# MB 2019-10

Stratigraphie et métallogénie de l'or du domaine sud de la Ceinture de roches vertes de la Haute-Eastmain, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada

**Documents complémentaires**

***Additional Files***





**Licence**



***License***

**Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.**

*Énergie et Ressources naturelles*
Québec



# Stratigraphie et métallogénie de l'or du domaine sud de la ceinture de roches vertes de la Haute-Eastmain, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada

Jonathan Marleau et Stéphane de Souza

MB 2019-10

Énergie et Ressources naturelles
Québec

**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.

# STRATIGRAPHIE ET MÉTALLOGÉNIE DE L'OR DU DOMAINE SUD DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE LA HAUTE-EASTMAIN, EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES, QUÉBEC, CANADA

JONATHAN MARLEAU ET STÉPHANE DE SOUZA

*DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE, UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL, MONTRÉAL*

**Résumé**

La Ceinture de roches vertes de la Haute-Eastmain (CRVHE) fait partie de la Sous-province d'Opatica et se situe dans la région de la Baie-James, à environ 350 km au NE de Chibougamau. Elle est constituée de quatre segments présentant un ensemble de caractéristiques lithologiques et structurales différentes. Cette ceinture est composée des groupes de René et de Bohier, correspondant respectivement à des roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites. Ce rapport présente une synthèse de la stratigraphie du segment sud de la CRVHE et des indices aurifères encaissés dans la Formation d'Érasme du Groupe de René, où trouve l'ancienne mine Eastmain. Ce gisement aurifère a été production en 1994-1995 (40 000 oz Au @ 10,58 g/t).

Dans le segment sud, la CRVHE présente une séquence homoclinale dont la base est constituée de roches volcaniques appartenant à la Formation d'Érasme. Ces roches volcaniques sont principalement composées de basalte tholéiitique à transitionnel avec des intercalations de tuf felsique et de roche ultramafique. Trois principales phases de déformation sont reconnues ($D_1$, $D_2$ et $D_3$). La phase $D_1$ est associée à un métamorphisme au faciès des amphibolites et à une forte foliation $S_1$.

L'étude de nouveaux décapages et des forages d'exploration dans le secteur de l'ancienne mine Eastmain a permis de reconnaître et de caractériser plusieurs événements aurifères. Un épisode volcanogène contemporain des roches volcaniques mafiques et felsiques de la Formation d'Érasme (2800 ±6 Ma) est particulièrement bien exprimé à l'indice Hillhouse. Cet indice expose une lentille de sulfures massifs stratiforme aurifère (jusqu'à 55 g/t sur 0,7 m) au contact entre des basaltes coussinés et un tuf felsique. La matrice du tuf est affectée par une zone d'altération aurifère (~2 g/t) à biotite-amphibole-carbonate atteignant 2 m d'épaisseur en bordure de la lentille sulfurée.

La description détaillée de cinq forages ayant intersecté le gisement de la mine Eastmain (Zone B) a permis d'identifier un niveau de chert à grunérite-grenat-magnétite-pyrrhotite

atteignant 6 m d'épaisseur qui encaisse la majeure partie d'une zone aurifère stratoïde. Ce chert montre une microstructure massive granoblastique à saccharoïdale, des lamines de magnétite, d'amphibole et de grenat, et contient des veinules de quartz ± sulfures ± tourmaline aurifères. On y trouve également des zones riches en pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite et des traces de sphalérite. Un niveau à quartz-biotite-grenat-gahnite (<2 m) riche en MnO est localement présent dans le mur de la zone minéralisée et est interprété comme le résultat de l'altération hydrothermale volcanogène des basaltes la de Formation d'Érasme.

Le gisement de l'ancienne mine Eastmain (Zone B) a préalablement été interprété comme étant synmétamorphique et associé à une veine principale de quartz-sulfures développée dans une zone de cisaillement $D_1$ parallèle à la stratigraphie. Nos travaux démontrent plutôt que le gisement est développé dans un chert impur. Bien qu'une partie de l'or contenu dans cette zone pourrait être syngénétique, nous favorisons un modèle épigénétique lié à la présence des veines de quartz ± sulfures ± tourmaline aurifères et d'un piège chimique et rhéologique favorable représenté par le chert.

Le dernier épisode aurifère du secteur correspond à des filons de quartz minéralisé en Cu-Au contenant des amas de pyrrhotite-pyrite ± chalcopyrite et recoupant la stratigraphie et la fabrique tectonométamorphique principale ($S_1$).

L'étude minéralogique et géochimique en cours met en évidence un important contrôle stratigraphique sur la minéralisation aurifère.

## Table des matières

**Résumé**.....a

**Table des matières**.....c

**1. Introduction**.....1

1.1 Localisation.....2

1.2 Problématique de recherche.....2

1.2 Méthodologie.....3

**2. Géologie régionale de la Ceinture de roches vertes de la Haute Eastmain**.....5

2.1 Groupe de René.....9

2.1.1 Formation d'Érasme.....9

2.1.2 Formation de Roman.....11

2.1.3 Formation de Clément.....11

2.2 Groupe de Bohier.....12

2.3 Géochronologie et stratigraphie.....16

2.4 Structure et métamorphisme.....17

**3. Indices minéralisés du secteur de la mine Eastmain**.....21

3.1 Indices volcanogènes.....23

3.1.1 Indice Hillhouse.....23

3.1.2 Indice Suzanna.....25

3.2 Indice Zone B.....29

3.3 Lac Julien.....38

**4. Discussion**.....40

**5. Conclusion**.....45

**Références**.....46

## Liste des figures

Figure 1 : Carte simplifiée des différentes sous-provinces composant la Province du Supérieur.. .....7
Figure 2: Carte géologique simplifiée de la CRVHE.....8
Figure 3: Carte géologique du feuillet 33A08. .....14
Figure 4: Diagramme binaire Zr vs $TiO_2$ de la Formation d'Érasme. .....15
Figure 5: Colonne stratigraphique simplifiée du segment sud de la CRVHE. .....17
Figure 6: Planche photo de roches des différentes formations de la CRVHE. .....20
Figure 7: Carte géologique simplifiée du secteur de la mine Eastmain. .....22
Figure 8: Carte géologique détaillée de la tranchée Hillhouse. .....27
Figure 9 : Planche photo des lithologies rencontrées autours des indices aurifères.....28
Figure 10: Section des forages EM17-118, EM17-119, EM17-121, EM17-122. .....30
Figure 11: Planche photo des minéralisations de la Zone B. .....31
Figure 12: Planchhe photo des altérations présentes à la Zone B .....33
Figure 13 : Diagramme Zr-$TiO_2$ des roches fraîches et altérés de la Formation d'Érasme 34
Figure 14: Bilan de masse de l'échantillon altéré 17EM-118_66,5.....35
Figure 15: Carte géologique et photographie de l'indice Julien Target. .....39

## 1. Introduction

La région d'Eeyou Istchee Baie-James comporte plusieurs gîtes aurifères ayant fait l'objet de travaux d'exploration avancée, le plus important étant le gisement Roberto (mine Éléonore), découvert en 2004 et mis en production en 2014. L'engouement minier pour ce territoire est relativement récent et fait suite à la découverte initiale du gisement Roberto. Le potentiel pour d'autres découvertes majeures demeure très important et plusieurs gîtes et indices significatifs ont été identifiés au cours des deux dernières décennies dans cette région. Ce potentiel minéral réside dans le contexte géologique favorable de la Province du Supérieur, entre autre lié à la présence de plusieurs ceintures de roches volcano-sédimentaires (Percival, 2007). Deux ceintures de roches vertes importantes appartenant à la Sous-province d'Opatica sont situées dans la partie sud de la région de la Baie-James, i.e. la Ceinture de roches vertes de la Haute-Eastmain (CRVHE) et la Bande Volcanique de Frotet-Evans (BVFE) (Hocq *et al.*, 1994). Dans ces deux ceintures, on note la présence de gisements de métaux de base et d'or, notamment ceux des mines Eastmain (Au; CRVHE) et Troilus (Au-Cu; BVFE), qui ont fait l'objet de travaux d'exploitation minière en 1994-1995 et entre 1997 et 2010 respectivement.

La CRVHE a fait l'objet de travaux de prospection pour les métaux de base entre 1960 et 1980, qui ont mené à la découverte du gisement d'or de la mine Eastmain par la compagnie Placer Dome en 1981 (Boldy *et al.*, 1984). Différents modèles géologiques ont été présentés afin d'expliquer la distribution et la formation des zones aurifères. D'abord, Boldy *et al.* (1984) ont subdivisé la CRVHE en deux cycles volcaniques. Ils ont proposé un modèle volcanogène pour expliquer la formation du gisement de la mine Eastmain, celui-ci étant associé à un niveau de chert et à la présence de sulfures massifs (pyrrhotite ± chalcopyrite). Selon les travaux de cartographie de Roy (1988) et Couture (1993), la CRVHE est composée de roches métasédimentaires à la base et de roches volcaniques bimodales au sommet. Couture et Guha (1990) et Couture (1993) proposent une origine syn- à tardi-métamorphique

pour la formation du gisement d'or de la mine Eastmain. Des travaux récents de cartographie ont mis en évidence la complexité de la stratigraphie de la CRVHE ainsi que plusieurs gîtes aurifères de nature différente (Beauchamp *et al.*, 2018; Marleau *et al.*, 2018b). Ce projet vise à caractériser les unités stratigraphiques et les différents indices aurifères du secteur de la mine Eastmain.

Ce rapport présente les conclusions préliminaires des travaux de terrain, de minéralogie et de géochimie sur les principaux indices minéralisés et de leurs roches hôtes dans le secteur de la mine Eastmain. Le rapport comprend une description de la géologie, de la stratigraphie et de trois indices aurifères représentatifs des différents styles de minéralisation du secteur d'étude.

## 1.1 Localisation

La région d'étude est située au sein du feuillet 1 :50000 SNRC 33A08, sur le flanc nord des monts Otish, en amont de la rivière Eastmain, au centre est du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Cette région est située à environ 350 km au nord-est de Chibougamau et est accessible par la route 167 reliant Chibougamau à la mine Renard. Un chemin d'accès au site de la mine Eastmain est praticable en camion et un réseau de chemin de VTT parcourt la propriété de la mine. Autrement, l'accès à la CRVHE se fait par hélicoptère. L'importance des tourbières et des dépôts glaciaires dans le secteur fait en sorte que l'exposition du socle rocheux est faible et mal répartie, ce qui induit un biais dans la compréhension géologique de certains secteurs.

## 1.2 Problématique de recherche

Dans le but de promouvoir le potentiel minéral de la région et du Québec en général, le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN) effectue de nombreux levés de cartographie géologique via le Bureau de la Connaissance

Géoscientifique du Québec. Ces cartes et les travaux qui leurs sont associés permettent de mieux comprendre la nature des roches, d'identifier leur potentiel minéral et de promouvoir leur exploration. En 2016, 2017 et 2018, le MERN conduit trois campagnes de cartographie (Beauchamp et Massei, 2018; Beauchamp *et al.*, 2018; Talla Takam *et al.*, En préparation) à environ 350 km au nord-est de Chibougamau dans la CRVHE pour mettre à jour et compléter les anciennes cartes (Hocq, 1976; Couture, 1987; Roy, 1988). De ces nouveaux travaux ressortent:

1- Une nouvelle interprétation stratigraphique et structurale de la CRVHE appuyée par des données géochimiques et géochronologiques;
2- Une diversité dans les caractéristiques géologiques des indices aurifères du sud de la CRVHE.

Ces points révèlent la complexité stratigraphique, structurale et métallogénique de la CRVHE. La problématique de recherche abordée ici est axée sur la compréhension de la stratigraphie de la CRVHE dans le secteur d'étude, ainsi que sur la description et l'interprétation métallogénique des indices aurifères. L'objectif de ce rapport est de :

1- Présenter une synthèse stratigraphique et structurale de la zone d'étude;
2- Documenter les indices aurifères accessibles dans le secteur de la mine Eastmain afin d'en établir la typologie;
3- Établir un âge relatif entre les différents épisodes minéralisateurs et proposer un modèle cohérent avec la géologie locale;

## 1.2 Méthodologie

Deux campagnes de terrain ont été réalisées aux étés 2017 et 2018. Elles ont permis d'effectuer la cartographie détaillée de deux cheminements (transects) et de certains affleurements clés de la branche sud de la CRVHE et l'échantillonnage de six forages

traversant la zone B de la mine Eastmain. Dans le cadre de la maîtrise, trois échantillons de géochronologie U-Pb ont été récoltés afin de dater certains dykes et roches volcaniques du Groupe de René par ID-TIMS. Les datations ont été effectuées à l'Université de Toronto par Davis et Sutcliffe (2018). Des données de lithogéochimie couplées à l'étude pétrographique des échantillons ont permis de caractériser les roches encaissantes des indices minéralisés. Des analyses de certains sulfures et silicates au microscope électronique à balayage (Université du Québec à Montréal) et à la microsonde (Université Laval) ont été faites afin d'identifier certaines phases minérales et de quantifier leur composition chimique.

## 2. Géologie régionale de la Ceinture de roches vertes de la Haute Eastmain (lien web)

La Province du Supérieur représente la plus grande province géologique du Bouclier canadien avec une superficie de plus de 1 400 000 km$^2$ (Hocq *et al.*, 1994). Chacune des régions de la Province du Supérieur est subdivisée en sous-provinces, domaines ou terranes, en fonction de la pétrologie, du métamorphisme, du style structural, des caractéristiques géophysiques, des signatures isotopiques et géochronologiques et des gisements métalliques qu'elles contiennent (Card et Poulsen, 1998; Percival, 2007). La Sous-province d'Opatica est principalement composée de roches volcaniques et plutoniques de type TTG qui définissent une bande d'orientation ENE-OSO s'étendant sur plus de 850 km (MERN, 2017) (Figure 1). Elle est limitée au nord par les sous-provinces d'Opinaca et de Nemiscau (Pedreira *et al.*, 2018), qui sont surtout constituées de paragneiss de haut grade métamorphique, contenant localement des roches volcaniques (Lamothe *et al.*, 2000; Goutier *et al.*, 2002; Bandyarera *et al.*, 2010). Au sud-ouest, la Sous-province d'Opatica est limitée par celle de l'Abitibi, avec laquelle elle montre une certaine continuité lithologique, sans limite structurale évidente et une transition plutôt graduelle (Daoudene *et al.*, 2016). La Sous-province d'Opatica est chevauchée par le Front de Grenville au sud-est et recouverte en discordance par des roches sédimentaires paléoprotérozoïques du Groupe de Mistassini et du Supergroupe d'Otish (Chown et Caty, 1973).

La CRVHE est située dans la partie nord-est de la Sous-province d'Opatica (Figure 2). Elle a d'abord été décrite par Eade (1966) et Hocq (1976). Suite la découverte du gisement d'or de la mine Eastmain, elle est décrite par Couture (1987) et Roy (1988). Depuis 2016, le secteur de la CRVHE fait l'objet de travaux cartographiques au 1 :50000 par le MERN (Beauchamp et Massei, 2018; Beauchamp *et al.*, 2018; Talla Takam *et al.*, En préparation). Telles que présentées dans ce rapport, les descriptions des différentes unités de la CRVHE sont faites à partir des fiches du lexique stratigraphiques du MERN et des observations faites sur le terrain aux étés 2017 et 2018 dans le cadre de cette étude.

La CRVHE est constituée de quatre principaux segments identifiés par leurs caractéristiques lithologiques et structurales : les segments sud, nord, est et ouest (Beauchamp *et al.*, 2018)

Dans le segment sud, le contact ouest de la CRVHE avec la Sous-province d'Opinaca est interprété comme une faille de chevauchement qui correspond à la Faille de Bart (Beauchamp *et al.*, 2018). Cette interprétation est basée sur la présence d'une importante discontinuité dans le grain structural déterminé sur la carte magnétique et le contraste lithologique et métamorphique entre ces deux unités. Dans le segment sud, la CRVHE est coupée par le Pluton de l'île Bohier, un pluton synvolcanique daté à 2771 ± 6 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018) et par le Pluton de Chiyaaskw, daté à 2746 ± 3 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018). La CRVHE est recouverte en discordance par les roches sédimentaires protérozoïques du Supergroupe d'Otish au sud. Les limites de la ceinture de roches vertes dans les trois autres branches, est, ouest et nord, correspondent à des contacts intrusifs avec différents plutons tardifs qui la coupent (Beauchamp *et al.*, 2018). Ces contacts sont localement mylonitisés et représentent d'importantes zones de déformation ductile.

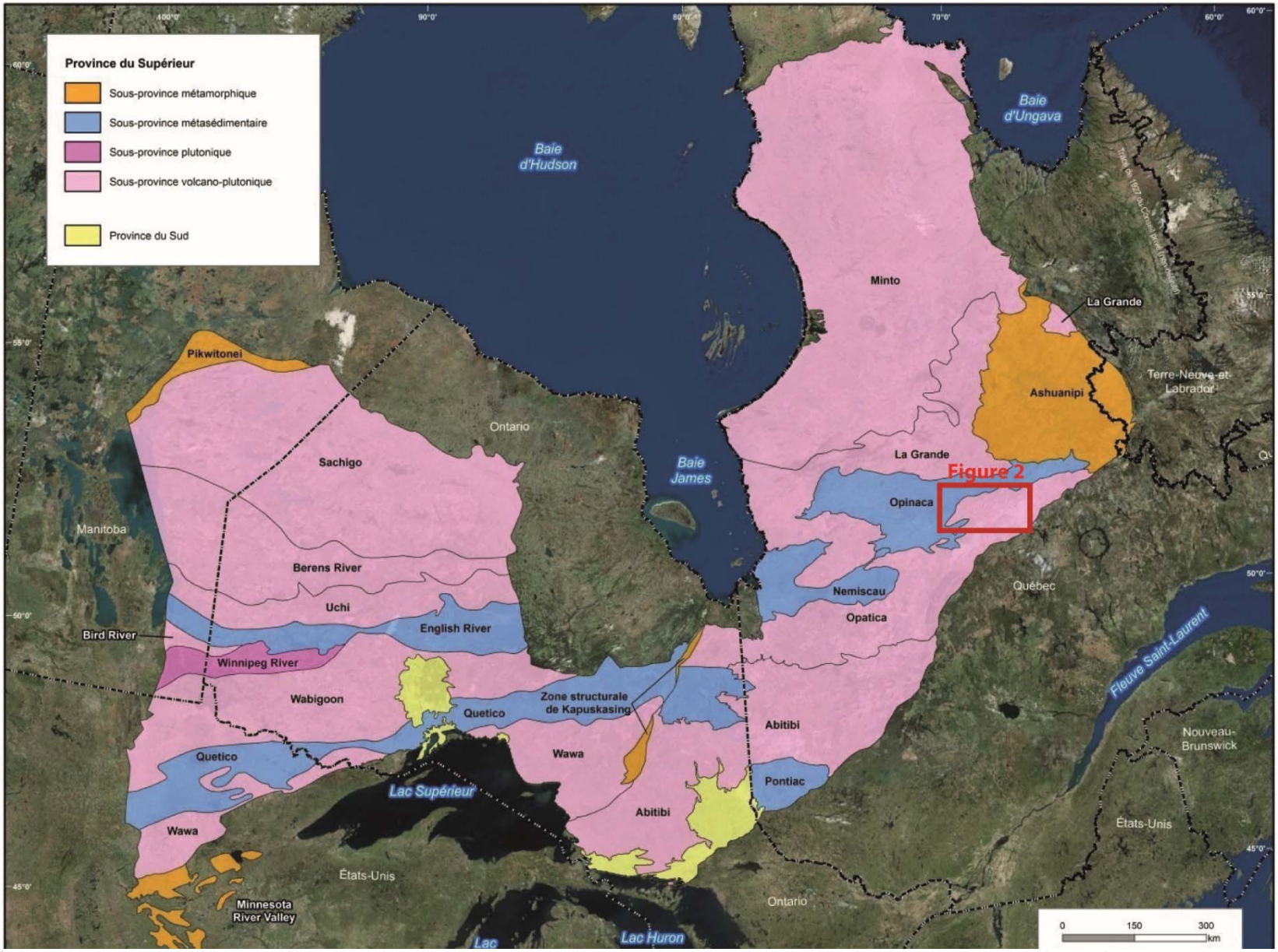



*Figure 1 : Carte simplifiée des différentes sous-provinces composant la Province du Supérieur. Le carré rouge représente la région où se retrouve la CRVHE (SIGEOM).*

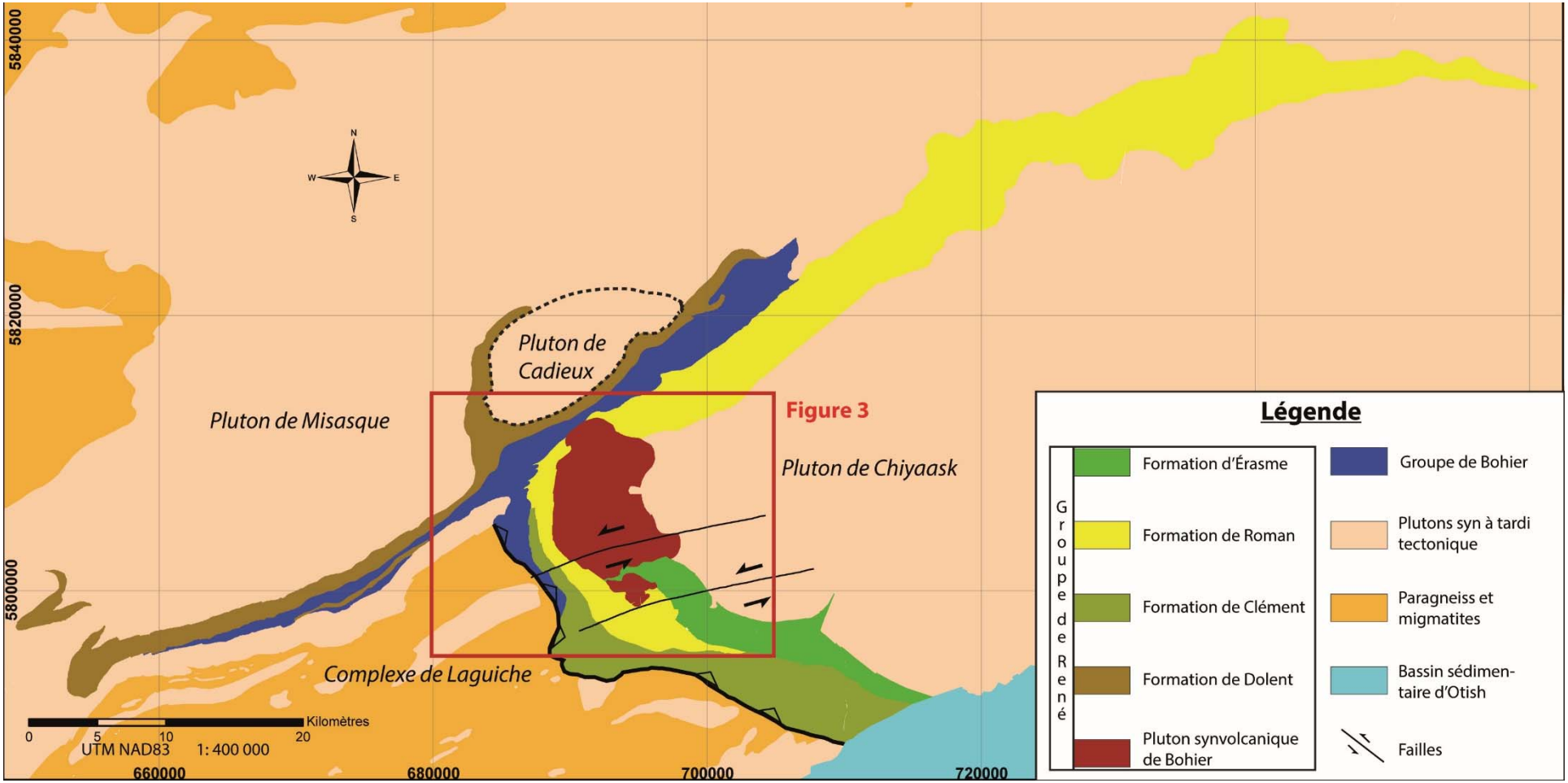



*Figure 2: Carte simplifiée de la CRVHE qui positionne les différentes formations du Groupe de René, le Groupe de Bohier.*

## 2.1 Groupe de René (MERN, 2019e)

Le Groupe de René est introduit par Couture (1987) et comprend l'ensemble des roches volcaniques de la CRVHE, qu'il subdivise en trois unités stratigraphiques informelles selon la composition des roches prédominantes: ultramafique, mafique et felsique. Les travaux cartographiques de 2017 et 2018 ont permis d'affiner les contacts et la nature des roches présentes dans le Groupe de René et de le subdiviser en quatre formations, celles d'Érasme, de Roman, de Clément et de Dolent (Figure 3) (Beauchamp *et al.*, 2018).

### 2.1.1 Formation d'Érasme (MERN, 2019a)

La Formation d'Érasme se situe dans la branche sud de la CRVHE (Beauchamp *et al.*, 2018). Elle a une épaisseur apparente de trois kilomètres en surface et elle encaisse le gisement de la mine Eastmain ainsi que plusieurs indices aurifères et de métaux de bases. Cette formation est principalement composée de basalte et d'andésite à texture coussinée, présentant localement des faciès de brèche de coussins et de coulées massives. Les textures coussinées sont très bien préservées et elles montrent systématiquement une polarité inverse orientée vers le sud-ouest indiquée par la présence de pédoncules, de vésicules et de chambres de quartz. La minéralogie du basalte est très homogène avec une majorité de hornblende, de feldspath plagioclase et des traces de titanite, ilménite et pyrrhotite. Localement, ces roches volcaniques présentent une forte altération hydrothermale qui sera traitée aux sections 3.1 et 3.2. La composition médiane des roches basaltiques montre 50,01% $SiO_2$, 14,15% $Al_2O_3$, 018% MnO, 2,27% $Na_2O$ et 0,89% $TiO_2$. Le $Fe_2O_{3t}$, le MgO et le CaO montrent des concentrations variables (θ±2,5%) avec des valeurs moyennes de 12,33 %, 7,09% et 10,49%, respectivement. Des sills de gabbro sont présents et caractérisés par une texture grenue, une granulométrie moyenne et une signature géochimique identique à celle des coulées basaltiques (Figure 6D). Quelques échantillons gabbroïques sont toutefois plus riches en $SiO_2$ et leur composition géochimique correspond à celles des andésites. Il est possible que ces

roches soient des dykes intermédiaires qui recoupent la séquence volcanique, puisque des dykes identifiés en surface montrent une composition géochimique semblable (Figure 4).

Des horizons de tuf felsique atteignant jusqu'à 50 m d'épaisseur sont intercalés dans les coulées basaltiques. Ces horizons sont dominés par des tufs à lapilli, mais on observe également des tufs à blocs et à cendre. La matrice de ces roches pyroclastiques est composée, en ordre décroissant d'importance, de quartz, de feldspath potassique, de muscovite et de quantités variables de sillimanite, biotite, zircon et apatite. Les fragments sont composés de rhyolite à porphyre de quartz (95%) et de basalte à hornblende (5%) semblables aux basaltes environnants. Des textures primaires sont localement observées incluant des granoclassements et une stratification montrant systématiquement une polarité inverse vers le sud-ouest, concordante avec celle déterminée dans les coulées basaltiques. Les horizons felsiques sont de composition rhyodacitique, avec 72,71% $SiO_2$, 14,48% $Al_2O_3$, 2,31% $Fe_2O_3$total, 1,83% CaO, 3,95% $Na_2O$ et 2,07% $K_2O$.

Des horizons de roche ultramafique sont localement présents et concordants ou sub-concordants avec les roches volcaniques encaissantes. Leur position est déterminée par l'interprétation de la carte de susceptibilité magnétique et par les données de forage (Beauchamp et al., 2018). Les roches ultramafiques sont massives à fortement foliées et d'une épaisseur maximum de 100 mètres. Leur minéralogie est homogène et elles sont composées de talc, actinote et magnétite.

Un horizon de chert, initialement identifié par Boldy *et al.* (1984), marque l'horizon minéralisé de la zone B de la mine Eastmain. Cette unité est interprétée ici comme étant un chert impur (1,57 à 20,08% $Fe_2O_3$t; 0,16 à 2,53% $Al_2O_3$, 66,82 à 94,09% $SiO_2$) de composition hétérogène. Ce chert contient de la magnétite disséminée ou sous forme de rubans, de la grunérite et du grenat manganésifère (spessartine) disséminé avec des quantités variables de pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite et sphalérite. Il est localement associé à la

présence de sulfures massifs et de roches volcaniques mafiques et felsiques montrant des évidences d'altération hydrothermale significative.

### 2.1.2 Formation de Roman (MERN, 2019c)

La Formation de Roman se situe stratigraphiquement au-dessus de la Formation d'Érasme (Beauchamp *et al.*, 2018). Dans la branche sud de la CRVHE, cette formation est composée de roches volcaniques felsiques dacitiques à rhyolitiques calco-alcalines (Beauchamp *et al.*, 2018)). Le faciès le plus commun est un tuf à cristaux et à cendre mal trié. Localement, on peut y observer un faciès de brèche de coulée et un tuf à lapilli et blocs felsiques dans une matrice chloriteuse. Les roches de la Formation de Roman contiennent principalement du quartz, du feldspath et de la muscovite, ainsi que des porphyroblastes de grenat. Ces roches felsiques sont de composition calco-alcaline et correspondent aux rhyolites de type FII de Hart *et al.* (2004); elles pourraient donc être favorables pour la formation de minéralisation volcanogène (MERN, 2019).

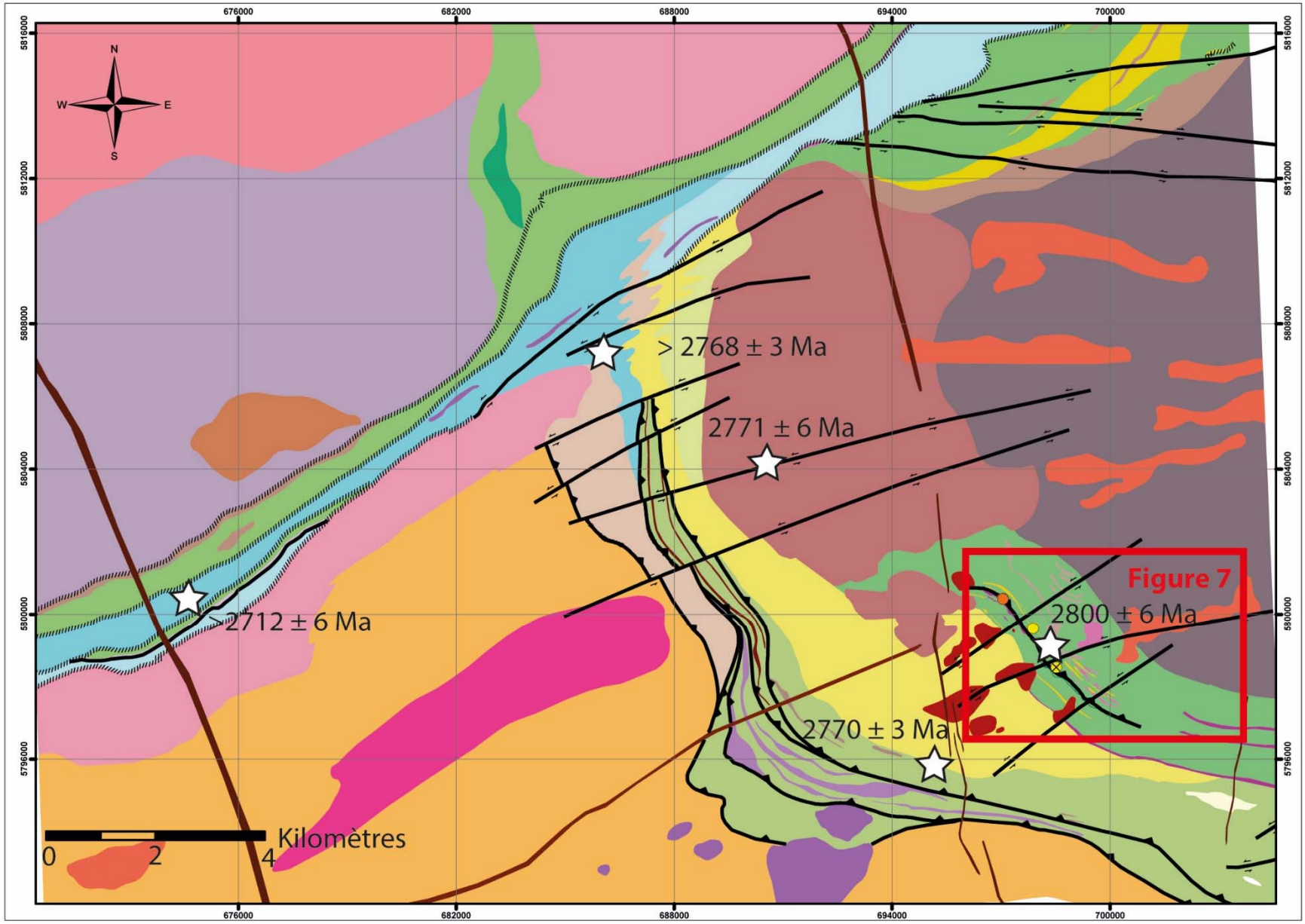
### 2.1.3 Formation de Clément (MERN, 2019b)

La Formation de Clément se situe au sommet stratigraphique du Groupe de René dans la branche sud (Beauchamp *et al.*, 2018). Cette formation est de composition semblable à la Formation d'Érasme, étant principalement composée de basalte et plus localement d'andésite coussinés, mais elle se distingue par l'absence d'horizons de roche volcanique felsique et une certaine abondance de sills et de coulées de roche ultramafique (Beauchamp et al., 2018). La polarité stratigraphique déduite à partir de la morphologie des coussins dans les roches basaltiques montre encore une fois une polarité vers le sud-ouest (Beauchamp *et al.*, 2018). On note aussi la présence de formation de fer silicatée et sulfurée avec des proportions variables de pyrrhotite, grenat et grunérite qui se trouvent associés avec des horizons de chert.

Les roches volcaniques de la Formation de Clément sont de composition tholéiitique à transitionnelle pour les faciès ultramafiques à basaltiques, alors que le faciès andésitique est plutôt d'affinité calco-alcaline.

### 2.2 Groupe de Bohier (MERN, 2019d)

Dans la branche sud et de la CRVHE, le Groupe de Bohier est constitué de wacke, de paraschiste et de conglomérat. D'après la colonne stratigraphique établie par Couture (1987), le Groupe de Bohier représente les roches les plus anciennes de la CRVHE et se retrouve à sa base. Toutefois, Beauchamp *et al.* (2018) suggèrent que les roches sédimentaires du Groupe de Bohier sont plus jeunes que les roches volcaniques. Ceci est mis en évidence par la polarité stratigraphique inverse orientée vers le sud-ouest, systématiquement indiquée par les textures coussinées des coulées basaltiques ainsi que par des granoclassement dans les unités métasédimentaires du Groupe de Bohier. Les unités conglomératiques du Groupe de Bohier sont polygéniques et peuvent être divisées en deux types selon la composition de leur matrice (Beauchamp *et al.*, 2018), l'une étant beige, riche en quartz et muscovite et l'autre étant vert foncé, riche en chlorite, biotite et amphibole. Le conglomérat à matrice verdâtre contient des fragments de roche volcanique et plutonique ultramafique à felsique. Ce conglomérat se rencontre dans le centre de la branche ouest au cœur d'une structure synclinale (Beauchamp *et al.*, 2018). Le conglomérat à matrice beige se retrouve exclusivement sur l'île Bohier et celui-ci contient des fragments de granitoïde et de roche volcanique felsique. L'unité de paraschiste est relativement homogène, avec un assemblage métamorphique à biotite-muscovite-quartz ± sillimanite-cordiérite-grenat et montre localement une stratification marquée par des variations granulométriques.


676000
682000
688000
694000
700000
5816000
5812000
5808000
5804000
5800000
5796000
N
W
E
S
> 2768 ± 3 Ma
2771 ± 6 Ma
> 2712 ± 6 Ma
Figure 7
2800 ± 6 Ma
2770 ± 3 Ma
0
2
4
Kilomètres

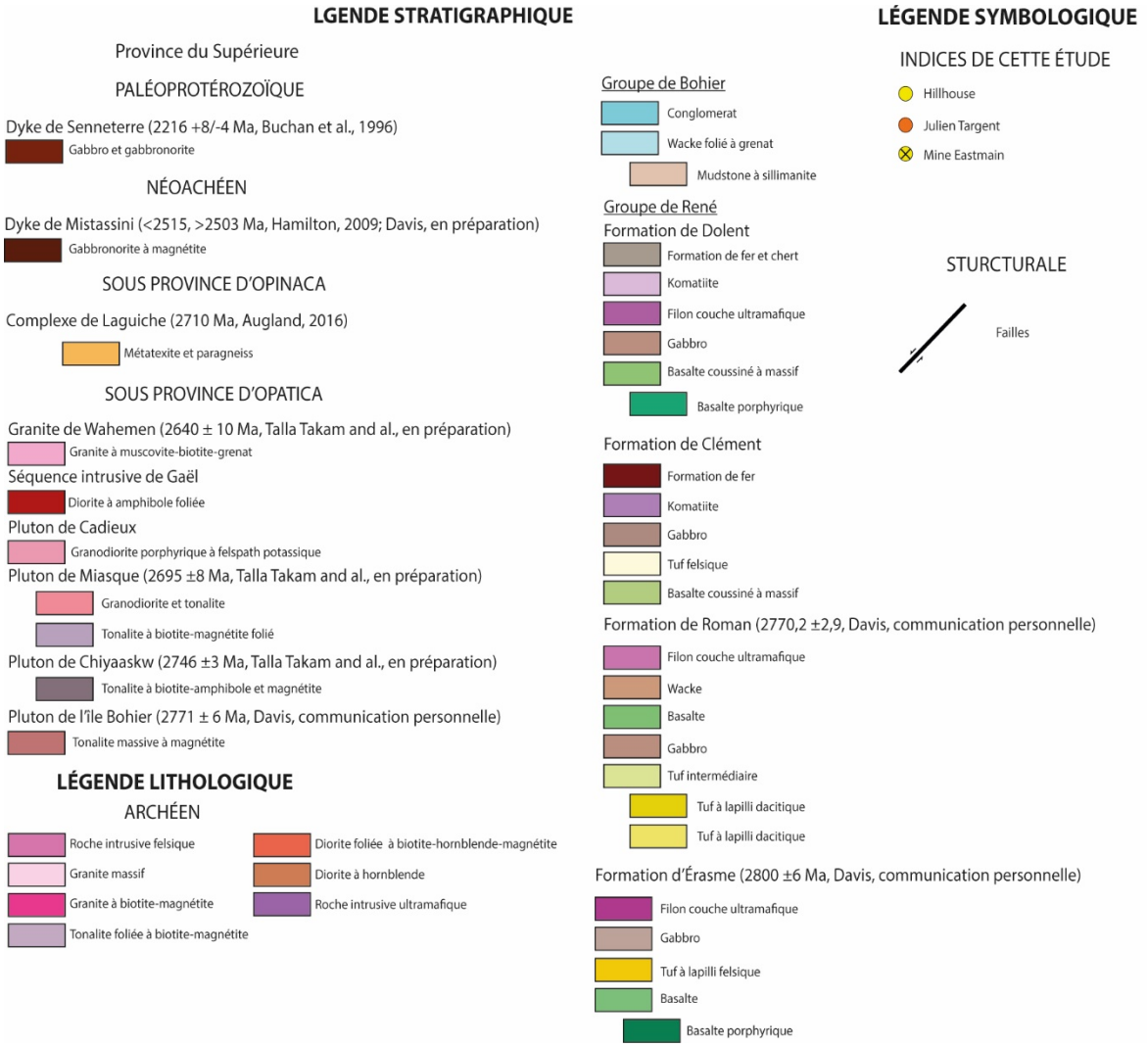



*Figure 3: Carte du feuillet 33A08 montrant la jonction des quatre domaines de la CRVHE au niveau de l'île Bohier. Tirée de Beauchamp et al. (2018). Les datations sont tirées de Davis et Sutcliffe (2018).*

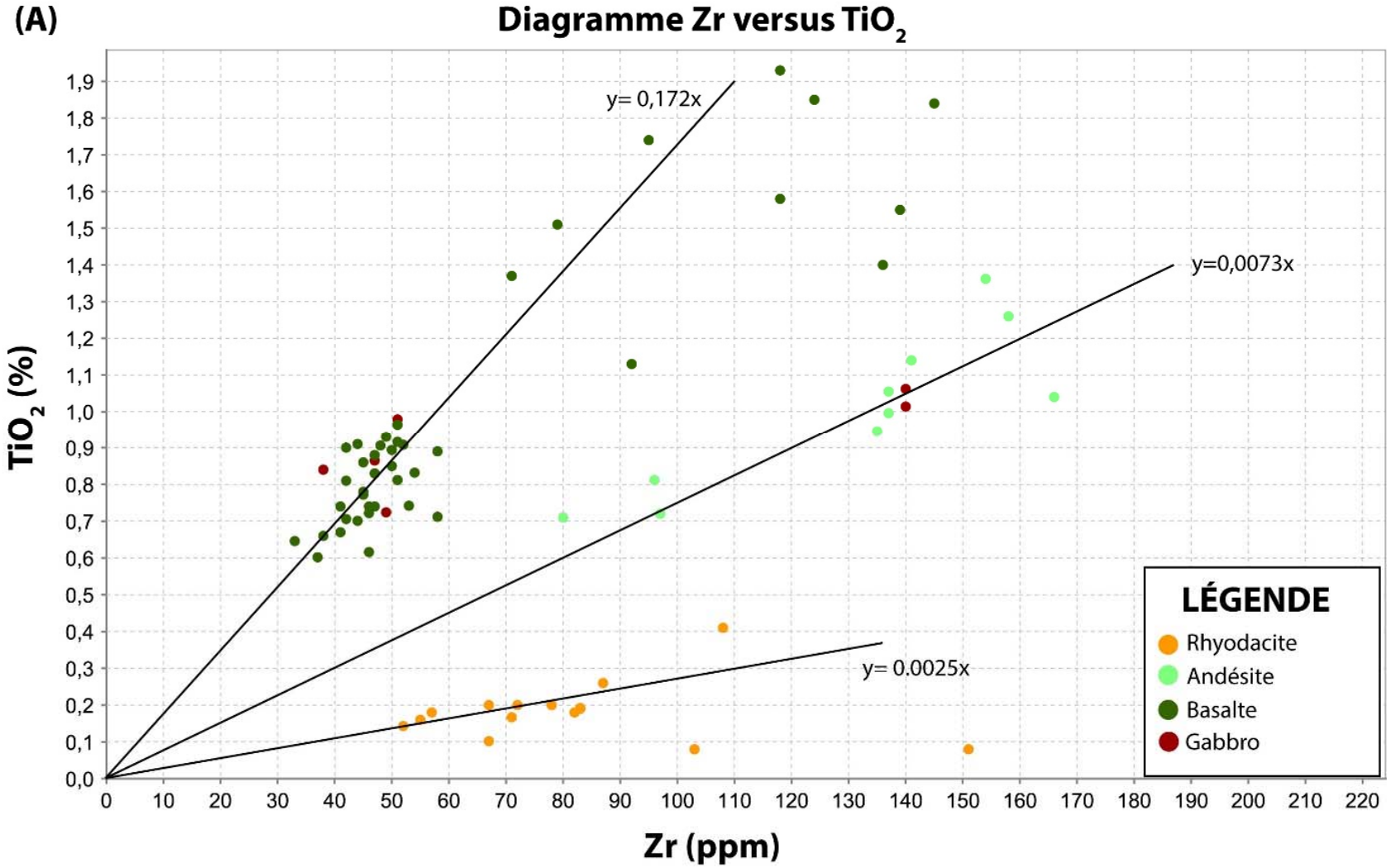



*Figure 4: Diagramme binaire Zr vs $TiO_2$ montrant la distribution compositionnelle des roches volcaniques de la Formation d'Érasme. Quatre familles géochimiques sont identifiées : deux de composition basaltique tholéiitique et une de rhyodacite.*

## 2.3 Géochronologie et stratigraphie

Quatre échantillons ont été prélevés à l'été 2018 dans le cadre des travaux de cartographie (Beauchamp *et al.*, 2018) pour la datation (U-Pb sur zircon; ID-TIMS) des roches volcaniques et certains dykes. Un échantillon de tuf à lapilli (17JM6010A) a été prélevé dans un horizon felsique qui est associé à la présence d'une lentille de sulfures massifs aurifères (indice Hillhouse) dans la Formation d'Érasme. Un âge de 2800 ± 6 Ma a été obtenu pour cet échantillon (Davis et Sutcliffe, 2018). Un dyke felsique porphyrique contenant des sulfures disséminés a été prélevé sur l'indice Hillhouse (17JM6010E), au sein de la Formation d'Érasme. Ce dyke a donné un âge de 2770 ± 4 Ma (Davis, communication personnelle, 2018). Un faciès de brèche rhyolitique de la Formation de Roman a été prélevé aux abords de la route 169 (17FM2013A). Ce dernier échantillon a donné un âge de 2770 ± 3 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018). Un échantillon de conglomérat dans le domaine sud a été prélevé dans le Groupe de Bohier afin de dater les sources sédimentaires. Le zircon le plus jeune a été daté à 2763 ± 3 Ma. Un second échantillon a été prélevé dans le domaine est de la CRVHE et donne un zircon le plus jeune à 2712 ± 6 Ma, ce qui peut être considéré comme l'âge maximum de sédimentation (Davis et Sutcliffe, 2018).

Ces données géochronologiques sur les roches volcaniques sont cohérentes avec la position stratigraphique des formations d'Érasme, de Roman et de Clément, principalement déterminée à partir de la polarité indiquée par la géométrie des coussins et le granoclassement dans les unités pyroclastiques des formations d'Érasme et de Roman (Figure 5). La Formation de Clément n'a pas été datée et son âge demeure inconnu (Beauchamp *et al.*, 2018). Le Groupe de Bohier est plus jeune que le Groupe de René et peut donc être situé au sommet de la séquence stratigraphique (Beauchamp *et al.*, 2018).

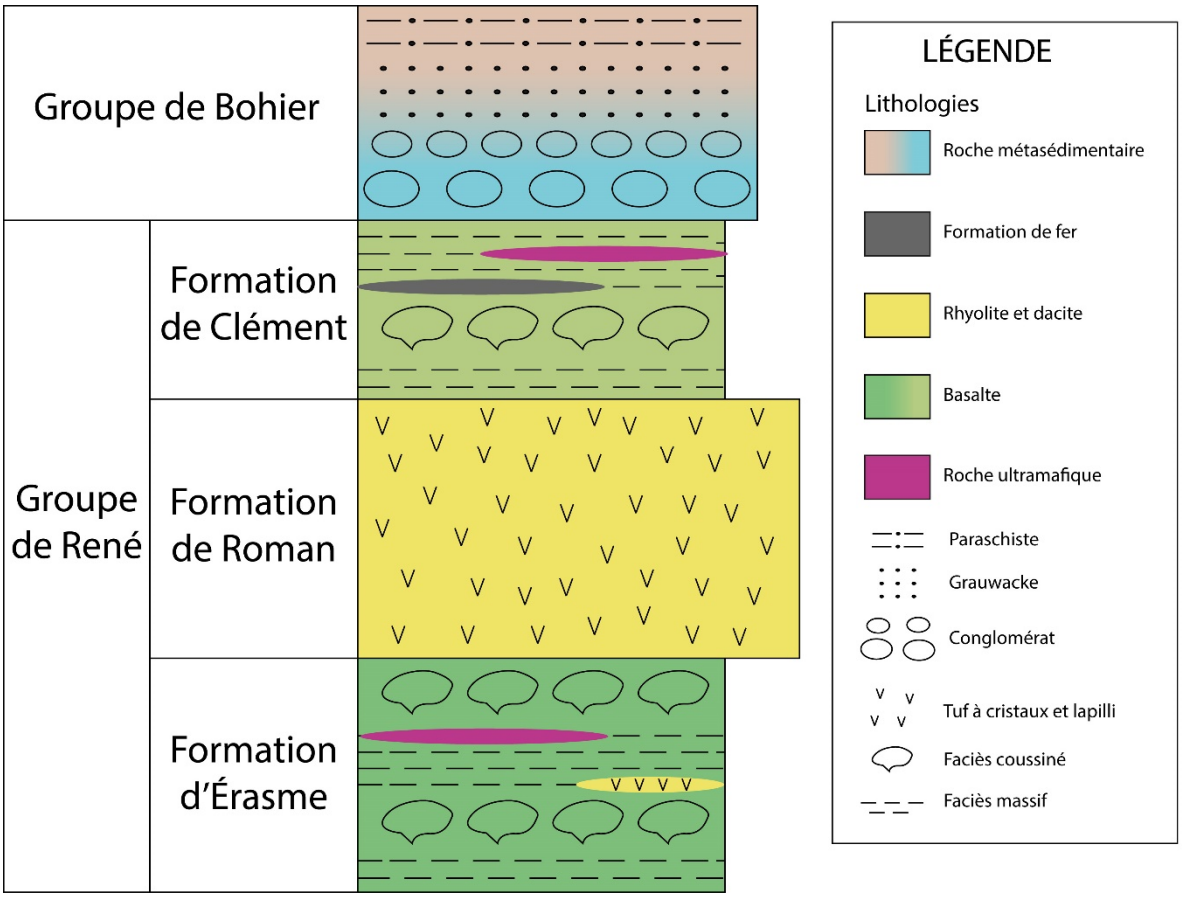



*Figure 5: Colonne stratigraphique simplifiée du segment sud de la CRVHE.*

## 2.4 Structure et métamorphisme

Outre les divisions faites au niveau compositionnel, la CRVHE peut être définie par quatre domaines structuraux distincts: nord, sud, est et ouest (Beauchamp *et al.*, 2018). Chaque domaine possède une fabrique préférentielle dominante avec une orientation qui lui est propre. Les relations de recoupement entre ces structures permettent d'établir une chronologie relative des différents épisodes de déformation. Le détail sur la nature et l'orientation des fabriques planaires et linéaires, des plis et des failles est donné dans

Beauchamp *et al.* (2018), alors que la section suivante présente seulement celui du domaine sud et de la transition vers le domaine de l'Île Bohier.

La première déformation ($D_1$) est mieux préservée dans le domaine sud de la CRVHE. Dans le domaine sud, la déformation $D_1$ est caractérisée par une foliation métamorphique ($S_1$) qui pente modérément (entre 40° et 60°) vers le nord-est et qui contient une forte linéation d'étirement plongeante de 45° vers le nord-est (Beauchamp *et al.*, 2018). Localement des plis $P_1$ ont été cartographiés et montrent une foliation de plan axial. Des zones de déformation ductile $D_1$ sont parallèles à la foliation principale et aux contacts stratigraphiques du domaine sud. Ces zones de déformation ont été interprétées comme des failles de chevauchement à vergence est (Tourigny, 1989). Elles se caractérisent par une très forte schistosité, une forte linéation minérale, la présence de bandes de cisaillement et de plis d'entraînement, et plus localement par la présence de gouge. Des plis $P_2$ apparaissent dans la partie nord du domaine sud. Ces plis $P_2$ se manifestent principalement sous la forme de plis serrés à isoclinaux affectant la foliation $S_1$ (Figure 6A) marquée par des porphyroblastes de sillimanite dans l'unité de métapélite du Groupe de Bohier (Figure 6B). Plus au nord, dans le domaine structural de l'île Bohier, la foliation $S_1$ est plissée et transposée parallèlement à la fabrique $S_2$, fortement penté (60-80°) vers le sud-est (Beauchamp *et al.*, 2018). Un clivage de crénulation $S_3$ à faible pendage affecte les foliations $S_1$ et $S_2$ dans le domaine sud et celui de l'Île Bohier (Beauchamp *et al.*, 2018). Une série de failles subverticales d'orientation nord-est contiennent localement une minéralisation sulfurée à Cu-Au dans des veines de quartz. Ces failles sont particulièrement bien développées dans le domaine sud, où elles sont associées à une schistosité de même orientation dans les épontes et contiennent fréquemment de la gouge de faille pyriteuse. Vers le nord ces failles et la schistosité qui leur est associée se parallélisent avec le plan axial des plis $P_2$, suggérant une possible corrélation entre ces deux structures différentes, principalement fragiles à ductiles au sud et ductiles au nord. Ces failles ont toutefois été interprétées comme étant tardives et représentant une phase de déformation $D_4$ (Beauchamp *et al.*, 2018).

Les assemblages minéralogiques développés dans les roches mafiques contiennent de la hornblende granoblastique et un feldspath plagioclase, suggérant un métamorphisme au faciès des amphibolites (Figure 6D) (Couture, 1987; Beauchamp et al., 2018). Ceci est cohérent avec la présence de porphyroblastes de sillimanite disséminée et nodulaire dans certains niveaux de roches sédimentaires du Groupe de Bohier, de sillimanite et de cordiérite dans les roches felsiques de la Formation de Roman et de grenat et grunérite dans les formations de fer.

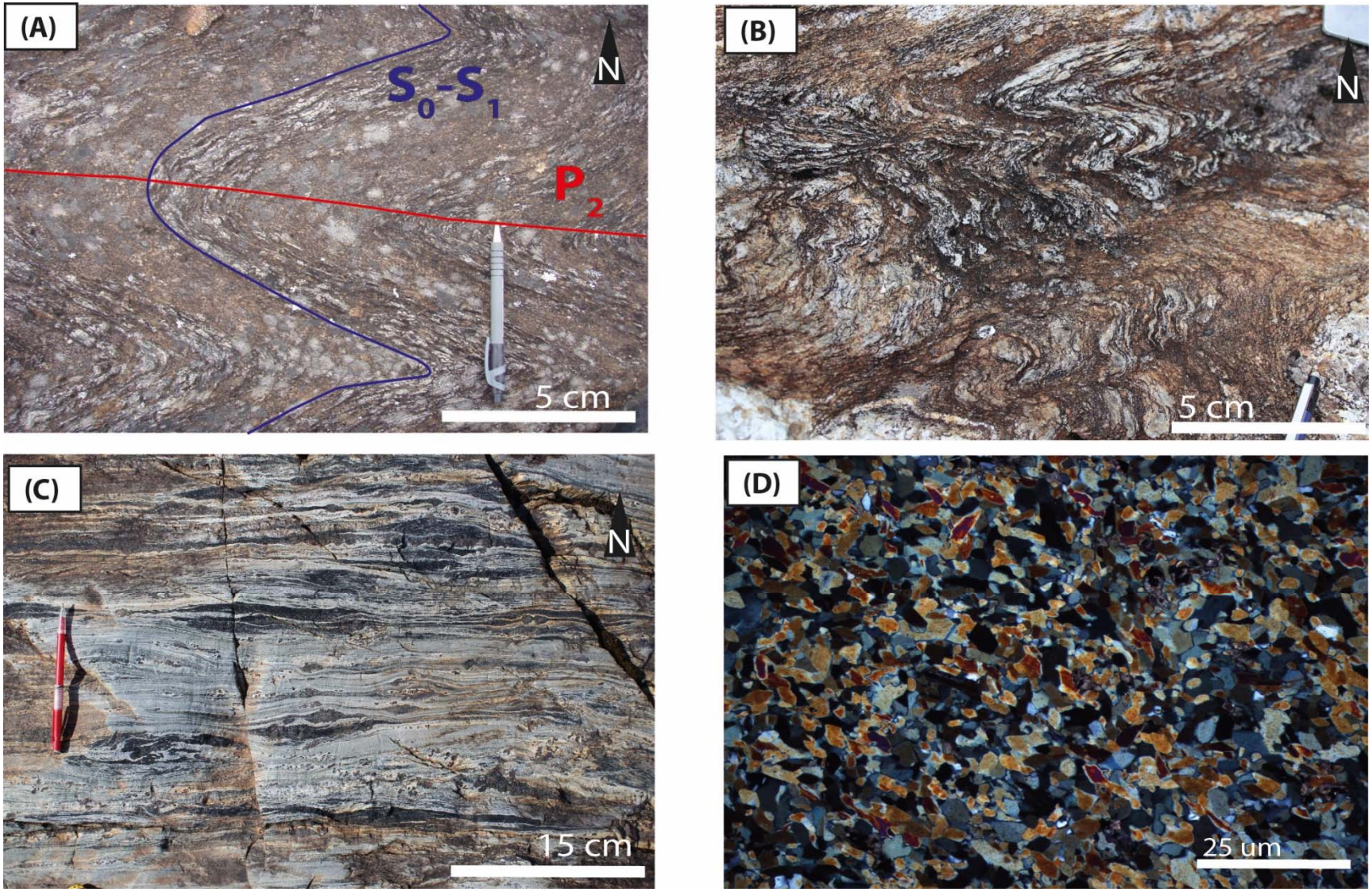



*Figure 6: (A) Paraschiste du Groupe de Bohier présentant la schistosité $S_1$ et la stratification parallèle soulignée par des niveaux riches en porphyroblastes de sillimanite plissés par des plis $P_2$. (B) Porphyroblastes soulignant $S_1$ et plissés par des plis $P_2$; même localité que (B). (C) Protomylonite développée au contact entre le Pluton de l'île Bohier et la Formation de Roman. (D) Hornblende granoblastique dans un basalte de la Formation d'Érasme.*

## 3. Indices minéralisés du secteur de la mine Eastmain

La mine d'or Eastmain a produit 40 Koz d'or à une teneur moyenne de 10,58 g/t entre 1994 et 1995. Les principales zones minéralisées, i.e. les zones A , B et C, ont été attribuées à des veines des quartz syn- à tardi-métamorphiques associées à une zone de cisaillement ductile à ductile-fragile parallèle à la stratification (Couture et Guha, 1990; Couture, 1993). Cependant, les derniers travaux de forage et de cartographie dans le secteur de la mine Eastmain (Frappier-Rivard, 2015; Beauchamp *et al.*, 2018); Marleau *et al.* (2018a, 2018b); (Yassa et Puritch, 2018) ont identifié la présence : 1) de sulfures massifs et d'altérations volcanogènes aurifères aux indices Hillhouse et Susanna, 2) d'un chert minéralisé, de veines et de zones d'altération hydrothermale aurifère à la mine Eastmain et 3) de veines de quartz à Au-Cu à l'indice du Lac Julien. La mine, les terrains et les indices étudiés sont présentement la propriété de Ressources Eastmain inc. Trois indices aurifères ont été sélectionnés pour faire l'étude plus poussée de leurs caractéristiques, c'est-à-dire l'indice Hillhouse, la zone B de l'ancienne mine Eastmain et l'indice Lac Julien (Figure 7).

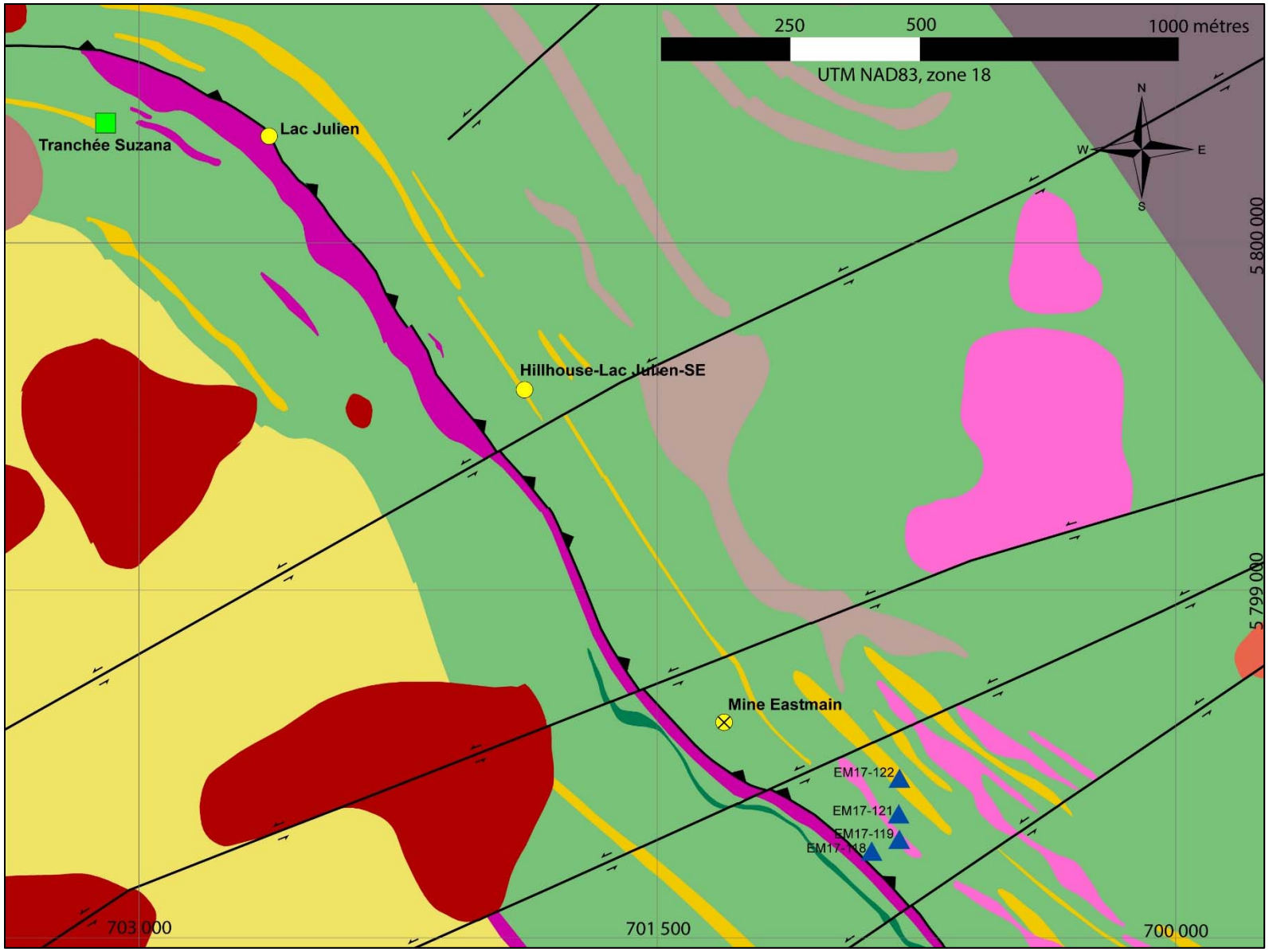



*Figure 7: Carte géologique simplifiée du secteur de la mine Eastmain montrant la position des indices aurifères travaillés et des forages étudiés (triangles bleus). Carte modifiée de Beauchamp et al. (2018). Même légende que la figure 3.*

## 3.1 Indices volcanogènes

### 3.1.1 Indice Hillhouse

L'indice Hillhouse a été découvert en 2015 par la compagnie Eastmain Resources, à environ 1 km au nord-ouest de l'ancienne mine Eastmain, durant une campagne de décapage faite sur des anomalies découvertes par prospection de surface en 1991 (Goettel, 1991) (Figure 8). La tranchée de l'indice Hillhouse montre un horizon minéralisé situé à la base d'un niveau de roche volcanoclastique felsique, au contact avec des roches volcaniques mafiques coussinées (Figure 9A). Bien que l'indice Hillhouse soit constitué d'un horizon sulfuré de faible épaisseur (<1m), celui-ci est particulièrement bien exposé et présente des relations qui permettent d'en établir la chronologie relative par rapport au magmatisme et la déformation. L'horizon minéralisé principal est composé de sulfures massifs à semi-massifs (jusqu'à 50% pyrrhotite et chalcopyrite). On note également la présence de veinules de quartz et sulfures perpendiculaires à la stratigraphie recoupant les basaltes (Figure 9B) et les roches felsiques. Les valeurs aurifères atteignent 55 g/t sur 0.7 m (Frappier-Rivard, 2015). Deux séries de dykes sont également présentes, i.e. une composée de roche felsique porphyrique contenant des sulfures disséminés et l'autre d'une roche intermédiaire porphyrique foliée qui recoupe clairement toutes les autres roches sur le décapage de l'indice Hillhouse, incluant la zone minéralisée. Sous cette zone exposée en surface, le forage EM16-78 rencontre une veine de quartz et sulfures qui est aussi aurifère (12,4 g/t Au).

Dans le toit structural de la zone minéralisée, le basalte coussiné est composé d'un assemblage à hornblende poeciloblastique partiellement remplacée par de la chlorite rétrograde. Il est riche en titanite et contient localement de l'épidote. Les bordures de coussins sont blanchâtres à cause d'une légère altération en albite et en carbonates, mais dans l'ensemble l'unité de basalte ne montre pas d'altération hydrothermale significative. Des

amygdules de quartz millimétriques sont également présentes. Elles sont allongées selon la linéation d'étirement et se concentrent près des bordures supérieures de coussins.

Le niveau de roche volcanoclastique felsique est composé d'un tuf à blocs qui passe graduellement à un tuf à cendre. Les fragments dans le tuf à blocs sont anguleux et majoritairement (95%) constitués de rhyolite porphyrique à quartz et à feldspath. Les fragments de roche mafique de composition basaltique sont présents en plus faible proportion (5%). Certains horizons de tuf sont granoclassés et montrent une polarité inverse vers le SO, identique à celle indiquée dans l'unité de basalte coussiné. L'unité de roche volcanoclastique présente plusieurs morphofaciès qui montrent des compositions minéralogiques semblables. Elle se compose majoritairement de quartz et de feldspath potassique et en plus faible proportion de muscovite et de plagioclase. Les fragments du tuf à bloc ont également une matrice de même composition, mais ceux-ci sont plus riches en feldspath et ils présentent des phénocristaux de quartz. Le long de petites fractures, les feldspaths sont séricitisés. Les analyses géochimiques des roches felsiques de la tranchée révèlent une affinité calco-alcaline qui diffère du reste des échantillons de la Formation d'Érasme, majoritairement tholéiitique à transitionnelle.

La matrice de la partie basale du tuf à bloc présente une altération importante. L'intensité de l'altération est définie par la quantité de biotite et d'amphibole documentée dans la matrice (Figure 9C). L'altération est très intense en bordure de la lentille de sulfures massifs et elle disparaît progressivement dans l'horizon de tuf à environ 3 mètres de la lentille. Cette zone d'altération est composée de biotite, muscovite, carbonate et de plus petites quantités de ferro-hornblende, de sulfures, de titanite et d'ilménite. Les feldspaths présents dans les fragments sont complètement séricitisés. Les sulfures dans la matrice sont constitués de pyrrhotite très étirée et fracturée, sur laquelle se superposent des porphyroblastes de pyrite automorphe. Des quantités mineures de chalcopyrite et de sphalérite sont aussi présentes dans l'assemblage sulfuré. Les analyses effectuées au MEB ont révélé la présence de bismutinite

en association avec de très petits grains d'or (10 à 20 microns). L'enveloppe d'altération présente des valeurs pouvant aller jusqu'à 2 ppm d'or.

La zone de sulfures massifs à semi-massifs contient surtout de la pyrrhotite et moins de 1-2% de chalcopyrite et de sphalérite disséminées. L'or n'y a pas été identifié durant notre étude minéralogique.

Les dykes felsiques porphyriques sont constitués de phénocristaux de quartz et de feldspath millimétriques (jusqu'à 5% de la roche). La matrice de ces dykes est composée de quartz et de feldspath partiellement séricitisé à grain très fin et contient des amas de biotite. Dans la partie nord de la tranchée, un dyke porphyrique montre une minéralisation sulfurée non aurifère constituée de pyrrhotite et de chalcopyrite disséminées. Le dyke coupe la zone minéralisée.

Le dyke intermédiaire porphyrique a une matrice riche en quartz, biotite et feldspath et contient des phénocristaux de plagioclase millimétriques qui sont faiblement séricitisés. Un sill aphanitique d'une épaisseur d'environ 50 centimètres et de composition mafique se retrouve dans la partie ouest de l'affleurement. On note également la présence d'un dyke mafique à phénocristaux de pyroxène qui coupe la zone minéralisée.

### 3.1.2 Indice Suzanna

L'indice Suzanna est une tranchée exposant une série de basaltes coussinés (Frappier-Rivard, 2015; Beauchamp *et al.*, 2018; Marleau *et al.*, 2018b). Les basaltes sont fortement altérés (Figure 9D). L'assemblage minéralogique de l'intérieur des coussins est composé de quartz, albite, biotite et muscovite. Les bordures de coussins sont riches en biotite et en porphyroblastes de cordiérite et de fuschite. Cet assemblage minéralogique suggère une altération magnésienne, potassique et siliceuse. On remarque également des sulfures disséminés et en veinule formant un stockwerk. Ils sont principalement composés de

pyrrhotite. Certaines rainures ont retourné des valeurs aurifères pouvant atteindre 5,1 g/t sur 1 mètre.

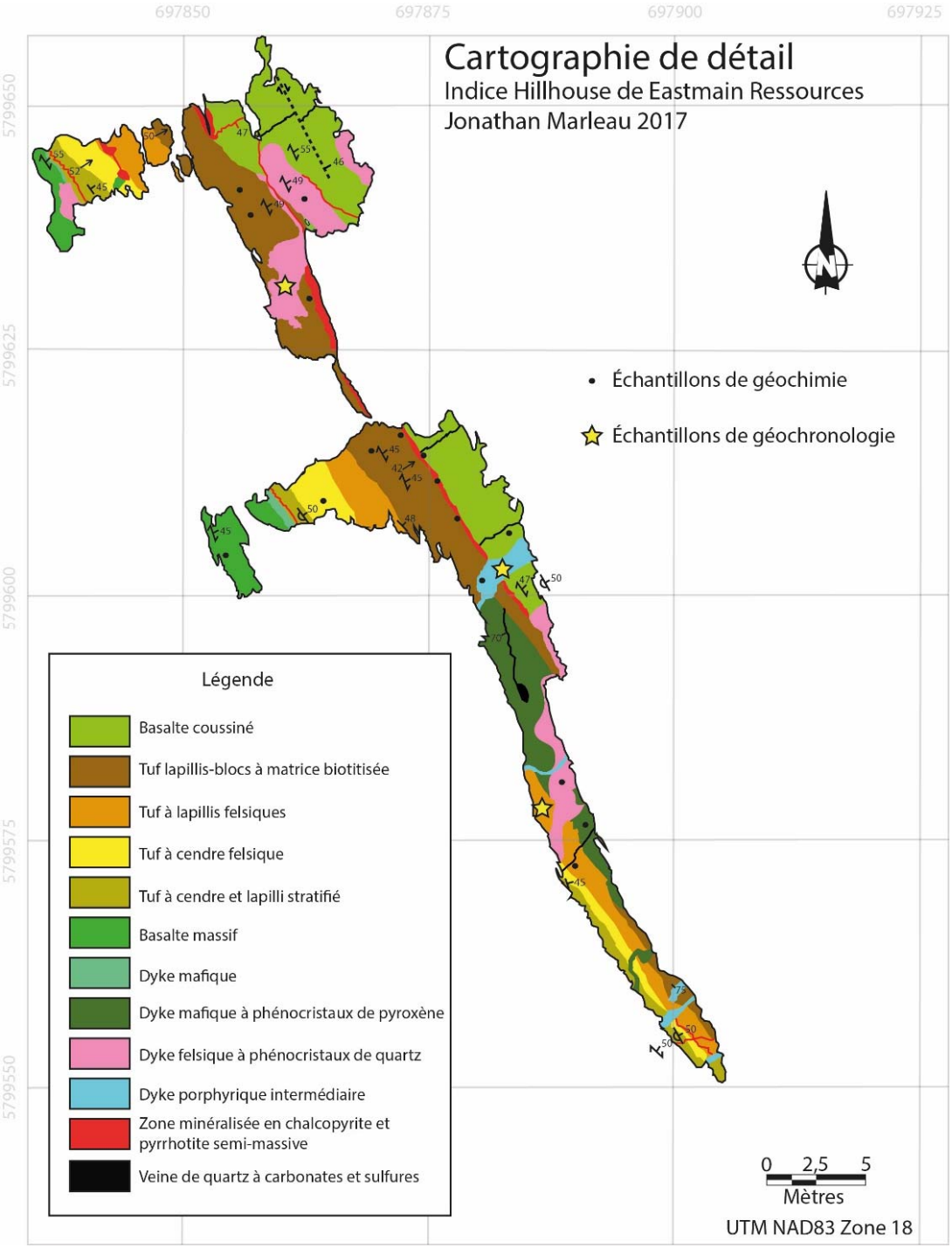



Figure 8: Carte géologique détaillée de la tranchée Hillhouse.

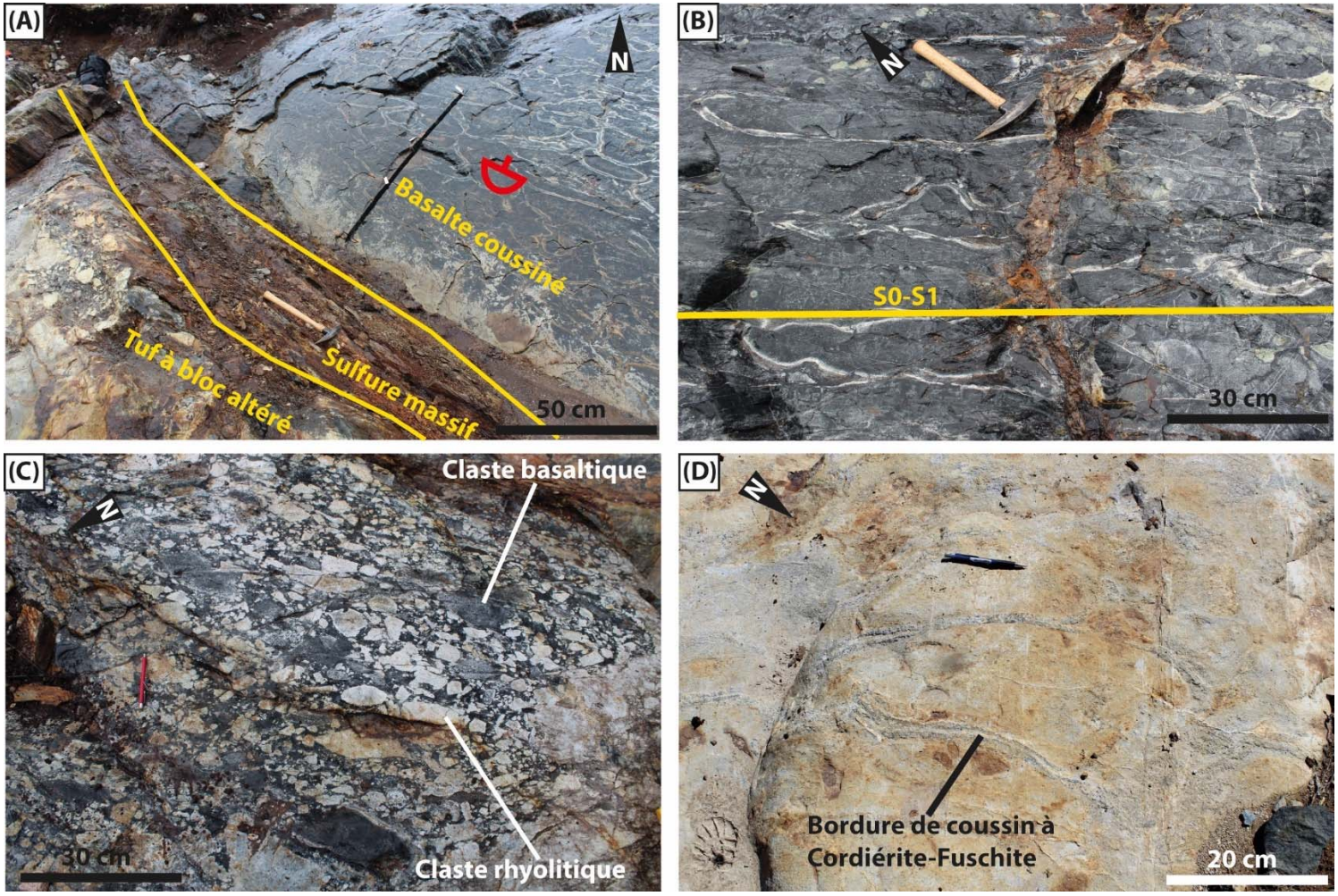



*Figure 9 : (A) Zone minéralisée de l'indice Hillhouse au contact entre un basalte coussiné montrant une polarité inverse (symbole rouge) et un tuf à bloc rhyolitique. (B) Veine de quartz et de sulfure légèrement plissée et rouillée coupant perpendiculairement la $S_0$-$S_1$. (C) Tuf à bloc rhyolitique et basaltique avec une matrice altérée en biotite-amphibole-sulfures. (D) Basalte coussiné de la tranchée Suzanna fortement altéré en quartz-biotite. Les bordures du coussin sont riches en porphyroblastes de cordiérite.*

## 3.2 Indice Zone B

Le gîte aurifère de la mine Eastmain est constitué de trois zones minéralisées: Zone A, Zone B et Zone C. Les travaux antérieurs de Couture (1993) ont été majoritairement faits sur la Zone A, puisque c'est dans cette zone que l'exploitation a eu lieu. Les forages historiques n'ont pour la plupart pas été conservés, mais des travaux de forages récents par Eastmain Resources (Yassa et Puritch, 2018) ont permis d'échantillonner la zone minéralisée principale et les roches encaissantes de la Zone B.

La Zone B est comprise dans un horizon stratigraphique volcanosédimentaire fortement cisaillé. Le toit de la zone minéralisée est composé de basalte massif à coussiné à hornblende, plagioclase et titanite comportant localement des zones de brèche volcanique minéralisée en chalcopyrite, pyrite et pyrrhotite sur des intervalles métriques. L'horizon minéralisé principal (> 1 g/t) (Figure 10) est contenu dans un chert impur massif à finement laminé et recristallisé (Figure 11A). Le chert contient un assemblage à pyrrhotite-grunérite-grenat (spessartine) ± magnétite et a jusqu'à 6 mètres de puissance (Figure 11B-C). La variation d'épaisseur du chert est probablement associée à la déformation intense. Des intervalles de sulfures massifs à pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite montrant une texture durchbewegung sont intercalés dans le chert. Des roches volcaniques felsiques se retrouvent dans le mur stratigraphique du chert et elles sont fortement foliées et altérées en quartz-séricite-grenat. Dans l'ensemble, la présence d'or est extrêmement aléatoire d'un échantillon à l'autre et bien que les teneurs aurifères soient élevées dans certains d'entre eux, les grains d'or sont rarement visibles au microscope polarisant.

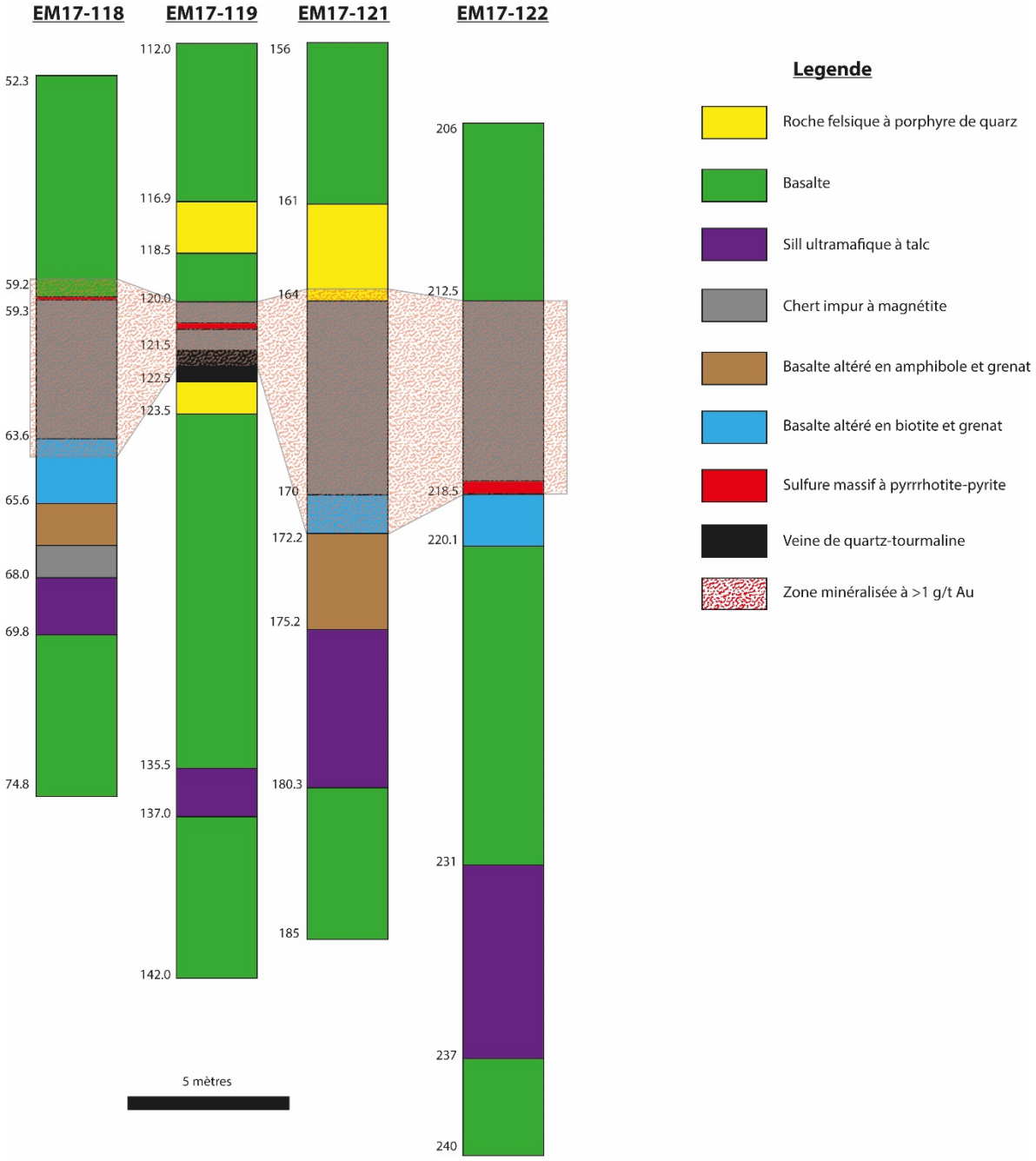



*Figure 10: Section des forages EM17-118, EM17-119, EM17-121, EM17-122, dans la zone minéralisée montrant le caractère stratoïde de l'enveloppe aurifère liée à la présence du chert impur.*

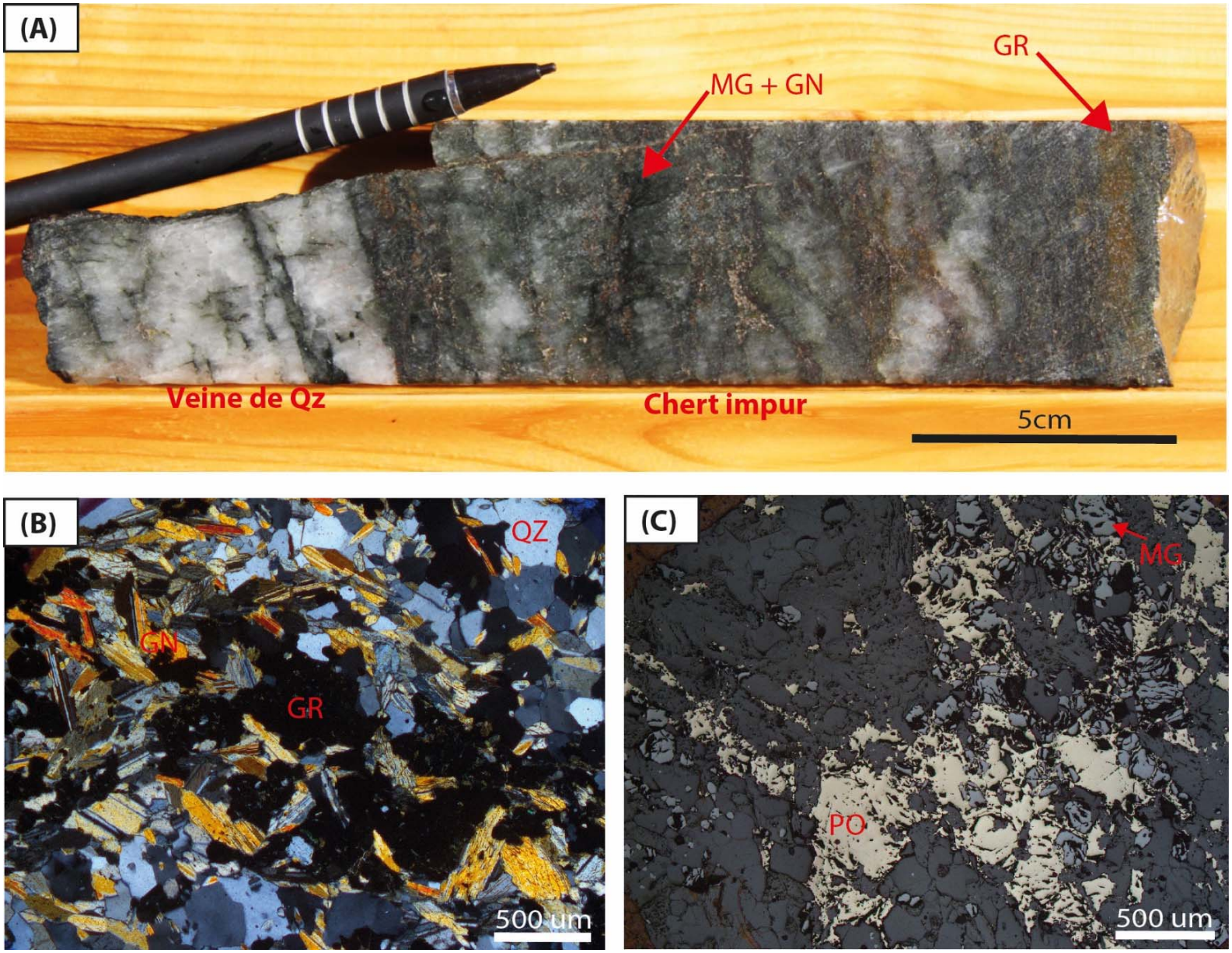
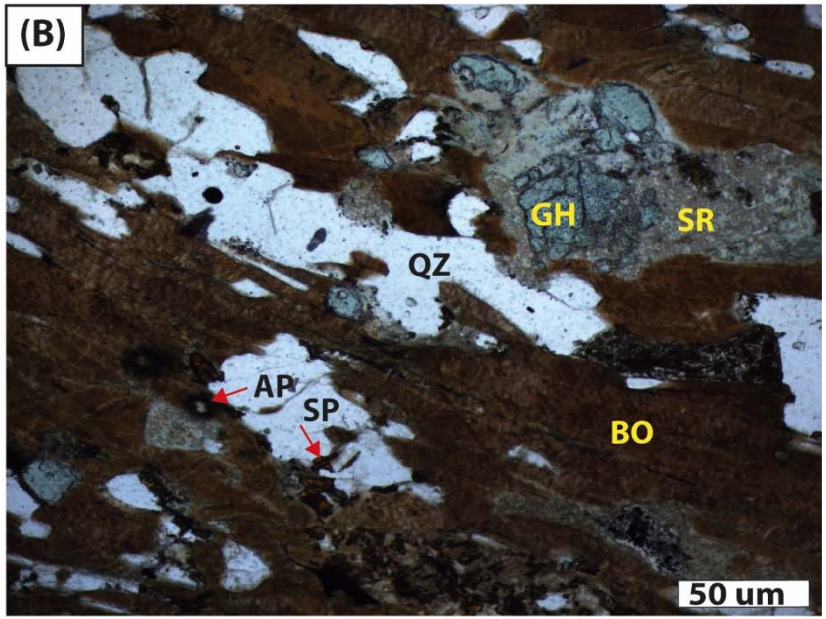



*Figure 11: (A) Carotte de forage montrant le chert à quartz, grunérite, grenat, magnétite et sulfures disséminés recoupé par une veine de quartz. (B) Photo lame mince de l'horizon de chert où l'on peut voir la grunérite, le grenat et le quartz. Lumière transmise. (C) Photo de lame mince montrant l'assemblage à pyrrhotite et magnétite dans le chert. Lumière réfléchie. Qz = Quartz GN = Grunérite GR = Grenat PO = Pyrrhotite.*

Une roche à quartz-biotite-spessartine-sphalérite-gahnite se retrouve systématiquement dans le toit stratigraphique (mur structural) immédiat du chert (Figure 12A), sur des intervalles variant de 1,5 à 2 m. La gahnite est de couleur bleutée et se présente sous forme disséminée souvent en association avec le grenat (Figure 12B). Cette roche contient entre 0,10 et 0,62 % Zn et 0,55 et 0,87 g/t Au. Malgré la faible quantité d'or en analyse, l'or natif peut localement y être abondant (Figure 12C). Cette roche montre des teneurs élevées en MnO (0,317% à 1,378%) par rapport aux roches volcaniques mafiques de la Formation d'Érasme (MnO = 0,13% à 0,27%). La composition minéralogique et géochimique de la roche suggère que sa composition primaire a été modifiée due à une altération hydrothermale. Ceci est également appuyé par le fait que le rapport $Zr/TiO_2$ de ces échantillons correspond à celui des roches basaltiques tholéiitiques de la Formation d'Érasme (Figure 13), qui pourraient ainsi représenter un précurseur approprié. La méthode de l'isocon de Grant (1986, 2005) a été appliquée afin de quantifier les changements géochimiques associés avec la formation de cet assemblage à quartz-biotite-spessartine-sphalérite-gahnite. La composition médiane des basaltes tholéiitiques a été utilisée afin de déterminer celle d'un précurseur représentatif, alors que l'$Al_2O_3$, le Zr et le $TiO_2$ ont été utilisés pour tracer l'isocon. Il en résulte que cet assemblage est associé à un important gain en manganèse, silice, potassium et moindre en fer. Le sodium et le calcium sont lessivés (Figure 14).

Une roche ultramafique à talc-amphibole et magnétite est systématiquement présente dans le toit stratigraphique (mur structural) du chert. Cette unité était utilisée comme marqueur afin de limiter l'horizon stratigraphique favorable durant les travaux d'exploration et de développement de la mine.



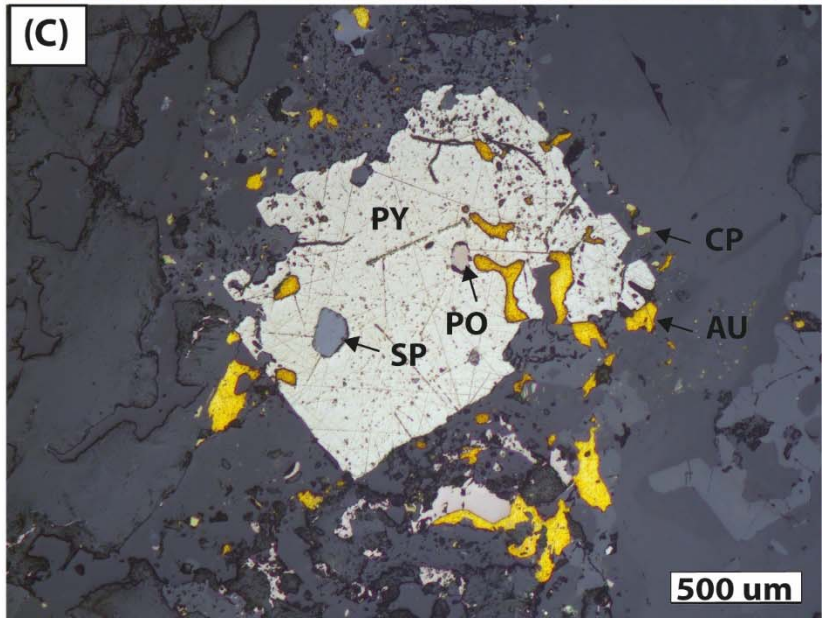




*Figure 12: (A) Basalte altéré riche en biotite et grenat dans le forage EM17-118 à 65 mètres. On remarque la présence de tâches bleues qui sont de la gahnite. (B) Photo d'une lame mince du même échantillon où l'on peut voir l'association de biotite et sphalérite avec des traces de gahnite, séricite et apatite. Lumière transmise. (C) Photo de lame mine de l'échantillon EM17-118 65 montrant une pyrite automorphe et des grains d'or qui lui sont associés en inclusion ou en son pourtour. Lumière réfléchie. AP = Apatite AU = Or BO = Biotite CP = Chalcopyrite GH = Gahnite Gr = Grenat QZ = Quartz PO = Pyrrhotite PY = Pyrite SP = Sphalérite SR = Séricite*

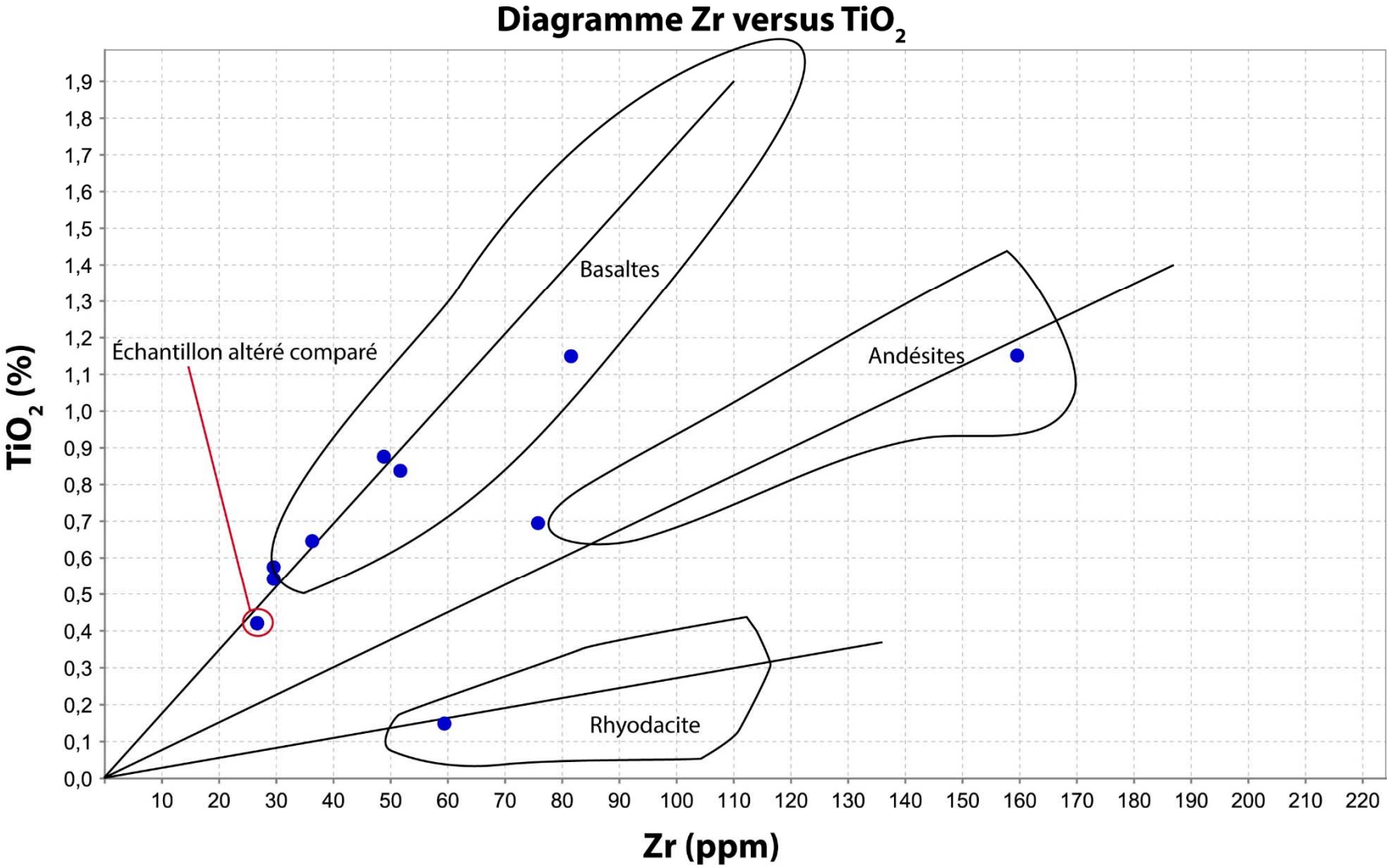



*Figure 13 : Diagramme Zr-$TiO_2$ montrant la trace de la composition des roches volcaniques de la Formation d'Érasme. Les points bleus correspondent à des échantillons présentant l'assemblage minéralogique à biotite-grenat.*

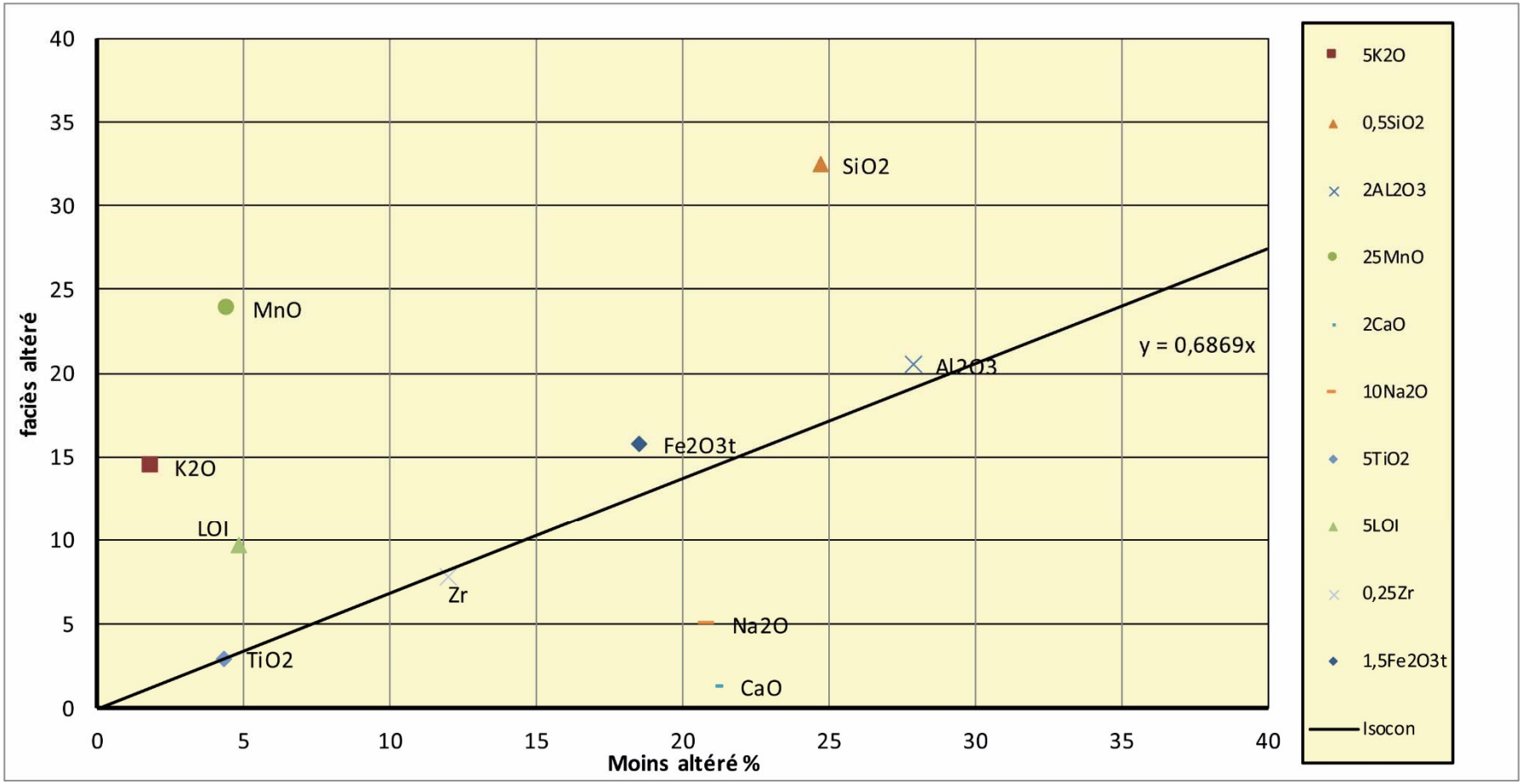



*Figure 14: Bilan de masse de l'échantillon altéré 17EM-118_66,5 versus le précurseur de basalte tholéiitique.*

Le chert est coupé par des veines de quartz ± tourmaline qui sont elles aussi aurifères. Les veines de quartz ± tourmaline sont peu abondantes dans les roches volcaniques de la Formation d'Érasme en général. Lorsqu'on les retrouve à l'extérieur de la zone minéralisée, elles ne sont pas aurifères. Elles sont développées sous la forme de veines d'extension et de veines de cisaillement, préférentiellement dans les unités compétentes (e.g. dykes felsiques) et font généralement moins de 50 cm d'épaisseur.

La zone B correspond à une zone de cisaillement et de chevauchement importante dans le secteur de la mine Eastmain (Couture et Guha, 1990). Le fort contraste rhéologique entre le chert, les roches volcaniques et les roches ultramafiques peut expliquer la concentration de la déformation à ce niveau stratigraphique. Les enveloppes aurifères sub-parallèles à la linéation d'étirement et plongent à 45 degrés vers le nord-est (Couture, 1993).

La méthode de Hutchison et Scott (1980) a été utilisée pour calculer la pression de recristallisation des sulfures à partir de l'équilibre FeS entre des grains de sphalérite inclus dans des porphyroblastes de pyrite. Le calcul de pression est fait à partir de la formule :

$P = 42.3 - 32.1 * \log \%molaire\ FeS$ (Hutchison et Scott, 1980).

La concentration molaire de FeS est stable et varie de 16,17 à 17,60 % FeS. Le Tableau 1 présente les valeurs de FeS calculées ainsi que la pression dérivant de cette mesure. Pour ces grains de sphalérite, la pression de recristallisation médiane est donc estimée à 3,07 ± 0,32 kbar. Cette pression est en accord avec la pression déterminée par Couture (1993) sur les couples grenat-biotite, grenat-hornblende et ilménite-grenat.

L'arsénopyrite étant localement présente dans les zones minéralisées. La méthode de Sharp *et al.* (1985) a été testée afin de déterminer sa température de cristallisation à partir de sa concentration en arsenic. Toutefois, les concentrations en cobalt et/ou nickel excèdent la teneur maximale acceptable (0,2 %) pour le calcul de température.

| Numéro d'analyse | S (%molaire) | Fe (%molaire) | FeS (%molaire) | Pression (kbar) |
|---|---|---|---|---|
| 18JM01 1 | 33,14 | 7,61 | 16,93 | 2,86 |
| 18JM01 36 | 32,99 | 8,75 | 17,60 | 2,32 |
| 18JM02B 12 | 32,37 | 6,82 | 16,14 | 3,52 |
| EM18-17A 4 | 32,62 | 7,62 | 16,74 | 3,01 |
| 18JM01 32 | 33,01 | 7,91 | 17,07 | 2,74 |
| 18JM02B 13 | 32,58 | 6,37 | 15,93 | 3,71 |
| 18JM01 16 | 33,13 | 6,96 | 16,51 | 3,21 |
| 18JM04 8 | 32,87 | 7,63 | 16,84 | 2,93 |
| 18JM01 22 | 32,90 | 7,72 | 16,91 | 2,87 |
| 18JM01 24 | 32,94 | 7,97 | 17,08 | 2,73 |
| 18JM01 4 | 32,76 | 7,11 | 16,47 | 3,24 |
| 65(2) 5 | 32,62 | 6,71 | 16,17 | 3,50 |
| 18JM01 12 | 33,11 | 7,13 | 16,61 | 3,12 |
| 18JM01 34 | 33,02 | 7,22 | 16,64 | 3,10 |
| 18JM01 31 | 32,87 | 7,29 | 16,63 | 3,11 |
| 18JM01 37 | 32,88 | 7,37 | 16,68 | 3,07 |
| 18JM01 5 | 33,17 | 7,08 | 16,60 | 3,13 |
| 18JM01 13 | 32,74 | 7,15 | 16,49 | 3,23 |
| 18JM04 5 | 33,09 | 7,57 | 16,89 | 2,90 |
| Moyenne | 32,88 | 7,37 | 16,68 | 3,07 |
| Écart-type | 0,21 | 0,52 | 0,38 | 0,32 |

*Tableau 1 : Valeur de FeS pour les sphalérites analysées à la microsonde et les résultats du calcul de pression.*

## 3.3 Lac Julien

La zone minéralisée Lac Julien est située environ 3 km au NO de la mine Eastmain. Cette tranchée montre des basaltes fortement déformés, massifs et localement coussinés. On y observe également une veine de quartz fumé à pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite coupant la stratification et la foliation principale $S_1$ (Figure 15). Cette veine a une orientation vers le nord-est et elle est subverticale. Les épontes montrent localement une forte schistosité parallèle à la veine. Ces épontes sont altérées sur environ 50 centimètres de part et d'autre de la veine et elles se composent d'actinote, de biotite, de pyrrhotite et de pyrite. La veine peut être suivie sur environ 200 mètres avec une épaisseur moyenne de 1 mètre et des valeurs pouvant atteindre 6,2 g/t Au sur 1m. Des stries subhorizontales sont localement documentées et suggèrent un mouvement décrochant durant la formation de la veine. D'autres veines aurifères de même composition son documentées dans le secteur et son intimement associées à des failles ductiles-fragiles à fragiles, localement marquées par la présence de gouge. La foliation $S_1$ est localement crénulée par la schistosité associée aux veines. Ce style de minéralisation contraste avec celui observé à la mine Eastmain.

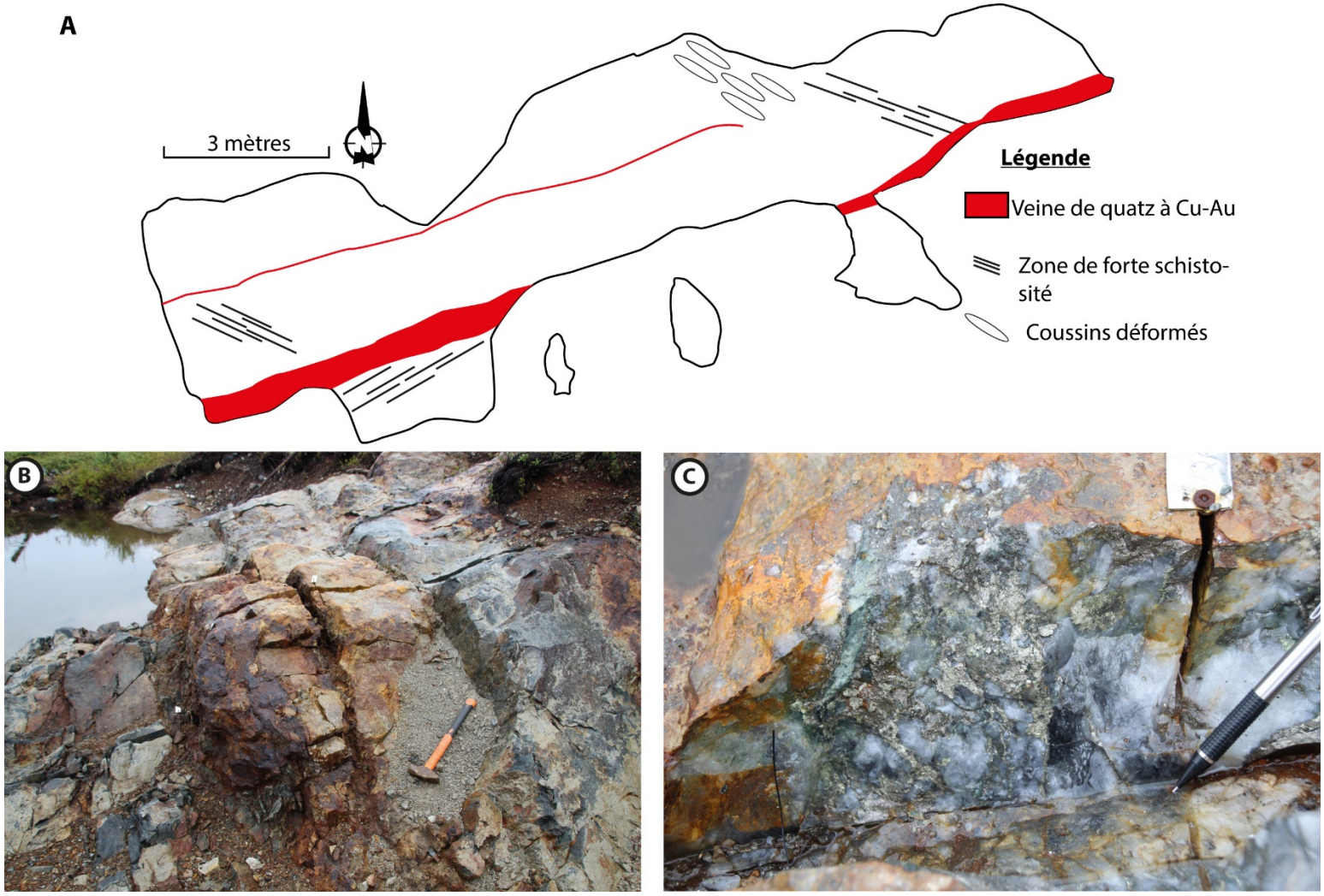



*Figure 15: (A) Carte schématique de l'affleurement 18EM17 montrant une partie de la veine minéralisée de l'indice Lac Julien. (B) Photo de l'affleurement 18EM17 montrant la veine minéralisée et les basaltes encaissants. (C) Photographie de la veine montrant le détail minéralogique.*

## 4. Discussion

Les travaux de cartographie régionale (Beauchamp *et al.*, 2018) ainsi que les résultats de cette étude ont permis de mieux définir la stratigraphie de la CRVHE. Le Groupe de René a été divisé en quatre formations dont trois ont un âge isotopique ou relatif. De la base au somment, la Formation d'Érasme (2800 Ma ± 6) est surmontée par la Formation de Roman (2770 Ma ± 3) et finalement la Formation de Clément (<2770 Ma). Le Groupe de Bohier est plus jeune (<2712 ± 6 et <2763 ± 3 Ma) et représente le sommet de la séquence stratigraphique de la CRVHE. L'hypothèse de Boldy *et al.* (1984), selon laquelle la CRVHE représente une séquence homoclinale déversée vers le sud-ouest, est ici vérifiée.

Dans la branche sud de la ceinture, le métamorphisme régional correspond au faciès des amphibolites (zone à sillimanite) et est associé à la déformation $D_1$. Le contact entre la CRVHE et la Sous-province d'Opinaca à l'est correspond à une importante discontinuité entre la signature magnétique des faciès migmatitiques du Complexe de Laguiche à l'ouest et celle des roches métamorphiques de la CRVHE à l'est. Ce contact est interprétée comme un chevauchement (Beauchamp *et al.*, 2018). Les travaux de cartographie dans cette zone de contact n'ont pu démontrer la présence d'un gradient métamorphique ou de déformation. Toutefois, une étude de pétrologie métamorphique et de géochronologie thématique est ici suggérée afin de quantifier les températures et pressions associées aux déformations $D_1$ et $D_2$, et pour dater les principaux incréments métamorphiques. La caractérisation de cette importante zone de contact pourrait potentiellement permettre de préciser sa nature et ses limites, et de définir les processus de juxtaposition des sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca.

Un autre point à soulever sur la stratigraphie de la zone sud est la nature des contacts entre les unités stratigraphiques, puisque ceux-ci ne sont pas exposés. Ils peuvent être concordants, discordants ou correspondre à une faille. Le contact entre les formations d'Érasme et de

Roman dans le domaine sud est celui pour lequel nous avons le plus d'information en raison de la géochronologie U-Pb. On retrouve des dykes felsiques aphanitiques à porphyres de quartz qui recoupent la Formation d'Érasme (~2800 Ma) et qui ont le même âge (~ 2771 Ma) et une même signature géochimique que les roches felsiques de la Formation de Roman (~2770 Ma). Ces relations indiquent que les dykes felsiques alimentaient probablement les coulées felsiques de la Formation de Roman et que le contact entre les deux formations était initialement de nature stratigraphique. Toutefois, la différence d'âge de plus de 30 Ma entre les deux échantillons de géochronologie, distants de moins de 5 kilomètres, pourrait suggérer la présence d'une faille entre ces deux formations, ce qui est cohérent avec la nature discontinue de la Formation de Roman. La présence de failles de chevauchement est particulièrement bien documentée à la mine Eastmain par Couture (1993) et la répétition de telles structures est commune dans les roches vertes archéennes (Fossen, 2016). De plus, le contraste rhéologique important entre les roches mafiques à ultramafiques et felsiques des formations d'Érasme et de Roman est favorable au développement d'une telle faille.

Les trois types de minéralisation observés aux indices Hillhouse, Zone B et Lac Julien se situent tous dans la Formation d'Érasme, mais présentent des associations lithologiques et des origines différentes. Tel que discuté par Beauchamp *et al.* (2018) et Marleau *et al.* (2018b), plusieurs évidences suggèrent la présence d'un système hydrothermal volcanogène aurifère développé dans la Formation d'Érasme. Plusieurs indices tendent à démontrer cette hypothèse.

Premièrement, à l'indice Hillhouse, la minéralisation aurifère est surtout contenue dans un niveau de sulfures massifs stratiforme mais discontinu, au contact entre un basalte coussiné et une roche volcanoclastique felsique. La présence d'une zone aurifère associée à une altération hydrothermale à biotite, ferro-hornblende et carbonate dans le toit stratigraphique (mur structural) de l'horizon sulfuré suggère qu'une partie des zones aurifères ont été formées par remplacement suite à la circulation de fluides hydrothermaux dans la roche

volcanoclastique. Sans toutefois présenter des évidences claires de remplacement des roches volcaniques par les sulfures massifs, cette hypothèse peut également être appliquée pour la formation de la lentille sulfurée principale, ce qui est cohérent avec sa nature discontinue. Des veines de quartz-sulfures subverticales et perpendiculaires à la stratification coupent l'ensemble des roches felsiques et mafiques de l'indice Hillhouse et elles sont plissotées, indiquant qu'elles sont antérieures à la déformation et que le système hydrothermal a perduré après de dépôt des roches volcanoclastiques. De plus, deux dykes déformés, un felsique et un intermédiaire, coupent la lentille minéralisée et ils ne contiennent pas d'or, ce qui suggère que la minéralisation sulfurée de l'indice Hillhouse est antérieure à la fin du magmatisme et au premier épisode de déformation. Même si des veines de quartz ± or déformées sont localement développées, leur volume est relativement peu important et elles ne sont pas spatialement associées à l'altération hydrothermale aurifère. Ces veines sont principalement aurifères à proximité des sulfures massifs et sont probablement associées à la remobilisation locale de l'or volcanogène.

L'indice Suzana (Frappier-Rivard, 2015; Marleau *et al.*, 2018b) est situé approximativement 350 m dans le toit de l'horizon stratigraphique hôte de l'indice Hillhouse, mais ces deux sites montrent des altérations hydrothermales contrastées, suggérant qu'ils ont été formés à partir de fluides différents. L'assemblage minéralogique à cordiérite-biotite-fuschite de l'indice Suzanna et son association avec des sulfures disséminés et en stockwerk, sont typiques des zones d'altération hydrothermale magnésienne et alumineuse qui caractérisent les pipes d'altération hydrothermale métamorphisées des amas sulfurés volcanogènes (Corriveau et Spry, 2013). Cet indice présente des valeurs aurifères allant jusqu'à 5,33 g/t Au sur 1,5 mètres (Yassa et Puritch, 2018) et il souligne l'importance de l'altération hydrothermale aurifère dans la Formation d'Érasme. Ce type d'altération pourrait aussi indiquer la proximité d'une faille ou d'une zone de fracture synvolcanique permettant la circulation hydrothermale, et possiblement d'une lentille sulfurée à l'ouest, plus haut dans la stratigraphie du Groupe de René.

La Zone B représente la principale zone minéralisée de l'ancienne mine Eastmain. Elle est stratoïde et développée dans un horizon volcanosédimentaire fortement déformé et affecté par une zone de cisaillement inverse ductile-fragile $D_1$ (Couture et Guha, 1990). Deux principales hypothèses ont été suggérées afin d'expliquer la présence de zones siliceuses et sulfurées aurifères parallèles à la stratification et à la foliation $S_1$. Boldy *et al.* (1984) proposent une origine volcanogène et interprètent les zones siliceuses comme un chert, alors que Couture (1993) suggère plutôt une phase principale de minéralisation épigénétique filonienne. Nos travaux démontrent que la Zone B est développée dans un horizon de chert impur recristallisé. Les textures et la minéralogie de cette unité, notamment la présence de magnétite disséminée et en lamines, de grunérite et de grenat, sont caractéristiques des assemblages minéralogiques retrouvés dans les cherts et les formations de fer archéennes de type Algoma (Gross, 2009).

Le chert de la zone B est associé à la présence de rhyolite altérée en grenat-quartz-séricite. Il souligne un événement de sédimentation chimique, possiblement lié à une pause dans le volcanisme et qui peut être lié à des zones exhalatives sous-marines (Franklin (1981); Slack (2012); Hollis *et al.* (2015)). La minéralogie, la géochimie et les bilans de masse calculés pour les roches à biotite-grenat-quartz-gahnite présentes dans le toit stratigraphique du chert, suggèrent qu'elles sont en partie dérivées de l'altération des basaltes tholéiitiques de la Formation d'Érasme et liées à un épisode d'hydrothermalisme postérieur à la sédimentation. Ces roches altérées présentent un important gain en manganèse, silice, potassium et modéré en fer. Le sodium et le calcium sont lessivés. Ce type d'assemblage souligne un important métasomatisme et il est caractéristique de certaines zones d'altérations hydrothermales métamorphisées des amas sulfurés volcanogènes (Corriveau et Spry, 2013). La texture durchbewegung qui caractérise les horizons de sulfures massifs de la Zone B indique une intense déformation et une certaine remobilisation des sulfures. Ces horizons sulfurés sont intimement liés au chert et ils sont interprétés comme étant d'origine exhalative.

Bien que les exhalites, les formations de fer et les cherts peuvent présenter des anomalies aurifères de l'ordre du ppb au ppm (Hannington *et al.*, 1986; Crocket, 1993), les teneurs élevées qui caractérisent certains gisements d'or développés dans les formations de fer ou cherts, comme celui de la mine Eastmain, sont liés à des processus épigénétiques (Phillips *et al.*, 1984; Saager *et al.*, 1987; Janvier *et al.*, 2015; Oswald *et al.*, 2015; Lawley *et al.*, 2016; Valette *et al.*, 2019). En raison de la présence de veines de quartz-tourmaline aurifères, de plis d'entraînement, de zones de cisaillement ductiles-fragiles, de boudinage et de l'association des zones à haute teneur avec le chert à magnétite riche en sulfures, l'enrichissement aurifère de l'horizon de chert est ici interprété comme un phénomène épigénétique contemporain de la déformation $D_1$. La superposition de cet hydrothermalisme syndéformation sur une minéralisation aurifère synvolcanique, a certainement contribué à créer une zone favorable pour le développement d'un gîte aurifère d'intérêt économique.

Finalement, l'indice Lac Julien correspond à des filons remplissant des failles qui coupent la foliation $S_1$ et qui sont interprétés comme étant syn-$D_2$ (Marleau *et al.*, 2018a; Yassa et Puritch, 2018), donc postérieurs à la formation des zones aurifères de la Zone B et de l'indice Hillhouse. Ces veines correspondent à une phase de minéralisation filonienne à Au-Cu relativement tardive, ce qui permet d'écarter une origine synvolcanique pour leur formation. Un simple événement de remobilisation de l'or volcanogène n'est pas envisagé dans ce cas-ci, puisque les veines à Au-Cu ne sont pas spatialement associées à des zones de sulfures massifs, de stockwork ou de zones de sulfures disséminés aurifères syn-volcaniques. L'origine de ces filons demeure méconnue, mais leur association avec des failles que nous associons à la déformation régionale $D_2$, met en évidence le potentiel minéral de ces structures dans les autres domaines structuraux de la CRVHE.

## 5. Conclusion

Les travaux réalisés au cours de cette étude ont permis de répondre aux deux principales problématiques de recherche. La compréhension plus détaillée de la stratigraphie et des indices minéralisés permet de souligner la présence d'un système hydrothermal volcanogène aurifère contemporain de la Formation d'Érasme. La branche sud de la CRVHE s'avère être homoclinale conformément à l'hypothèse de Boldy *et al.* (1984) et Beauchamp *et al.* (2018). Deuxièmement, la documentation des différents indices aurifères du secteur de la mine Eastmain a permis d'identifier une minéralisation associée à des sulfures massifs, une seconde à un chert impur et une dernière à des veines de quartz à Au-Cu. Finalement, une chronologie relative des événements minéralisateurs aurifères à partir du volcanisme a été proposée. Les sulfures massifs et les altérations hydrothermales associées sont directement liés aux processus volcaniques et auraient un âge entre 2800 et 2770 Ma. La présence de hautes teneurs aurifères dans le chert suggère que celui-ci aurait été enrichi de façon épigénique par des processus hydrothermaux contemporains du métamorphisme associé à la phase de déformation $D_1$. Une zone d'altération hydrothermale aurifère à quartz-biotite-grenat-gahnite riche en MnO est intimement associée au chert. Les travaux préliminaires sur cette zone d'altération suggèrent qu'elle pourrait être liée au système hydrothermal volcanogène développé dans la Formation d'Érasme et possiblement à une concentration d'or syngénétique dans le chert et les zones de sulfures massifs associés. Le dernier événement aurifère à survenir dans le secteur de la mine Eastmain est la formation de veine de quartz (Au-Cu) d'orientation parallèle à la $D_2$.

Ce rapport préliminaire démontre le potentiel minéral du Groupe de René, en particulier de la Formation d'Érasme, notamment pour la découverte de sulfures massifs aurifères ou de métaux usuels. Les niveaux de chert à grunérite-grenat magnétite et de formation de fer peuvent marquer des horizons stratigraphiques favorables pour ce style de minéralisation et représenter des pièges géochimiques et structuraux pour l'or épigénétique.

## Références


Bandyarera, D., Rhéaume, P., Maurice, C., Bédard, E., Marfin, S.-J. et Sawyer, E. W. (2010). *Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James.* RG 2010-02. Québec : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.

Beauchamp, A.-M. et Massei, F. (2018, 20 Novembre). *Géologie et Potentiel Minéral de la Région du Lac Cadieux, Sous-Province d'Opatica et d'Opinaca, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada* : Ministère des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/lac-cadieux/

Beauchamp, A.-M., Massei, F. et Daoudene, Y. (2018, 27 Juin). *Géologie de la région de l'île Bohier, au contact entre les sous-provinces d'Opatica, d'Opinaca et le Bassin d'Otish, au nord de Mistissini, Municipalité Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada* BG 2018-02. : Ministère des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/ile-bohier/

Boldy, J., Drouin, M., Hilgendorf, C., Davidson, D., Boniwell, J. et Gingerich, J. (1984). Case history of a gold discovery Eastmain River area, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special*, *34*, 441-456.

Card et Poulsen. (1998). Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. Dans S. Lucas et M. R. St-Onge (dir.), *Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America* (vol. 7, chap. 2, p. 15-232). Ottawa : Geological Survey of Canada.

Chown, E. et Caty, J. (1973). Stratigraphy, petrography and paleocurrent analysis of the Aphebian clastic formations of the Mistassini-Otish Basin. *Huronian stratigraphy and sedimentation. Edited by GM Young. Geological Association of Canada, Special Paper*, *12*, 51-71.

Corriveau, L. et Spry, P. G. (2013). Metamorphosed hydrothermal ore deposits. Dans S. D. Scott (dir.), *Treatise on Geochemistry* (vol. 13, chap. 7, p. 175). Elsevier Science.

Couture, J.-F. (1987). *Geologie de la Partie Occidentale de la Bande Volcanosedimentaire de la Rivière Eastmain Superieur* DP-87-05. Québec : MERN.

Couture, J.-F. (1993). *Géologie et gitologie du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.* Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi.

Couture, J.-F. et Guha, J. (1990). Relative timing of emplacement of an Archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane: the Eastmain River deposit, northern Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *27*(12), 1621-1636.

Crocket, J. H. (1993). Distribution of gold in the Earth's crust. Dans *Gold metallogeny and exploration* (p. 1-36). Springer.

Daoudene, Y., Leclerc, F. et Tremblay, A. (2016). *Une histoire tectonométamorphique commune et de longue durée pour les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatica, Province du Supérieur, Québec, Canada.* MB 2016-01. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.

Davis, D. W. et Sutcliffe, C. N. (2018). *U-Pb Geochronology of Zircon and Monazite by LA-ICPMS in Samples from Northern Quebec* MB2019-01. Québec : MERN.

Eade, K. E. (1966). *Fort-George river and Kaniapiskau river (west half map area), New-Quebec*, *Memoire 339* Ottawa : Gouvernement du Canada.

Fossen, H. (2016). Contractional regimes. Dans *Structural geology* (chap. 16, p. 313). Royaume-Unis : Cambridge University Press.

Franklin, J. (1981). Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, *75*, 485-627.

Frappier-Rivard, D. (2015). *Eastmain Mine Project, NI43-101 Technical Report on the Summer 2013-2014 Exploration program.* (GM69062). Québec : Ministère de l'Énergie et de Ressources Naturelles.

Goettel, T. (1991). *Report on 1991 exploration work on the Eastmain gold deposit (Mistassini Territory) Quebec*. (GM51403). Québec : Ministère de l'Énergie et de Ressources Naturelles.

Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C., Davis, D., David, J. et Parent, M. (2002). *Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11)* RG 2001-15. Québec : Ministère des Ressources naturelles.

Grant, J. A. (1986). The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic geology*, *81*(8), 1976-1982.

Grant, J. A. (2005). Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, *30*(17-18), 997-1004.

Gross, G. (2009). *Iron formation in Canada, genesis and geochemistry*. Ottawa : Geological Survey of Canada.

Hannington, M. D., Peter, J. M. et Scott, S. D. (1986). Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Economic Geology*, *81*(8), 1867-1883.

Hart, T., Gibson, H. et Lesher, C. (2004). Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, *99*(5), 1003-1013.

Hocq, M. (1976). *Geologie de la Region du Lac Cadieux (Nouveau-Quebec)* DPV 433. Québec : MERN.

Hocq, M., Verpaelst, P., Clark, T., Lamothe, D., Brisebois, D., Brun, J. et Martineau, G. (1994). *Géologie du Québec*, *MM94-01* Québec : MERN.

Hollis, S. P., Cooper, M. R., Herrington, R. J., Roberts, S., Earls, G., Verbeeten, A., . . . Archibald, S. M. (2015). Distribution, mineralogy and geochemistry of silica-iron exhalites and related rocks from the Tyrone Igneous Complex: Implications for VMS mineralization in Northern Ireland. *Journal of Geochemical Exploration*, *159*, 148-168.

Hutchison, M. et Scott, S. (1980). Sphalerite geobarometry applied to metamorphosed sulfide ores of the Swedish Caledonides and US Appalachians. *Norges Geol. Unders sokelse*, *360*, 59-71.

Janvier, V., Castonguay, S., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., McNicoll, V., Pehrsson, S., . . . Côté-Mantha, O. (2015). *Preliminary Results of the Geology of the Portage Deposit, Meadowbank Gold Mine, Churchill Province, Nunavut*. Natural Resources Canada.

Lamothe, D., Thériault, R. et Leclair, A. (2000). *Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23 E)* RG 99-14. Québec : Ministère des Ressources naturelles.

Lawley, C. J. M., McNicoll, V., Sandeman, H., Pehrsson, S., Simard, M., Castonguay, S., . . . Dubé, B. (2016). Age and geological setting of the Rankin Inlet greenstone belt and its relationship to the gold endowment of the Meliadine gold district, Nunavut, Canada. *Precambrian Research*, *275*, 471-495.

Marleau, J., De Souza, S., Beauchamp, A.-M. et Massei, F. (2018a, Novembre 2018). *Métallogénie de l'or dans la Ceinture de roches vertes de la Haute Eastmain.* Québec Mines*,* Québec.

Marleau, J., De Souza, S., Beauchamp, A.-M. et Massei, F. (2018b, Septembre 2018). *Métallogénie de l'or et stratigraphie de la Ceinture de roches vertes de la Haute Eastmain, Baie-James* MB 2018-34. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles.

MERN. (2017). Sous-province d'Opatica. Dans *Ministère de l'Énergie et de Ressources Naturelles*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/sous-province-opatica/

MERN. (2019a). Formation d'Érasme. Dans *Lexique Stratigraphique du Québec*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/formation-erasme/

MERN. (2019b). Formation de Clément. Dans *Lexique Stratigraphique du Québec*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/formation-de-clement/

MERN. (2019c). Formation de Roman. Dans *Lexique Stratigraphique du Québec*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/formation-de-roman/

MERN. (2019d). Groupe de Bohier. Dans *Lexique Stratigraphique du Québec*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. Récupéré de

http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/groupe-de-bohier/

MERN. (2019e). Groupe de René. Dans *Lexique Stratigraphique du Québec*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. Récupéré de http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/groupe-de-rene/

Oswald, W., Castonguay, S., Dubé, B., Malo, M., Mercier-Langevin, P. et Biczok, J. (2015). *New Insights on the Geological and Structural Settings of the Musselwhite Banded Iron-formation-hosted Gold Deposit, North Caribou Greenstone Belt, Superior Province, Ontario*. Natural Resources Canada.

Pedreira, R., Daouden, Y., Tremblay, A. et Bandyarera, D. (2018). *Étude structurale et métamorphique du secteur du lac Nemiscau, Sous-Province de Nemiscau, Baie-James, Québec: évolution tectonique d'un bassin sédimentaire. Résultats préliminaires.* MB2018-10. Quebec : MERN.

Percival, J. A. (2007). Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. Dans W. D. Goodfellow (dir.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Type, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (vol. Special publication No. 5, p. 903-928). St. John : Geological Association of Canada.

Phillips, G. N., Groves, D. I. et Martyn, J. E. (1984). An epigenetic origin for Archean banded iron-formation-hosted gold deposits. *Economic Geology*, *79*(1), 162-171.

Roy, C. (1988). *Geologie du Secteur de l'Île Bohier de la Bande Volcanosedimentaire de la Riviere Eastmain Superieure* MB 88-16. Québec : MERN.

Saager, R., Oberthuer, T. et Tomschi, H.-P. (1987). Geochemistry and mineralogy of banded iron-formation-hosted gold mineralization in the Gwanda greenstone belt, Zimbabwe. *Economic Geology*, *82*(8), 2017-2032.

Sharp, Z. D., Essene, E. J. et Kelly, W. C. (1985). A re-examination of the arsenopyrite geothermometer; pressure considerations and applications to natural assemblages. *The Canadian Mineralogist*, *23*(4), 517-534.

Slack, J. F. (2012). Exhalites in volcanogenic massive sulfide occurence model. Dans *U.S Geological Survey Scientific Investigation Report 2010-5070-C* (chap. 10, p. 6).

Talla Takam, F., Beauchamp, A.-M. et Massei, F. (En préparation). *Géologie de la région des lacs Léran et Emmanuel* Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles.

Tourigny, G. (1989). *Reconnaissance structural analysis of the Eastmain River gold deposit, Mistassini Territory, Quebec.* Montréal, Québec. : Report prepared for Placer Dome Inc. and MSV Resources Ltd.

Valette, M., De Souza, S., Mercier-Langevin, P., McNicoll, V., Wodicka, N., Creaser, R. A., . . . Simard, M. (2019). *Geological setting of the 5.2 Moz Au Amaruq banded iron formation-hosted gold deposit, Churchill Province, Nunavut*. Dans N. Roger (dir.). (Targeted Geoscience Initiative: 2018 report of activities 8549). Ottawa : Geological Survey of Canada.

Yassa, A. et Puritch, E. (2018). *NI 43-101 Technical Report and Initial Mineral Resource Estimate on the Eastmain Mine Property James Bay District, Quebec*. (Report 332). Toronto : P&E Mining Consultants INC.