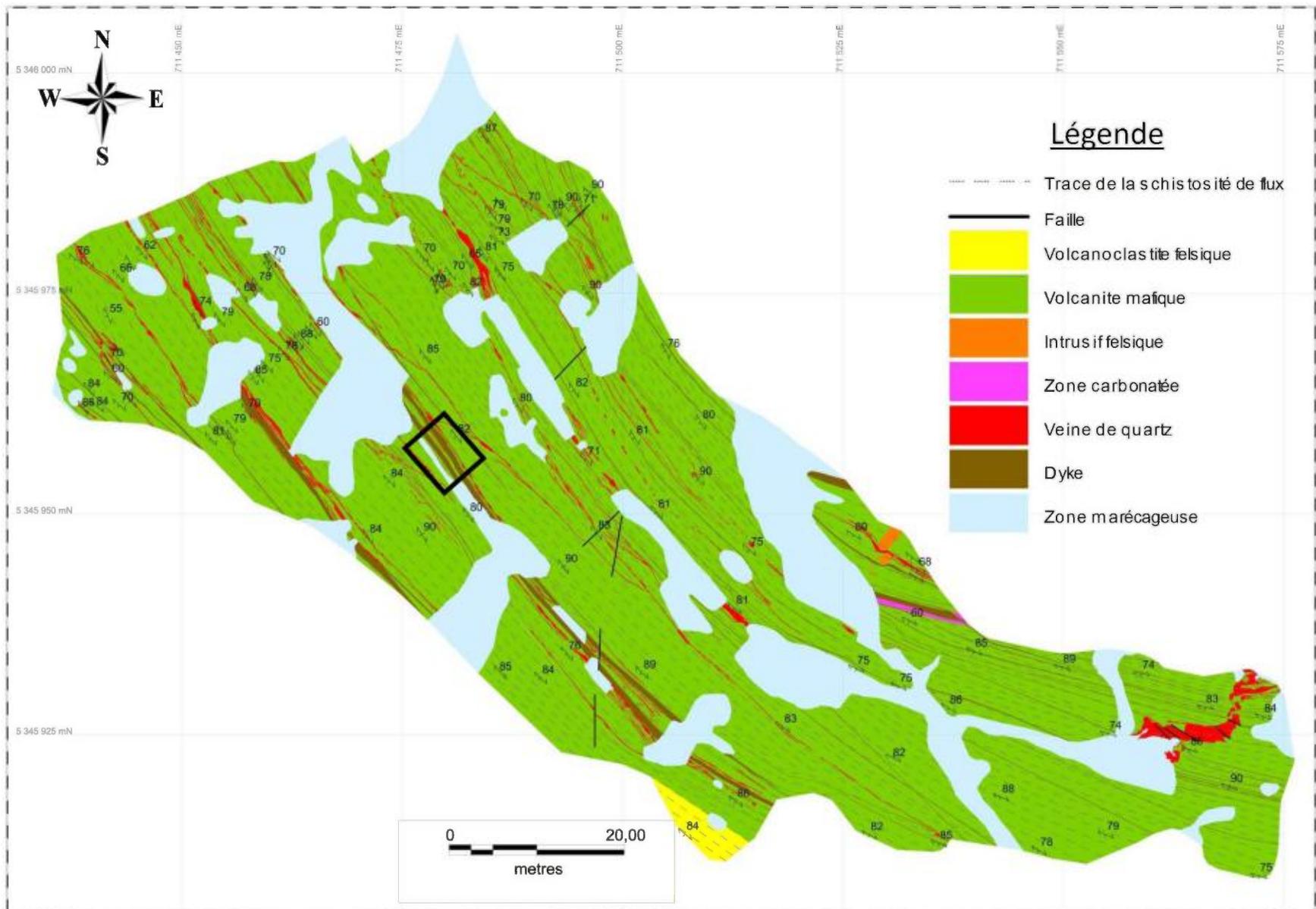


Figure 11 - Cartographie géologique de l’affleurement Ouest (modifiée de Bousquet et Carrier, 2008). Le carré noir représente la localisation de la figure 14.

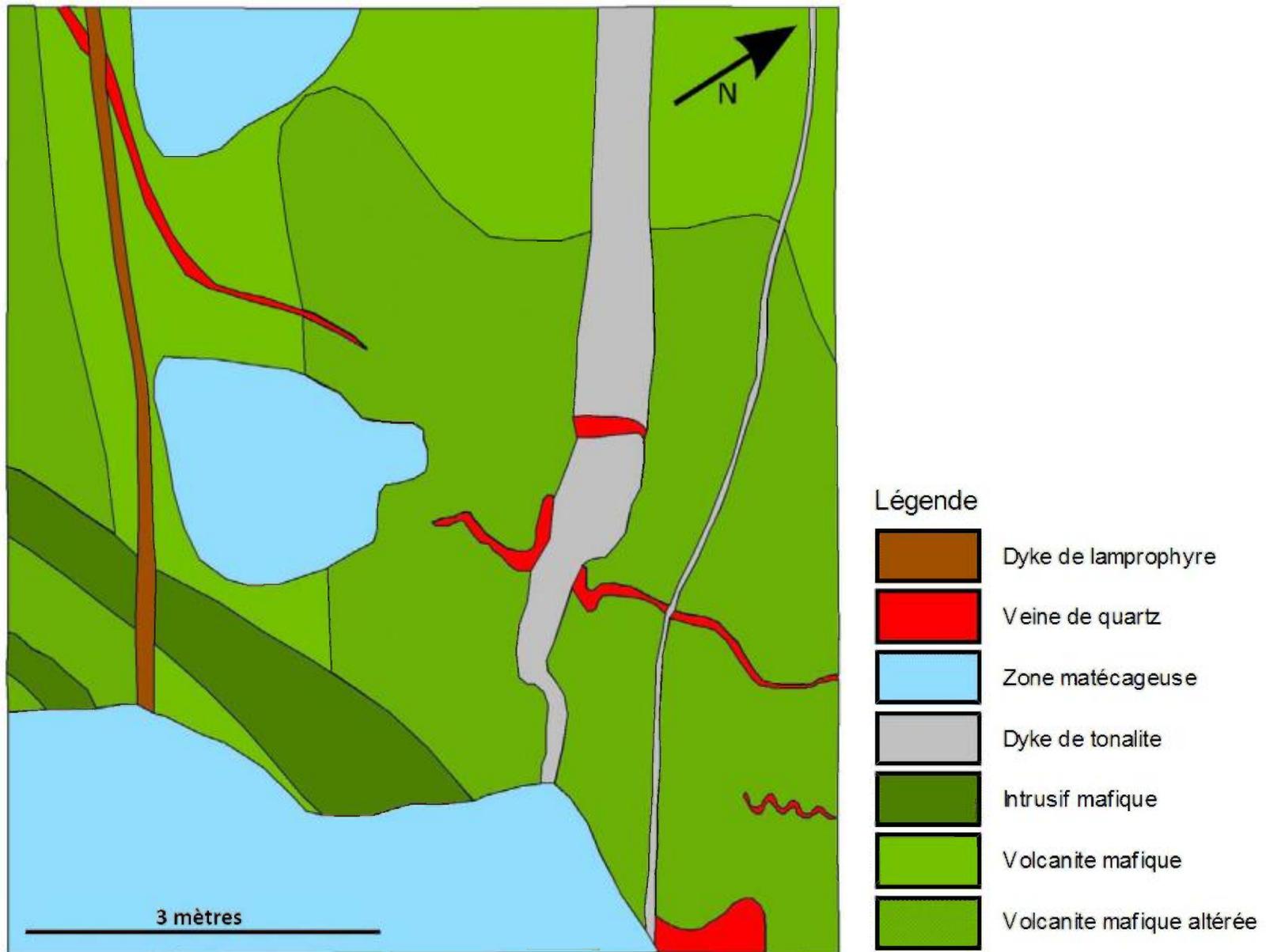


Figure 12 - Cartographie de détail d'un secteur de l'affleurement Est. Le cadre d'observation fait 7 m de largeur par 8 m de hauteur.



Figure 13 - Cartographie de détail d'un secteur de l'affleurement Ouest. Le cadre d'observation fait 6 m de largeur par 6 de hauteur.