

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOLOGIE ET GENÈSE DU GÎTE AURIFÈRE DE DORLIN DANS LE CONTEXTE DU BOUCLIER  
GUYANAIS

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

ALEXANDRE GITZHOFFER

JUILLET 2023

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens particulièrement à remercier mon directeur de recherche, Stéphane De Souza. Il m'a pris sous son aile alors que je me lançais dans le projet. Il m'a beaucoup appris et son expertise m'a été d'une aide précieuse. Malgré les difficultés liées à la situation, il a su me garder motivé et m'aider, que ce soit d'un point de vue financier ou personnel. Merci à toi Steph.

Je souhaite également remercier Brice Lacroix, qui m'a accompagné sur le terrain et beaucoup appris. Ses précieux conseils m'ont également permis de progresser et d'avancer. Merci également à Joshua Davis qui m'a beaucoup aidé avec la datation des échantillons.

Ces recherches n'auraient pas été possibles sans l'appui financier, logistique et l'accueil des sociétés Ressource Reunion SAS et Reunion Gold Corporation. Merci à Dominique Fournier, Directeur Général de Ressource Réunion SAS (filiale française de Reunion Gold Corporation), qui m'a proposé le sujet de recherches sur Dorlin. Merci à toute l'équipe de Ressources Reunion SAS, Justin Van Der Toorn, Yoann Da Rocha, Dennis Lahondès, Nérine Prudent, Marwan Bendali et tous les autres pour leur accueil dans l'entreprise, leur aide et leur sympathie. Merci tout particulièrement à Justin Van Der Toorn qui a permis de débloquer la situation et redémarrer les recherches.

Un grand merci au laboratoire Géotop et à Julien Gogot, André Poirier pour leur supervision et conseils et au personnel du département, notamment Diogo Barnetche.

Merci à Michel Jébrak qui m'a proposé de m'inscrire en maîtrise de recherches à l'UQAM et m'a beaucoup aidé pour mon processus d'admission.

Merci à Marc Bardoux et Nicolas Thébaud de m'avoir fourni des données d'analyse et de datation de certaines des lithologies de Dorlin.

Un grand merci à mes amis. Rocio Pedreira pour son immense aide pour la compréhension de mes données de géochimie, ses cours particuliers sur le logiciel loGas et ses nombreux conseils. Léa Radouant, qui suit le projet depuis ses débuts en Guyane jusqu'à aujourd'hui. Merci pour son aide dans la réalisation et la compréhension de certaines parties, son soutien financier et émotionnel. Merci également à Laurence

Guyot-Messier pour son soutien moral et financier. Et merci à Mathieu, Benjamin, Mélissande, Perrine, Walyde, Simon et à tous les autres qui m'ont soutenu et ont cru en moi.

Merci à ma famille. Pour tout. Mes parents Jean-Pierre et Marie-Ange, qui m'ont permis de me relever dans les moments les plus difficiles et pour leur appui financier. Merci à Claude et Paulette et Pierre et Annick, mes grand-parents, je ne vous ai pas simplifié la vie, mais sans vous, je n'aurais pas pu aller jusqu'ici. Et merci à tout le reste de la famille, je ne peux pas tous vous citer, ça doublerait mon nombre de pages, mais je vous aime !

Et pour finir, merci à Daniel, mon compagnon. Tu ne m'as pas laissé tomber, tu m'as soutenu, fait rire et permis de me relever de cette période difficile des trois dernières années. Je n'aurais pas pu tenir sans toi. Je t'en serais toujours reconnaissant.

Et pour la pointe d'humour, je remercie cette pandémie, la COVID19, elle m'a fait perdre beaucoup de temps mais grâce à elle, j'ai pu dépasser mes limites.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	ii
LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX .....	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xi
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS .....	xii
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION .....	1
1.1 Problématique et objectifs du projet de recherche.....	2
1.2 Méthodologie de travail.....	3
1.3 Structure du mémoire.....	4
CHAPITRE 2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	6
2.1 Géologie du Bouclier Guyanais et mise en place des différents complexes lithotectoniques. ....	6
2.1.1 Formation des domaines Archéens .....	7
2.1.2 La phase D <sub>1</sub> .....	8
2.1.3 La phase D <sub>2a</sub> .....	8
2.1.4 La phase D <sub>2b</sub> .....	9
2.1.5 Évènements post-orogéniques .....	9
2.2 Géologie des roches rhyaciennes de Guyane Française .....	10
2.2.1 Les roches magmatiques et plutoniques .....	11
2.2.2 Les ceintures de roches vertes.....	12
2.2.3 L'Ensemble détritique supérieur.....	13
CHAPITRE 3 GÉOLOGIE DU GÎTE DE DORLILN .....	15
3.1 Localisation du gîte de Dorlin.....	15
3.2 Contexte géologique du Gîte de Dorlin.....	17
3.3 Géologie de la montagne Nivré .....	17
3.3.1 Roches volcaniques et volcanoclastiques .....	17
3.3.1.1 Les roches volcaniques mafiques à intermédiaires .....	18
3.3.1.2 Les roches volcanoclastiques.....	18
3.3.1.2.1 Volcanoclastite à clastes mafiques .....	20
3.3.1.2.2 Tuf intermédiaire .....	22
3.3.2 Les roches intrusives de la Montagne Nivré .....	23
3.3.2.1 Les roches intrusives felsiques.....	23
3.3.2.1.1 Les granitoïdes.....	23

3.3.2.1.2	Les porphyres à quartz.....	25
3.3.2.2	Les roches intrusives mafiques.....	26
3.3.2.2.1	Les porphyres mafiques.....	26
3.3.2.2.2	Les intrusions de diorites.....	26
3.3.3	Association de sulfures dans les différentes lithologies.....	28
3.4	Structures et métamorphisme.....	28
3.4.1	Déformation D <sub>1</sub> .....	29
3.4.2	Déformation D <sub>2</sub> .....	30
3.4.3	Phase de compression NE-SO.....	31
3.4.4	Interprétation de la géophysique.....	31
3.4.5	Coupes et cartes géologiques.....	33
CHAPITRE 4 GÉOCHIMIE DES ROCHES DE LA MONTAGNE NIVRÉ.....		37
4.1	Introduction.....	37
4.2	Méthode et stratégie d'échantillonnage.....	37
4.3	Méthodes analytiques.....	38
4.4	Géochimie des roches volcaniques et volcanoclastiques.....	39
4.4.1	Nature des roches.....	39
4.4.2	Affinité magmatique.....	40
4.4.3	Environnement de formation des roches de la Montagne Nivré.....	42
4.4.4	Diagrammes normés.....	43
4.5	Caractéristiques géochimiques des roches intrusives de la Montagne Nivré.....	44
4.5.1	Natures des roches.....	44
4.5.2	Affinités magmatiques.....	45
4.5.3	Environnement tectonique.....	46
4.5.4	Diagrammes normés.....	47
4.6	Conclusion sur la géochimie des roches de La Montagne Nivré.....	48
CHAPITRE 5 VEINES ET ALTÉRATION HYDROTHERMALES.....		49
5.1	Les types de veines.....	49
5.1.1	Les veines aurifères.....	49
5.1.1.1	Les veines de quartz-tourmaline.....	49
5.1.1.2	Les veines de quartz-tourmaline- riches en sulfures.....	52
5.1.1.3	Les veines de quartz-carbonates.....	53
5.1.2	Les veines de quartz tardives.....	53
5.2	Les altérations hydrothermales.....	55
5.2.1	Les zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfure.....	56
5.2.2	Les assemblages de séricite-carbonates.....	59
5.2.3	Paragenèse des minéralisations.....	61
5.3	Répartition de l'or en fonction des minéralisations.....	65
CHAPITRE 6 ÉTUDE GÉOCHRONOLOGIQUE DES ROCHES DE LA MONTAGNE NIVRÉ : DATATION U-Pb SUR ZIRCONS.....		68

6.1	Introduction .....	68
6.2	Échantillonnage et méthodes .....	68
6.2.1	Échantillons analysés au GEOTOP (UQAM) .....	69
6.2.2	Échantillons analysés au <i>John de Laeter Center</i> .....	70
6.3	Résultats.....	71
6.4	Conclusion et interprétation de la géochronologie .....	74
CHAPITRE 7 DISCUSSION ET INTERPRÉTATION .....		76
7.1	Synthèse géologique et tectonique de la montagne Nivré.....	76
7.1.1	Géologie et contexte géodynamique.....	76
7.1.2	Évolution tectonique.....	78
7.1.3	Chronologie de l'altération hydrothermale et formation des zones aurifères .....	79
7.2	Origine du gîte Dorlin et comparaison avec les modèles existants .....	80
7.2.1	Caractéristiques principales des gisements d'or orogéniques .....	80
7.3	Les SMV riches en or .....	81
7.4	Implications sur la formation du gîte de Dorlin .....	83
CONCLUSION .....		85
ANNEXE A CARTOGRAPHIE DE LAMES MINCES .....		87
ANNEXE B TABLEAU DE GÉOCHIMIE DES ROCHES DE DORLIN (Actlab).....		97
ANNEXE C TABLEAU DES RÉSULTATS DE GÉOCHRONOLOGIE POUR L'ÉCHANTILLON 408012 DU FORAGE DO-18-160 .....		111
ANNEXE D TABLEAU DES RÉSULTATS DE GÉOCHRONOLOGIE DES ANALYSES DE RRSAS POUR LES ÉCHANTILLONS DO18-152A ET DO18-173 .....		112
BIBLIOGRAPHIE.....		113

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique et structurale du Bouclier Guyanais.....	6
Figure 2 : Schéma simplifié de l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais.....	10
Figure 3 : Carte géologique simplifiée de la Guyane Française.....	14
Figure 4 : Localisation géologique du gîte de Dorlin. ....	15
Figure 5 : Carte topographique montrant le Permis d'exploration (PEX) de Dorlin d'après RRSAS.. ....	16
Figure 6 : Photographies des roches volcaniques mafiques à intermédiaires.....	19
Figure 7 : Photographie des roches volcanoclastiques .....	21
Figure 8 : Photographies des tufs intermédiaires .....	22
Figure 9 : Photographie des granitoïdes .....	24
Figure 10 : Photographie des Porphyres felsiques.....	25
Figure 11 : Photographie des porphyres mafiques .....	27
Figure 12 : Photographie des diorites .....	28
Figure 13 : Stéréogramme des mesures de schistosités réalisées sur carottes de forages .....	29
Figure 14 : Photographie des structures documentées sur la Montagne Nivré. ....	30
Figure 15 : Affleurement sur THR montrant la déformation affectant la $S_1$ . ....	31
Figure 16 : Affleurement sur THR avec plusieurs générations de veines montrant une compression NE-SW .....	32
Figure 17 : Carte de polarisation induite réalisé par RRSAS.....	32
Figure 18 : Carte géophysique réalisé par RRSAS. Une interprétation du cisaillement peut être déduite des zones de plus haute chargeabilité. ....	33
Figure 19 : Carte géologique de la zone d'étude sur la Montagne Nivré.....	35
Figure 20 : Coupes géologiques est-ouest de la Montagne Nivré.....	36
Figure 21 : Diagramme AI-CCPI <i>alteration box plot</i> .....	39
Figure 22 : Diagramme de discrimination lithologique Zr/Ti versus Nb/Y pour les roches volcaniques de la Montagne Nivré.....	40



Figure 23 : Diagrammes de discrimination des affinités magmatiques pour les roches volcaniques. ....	41
Figure 24 : Diagrammes de discrimination tectonique pour les roches volcaniques .....	42
Figure 25 : Diagramme de discrimination tectonique : Th/Yb versus Nb/Yb.....	43
Figure 26 : Spectre multi-élémentaire pour les roches volcaniques de la Montagne Nivré.....	44
Figure 27 : Diagramme de discrimination lithologique pour les roches intrusives.....	45
Figure 28 : Diagrammes de discrimination entre les séries magmatiques alcalines et sub-alcalines pour les roches intrusives de la Montagne Nivré.....	46
Figure 29 : Diagramme de discrimination tectonique pour les roches intrusives. ....	47
Figure 30 : Spectre multi-éléments pour les roches intrusives de la Montagne Nivré.....	47
Figure 31 : Photographies de veines de quartz-tourmaline dans les roches de la Montagne Nivré .....	51
Figure 32 : Photographie des veines de quartz-tourmaline riches en sulfures.....	52
Figure 33 : Photographies des veines de quarts-carbonates .....	54
Figure 34 : Photographies de veines de quartz et sulfures .....	55
Figure 35 : Photographies de veines de quartz tardives qui recoupent les minéralisation dans le forage DO-18-146.....	56
Figure 36 : : Photographie des roches volcaniques altérées.....	57
Figure 37 : Cartographie de lame mince de l'échantillon 407979 du forage DO-18-158. Elle montre une veine de quartz et tourmaline riche en sulfures. ....	58
Figure 38 : Photomicrographie des assemblages de sulfures .....	59
Figure 39 : Photographie des zones d'altération à séricite-carbonates.....	60
Figure 40 : Sucre de lames minces traités par coloration au ferricyanide de potassium et d'alizarin red S à base de HCl dilué. La coloration bleu indique la présence de carbonates ferreux. ....	60
Figure 41 : Cartographie de lame mince en fausse couleur de l'échantillon 408056 du forage DO-18-173 .....	61
Figure 42 : Photographie illustrant les relations entre les veines, les altérations et la schistosité .....	64
Figure 43 : Carte géologique interprétée de la Montagne Nivré .....	66
Figure 44 : Distribution de l'or et des zones d'altération hydrothermale sur les coupes géologiques de la Montagne Nivré.....	67

Figure 45 : Localisation des échantillons de géochronologie dans les forages.....	69
Figure 46 : Planche de photomicrographies en cathodoluminescence prises au microscope électronique à balayage des zircons prélevés dans l'échantillon 408012 du forage DO-18-160.....	71
Figure 47 : Diagramme concordia pour les analyses U-Pb sur zircon de l'échantillon 408012, forage DO-18-160.....	72
Figure 48 : Graphique de moyenne pondéré des âges U-Pb pour l'échantillon 408012 du forage DO-18-160.....	73
Figure 49 : Photomicrographie en cathodoluminescence prise au microscope électronique à balayage des zircons de l'échantillon DO-18-152A.....	73
Figure 50 : Résultats analytiques U-Pb sur zircon de l'échantillon DO-18-152A.....	74
Figure 51 : Illustration schématique du contexte géologique de mise en place de SMV riches en Au et des altérations hydrothermales.....	82

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Paragénèse des différents stades de minéralisation (Lacroix et Gitzhoffer, 2018, données non publiées, RRSAS).....	62
Tableau 2 : Liste des échantillons choisis pour l'études géochronologique du gîte de Dorlin .....	68

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

N	Nord	SNG	Sillon Nord Guyanais
S	Sud	PEX	Permis d'Exploration Minière
E	Est	MN	Montagne Nivré
W	West	To	Tourmaline
Ga	Milliard d'années	Cb	Carbonate
Ma	Millions d'années	Qz	Quartz
VMS/SMV	Volcanic Massive Sulfide/Sulfure Massive Volcanique	Py	Pyrite
TTG	Tonalite Trondjémite Granodiorite	Cpy	Chalcopyrite
U-Pb	Uranium-Plomb	Se	Séricite
D1/D2	Déformation 1 et 2	Leu	Leucoxène
S1/S2	Schistosité 1 et 2	Mu	Muscovite
BMG	Bureau M Géologique	Ep	Epidote
BRGM	Bureau de Recherche en Géologie Minière		
C	Carbone		
H	Hydrogène		
O	Oxygène		
S	Souffre		
Fd	Feldspath		
Ch	Chlorite		
Ca	Calcite		
FeMg	Ferromagnésien		
RRSAS	Ressources Reunion SAS		
EDS	Ensemble Détritique Supérieur		

## LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

km	killomètre
cm	centimètre
mm	millimètre
km <sup>2</sup>	Killomètre carré
Moz	Millions d'once
g/t	Gramme par tonne

## RÉSUMÉ

Le gîte aurifère de Dorlin se situe au centre de la Guyane Française à 190 km au SO de Cayenne. Il est la propriété de la Reunion Gold Corporation (Canada). Le Bouclier Guyanais, qui est principalement constituée de roches paléoprotérozoïques rhyaciennes (2.18-2.10 Ga). Ces roches ont été accrétées lors de l'orogène Transamazonien (2.26-1.85 Ga). Le site de Dorlin est encaissé dans la ceinture de roches vertes du Paramaca et délimité à l'ouest par les roches intrusives du complexe de TTG central. Il est caractérisé par des zones de remplacement minéralisées à tourmaline-quartz-sulfures encaissées dans des roches métavolcaniques paléoprotérozoïques fortement déformées. Ces zones minéralisées constituent un corridor aurifère NNO-SSE qui s'étend sur plus de 4 km. Cependant, l'origine de ces minéralisations est incertaine et mal comprise. Le but de cette étude est donc d'apporter des connaissances supplémentaires sur les caractéristiques stratigraphiques, minéralogiques et structurales des minéralisations aurifères et d'en déterminer l'âge par rapport au contexte régional. Une étude géologique détaillée de la Montagne Nivré, située au cœur de la minéralisation, incluant des travaux de descriptions de forage et de cartographie, l'échantillonnage des zones minéralisées et de ses roches hôtes pour des analyses géochimiques roche totales et des études pétrographiques, ainsi qu'un programme de datation U-Pb sur zircons, ont été effectués afin de répondre à ces objectifs. L'étude des affleurements et des carottes de forage a permis de déterminer une phase de déformation principale  $D_1$ , associée à la mise en place d'une schistosité  $S_1$  et de grands plissements régionaux; et  $D_2$ , associée à une crénulation locale de  $S_1$  et à une phase de compression NE-SW. Les descriptions pétrographiques ont permis de déterminer trois lithologies de roches volcaniques comprenant une unité de roches basaltiques, des volcanoclastites mafiques et des tufs intermédiaires. Quatre lithologies de roches intrusives sont observées comprenant des diorites, des granodiorites et des porphyres felsiques à mafiques. Quatre principales familles de veines ont été mises en évidence : les veines de quartz-tourmaline, les veines de quartz-tourmaline riches en sulfures, les veines de quartz-carbonates et les veines de quartz-sulfures, seules les trois premières sont associées à l'or. Deux types d'assemblages minéralogiques liés à l'altération hydrothermale aurifère sont développés : des zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures, et séricite-carbonates-pyrite. Les zones aurifères peuvent être regroupées en deux principales phases de minéralisation en fonction des relations entre les structures tectoniques, les veines et les textures au sein des zones minéralisées et des roches encaissantes. Les veines et les zones de remplacement riches en tourmaline ont été formées avant la schistosité  $S_1$ , alors que les veines de cisaillement et d'extension composées de quartz-carbonates ont été mises en place pendant la phase  $D_1$ . Les spectres des terres rares normés au manteau montrent une signature semblable pour les

roches volcaniques et les porphyres mafiques, indiquant une source volcanique commune. Les anomalies négatives en Ti et Nb sont typiques de zones de subduction, ce qui suggère une origine liée au développement d'un arc volcanique. Les roches intrusives felsiques ont quant à elles des spectres bien distincts. L'analyse U-Pb sur zircons effectuée sur un échantillon de porphyre felsique et de granitoïde ont donné des âges de  $2141 \pm 14$  Ma et  $2144 \pm 9$  Ma, respectivement. Ces échantillons datés appartiennent à des suites intrusives déformées qui recoupent les zones minéralisées riches en tourmaline, mais qui sont elles-même recoupées par les veines de quartz-carbonates. Cet âge de mise en place des roches intrusives felsiques correspond aussi à l'âge maximum des veines de quartz-carbonates, et à l'âge minimum des zones riches en tourmaline pré-S<sub>1</sub>.

Mots clés : Bouclier Guyanais, orogène Transamazonien, ceintures de roches vertes de Paramaca et d'Armina, gîte de Dorlin

## INTRODUCTION

Le Projet aurifère Dorlin (1.5 Moz d'or pour des teneurs moyennes variant de 0.89 à 1.30 g/t Au en latérite/saprolite et roche fraîche) (Milési et al., 1988, 2003; Sirois et Purchase, 2019) se situe à 190 km au SO de Cayenne en Guyane Française. Il est la propriété de Reunion Gold Corporation (Longueuil, Québec, Canada). La Guyane Française est située dans la partie septentrionale de l'Amérique du Sud, entre le Brésil et le Suriname. Elle fait partie du grand ensemble du Bouclier Guyanais qui couvre le sud de Vénézuéla, le Guyana, le Suriname, la Guyane Française et le nord-est du Brésil. Le Bouclier Guyanais est particulièrement connu pour ses nombreux gisements d'or orogéniques, et exploitations alluvionnaires. Le gisement de Dorlin se situe dans la branche sud de la ceinture de roches vertes rhyaciennes de la Formation de Paramaca, et est délimité à l'ouest par le Complexe des TTG central (2,15 à 2,12 Ga, Delor et al., 2003).

L'or a été observé sur le gîte de Dorlin, puis exploité de façon artisanale lors des grandes explorations du début du XX<sup>ème</sup> siècle. Des campagnes de prospection conduites par le Bureau Minier Guyanais (BMG), puis reprises par le Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), ont permis de définir le gisement. À partir des années 1990 et jusqu'en 2004, la concession de Dorlin a été détenue par différentes sociétés telles que Guyanor Ressources, Cambior, puis Golden Star. Ces sociétés d'exploration ont réalisé d'importantes recherches d'or primaire. Les campagnes de forage successives ont permis de définir la minéralisation principale, formant un corridor aurifère orienté NNO-SSE, s'étendant sur plus de 4 km dans la ceinture de roches vertes paléoprotérozoïques du Paramaca. Les zones minéralisées ont été interprétées comme étant d'origine volcanogène et sont fortement déformées (Bardoux, données non publiées, 1998; Lerouge et al., 1999). Elles seraient ainsi liées à des processus magmatiques de hydrothermaux de remplacement à tourmaline-sulfures et de lessivage des roches volcaniques encaissantes. Ce modèle est appuyé par des évidences de remplacement pré-déformation en contexte de volcanisme subaquatique, ainsi que par la géochimie des isotopes stables (C, H, O, S) (Bardoux, données non publiées, 1997; Lerouge et al., 1999; Milesi et al., 2003). La connaissance géologique limitée des roches hôtes, notamment sur la signature minéralogique et géochimique des zones aurifères, ne permet pas de définir correctement le contexte lithologique des minéralisations aurifères.

En 2004, Auplata acquiert 100% des parts du projet de Dorlin et entame une campagne d'exploitation alluvionnaire. En 2017, Reunion Gold Corporation acquiert 75% des parts du projet Dorlin, et entame une



campagne de forage sur la Montagne Nivré, au cœur du corridor minéralisé, en 2018. Ces forages ont permis, entre autres, de mieux documenter le contexte lithologique et structural du gîte.

### 1.1 Problématique et objectifs du projet de recherche

De nombreux gisements d'or primaires et alluvionnaires sont présents dans le Bouclier Guyanais. En Guyane Française, 3 types de gisements primaires ont été interprétés par Milési et al., 2003 : 1) des gisements stratiformes et stratoïdes magmatiques-hydrothermaux; 2) des conglomérats aurifères syn-orogéniques (gisement de Montagne Tortue, Milési et al., 1995, 2003) et 3) des gisements tardi-orogéniques (Saint-Élie - Milési et Picot 1995; Lafrance et al. 1999; Voicu et al. 2001; Milési et al. 1995, 2003; Daoust et al. 2011; Tedeschi et al. 2018). Des équivalents de ces gisements tardi-orogéniques sont également retrouvés au Guyana (Omai et Karouni – Milési et al., 1995, 2003 et Voicu et al., 2001). Une exception a été étudiées par James Guiraud (2021) qui a proposé l'existence d'un gisement de type sulfures massives volcanogènes (SMV) : celui de la Montagne d'Or. A ce jour, le gîte de Dorlin est encore méconnu. De nombreuses exploitations alluvionnaires y ont eu lieu, mais aucune conclusion n'a été donnée sur le type de gisement primaire. Il est intéressant d'établir et de mettre en avant les caractéristiques géologiques et géochimiques de Dorlin, afin de définir sa nature et apporter des connaissances générales sur le Bouclier Guyanais.

Le but de cette étude est de caractériser en détails la nature des roches encaissant la minéralisation aurifère de la Montagne Nivré sur le gîte de Dorlin, et de déterminer leur origine afin d'aider à la compréhension du gisement dans le cadre plus large du Bouclier Guyanais et faciliter le développement de son exploitation. Cette démarche permettra aussi d'établir des lignes directrices pour de futurs travaux d'exploration.

Pour cela, il est nécessaire de finement caractériser les différents faciès et lithologies présentes et de définir les contacts et la chronologie de mise en place des roches volcaniques et des roches intrusives. Quelle est la nature du magmatisme du gîte de Dorlin ? Quelles sont les différentes lithologies qui constituent les roches encaissantes des minéralisations ? Quelles est la nature des roches intrusives observées sur la Montagne Nivré ?

Ensuite, l'analyse structurale des roches déformées et des veines, ainsi que la documentation des différents types d'altérations hydrothermales associées ou non aux zones aurifères ont été importantes

pour comprendre la distribution et la nature des minéralisations aurifères. Est-ce que l'or est associé à un assemblage minéralogique particulier ? Y a-t-il un contrôle structural ou lithologique permettant la concentration d'or dans certaines zones ou lithologies ?

À une échelle plus régionale, cette étude apporte de nouvelles contributions à la géologie de la Guyane Française et du Bouclier Guyanais grâce à l'étude détaillée des lithologies et des déformations structurales du secteur. Elle contribue aussi à définir les principaux métallogènes associés à l'or, ce qui influence les modèles d'exploration dans la région.

## 1.2 Méthodologie de travail

Les travaux de recherches ont été menés en deux parties. Une partie terrain, qui s'est déroulée à l'été 2019 (6 semaines), sur le site de Dorlin avec la collaboration et le support de Ressources Réunion SAS (RRSAS) filiale française de la Reunion Gold Corporation (Longueuil, Canada). La partie laboratoire a été réalisée à l'automne 2019 (pré-COVID), puis à partir de l'hiver 2021 (post-COVID), jusqu'au dépôt du mémoire.

L'objectif de l'étude de terrain a été définir le contexte stratigraphique local par le biais d'observations d'affleurements et de carottes de forage. Cependant, l'important couvert forestier, ainsi que l'importante épaisseur des sols dus au climat tropical, n'ont pas permis d'études approfondies d'affleurements. Deux sections de forages traversant les minéralisations principales de Montagne Nivré ont été choisies. Une étude plus détaillée des structures et des lithologies constituant ces sections a été réalisée, puis complétée par l'analyse des données structurales acquises par l'entreprise. Une sélection de différents échantillons a été effectuée pour :

- Analyse multi-élémentaire sur roche totale pour caractériser les différentes lithologies volcaniques et intrusives;
- Analyse pétrographique sur lames minces polies, afin d'identifier et étudier les différentes lithologies et leur assemblage minéralogique;
- Datation U-Pb sur zircons afin de contraindre l'âge des minéralisations aurifères.

Les sucres des échantillons riches en carbonates ont été traités avec une solution de ferricyanure de potassium et d'alizarin red S à base de HCl dilué. Les carbonates ferreux (ankérite et dolomite) sont ainsi colorés en bleu turquoise et la calcite en rose ou rouge violacé.

Des cartographies de lames mince en fausse couleur ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les lames minces des échantillons avec les plus hautes teneurs en or. Ces cartographies ont été faites à l'Université Memorial à St-John's Terre-Neuve, par des technique d'évaluation quantitative de minéraux par microscope électronique à balayage (*quantitative evaluation of minerals by Scanning electron microscope* - QEMSCAN) Elles permettent de distinguer plus en détails la minéralogie et les textures des échantillons (annexe A).

### 1.3 Structure du mémoire

Ce document comporte huit parties. Le premier chapitre est l'introduction avec la problématique et les objectifs. Le second chapitre présente le contexte géologique régional et géodynamique du Bouclier Guyanais et finit par une présentation des unités géologiques prédominantes observées en Guyane

Le chapitre 3 présente les lithologies observées sur le gîte de Dorlin et le style de déformation. Les études pétrographiques macro- et microscopiques des roches volcaniques et intrusives de la Montagne Nivré y seront décrites. L'étude structurale présente une description des structures tectoniques faite à partir des carottes de forage et des affleurements. Cette étude est accompagnée d'une interprétation géophysique réalisée d'après les données de RRSAS. Une carte géologique de la Montagne Nivré accompagnée de coupes géologiques interprétées NE/SO clôtureront ce chapitre, avec une interprétation générale de la géologie de la zone d'étude.

Le chapitre 4 présente l'étude géochimique issue de l'analyse des échantillons prélevés, avec une interprétation de la nature des roches volcaniques et intrusives du secteur.

Dans le chapitre 5, les différents types de veines recoupés en forage sont présentés et discutés. Une chronologie relative de leur formation est définie à partir de l'étude détaillée de leur minéralogie, textures et microstructures. Les différents assemblages minéralogiques découlant des altérations hydrothermales sont présentées. Le rôle des veines dans la minéralisation aurifère et la formation des altérations est aussi discuté.

Dans le chapitre 6, les résultats des analyses U-Pb seront décrits et interprétés, dans le cadre géologique de la Montagne Nivré.

La discussion du chapitre 7 présente une synthèse des résultats et met en évidence de nouvelles hypothèses auxquelles l'étude n'aura pas permis de répondre et les moyens qui peuvent être mis en place pour y répondre. La conclusion résume les principaux résultats issus de ce travail de recherche.

## CHAPITRE 2

### CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Ce chapitre présente un état des connaissances sur la géologie du Bouclier Guyanais et de la Guyane Française. Il met en avant l'évolution géodynamique, la géologie et la tectonique globale du Bouclier, et de la Guyane Française.

#### 2.1 Géologie du Bouclier Guyanais et mise en place des différents complexes lithotectoniques.

Le Bouclier Guyanais est couvert d'une importante couche latéritique et d'une végétation dense due à un climat tropical à équatorial. C'est un ensemble géologique d'une superficie d'environ 1 000 000 de km<sup>2</sup> (figure 1). Il affleure sur la bordure nord du continent Sud Américain, sur la côte Atlantique et s'étend de la pointe sud du Venezuela jusqu'au nord-est du Brésil. Il couvre en grande partie le Guyana, le Suriname

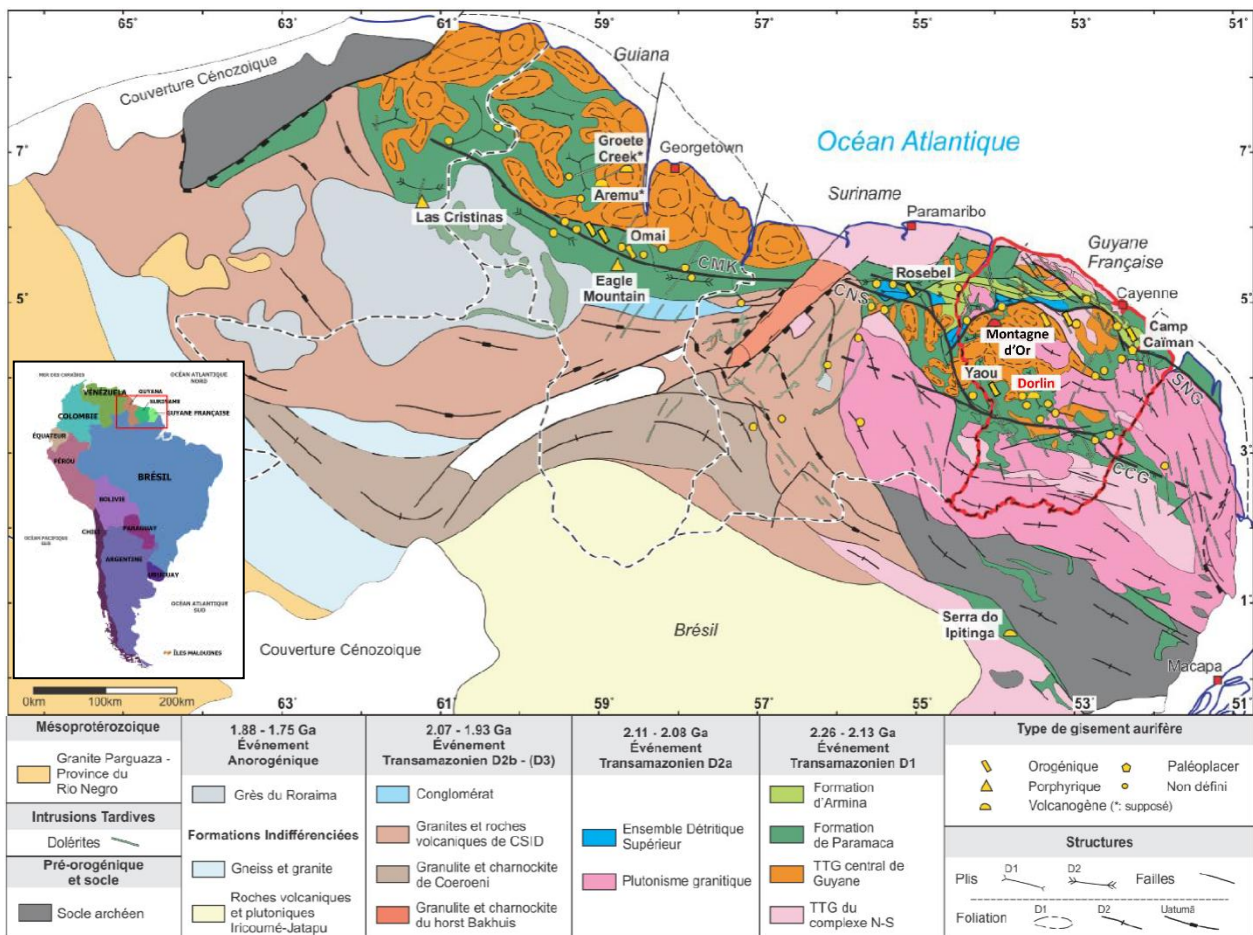


Figure 1 : Carte géologique et structurale du Bouclier Guyanais, tirée de Guiraud (2021), après Voicu et al. (2001), Daoust et al. (2011) et Tedeschi et al. (2018).

et la Guyane Française. Il est principalement constitué de roches paléoprotérozoïques appartenant au complexe de trondjémite-tonalite-granodiorite (TTG) Central et les ceintures volcano-sédimentaires de Paramaca et Armina, accrétées au craton Amazonien durant l'orogène Transamazonien (2.2 Ga – 1.9 Ga) (Delor et al., 2003b; Daoust et al., 2011; Kroonenberg et al., 2016). Des vestiges archéens y sont localement documentés avec le Complexe d'Imataca au Venezuela (Montgommery et Hurley, 1978; Tassinari et al., 2001; Delor et al., 2003b) et la ceinture d'Amapa au Brésil (Joao et Marinho, 1982; Montalvao et Tassinari, 1984; Rosa Costa et al., 2003, Delor et al., 2003b). Ces vestiges sont composés de gneiss, de roches magmatiques et de formations de fer métamorphisées à haut grade.

Les cratons Amazonien et ouest Africain ont été assemblés au cours de l'orogénie Transamazonien en Amérique du Sud et de son équivalent en Afrique de l'Ouest : l'orogène Ebernéen (Ledru *et al.* 1994; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Nomade 2001; Delor *et al.* 2003a, b; Kroonenberg *et al.* 2016). Cette évolution géodynamique a permis la mise en place des différentes unités lithostratigraphiques (figure 2).

L'orogène Transamazonien est subdivisé en quatre étapes (Ledru et al., 1991; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2001 et 2003b) : 1) l'étape principale de l'orogène transamazonien, qui correspond à la phase de déformation  $D_1$ ; 2) la phase de déformation  $D_{2a}$ ; 3) l'étape tardi-orogénique, avec la mise en place d'une déformation tardive  $D_{2b}$ ; 4) les événements post-orogéniques. Ces étapes sont associées au développement de domaines lithotectoniques.

### 2.1.1 Formation des domaines Archéens

Les domaines de socle archéens sont situés au nord-ouest du Bouclier Guyanais avec le complexe d'Imataca au Venezuela (Montgommery et Hurley, 1978; Tassinari et al., 2001; Delor et al., 2003b). Au sud-est, les roches archéennes sont représentées par la formation d'Amapa dans la région du même nom au Brésil. Elle est constituée de roches mises en place au cours de différents épisodes magmatiques, et ont ensuite subi un métamorphisme de haut grade (Joao et Marinho, 1982; Montalvao et Tassinari, 1984; Lafon et al, 1998; Ricci et al., 2001; Avelar et al., 2003; Rosa Costa et al., 2003; Delor et al., 2003b).

En Guyane Française cette croûte juvénile est conservée dans le Complexe de l'île de Cayenne (Milési et al., 1995; Vanderhaeghe, et al., 1998; Delor et al., 2003b).

### 2.1.2 La phase D<sub>1</sub>

L'étape principale de l'orogène Transamazonien est associée à la phase de déformation D<sub>1</sub> (Ledru et al., 1991; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b; Daoust et al., 2011; Guiraud, 2021). Elle se déroule dans un contexte de convergence nord-sud : la subduction de la plaque ouest-africaine vers le sud qui entraîna un magmatisme de type arc volcanique marqué par la mise en place des complexes de TTG. Une première phase d'intrusion (2.18 – 2.15 Ga – Delor et al., 2003) crée les complexes de TTG Nord et Sud (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b) et une deuxième a entraîné la mise en place du grand complexe des TTG central (2.148 Ga – 2.120 Ga). Cette subduction vers le sud est également accompagnée d'un magmatisme de type « arc volcanique » qui a permis la formation des ceintures de roches vertes, entre autres, représentées par la formation de Paramaca en Guyane Française (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). L'érosion des TTG et des ceintures de roches vertes a alimenté les séries sédimentaires de la formation d'Armina qui se trouve au sommet de la séquence stratigraphique.

En Guyane Française, le métamorphisme et les déformations associées à D<sub>1</sub> sont liés au développement d'une schistosité S<sub>1</sub> nord-sud, verticale à sub-verticale dans les ceintures de roches vertes (Vanderhaeghe et al., 1998; Ledru et al., 2001; Delor et al., 2003b; Daoust et al., 2011; Kroonenberg et al., 2016). Le métamorphisme augmente du nord vers le sud du faciès des schistes verts aux amphibolites. Une linéation d'étirement avec un plongement variable est portée par les amphiboles, biotites et andalousites

### 2.1.3 La phase D<sub>2a</sub>

L'orogène Transamazonien a continué avec la mise en place d'une phase de déformation D<sub>2</sub>. Cette phase se sépare en deux périodes : avec la D<sub>2a</sub> mise en place dans l'étape principale et la D<sub>2b</sub> à la fin de l'orogène (Ledru et al., 1991; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b; Daoust et al., 2011).

La convergence initiée durant D<sub>1</sub> s'est poursuivie et a entraîné la fermeture des bassins océaniques (Delor et al., 2003b). Cette convergence a culminé dans un régime de transpression selon un axe NE-SO. Cette déformation transpressive est liée à la phase de déformation D<sub>2a</sub> (Ledru et al., 1991; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b).

En Guyane Française, cette étape a entraîné la formation de grands décrochements sénestres, le sillons Nord Guyanais et le cisaillement central Guyanais (Figure 3; Marrot, 1988; Lasserre et al., 1989; Ledru et al., 1991; Delor et al., 2003b). Des bassins sédimentaires détritiques, probablement formés à la faveur de

bassins en pull-apart, sont localement préservés le long des décrochements. Ces bassins sont représentés par l'ensemble détritique supérieur (EDS), qui recouvre en discordance les TTG et les formations de Paramaca et d'Armina (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Ces bassins sont composés d'arénites et de quartzites fluviatiles, avec des niveaux de conglomérats monogéniques et polygéniques provenant de l'érosion des ceintures de roches vertes et des complexes de TTG (Vinchon et al., 1988 ; Ledru et al., 1991 ; Manier, 1992 ; Manier et al., 1993 ; Delor et al., 2003b).

Cette phase transpressive a été accompagnée de la mise en place d'intrusions granitiques liées à la fusion partielle des domaines de TTG et des ceintures de roches vertes, démontrée entre autres par la présence de xénolithes et zircons hérités dans les intrusions (Delor et al., 2003b).

#### 2.1.4 La phase D<sub>2b</sub>

L'orogène Transamazonien se termine avec une phase d'extension et d'exhumation attribuée à D<sub>2b</sub>. Cette phase de déformation est aussi caractérisée par un amincissement crustal et une remontée mantellique (Ledru et al., 1991; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Elle est liée à l'exhumation de granulites et de charnockites qui constituent le horst de Bakhuis (Lebru et al., 1991; Vanderhaeghe et al., 1998; Avelar *et al.* 2003; Delor et al., 2003b; Delor *et al.* 2003a; De Roever *et al.* 2003a). La convergence oblique à régime sénestre et la collision des cratons amazoniens et ouest africain a entraîné la formation de grandes zones de cisaillements dextres, orientées ONO-SSE, dans les ceintures de roches vertes ainsi que dans l'EDS. Des intrusions de monzonite se sont mises en place le long de ces grandes structures dextres. Elles sont contemporaines aux intrusions de charnockites (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b; Guiraud et al., 2021).

#### 2.1.5 Évènements post-orogéniques

L'orogène Transamazonien a été suivi par la formation de bassins sédimentaires post-orogéniques représentés par les unités molassiques du Super-groupe de Roraima (1.88 Ga – 1.78 Ga) (Delor et al., 2003b; Santos et al., 2003; Kroonenberg et al., 2016) Des intrusions alcalines se sont mises en place dans le bouclier, entre 1.7 Ga et 1.3 Ga (Gibbs et Baron, 1993). Trois principaux essaims de dykes de dolérites d'orientation et d'âge différents sont également reconnus en Guyane Française : 1) la Suite d' Avanavero (1.79 Ga – 1.78 Ga) (Santos et al., 2003) ; 2) la Suite de Käyser (1.5 Ga) (De Roever et al., 2003a); et 3) la Suite d' Apatoes (Deckart et al., 1997; Nomade et al., 2007).



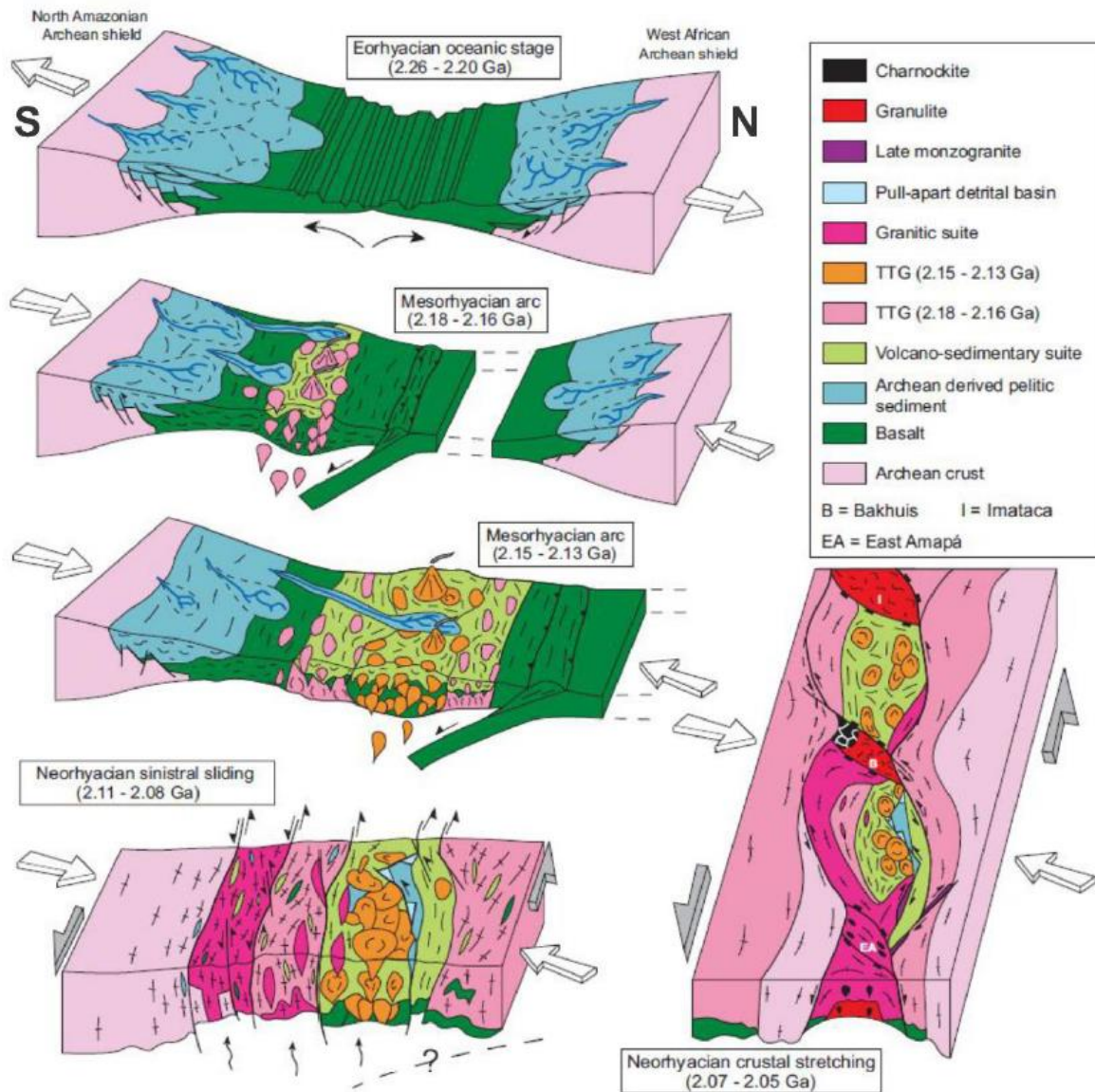


Figure 2 : Schéma simplifié de l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais, d'après Delor et al.( 2003b).

## 2.2 Géologie des roches rhyaciennes de Guyane Française

La Guyane Française est constituée de grands ensembles lithologiques (figure 3) pour la plupart mis en place lors de l'orogène Transamazonien (2.2 Ga à 2.0 Ga) (Delor et al., 2003). Les déformations et structures qui y sont observées résultent des différentes phases géodynamiques documentées dans l'ensemble du Bouclier Guyanais décrites plus haut (Ledru et al., 1991; Delor et al., 2003b).

### 2.2.1 Les roches magmatiques et plutoniques

L'unité la plus ancienne, le Complexe de l'Île de Cayenne, correspond à une croûte océanique juvénile constituant une bande de roches métamorphisées le long du littoral Atlantique (Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Elle est constituée de laves et tufs, de composition basaltique à rhyolitique avec une dominance de dacites et andésites. Le Complexe de l'Île de Cayenne est recoupé de nombreux sills et dykes de gabbro et trondjémmites, datés en U-Pb sur zircons respectivement à  $2145 \pm 16$  et  $2138 \pm 6$  Ma (Pinon et al., 2021). Les roches volcaniques et intrusives sont dérivées de la cristallisation fractionnée d'un magma tholéïitique de type MORB (Milési et al., 1995; Delor et al., 2003b). Ces roches ont été métamorphisées au faciès amphibolites et présentent des indices de migmatisation (Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b).

Deux pulsations magmatiques de type TTG ont eu lieu par la suite (Delor et al., 2003b) :

- La première a permis la mise en place des complexes de Laussat et de Tamouri. Le premier (2.18 Ga – Delor et al., 2003b) se situe au nord, proche de la façade Atlantique. Il était considéré comme une unité du Complexe de l'Île de Cayenne, mais ses similarités avec le complexe de Tamouri (2.16 Ga – 2.15 Ga – Delor et al., 2003b) au sud ont permis de regrouper ces deux ensembles dans la même phase géodynamique (Delor et al., 2003b). Ils sont composés de tonalite et trondjémite, localement migmatisées et associées à des gneiss. Des granitoïdes y sont parfois associés, résultant de la fusion partielle des protolithes de TTG ou sédimentaires (Delor et al., 2003b).
- La deuxième pulsation magmatique a entraîné l'intrusion du grand complexe des TTG central (2.15 Ga – 2.12 Ga – Delor et al., 2003b), anciennement appelé complexe Guyanais (Choubert et al., 1974; Milési et al., 1995; Delor et al., 2003b). La partie nord du complexe est constituée de tonalites, granites et aplites alors que les granodiorites et tonalites localement migmatisées prédominent au sud. La partie centrale du complexe ne présente pas de fusion partielle (Delor et al., 2003b).

Des intrusions basiques à ultrabasiques sont localisées non loin du grand complexe central et sont mises en place lors d'un magmatisme synchrone à celui des TTG : les suites de Tampok et Mahury (2.15 Ga – Delor et al., 2003b). Elles sont constituées de gabbro-norite, pyroxénite, granodiorite, diorite et péridotite qui sont localement serpentinisées (Choubert 1974; Marot et al., 1993; Milési et al., 1995; Delor et al., 2003b). Ces roches ont des signatures géochimiques de zones de subduction (Vanderhaeghe et al., 1998). Ces roches sont toutes métamorphisées et déformées et ont subi une forte altération hydrothermale

(Delor et al., 2003b). Une suite mineure de charnokite-enderbite est associée aux intrusions gabbroïques, et est interprétée comme étant liée à des conditions de haute température maintenues lors de la mise en place de la suite de Tampok (Delor et al., 2003b).

### 2.2.2 Les ceintures de roches vertes

Le magmatisme TTG s'est développé en association avec un dépôt volcano-sédimentaire formant une grande ceinture de roches vertes sur l'ensemble du Bouclier Guyanais (Delor et al., 2003b). En Guyane Française, l'intrusion du grand complexe des TTG Central divise la ceinture de roches vertes en deux entités qui se rejoignent à l'ouest de ce domaine intrusif, au Suriname et à l'est au niveau de la région d'Amapa au Brésil (Delor et al., 2003b). Les ceintures de roches vertes comprennent une série volcanique à volcano-sédimentaire, la formation de Paramaca et une série de flyschs, la formation d'Armina (Ledru et al., 1991; Delor et al., 2003b).

La formation de Paramaca est principalement constituée de roches volcaniques et volcanoclastiques. La branche nord de la formation est composée de roches volcaniques et de schistes à séricite et chlorite qui s'alternent. Ils sont recoupés par des roches plutoniques basiques à intermédiaires (Milési et al., 1995; Vanderhaghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Des tufs fins à très fins intercalés de lits fins de cherts et de carbonates, indiquent un volcanisme en milieu marin (Vanderhaeghe et al., 1998). La formation est constituée de roches mafiques métamorphisées d'affinité tholéiitique (métabasalte, métagabbro et amphibolite) et inclue localement des roches volcaniques (komatiitiques). Le sommet de la formation de Paramaca comprend des roches sédimentaires détritiques (Milési et al., 1995; Vanderhaghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). La géochimie des roches basiques à intermédiaires montre une affinité tholéiitique continentale. Les roches calco-alcalines ont une affinité d'arc volcanique (Ledru et al., 1991; Milési et al., 1995; Vanderhaghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Elles sont datées à 2.16 Ga - 2.13 Ga (Voicu *et al.* 1997 - 2001; Lafrance *et al.* 1999; Delor *et al.* 2003b).

La formation d'Armina affleure dans le nord de la Guyane Française, formant une bande est-ouest s'élargissant à l'ouest. Elle est composée d'une alternance de grès, grauwacke et pélites localement riches en pyrite (Milési et al., 1995; Delor et al., 2003b). Les zones riches en pélites constituent les schistes de l'Orapu (Choubert, 1974; Milési et al., 1995), tandis que les zones à dominance gréseuse constituent une partie du Bonidoro (Choubert, 1974; Milési et al., 1995). Les roches sédimentaires sont intercalées de tuf, indiquant un volcanisme sporadique (Milési et al., 1995). D'autres intercalations, notamment de calcaires

et de lentilles riches en manganèse et fer sont observées. Au Suriname, ces mêmes roches sédimentaires correspondent à une séquence de turbidité (Bosma et al., 1983; Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998). Des zircons hérités datés à 2.115 Ga sont retrouvés dans les roches sédimentaires de la formation d'Armina et donnent un âge maximal de sédimentation (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b).

### 2.2.3 L'Ensemble détritique supérieur

L'Ensemble Détritique Supérieure (EDS) se situe au nord du complexe des TTG Central. Il est constitué d'un ensemble de bassins en pull-apart orientés est-ouest, ouverts dans un contexte de décrochement sénestre (Ledru et al., 1991; Egal et al., 1992; Milési et al., 1995). Il atteint une épaisseur de 5000 mètres par endroits et il définit le Sillon Nord Guyanais (SNG) (Milési et al., 1995).

L'EDS est principalement composé de grès, quartzite et de conglomérat mono- et polygénique (Milési et al., 1995; Delor et al., 2003b). Des sills cisailés et déformés de microgranite sont observés à la base de la formation (Milési et al., 1995). Les séquences de roches sédimentaires observées varient entre chaque bassin comprenant l'EDS (Milési et al., 1995). Ainsi, des séquences conglomératiques de types "coulées de débris", "rivières en tresses" et de grandes séquences gréseuses sont observées à l'est (Vinchon et al., 1988; Manier, 1990; Milési et al., 1995). À l'ouest, une succession granodécroissante composée de conglomérats, micro-conglomérats et de grès et quartzites feldspathiques est observée (Milési et al., 1995). Les clastes dans les conglomérats reflètent le large éventail de roches documentées à l'échelle de la Guyane Française et du Bouclier Guyanais (Delor et al., 2003b). L'ouverture des bassins en pull-apart s'est produite au début du Néo-rhyacien (2.11 Ga-2.08 Ga). Des zircons hérités relevés dans les roches détritiques de l'EDS indiquent des âges de 2.115 Ga (Delor et al., 2003b).

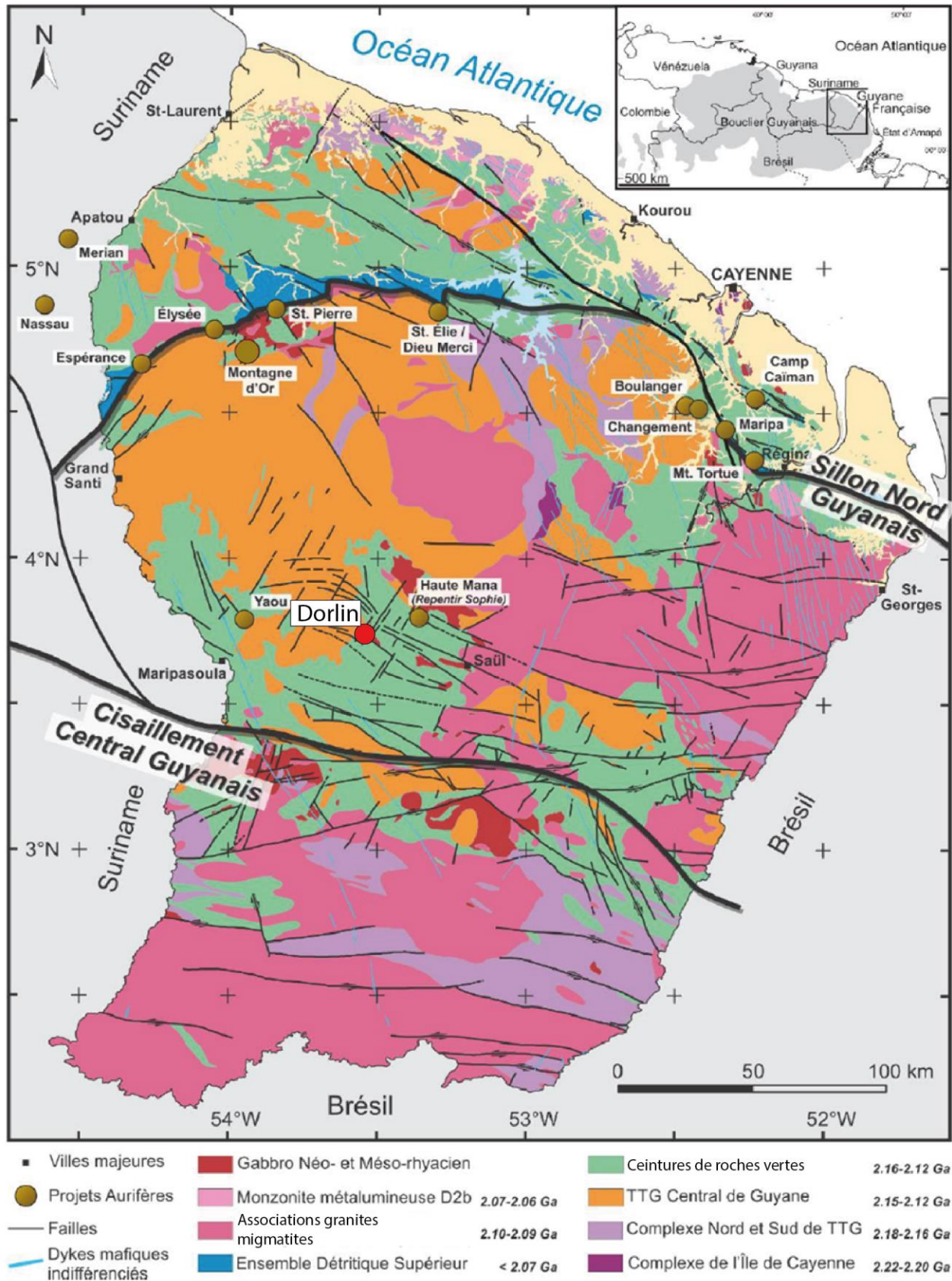


Figure 3 : Carte géologique simplifiée de la Guyane Française, reprise de Guiraud, 2021, modifiée d'après Delor et al., 2003b, et du programme SIG de la Guyane (BRGM)



Wilmer, Roche d'Olon, d'Artagnan, Frère, Montagne Nivré et THR Nord qui représente la limite sud du PEX (figure 5).

La zone étudiée focalise sur la Montagne Nivré (figure 5) qui s'étend sur environ 2 km de long selon un axe N-S et 1 km de large d'E en O. Les études géophysiques aéroportées et les forages récents y ont mis en évidence de nouvelles cibles de recherches. Cependant, les connaissances géologiques de cette zone

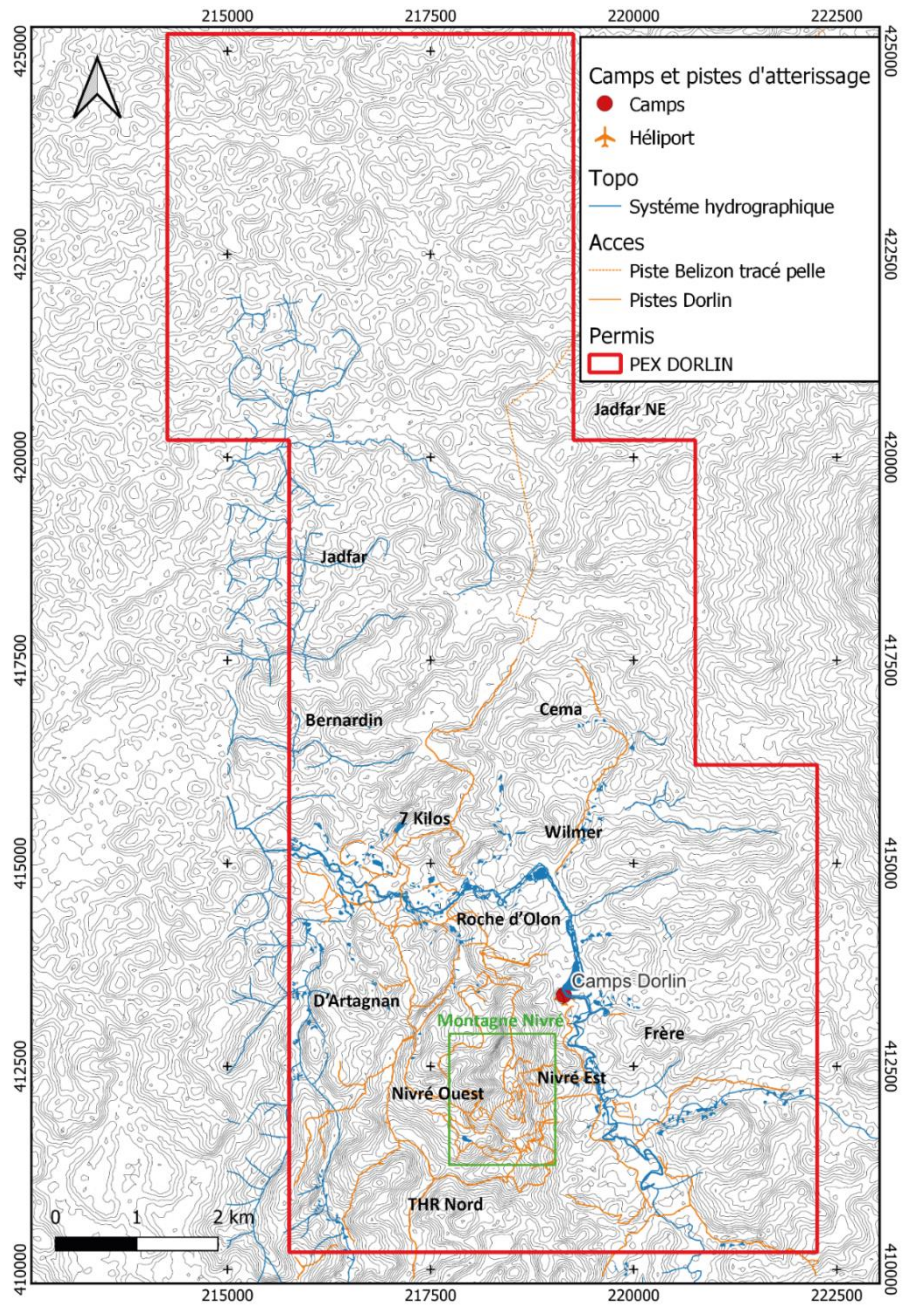


Figure 5 : Carte topographique montrant le Permis d'exploration (PEX) de Dorlin d'après RRSAS..

sont insuffisantes pour déterminer la nature des contrôles lithologiques et structuraux de la distribution des ressources en or. Un bref état des lieux sur les connaissances actuelles de la zone de recherche et une mise en contexte sont d'abord présentés. Ensuite, chacune des principales unités lithologiques sont décrites. Finalement, les données géophysiques acquises par RRSAS, ainsi que les nouvelles données structurales sont présentées et discutées dans le contexte du gîte de Dorlin. La carte géologique de la Montagne Nivré et les coupes structurales interprétées sont utilisées pour illustrer la distribution des unités et les principales structures.

### 3.2 Contexte géologique du Gîte de Dorlin.

Le gîte aurifère de Dorlin se situe dans la formation de Paramaca, au sud-est du complexe des TTG central et au nord du cisaillement central guyanais, au centre de la Guyane Française (figure 3) (Milési et al., 1995; Lerouge et al., 1999). Les roches volcaniques qui encaissent les zones minéralisées sont limitées à l'ouest par les granitoïdes calco-alkalins et les migmatites du complexe des TTG Central (voir section 2.2).

Dorlin est essentiellement constitué de roches volcaniques basiques à intermédiaires, notamment de laves porphyritiques et de roches volcanoclastiques. Des intercalations de fines couches de roches sédimentaires, incluant des cherts, ont été documentés par RRSAS. Les roches volcaniques sont recoupées par différents types d'intrusions mafiques à felsiques (Milési et al., 1988; Lerouge et al., 1999). D'après plusieurs auteurs, l'ensemble des roches du secteur de Dorlin sont affectées par les deux phases de déformation tectono-métamorphiques régionales  $D_1$  et  $D_2$  (Lasserre et al., 1989; Jegouzo et al., 1990; Lerouge et al., 1999), telles que définies par (Vanderhaege et al., 1997).

### 3.3 Géologie de la montagne Nivré

Les parties suivantes décrivent les principales lithologies qui encaissent ou recourent les zones minéralisées de Nivré Est et Nivré Ouest (figure 5). Ces lithologies sont subdivisées en roches volcaniques et volcanoclastiques et intrusives mafiques à felsiques.

#### 3.3.1 Roches volcaniques et volcanoclastiques

Les roches volcaniques et volcanoclastiques de la montagne Nivré peuvent être subdivisées en trois principaux faciès. Ceux-ci incluent des roches volcaniques mafiques à intermédiaires, des roches volcanoclastiques mafiques et des tufs intermédiaires à lapillis ou à cendres. La polarité de la séquence stratigraphique n'ayant pu être déterminée avec certitude, les unités sont présentées en ordre d'importance relative à l'échelle du secteur cartographié et des associations lithologiques. Les roches



volcaniques représentent d'importantes roches hôtes pour la minéralisation aurifère et l'altération hydrothermale qui lui est associée. Cet aspect sera développé dans le chapitre 5.

#### 3.3.1.1 Les roches volcaniques mafiques à intermédiaires

Le secteur de la montagne Nivré est dominé par des roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Ces roches se trouvent dans la plupart des carottes de forage étudiées et leurs limites géographiques ne sont pas bien définies. Ces roches sont généralement massives à fortement foliées (figure 6A) et présentent une couleur grise à grise à verdâtre (figure 6A et B). Elles sont localement mylonitisées au contact des roches intrusives (figure 6A et F). Cependant, le contact avec les autres roches volcaniques est diffus.

Les roches volcaniques n'enregistrent que très peu les textures primaires et aucune texture vacuolaire, amygdalaire ou bordure de coussin n'ont pu y être identifiées. Cette absence de textures primaires est sans doute liée à une forte superposition de la déformation et altération hydrothermale. Elles sont constituées d'une matrice lépidoblastique essentiellement composée de chlorite et de séricite (figure 6C à F). Des phénocristaux de plagioclases mesurant entre 0,5 et 3 mm sont dispersés dans la matrice et donnent localement une texture porphyrique à la roche (figure 6C et D). Ces cristaux sont partiellement altérés en séricite (figure 6C et D). La chlorite se trouve aussi sous forme de pseudomorphes, en remplacement de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ou amphiboles) mesurant moins de 0.5 mm (figure 6D et F). L'épidote est parfois associée à des amas de chlorite ou se trouvent en altération des plagioclases. De la calcite, de l'ankérite et de la dolomite forment des amas recristallisés dans la matrice, ou en bordure des feldspaths altérés (figure 6C à F).

#### 3.3.1.2 Les roches volcanoclastiques

Les roches volcanoclastiques sont particulièrement abondantes dans le secteur de la montagne Nivré. Il y a deux principaux faciès qui sont représentés par une volcanoclastite à clastes mafiques et un tuf intermédiaire.

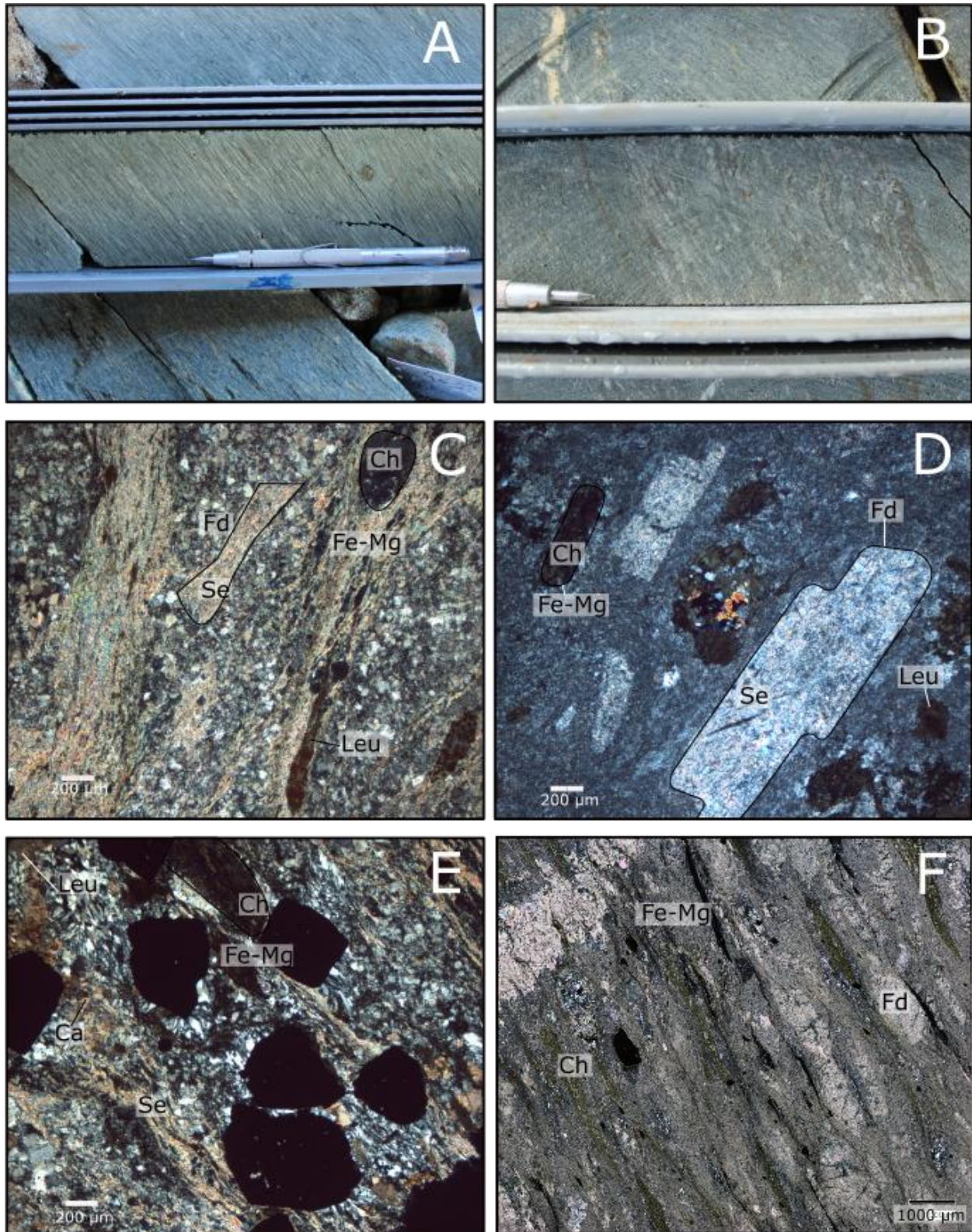


Figure 6 : Photographie des roches volcaniques mafiques à intermédiaires : A) et B) Montrant respectivement un faciès mylonitisé (DO-18-152A) et un faciès moins déformé (DO-18-167). Photomicrographie montrant C et D) La minéralogie des roches volcaniques mafiques, avec des feldspaths altérés en séricite et des ferromagnésiens chloritisés; E) Des sulfures disséminées recristallisées dans la matrice; C) le même faciès mylonitisé.

#### 3.3.1.2.1 Volcanoclastite à clastes mafiques

Les roches volcanoclastiques à clastes mafiques sont localisées essentiellement dans la partie est de la Montagne Nivré. Cette lithologie a une épaisseur de 2 à 3 mètres. Le contact avec les autres roches volcaniques est diffus. Elle est recoupée par les roches intrusives avec un contact franc. Basés sur des différences de taille de clastes, plusieurs types de volcanoclastites sont observées. La composition des clastes est cependant plutôt homogènes.

Cette roche est tout à fait remarquable par son aspect fragmentaire caractéristique. Dans l'ensemble, la roche est de couleur grise à ocre ou grise verdâtre (figure 7A et B). Elle est composée d'une matrice lépidoblastique à grain fin, généralement assez claire et composée de chlorite et séricite en proportions variables. Cette matrice contient des plagioclases plus ou moins aplatis mesurant entre 0,5 et 2 mm et qui lui donnent une texture porphyrique (figure 7C à F). Ces cristaux sont plus ou moins altérés en séricite et en épidote. La hornblende est pseudomorphosée par la chlorite. De la muscovite est parfois associée à la chlorite et à la séricite. Localement, des cristaux de quartz millimétriques sont observés dans la matrice (figure 7C à F).

Les fragments sont plus foncés que la matrice et sont habituellement non jointifs (figure 7C à F). Ils sont généralement de forme elliptique et leur taille varie de 1 ou 2 mm à 10 cm selon leur axe long et la roche est hétérogranulaire (figure 7C à F). La forme des fragments est variable, avec des bordures franches. Toutefois, certains d'entre eux ont des bordures très irrégulières, localement concaves. Les plus gros fragments sont constitués de chlorite, de carbonates recristallisés, avec localement des cristaux de plagioclase mesurant entre 0,5 et 1 mm (figure 7D et E). Ils ne sont pas amygdalaires ou vésiculaires et leur composition est très homogène. Cette roche est toujours fortement foliée et la foliation affecte également les clastes. Les fragments sont fortement aplatis et étirés et les phénocristaux présentent généralement un alignement préférentiel (figure 7C et D).

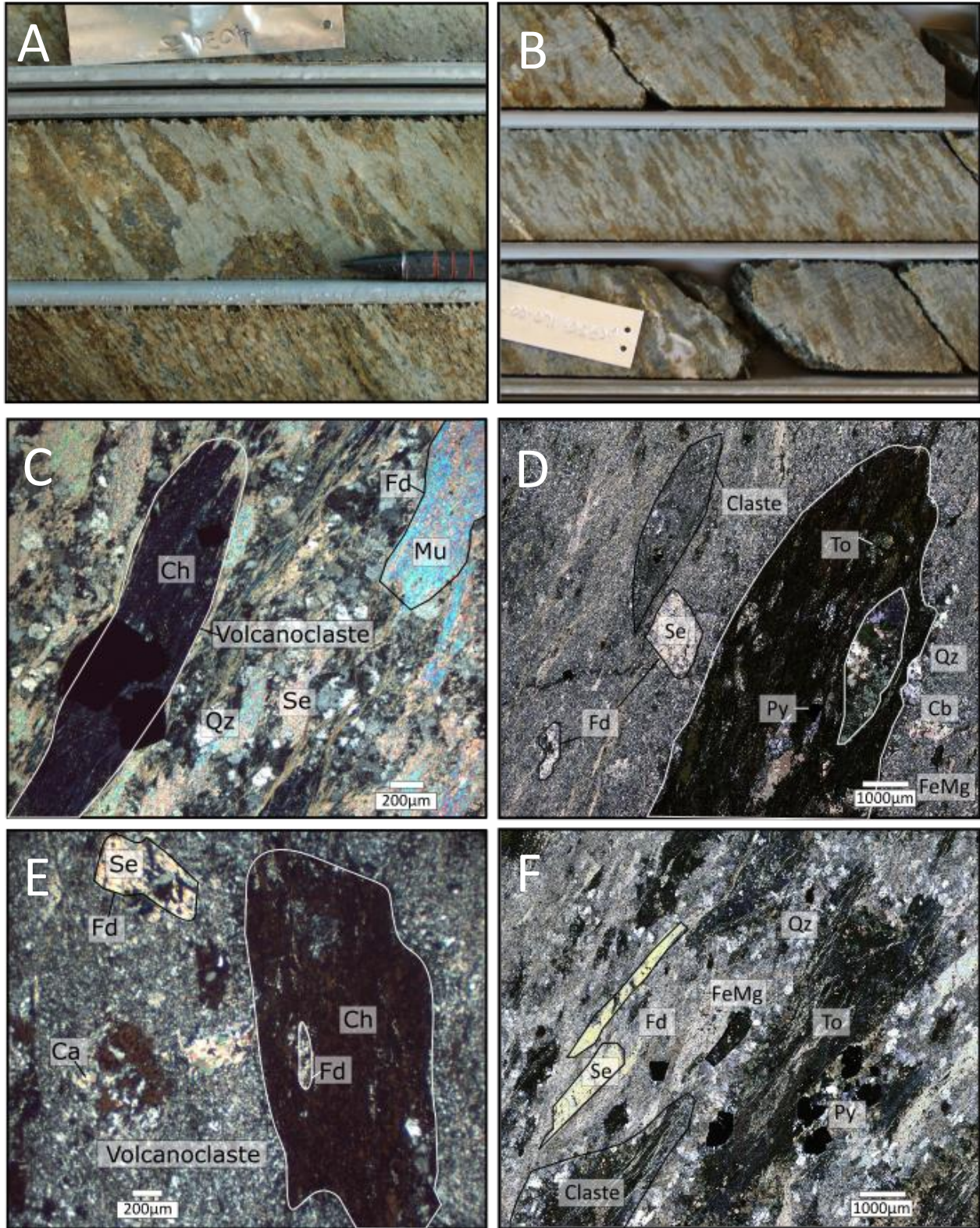


Figure 7 : Photographie des roches volcanoclastiques : A) et B) Montrant respectivement un faciès à clastes grossiers (DO-18-155) et à clastes fins (DO-18-185). Photomicrographie montrant C) Un claste fin chloritisé; D) et E) Des clastes grossiers chloritisés avec des feldspaths recristallisés dedans; F) Les clastes inclus dans la schistosité.

### 3.3.1.2.2 Tuf intermédiaire

Le tuf intermédiaire est situé au centre de Nivré Est et forme une unité de plusieurs mètres d'épaisseur. Des niveaux plus minces (1 à 3 m) sont observés au sud et à l'ouest de la montagne Nivré. Le contact avec les autres roches volcaniques est diffus. Il se distingue des autres unités par la présence de cristaux de quartz dans la matrice et par des zones chloriteuses.

Cette unité est relativement hétérogène en termes de texture, de composition minéralogique et de granulométrie. Elle est de couleur grise verdâtre, à ocre lorsqu'elle est altérée (figure 8A). Elle est subdivisée en différents faciès en fonction de sa granulométrie et de sa texture. Elle montre toujours une forte schistosité. La matrice est lépidoblastique et principalement constituée de séricite, de chlorite et de

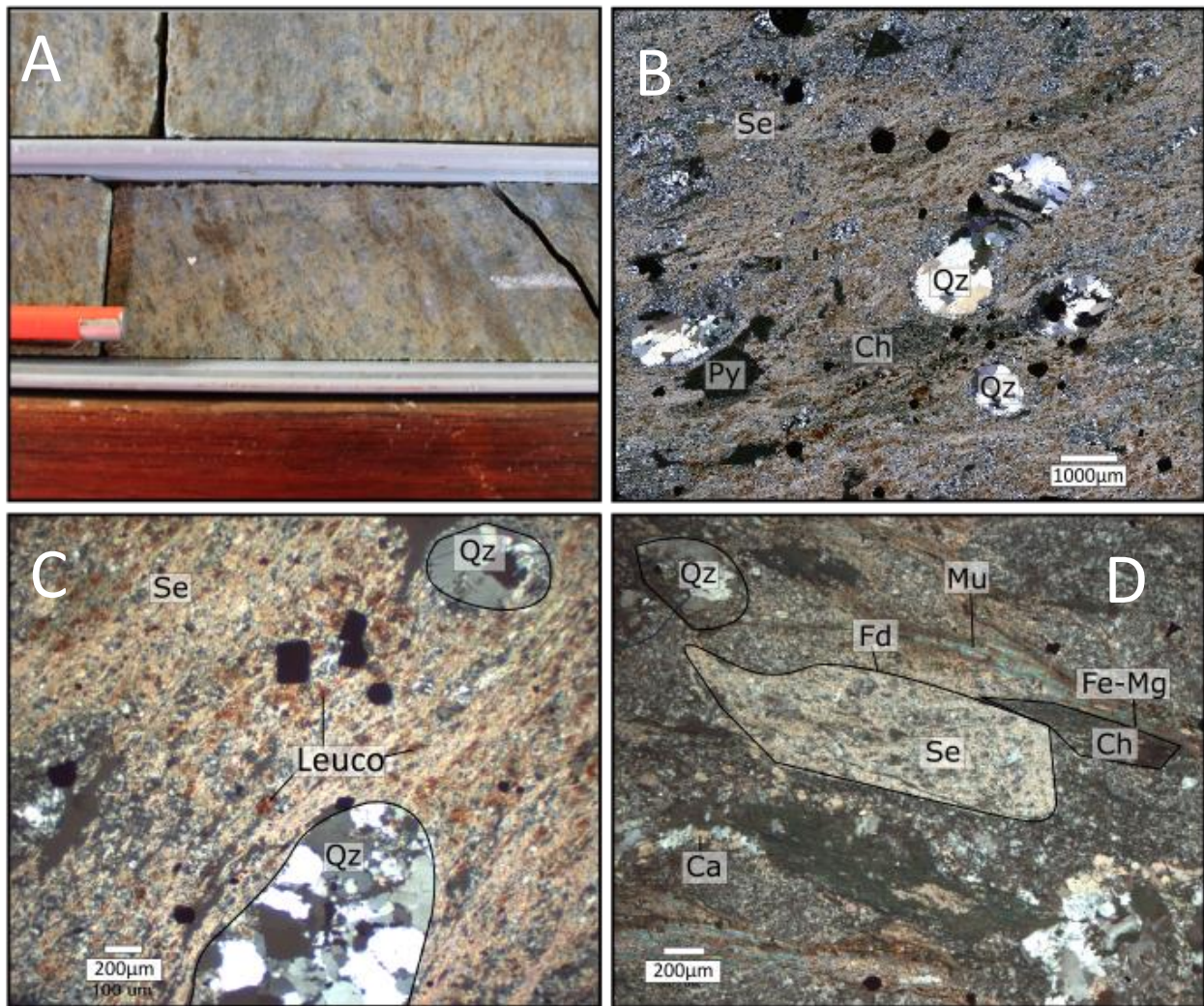


Figure 8 : Photographies des tufs intermédiaires en échantillon macroscopique (A) et au microscope (B-D) : A) Cristaux de quartz centimétriques recrystallisés dans la matrice (forage DO-18-154); B) à D) grains de quartz recrystallisés dans une matrice riche en séricite, quartz et feldspaths altérés.

quartz microcristallin (figure 8A à D). Quelques cristaux de plagioclase rectangulaires blanchâtres (0.2 à 0.8 mm), partiellement remplacés par de la séricite et du quartz microcristallin (figure 8D). Des quartz polycristallins mesurant entre 1 et 3 mm (figure 8B à D) sont aussi localement présents. Ils ne semblent pas définis dans la schistosité et sont recristallisés. Ils ne présentent pas de distribution particulière. Des pseudomorphes constitués de chlorite remplacent les ferromagnésiens. Des carbonates sont communs dans la matrice et en bordure des phénocristaux, ou remplissent des amygdules (figure 8B à D).

### 3.3.2 Les roches intrusives de la Montagne Nivré

Les roches intrusives de la montagne Nivré peuvent être subdivisées en deux groupes : les roches intrusives felsiques, qui sont les plus abondantes, et les mafiques. Ces unités sont présentées en ordre d'importance relative à l'échelle du secteur cartographié et des associations lithologiques.

#### 3.3.2.1 Les roches intrusives felsiques

Les roches felsiques sont abondantes sur le secteur Nivré Est, mais des intrusions de faible volume sont toutefois observées sur Nivré Ouest. Elles incluent des granitoïdes et des porphyres à quartz.

##### 3.3.2.1.1 Les granitoïdes

Des intrusions de granitoïde sont observées dans tout le secteur de la Montagne Nivré. Les principales intrusions se situent au centre de Nivré Est et plus localement à l'ouest. L'épaisseur varie de plusieurs dizaines de centimètres ( $\leq 30$  cm) à quelques mètres. L'intrusion la plus large se situe au centre de Nivré Est et mesure environ 10 mètres d'épaisseur (figure 9).

Ces intrusions recoupent les roches volcaniques. Les contacts entre les granitoïdes et les volcaniques sont francs, cependant des zones mylonitisées sont observées parfois dans les deux lithologies au contact de ces intrusions (figure 6A).

Les granitoïdes sont gris verdâtre à gris foncés, localement porphyriques et foliés (figure 9A et B). La roche est microgrenue à grenue avec des grains mesurant entre 0,2 et 4 mm. Elle est constituée de quartz, feldspath plagioclase, séricite, chlorite et carbonates. Parfois des porphyres de feldspath sont observés (figure 9A et B)). Les feldspaths sont altérés en séricite et épidote (figure 9C). La chlorite forme des pseudomorphes en remplacement de minéraux ferromagnésiens (pyroxène ou amphibole) (figure 9D). La calcite forme des amas millimétriques disséminés dans la matrice ou sur les plagioclases (figure 9C et D).

Des leucoxènes sont localement observés dans les roches et certains ont conservé une forme losangique héritée de la titanite.

Les observations microscopiques et macroscopiques ne permettent pas de confirmer que ces roches sont des granites ou des granodiorites, car la présence de feldspaths potassiques n'est pas confirmée. La nature de ces roches sera définie grâce aux analyses géochimiques (Partie 4.5.1).

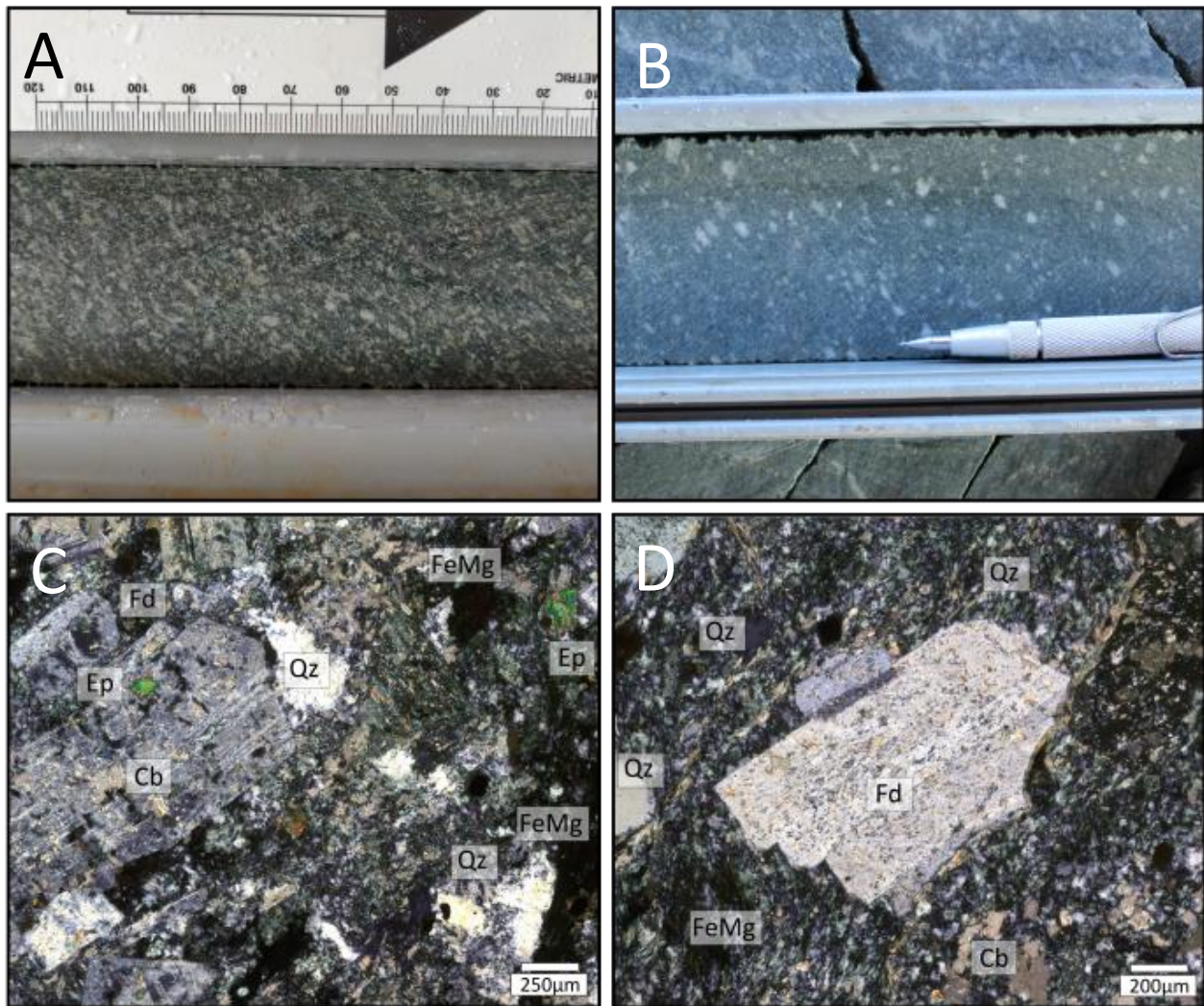


Figure 9 : Photographie des granitoïdes : A) DO-18-171 vue sur demi-carotte NQ; B) DO-18-156 vue sur demi-carotte. Photomicrographie montrant : C) DO-18-157A et D) DO-18-157A

### 3.3.2.1.2 Les porphyres à quartz.

Les porphyres à quartz sont faciles à reconnaître grâce à leur couleur vert clair à beige (figure 10A). Ils sont observés à plusieurs endroits sur la Montagne Nivré et ont une épaisseur variable de 30 cm à 8 m. Ils recoupent toutes les roches volcaniques et leurs contacts avec les autres lithologies sont francs et marqués par des veines de cisaillement.

Ces intrusions ont une matrice foliée microgrenue constituée de quartz et de séricite (figure 10B et C). Elles contiennent des phénocristaux de quartz monocristallins millimétriques à pluri-millimétriques qui donnent une texture porphyritique. Les porphyres à quartz sont recoupés par de nombreuses veines de quartz et carbonates (figure 10A).

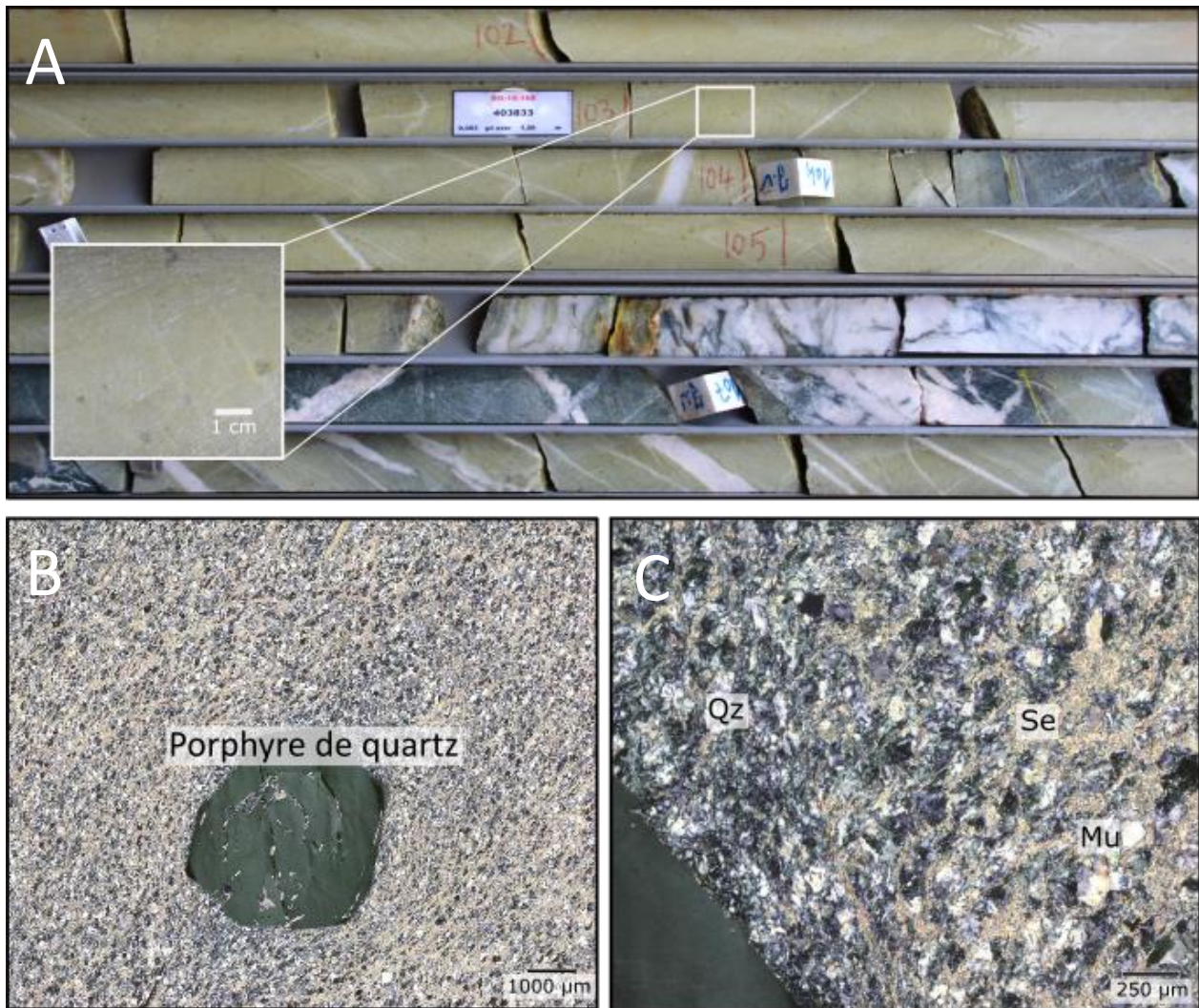


Figure 10 : Photographies des porphyres felsiques observés sur la Montagne Nivré. A) DO-18-160 vue sur demi-carotte NQ. Photomicrographie : B) DO-18-160 qui montre les porphyres de quartz, C) DO-18-160 qui montre la matrice riche en quartz et séricite.



### 3.3.2.2 Les roches intrusives mafiques

Deux types de roches intrusives mafiques sont observées sur la Montagne Nivré. Elles ne sont pas très abondantes et sont essentiellement présentes sur la partie ouest et au sud du secteur d'étude (figure 5).

#### 3.3.2.2.1 Les porphyres mafiques

Les porphyres mafiques forment une intrusion volumineuse dans l'ouest de la Montagne Nivré, et d'autres moins importantes dans la partie nord. Le contact avec les roches volcaniques encaissantes est graduel.

La roche est gris foncé à gris clair et grenue porphyrique (Figure 11A et B). La matrice est constituée de quartz et d'amas de quartz, de carbonates et de séricite (figure 11C à E). Des phénocristaux de plagioclase (0,2 mm à 1 mm) (figure 11C à E) sont plus ou moins altérés en séricite, épidotes et tourmaline recristallisées par-dessus. Des pseudomorphes constitués de chlorite remplacent des minéraux ferromagnésiens ( $\leq 1\text{mm}$ ) (Figure 11C à E). La schistosité est portée par la séricite et la chlorite. Le leucoxène est commun et mesure jusqu'à 0,2-0,3 mm (figure 11D et E).

Le plagioclase est localement pseudomorphosé en tourmaline. La pyrite et la chalcopryrite sont présentes en traces.

#### 3.3.2.2.2 Les intrusions de diorites

Les diorites sont surtout observées au sud de la zone de Nivré Est (figure 5). Les intrusions ne sont pas très épaisses, variant de 1 à 2 m, et leur contact avec les roches volcaniques encaissantes est franc.

Les roches sont gris clair à vert (figure 12A). Elles sont microgrenues avec une matrice constituée principalement de feldspaths à grains fins (0,1 à 0,2 mm), qui montrent localement des macles de Carlsbad (figure 12B). Certains feldspaths sont séricitisés et épidotisés (figure 12B). La chlorite et la séricite sont interstitielles aux feldspaths. Des amas de carbonates sont disséminés de façon plus ou moins homogène dans la roche (figure 12B). Le quartz est peu abondant et à grains fin ( $\leq 0,1\text{ mm}$ ) et des grains de leucoxène millimétriques sont disséminés.

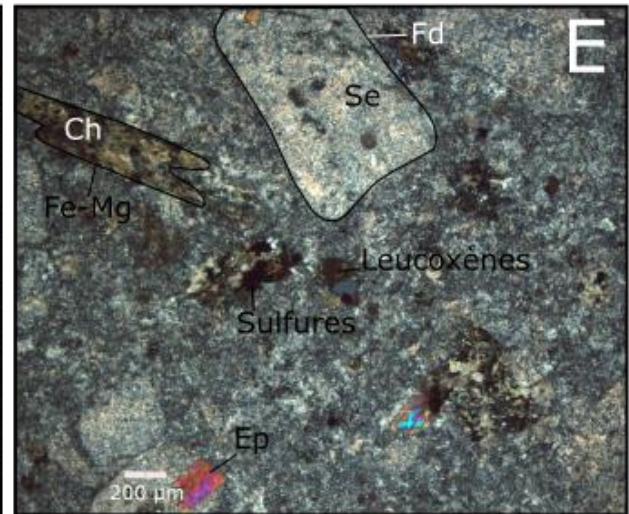
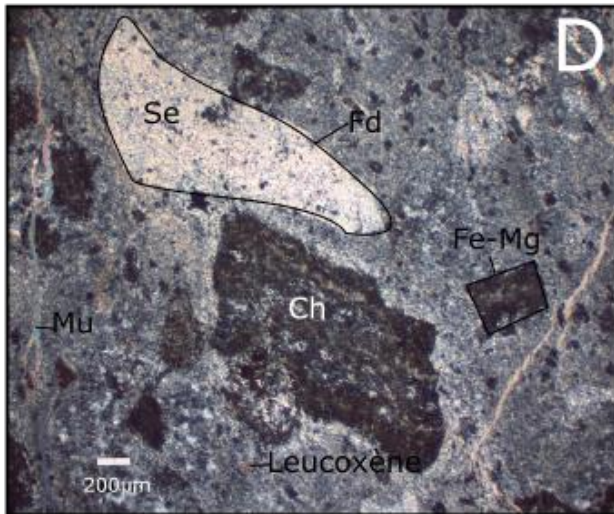
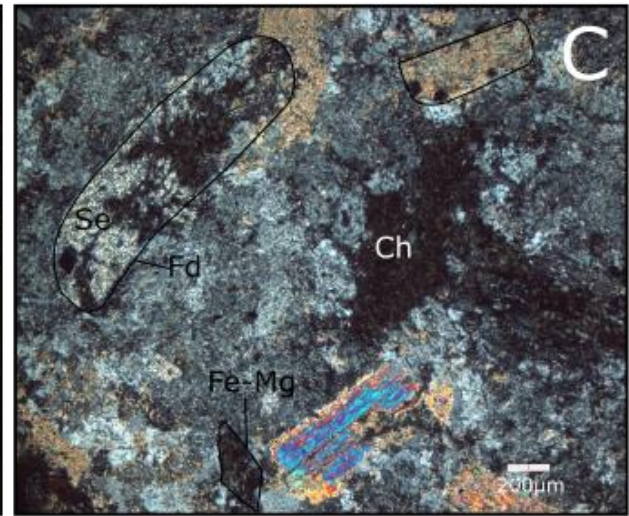
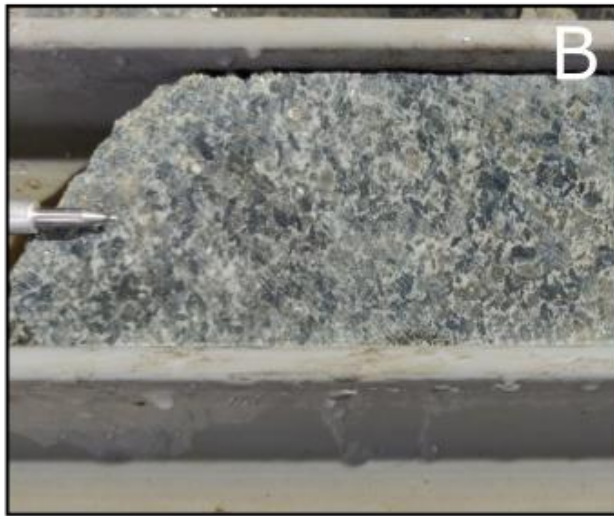
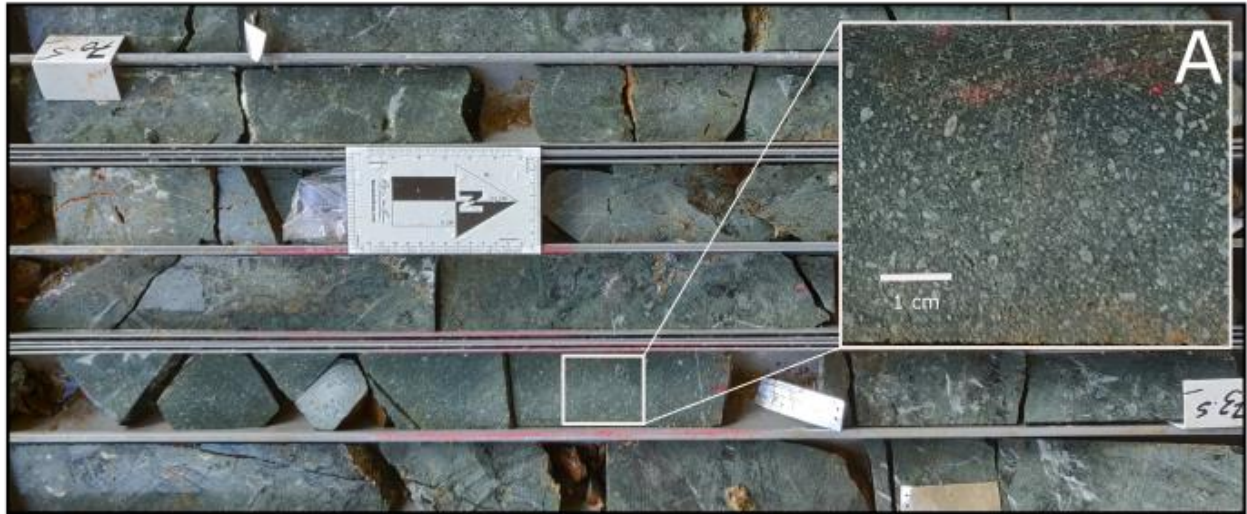


Figure 11 : Photographie des porphyres mafiques observés sur la montagne Nivré A) DO-18-173 vue sur demi-carotte NQ; B) DO-18-173 vue sur demi-carotte; C) DO-18-173 vue au microscope en LPA x20; D) DO-18-173 vue au microscope en LPA x20 NQ; E) DO-18-173, vue au microscope en LPA x10

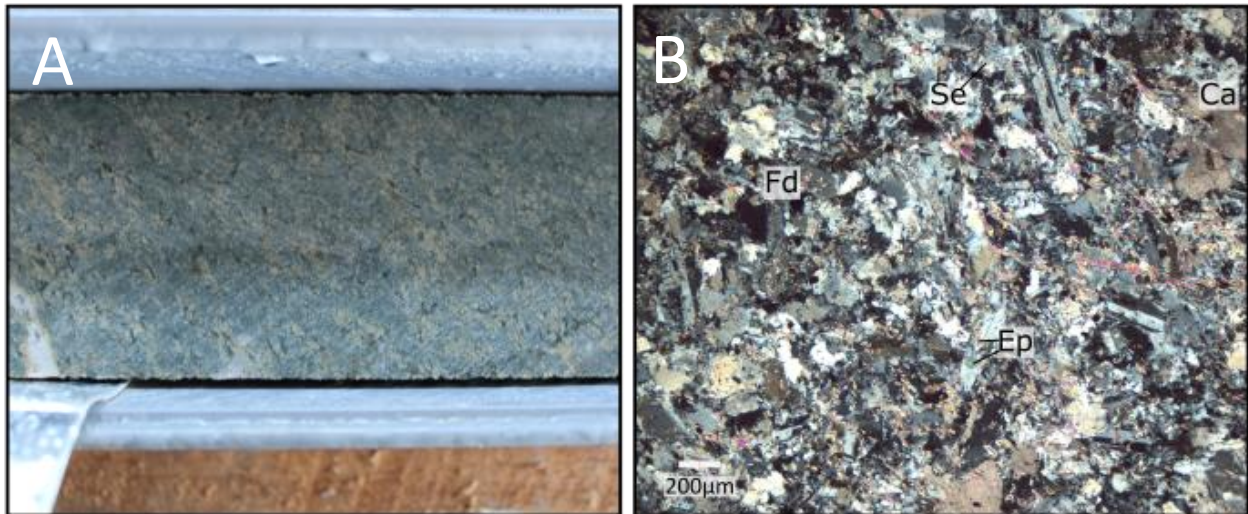


Figure 12 : Photographies des diorites observées sur la Montagne Nivré. A) DO-18-167 vue sur demi-carotte NQ; B) Photomicrographie dans un échantillon du forage DO-18-167.

### 3.3.3 Association de sulfures dans les différentes lithologies.

Des pyrites automorphes à subautomorphes forment des porphyroblastes mesurant de 0,1 à 1 mm dans les différentes roches de la Montagne Nivré. Elles forment parfois des amas de plusieurs millimètres où elles sont associées à d'autres sulfures. Des tourmalines sont également associées à ces amas sulfurés. Leur présence est due aux altérations hydrothermales. Ces associations seront décrites plus en détails dans le chapitre 5 partie 2.

### 3.4 Structures et métamorphisme

Cette section présente les principales structures tectoniques documentées sur les affleurements, les carottes de forage, ainsi qu'une interprétation des données géophysiques disponibles.

De récents levés de géophysiques au sol, réalisés par RRSAS, ont permis d'interpréter de manière plus globale le contexte tectonique du secteur de Dorlin et de la Montagne Nivré. Les données sont tirées de Lacroix et Gitzhoffer, 2018 (données non publiées, Document interne RRSAS). De façon plus générale et à l'échelle du secteur d'étude, une phase de déformation est liée au développement d'une foliation pénétrative. Cette phase de déformation est localement attribuée à  $D_1$  et une correspondance avec les phases de déformation reconnue régionalement sera proposée par la suite.

### 3.4.1 Déformation D<sub>1</sub>.

En 2018 et 2019, soixante-cinq forages ont été réalisés sur la Montagne Nivré par RRSAS. Six forages de validation ont été forés en jumelage des forages de Guyanor de 1997. La majorité de ces forages sont orientés. Ils se situent au cœur des minéralisations aurifères et des zones riches en tourmaline.

Des mesures structurales ont été réalisées sur chevalet à l'aide d'une boussole. Une seule schistosité pénétrative S<sub>1</sub> a été documentée (figure 13) et elle possède une orientation moyenne NNO (N352) avec un fort pendage vers l'ESE (75°). La stratification est localement préservée dans les roches volcanoclastiques et à certains endroits elle montre une relation angulaire forte avec la schistosité, où elle définit des plis macroscopiques (figure 14A). Cette schistosité S<sub>1</sub> est marquée par la chlorite et la séricite dans les roches volcaniques et l'épidote est commune. Cette paragenèse métamorphique correspond au faciès des schistes verts dans les roches mafiques.

Les clastes et fragments sont déformés et localement plissés (figure 14B et C) et présentent localement des structures asymétriques de type sigma, qui indiquent l'influence d'un cisaillement. Les fragment tourmalinisés sont déformés et cisailés durant D<sub>1</sub>.

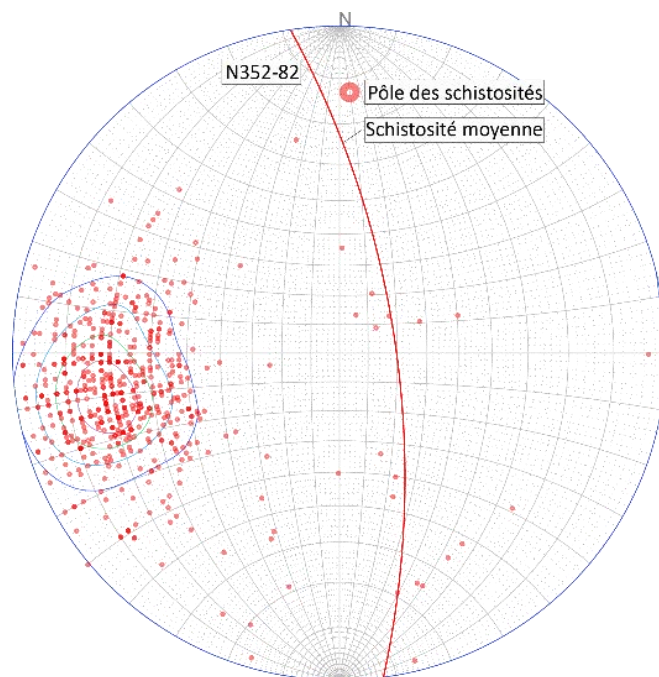


Figure 13 : Stéréogramme des mesures de schistosités réalisées sur carottes de forages. La moyenne de ces schistosité est de N352-82, proche de la tendance régionale

Des corridors mylonitiques sont localement développés, en particulier le long des contacts entre les roches intrusives et les roches volcaniques. Ces corridors ont une épaisseur de 30 cm à 5 m. La roche a une texture grenue à microgrenue. Les minéraux et les clastes y sont très étirés et la roche est enrichie en séricite et chlorite (figure 14D).

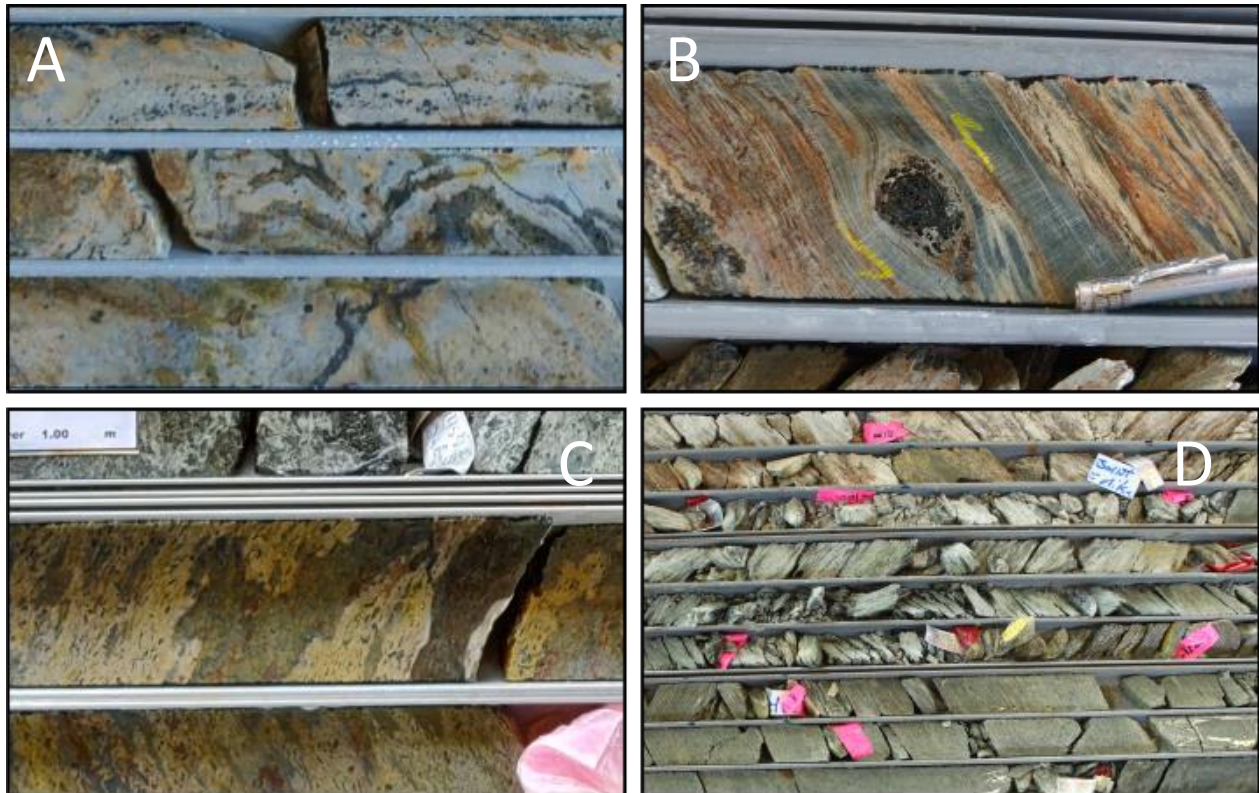


Figure 14 : Photographies des structures documentées sur la Montagne Nivré. A) Stratification conservée et plissée. Veine de tourmaline plissée; B) Fragment tourmalinisé montrant l'influence d'un cisaillement; C) Claste plissé dans une roche volcanoclastique; D) Zone mylonitisée dans le forage DO-18-154 au contact d'une roche intrusive.

### 3.4.2 Déformation $D_2$ .

L'observation des affleurements des différents secteurs du gîte de Dorlin a permis de mettre en évidence un deuxième épisode de déformation  $D_2$ . Cette déformation est marquée par des plis en « Z » qui affectent la schistosité  $S_1$  dans les affleurements des zones THR et Roche d'Olon (figure 15A).

La  $S_1$  s'est formée lors de la phase de plissement régionale, avec des mesures de schistosité correspondant à l'orientation régionale. Elle est localement crénulée par la  $D_2$  (figure 15). Les différentes mesures de  $S_1$  prises sur ces zones plissées donnent un axe de 330/31 (figure 15B).

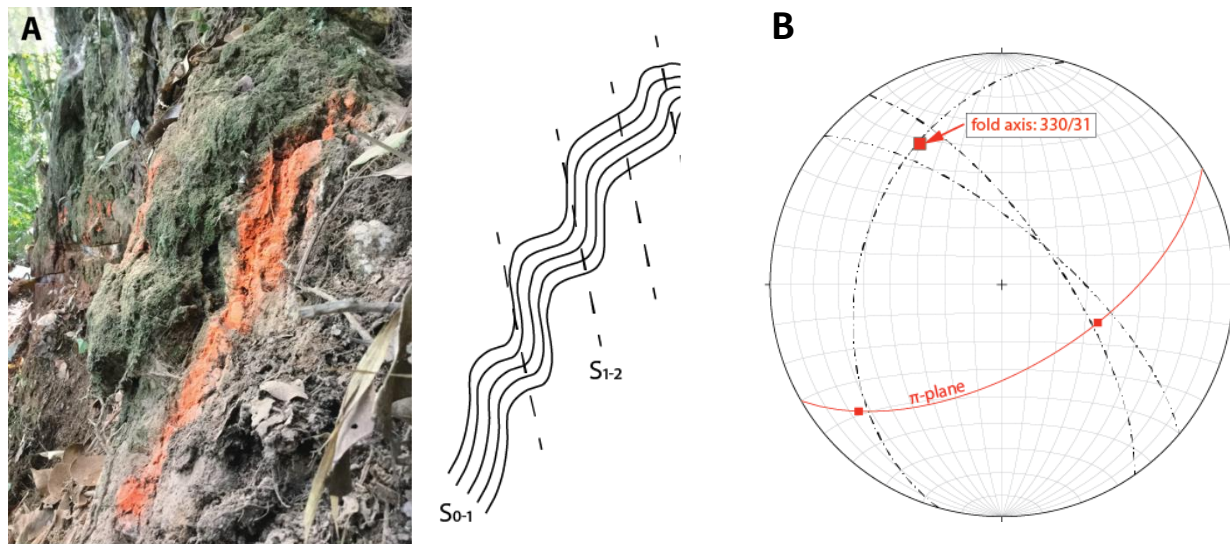


Figure 15 : Affleurement sur THR montrant la déformation affectant la  $S_1$ . A) Photographie de l'affleurement, montrant des plis parasitiques dans la schistosité  $S_1$  avec un schéma de ces déformations.; B) Stéréogramme des mesures de schistosités de l'affleurement. Un axe de plis avec une plongée axiale de 330/31 est interprété.

### 3.4.3 Phase de compression NE-SO.

Un ensemble de veines d'extension et de cisaillement, non plissé, donc plus tardif est observé sur les affleurements des différents sites du gîte de Dorlin. La figure 16A présente l'assemblage de veines observées sur un affleurement de THR. Les mesures structurales prises sur ces veines permettent de mettre en avant une compression NW-SE (figures 16B). Trois populations de veines de quartz contemporaines y ont été mesurées (figure 16B) : des veines d'extension mesurées à 206/72, des veines de cisaillement dextres mesurées à 160/60 et des veines de cisaillement sénestres mesurées à 240/67. Ces mesures permettent de mettre en évidence une compression NE-SO.

Ces mêmes familles de veines sont observées dans les roches intrusives des affleurements de la zone de 7kilos.

### 3.4.4 Interprétation de la géophysique.

Les profils géophysiques réalisés par RRSAS permettent de distinguer des déformations à l'échelle du gîte de Dorlin (figure 5). Les zones de haute chargeabilité observées sur la carte IP (figure 17) sont corrélées avec les zones de tourmaline massive et celles riches en tourmaline-quartz-sulfures.

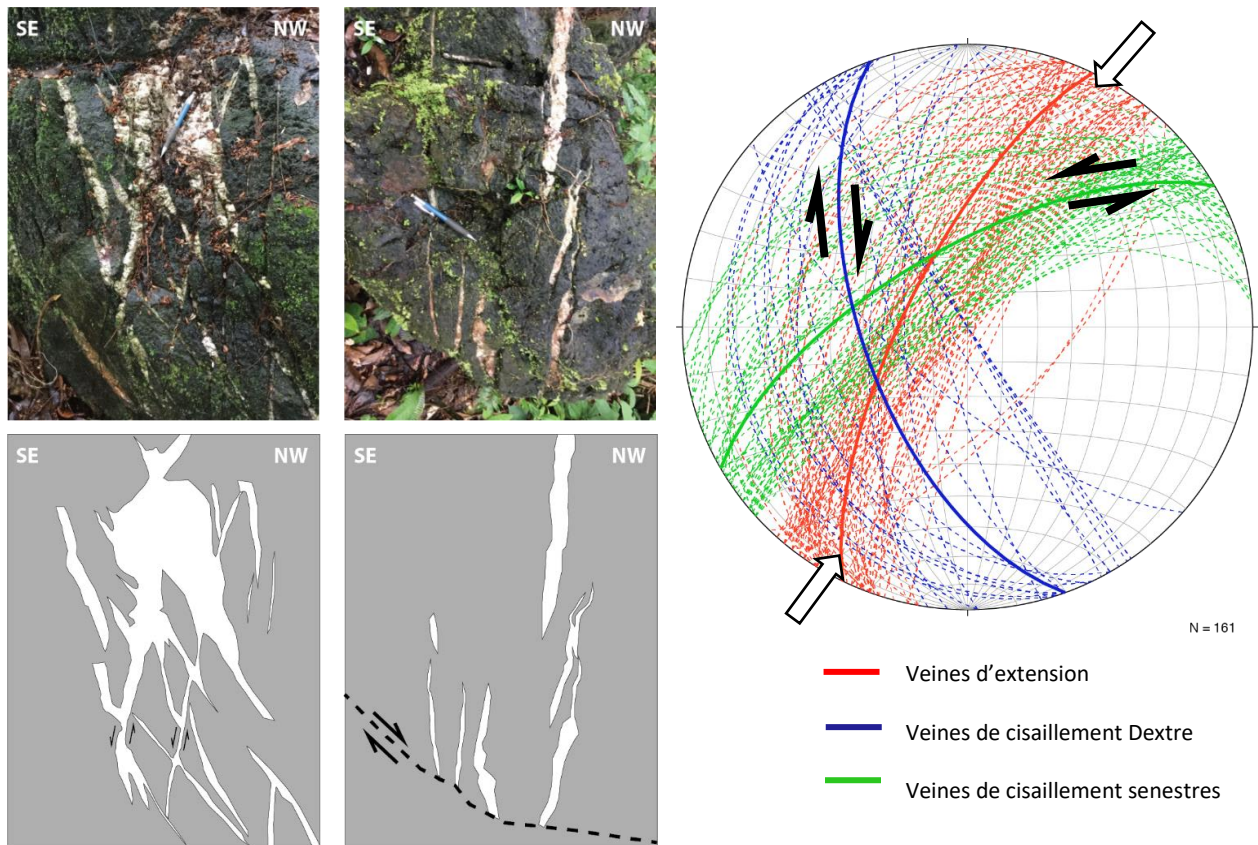


Figure 16 : Affleurement sur THR avec plusieurs générations de veines montrant une compression NE-SW. A) Plusieurs générations de veines de quartz et carbonates observées sur les affleurements; B) Stéréogramme des mesures prises sur les veines. Les différentes familles montrent un évènement de compression NE-SW.

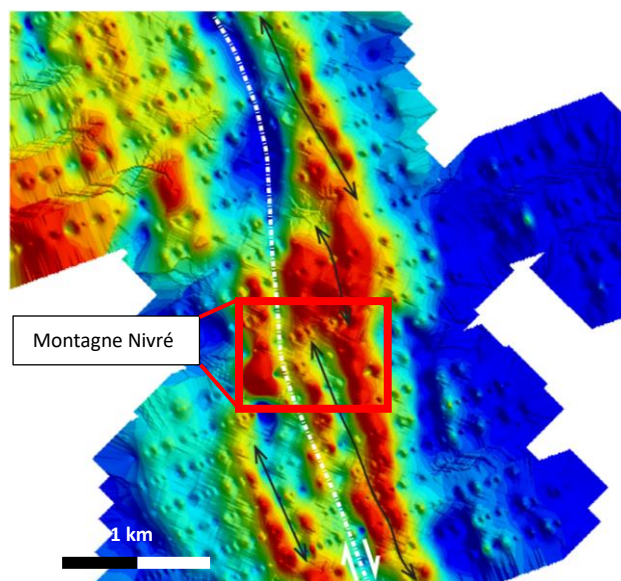


Figure 17 : Carte de polarisation induite réalisé par RRSAS. Les zones de hautes chargeabilité suggèrent des fermetures de plis. Le rectangle rouge souligne la position de la carte illustrée dans la figure 19

Ces zones de haute chargeabilité sont interprétées comme des fermetures de plis, indiquant un plissement de la minéralisation, et donc un probable contrôle lithologique de cette dernière. Ils ont une orientation correspondant aux tendances régionales de N352.

De plus, un cisaillement dextre peut être interprété sur les zones de haute chargeabilité (figure 18). Ce cisaillement pourrait expliquer les répétitions latérales des différentes lithologies (figure 19).

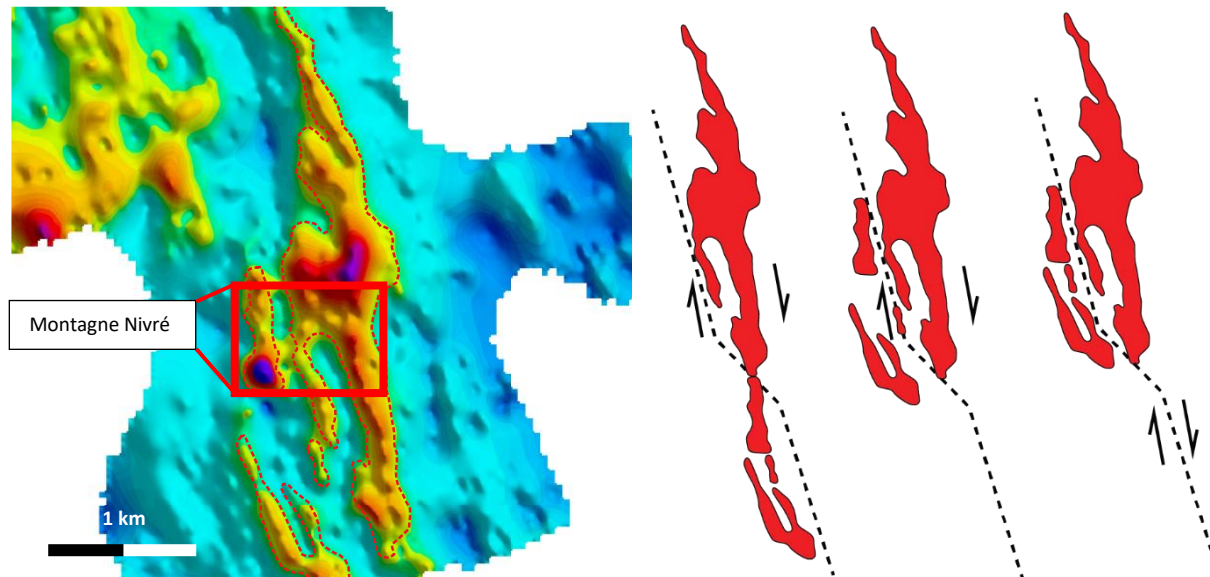


Figure 18 : Carte géophysique réalisé par RRSAS. Une interprétation du cisaillement peut être déduite des zones de plus haute chargeabilité.

### 3.4.5 Coupes et cartes géologiques

L'étude s'est concentrée sur la zone centrale de la Montagne Nivré. Cette zone est au cœur de minéralisation aurifère et comprend la plupart des forages de validation fait par RRSAS. L'étude des lithologies, couplée aux études structurales, a permis de réaliser une carte géologique interprétée du centre de la zone d'étude (figure 19). Le tracé de deux coupes y est indiqué. La Montagne Nivré est surtout constituée de roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Au sud de Nivré, des tufs intermédiaires d'environ 125 m d'épaisseur sont observés. Les volcanoclastites forment des zones lenticulaires d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Elles sont recoupées par des roches intrusives de type granitoïdes et des porphyres mafiques.

Les lithologies ont une répétition latérale, qui pourrait résulter du plissement des roches. L'orientation des lithologies est conforme à la tendance régionale de N352.



Deux coupes ont été réalisées à partir des levés lithologiques et structuraux en forage. Elles sont d'orientation E-O et traversent certaines des principales zones minéralisées (figure 20). Les forages font en moyenne entre 150 et 200 m de longueur, avec des épaisseurs de 50 à 100 m de saprolithe. Certaines lithologies sont reconnaissables dans la saprolithe, ce qui a facilité l'interprétation en surface.

La coupe la plus au nord (figure 20A) montre une majorité de roches volcaniques mafiques, avec quelques zones constituées de volcanoclastites mafiques surtout à l'est de la coupe. De nombreux dykes de granitoïdes et de porphyres à quartz recourent les roches volcaniques. Les contacts géologiques et la foliation ont un fort pendage vers l'est.

La coupe plus au sud montre un niveau de tuf intermédiaire d'une épaisseur d'environ 100 m. Il est recoupé par une intrusion de granitoïde et par un porphyre felsique (figure 20B). Des volcanoclastites mafiques sont observées à l'est de la coupe. Celles au centre sont associées aux tufs intermédiaires. Des porphyres felsiques et des granitoïdes recourent les roches volcaniques au centre de la coupe.

La schistosité mesurée dans les différentes lithologies ne varie que très peu.



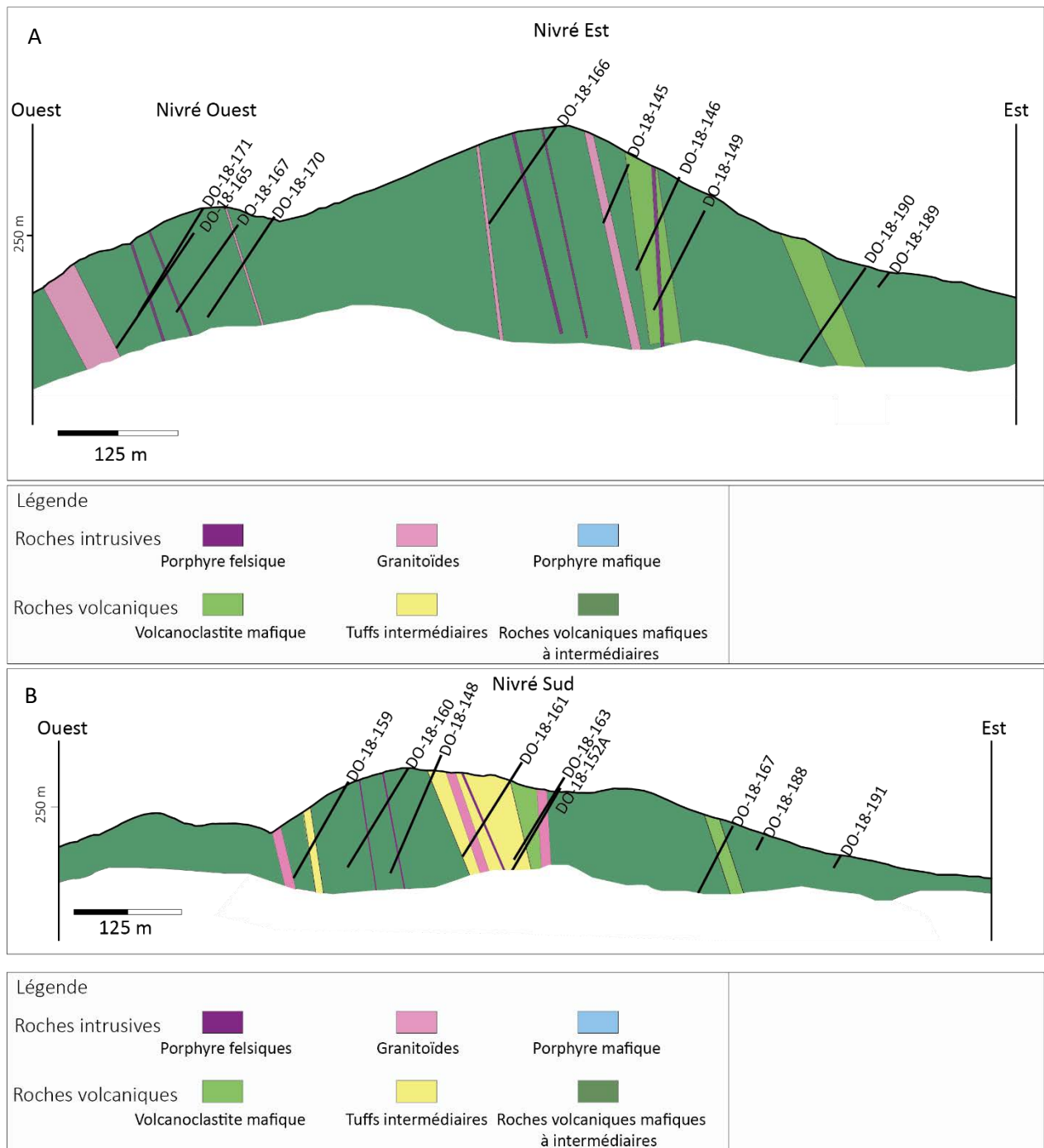


Figure 20 : Coupes géologiques est-ouest de la Montagne Nivré : A) Coupe réalisée au centre de la Montagne Nivré, au niveau des zones minéralisées; B) Coupe réalisée au sud afin de recouper les différentes lithologies de la Montagne Nivré

## CHAPITRE 4

### GÉOCHIMIE DES ROCHES DE LA MONTAGNE NIVRÉ

#### 4.1 Introduction

Des échantillons provenant des différentes lithologies présentes sur la montagne Nivré ont été prélevés dans des forages durant l'été 2019, afin d'en caractériser la composition géochimique (éléments majeurs, mineurs et traces). Toutes les roches du secteur d'étude ont subi de l'altération hydrothermale de nature et d'intensité variable et ces échantillons sont représentatifs des faciès moins altérés et altérés. Ce chapitre présente une description simplifiée des méthodes analytiques et des stratégies d'échantillonnage, ainsi que les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques et intrusives, et des zones aurifères.

#### 4.2 Méthode et stratégie d'échantillonnage

Les principaux objectifs de cette étude géochimique sont : 1) de classer les roches magmatiques qui encaissent les minéralisations aurifères du gîte de Dorlin; 2) d'en déterminer les principales caractéristiques géochimiques et de proposer un contexte tectonique de formation; 3) identifier les changements chimiques liés à l'altération hydrothermale des roches, ainsi que la signature géochimique de la minéralisation aurifère.

L'étude est concentrée sur les roches de la Montagne Nivré, où très peu d'affleurements sont disponibles à cause de la forte latéritisation. Cette zone météorisée est reconnue sur une épaisseur qui peut atteindre 100 m. Elle est facilement reconnaissable en forage en raison de sa couleur brun rougeâtre à blanchâtre et de sa nature friable, étant en partie composée d'argile, de limonite et d'autres minéraux supergènes. La composition chimique et minéralogique de ces roches ne reflète plus leur composition originale. Cette zone météorisée a donc été évitée dans le cadre de cette étude.

L'échantillonnage a été ciblé sur les deux sections présentées dans le chapitre 3, section 3.5.2. Des échantillons ont également été choisis de part et d'autre de ces deux sections afin d'avoir une sélection représentative de l'ensemble des lithologies documentées sur le site d'étude. Au total, ce sont 58 échantillons qui ont été prélevés sur les carottes de la campagne de forage de 2018.

### 4.3 Méthodes analytiques

Les analyses géochimiques ont toutes été effectuées sur roche totale dans les laboratoires Actlabs (*Activation Laboratory LTD.*), à Ancaster (Ontario) pour les éléments majeurs, mineurs et traces à partir de différentes méthodes.

- La fusion au métaborate/tétraborate de lithium couplée à un plasma inductif (*FUS-ICP*) a été utilisée pour les éléments majeurs et certains éléments mineurs et traces (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y, Zr,)
- La spectrométrie de masse couplée à un plasma inductif à fusion au métaborate/tétraborate de lithium (*FUS-MS*) a été utilisée pour les éléments suivants : Nb, Co, Ga, Ge, Sn, Cs, Pb, Hf, Ta, W, Tl, Bi, Th, U, Rb, Y, Zr, REE, Mo.
- Suite à une *digestion totale*, le Ni, l'Ag, le Pb, le Cd et le S ont été analysés par plasma à couplage inductif à fusion au métaborate/tétraborate de lithium (*TD-ICP*).
- L'Au, l'As, l'Sb, ainsi que certains autres éléments traces (Br, Cr, Ir, Sc, Se) ont été analysés par activation neutronique (*INAA*).

L'annexe B présente l'ensemble des résultats analytiques. Toutes les roches volcaniques, volcanoclastiques et intrusives de la montagne Nivré ont subi un certain niveau d'altération hydrothermale et leur composition chimique et minéralogique a été modifiée. Les éléments traces immobiles ont donc été priorisés pour classer et caractériser les roches étudiées. Toutefois, une sélection d'échantillons a été effectuée afin d'identifier les échantillons moins altérés. Cette sélection est basée sur les indices d'altération macroscopique, le contenu en S, Au, As, et la perte au feu. Le diagramme de Large et al. (2001) (figure 21) permet d'identifier les échantillons les moins altérés dans une sélection de roches volcanique. La plupart des échantillons de la Montagne Nivré se trouvent dans le champ des roches altérées et les concentrations primaires en certains éléments mobiles sont considérées comme ayant été modifiées. Les échantillons les moins altérés contiennent moins de 80 ppb d'Au, moins de 1% de S et la perte au feu est inférieure à 12,5%. L'étude suivante est surtout basée sur les valeurs des éléments immobiles. Afin d'atténuer l'effet de l'altération hydrothermale subie par les roches, les résultats des analyses ont été recalculés à 100% anhydre.

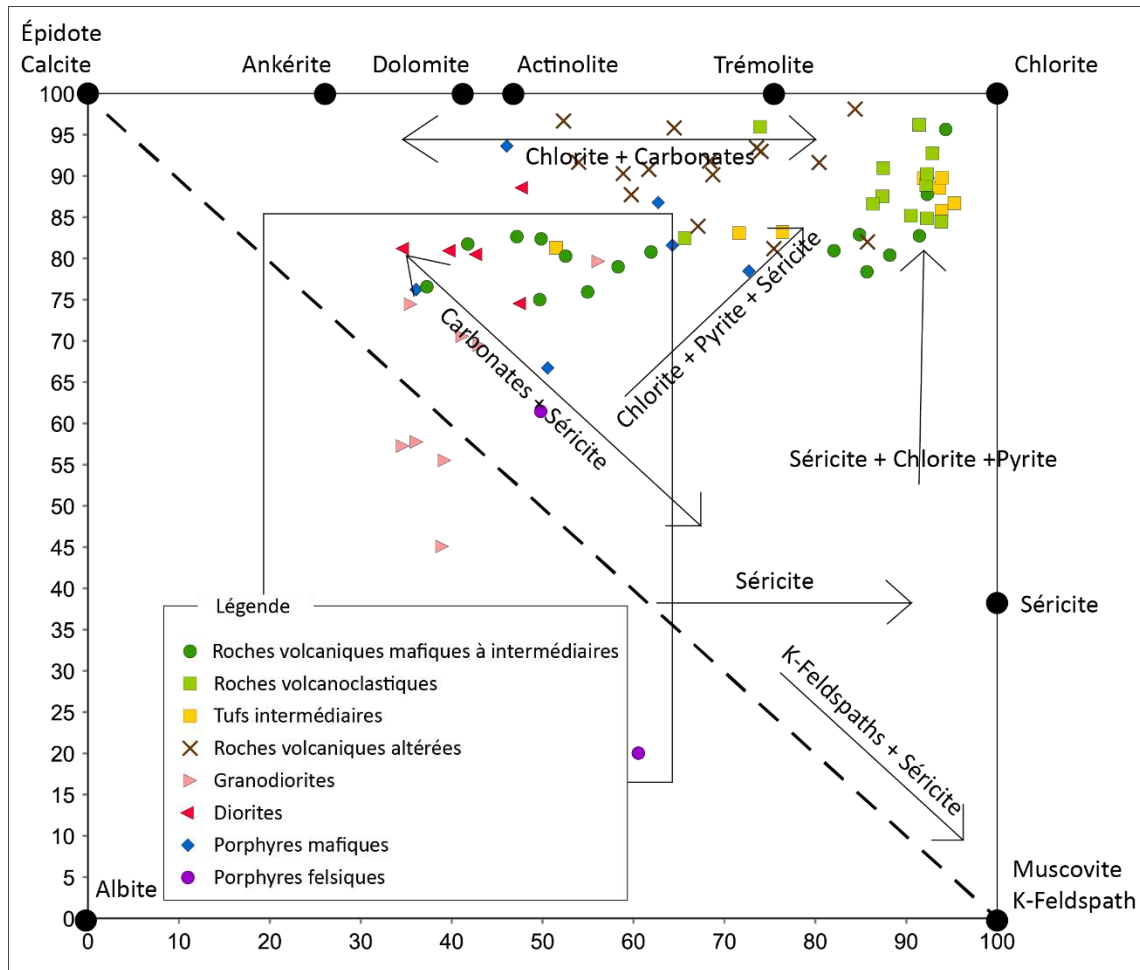


Figure 21 : Diagramme Al-CCPI *alteration box plot* (Large et al., 2001).  $Al = 100(K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$ ;  $CCPI = 100(MgO + FeOt) / (MgO + FeOt + Na_2O + K_2O)$ .

#### 4.4 Géochimie des roches volcaniques et volcanoclastiques

##### 4.4.1 Nature des roches

Les roches volcaniques et volcanoclastiques de la montagne Nivré ont été classées en utilisant le diagramme  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$  de Winchester et Floyd (1977) (figure 22).

Les échantillons analysés ont une composition relativement homogène, avec un rapport  $Zr/TiO_2$  autour de 0,01 et un rapport  $Nb/Y$  de 0,2. Deux échantillons seulement se distinguent des autres, mais dans l'ensemble ce sont des roches basaltiques à andésitiques selon la classification de Winchester et Floyd (1977) (figure 22). Les échantillons les moins altérés contiennent entre 52,2 et 64,3 %  $SiO_2$ , 3,28 à 9,05 %  $MgO$  et 0,28 à 7,83 %  $CaO$ . Le rapport  $TiO_2/Zr$  (0,007 à 0,02) est intermédiaire entre celui des andésites (0,01) et des dacites (0,005), tel que défini par McLean et Barrett (1994) (figure 23A). Dans l'ensemble, le

contenu en SiO<sub>2</sub>, MgO et CaO des échantillons les moins altérés, ainsi que les rapports d'éléments traces immobiles suggèrent que les roches volcaniques de la montagne Nivré ont une composition de basalte andésitique et d'andésite.

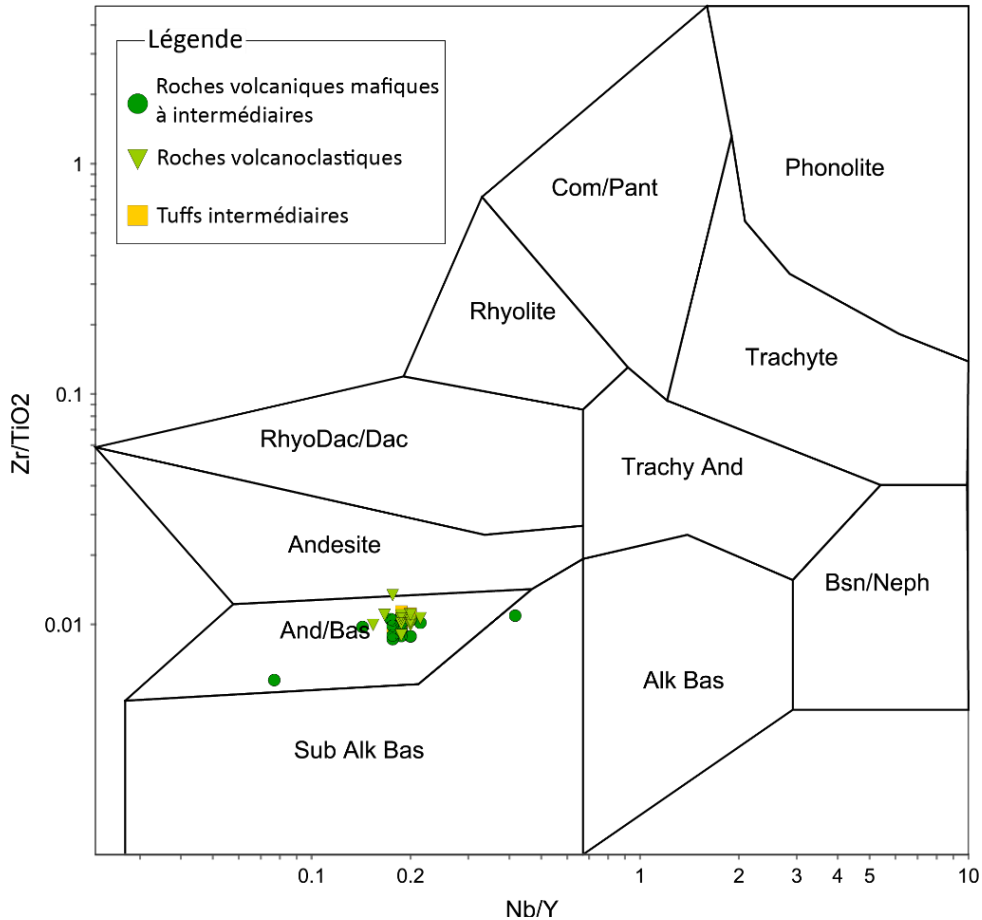


Figure 22 : Diagramme de discrimination lithologique Zr/Ti versus Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) pour les roches volcaniques de la Montagne Nivré.

#### 4.4.2 Affinité magmatique

Les affinités magmatiques des roches de la Montagne Nivré ont été définies à l'aide des diagrammes binaires TiO<sub>2</sub> vs Zr de McLean et Barrett (1994), Th/Yb vs Zr/Y et Zr vs Y de Ross et Bédard (2009).

Les échantillons moins altérés sont plus ou moins regroupés avec des valeurs de TiO<sub>2</sub> comprises entre 0,75 et 1,25 poids %, et des valeurs de Zr comprises entre 75 et 125 ppm. Deux sous-groupes peuvent toutefois être distingués, avec des rapports Zr/TiO<sub>2</sub> de 88,8 à 87,5 et 100 à 110. Les roches volcaniques de la montagne Nivré ne suivent pas la tendance en cloche typique des séries tholéiitiques. D'après le

diagramme de McLean et Barrett (1994), la composition de ces roches s'apparente plutôt à une suite calco-alcaline.

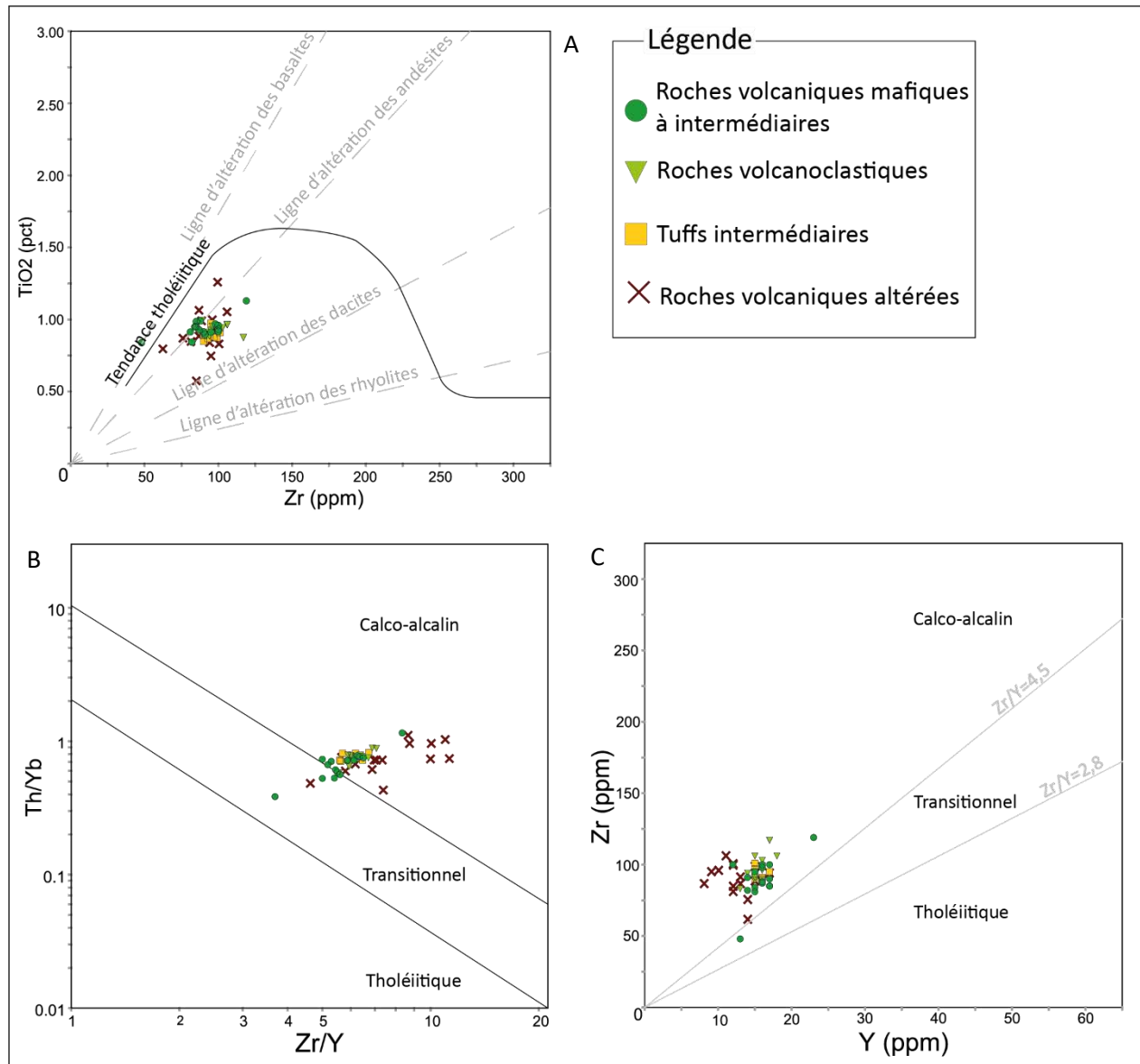


Figure 23 : Diagrammes de discrimination des affinités magmatiques pour les roches volcaniques. A) Zr vs  $\text{TiO}_2$  de MacLean et Barrett (1993); B) Zr/Y vs Th/Yb de Ross et Bédard (2009); C) Y vs Zr de Ross et Bédard (2009) dérivé de MacLean et Barrett (1993).

Les diagrammes discriminants Th/Yb en fonction de Zr/Y et Zr en fonction d'Y (Ross et Bédard, 2009) ont également été utilisés (figure 23B et C). Ils montrent que les roches ont une composition relativement homogène et sont principalement calco-alcalines; un seul échantillon montre une affinité transitionnelle sur les deux diagrammes.



#### 4.4.3 Environnement de formation des roches de la Montagne Nivré

Les diagrammes ternaires Ti-Zr-Y (Pearce et Cann, 1973), Th-Hf-Ta (Wood, 1980) et Nb-Zr-Y (Meschede, 1986) ont été utilisés afin de préciser l'environnement tectonique de mise en place des basaltes de la Montagne Nivré (figure 24).

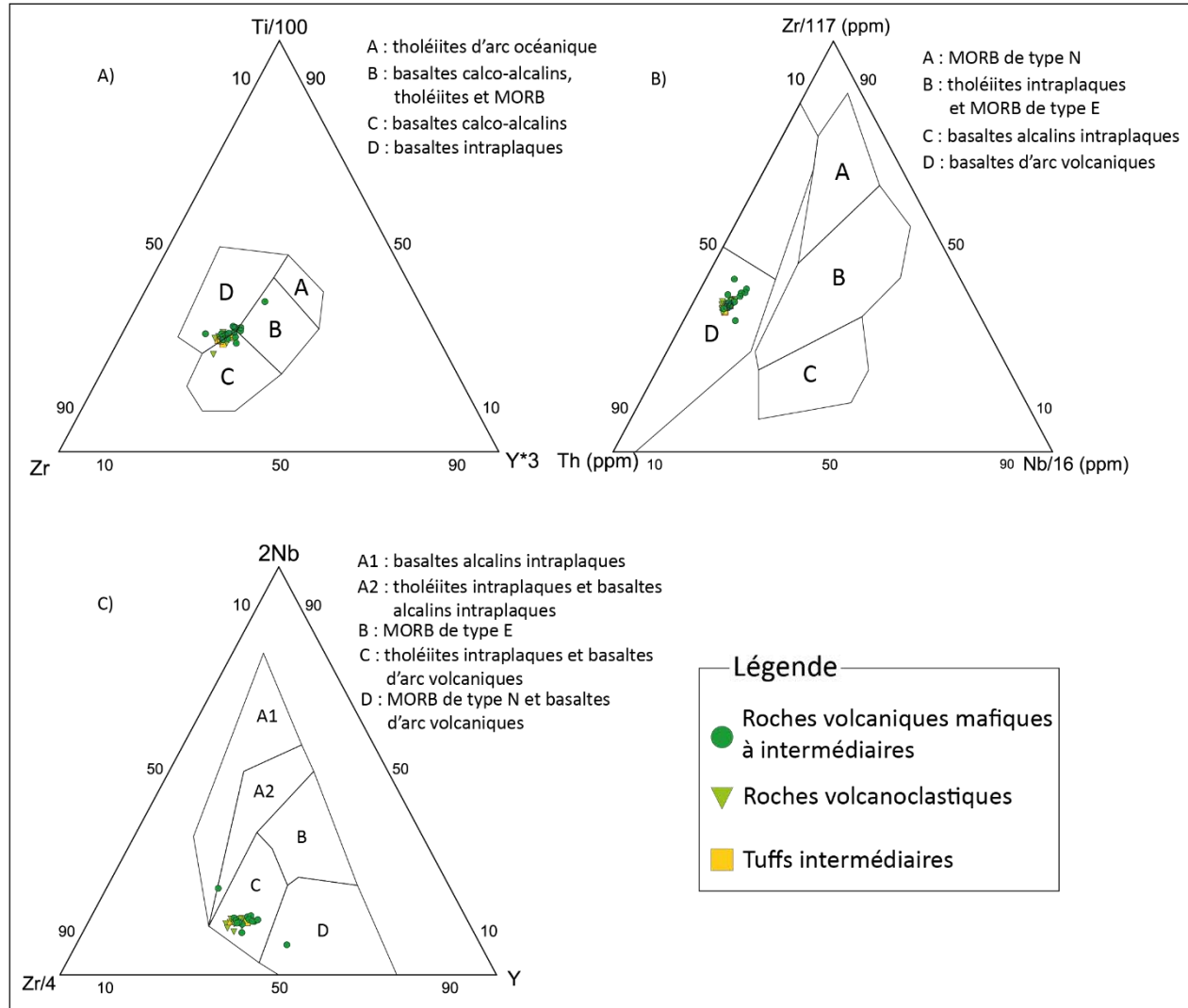


Figure 24 : Diagrammes de discrimination tectonique; A) Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973), qui permet de discriminer les magmas basaltiques intraplaques des autres types de basaltes; B) Th-Hf-Ta de Wood (1980), qui permet de discriminer les magmas des zones de convergence, utilisé pour les roches felsiques et mafiques; C) Diagramme Nb-Zr-Y de Meschede (1986)

Le graphique Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973) permet de différencier les magmas basaltiques intraplaques des autres types de basaltes (figure 24A). Les échantillons de la Montagne Nivré sont regroupés à la limite entre trois zones : les basaltes calco-alkalins, tholéiites et MORB, les basaltes calco-alkalins et les basaltes intraplaques. Un seul échantillon se distingue du groupe avec des valeurs plus importantes en  $\text{TiO}_2$ .

Le diagramme Th-Hf-Ta de Wood (1980) permet de discriminer les magmas de zones de convergence (figure 24B). Il est divisé en quatre champs et les roches de la Montagne Nivré sont groupées dans le champ des basaltes d'arc volcanique. En accord avec les diagrammes précédents, le diagramme Nb-Zr-Y de Meschede (1986) associe les roches de la Montagne Nivré au champ des tholéiites intraplaques et des basaltes d'arc volcanique (figure 24C).

Ensuite, le graphique de Pearce (2014) (figure 25) utilise le rapport Th/Yb en fonction de Nb/Yb. Il permet de distinguer les affinités magmatiques et de séparer les arcs océaniques des arcs continentaux, mais les roches volcaniques de la Montagne Nivré sont regroupées à cheval entre ces deux domaines.

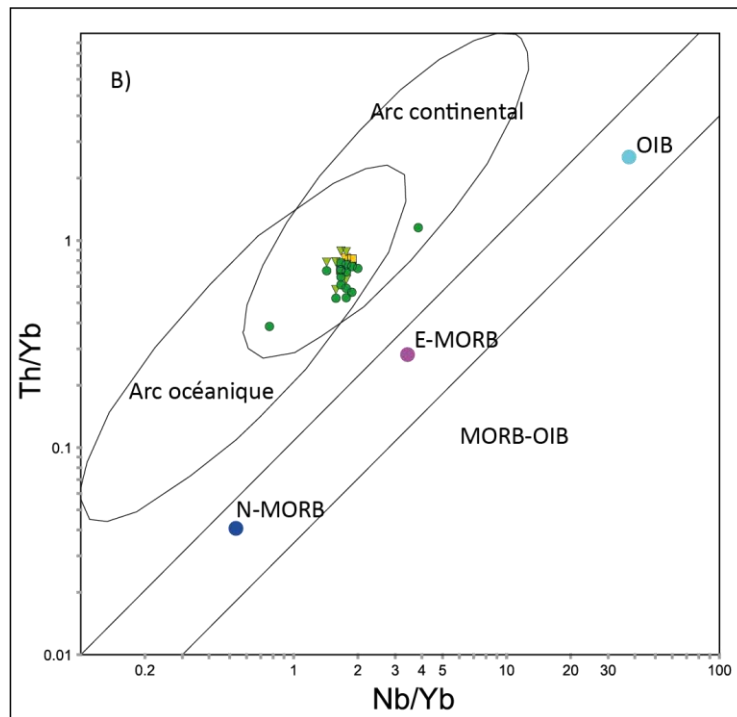


Figure 25 : Diagramme de discrimination tectonique : Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2014).

#### 4.4.4 Diagrammes normés

Pour les roches volcaniques et volcanoclastiques, le spectre multi-éléments normé au manteau primitif de Sun et McDonough (1989) montre un profil fractionné entre les terres rares lourdes et les légères, avec un rapport La/Yb moyen de 5 (figure 26). Les roches montrent une anomalie en Eu négative ou positive, une légère anomalie négative en Ti, et une légère anomalie positive en Zr-Hf. Le Nb et le Ta définissent une forte anomalie négative par rapport au Th. Le profil fractionné l'enrichissement en La, Th et Ba par rapport

aux terres rares lourdes et l'Y sont des caractéristiques communes aux magmas calco-alcalins. Les anomalies négatives en Nb et Ta sont caractéristiques des magmas formés en zone de subduction (Pearce, 1982)

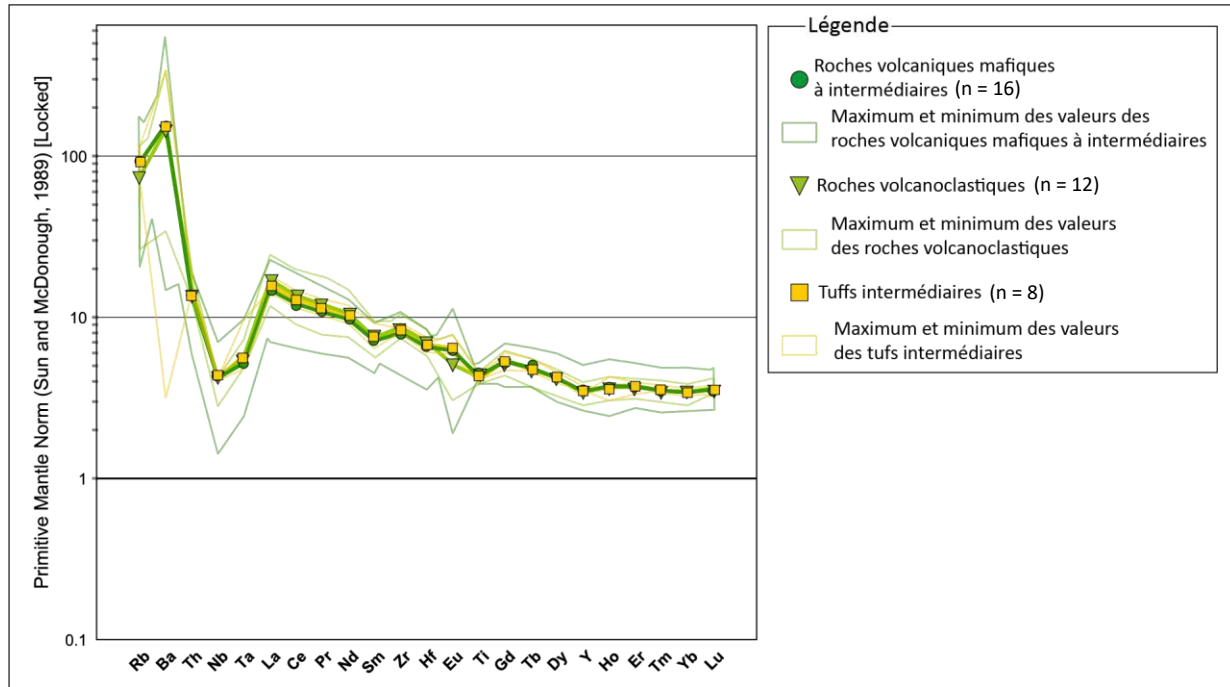


Figure 26 : Spectre multi-élémentaire pour les échantillons de roches volcaniques de la Montagne Nivré (normé au manteau primitif de Sun et McDonough (1989)).

#### 4.5 Caractéristiques géochimiques des roches intrusives de la Montagne Nivré

##### 4.5.1 Natures des roches

Sur le diagramme  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$  de Winchester et Floyd (1977) (figure 27A), les roches intrusives de la Montagne Nivré montrent une composition plus variée que pour les roches volcaniques. Les roches mafiques porphyriques ont un rapport  $Zr/TiO_2$  de 0,008 à 0,02 semblable à celui des roches volcaniques. Les granitoïdes et les diorites ont une composition comparable à des andésites et des basaltes andésitiques. Les deux dykes de porphyre felsiques analysés ont une concentration en  $SiO_2$  de 64 % et 78 % et un rapport  $Zr/TiO_2$  supérieur à 0,015, ce qui suggère une composition andésitique à dacitique ou rhyolitique. Un diagramme ternaire Q-A-P avec la classification de Streckeisen (1976) a été utilisé pour discriminer certaines des roches magmatiques intrusives selon la norme (CIPW) de Lemaître (1989) (figure 27B).

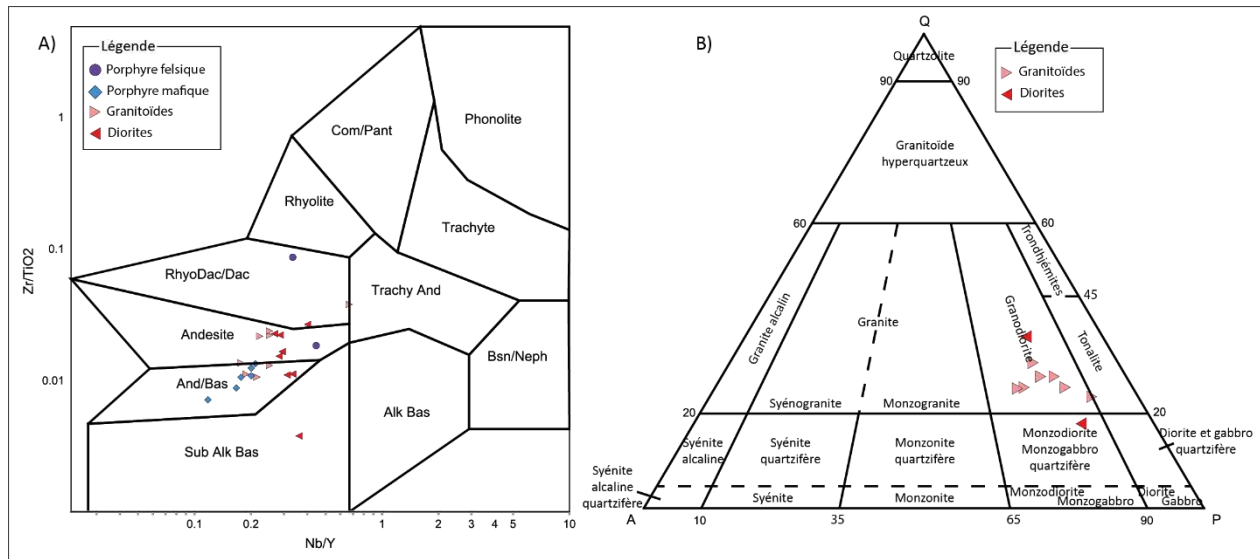


Figure 27 : Diagramme de discrimination lithologique pour les roches intrusives. A) Zr/Ti versus Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) et B) Selon la classification de Streckeisen (1974) en utilisant la norme (CIPW) de Lemaître (1989)

Même si seulement les roches ayant la perte au feu (LOI) la moins élevée ont été utilisées pour ce diagramme, elles ont probablement subi un peu d'altération hydrothermale. Les granitoïdes se situent dans le champ des granodiorites, malgré l'absence de phénocristaux de feldspath potassique dans les observations microscopiques, ceci peut être dû, entre autres, à une altération potassique, puisque les échantillons analysés contiennent beaucoup de séricite. Dans l'ensemble, la minéralogie et la géochimie des granitoïdes est compatible avec une composition intermédiaire entre celle d'une diorite à quartz et d'une granodiorite. Les diorites se situent dans le champ des monzodiorites et des granodiorites, mais encore une fois, aucun feldspath potassique n'a été documenté dans ces roches, ce qui peut être dû à l'altération hydrothermale des roches. Le teneur en SiO<sub>2</sub> et les rapports d'éléments immobiles sont cohérents avec une composition dioritique pour la plupart de ces échantillons.

#### 4.5.2 Affinités magmatiques

L'affinité magmatique des roches intrusives a été déterminée grâce au diagramme binaire Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> et au diagramme ternaire FeO-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-MgO de Irvine et Baragar (1971) (figure 28A et B). La plupart des roches analysées sont sub-alcalines et calco-alcalines.

Trois échantillons de diorite ont plutôt une tendance alcaline (figure 28A). Dans le diagramme ternaire, un échantillon de diorite, un granitoïde et deux porphyres mafiques se retrouvent dans le champ des roches

tholéiitiques (figure 28B). La granodiorite et un des porphyres mafiques montrent un enrichissement en Fe et les deux autres un enrichissement léger en Fe et Mg.

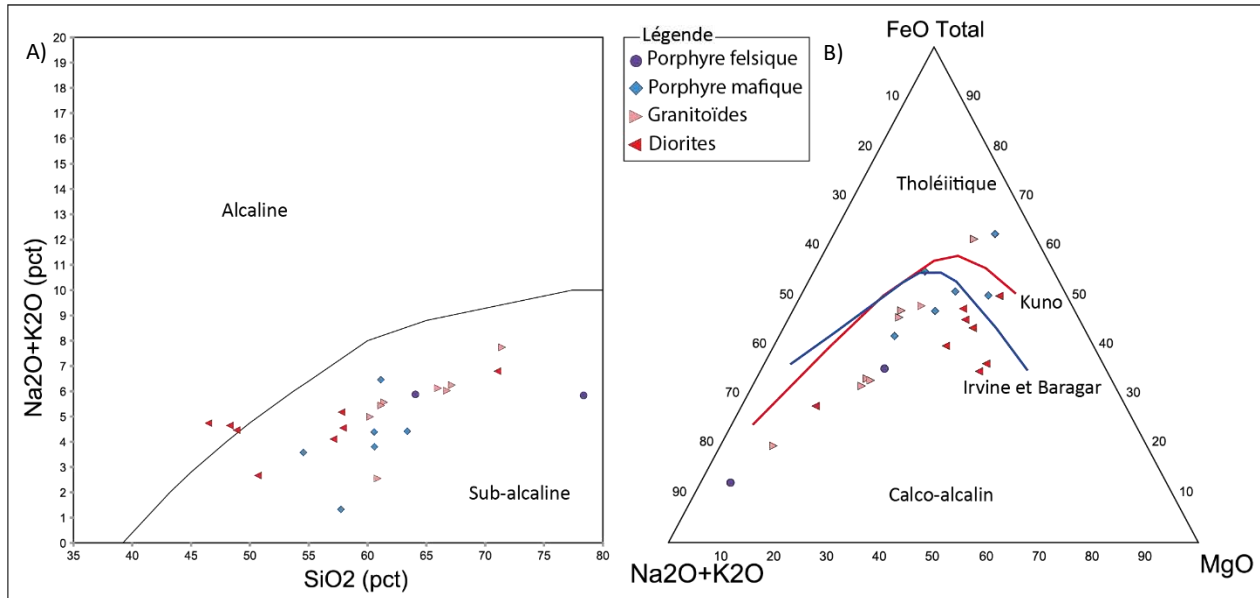


Figure 28 : Diagrammes de discrimination entre les séries magmatiques alcalines et sub-alcalines pour les roches intrusives de la Montagne Nivré. A) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de Irvine et Baragar (1971); B) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – FeO – MgO de Irvine et Baragar (1971).

#### 4.5.3 Environnement tectonique

Afin de déterminer les environnements de mise en place des roches intrusives de la Montagne Nivré les diagrammes binaires Rb vs Y+Nb de Pearce (1984) et Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2014) ont été utilisés (figure 29). Les porphyres felsiques et granitoïdes de la Montagne Nivré ont un faible contenu en Y et Nb et se comparent à des roches intrusives felsiques des arcs magmatiques (figure 29A). Les porphyres mafiques ont un rapport Nb/Yb et Th/Yb semblables à ceux des roches volcaniques et volcanoclastiques. Leur composition suggère une formation dans un environnement d'arc magmatique océanique ou continental. Les diorites se distinguent par un rapport Th/Yb supérieur à 1,5 et Nb/Yb supérieur à 3, ce qui suggère un environnement d'arc magmatique continental (figure 29B).

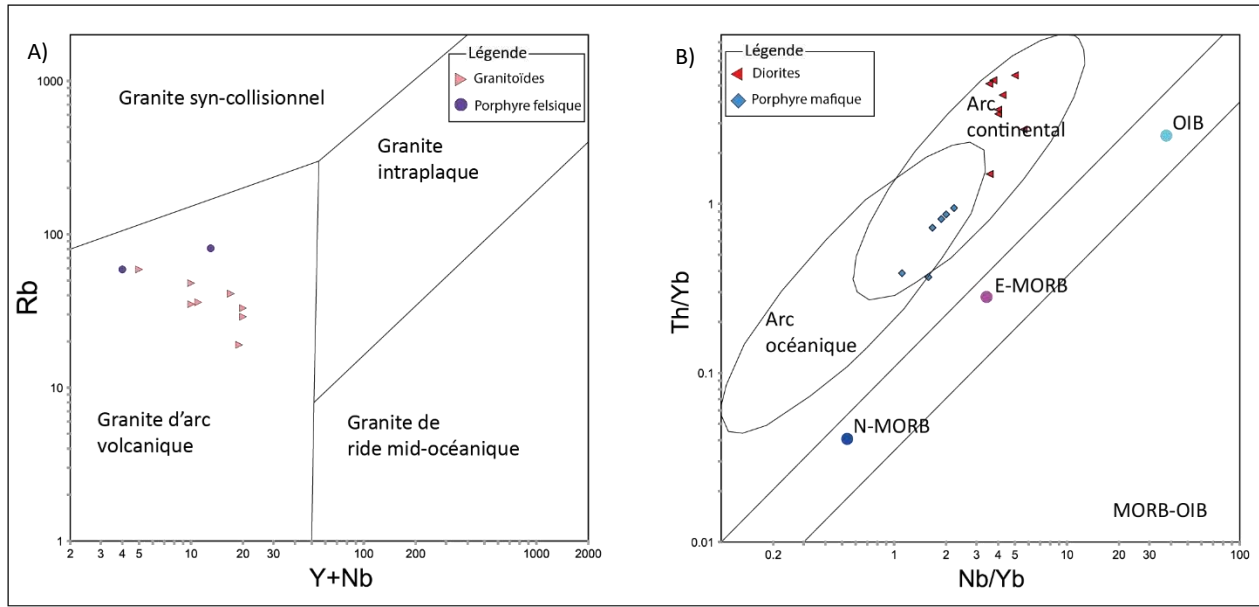


Figure 29 : Diagramme de discrimination tectonique pour les roches intrusives. A) Rb versus Nb+Yb pour les roches felsiques de Pearce (1984); B) Th/Yb versus Nb/Yb pour les roches mafiques de Pearce (2014).

#### 4.5.4 Diagrammes normés

La figure 30A et B présente les diagrammes des terres rares normés au manteau primitif pour les roches intrusives felsiques et mafiques.

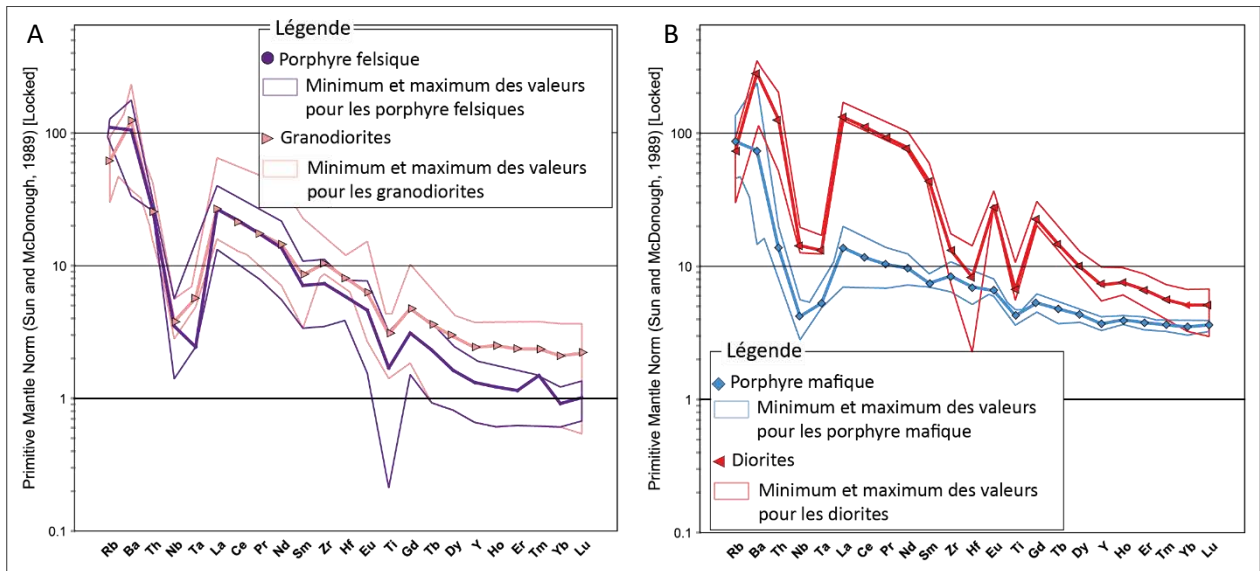


Figure 30 : Spectre multi-éléments pour les échantillons de roches intrusives de la Montagne Nivré; A) Roches intrusives felsiques; B) Roches intrusives mafiques normés au manteau primitif. Les valeurs de normalisation sont celles de Sun et McDonough (1989).

Les granitoïdes et les porphyres felsiques ont des spectres semblables, avec les même anomalies négatives en Ti et Nb-Ta, mais la moyenne des porphyres felsiques est moins riche en terres rares lourdes et il y a plus de variabilité dans la composition des granitoïdes ( $La/Yb = 10$  à  $25$ ) (figure 30A). Ceci souligne une évolution pétrogénétique semblable, mais avec plus d'hétérogénéité dans celles des granitoïdes. Les porphyres mafiques ont une signature identique à celle des roches volcaniques mafiques. Les diorites ont une signature très distinctive avec un enrichissement très important en terres rares légères par rapport aux lourdes ( $La/Yb = 31,25$ ) et de fortes anomalies négatives en Ti, Zr-Hf et Nb-Ta (figure 30B).

#### 4.6 Conclusion sur la géochimie des roches de La Montagne Nivré

L'étude de la géochimie des roches volcaniques et intrusives de la Montagne Nivré a permis de définir plus précisément la nature des roches qui la composent. Les roches volcaniques, malgré leurs différences texturales, ont une composition relativement homogène qui varie de basaltique à andésitique et qui montrent des anomalies géochimiques qui suggèrent une même évolution pétrogénétique pour chacun des faciès documentés. Ces roches sont d'affinité transitionnelle à calco-alcaline et ont été formées dans un environnement d'arc volcanique en association avec une zone de subduction. Les roches intrusives sont divisées en lithologies felsiques et mafiques, et sont majoritairement d'affinité calco-alcaline. Les intrusifs mafiques ont une composition semblable à celle de basaltes calco-alcalins d'arcs volcaniques. Les diorites sont majoritairement calco-alcalines et elles se distinguent par leur concentration en certains éléments traces qui suggèrent possiblement une mises en place à partir d'un magma formé dans un environnement de type arc continental.

## **CHAPITRE 5**

### **VEINES ET ALTÉRATION HYDROTHERMALES**

Les études menées par Bardoux (1997) et Lerouge et al. (1999) décrivent des zones de remplacement aurifères à tourmaline, quartz et sulfures. Ces zones de remplacement sont encaissées dans les roches volcaniques déformées de la formation de Paramaca et forment un corridor NNO-SSE de 4 km de longueur passant par la Montagne Nivré. Elles caractérisent le système aurifère de Dorlin, ce qui permet de le distinguer par rapport aux autres gîtes aurifères du Bouclier Guyanais. Des veines de quartz-carbonates sont également décrites et soulignent une histoire hydrothermale complexe.

Ce chapitre présente les différents types de veines documentés sur la Montagne Nivré, ainsi que les principaux assemblages minéralogiques qui sont liés à l'altération hydrothermale des roches. La chronologie relative des minéralisations et de leur formation au cours de l'évolution hydrothermale et tectonique du gîte Dorlin est également décrite et interprétée. Des cartes montrant les zones minéralisées et l'altération sont aussi présentées afin d'illustrer leur distribution.

#### 5.1 Les types de veines

Les veines documentées dans les forages de la Montagne Nivré ont été rassemblées en quatre grandes familles : les veines de quartz-tourmaline, les veines de quartz-tourmaline riches en sulfures et les veines de quartz-carbonates, qui sont associées aux minéralisations en or et les veines de quartz tardives, plus ou moins riches en sulfures et qui n'ont pas de relation directe avec l'or.

##### 5.1.1 Les veines aurifères

Les veines aurifères sont subdivisées en trois types principaux : 1) les veines de quartz-tourmaline, 2) les veines de quartz-tourmaline riches en sulfures, et 3) les veines de quartz-carbonate.

###### 5.1.1.1 Les veines de quartz-tourmaline

Les veines de quartz-tourmaline sont simples à reconnaître par leur composition minéralogiques. Elles sont souvent associées aux zones aurifères. Elles varient significativement en termes de composition minéralogique, texture, épaisseur et continuité. Leur épaisseur varie entre 0,3 cm et 10 cm, avec quelques exceptions de plus de 20 cm. Certaines d'entre elles sont presque exclusivement composées de tourmaline



avec une proportion variable de sulfures, principalement la pyrite, et elles ont localement une texture crustiforme (figure 31). Les épontes des veines sont altérées en tourmaline, quartz, sulfures et carbonates. Cet aspect d'altération des épontes sera développé dans la partie 5.1.1.2. Les veines sont déformées et affectées par la schistosité  $S_1$  et certaines d'entre elles sont plissées. Les veines de quartz-tourmaline contiennent de la pyrite en proportion variable, ainsi que d'autres sulfures qui sont associés à l'or dans les épontes altérées. Ces associations de sulfures seront présentées dans le chapitre 5.2. Elles sont donc intimement associées à la minéralisation aurifère.

La figure 31A présente un exemple de veine de quartz-tourmaline dans le forage DO-18-173, qui est situé dans la partie ouest de la zone d'étude. La veine au centre de la photographie est constituée d'un assemblage de quartz et de carbonates au centre avec des épontes tourmalinisées. Une auréole de séricite est observée autour de cette veine. Elle est plissée et une schistosité peu marquée est observée à l'intérieur. La figure 31B représente des veines de quartz  $\pm$  tourmaline avec des épontes fortement tourmalinisées et minéralisées en sulfures. Elle est également recoupée par une veine d'extension de même composition et de forme lenticulaire. De plus, les veines de quartz-tourmaline et les zones de remplacement associées sont localement bréchifiées et se trouvent sous forme de fragments anguleux dans une matrice de quartz blanc avec des traces de pyrite et de tourmaline (figure 31B). Les figures 31C et D présentent un autre exemple de veine, mais celle-ci est dominée par la tourmaline. Ses épontes sont blanchies, composées de quartz et contiennent des phénocristaux pseudomorphosés par la tourmaline. Ces pseudomorphes ne montrent pas d'orientation systématique, alors que ceux observés dans la roche encaissante sont aplatis et préférentiellement orientés parallèlement à la schistosité  $S_1$ . Ceci suggère que les phénocristaux ont été pseudomorphosés avant la formation de la schistosité. Ces relations soulignent la complexité du système hydrothermal aurifère qui a mené à la formation des veines et des zones d'altérations.

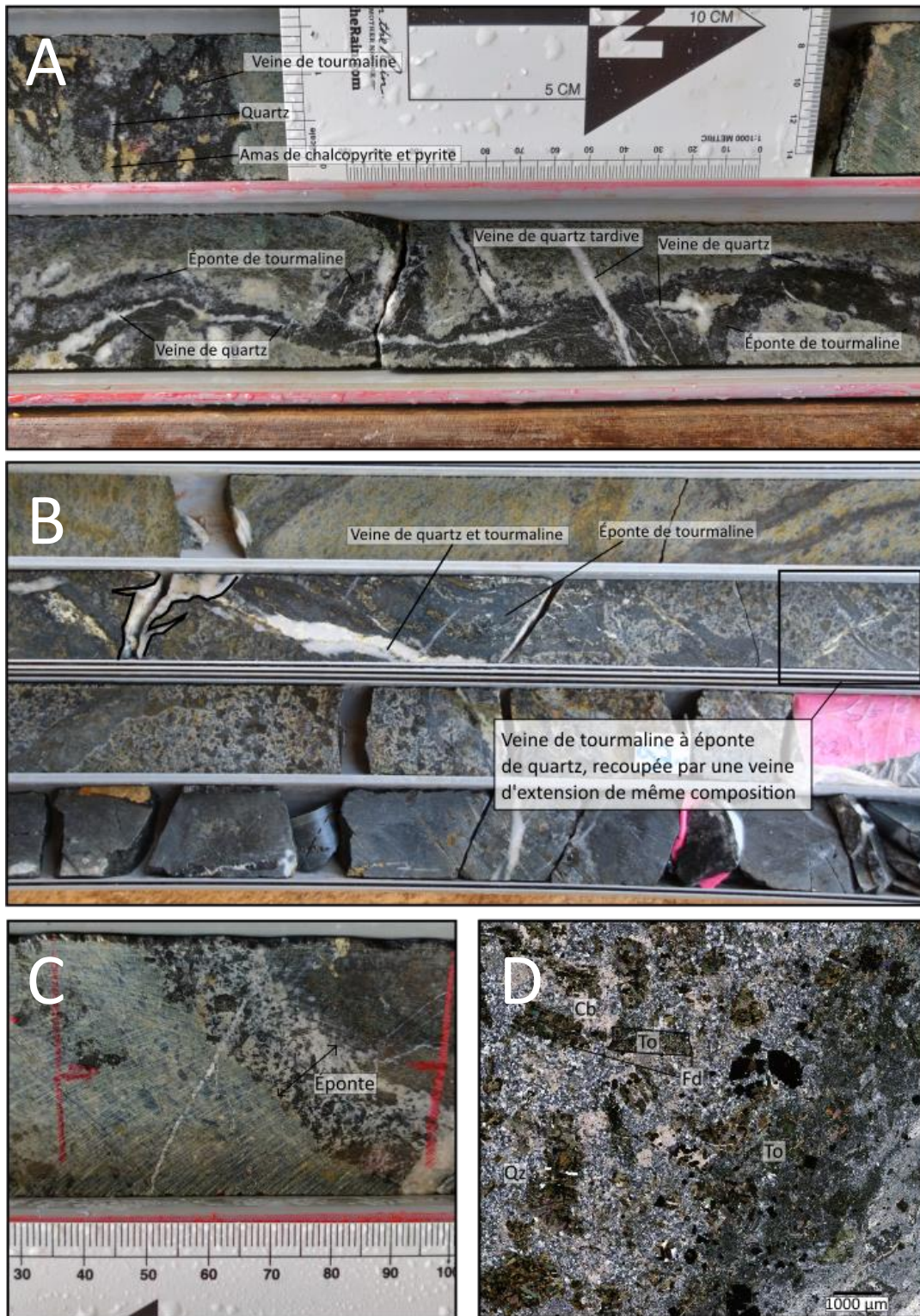


Figure 31 : Photographies des veines de quartz-tourmaline dans les roches de la Montagne Nivré : A) Veine de quartz et tourmaline observée dans le forage DO-18-173; B) Veine de quartz ± tourmaline avec épontes tourmalinisées, et recoupées par une veine d'extension lenticulaire de même composition (soulignée en noir), dans le forage DO-18-146; C) Éponte d'une veine de quartz-tourmaline altérée en quartz-tourmaline-carbonate dans le forage DO-18-173 ; D) Éponte de la veine au microscope.

### 5.1.1.2 Les veines de quartz-tourmaline- riches en sulfures

Une variété de veines aurifères est particulièrement riche en sulfures. Elle est moins commune que les autres types de veines et elle se distingue par l'abondance de pyrite et des teneurs aurifères élevées qui atteignent 26 g/t (figure 32A). Ces veines de quartz-tourmaline riches en sulfures ont une épaisseur qui peut atteindre 30 cm.

En plus de la pyrite, ces veines sont composées de traces de chalcopryrite, de tennantite et de tétraédrite, de galène, d'altaïte, de tellure d'argent et de bismuth et des traces d'or natif.



Figure 32 : Photographie des veines de quartz-tourmaline riches en sulfures A) Veine de quartz-tourmaline avec sulfures massifs dans le forage DO-18-158. Cet échantillon présente une teneur en or de 26g/t; B) Veine de quartz-tourmaline riche en sulfures avec épontes altérées dans le forage DO-18-173; C) Mince veine de pyrite avec épontes de roches volcanoclastiques tourmalinisées et silicifiées dans le forage DO-18-179 recoupée par une mince veine de sulfures.

Le quartz, la calcite et les carbonates de Fe-Mg (dolomite et ankérite) font également partie de la gangue. Ces veines riches en sulfures forment aussi de minces veinules d'une épaisseur de quelques millimètres qui montrent des épontes altérées très semblables à celles des veines de quartz-tourmaline (figure 32C).

#### 5.1.1.3 Les veines de quartz-carbonates

Les veines de quartz-carbonates sont abondantes sur la Montagne Nivré. Elles ne sont pas systématiquement aurifères et elles ne forment pas de corps minéralisés significatifs mais elles contiennent localement de rares grains d'or visible. Tous les types de roches volcaniques, volcanoclastiques et intrusives de la Montagne Nivré ont été recoupés par les veines de quartz-carbonates. Elles se présentent sous la forme de veines de cisaillement et de veines d'extension (figure 33). Elles sont surtout constituées de quartz avec une faible proportion de carbonates et les sulfures sont peu abondants, seules des traces de pyrite ont été documentées. Les veines d'extension sont blanches et massives. Elles varient de peu déformées à fortement plissées et transposées dans la schistosité  $S_1$  (figure 33B). Leur relation angulaire par rapport à la schistosité  $S_1$  est donc très variable. Elles sont préférentiellement développées dans les unités intrusives, plus compétentes que les roches volcaniques et volcanoclastiques. Les veines d'extension ne montrent pas d'auréole d'altération systématique, bien que certaines d'entre elles présentent une chloritisation plus forte aux épontes. Les veines de cisaillement varient de 1 cm à 40 cm et elles sont sub-parallèles à la foliation dans les épontes cisillées. Certaines d'entre elles sont préférentiellement développées au contact entre des unités à fort contraste rhéologique. Par exemple, la figure 33C présente une veine de cisaillement, mise en place entre un dyke felsique et une roche volcanique mafique à intermédiaire. Ces veines de cisaillement contiennent des fragments de roche encaissante foliée, ce qui leur donne un aspect laminé. Les roches encaissantes montrent une augmentation de la quantité de séricite et parfois de chlorite aux épontes des veines de cisaillement.

#### 5.1.2 Les veines de quartz tardives

Des veines de quartz tardives, plus ou moins riches en sulfures, sont présentes dans les roches volcaniques et volcanoclastiques. Elles ne sont pas associées à des valeurs aurifères significatives et elles ont une épaisseur qui varie entre 0,3 cm et 3 cm.

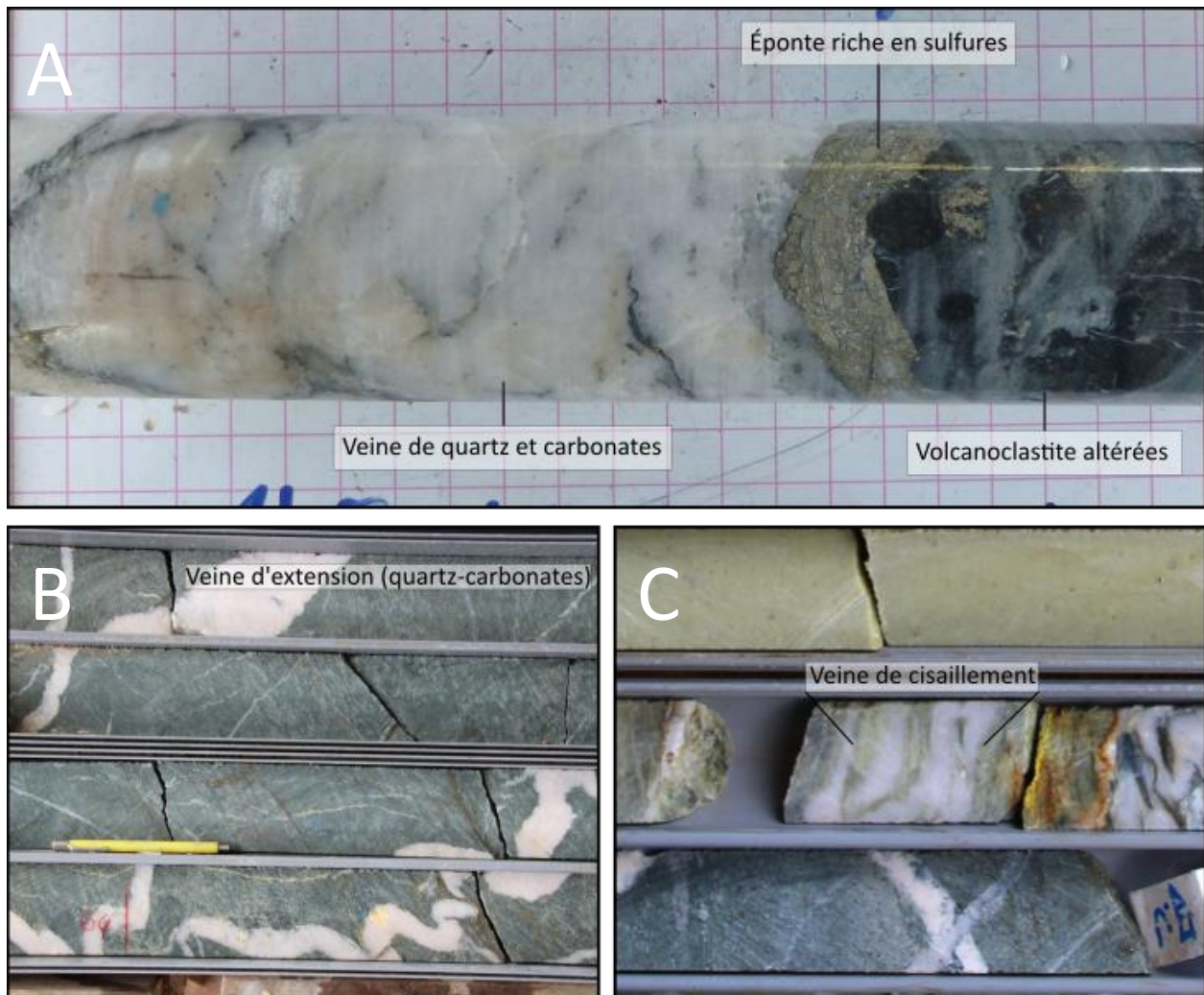


Figure 33 : Photographies des veines de quarts-carbonates. A) Veine de quartz et carbonates observée dans les roches volcanoclastiques avec une éponte riche en pyrite dans le forage DO-18-173; B) Veine d'extension plissée; C) Veine de cisaillement.

Ces veines sont surtout composées de quartz, avec une faible proportion de carbonates et jusqu'à 30% de pyrite (figure 34A et B). Les grains de pyrite sont zonés, avec un centre riche en inclusions et une surcroissance uniforme et localement automorphe. Les inclusions dans la pyrite sont composées de chalcopryrite, tennantite, tétraédrite et parfois d'arsénopyrite. Elles sont parfois accompagnées d'une augmentation de la proportion de séricite dans la roche encaissante, et la présence de pyrite disséminée.

Enfin, un dernier type de veines tardives correspond à des veines qui ne sont pas associées à la minéralisation aurifère. Ces veines sont non-déformées, elles ont une épaisseur maximale de 1,5 cm et elles recoupent les zones aurifères tourmalinisées (figure 35A). Elles sont presque exclusivement composées de quartz ou de calcite et certaines d'entre elles contiennent aussi de la chlorite. Elles ne

contiennent ni tourmaline, ni sulfures (figure 35B). Ces veines ont une orientation variable, mais dans la plupart des cas elles sont à fort angle par rapport à la schistosité  $S_1$ .

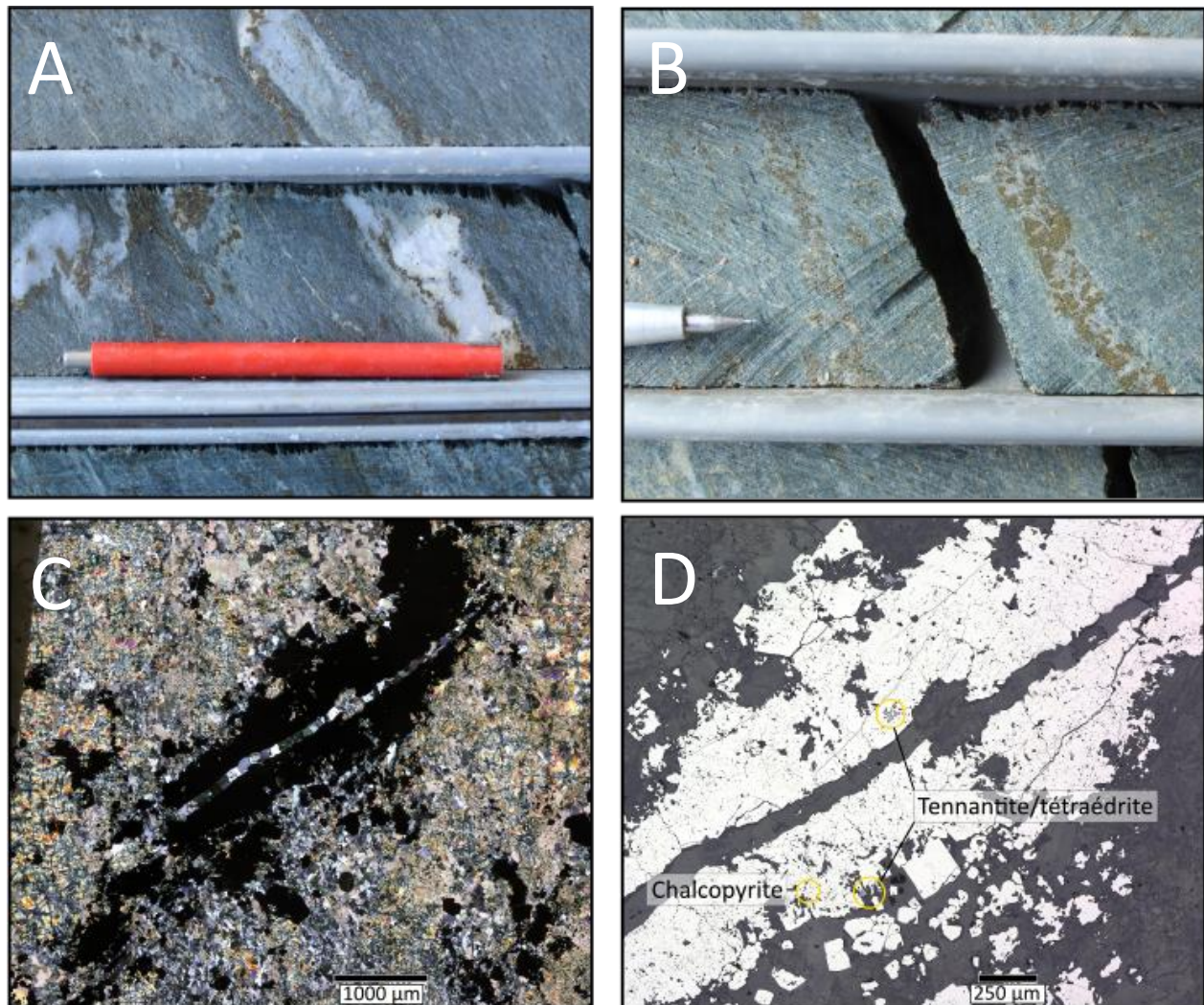


Figure 34 : Photographies des veines de quartz et sulfures. A) et B) veines plissées et transposées parallèlement à la schistosité  $S_1$  dans le forage DO-18-158; C) et D) Veine de quartz observée dans le forage DO-18-149 au microscope optique en lumière polarisée analysée (C) et en lumière réfléchie (D).

## 5.2 Les altérations hydrothermales

Les roches volcaniques rhyaciennes de la Montagne Nivré sur le gîte de Dorlin ont été affectées par des altérations hydrothermales. Certaines d'entre elles sont directement reliées aux minéralisations aurifères. Cette section a pour objectif de décrire ces différents types d'altérations, en particulier les assemblages minéralogiques et les textures qui les caractérisent. Deux types d'altérations associées à l'or ont été

définis : 1) les zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures; 2) les assemblages de séricite-carbonates.

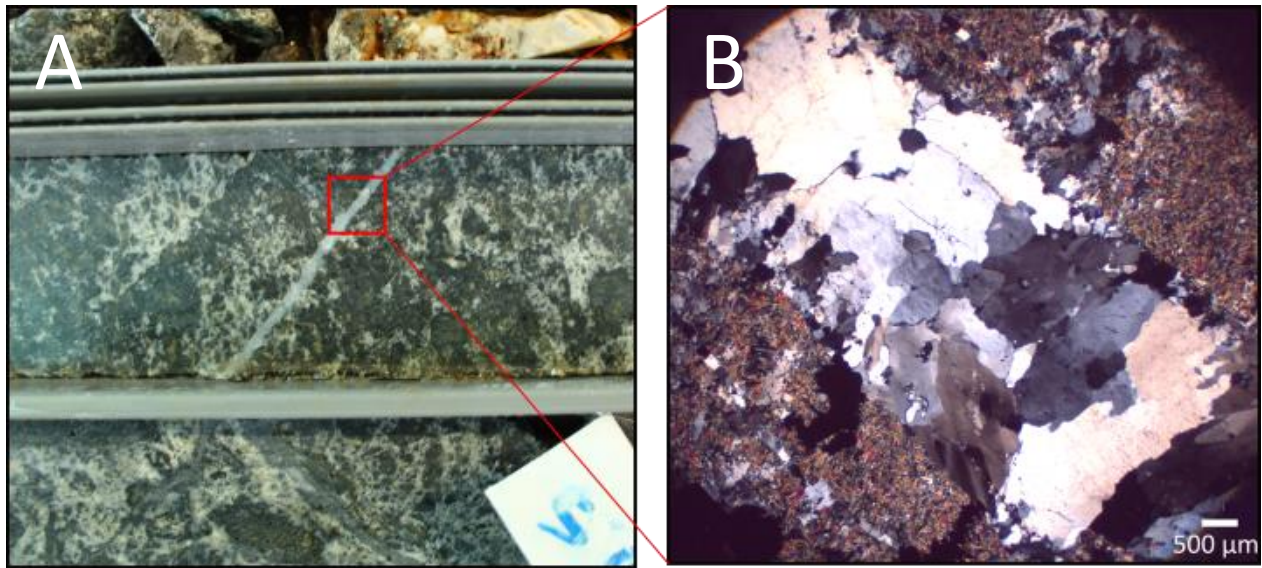


Figure 35 : Photographies des veines de quartz tardives qui recourent les minéralisations dans le forage DO-18-146.

#### 5.2.1 Les zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfure

Les zones aurifères de la montagne Nivré sont caractérisées par des zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures. Ces zones de remplacement contiennent des concentrations en or qui sont très variables, de 0,3 g/t à 26,6 g/t pour des échantillons choisis (échantillon 407999, annexe B). Elles sont développées dans les roches volcaniques et volcanoclastiques, ainsi que dans les porphyres mafiques.

En surface fraîche, la roche devient blanche à beige et tachetée de noir, ou complètement noire dans certains cas où le remplacement par la tourmaline est presque complet (figure 36). Ces zones de remplacement sont associées aux veines de quartz-tourmaline décrites dans section 5.1, mais celles-ci ne sont pas toujours présentes. Les roches intrusives recourent ces zones sans être affectées par ces

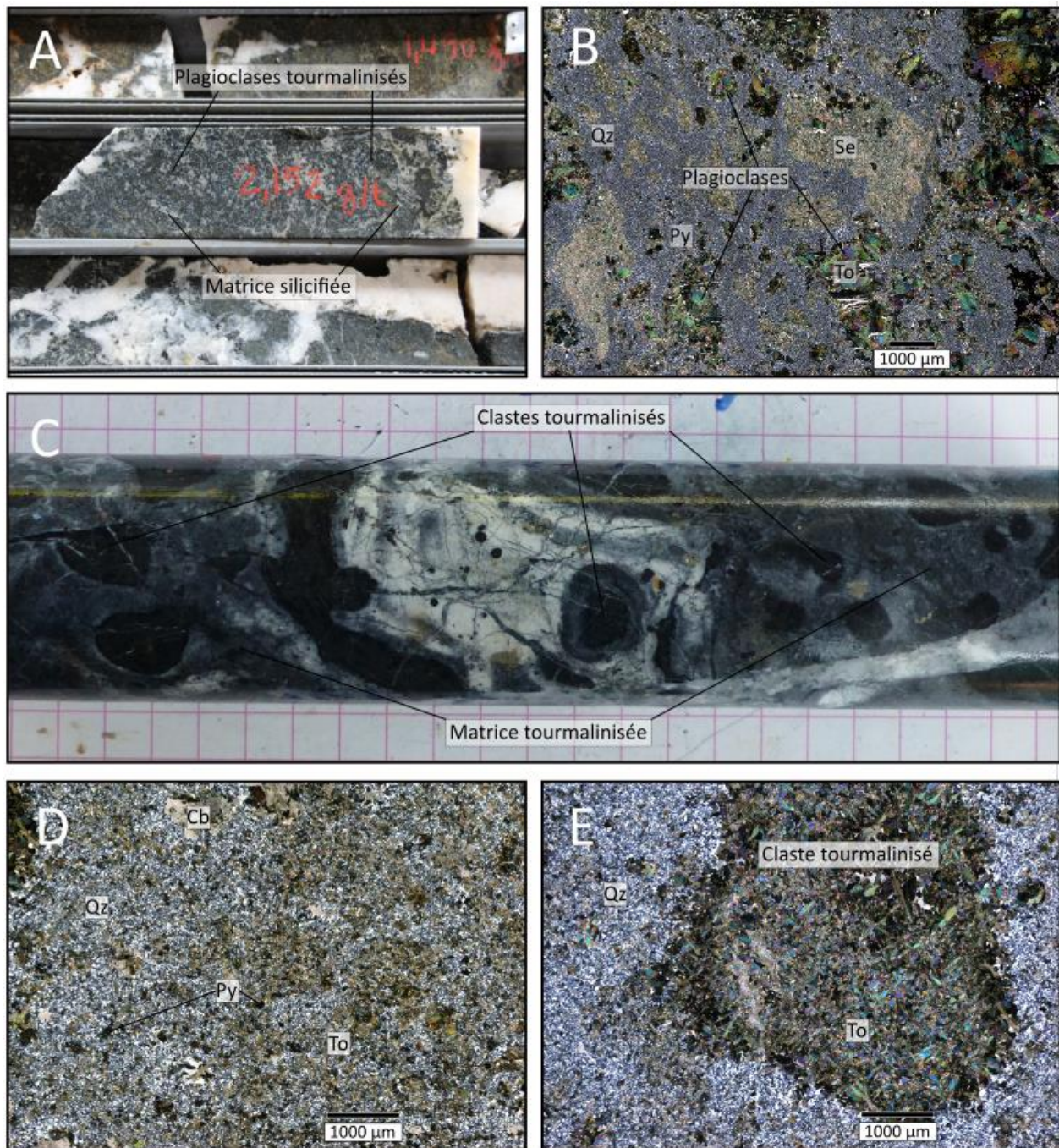


Figure 36 : Photographies des roches volcaniques altérées. A) Zone de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures du forage DO-18-146 observé à l'œil nu; B) son équivalent observé au microscope et montrant les plagioclases séricitisés et tourmalinisés. C) Échantillon du forage DO-18-173. La matrice est totalement remplacée par de la tourmaline du quartz et des sulfures.; D) son équivalent observé au microscope. A matrice est composée de quartz et de tourmaline. E) Equivalent du C observé au microscope. Les clastes sont totalement remplacés par de la tourmaline.

minéralisations. La texture de ces zones de remplacement varie significativement en fonction du type de précurseur. Dans les roches volcanoclastiques et les roches porphyriques, la tourmaline remplace



préférentiellement les fragments et les cristaux de plagioclase et les clastes (figure 36), alors que dans les niveaux de tuf, la tourmalinisation est localement contrôlée par la stratification. La tourmaline se présente sous forme tabulaire hexagonale, de couleur verte, ou en gerbes composées de cristaux allongés et fracturés (figure 36B). Ces tourmalines ont une texture semblable aux tourmaline ferreuses décrites par Lerouge et al. (1999).

La matrice est composée de quartz et carbonates grenus avec une matrice riche en séricite. Le contenu en sulfures varie de 3% à 15% et la pyrite est toujours prédominante. La chalcopryrite est présente en traces, mais elle atteint 5% à 30% de la proportion de sulfures. Les analyses au microscope électronique à balayage ont aussi permis d'identifier la tétraédrite et la tennantite, ainsi que des tellurures d'argent, de plomb et de bismuth, dont l'altaïte et la tsumoïte (figure 37). L'acanthite a également été soulignée, mais celle-ci est possiblement d'origine supergène. Les sulfures, sulfosels et tellurures se retrouvent soit disséminés dans les roches, ou en amas dans les zones altérées et minéralisées. Ils sont observés aux épontes et à

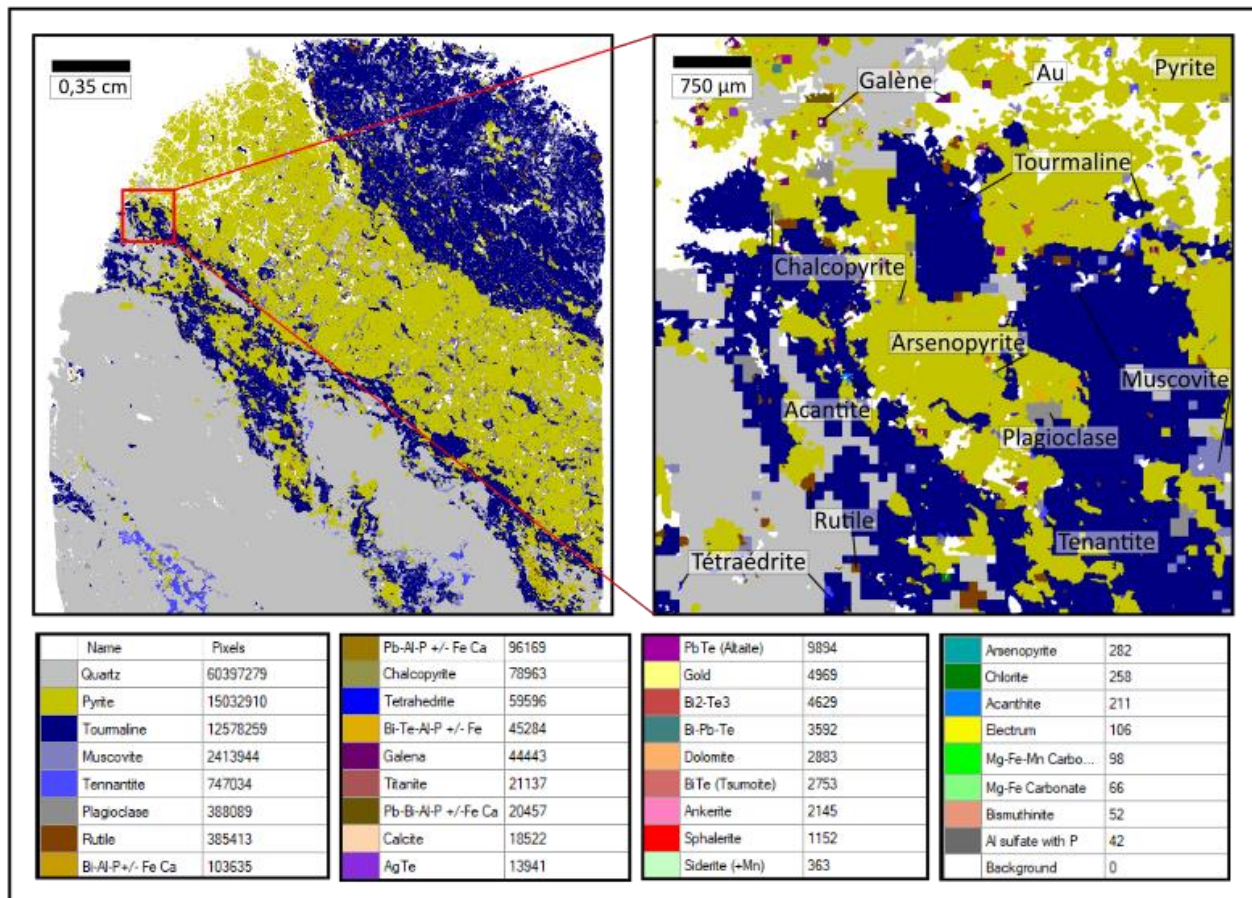


Figure 37 : Cartographie de lame mince de l'échantillon 407979 du forage DO-18-158. Elle montre une veine de quartz et tourmaline riche en sulfures.

l'intérieur des veines de quartz- tourmaline. Ils sont préférentiellement concentrés dans les zones plus riches en tourmaline comme les fragments dans les roches volcanoclastiques et les cristaux des roches porphyriques ou les épontes de veines de quartz et carbonates (figure 37).

La pyrite se présente en en amas ou en fine dissémination. La première est zonée (figure 38A), avec un cœur riche en inclusions composées de chalcopryrite, tétraédrite, tennantite, arsénopyrite, tourmaline et carbonates. La pyrite disséminée est en général à grain plus fin que celle en amas, mais elle présente une structure interne très semblable.

La chalcopryrite se trouve le plus souvent en inclusions dans la pyrite ou autour, sous forme de cristaux sub-automorphes millimétriques. Des amas de chalcopryrite sont parfois observés (figure 38B) dans les porphyres mafiques.

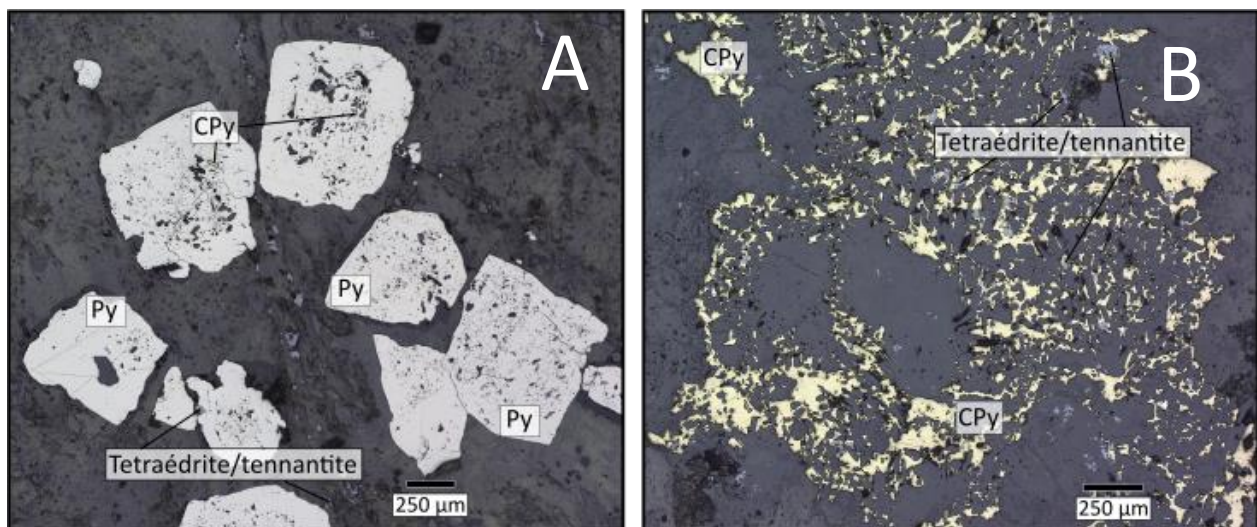


Figure 38 : Photomicrographies des assemblages de sulfures. A) Pyrite zonée avec des inclusions de chalcopryrite, tétraédrite et tennantite dans le forage DO-18-146. B) Assemblage de chalcopryrite dans le forage DO-18-179. De la tétraédrite et de la tennantite sont y sont observées.

### 5.2.2 Les assemblages de séricite-carbonates.

À l'extérieur des zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures, les roches volcaniques et volcanoclastiques présentent un assemblage minéralogique à séricite-carbonate. Ces roches altérées prennent une couleur beige à brunâtre en surface fraîche (figure 39).



Figure 39 : Photographie des zones d'altération à séricite-carbonates. A) zone d'altération en séricite carbonates dans une roche volcanique mafique à intermédiaire. Elle altère les zones les moins tourmalinisées; B) Zone d'altération en séricite-carbonates dans une volcanoclastite; C) zone d'altération en séricite-carbonates mylonitisée.

Elles sont composées de plagioclases plus ou moins déformés, quartz, calcite, dolomite, ankérite et de chlorite et séricite qui marquent la schistosité. Les carbonates ont été distingués dans un premier temps

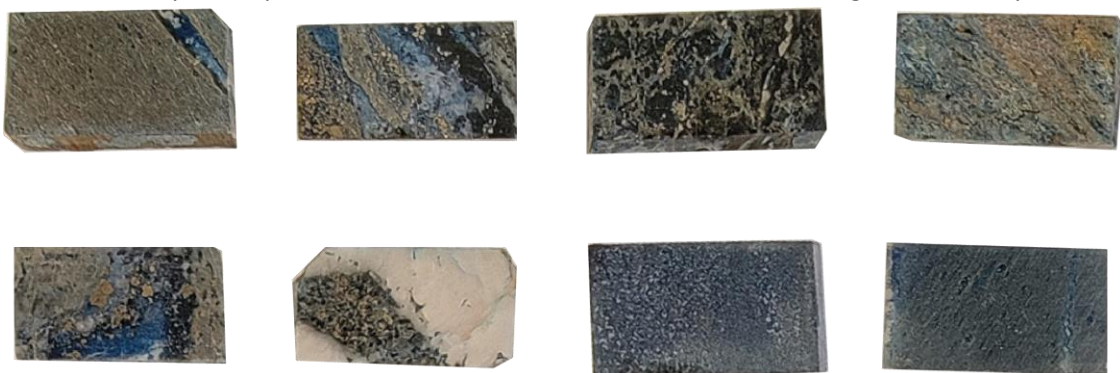


Figure 40 : Sucre de lames minces traités au coloration au ferricyanide de potassium et d'alizarin red S à base de HCl dilué. La coloration bleu indique la présence de carbonates ferreux.

par coloration au ferricyanide de potassium et d'alizarin red S à base de HCl dilué. Les carbonates ferreux se colorent en bleu (figure 40). Les carbonates ferreux se distinguent aussi grâce à la cartographie de lame mince (figure 41). La tourmaline est commune et remplace préférentiellement les cristaux de plagioclase. Cet assemblage à séricite-carbonate remplace progressivement les roches volcaniques et volcanoclastiques moins altérées et les tufs intermédiaires (section 3.3.1.2.2). Ces roches altérées en séricite-carbonate sont toujours fortement foliées et sont localement associées à des zones mylonitiques

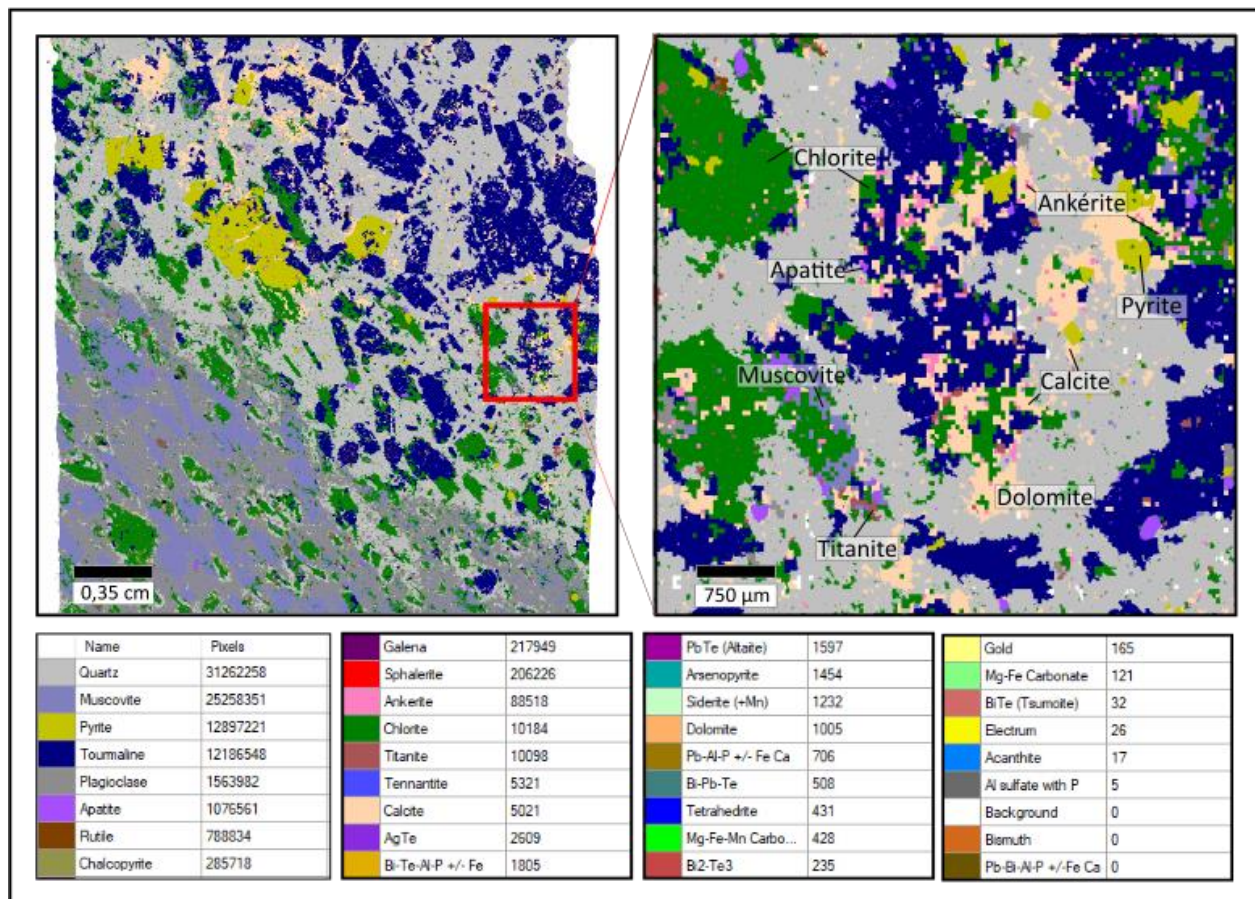


Figure 41 : Cartographie de lame mince en fausse couleur de l'échantillon 408056 du forage DO-18-173. Elle montre l'éponte d'une veine de tourmaline. Elle est constituée de quartz, muscovite, calcite, dolomite, ankérite et chlorite. De la muscovite constitue la matrice. Cette figure permet de montrer les assemblages de carbonates associés aux altérations hydrothermales.

(figure 39C).

### 5.2.3 Paragenèse des minéralisations

L'étude et l'observation des différentes veines sur les carottes de forage de la Montagne Nivré a permis de différencier trois types principaux de veines et deux assemblages minéralogiques liés à l'altération hydrothermale. Ces veines et zones d'altération se sont mises en place à différents moments dans

l'évolution du gîte de Dorlin et certains sont associés aux minéralisations aurifères. Le tableau 1 présente une paragenèse des minéralisations de la Montagne Nivré. Elle a été établie en utilisant les relations de

Tableau 1 : Paragenèse des différents stades de minéralisation (Lacroix et Gitzhoffer, 2018, données non publiées, RRSAS))

	Paragenèse		
	Phase 1 (pre-D <sub>1</sub> )	Phase 2 (D <sub>1</sub> )	Phase 3 (D <sub>2</sub> )
Pyrite	Principal		Local
Chalcopyrite		Local	
Tourmaline	Principal	Local	
Quartz	Principal	Principal	Principal
Carbonate		Mineur	
Sericite	Local	Principal	Principal
Chlorite		Mineur	Principal

Principal
  Mineur
  Local

recoupement et leur chronologie relative par rapport à la S<sub>1</sub> documentée sur le site.

La phase 1, pré-D<sub>1</sub> consiste en un remplacement partiel des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens par de la tourmaline. Les clastes sont partiellement remplacés par de la pyrite et de la tourmaline (figure 42A). Les clastes les moins tourmalinisés ont été affectés par la déformation D<sub>1</sub> (figure 42A). Les veines de quartz-tourmaline présentées sont parallèles à la S<sub>1</sub> (figure 42B). Elles ont des épontes composées de quartz et de phénocristaux tourmalinisés (figure 42B). Elles sont déformées et recoupées par des veines plus tardives de quartz-tourmaline et de quartz-carbonates. Les veines de quartz-tourmaline riches en sulfures sont principalement pré-S<sub>1</sub> car elles sont transposées par la schistosité et recoupées par d'autres veines plus tardives, de quartz et sulfures ou de quartz et carbonates.

La phase 2, syn- $D_1$  est marquée par le développement de la schistosité  $S_1$ , marquée par la séricite et la chlorite. Des carbonates ont cristallisé dans les zones de boudinage associées à  $D_1$ . Les veines de quartz-carbonates sont des veines de cisaillement et d'extensions, et certaines veines d'extension sont moyennement à fortement affectées  $S_1$ , et les veines de cisaillement sont localisées dans les zones de

cisaillement D<sub>1</sub>, suggérant que les veines sont contemporaines de cette phase de déformation (figure 33, section 5.1.2).

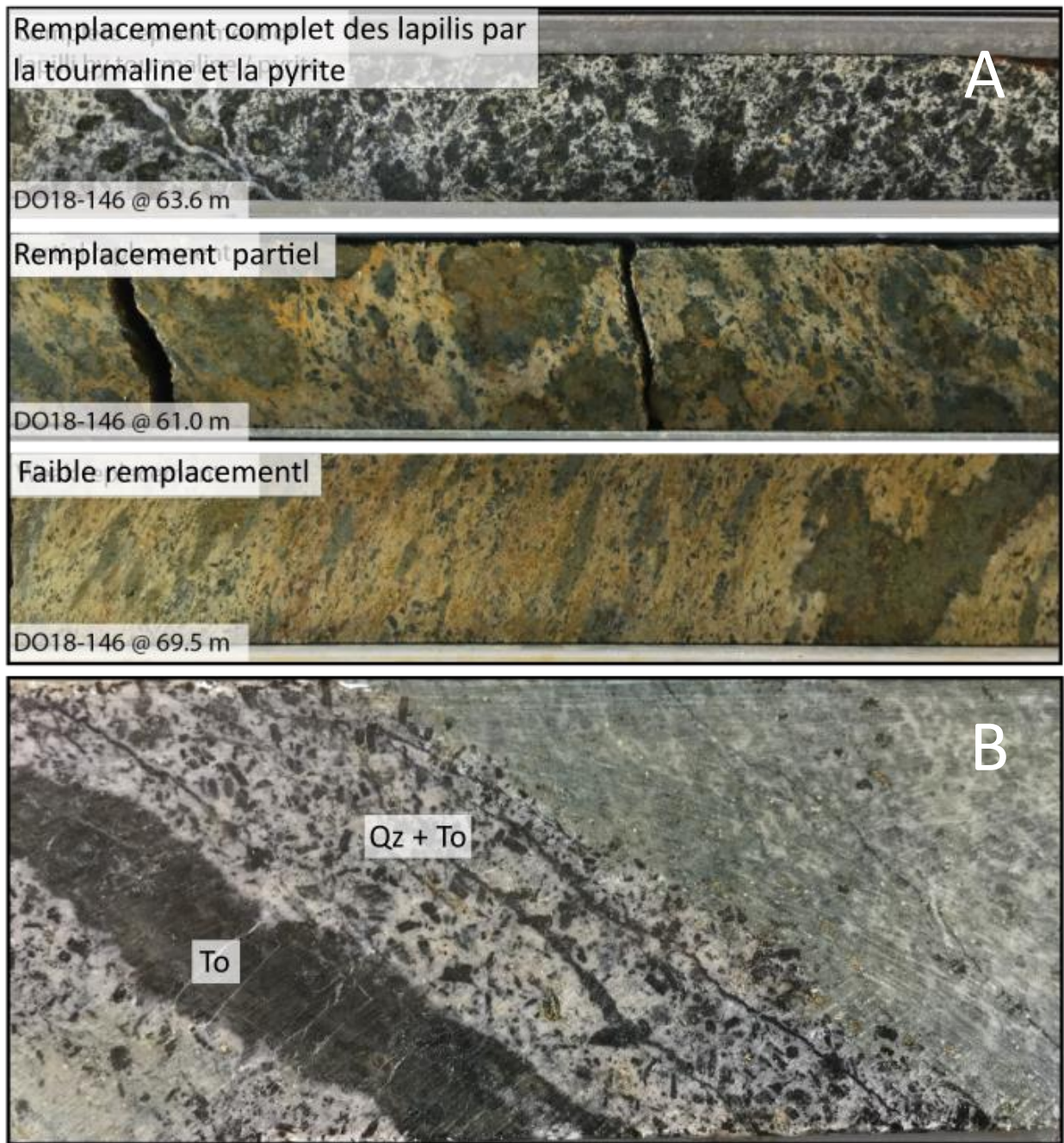


Figure 42 : Photographies illustrant les relations entre les veines, les altérations et la schistosité. A) Différents stades de remplacement en tourmaline-quartz-sulfures dans des clastes du forage DO-18-146. B) Veine de tourmaline parallèle à la schistosité S1 avec des éponte de quartz et de phénocristaux tourmalinisés.

La phase 3, syn-D<sub>2</sub> est marquée par le développement d'une schistosité S<sub>2</sub>, visible sur certains affleurements de THR (chapitre 3 partie 4). Les veines mises en place syn-D<sub>1</sub> sont déformées et les

minéraux sont remobilisés. Des veines de quartz mises en place tardivement recoupent les différentes lithologies et les zones minéralisées. Leurs épontes sont chloritisées et tourmalinisées.

### 5.3 Répartition de l'or en fonction des minéralisations

Tel que présenté dans les sections précédentes, l'or est associé aux zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures et aux veines de quartz-tourmaline, qui sont localement riches en sulfures. Plus rarement l'or est également présent dans les veines de quartz-carbonates dans les zones de cisaillement. La figure 43 est modifiée de la carte géologique interprétée de la figure 19 (section 3.4.5). Elle montre les zones à tourmaline-quartz-sulfures et les zones où la tourmaline est présente, ainsi que la distribution de l'or (zones à  $> 0,4$  g/t Au). Les zones riches en or sont surtout présentes dans Nivré Est et Sud, et à l'ouest à la bordure avec les porphyres mafiques. Ces zones sont associées la plupart du temps aux zones riches en tourmaline ou remplacées par un assemblage de tourmaline-quartz-sulfures. Des valeurs aurifères isolées sont également présentes.

Dans la coupe Nord, la saprolite se situe entre 30 et 123 m de profondeur (figure 44A). Deux zones principales riches en or sont observées, la première au sommet de Nivré Est et la seconde sur Nivré Ouest. Ces valeurs sont associées aux zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures et se situent en grande partie dans les roches altérées et la saprolite (figure 44A). Des valeurs d'or isolées sont observées. A l'ouest, ces valeurs sont associées aux zones riches en tourmaline, à l'est, ces valeurs sont isolées.

Au sud, la saprolite se situe entre 30 et 70 m de profondeur (figure 44B). Des valeurs importantes sont observées au centre de la coupe, dans les roches volcaniques mafiques à intermédiaires (figure 44B). Elles sont associées aux zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures. La saprolite étant moins épaisse au sud, ces valeurs sont plutôt observées dans les roches fraîches. Des valeurs isolées se distinguent tout-de-même dans la saprolite au niveau de la zone à tufs intermédiaires et dans des zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures. Les valeurs isolées dans la roche fraîche sont souvent associées aux enveloppes riches en tourmaline.





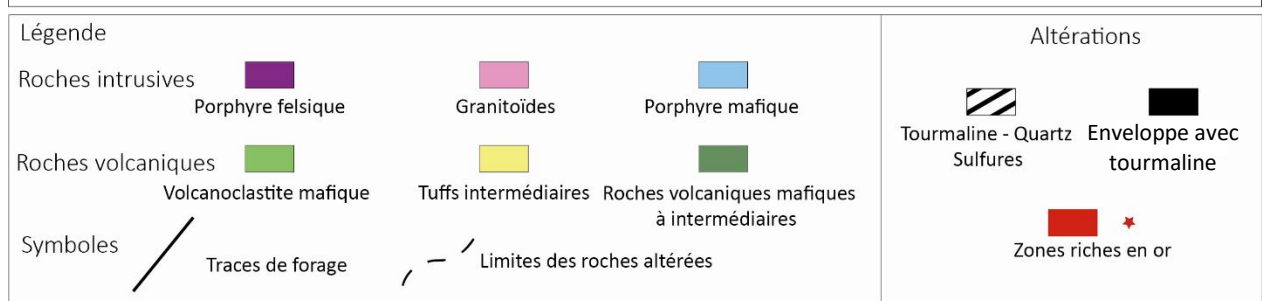
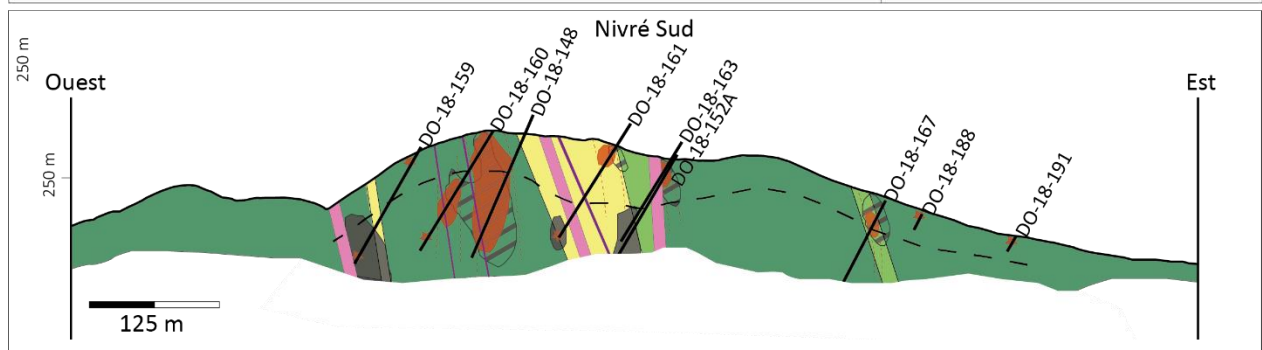
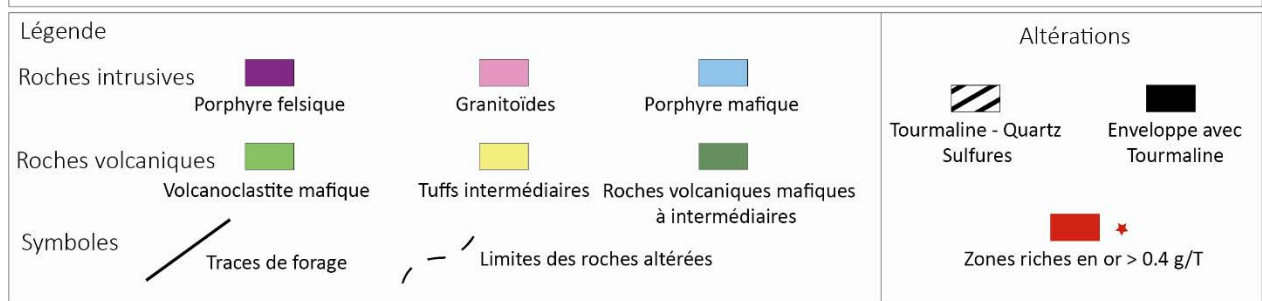
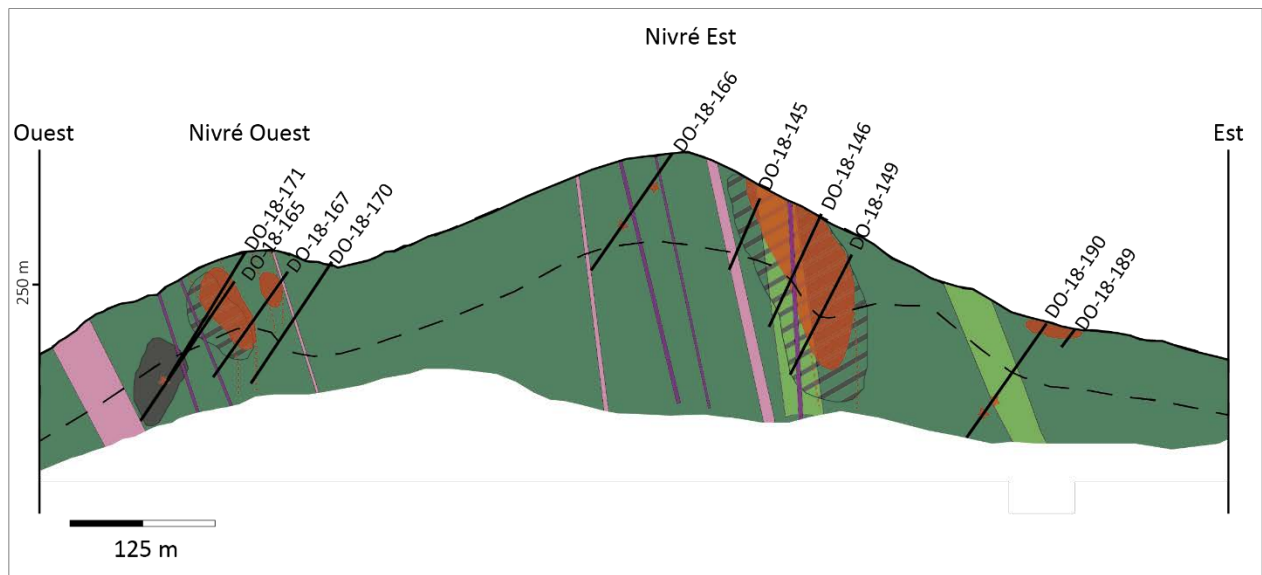


Figure 44 : Distribution de l'or et des zones d'altération hydrothermale sur les coupes géologiques de la Montagne Nivré. A) coupe nord; B) coupe sud.

## CHAPITRE 6

### ÉTUDE GÉOCHRONOLOGIQUE DES ROCHES DE LA MONTAGNE NIVRÉ : DATATION U-Pb SUR ZIRCONS

#### 6.1 Introduction

Des travaux de géochronologie U-Pb sur zircon ont été effectués sur des roches volcaniques et intrusives de la Montagne Nivré. L'objectif était de documenter l'âge de cristallisation des roches hôtes et de celles qui recoupent les zones minéralisées.

#### 6.2 Échantillonnage et méthodes

Huit échantillons ont été récoltés sur la Montagne Nivré (tableau 2). à l'été 2019 dans le cadre de cette étude, et deux autres ont été prélevés par RRSAS durant la campagne de forage de 2018 : DO-18-152A et DO-18-173. Ils proviennent tous de carottes de forage déjà sciées en demi sur la longueur. Les sections choisies ont été coupées en quarts ; un quart a été conservé par RRSAS et l'autre a été échantillonné. Les différents échantillons sont tous identifiés dans le tableau 2 et localisés sur la carte géologique de la figure 45. Les échantillons prélevés en 2019 ont été traités et analysés au Geotop à l'Université du Québec à Montréal, et les deux autres au John de Laeter Center à la University of Western Australia à Perth.

Tableau 2 : Liste des échantillons choisis pour l'études géochronologique du gîte de Dorlin

Numéro de forage	Numéro d'échantillon	Nature de la Roche	De	À
DO-18-146	407984	Tuf intermédiaire	97,07m	98,13m
DO-18-146	407981	Volcanoclastite mafique	85,94m	88,08m
DO-18-155	406972	Volcanoclastite mafique	85,5m	89,4m
DO-18-185	406989	RV mafique à intermédiaire	99m	106,72m
DO-18-187	414152	Volcanoclastite mafique	64,24m	68,77m
DO-18-160	408012	Porphyre felsique	101m	104m
DO-18-171	408041	Granodiorite	130m	133,5m
DO-18-179	414162	Diorite	117,53m	122,5m

Cinq échantillons proviennent des roches volcanoclastiques et des tufs encaissants les zones minéralisées. Ces roches ont été prélevées dans le but de dater la cristallisation des roches hôtes pour donner un âge

maximum aux minéralisations. Les trois autres proviennent des roches intrusives. Les roches volcaniques mafiques à intermédiaires et les volcanoclastites mafiques sont localement affectées par les zones aurifères tourmalinisées, contrairement aux roches intrusives felsiques et aux diorites qui les recourent. Ces dernières ont été datées pour donner un âge minimum aux minéralisations.

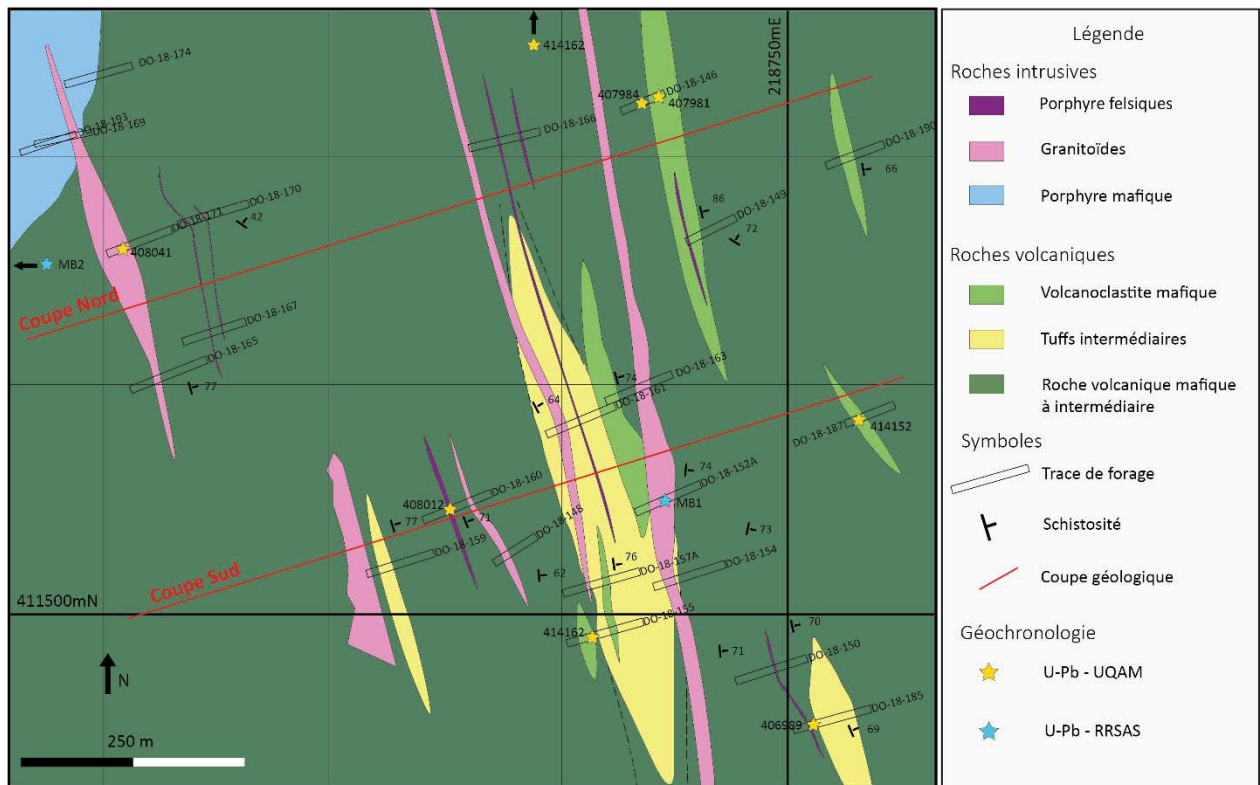


Figure 45 : Localisation des échantillons de géochronologie dans les forages. Les étoiles jaunes et bleues représentent l'emplacement des différents échantillons prélevés pour la géochronologie U-Pb sur zircons.

### 6.2.1 Échantillons analysés au GEOTOP (UQAM)

Les échantillons prélevés dans le cadre de cette étude et traités à l'Université du Québec à Montréal, au Geotop avaient un poids de 10 à 25 kg. Ils ont été lavés, puis broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires. Le broyat récupéré a ensuite été tamisé à 250 µm. La poudre obtenue a ensuite été passée à la table à secousse afin de récupérer les minéraux denses. Des concentrés de minéraux ont ensuite été préparés en utilisant des liqueurs denses. La fraction dense récupérée a ensuite été traitée sur un électro-aimant de type Frantz afin de séparer les minéraux non-magnétiques et diamagnétiques. Les zircons ont été séparés à partir de la fraction non-magnétique sous une loupe binoculaire.

Sur les huit échantillons de l'étude, trois seulement contenaient suffisamment de zircon pour poursuivre les datations : 1) l'échantillon 408012 prélevé sur les porphyres felsiques du forage DO-18-160; 2) l'échantillon 408041 prélevé sur la granodiorite du forage DO-18-171; 3) l'échantillon 414162 prélevé sur une diorite du forage DO-18-155.

Les zircons sont incolores ou brun clair, avec une longueur comprise entre 50 et 200  $\mu\text{m}$  et une épaisseur entre 25 et 100  $\mu\text{m}$ . Ils sont équants à prismatiques. Les grains ont été montés sur une pastille d'époxy. Ces pastilles ont ensuite été polies et la structure interne des zircons a été documentée sous un microscope électronique à balayage équipé d'un détecteur de cathodoluminescence (figure 46). Suite à ces étapes, seul l'échantillon 408012 de porphyre felsique contenait des grains dont la qualité et le nombre permettaient de justifier une analyse géochronologique des zircons. Les deux autres échantillons contenaient des monazites.

Les analyses U-Pb ont été réalisées sur les zircons seulement, par spectrométrie de masse par multicollecion à haute résolution sur un plasma induit par ablation laser (HR-LA-MC-ICP-MS) au laboratoire de géochronologie du Geotop. Les standards 91500 (Wiedenbeck et al., 2004) et Plesovice ( $2141 \pm 14$  Ma; Slama et al., 2008) ont été utilisés pour la quantification des rapports isotopiques des zircons d'âge inconnu.

#### 6.2.2 Échantillons analysés au *John de Laeter Center*

Les deux échantillons prélevés par Ressources Réunion, DO18-152A et DO18-173, ont été traités à l'*University of Western Australia*, au *John de Laeter Center*, selon un protocole semblable à celui utilisé au Geotop. Les zircons ont été montés dans l'époxy et leur structure interne a été étudiée à l'aide d'un microscope électronique à balayage muni d'un détecteur de cathodoluminescence. Seul l'échantillon DO18-152A contenait des zircons de bonne qualité et ceux-ci ont été analysés à l'aide d'une sonde ionique à haute résolution (SHRIMP).

### 6.3 Résultats

Les zircons de l'échantillon 408012 ont une forme prismatique à arrondie. Les grains prismatiques sont généralement fracturés et montrent des zones grises à noirâtres avec une faible luminescence en contact diffus avec des zones fortement lumineuses (figure 46). Ils ne montrent pas de zonation oscillatoire et ont une structure interne plutôt hétérogène. Certains des grains arrondis possèdent des domaines de cœur et de bordure qui soulignent une histoire de cristallisation complexe, et possiblement la présence de zircons hérités.

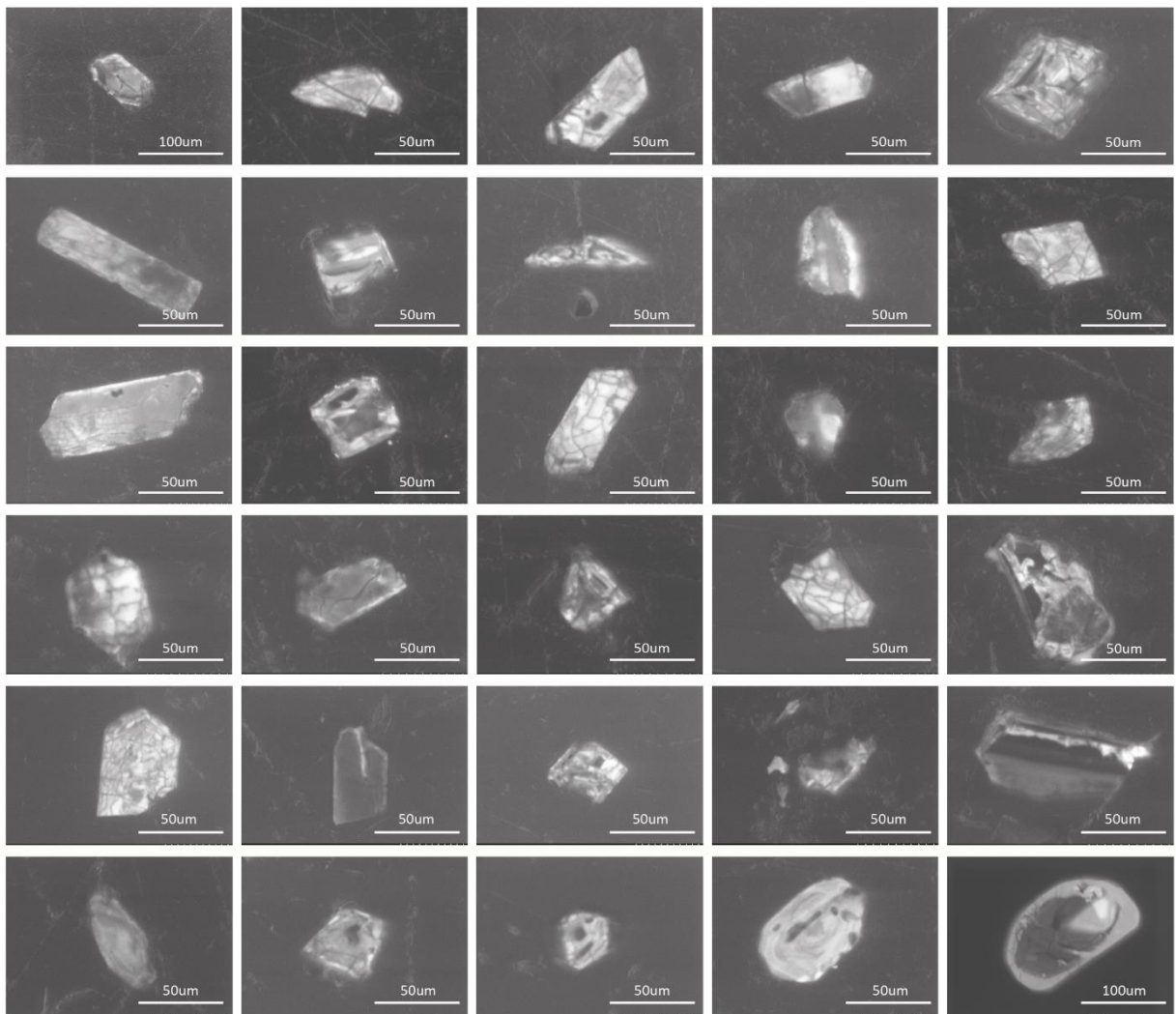


Figure 46 : Planche de photomicrographies en catodoluminescence prises au microscope électronique à balayage des zircons prélevés dans l'échantillon 408012 du forage DO-18-160.

Trente-neuf analyses ont été faites sur 31 zircons de l'échantillon 408012 du forage DO-18-160. Les résultats détaillés sont présentés en annexe C, ainsi que sur le diagramme concordia de la figure 47A. La plupart des analyses obtenues sont discordantes. Seulement 11 analyses montrent une concordance entre 90% et 110% (figure 47B). Trois de ces grains concordants ont donné des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2726 \pm 37$  Ma,  $2706 \pm 27$  Ma et  $2756 \pm 53$  Ma et soulignent la présence de grains hérités archéens. Parmi les autres grains concordants, quatre d'entre eux ont des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  paléo-protérozoïques entre  $2040 \pm 30$  Ma et  $2233 \pm 41$  Ma. Quatre des grains protérozoïques se superposent en utilisant un intervalle de  $2\sigma$  et donnent un âge moyen pondéré  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2141 \pm 14$  Ma (MSWD = 0,9) (figure 48). Les 5 analyses qui ont donné des âges paléo-protérozoïques supérieurs à 2200 Ma comparables à ceux du Complexe de l'Île de Cayenne sont possiblement hérités et sont significativement plus vieux que les grains utilisés pour le calcul d'âge moyen pondéré. Les deux analyses concordantes les plus jeunes sont possiblement associées à un événement de perte en plomb.

nnes

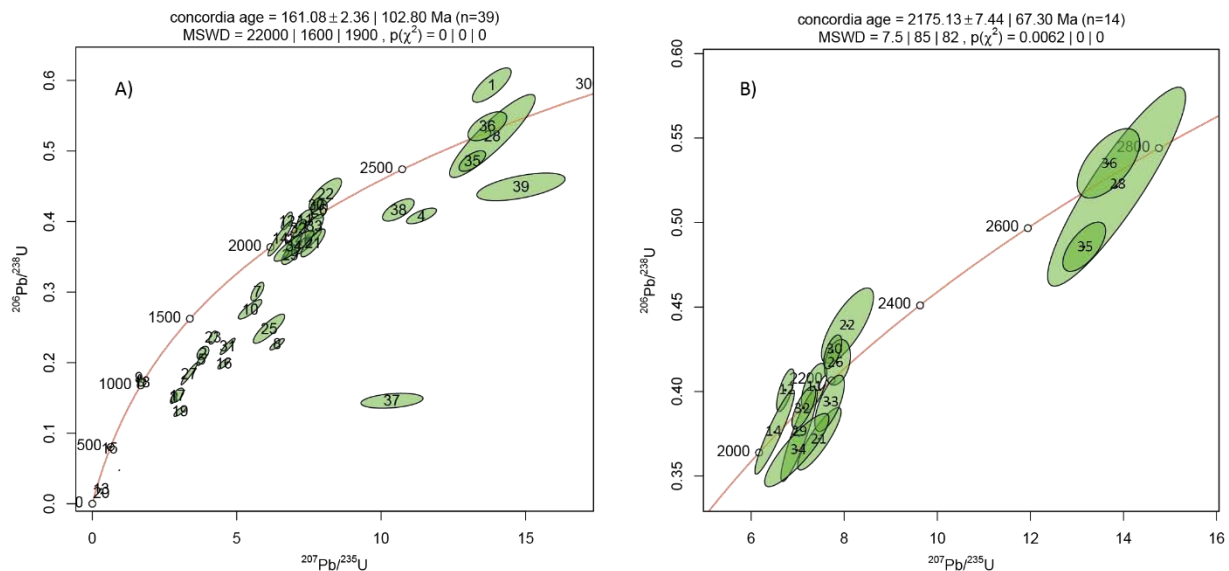


Figure 47 : Diagramme concordia pour les analyses U-Pb sur zircon de l'échantillon 408012, forage DO-18-160, montrant A) l'ensemble des résultats analytiques et B) Les analyses concordantes paléoprotérozoïques et archéennes.

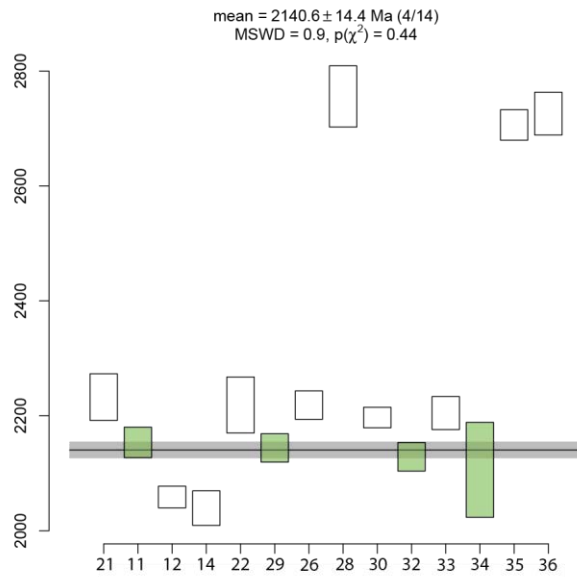


Figure 48 : Graphique de moyenne pondéré des âges U-Pb pour l'échantillon 408012 du forage DO-18-160. Quatre analyses concordantes ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) qui se superposent ont été utilisées pour un calcul d'âge (boîtes vertes).

Les zircons de l'échantillon DO18-152A sont translucides à brun foncé, et sont sub-automorphes à automorphes. Ils ont une longueur entre 50 et 200  $\mu\text{m}$ , et ont une forme trapue à prismatique. La structure interne des zircons est caractérisée par une zonation concentrique et oscillatoire liée à leur croissance (figure 49).

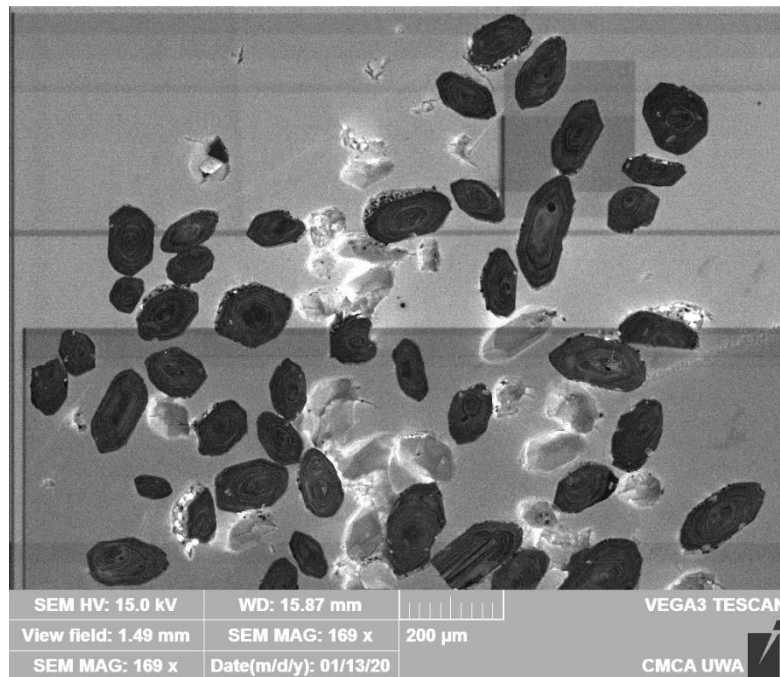


Figure 49 : Photomicrographie en cathodoluminescence prise au microscope électronique à balayage des zircons de l'échantillon DO-18-152A.



Quatorze analyses ont été réalisées sur 14 zircons. Les résultats sont donnés en annexe D. Quatre de ces analyses sont discordantes à plus de 7% et n'ont pas été considérées. Les 10 autres analyses sont concordantes (80 – 98%) et un âge moyen pondéré  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2144 \pm 9$  Ma (MSWD = 0.75) (figure 50A) a été obtenu pour ces grains. Ces analyses permettent également de calculer une discordia avec un intercept supérieur de  $2139 \pm 11$  Ma (MSWD = 3.1; (Figure 50B). Le rapport Th/U de ces grains varie entre 0.29 et 0.48. L'âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2144 \pm 9$  Ma représente la meilleure estimation de l'âge de cristallisation de la roche analysée.

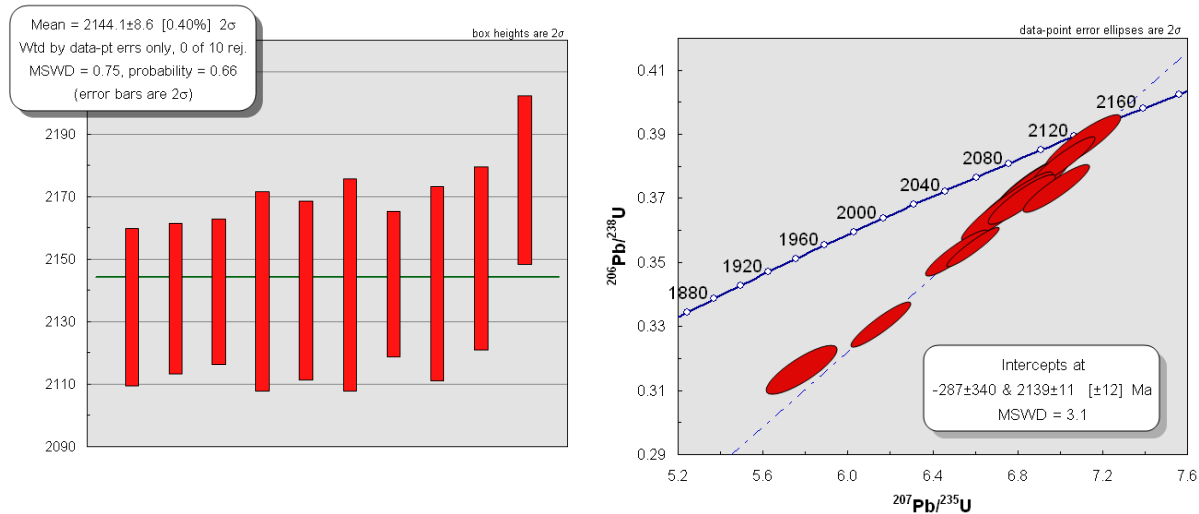


Figure 50 : Résultats analytiques U-Pb sur zircon de l'échantillon DO-18-152A. A) Graphique de moyenne pondérée des âges U-Pb; B) Diagramme concordia.

#### 6.4 Conclusion et interprétation de la géochronologie

L'étude géochronologique U-Pb sur zircon a été réalisée afin d'établir l'âge des roches de la Montagne Nivré et de poser des limites chronologiques aux minéralisations aurifères. Des résultats ont été obtenus pour deux lithologies de roches intrusives : 1) un porphyre felsique (408012 – DO-18-160 :  $2140,6 \pm 14,4$  Ma); 2) et une granodiorite porphyrique (DO18-152A :  $2144 \pm 9$  Ma). Ces roches ne recoupent pas directement les zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures et les minéralisations en or. Cependant, d'autres intrusions de texture et géochimie semblables les recoupent.

Ces roches intrusives ont donné des âges semblables qui se chevauchent largement en utilisant un intervalle de  $2\sigma$ . Elles recoupent les roches volcaniques et volcanoclastiques de la Montagne Nivré et permettent de leur attribuer un âge minimum de formation à  $2144 \pm 9$  Ma, qui correspond au résultat plus précis des deux échantillons datés. Ces datations U-Pb permettent également de préciser l'âge maximum

de la déformation  $D_1$  et du développement de la schistosité  $S_1$ , qui se doit d'être postérieure à la cristallisation des roches intrusives datées. Les veines de quartz-carbonate syn- $D_1$  sont aussi nécessairement plus jeunes que 2144 Ma.

Les datations obtenues sur ces deux lithologies de roches intrusives observées sur Dorlin sont comparables aux âges des intrusions de TTG compris entre 2,18 et 2,13 Ga (Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003). Les études de Enjolvy (2009) sur le massif de TTG Central ont également donné des âges semblables par datation U-Pb sur zircons. Ainsi, les granodiorites sont datées à  $2138 \pm 2,5$  Ma, les trondhémities à  $2150 \pm 3$  Ma et les tonalites à  $2123 \pm 4$  Ma. La proximité géographique du gîte de Dorlin et la contemporanéité des âges obtenus suggèrent une possible origine commune.

## CHAPITRE 7

### DISCUSSION ET INTERPRÉTATION

Ce chapitre présente une discussion subdivisée selon deux axes principaux : 1) le contexte géologique et tectonique de formation des roches de la montagne Nivré dans le contexte du Bouclier Guyanais, et 2) les paragenèses du système hydrothermal aurifère, sa chronologie de formation, et les implications pour son origine. Elle est significative afin de mettre en contexte l'origine et l'âge de la séquence volcanique et intrusive de la montagne Nivré, et définir comment celle-ci s'inscrit dans l'évolution de l'orogène Transamazonien. Ensuite, les travaux effectués permettent aussi de poser certaines limites chronologiques pour la minéralisation aurifère, de la mettre en contexte par rapport aux principales époques métallogéniques du Bouclier Guyanais, en termes d'âge et d'origine.

#### 7.1 Synthèse géologique et tectonique de la montagne Nivré

##### 7.1.1 Géologie et contexte géodynamique

Les roches volcaniques et volcanoclastiques qui encaissent la minéralisation du gîte aurifère de Dorlin sont de composition mafique à intermédiaire et elles appartiennent à la formation de Paramaca. Elles sont généralement porphyriques et elles incluent des faciès massifs, des tufs et des tufs à lapilli et un faciès de brèche volcanoclastique. Aucune structure ou texture primaire suggérant un contexte sous-marin, comme des bordures de coussins ou des brèches hyaloclastiques, n'a pu être identifiée avec certitude, autre que la stratification localement. Toutefois, les roches montrent des indices d'altération caractéristiques des systèmes sous-marins, incluant notamment la chloritisation et localement la pyritisation, sans que celles-ci ne soient directement liées à la minéralisation aurifère. Un contexte de volcanisme sous-marin est donc favorisé pour la mise en place de la séquence volcanique. De plus, les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques et volcanoclastiques sont relativement homogènes et suggèrent une origine commune. Ce sont des roches basaltiques à andésitiques à dominante calco-alcaline. Certaines des anomalies géochimiques qui les caractérisent, notamment les anomalies négatives en Ti, et en Nb-Ta par rapport au Th, ainsi que l'enrichissement en Th et terres rares légères par rapport aux lourdes, sont typiques des environnements d'arc volcanique et de supra-subduction protérozoïques (Carlson et al., 1981; Arndt et Christensen, 1992). Les roches volcaniques de la Montagne Nivré sont donc probablement mises en place dans un environnement de bassin sous-marin de type supra-subduction.

Les roches intrusives observées sur la montagne Nivré sont séparées en deux groupes : 1) des roches intrusives mafiques à intermédiaires, surtout présentes dans les secteurs sud et ouest et 2) des roches intrusives felsiques, particulièrement abondantes dans le secteur de Nivré est, incluant des granitoïdes et des porphyres à quartz.

Les intrusions mafiques à intermédiaires incluent des porphyres à feldspaths et des diorites. Les porphyres ont une signature géochimique identique à celles des roches volcaniques, suggérant qu'elles ont une même origine et représentent possiblement des intrusions nourricières, ou du moins des dykes ou des sills contemporains du système volcano-plutonique. Les diorites, ainsi que les roches intrusives felsiques, recoupent les roches volcaniques avec des contacts francs, et elles ont une signature géochimique hétérogène et différente de celle de la séquence volcanique. Elles sont calco-alkalines, avec de fortes anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti sur les diagrammes multi-éléments, mais elles montrent un contenu variable en terres rares lourdes variable, et un rapport La/Yb généralement plus élevé que les roches de la séquence volcanique. Ces anomalies géochimiques suggèrent une contribution continentale plus importante dans la formation de ces magmas intermédiaires à felsiques.

L'âge absolu de la séquence volcanique de la montagne Nivré n'est pas déterminé, mais les roches felsiques qui la recoupent ont livré deux âges U-Pb sur zircons de  $2141 \pm 14$  Ma et  $2144 \pm 9$  Ma. Ces âges sur les roches felsiques correspondent à la mise en place des intrusions dans le complexe de TTG central en Guyane Française (2148 à 2120 Ma), tel que défini par Vanderhaeghe et al. (1998), Delor et al. (2003b) et Enjolvy (2009). Ils sont aussi comparables à ceux obtenus par Enjolvy (2009) sur des granodiorites, tonalites et trondjhémities situées dans le complexe des TTG central à l'ouest et au nord-ouest de la montagne Nivré. Les granodiorites sont datées en U-Pb sur zircons à  $2138 \pm 2,5$  Ma, les trondjhémities à  $2150 \pm 3$  Ma et les tonalites à  $2123 \pm 4$  Ma. La proximité géographique et la contemporanéité de ces roches felsiques suggèrent une possible origine commune.

Peu de données géochronologiques et géochimiques sont disponibles pour les roches volcaniques de la formation de Paramaca en Guyane, ce qui complique la corrélation des unités et leur interprétation en termes de géodynamique. Toutefois, dans la branche nord de la formation de Paramaca au nord de la Guyane Française, la séquence volcanique bimodale qui encaisse le gisement aurifère Montagne d'Or est datée entre 2152 et 2130 Ma (Guiraud et al., 2019). Elle inclut des roches volcaniques et volcanoclastiques recoupées par des intrusions porphyriques à feldspaths formées dans un environnement de bassin

d'arrière-arc (Guiraud, 2021). Ce volcanisme bimodal est également observé sur le gisement de Saint-Elie, à l'ouest du lac Petit-Saut. Il a mis en évidence des basaltes tholéiitiques, des andésites et rhyolites calco-alcalines recoupées par des granodiorites datées en U-Pb sur zircons à  $2146 \pm 2$  Ma (Lafrance, 1998). Milési et al. (1995) a daté des pegmatites et des granites du site de Yaou (50 km au sud-ouest de Dorlin). Les pegmatites ont été datées en U-Pb sur zircon à  $2123 \pm 11$  Ma et les granites à  $2127 \pm 10$  Ma. Bien que les données demeurent fragmentaires, ces informations suggèrent que l'activité magmatique liée à la construction d'un ou de plusieurs arcs volcaniques a possiblement été contemporaine dans les ceintures de roches vertes nord et sud de la Guyane Française.

### 7.1.2 Évolution tectonique

Les roches de la Montagne Nivré sont en général foliées et localement mylonitisées. Elles montrent des paragenèses métamorphiques soulignant que les roches ont été déformées et métamorphisées dans des conditions de pression et température qui correspondent à celles du faciès des schistes verts. Une seule schistosité pénétrative a été documentée dans la séquence volcanique et les roches intrusives de la montagne Nivré. Cette schistosité est sub-parallèle aux principaux linéaments magnétiques et topographiques reconnus régionalement (Milési et al., 1995; Vanderhaghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Cette foliation contient localement une linéation minérale à faible plongée, surtout dans les faciès mylonitiques. Peu d'indicateurs cinématiques ont été reconnus, mais quelques bandes de cisaillement et structures C-S suggèrent un mouvement dextre durant la formation de la schistosité et des zones mylonitiques. Un mouvement dextre est également proposé pour expliquer l'orientation et la distribution des principaux linéaments géophysiques (Lacroix et Gitzhoffer, 2018, données non publiées, rapport interne RRSAS).

Compte tenu de la nature fragmentaire des données structurales pour la ceinture de roches vertes du sud de la Guyane Française, il est difficile d'interpréter l'évolution structurale du secteur de la montagne Nivré dans un cadre tectonique plus général. Toutefois, la déformation ductile  $D_1$  et la schistosité qui lui est associée sont compatibles avec leur formation dans un contexte en décrochement ou en transpression dextre. À l'échelle de la Guyane Française, une phase de déformation transpressive dextre  $D_{2b}$  a été documentée par plusieurs auteurs (Ledru et al., 1991 ; Milési et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003b). Elle serait initiée vers 2110 Ma et elle est postérieure à la formation du complexe des TTG central. Ainsi, la déformation  $D_1$  enregistrée par l'ensemble des roches volcaniques et intrusives de la montagne Nivré correspond possiblement à cette phase de déformation transpressive  $D_2$  reconnue à

l'échelle de la Guyane. La phase de déformation  $D_2$  se divise en deux grandes étapes : 1)  $D_{2a}$  avec l'ouverture de bassins en pull-apart lors de l'activation de grands décrochements sénestres régionaux (Delor et al. 2001, 2003a, b); 2)  $D_{2b}$  correspondant à une extension crustale et une remontée mantellique entraînant l'exhumation de domaines crustaux le long de failles normales, créant ainsi de grands cisaillement ONO-ESE dextres lors de l'extrusion latérale des blocs crustaux (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003b). Ce contexte de cisaillement dextre est comparable à celui observé sur le gîte de Dorlin.

### 7.1.3 Chronologie de l'altération hydrothermale et formation des zones aurifères

La minéralisation aurifère hydrothermale de la montagne Nivré est principalement représentée par des zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures et une paragenèse complexe de mise en place de veines de quartz-tourmaline et de quartz-carbonates. Les zones de remplacement sont développées dans les roches volcaniques mafiques à intermédiaires, les volcanoclastites, les tufs intermédiaires et les porphyres mafiques. Elles ne sont nulle part documentées dans les roches intrusives felsiques et les diorites. Plusieurs indices suggèrent qu'elles précèdent la déformation régionale  $D_1$ . Ces indices incluent notamment une pseudomorphose des phénocristaux dans les roches magmatiques et le remplacement des clastes dans les roches volcanoclastiques par la tourmaline. La forme des phénocristaux et clastes remplacés est préservée et ceux-ci ne sont pas déformés dans les zones tourmalinisées et silicifiées, plus compétentes, alors que dans les zones non-tourmalinisées, les cristaux et clastes chloritisés sont fortement déformés. Cette relation indique que le remplacement à tourmaline et quartz précède la déformation ductile  $D_1$ . De plus, les veines de quartz-tourmaline sont fréquemment transposées et affectées par la foliation  $S_1$ . Enfin, ces zones aurifères et tourmalinisées sont recoupées par des dykes intermédiaires à felsiques avec des contacts francs, et qui sont eux-même affectés par la foliation pénétrative  $S_1$ . Les deux dykes felsiques qui ont été datés ont donné des âges U-Pb sur zircons ne recoupent pas directement les zones tourmalinisées aurifères, mais ils ont les mêmes textures et la même composition géochimique que les dykes felsiques qui les recoupent. Les âges de  $2141 \pm 14$  Ma et  $2144 \pm 9$  Ma qui ont été obtenus peuvent donc être considérés comme des âges minimums de mise en place des zones de remplacement et des veines à quartz-tourmaline et quartz-tourmaline riches en sulfures.

Ensuite, des veines de quartz-carbonates en cisaillement et en extension sont développées en association avec des zones de cisaillement ductiles. Ces veines sont déformées à non déformées et sont interprétées comme étant contemporaines de la déformation  $D_1$ . Elles affectent de façon variable les roches volcaniques, notamment aux contacts des intrusions.

## 7.2 Origine du gîte Dorlin et comparaison avec les modèles existants

Différents modèles ont été proposés pour expliquer l'origine et l'âge des gîtes aurifères en Guyane Française. Milési et al. (2003) a proposé un regroupement en trois types de gisements primaires : 1) des gisements stratiformes et stratoïdes magmatiques-hydrothermaux; 2) des conglomérats aurifères syn-orogéniques formant des paléoplacer (gisement de Montagne Tortue, Milési et al., 1995, 2003) et 3) des gisements tardi-orogéniques mis en place durant la phase D<sub>2b</sub> de l'orogène Transamazonien (Milési et Picot 1995; Milési *et al.* 1995, 2003; Voicu et al., 2001; Daoust *et al.* 2011; Tedeschi *et al.* 2018). Ces gisements tardi-orogéniques sont particulièrement importants à l'échelle du Bouclier Guyanais. La minéralisation est constituée de veines de quartz-tourmaline-pyrite-carbonates avec de la chlorite, de la séricite et de l'albite en quantité variable (Milési *et al.* 1995, 2003; Voicu *et al.* 2001). En Guyane Française, les gisements de Saint-Élie et Yaou ont été inclus dans cette classe tardi-orogénique (Milési *et al.* 1995, 2003; Lafrance *et al.* 1999; Voicu *et al.* 2001). Guiraud (2021) a interprété le gisement de Montagne d'or comme un système aurifère hydrothermal sous-marin de type SMV en raison de plusieurs critères distinctifs : la présence de laves coussinées présentant des amygdules de sulfures, les altérations en séricite et chlorite, la présence d'épidotes à la base des zones minéralisées et des teneurs élevées en Mg dans le toit des zones minéralisées. De plus, le minerai est riche en sulfures, avec de la sphalérite disséminée et en veinules. La minéralisation à Montagne d'Or est datée à  $2117,6 \pm 5,1$  Ma, serait contemporaine de la mise en place de la séquence volcanique de TTG.

En termes de style et d'âge de la minéralisation, le gîte de Dorlin possède des affinités avec certains systèmes hydrothermaux aurifères déjà répertoriés en Guyane Française, en particulier les gîtes d'or orogéniques filoniens et certains SMV aurifères.

### 7.2.1 Caractéristiques principales des gisements d'or orogéniques

Les gisements d'or orogéniques sont associés à des terrains déformés et métamorphisés (Kerrich, 1990; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Le qualificatif d'orogénique vient des processus de formation de ces gisements, formés dans des contextes de transpression et/ou compression et se répartissent le long de zones de failles ou de cisaillement (Sibson et al., 1988; Groves, 1993; Cox et al., 1991; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Ces gisements résultent donc de processus orogéniques, ils sont généralement associés à un fort gradient géothermique et les structures majeures qui y sont reliées permettent de localiser le passage de fluides hydrothermaux (Groves, 1993; Groves et

al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Bierlein et al., 2009). Ces gisements sont fréquents à l'Archéen, mais on les retrouve jusqu'au Cénozoïque (Eglinger et al., 2020).

Ils sont caractérisés par des minéralisations épigénétiques filoniennes et/ou des zones de remplacements avec des sulfures disséminés avec un important contrôle structural. Les réseaux de veines qui y sont associés sont composés de quartz et de carbonates avec des quantités variables de tourmaline et sulfures (Goldfarb et Groves, 2015). Ils se forment dans des zones de failles et des zones de cisaillement ductiles et sont associés à des veines d'extension et des brèches hydrothermales (Cox et al., 1991; Robert et Poulsen, 2001; Dubé et Gosselin, 2007). Ils sont seulement exploités pour l'or, mais ils montrent souvent des anomalies en Ag, As, Bi, Sb, Te et W (Kerrick, 1983; Phillips and Groves, 1983; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005). Les filons d'or orogéniques sont classés selon leur profondeur et température de formation (Goldfarb et al., 2005; Goldfarb et Groves, 2015). Ainsi, un gisement formé à moins de 6 km de profondeur est qualifié d'épizonal, entre 6 et 12 km de mésozonal et à plus de 12 km d'hypozonal. La plupart des gisements sont mésozonaux, étant formés entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites.

La minéralogie des zones d'altération varie significativement en fonction de la composition des roches hôtes et des conditions de pression et température de formation (McCuaig et Kerrich, 1998; Eilu et al., 1999). Dans les roches volcaniques mafiques, la zonalité des altérations est relativement bien définie. Elle est caractérisée par une enveloppe distale chlorite-calcite et proximale à séricite-dolomite-ankérite. Cette zonalité reflète des fluides minéralisateurs riches en CO<sub>2</sub> associés à un apport en K et/ou Na et à la présence de ligand sulfuré. Les fluides et l'or sont considérés comme étant dérivés de la dévolatilisation des roches durant la déformation et le métamorphisme régional (Pitcairn et al., 2006; Goldfarb et Groves, 2015).

### 7.3 Les SMV riches en or

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) riches en Au se composent de lentilles de sulfures massifs à semi-massifs, de stockwerks et de zones de remplacement aurifères dans des roches volcaniques (Poulsen and Hannington, 1996; Hannington et al., 1999; Huston, 2000; Poulsen et al., 2000; Dubé et al., 2007). Ils se distinguent des SMV à métaux usuels par une concentration en Au en ppm plus élevée que la concentration totale en Cu, Zn et Pb en poids pourcent (Dubé et al., 2007).



Les SMV riches en Au se mettent en place dans une grande variété de roches volcaniques mafiques à felsiques et silliclastiques en milieu sous-marin.

La plupart des gisements sont probablement associés à des failles ou des zones de fractures qui permettent le passage des fluides hydrothermaux. Les déformations post-volcaniques et le métamorphisme permettent la remobilisation d'une partie de l'or et des sulfures dans les failles, les charnières de plis et les zones de cisaillement proches des lentilles de sulfures originelles (Tourigny et al., 1993; Hannington et al., 1999; Dubé et al., 2007).

Les sulfures principaux associés aux gisements SMV riches en or sont la pyrite, la chalcopryrite, la sphalérite, la pyrrhotite et la galène. La bornite, la tennantite, l'arsénopyrite, des sulfosels et des tellurures sont également présents dans certains cas. La signature métallique de ces gisements est dominée par l'Au et l'Ag, ainsi que le Cu et/ou Zn, avec des concentrations variables en As, Sb, Bi, Pb, Se, Te, et Hg. L'or est généralement concentré dans les stockwerks et les zones de remplacement associés, alors que le Zn se trouve plutôt enrichi dans les lentilles de sulfures massifs au sommet des stockwerks (figure 51; Huston, 2000; Dubé et al., 2004; Dubé et al., 2007). Ces gisements présentent de larges enveloppes d'altération propylitique distale composée de chlorite et de séricite (figure 51). Les zones les plus proximales sont riches en séricite et sont fortement silicifiées (Dubé et al., 2007). Des zones d'altération aurifères riches

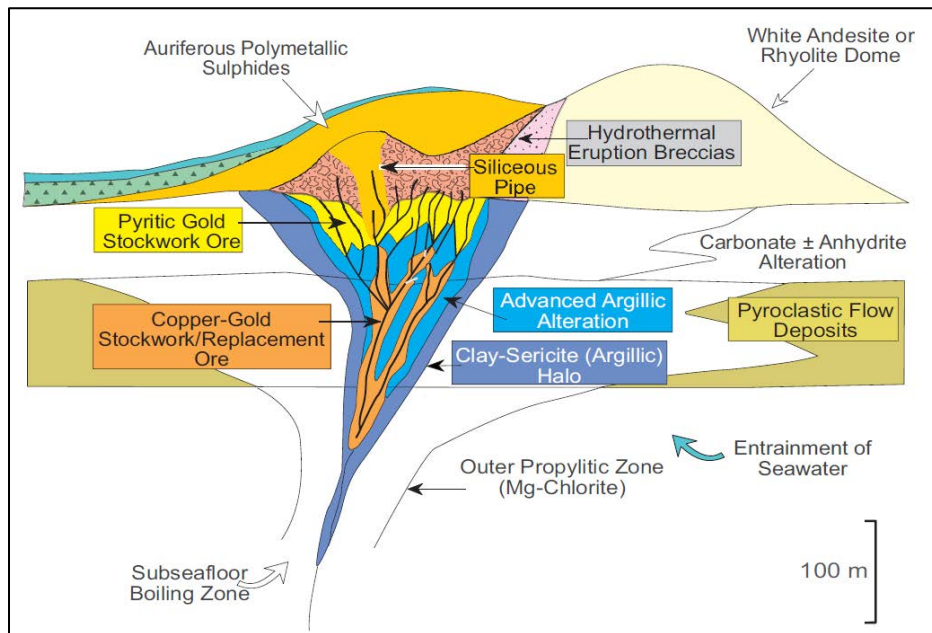


Figure 51 : Illustration schématique du contexte géologique de mise en place de SMV riches en Au et des altérations hydrothermales, repris de Dubé et al., 2007.

en tourmaline sont également présentes dans la racine épigénétique de certains gisements (Bergman et al., 1996)

#### 7.4 Implications sur la formation du gîte de Dorlin

Les zones aurifères de la Montagne Nivré sont représentées par deux styles de minéralisation différents qui ont été formés à des moments différents. Les veines de quartz-carbonates, bien que rarement minéralisées, sont localement aurifères et présentent plusieurs caractéristiques des gîtes d'or orogéniques. Elles incluent des veines de cisaillement et d'extension, elles sont pauvres en sulfures, elles sont syn-déformation et associées à une altération en chlorite, séricite et carbonate des roches volcaniques et intrusives qui les encaissent.

Les remplacements à tourmaline-quartz-sulfures et séricite-carbonates et les veines de quartz-tourmaline, quartz-tourmaline riches en sulfures qui caractérisent les minéralisations aurifères de la Montagne Nivré sont plus complexes à interpréter. Ils sont pré- ou syn- $D_1$ , puisqu'ils sont toujours déformés et fortement affectés par  $D_1$ . Ils sont épigénétiques et postérieurs ou contemporains de la séquence volcanique. Ces minéralisations de type remplacement sont développées dans les roches volcaniques et volcanoclastiques, ainsi que dans les intrusions mafiques à intermédiaires porphyriques qui recourent la séquence volcanique. Elles ne sont donc pas stratiformes, et même si elles sont préférentiellement développées dans les roches volcanoclastiques, elles ne sont pas nécessairement restreintes à des horizons stratoïdes. Même si le Cu atteint localement des valeurs de 0.6 poids % sur échantillon choisi, le contenu en métaux usuels n'est pas significatif et la signature métallique du gisement est représentée par Au-Ag-As-W-Sb. La minéralogie, le contexte lithologique et l'association métallique des zones minéralisées de type remplacement et filonien qui caractérisent le gîte de Dorlin ne sont pas inhabituels pour les gîtes d'or orogéniques. Toutefois, il est clair que les zones de remplacement et les veines riches en tourmaline précèdent la déformation ductile et la fabrique pénétrative  $S_1$ , et sont antérieures aux dykes felsiques et intermédiaires qui les recourent. Ceci contraste avec la plupart des gîtes d'or orogéniques formés au faciès des schistes verts, qui sont généralement syn- à tardi-métamorphiques (McCuaig et Kerrich, 1998; Robert et al., 2005; Goldfarb et al., 2005). Il demeure que l'évolution structurale du secteur de la Montagne Nivré et du gîte de Dorlin en général n'est pas très bien contrainte, et les veines et remplacements riches en tourmaline pourraient être associés à une phase de déformation et de minéralisation antérieure à  $D_1$ , non documentée dans le cadre de cette étude. Certains camps miniers caractérisés par des veines de quartz-carbonates de type orogénique montrent la superposition d'au moins deux générations différentes de

veines, les plus anciennes étant déformées et fréquemment recoupées par des dykes mafiques à intermédiaires (Robert et al., 2005). Cette superposition est due au contexte syn-tectonique de mise en place des systèmes filoniens et à l'évolution structurale et métamorphique complexe de ces environnements.

Le gîte de Dorlin possède aussi certaines analogies avec les SMV aurifères, notamment le style disséminé, la nature des roches encaissantes, et le fait que la minéralisation hydrothermale précède la déformation régionale. Lerouge et al. (1999) ont d'ailleurs suggéré une forte composante d'eau de mer dans les fluides minéralisateurs, et celle-ci serait principalement due au lessivage des roches volcaniques encaissantes. Même si la présence de tourmaline massive n'est pas commune dans les SMV, certains gisements, comme celui de Boliden en Finlande, incluent des zones riches en tourmaline et des veines de quartz-tourmaline qui sont situées sous une lentille de sulfures massifs (Bergman Weihed et al., 1996). Certains SMV aurifères sont aussi associés à des roches intrusives felsiques contemporaines de la séquence volcanique, et qui ont possiblement contribué au budget aurifère et à la formation de ces gisements hydrothermaux (Guiraud et al., 2020; Yergeau et al., 2022). Toutefois, le gîte de Dorlin ne contient pas de lentille de sulfures massifs, ni de valeurs significatives en métaux usuels et les intrusions felsiques sont postérieures aux zones minéralisées et aux roches volcaniques.

Les travaux effectués dans le cadre de ce projet ne permettent pas de déterminer l'origine du gîte de Dorlin, mais l'ensemble des données suggère une mise en place des zones riches en tourmaline antérieure à la déformation  $D_1$ . D'un point de vue structural et contextuel, le gîte de Dorlin s'apparente à un gisement d'or orogénique d'épizone ou de mésozone, ce qui est aussi en accord avec la composition minéralogique, la signature métallique, et le style de minéralisation disséminé et filonien. Toutefois, une mise en place selon un modèle alternatif de SMV aurifère riche en tourmaline n'est pas exclu et permet d'expliquer la chronologie de formation du gîte.

## CONCLUSION

Les travaux présentés dans cette étude portent sur le projet aurifère Dorlin, propriété de Reunion Gold Corporation, au coeur de la Guyane Française. L'objectif était de caractériser en détails la nature des roches encaissant la minéralisation aurifère de la Montagne Nivré et de déterminer leur origine afin d'aider au développement et à l'exploration du gîte afin de mieux cibler les travaux futurs, et de contribuer aux modèles métallogéniques du Bouclier Guyanais. Leur intégration dans le cadre géologique régional permet ainsi une meilleure compréhension de la géodynamique et de l'évolution du Bouclier Guyanais. La nature des roches composant le gîte de Dorlin a tout d'abord été définie grâce à l'étude géochimique et pétrographique réalisées sur les échantillons prélevés de la Montagne Nivré au coeur du corridor minéralisé. Il apparaît ainsi constitué en majorité de roches volcaniques et volcanoclastiques et de tufs de type andésite/basalte d'affinité calco-alkaline. Ces unités se sont donc mises en place dans un contexte d'arc volcanique en zone de subduction. L'ensemble est recoupé par quatre principaux types de roches intrusives de composition mafique à felsique et d'affinité calco-alkalines. Les intrusions mafiques ont une signature semblable à celle des roches volcaniques et volcanoclastiques, ce qui suggère une origine semblable. Des granitoïdes intermédiaires à felsiques et des porphyres à quartz recourent les roches volcaniques et les zones minéralisées ; ces deux familles d'intrusions ont été respectivement datées à  $2144 \pm 9$  Ma et de  $2141 \pm 14$  Ma par datation U-Pb sur zircon. Des diorites sont également présentes et ont une signature en éléments traces différente des autres unités intrusives. Leur signature suggère un contexte d'arc continental alors que les autres intrusions et les roches volcaniques semblent plutôt s'être mises en place en contexte d'arc océanique.

L'étude minéralogique a également permis de distinguer deux principaux assemblages minéralogiques au sein de ces roches. Ces assemblages sont issus de l'altération hydrothermale qui a parcouru la zone d'étude. Le premier consiste en des zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures affectant les roches volcaniques et volcanoclastiques. Il est observé au sein des porphyres mafiques et associé aux minéralisations aurifères hydrothermales observées sur la Montagne Nivré. Le second, quant à lui, consiste plutôt en une augmentation de la quantité de séricite et carbonates dans la matrice des roches volcaniques et volcanoclastiques.

Les données structurales de cette partie de la Guyane Française sont fragmentaires. Cependant, l'étude des affleurements et des carottes du gîte de Dorlin a permis de mettre en avant les déformations ayant affectées la Montagne Nivré. Les lithologies montrent des paragenèses métamorphiques soulignant un

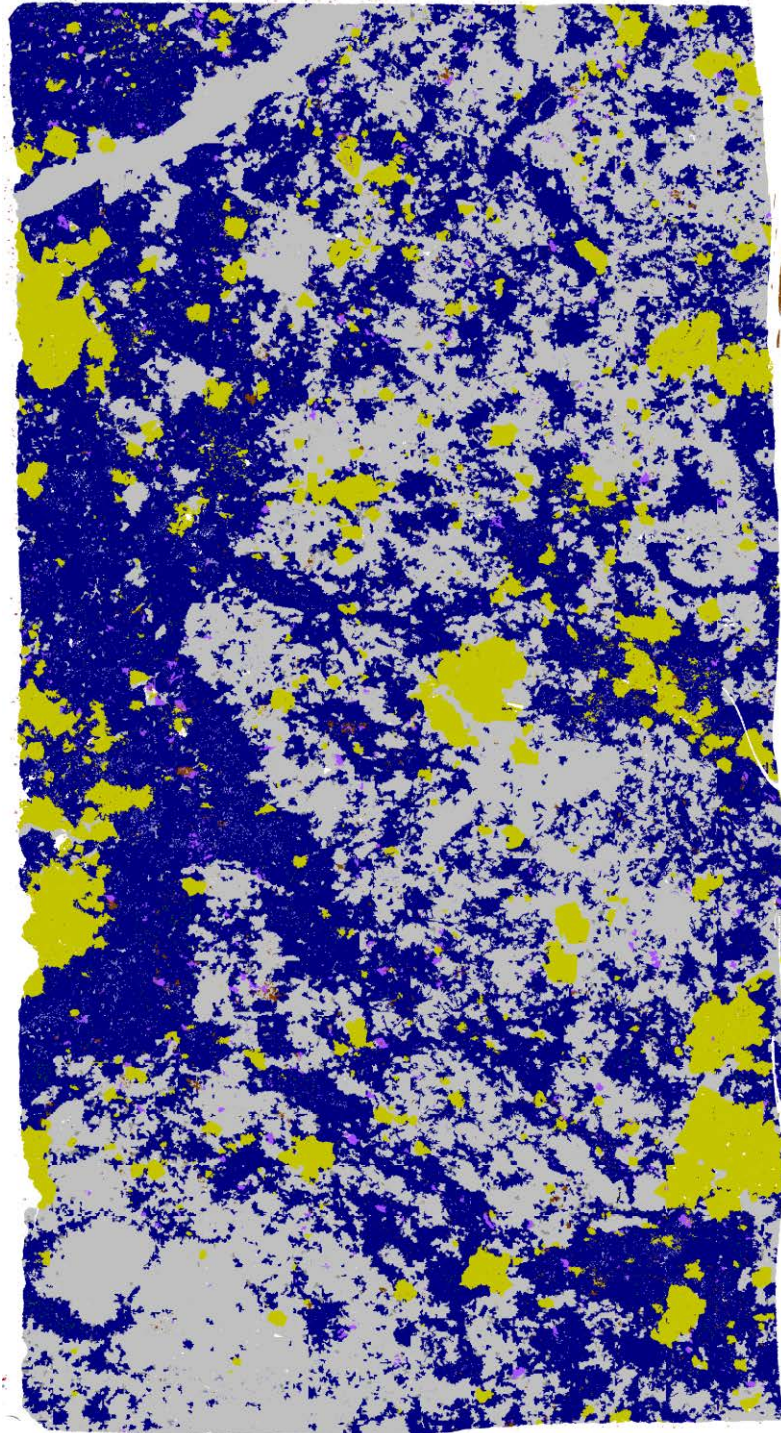
métamorphisme au faciès schiste vert. Une schistosité pénétrative a également été documentée. Elle est sub-parallèle aux linéaments magnétiques et topographiques régionaux; et ses marqueurs cinématiques suggèrent un mouvement dextre cohérent avec le contexte régional.

Deux styles de minéralisation, formés à des moments distincts de l'histoire géodynamique de la Guyane Française, y sont observés. Les veines de quartz-carbonates, localement aurifères dans les roches volcaniques et volcanoclastiques au contact des intrusions, ont des caractéristiques semblables aux gîtes d'or orogéniques. Les zones de remplacement à tourmaline-quartz-sulfures ainsi que les veines de quartz-tourmaline et quartz-tourmaline riches en sulfures constituent les minéralisations aurifères principales du gîte de Dorlin. Elles sont cependant plus difficiles à interpréter. Ces minéralisations sont pré- ou syn-D<sub>1</sub>, épigénétiques et postérieures à la séquence volcanique. Elles affectent les lithologies volcaniques, mais aussi les intrusions de porphyres mafiques. Elles ne sont pas stratiformes et même si elles sont préférentiellement développées dans les roches volcanoclastiques, elles ne sont pas nécessairement restreintes à des horizons stratoïdes. La composition géochimique et la signature métallique du gisement peuvent suggérer un gîte d'or orogénique, mais les minéralisations se sont mises en place avant l'événement de déformation ductile. Certaines analogies avec les gisements SMV riches en Au sont constatées (style disséminé, nature des roches encaissante et minéralisation pré-déformation). Cependant, aucunes lentilles de sulfures massives ni de valeurs significatives en métaux usuels ne sont observées. De plus, les intrusions felsiques sont postérieures aux minéralisations.

La minéralisation aurifère du gîte de Dorlin est donc complexe et son origine reste encore incertaine. Une étude plus approfondie de la tourmaline et des isotopes du bore serait donc intéressante afin de comprendre les veines porteuses. Et, dans le but d'argumenter sur une mise en place alternative de SMV riche en Au, une étude plus détaillée et exhaustive des assemblages sulfurés et du contexte géologique de Dorlin serait aussi nécessaire.

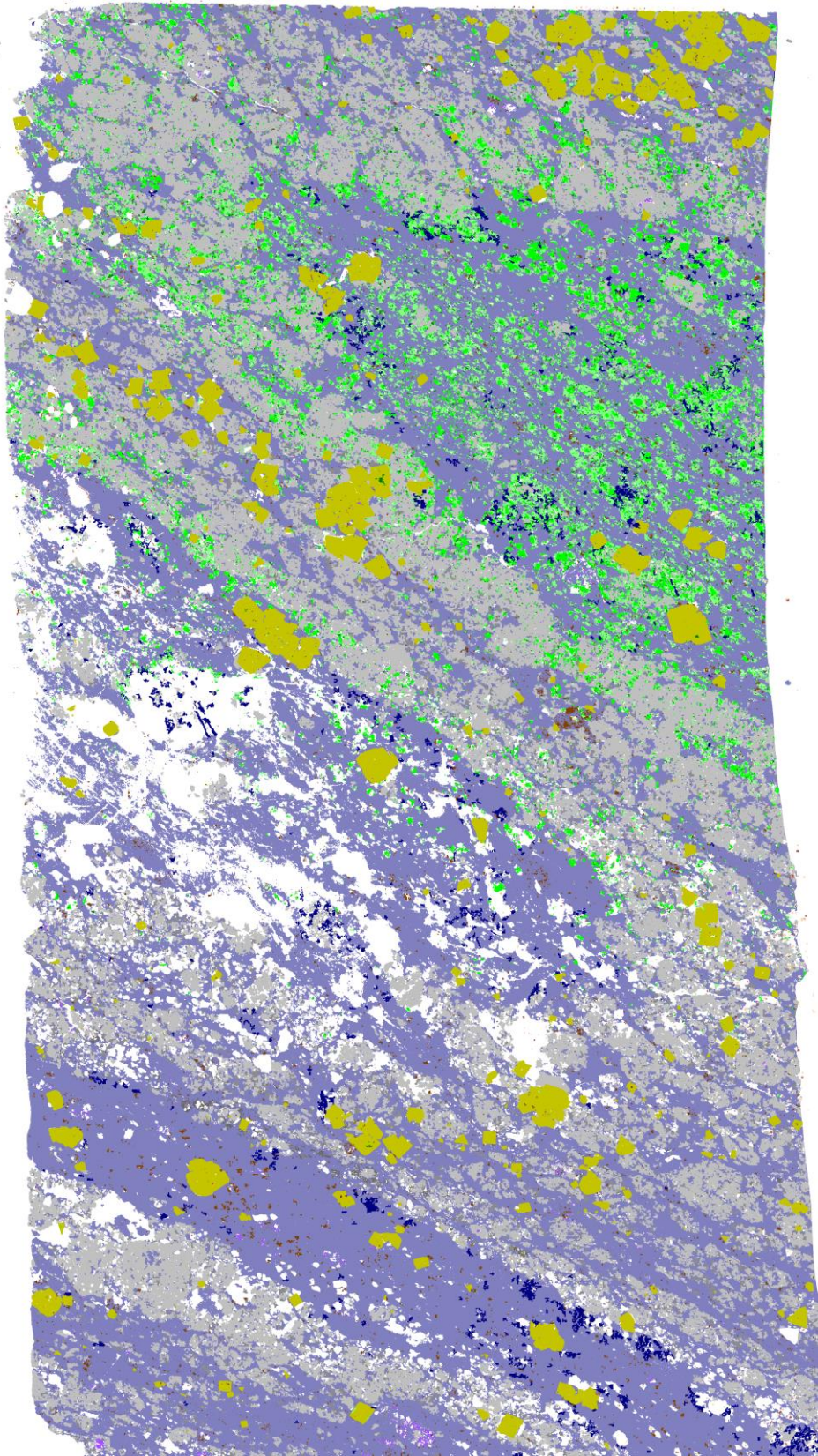
**ANNEXE A**  
**CARTOGRAPHIE DE LAMES MINCES**

A) Cartographie de lame mince de l'échantillon 407979 du forage DO-18-146



Modal Mineralogy - DO_18_146_407979 GXMAP						
Name	Pixels	Particles	Area %	Weight %	Area Microns	
Tourmaline	47849696	459	46.49%	45.56%	430647264.00	
Quartz	41233684	456	40.06%	34.35%	371103156.00	
Pyrite	10623079	420	10.32%	16.89%	95607711.00	
Plagioclase	1164184	366	1.13%	0.99%	10477656.00	
Apatite	734442	376	0.71%	0.74%	6609978.00	
Muscovite	641283	415	0.62%	0.57%	5771547.00	
Rutile	571631	487	0.56%	0.77%	5144679.00	
Chlorite	45204	81	0.04%	0.04%	406836.00	
Titanite	20728	203	0.02%	0.02%	186552.00	
Calcite	19936	187	0.02%	0.02%	179424.00	
Galena	5214	75	0.01%	0.01%	46926.00	
Dolomite	4453	71	0.00%	0.00%	40077.00	
Ankerite	3454	40	0.00%	0.00%	31086.00	
Chalcopyrite	1261	23	0.00%	0.00%	11349.00	
Bi <sub>2</sub> -Te <sub>3</sub>	1230	30	0.00%	0.00%	11070.00	
AgTe	949	12	0.00%	0.00%	8541.00	
Mg-Fe-Mn Carbonate	772	16	0.00%	0.00%	6948.00	
PbTe (Altaite)	742	21	0.00%	0.00%	6678.00	
Bi-Pb-Te	564	26	0.00%	0.00%	5076.00	
Sphalerite	543	7	0.00%	0.00%	4887.00	
Tennantite	442	9	0.00%	0.00%	3978.00	
Arsenopyrite	200	2	0.00%	0.00%	1800.00	
Bi-Te-Al-P +/- Fe	133	2	0.00%	0.00%	1197.00	
Pb-Al-P +/- Fe Ca	130	3	0.00%	0.00%	1170.00	
Bi-Al-P +/- Fe Ca	107	3	0.00%	0.00%	963.00	
Mg-Fe Carbonate	100	1	0.00%	0.00%	900.00	
Pb-Bi-Al-P +/- Fe Ca	71	1	0.00%	0.00%	639.00	
Siderite (+Mn)	66	3	0.00%	0.00%	594.00	
Electrum	5	1	0.00%	0.00%	45.00	
Al sulfate with P	4	1	0.00%	0.00%	36.00	
Background	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Acanthite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Tetrahedrite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Gold	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
BiTe (Tsumoite)	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuth	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuthinite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Glass-slide	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Unknown	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Low_Counts	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
No_XRay	0	0	0.00%	0.00%	0.00	

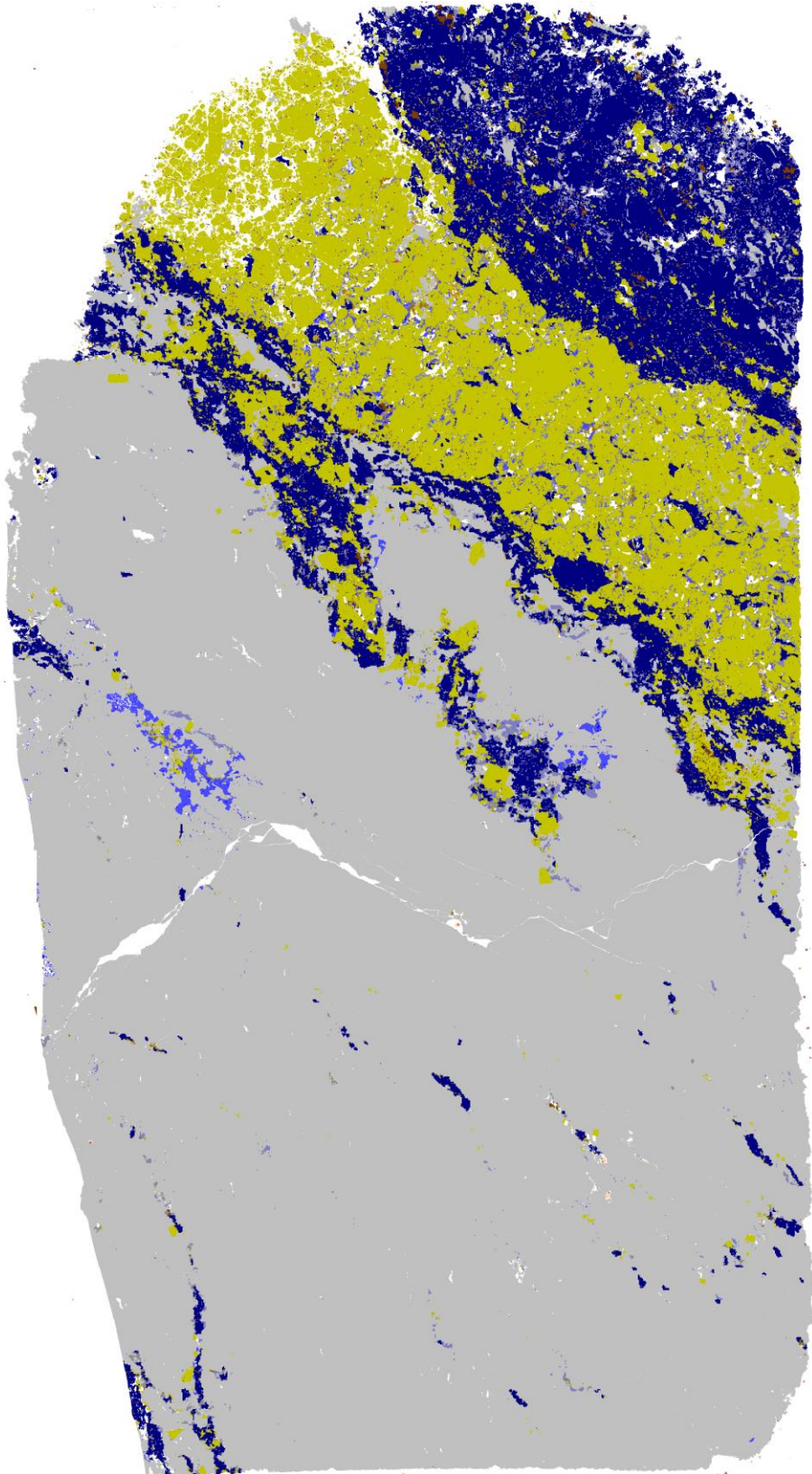
B) Cartographie de lame mince de l'échantillon 408026A du forage DO-18-149





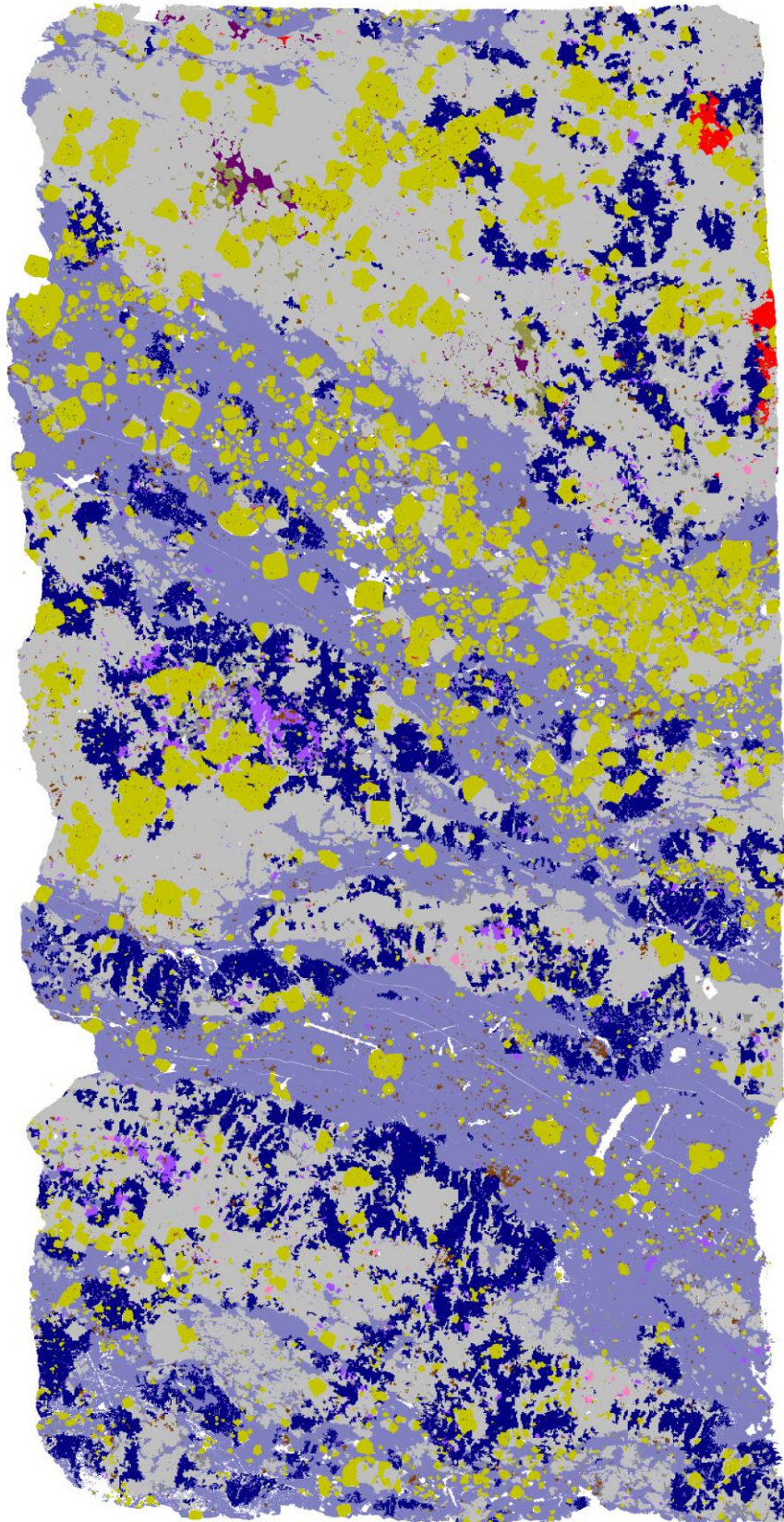
Modal Mineralogy - DO_18_149_408026A GXMAP						
Name	Pixels	Particles	Area %	Weight %	Area Microns	
Muscovite	42019531	2246	52.68%	53.93%	378175779.00	
Quartz	22327258	459	27.99%	26.63%	200945322.00	
Pyrite	4319649	282	5.42%	9.83%	38876841.00	
Mg-Fe Carbonate	3794931	619	4.76%	1.72%	34154379.00	
Mg-Fe-Mn Carbo...	2445823	530	3.07%	1.11%	22012407.00	
Plagioclase	1830637	326	2.29%	2.23%	16475733.00	
Tourmaline	1002604	213	1.26%	1.37%	9023436.00	
Rutile	770007	568	0.97%	1.49%	6930063.00	
Chlonte	759851	377	0.95%	1.04%	6838659.00	
Al sulfate with P	131729	51	0.17%	0.06%	1185561.00	
Siderite (+Mn)	96069	261	0.12%	0.17%	864621.00	
Apatite	87560	228	0.11%	0.13%	788040.00	
Titanite	69102	616	0.09%	0.11%	621918.00	
Calcite	66761	404	0.08%	0.08%	600849.00	
AgTe	14969	138	0.02%	0.05%	134721.00	
Pb-Al-P +/- Fe Ca	10235	44	0.01%	0.02%	92115.00	
Chalcopyrite	6036	41	0.01%	0.01%	54324.00	
Ankerite	4819	59	0.01%	0.01%	43371.00	
Bi-Te-Al-P +/- Fe	4274	57	0.01%	0.00%	38466.00	
Galena	2833	40	0.00%	0.01%	25497.00	
Dolomite	2301	42	0.00%	0.00%	20709.00	
Bi-Al-P +/- Fe Ca	462	8	0.00%	0.00%	4158.00	
Arsenopyrite	457	7	0.00%	0.00%	4113.00	
Sphalerite	339	5	0.00%	0.00%	3051.00	
Tennantite	127	7	0.00%	0.00%	1143.00	
Pb-Bi-Al-P +/- Fe Ca	123	2	0.00%	0.00%	1107.00	
Tetrahedrite	104	3	0.00%	0.00%	936.00	
Pb Te (Altaite)	89	1	0.00%	0.00%	801.00	
Bi <sub>2</sub> -Te <sub>3</sub>	43	2	0.00%	0.00%	387.00	
Gold	20	2	0.00%	0.00%	180.00	
Electrum	6	1	0.00%	0.00%	54.00	
BiTe (Tsumoite)	4	1	0.00%	0.00%	36.00	
Background	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Acanthite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuth	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bi-Pb-Te	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuthinite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Glass-slide	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Unknown	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Low_Counts	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
No_XRay	0	0	0.00%	0.00%	0.00	

C) Cartographie de lame mince de l'échantillon 407979 du forage DO-18-158.



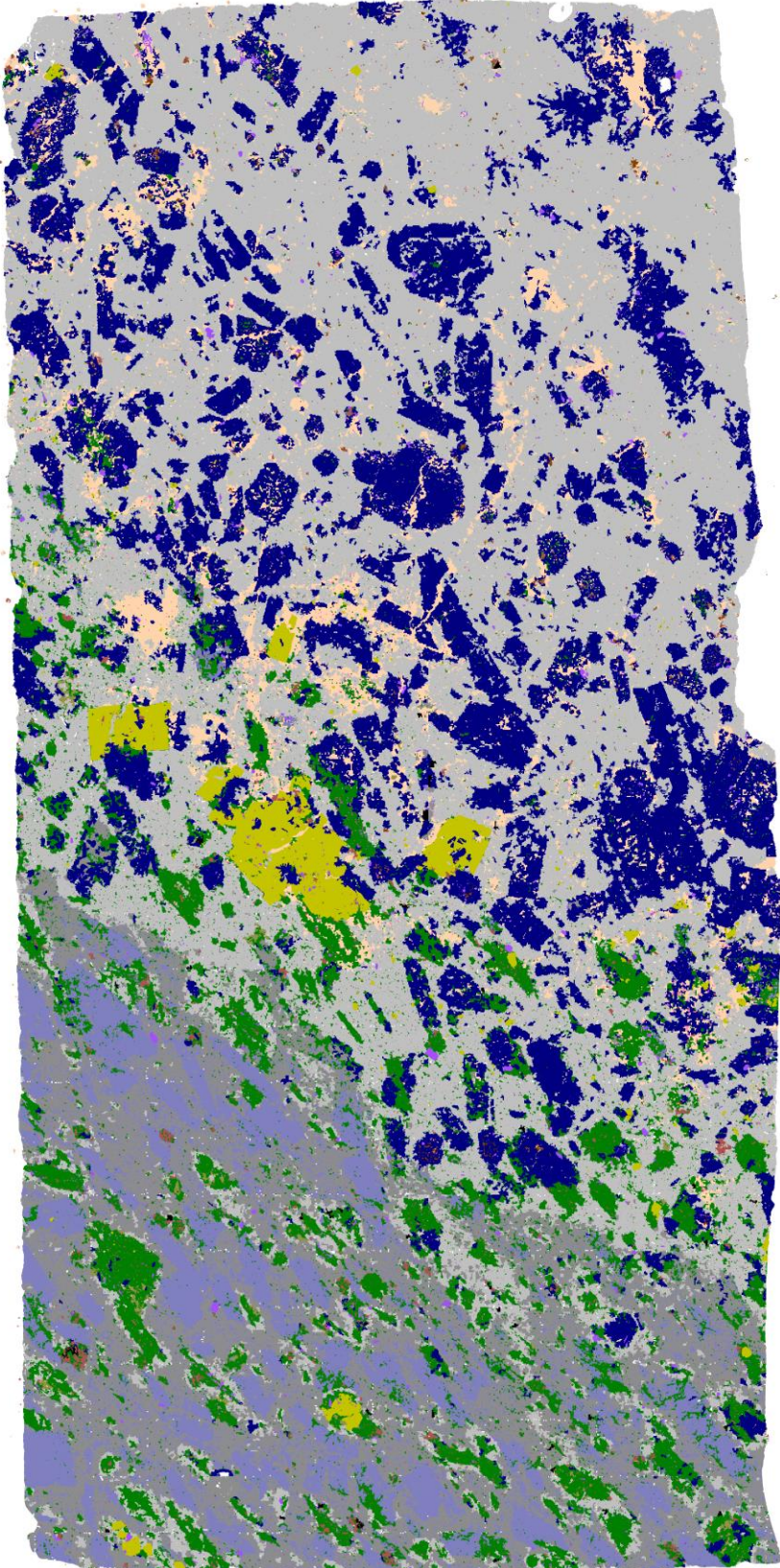
Modal Mineralogy - DO_18_158_407979 GXMAP						
Name	Pixels	Particles	Area %	Weight %	Area Microns	
Quartz	60397279	397	65.31%	55.28%	543575511.00	
Pyrite	15032910	1231	16.26%	26.26%	135296190.00	
Toumaline	12578259	269	13.60%	13.16%	113204331.00	
Muscovite	2413944	510	2.61%	2.38%	21725496.00	
Tennantite	747034	296	0.81%	1.21%	6723306.00	
Plagioclase	388089	133	0.42%	0.36%	3492801.00	
Rutile	385413	286	0.42%	0.57%	3468717.00	
Bi-Al-P +/- Fe Ca	103635	170	0.11%	0.15%	932715.00	
Pb-Al-P +/- Fe Ca	96169	205	0.10%	0.13%	865521.00	
Chalcopyrite	78963	159	0.09%	0.12%	710667.00	
Tetrahedrite	59596	184	0.06%	0.10%	536364.00	
Bi-Te-Al-P +/- Fe	45284	182	0.05%	0.02%	407556.00	
Galena	44443	263	0.05%	0.11%	399987.00	
Titanite	21137	134	0.02%	0.03%	190233.00	
Pb-Bi-Al-P +/- Fe Ca	20457	132	0.02%	0.01%	184113.00	
Calcite	18522	134	0.02%	0.02%	166698.00	
AgTe	13941	90	0.02%	0.04%	125469.00	
PbTe (Altaite)	9894	94	0.01%	0.00%	89046.00	
Gold	4969	44	0.01%	0.03%	44721.00	
Bi <sub>2</sub> -Te <sub>3</sub>	4629	42	0.01%	0.01%	41661.00	
Bi-Pb-Te	3592	79	0.00%	0.00%	32328.00	
Dolomite	2883	43	0.00%	0.00%	25947.00	
BiTe (Tsumoite)	2753	47	0.00%	0.01%	24777.00	
Ankerite	2145	29	0.00%	0.00%	19305.00	
Sphalerite	1152	27	0.00%	0.00%	10368.00	
Siderite (+Mn)	363	3	0.00%	0.00%	3267.00	
Arsenopyrite	282	7	0.00%	0.00%	2538.00	
Chlorite	258	4	0.00%	0.00%	2322.00	
Acanthite	211	8	0.00%	0.00%	1899.00	
Electrum	106	6	0.00%	0.00%	954.00	
Mg-Fe-Mn Carbo...	98	3	0.00%	0.00%	882.00	
Mg-Fe Carbonate	66	2	0.00%	0.00%	594.00	
Bismuthinite	52	2	0.00%	0.00%	468.00	
Al sulfate with P	42	1	0.00%	0.00%	378.00	
Background	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Apatite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuth	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Glass-slide	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Unknown	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Low_Counts	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
No_XRay	0	0	0.00%	0.00%	0.00	

D) Cartographie de lame mince de l'échantillon 408008 du forage DO-18-160.



Modal Mineralogy - DO_18_160_408008 GXMAP						
Name	Pixels	Particles	Area %	Weight %	Area Microns	
Quartz	31262258	365	36.40%	30.43%	281360322.00	
Muscovite	25258351	531	29.41%	26.46%	227325159.00	
Pyrite	12897221	398	15.02%	23.96%	116074989.00	
Toumaline	12186548	295	14.19%	13.56%	109678932.00	
Plagioclase	1563982	267	1.82%	1.56%	14075838.00	
Apatite	1076561	380	1.25%	1.27%	9689049.00	
Rutile	788834	383	0.92%	1.24%	7099506.00	
Chalcopyrite	285718	230	0.33%	0.45%	2571462.00	
Galena	217949	281	0.25%	0.60%	1961541.00	
Sphalerite	206226	140	0.24%	0.31%	1856034.00	
Ankerite	88518	121	0.10%	0.10%	796662.00	
Chlorite	10184	79	0.01%	0.01%	91656.00	
Titanite	10098	110	0.01%	0.01%	90882.00	
Tennantite	5321	14	0.01%	0.01%	47889.00	
Calcite	5021	60	0.01%	0.01%	45189.00	
AgTe	2609	56	0.00%	0.01%	23481.00	
Bi-Te-Al-P +/- Fe	1805	17	0.00%	0.00%	16245.00	
PbTe (Altaite)	1597	38	0.00%	0.00%	14373.00	
Arsenopyrite	1454	29	0.00%	0.00%	13086.00	
Siderite (+Mn)	1232	20	0.00%	0.00%	11088.00	
Dolomite	1005	16	0.00%	0.00%	9045.00	
Pb-Al-P +/- Fe Ca	706	9	0.00%	0.00%	6354.00	
Bi-Pb-Te	508	13	0.00%	0.00%	4572.00	
Tetrahedrite	431	6	0.00%	0.00%	3879.00	
Mg-Fe-Mn Carbo...	428	4	0.00%	0.00%	3852.00	
Bi <sub>2</sub> -Te <sub>3</sub>	235	8	0.00%	0.00%	2115.00	
Gold	165	4	0.00%	0.00%	1485.00	
Mg-Fe Carbonate	121	3	0.00%	0.00%	1089.00	
BiTe (Tsumoite)	32	2	0.00%	0.00%	288.00	
Electrum	26	3	0.00%	0.00%	234.00	
Acanthite	17	2	0.00%	0.00%	153.00	
Al sulfate with P	5	1	0.00%	0.00%	45.00	
Background	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuth	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Pb-Bi-Al-P +/- Fe Ca	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bi-Al-P +/- Fe Ca	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuthinite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Glass-slide	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Unknown	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Low_Counts	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
No_XRay	0	0	0.00%	0.00%	0.00	

E) Cartographie de lame mince de l'échantillon 408056 du forage DO-18-173.



Modal Mineralogy - DO_18_173_408056 GXMAP						
Name	Pixels	Particles	Area %	Weight %	Area Microns	
Quartz	39043864	412	42.89%	39.97%	351394753.47	
Tourmaline	16791876	351	18.45%	19.65%	151126874.31	
Plagioclase	11257538	206	12.37%	11.79%	101317835.50	
Chlonte	8331239	401	9.15%	9.75%	74981146.19	
Muscovite	7627402	320	8.38%	8.40%	68646613.60	
Calcite	4378041	372	4.81%	4.63%	39402366.47	
Pyrite	1675787	253	1.84%	3.27%	15082082.03	
Titanite	904398	427	0.99%	1.23%	8139581.48	
Apatite	527855	406	0.58%	0.66%	4750694.70	
Chalcopyrite	180562	159	0.20%	0.30%	1625057.90	
Ankerite	125382	233	0.14%	0.15%	1128437.93	
Rutile	105594	275	0.12%	0.18%	950345.94	
Glass-slide	42341	29	0.05%	0.03%	381068.98	
Unknown	25674	7	0.03%	0.00%	231065.99	
Dolomite	3925	41	0.00%	0.00%	35325.00	
AgTe	438	10	0.00%	0.00%	3942.00	
Sidente (+Mn)	261	7	0.00%	0.00%	2349.00	
Gold	65	2	0.00%	0.00%	585.00	
Galena	5	1	0.00%	0.00%	45.00	
Bi-Pb-Te	4	1	0.00%	0.00%	36.00	
Background	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Mg-Fe Carbonate	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Mg-Fe-Mn Carbo...	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Arsenopyrite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Sphalerite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Acanthite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Tetrahedrite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Tennantite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Electrum	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
BiTe (Tsumoite)	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuth	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
PbTe (Altaite)	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Pb-Al-P +/- Fe Ca	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Pb-Bi-Al-P +/- Fe Ca	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bi-Al-P +/- Fe Ca	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bi-Te-Al-P +/- Fe	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Bismuthinite	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Al sulfate with P	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
Low_Counts	0	0	0.00%	0.00%	0.00	
No_XRay	0	0	0.00%	0.00%	0.00	

## ANNEXE B

### TABLEAU DE GÉOCHIMIE DES ROCHES DE DORLIN (Actlab)

Report Number: A20-14891

Report Date: 25/1/2021

Analyte Symbol	Au	As	Br	Cr	Ir	Sb	Sc	Se	Mass	Cd	Cu	Ni
Unit Symbol	ppb	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	g	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	2	0,5	0,5	5	5	0,2	0,1	3		0,5	1	1
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP
Roche volcanique mafiques à intermédiaire												
408044	97	61,7	< 0,5	120	< 5	1,6	15,7	< 3	31,4	< 0,5	97	50
414170	71	161	< 0,5	78	< 5	9,6	15,2	< 3	30,1	< 0,5	99	35
408026	1310	165	< 0,5	114	< 5	25,3	19,1	< 3	30,3	0,5	145	44
408017	23	53	< 0,5	246	< 5	3	20,2	< 3	33,4	< 0,5	47	91
408033	22	120	< 0,5	215	< 5	3,1	17,9	< 3	34,9	< 0,5	26	100
408036	< 2	14,4	< 0,5	227	< 5	3,7	18,9	< 3	32,8	< 0,5	108	97
406937	36	33,7	< 0,5	79	< 5	4,9	15,4	< 3	30,8	< 0,5	86	33
406909	7	125	< 0,5	116	< 5	1,9	21,5	< 3	33,8	< 0,5	208	38
406903	32	73	< 0,5	261	< 5	2	21,4	< 3	28,6	< 0,5	120	93
406972	68	102	< 0,5	75	< 5	3,3	14	< 3	25	< 0,5	89	34
406983	< 2	14,9	< 0,5	87	< 5	1,5	15,1	< 3	29,1	< 0,5	80	43
406990	57	215	< 0,5	101	< 5	2,6	18	< 3	27,5	< 0,5	135	37
406973	141	138	< 0,5	78	< 5	17,3	13,5	4	30,6	< 0,5	111	33
414169	< 2	9,3	< 0,5	106	< 5	1,1	20,3	< 3	34,7	< 0,5	104	34
406999	83	8,5	< 0,5	124	< 5	1,7	23,7	< 3	31,7	< 0,5	298	39
408039	7	29,4	< 0,5	193	< 5	3,1	31,9	< 3	31,1	< 0,5	156	55
Volcanoclastites mafiques												
407980	93	81,8	< 0,5	41	< 5	1,4	6,6	< 3	30,3	< 0,5	10	36
407981	156	35,2	< 0,5	35	< 5	1,4	4,3	< 3	30,4	< 0,5	155	37
408030	427	306	< 0,5	76	< 5	1,7	12,1	8	32,7	0,9	18	42
408032	41	245	< 0,5	90	< 5	2,4	17	10	30	< 0,5	77	39
408019	205	122	< 0,5	118	< 5	1,8	17,1	< 3	32,4	< 0,5	6	53
408040	267	254	< 0,5	85	< 5	2,8	17,4	< 3	34	< 0,5	18	32
406919	128	310	< 0,5	160	< 5	1,9	20,8	< 3	32,7	< 0,5	53	56
407988	32	120	< 0,5	99	< 5	2,3	16,5	< 3	31,6	< 0,5	143	30
406978	53	275	< 0,5	100	< 5	3	17,2	< 3	26,4	< 0,5	174	38
407990	19	106	< 0,5	177	< 5	6,8	21,4	< 3	29,8	< 0,5	234	53
414159	158	58,5	< 0,5	74	< 5	1,1	16,1	< 3	29,4	< 0,5	33	46
414164	15	14,9	< 0,5	190	< 5	1,7	18	< 3	33,9	< 0,5	134	105
Tufs intermédiaires												
406913	337	108	< 0,5	113	< 5	1,9	17,5	< 3	29	< 0,5	27	42
414152	184	201	< 0,5	107	< 5	2,7	18,9	< 3	36,4	< 0,5	22	34
406922	31	127	< 0,5	106	< 5	3,7	19,5	< 3	33,2	< 0,5	29	38
406939	406	531	< 0,5	96	< 5	3,8	18,1	< 3	33,7	< 0,5	140	33
406948	104	220	< 0,5	91	< 5	2,4	17,5	< 3	29,6	< 0,5	61	38
407997	9	79,9	< 0,5	110	< 5	4,5	18,1	< 3	30,1	< 0,5	62	36
408000	< 2	28	< 0,5	108	< 5	5,8	19,1	< 3	31,9	1,3	132	36
406912	76	65,7	< 0,5	130	< 5	2	20,3	< 3	30,3	0,5	37	36
Roches volcaniques altérées												



407978	275	71,7	< 0.5	33	< 5	1,3	5,6	< 3	36,8	< 0.5	100	43
407979	1600	197	< 0.5	30	< 5	1,5	4,5	< 3	37,6	0,5	33	48
407983	107	24,4	< 0.5	29	< 5	0,5	3,1	< 3	34,2	< 0.5	4	27
407982	260	24,4	< 0.5	67	< 5	1,7	10	< 3	33,1	< 0.5	12	29
407984	156	30,3	< 0.5	60	< 5	2,3	10,3	< 3	32,4	< 0.5	4	33
408008	3570	400	< 0.5	109	< 5	15,3	18,2	46	35,6	2,6	389	72
406975	928	165	< 0.5	79	< 5	12,9	7,6	< 3	35,4	< 0.5	112	61
407996	84	312	< 0.5	73	< 5	44,4	10,7	< 3	30,7	< 0.5	500	16
406959	468	293	< 0.5	50	< 5	13,6	8,5	< 3	32,2	< 0.5	54	37
407999	26600	1080	< 0.5	128	< 5	525	18	58	1,01	3,5	2370	82
408003	223	87,1	< 0.5	52	< 5	3,3	7,4	< 3	32	< 0.5	62	36
408054	22	17,8	< 0.5	45	< 5	0,7	4	< 3	33	< 0.5	39	30
414163	956	68,6	< 0.5	86	< 5	2	7,2	< 3	35,7	0,9	6910	123
Granodiorites												
408047	50	199	< 0.5	80	< 5	1,5	12,3	< 3	36,2	< 0.5	98	41
408041	69	34,5	< 0.5	69	< 5	4,6	15	< 3	32,9	< 0.5	118	27
407986	< 2	5,3	< 0.5	88	< 5	1,9	8	< 3	30,2	< 0.5	15	54
408004	31	27,6	< 0.5	110	< 5	3,5	20,9	< 3	32,5	< 0.5	117	34
406911	17	16,3	< 0.5	< 5	< 5	1	3,3	< 3	31,7	< 0.5	8	7
406943	< 2	10,1	< 0.5	94	< 5	3,8	9,6	< 3	29,2	< 0.5	13	55
406945	< 2	3,5	< 0.5	86	< 5	2,1	8,7	< 3	32,6	< 0.5	49	58
408042	35	47,7	< 0.5	87	< 5	4,3	16	< 3	34,8	< 0.5	64	27
Porphyre à quartz												
408012	16	5,9	< 0.5	< 5	< 5	1,7	1	< 3	30,2	< 0.5	4	2
406997	10	6,1	< 0.5	57	< 5	1,5	9,3	< 3	31,4	< 0.5	36	31
Porphyre mafique												
406961	17	73,9	< 0.5	94	< 5	2,5	18,7	< 3	27,5	< 0.5	105	37
406996	20	5,8	< 0.5	75	< 5	2	14,1	< 3	29,7	< 0.5	214	36
406982	73	36,9	< 0.5	82	< 5	2,1	19	< 3	31,3	< 0.5	334	32
406984	< 2	19,4	< 0.5	145	< 5	2,8	29	< 3	35,7	< 0.5	34	42
408048	41	11,6	< 0.5	181	< 5	1	19,7	< 3	30,1	< 0.5	37	81
408049	16	8,8	< 0.5	126	< 5	1,9	17,4	< 3	31,3	< 0.5	101	44
Diorite												
408023	246	12,3	< 0.5	224	< 5	3,1	15,9	< 3	31,2	< 0.5	45	53
408020	385	156	< 0.5	255	< 5	2,6	14,3	< 3	31,2	< 0.5	104	189
414162	39	5,5	< 0.5	67	< 5	2,6	24,3	< 3	29,6	< 0.5	79	38
406989	8	5,1	< 0.5	159	< 5	1,8	24,1	< 3	30,8	< 0.5	53	64
406988	8	6,8	< 0.5	109	< 5	2,1	22,1	< 3	32,8	< 0.5	51	39
406944	< 2	4,8	< 0.5	32	< 5	2,6	5,5	< 3	32	< 0.5	7	20
406955	< 2	9,3	< 0.5	297	< 5	2,9	15,3	< 3	33,2	< 0.5	26	132
406928	< 2	47,8	< 0.5	336	< 5	2,7	16,8	< 3	31,7	< 0.5	39	135
Porphyres mafiques altérés												
406998	80	16,6	< 0.5	43	< 5	1,5	8,1	< 3	33,8	< 0.5	356	25
407000	347	46,5	< 0.5	25	< 5	7,1	4,6	< 3	31	< 0.5	2960	22

Analyte Symbol	Zn	S	Ag	Pb	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
Unit Symbol	ppm	%	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%
Detection Limit	1	0,001	0,3	5	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01
Analysis Method	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
Roche volcanique mafiques à intermédiaire												
408044	190	3,76	1,4	31	57,34	11,6	13,39	0,256	3,43	0,39	0,1	2,45
414170	97	3,58	0,7	7	56,59	12,58	11,67	0,18	4,29	0,41	0,3	3,3
408026	75	4,38	0,9	13	52,73	15,55	11,59	0,145	2,93	0,25	0,83	3,53
408017	74	0,631	< 0,3	< 5	52,55	12,63	9,45	0,193	5,99	7,28	2,59	1,09
408033	118	2,42	0,3	< 5	53,88	12,58	17,26	0,127	7,16	0,47	0,03	1,17
408036	61	0,085	< 0,3	< 5	53,38	12,32	9,96	0,202	6,18	5,9	2,01	1,68
406937	232	1,16	0,7	< 5	54,96	13,09	10,2	0,294	3,96	4,01	1,01	3,06
406909	74	1,4	0,5	< 5	57,06	14,24	9,12	0,109	4,12	3,95	2,5	2,25
406903	91	0,738	< 0,3	< 5	54,53	13,16	9,38	0,128	5,78	5,22	1,89	2,09
406972	135	2,5	1,1	< 5	53,11	12,99	12,15	0,325	3,92	1,62	0,11	3,99
406983	46	0,127	< 0,3	< 5	55,46	14,69	10,44	0,075	4,88	3,94	0,91	3,01
406990	165	3,2	0,6	27	56,7	12,86	11,34	0,265	4,26	1,03	0,08	4,03
406973	65	7,1	1	5	58,01	12,61	11,46	0,097	2,96	0,8	0,26	2,98
414169	81	0,025	< 0,3	< 5	55,43	12,99	8,62	0,138	4,21	6,62	2,82	1,4
406999	66	0,179	< 0,3	< 5	53,05	12,48	7,44	0,094	4,86	4,5	1,59	2,57
408039	57	0,15	< 0,3	< 5	47,58	13,7	12,15	0,224	5,97	6,56	2,22	1,87
Volcanoclastites mafiques												
407980	98	5,04	1	28	59,06	12,93	12,07	0,12	3,65	0,5	0,33	2,1
407981	218	3,93	0,8	9	55,75	13,98	13,82	0,149	4,94	0,47	0,15	2,38
408030	360	8,06	4,3	329	49,98	13,37	16,73	0,13	4,65	0,54	0,4	1,91
408032	82	4,24	0,5	13	52,51	13,2	12,73	0,234	4,89	0,5	0,18	3,22
408019	83	4,91	0,6	< 5	54,42	12,31	16,79	0,232	4,5	0,43	0,05	1,76
408040	71	1,63	0,4	< 5	60,18	14,01	12,01	0,094	4,04	0,41	0,06	3,14
406919	167	4,65	0,6	6	55,57	12,17	14,21	0,226	5,02	0,5	0,1	2,15
407988	113	1,87	0,7	11	56,22	12,73	10,72	0,228	4,17	3,47	0,33	3,09
406978	151	3,62	0,6	7	54,61	12,83	12,52	0,307	4,82	0,67	0,16	3,1
407990	151	1,17	0,4	< 5	54,34	12,33	13,53	0,199	4,53	1,08	0,1	2,92
414159	254	2,64	0,5	19	56,02	12,01	15,51	0,164	6,52	0,46	0,22	0,72
414164	482	0,315	0,4	10	48,32	13,18	15,41	0,353	8,23	3,2	0,06	1,01
Tufts intermédiaires												
406913	218	4,37	0,9	12	52,37	12,59	16,83	0,333	3,91	0,41	0,05	2,87
414152	252	3,65	0,6	13	55	12,35	14,74	0,353	4,83	0,55	0,08	2,35
406922	133	2,03	0,4	7	59,25	12,9	13,22	0,186	4,65	0,47	0,04	3,17
406939	98	2,61	0,6	< 5	54,75	12,63	12,27	0,201	4,35	3,05	0,09	3,57
406948	175	2,37	0,9	20	53,16	12,11	16,24	0,334	4,31	0,34	0,04	3,39
407997	112	2,69	0,5	19	53,54	12	11,56	0,23	4,41	2,28	0,12	3,36
408000	486	0,676	0,3	7	53,01	12,12	9,18	0,244	4,31	5,42	0,92	2,42
406912	224	3,16	1	11	48,56	12,51	17,96	0,452	4,55	0,42	0,05	2,74
Roches volcaniques altérées												

407978	27	8,94	1,7	38	58,27	13,72	14,13	0,011	2,44	0,31	0,76	0,61
407979	48	11,1	7	163	54,42	13,52	16,9	0,018	2,77	0,85	0,77	0,17
407983	30	1,19	0,5	< 5	73,63	12,72	4,83	0,028	2,87	0,61	0,76	0,14
407982	27	1,48	0,7	< 5	68,64	12,22	5,42	0,083	3,37	1,99	0,63	0,38
407984	35	1,59	0,7	< 5	69,37	13,77	5,73	0,05	2,35	0,68	0,56	1,46
408008	504	12,8	25	692	47,97	15,77	16,66	0,014	1,62	0,62	0,33	4,09
406975	61	6,36	3,4	46	63,37	13,9	11,44	0,02	2,9	0,27	0,86	0,24
407996	76	1,07	2,5	6	71,82	11,86	4,67	0,08	2,68	1,22	0,56	0,95
406959	46	7,92	1,5	14	58,41	12,87	12,25	0,054	3,29	1,27	0,65	0,86
407999	382	> 20,0	> 100	1420	19,2	9,96	44,29	0,02	1,51	0,07	0,33	0,65
408003	66	3,22	1,7	30	71,88	13,21	5,84	0,015	2,26	0,26	0,39	0,41
408054	12	1,23	0,6	< 5	71,95	11,39	6,41	0,024	2,76	1,75	0,74	0,16
414163	57	10,3	17,9	200	43,42	12,57	17,37	0,175	5,07	4,05	0,7	0,14
Granodiorites												
408047	157	3,42	0,6	7	54,66	12,46	13,31	0,223	5,24	0,51	0,1	2,19
408041	58	0,174	0,4	< 5	58,51	13,86	7,94	0,156	3,24	5,21	2,62	2,68
407986	57	0,045	< 0,3	< 5	64,23	14,13	4,4	0,057	2,56	3,61	3,77	2,2
408004	108	0,261	< 0,3	6	56,74	13,36	8,8	0,196	3,92	5,36	3,66	1,04
406911	50	0,069	0,4	< 5	69,91	15,73	2,34	0,023	1,07	0,83	5,23	2,34
406943	62	0,018	0,3	7	63,19	14,54	4,69	0,066	2,64	4,1	4,14	1,72
406945	59	0,013	0,3	< 5	62,6	13,55	4,53	0,062	2,69	4,03	3,87	1,78
408042	50	0,341	0,3	< 5	57,67	13,46	8,19	0,148	3,2	5,42	2,67	2,46
Porphyre à quartz												
408012	38	0,034	< 0,3	5	76,96	13,83	0,94	0,02	0,39	0,24	2,27	3,46
406997	67	0,105	< 0,3	< 5	57,57	14,09	4,95	0,069	2,92	4,03	2,11	3,17
Porphyre mafique												
406961	94	2,39	0,5	8	55,3	12,52	9,51	0,269	4,82	4,25	0,23	3,24
406996	49	0,033	0,4	6	56,58	13,4	8,09	0,099	4,16	5,84	3,17	0,93
406982	72	0,315	0,6	< 5	60,67	14,89	10,61	0,043	3,63	0,49	1,79	2,44
406984	43	0,071	< 0,3	< 5	55,66	13,75	12,16	0,094	5,31	6,87	0,39	0,89
408048	59	2,24	0,4	< 5	50,31	13,44	12,41	0,102	7,87	3,58	1,92	1,38
408049	41	0,195	< 0,3	< 5	58,32	14,8	7,83	0,079	3,65	3,56	3,05	3,11
Diorite												
408023	68	0,616	< 0,3	< 5	51,06	11,81	7,26	0,13	5,31	7,07	1,84	2,73
408020	99	0,44	< 0,3	6	43,33	9,89	9,9	0,205	6,67	9,71	0,06	2,22
414162	78	0,044	0,4	15	40,22	13,51	10,32	0,159	6,24	9,31	3,55	0,55
406989	79	0,135	0,4	7	40,97	12,84	9,05	0,167	6,67	9,4	2,67	1,27
406988	95	0,057	< 0,3	7	40,97	13,56	8,69	0,169	5,78	9,02	1,62	2,12
406944	66	0,004	0,4	< 5	68,68	15,06	3,45	0,02	1,56	0,78	4,66	1,91
406955	64	0,036	0,4	< 5	50,55	11,77	6,32	0,102	6,75	6,53	2,76	1,21
406928	65	0,039	< 0,3	< 5	49,77	12,14	6,52	0,108	6,76	6,89	0,67	2,91
Porphyres mafiques altérés												
406998	40	0,65	0,5	< 5	67,29	15,19	3,75	0,06	4,27	2,08	0,95	0,23
407000	65	0,955	0,7	5	69,21	13,81	4,57	0,057	3,99	1,72	0,82	0,1

Report Number: A20-14891

Analyte Symbol	TiO2	P2O5	LOI	Total	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr
Unit Symbol	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0,001	0,01		0,01	1	1	5	2	2	1	2	20
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	GRAV	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS
Roche volcanique mafiques à intermédiaire												
408044	0,758	0,25	8,26	98,23	22	< 1	186	993	27	14	82	150
414170	0,81	0,26	10,25	100,6	22	< 1	198	1131	38	14	91	120
408026	1,002	0,16	10,03	98,73	29	1	247	1026	87	23	119	160
408017	0,882	0,29	7,63	100,6	26	< 1	214	648	292	15	84	300
408033	0,871	0,29	6,57	100,4	26	< 1	222	448	18	16	87	310
408036	0,847	0,29	7,16	99,94	26	< 1	219	3853	425	15	81	310
406937	0,836	0,28	8,45	100,2	23	< 1	202	2037	274	15	95	110
406909	0,907	0,3	5,9	100,5	25	1	214	708	190	17	100	120
406903	0,924	0,29	6,48	99,87	27	1	223	652	353	16	88	310
406972	0,866	0,3	10,89	100,3	23	< 1	197	2148	52	16	98	120
406983	0,933	0,32	5,86	100,5	26	< 1	239	786	74	17	85	160
406990	0,855	0,29	8,67	100,4	23	< 1	198	2188	66	16	100	140
406973	0,828	0,25	8,82	99,07	20	1	182	1710	103	12	100	100
414169	0,854	0,28	6,86	100,2	23	< 1	206	788	353	17	90	120
406999	0,833	0,26	12,66	100,3	26	1	212	433	190	17	85	120
408039	0,765	0,19	7,92	99,15	34	1	262	1515	291	13	48	210
Volcanoclastites mafiques												
407980	0,867	0,27	6,98	98,88	23	< 1	201	591	48	16	103	130
407981	0,895	0,31	7,22	100,1	25	< 1	219	904	40	18	106	130
408030	0,856	0,3	10,81	99,66	22	< 1	197	479	53	15	106	130
408032	0,843	0,28	10,51	99,11	24	< 1	212	1175	26	16	96	120
408019	0,823	0,29	7,43	99,02	24	< 1	207	683	20	15	89	160
408040	0,831	0,28	4,93	99,99	20	1	176	1134	23	17	117	90
406919	0,819	0,28	8,96	100	23	< 1	204	808	31	15	91	170
407988	0,849	0,28	8,18	100,3	22	< 1	197	2036	206	15	95	110
406978	0,844	0,27	10,15	100,3	23	< 1	195	2395	46	16	99	130
407990	0,798	0,28	10,24	100,3	22	< 1	192	1420	58	14	94	180
414159	0,774	0,27	8	100,7	27	< 1	210	239	41	13	83	130
414164	0,903	0,31	9	99,98	27	< 1	235	404	82	16	89	310
Tufs intermédiaires												
406913	0,785	0,26	9,44	99,83	22	< 1	191	1036	20	15	93	130
414152	0,776	0,27	9,16	100,4	22	< 1	190	862	26	15	90	130
406922	0,864	0,3	5,36	100,4	23	< 1	200	1734	24	15	101	120
406939	0,803	0,28	8,35	100,3	22	< 1	192	2269	135	16	99	110
406948	0,8	0,22	9,38	100,3	22	< 1	187	2352	24	15	97	120
407997	0,787	0,26	11,41	99,97	22	< 1	190	1232	106	16	90	130
408000	0,808	0,27	10,04	98,73	22	< 1	192	1485	295	16	91	130
406912	0,86	0,27	10,86	99,23	22	< 1	194	1042	22	17	95	130
Roches volcaniques altérées												

407978	0,896	0,18	6,87	98,21	24	1	211	174	86	15	96	130
407979	0,823	0,34	8,14	98,71	21	1	195	51	112	15	107	140
407983	0,71	0,26	2,24	98,81	13	1	128	52	79	9	103	130
407982	0,785	0,3	4,26	98,09	21	1	186	122	156	12	88	130
407984	0,779	0,26	3,11	98,12	15	2	150	480	95	12	109	110
408008	1,109	0,35	10,35	98,89	35	1	295	1321	75	12	108	190
406975	0,93	0,11	5,02	99,05	25	1	223	74	87	10	104	250
407996	0,816	0,27	3,65	98,57	23	1	193	408	124	14	82	140
406959	0,794	0,31	7,65	98,4	22	1	184	336	194	13	94	110
407999	0,603	0,2	22,19	99,03	22	1	156	342	118	14	67	110
408003	0,845	0,29	3,51	98,92	22	1	207	189	42	13	99	180
408054	0,798	0,29	2,36	98,62	11	< 1	132	20	267	17	102	150
414163	0,894	0,31	10,29	95	25	1	219	48	246	8	94	330
Granodiorites												
408047	0,832	0,29	8,41	98,22	23	< 1	199	931	28	14	97	140
408041	0,795	0,26	4,2	99,48	20	1	173	1622	408	17	112	90
407986	0,484	0,18	4,67	100,3	9	1	81	1198	347	8	110	100
408004	0,839	0,3	6,41	100,6	23	< 1	209	650	450	16	98	120
406911	0,299	0,08	2,18	100	4	1	32	1192	306	3	114	< 20
406943	0,494	0,18	4,9	100,7	10	1	81	1199	373	8	121	100
406945	0,491	0,18	5,09	98,89	9	1	82	1165	365	9	112	100
408042	0,816	0,27	5,04	99,35	19	1	169	1642	368	16	111	80
Porphyre à quartz												
408012	0,045	0,05	1,99	100,2	2	1	9	1237	46	3	39	< 20
406997	0,619	0,33	9,06	98,9	10	1	90	1258	234	9	125	60
Porphyre mafique												
406961	0,843	0,29	8,96	100,2	22	< 1	189	1663	221	15	99	120
406996	0,842	0,31	7,06	100,5	24	< 1	207	292	237	17	94	120
406982	0,875	0,29	3,71	99,43	20	1	184	547	102	19	121	90
406984	0,987	0,29	4,31	100,7	31	< 1	269	243	476	17	72	150
408048	0,917	0,3	7,56	99,79	29	1	253	175	173	18	86	240
408049	0,748	0,26	4,05	99,47	17	1	152	564	400	15	96	110
Diorite												
408023	0,896	0,25	11,72	100,1	18	1	168	4247	484	15	112	250
408020	1,921	1,59	14,33	99,82	19	1	168	905	532	25	84	330
414162	1,306	1,37	13,57	100,1	32	2	305	772	432	45	164	90
406989	1,047	0,75	14,61	99,43	36	2	263	2450	671	39	186	260
406988	1,011	0,9	16,38	100,2	27	2	261	1520	584	41	197	140
406944	0,419	0,14	2,13	98,82	6	< 1	54	890	260	5	114	40
406955	0,667	0,62	10,98	98,26	17	1	132	1805	479	15	171	330
406928	0,71	0,69	11,59	98,75	17	1	138	2484	789	14	178	340
Porphyres mafiques altérés												
406998	0,994	0,36	3,63	98,8	29	2	280	143	169	11	115	180
407000	0,532	0,09	3,43	98,34	13	1	113	28	143	12	92	80

Report Number: A20-14891

Analyte Symbol	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	1	20	10	30	1	1	5	2	1	2	0,5	0,2
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
Roche volcanique mafiques à intermédiaire												
408044	28	40	90	170	13	< 1	47	46	2	< 2	0,9	0,2
414170	24	30	100	90	15	< 1	81	71	3	< 2	0,5	< 0,2
408026	28	30	140	70	19	< 1	46	79	4	2	0,6	0,2
408017	28	90	50	70	13	1	30	13	3	< 2	< 0,5	< 0,2
408033	38	90	30	110	15	< 1	60	31	3	< 2	< 0,5	< 0,2
408036	29	100	110	60	14	1	13	26	3	< 2	< 0,5	< 0,2
406937	22	30	90	230	15	< 1	17	71	3	< 2	0,6	0,2
406909	34	30	200	70	16	< 1	74	53	3	2	0,5	< 0,2
406903	31	90	120	90	15	1	58	50	3	< 2	< 0,5	< 0,2
406972	22	30	90	130	15	< 1	53	86	3	4	0,8	< 0,2
406983	23	50	80	50	18	1	15	112	3	< 2	< 0,5	< 0,2
406990	24	50	140	160	16	< 1	131	85	3	3	0,6	< 0,2
406973	18				14	< 1	113	65	5	3		< 0,2
414169	21				14	1	7	30	3	< 2		< 0,2
406999	14				13	2	8	73	3	2		< 0,2
408039	24				14	2	26	37	1	< 2		< 0,2
Volcanoclastites mafiques												
407980	31	30	10	90	16	1	103	47	3	3	0,6	< 0,2
407981	27	30	160	200	16	< 1	52	55	3	2	0,7	< 0,2
408030	35	30	20	340	16	< 1	187	42	3	10	2	< 0,2
408032	28	30	80	90	16	< 1	181	71	3	< 2	0,6	< 0,2
408019	36	40	< 10	80	14	< 1	78	37	3	2	< 0,5	< 0,2
408040	31	30	10	70	16	1	126	62	3	2	< 0,5	< 0,2
406919	28	50	50	160	14	< 1	151	42	3	2	0,5	< 0,2
407988	18	20	140	100	14	< 1	56	53	3	< 2	0,5	0,3
406978	25	30	170	130	14	< 1	99	52	3	4	0,5	< 0,2
407990	25	50	230	140	14	1	54	58	3	< 2	0,5	0,4
414159	41	50	30	230	15	1	51	17	2	2	< 0,5	< 0,2
414164	19	110	130	490	16	2	19	31	3	4	< 0,5	< 0,2
Tufs intermédiaires												
406913	25	30	30	190	14	< 1	52	49	3	< 2	0,7	0,2
414152	22	30	20	250	15	< 1	131	46	3	< 2	0,5	0,2
406922	27	30	30	120	15	< 1	67	59	3	2	< 0,5	< 0,2
406939	21	30	130	90	14	< 1	315	66	3	< 2	< 0,5	0,3
406948	29	30	60	160	14	< 1	99	70	3	2	0,6	< 0,2
407997	19				13	1	63	64	3	< 2		0,2
408000	21				14	1	26	58	3	< 2		< 0,2
406912	18				14	1	49	46	3	< 2		0,3
Roches volcaniques altérées												

407978	33	40	100	< 30	15	< 1	92	14	3	5	0,9	< 0.2
407979	69	50	30	40	14	< 1	200	4	3	48	2,8	< 0.2
407983	10	40	< 10	< 30	13	< 1	40	3	2	6	0,6	< 0.2
407982	16	20	10	< 30	14	1	48	9	2	4	0,6	< 0.2
407984	12	30	< 10	30	15	< 1	43	30	3	2	0,6	< 0.2
408008	31	60	380	450	20	< 1	156	90	4	< 2	14,4	< 0.2
406975	24	70	110	50	15	< 1	122	5	3	3	1,9	< 0.2
407996	3	< 20	450	70	13	1	207	20	2	2	1,7	< 0.2
406959	36	40	50	40	13	< 1	211	17	3	2	0,6	< 0.2
407999	145	100	2660	390	10	< 1	845	18	2	5	88,5	< 0.2
408003	25	40	60	50	19	< 1	80	9	2	3	1,6	< 0.2
408054	29	40	40	< 30	14	< 1	27	6	4	9	0,5	< 0.2
414163	54	90	4320	50	14	< 1	86	4	3	6	4,7	1,1
Granodiorites												
408047	23	30	90	140	15	< 1	70	41	3	< 2	< 0.5	< 0.2
408041	19	20	120	60	16	1	29	33	3	< 2	0,5	< 0.2
407986	14	50	20	50	17	< 1	< 5	48	2	< 2	< 0.5	< 0.2
408004	22	30	120	100	15	1	16	19	3	< 2	0,5	< 0.2
406911	5	< 20	< 10	40	18	< 1	8	59	2	< 2	0,7	< 0.2
406943	14	50	10	60	17	< 1	< 5	35	2	< 2	0,5	< 0.2
406945	14				16	< 1	< 5	36	2	< 2		< 0.2
408042	22				14	1	43	29	4	< 2		< 0.2
Porphyre à quartz												
408012	1	< 20	< 10	30	16	1	6	59	1	< 2	< 0.5	< 0.2
406997	13				16	1	< 5	81	4	< 2		< 0.2
Porphyre mafique												
406961	22	30	100	110	15	< 1	27	68	3	< 2	0,5	< 0.2
406996	15	40	210	60	15	2	6	31	3	2	< 0.5	< 0.2
406982	23				16	2	26	80	4	< 2		< 0.2
406984	22				15	1	12	29	2	< 2		< 0.2
408048	32				16	2	11	36	3	< 2		< 0.2
408049	25				15	1	7	86	3	< 2		< 0.2
Diorite												
408023	28	50	50	70	16	< 1	5	66	5	< 2	< 0.5	< 0.2
408020	38	190	60	100	18	1	70	56	9	2	< 0.5	< 0.2
414162	32	50	80	80	19	2	8	19	14	< 2	< 0.5	< 0.2
406989	31	80	60	90	18	2	8	36	11	2	0,5	< 0.2
406988	27	50	50	100	18	2	10	58	12	< 2	< 0.5	< 0.2
406944	9				17	< 1	5	35	2	< 2		< 0.2
406955	25				14	1	6	25	4	< 2		< 0.2
406928	22				14	1	31	57	4	< 2		< 0.2
Porphyres mafiques altérés												
406998	21	40	320	30	12	1	25	6	3	22	0,6	< 0.2
407000	24	30	2530	50	13	< 1	40	2	2	48	0,5	0,4

Report Number: A20-14891

Analyte Symbol	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	1	0,5	0,5	0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
Roche volcanique mafiques à intermédiaire												
408044	1	1,1	1,7	9,5	19,8	2,74	11,8	2,8	0,98	2,8	0,4	2,6
414170	1	6,6	2,7	9,8	20,2	2,75	11,9	2,8	0,9	3	0,5	2,9
408026	1	11,9	3,1	14,3	29,7	4,11	17,5	4,1	0,77	4,1	0,7	4,4
408017	1	2,2	0,8	8,6	18,6	2,61	11,7	2,8	0,97	2,9	0,5	2,8
408033	1	2,2	1,2	11,3	22,8	3,15	14,3	3,5	1,9	3,5	0,6	3,3
408036	1	3,7	1	8,7	18,7	2,65	11,8	2,8	0,91	3,1	0,5	3
406937	1	3,9	2,7	11,1	23	3,12	13,6	3,2	1,07	3,1	0,5	3,1
406909	1	1,4	2	10,5	22,3	3,1	13,5	3,2	0,99	3,4	0,6	3,3
406903	1	2,2	1,8	9,2	19,4	2,71	12	3	1,02	3	0,5	3,2
406972	2	2,6	3,8	12	25,1	3,44	15	3,5	1,11	3,4	0,6	3,3
406983	2	1,2	2,9	10,3	21,8	3,11	14,6	3,6	1,26	3,9	0,6	3,4
406990	2	1,8	3,1	11,6	24,6	3,39	15,6	3,8	1,4	3,7	0,6	3,3
406973	6	14,4	2,6	4,9	11,4	1,64	7,6	2	0,32	2,2	0,4	2,2
414169	2	1,1	1,5	10	22	3,03	13,9	3,4	1,04	2,9	0,5	3
406999	4	1,4	2,1	15,6	32,7	4,16	17,6	3,8	1,18	3,5	0,5	3
408039	1	3	1,7	5,8	13,2	1,89	8,8	2,4	0,87	2,3	0,4	2,7
Volcanoclastites mafiques												
407980	2	1,4	2	13,7	28,4	3,93	17	3,8	0,7	3,4	0,6	3,2
407981	1	2	1,8	12,2	24,8	3,42	14,4	3,3	0,7	3,5	0,6	3,5
408030	2	1,3	1,6	16,8	35	4,86	20,1	4,2	0,78	3,5	0,5	3
408032	2	1,9	2,5	11,4	24,3	3,34	14,2	3,4	0,93	3,5	0,6	3,4
408019	1	1,3	1,2	9,2	19,7	2,73	12,2	2,9	0,61	2,9	0,5	3,1
408040	2	1,7	1,6	12,5	25,5	3,45	14,6	3,3	0,89	3,1	0,5	3,1
406919	1	0,9	1,6	14,6	28,8	3,84	16,2	3,7	0,8	3,2	0,5	2,9
407988	2	1,5	2,5	10,8	22,6	3,03	13,2	3	1,09	3	0,5	2,9
406978	2	1,5	1,9	11,2	23	3,12	13,3	3,1	0,74	3,2	0,5	3,2
407990	1	4,2	2	10,3	21,6	2,95	12,7	3	1,22	3	0,5	2,9
414159	2	1,1	0,9	8,1	16	2,15	10,2	2,5	0,51	2,6	0,4	2,4
414164	3	2	1,8	9,9	21,2	3	14,2	3,7	1,31	3,7	0,6	3,5
Tufs intermédiaires												
406913	1	1,2	1,7	9,8	20,3	2,82	12,4	2,9	1,23	3	0,5	3
414152	1	1,5	2	12,4	26	3,58	16,1	3,6	0,99	3,6	0,6	3,4
406922	1	2,5	2,8	11,5	24	3,33	14,4	3,2	1,07	3,2	0,5	3
406939	1	2,5	2,9	11	22,7	3,11	13,4	3,1	1,06	3,2	0,5	3
406948	1	1,5	2,6	10,9	22,8	3,11	13,4	3	1,01	3,2	0,5	3,1
407997	3	3,7	3	9,6	21,2	2,9	12,9	3,1	1	2,8	0,5	2,9
408000	2	5,9	2,9	10,2	22,4	3,04	13,6	3,5	1,01	3,1	0,5	3
406912	2	1,7	1,8	11,6	25,1	3,35	15,6	4,1	1,3	3,4	0,5	3,4
Roches volcaniques altérées												



407978	3	1,7	< 0,5	4,1	8,8	1,17	5,1	1,2	0,36	1,8	0,4	2,7
407979	4	4,5	< 0,5	7,1	15	2,07	9	2,1	0,56	2,1	0,4	2,9
407983	4	< 0,5	< 0,5	2,3	5,2	0,83	3,7	1	0,21	1,2	0,2	1,7
407982	3	1	< 0,5	2,8	6,2	0,9	4,3	1,1	0,27	1,6	0,3	2,1
407984	4	1,3	1	3,2	6,6	0,92	4,1	1,1	0,25	1,3	0,3	1,9
408008	2	12,1	2,4	4,1	10,5	1,66	8,2	2,3	0,43	2,7	0,5	2,6
406975	2	13,4	< 0,5	5	11,1	1,64	6,9	1,7	0,35	1,5	0,3	2
407996	1	37,2	1,1	5	16,1	2,73	12,4	2,9	0,53	2,7	0,4	2,3
406959	1	13,8	0,7	6,3	13,9	2,05	9,8	2,2	0,55	2,3	0,4	2,3
407999	3	> 200	0,6	3,7	11,1	2,13	13,4	5,9	1,36	6	0,9	4,3
408003	2	3,8	< 0,5	3,1	6,9	1,01	4,6	1,5	0,34	1,8	0,3	2,4
408054	9	0,8	< 0,5	2,8	6,5	1,01	5,3	1,9	0,52	2,7	0,5	3,2
414163	5	6,6	< 0,5	3,3	6,8	0,97	4,8	1,4	0,47	1,6	0,3	1,8
Granodiorites												
408047	1	0,9	1,6	12,9	25,4	3,35	13,8	3,2	0,79	3	0,5	2,8
408041	1	4	0,8	12,2	25,3	3,4	14,3	3,3	1,02	3,3	0,5	3,1
407986	1	1,3	2,2	21,8	42,3	5,24	19,4	3,5	1,01	2,3	0,3	1,6
408004	1	2,5	1	10,9	22,7	3,14	13,6	3,1	1,01	3,2	0,5	3
406911	< 1	0,6	1,7	14,3	24,5	2,72	9,6	1,5	0,45	1,1	0,1	0,6
406943	1	2,9	1,8	20,8	40,8	4,99	19	3,4	0,97	2,2	0,3	1,6
406945	3	1,8	2	20,8	42,4	5,21	20,8	3,7	0,99	2,4	0,3	1,6
408042	1	3,8	0,8	11,1	23,7	3,18	14,4	3,3	0,95	2,9	0,5	3
Porphyre à quartz												
408012	1	< 0,5	1,7	9,1	18,5	2,17	7,5	1,5	0,26	0,9	0,1	0,6
406997	1	1,1	2,3	27,5	59,1	7,38	29,3	4,8	1,29	2,8	0,4	1,8
Porphyre mafique												
406961	1	1,3	2,8	10,9	23,1	3,18	13,9	3,2	1	3,2	0,5	3,1
406996	3	1,9	0,9	10,3	22,1	3,01	14	3,4	1,15	3,7	0,6	3,2
406982	4	1,4	2,2	13,7	28,8	3,82	16,8	3,9	1,35	3,5	0,6	3,5
406984	3	2,5	1,4	7,4	17,1	2,43	11,8	3,1	1,09	2,9	0,5	3,2
408048	5	0,7	2,7	4,8	12,2	1,89	9,8	3,2	1,02	3	0,5	3,4
408049	2	1,3	3,1	9,8	20,8	2,82	12,4	3,1	1	2,7	0,4	2,8
Diorite												
408023	1	2,4	2,6	17,2	34,9	4,48	18,6	4,1	1,26	3,5	0,5	3,1
408020	1	1,6	1,5	94	219	30	120	19,5	5,27	12,1	1,4	6,5
414162	2	2,5	0,8	119	259	33,4	139	26,4	6,2	18,3	2,2	9,5
406989	2	2,2	1,6	106	229	29	121	23,2	5,39	16,2	1,9	8,6
406988	2	2,5	2,8	117	248	31,2	129	23,2	5,62	16,8	1,9	8,8
406944	5	2,3	2,3	16,8	32,7	3,86	14,7	2,6	0,72	1,8	0,2	1,1
406955	2	2,9	1,5	41,6	94,7	12,7	52,5	9,5	2,44	5,8	0,7	3,1
406928	2	2,1	2,7	43,1	98,4	13,1	55,7	10,1	2,56	6,1	0,7	3,2
Porphyres mafiques altérés												
406998	10	1,3	< 0,5	1,7	4,2	0,68	3,6	1	0,28	1,3	0,2	1,6
407000	6	7,6	< 0,5	0,9	2	0,29	1,5	0,5	0,1	0,6	0,1	1,4

Analyte Symbol	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0,1	0,1	0,05	0,1	0,01	0,2	0,1	1	0,1	5	0,4	0,1
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
Roche volcanique mafiques à intermédiaire												
408044	0,5	1,5	0,23	1,4	0,21	1,6	0,2	2	0,5	23	3,3	1
414170	0,6	1,6	0,24	1,6	0,25	2	0,2	5	0,6	6	< 0,4	1,2
408026	0,9	2,5	0,36	2,4	0,35	2,6	0,3	15	0,6	5	< 0,4	1,6
408017	0,6	1,7	0,25	1,6	0,25	1,8	0,2	< 1	0,2	< 5	< 0,4	0,9
408033	0,7	1,9	0,27	1,8	0,27	1,9	0,2	4	0,2	< 5	< 0,4	1,1
408036	0,6	1,8	0,26	1,7	0,26	1,8	0,2	< 1	0,2	< 5	< 0,4	0,9
406937	0,6	1,8	0,26	1,7	0,27	2,2	0,2	2	0,5	< 5	< 0,4	1,3
406909	0,7	1,9	0,27	1,8	0,28	2,3	0,2	6	0,4	6	< 0,4	1,3
406903	0,6	1,8	0,26	1,7	0,27	2	0,2	1	0,3	6	< 0,4	1
406972	0,6	1,9	0,27	1,8	0,28	2,3	0,2	2	0,8	< 5	< 0,4	1,3
406983	0,7	2	0,29	1,9	0,36	2,1	0,2	1	0,9	< 5	< 0,4	1
406990	0,6	1,8	0,27	1,8	0,26	2,3	0,2	< 1	0,7	19	< 0,4	1,4
406973	0,4	1,3	0,19	1,3	0,21	2,5	0,4	< 1	0,8		0,8	1,5
414169	0,6	1,7	0,27	1,7	0,27	2,1	0,2	< 1	0,2		< 0,4	1,2
406999	0,6	1,8	0,25	1,5	0,24	1,9	< 0,1	2	0,6		< 0,4	1,1
408039	0,5	1,5	0,21	1,3	0,2	1,1	0,1	< 1	0,4		< 0,4	0,5
Volcanoclastites mafiques												
407980	0,6	1,9	0,26	1,7	0,27	2,2	0,3	15	0,3	18	0,9	1,3
407981	0,7	2	0,28	1,9	0,29	2,3	0,3	15	0,3	5	< 0,4	1,5
408030	0,6	1,7	0,25	1,7	0,26	2,3	0,3	16	0,3	179	2,7	1,5
408032	0,7	2	0,28	1,8	0,29	2,1	0,2	4	0,6	13	0,6	1,4
408019	0,6	1,8	0,26	1,7	0,26	2	0,2	8	0,3	< 5	0,5	1,1
408040	0,6	1,9	0,27	1,8	0,28	2,6	0,3	21	0,4	< 5	0,8	1,6
406919	0,6	1,7	0,24	1,6	0,26	2	0,2	2	0,4	6	1,3	1,2
407988	0,6	1,7	0,24	1,6	0,24	2,2	0,2	< 1	0,4	8	1,1	1,2
406978	0,6	1,8	0,27	1,7	0,26	2,3	0,2	2	0,5	5	< 0,4	1,3
407990	0,6	1,7	0,25	1,6	0,25	2,3	0,2	2	0,5	< 5	< 0,4	1,2
414159	0,5	1,5	0,22	1,4	0,25	1,8	0,2	16	0,1	14	< 0,4	1,1
414164	0,7	2	0,3	1,9	0,31	2,1	0,2	2	0,2	11	< 0,4	1,1
Tufs intermédiaires												
406913	0,6	1,8	0,25	1,6	0,26	2	0,2	3	0,5	7	2,4	1,2
414152	0,7	1,9	0,27	1,8	0,28	2,1	0,2	2	0,6	13	1,3	1,3
406922	0,6	1,7	0,25	1,7	0,26	2,3	0,2	2	0,6	7	< 0,4	1,4
406939	0,6	1,8	0,25	1,6	0,25	2,2	0,2	< 1	0,6	6	0,4	1,3
406948	0,6	1,7	0,26	1,8	0,27	2,3	0,2	3	0,6	12	< 0,4	1,3
407997	0,5	1,6	0,26	1,7	0,24	1,9	0,2	1	0,6		< 0,4	1,2
408000	0,6	1,8	0,26	1,6	0,27	1,9	0,4	1	0,6		< 0,4	1,3
406912	0,6	1,9	0,28	1,8	0,27	2,1	0,3	4	0,7		3,2	1,3
Roches volcaniques altérées												

407978	0,6	1,9	0,3	2	0,3	1,9	0,2	12	< 0,1	22	1,6	1,4
407979	0,7	2,3	0,35	2,2	0,33	2,4	0,2	21	0,1	83	12,4	1,4
407983	0,4	1,3	0,2	1,4	0,23	2,1	0,2	13	< 0,1	< 5	0,8	1,5
407982	0,5	1,5	0,25	1,6	0,26	1,9	0,2	20	< 0,1	< 5	2,5	1,2
407984	0,4	1,5	0,25	1,6	0,26	2,3	0,3	17	0,2	< 5	1,2	1,6
408008	0,5	1,4	0,19	1,3	0,2	2,5	0,3	16	0,5	369	6	1,5
406975	0,4	1,5	0,25	1,7	0,29	2,3	0,2	14	< 0,1	26	2,5	1,3
407996	0,5	1,4	0,21	1,4	0,22	1,9	0,2	8	0,2	6	0,5	1,1
406959	0,5	1,6	0,24	1,6	0,24	2,3	0,1	8	0,3	11	2,3	1,2
407999	0,8	2	0,3	2	0,33	1,7	0,1	26	0,2	1370	337	1
408003	0,5	1,5	0,22	1,6	0,24	1,9	0,2	19	0,1	19	1,7	1,2
408054	0,7	2	0,34	2,1	0,34	2,4	0,5	33	0,1	< 5	< 0,4	1,3
414163	0,4	1,1	0,19	1,3	0,2	1,8	0,1	18	< 0,1	90	3,1	1
Granodiorites												
408047	0,6	1,6	0,23	1,5	0,24	2,1	0,2	5	0,4	< 5	< 0,4	1,3
408041	0,6	1,8	0,28	1,8	0,27	2,6	0,3	1	0,3	< 5	< 0,4	1,6
407986	0,3	0,8	0,11	0,7	0,11	2,4	0,2	< 1	0,4	< 5	< 0,4	2,9
408004	0,6	1,8	0,26	1,6	0,26	2,2	0,2	2	0,2	7	< 0,4	1,3
406911	0,1	0,3	< 0,05	0,3	0,04	2,4	0,2	< 1	0,4	< 5	< 0,4	2,1
406943	0,3	0,8	0,11	0,7	0,11	2,6	0,2	< 1	0,3	9	< 0,4	2,7
406945	0,3	0,8	0,11	0,7	0,12	2,3	0,2	< 1	0,3		< 0,4	2,8
408042	0,6	1,6	0,24	1,6	0,25	2,3	0,3	2	0,3		< 0,4	1,5
Porphyre à quartz												
408012	0,1	0,3	< 0,05	0,3	0,05	1,2	0,1	< 1	0,4	7	< 0,4	2,3
406997	0,3	0,8	0,11	0,6	0,1	2,4	< 0,1	4	0,7		< 0,4	2,2
Porphyre mafique												
406961	0,6	1,7	0,25	1,6	0,26	2,3	0,2	< 1	0,6	< 5	< 0,4	1,3
406996	0,7	1,8	0,28	1,8	0,27	2,1	0,2	< 1	0,2	7	< 0,4	1,3
406982	0,7	2	0,28	1,8	0,27	2,8	0,2	5	0,7		< 0,4	1,7
406984	0,6	1,9	0,27	1,8	0,28	1,6	0,2	< 1	0,3		< 0,4	0,7
408048	0,7	1,9	0,29	1,9	0,29	2	0,2	2	0,3		< 0,4	0,7
408049	0,6	1,6	0,24	1,5	0,24	2,2	0,3	3	0,7		< 0,4	1,3
Diorite												
408023	0,6	1,6	0,22	1,4	0,21	2,7	0,4	3	0,4	< 5	< 0,4	2,1
408020	1	2,4	0,3	1,6	0,22	0,7	0,5	19	0,4	5	< 0,4	4,4
414162	1,6	4,2	0,54	3,3	0,48	1,6	0,7	< 1	0,2	15	< 0,4	14,5
406989	1,5	3,8	0,52	3,1	0,5	4,4	0,5	2	0,2	12	< 0,4	15,9
406988	1,5	4	0,5	3,2	0,48	3,4	0,6	1	0,4	11	< 0,4	17,2
406944	0,2	0,5	0,07	0,4	0,07	2,3	< 0,1	9	0,4		< 0,4	2,3
406955	0,5	1,3	0,18	1	0,16	3,6	0,1	< 1	0,3		< 0,4	3,4
406928	0,5	1,3	0,16	1	0,15	3,7	0,3	< 1	0,6		< 0,4	3,6
Porphyres mafiques altérés												
406998	0,4	1,4	0,23	1,5	0,28	2,5	0,2	52	< 0,1	< 5	< 0,4	1,5
407000	0,4	1,5	0,25	1,8	0,32	2	0,1	21	< 0,1	< 5	< 0,4	0,8

Report Number: A20-14891

Analyte Symbol	U	As	Bi	Sb	Se	Te
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0,1	0,1	0,02	0,02	0,1	0,02
Analysis Method	FUS-MS	AR-MS	AR-MS	AR-MS	AR-MS	AR-MS
Roche volcanique mafiques à intermédiaire						
408044	0,7	54	6,18	0,22	2,2	0,41
414170	0,8	137	0,68	1,45	6,9	0,7
408026	1	144	1,16	2,81	2,9	0,34
408017	0,6	34,3	0,25	0,71	< 0.1	0,47
408033	0,6	97,7	0,97	0,35	4,2	0,39
408036	0,6	10,2	0,07	1,27	< 0.1	< 0.02
406937	0,8	26,2	0,24	0,61	0,5	0,3
406909	0,8	88,4	0,58	0,44	1,8	0,27
406903	0,6	54,3	0,07	0,3	0,9	0,97
406972	0,8	85,5	0,73	0,83	0,8	1,77
406983	0,5	15,7	0,11	0,24	< 0.1	0,04
406990	0,8	231	0,84	0,5	5,5	1,12
406973	0,9	76,6	1,01	5,75	4,4	1,08
414169	0,7	2,9	< 0.02	0,17	< 0.1	< 0.02
406999	0,6	3,1	0,02	0,04	0,4	< 0.02
408039	0,3	12,8	0,1	0,47	0,2	0,03
Volcanoclastites mafiques						
407980	0,9	148	2,22	0,24	9	1,17
407981	0,9	131	1,25	0,61	7,3	0,7
408030	0,9	287	7,21	0,27	12,4	5,5
408032	0,8	205	1,09	0,26	9,7	1,12
408019	0,7	112	1,21	0,23	6	1
408040	1	174	1,59	0,28	2,3	0,82
406919	0,8	217	3,27	0,22	4,3	1,52
407988	0,8	92,9	3,34	0,27	1,2	1,67
406978	0,8	218	1,05	0,63	5,8	1,57
407990	0,8	61,4	0,32	0,79	0,2	0,14
414159	0,7	65,5	0,42	0,07	6,8	0,25
414164	0,7	13,8	0,19	0,1	< 0.1	0,06
Tufs intermédiaires						
406913	0,8	79	7,59	0,25	1	0,12
414152	0,8	130	2,05	0,86	1,8	0,56
406922	0,9	75,8	0,53	0,47	0,7	0,16
406939	0,8	425	1,01	0,67	1,2	0,4
406948	0,8	165	1	0,28	0,8	0,64
407997	0,7	36,7	0,11	0,86	1,5	0,17
408000	0,7	11,9	0,03	0,1	0,5	0,07
406912	0,8	25,1	2,61	0,12	0,4	0,03
Roches volcaniques altérées						

407978	0,9	154	4,01	0,45	8,9	1,86
407979	1	467	30,9	0,65	21,4	15,5
407983	0,8	30,9	1,63	0,05	1	0,66
407982	0,7	35,2	5,08	0,11	1,7	2,28
407984	1,1	47,2	3,41	0,06	1,2	1,66
408008	1	453	18,1	3,39	67,3	21,6
406975	0,7	226	6,08	6,24	6,1	3,94
407996	0,9	319	1,94	22,9	0,6	2,21
406959	0,8	234	4,2	1,8	4	2,35
407999	1,1	956	407	422	58,1	220
408003	0,8	93,8	4,33	0,79	2	2,55
408054	1,4	19,9	0,42	0,11	0,6	0,23
414163	0,8	165	11,4	1,71	10,3	6,97
Granodiorites						
408047	0,8	240	1,6	0,39	4,5	0,66
408041	1	25,7	0,2	1,39	< 0.1	0,04
407986	1,7	2,1	0,04	0,07	< 0.1	< 0.02
408004	0,8	17	0,06	0,45	< 0.1	0,16
406911	1,1	9,2	0,07	0,17	< 0.1	0,09
406943	1,6	2,1	0,04	0,14	< 0.1	< 0.02
406945	1,5	0,9	0,03	0,06	0,2	< 0.02
408042	0,9	22,5	0,2	0,59	0,4	0,02
Porphyre à quartz						
408012	2	3,3	0,12	0,15	< 0.1	0,02
406997	1,3	1,6	0,03	0,03	0,1	< 0.02
Porphyre mafique						
406961	0,9	48,5	0,51	0,18	0,4	0,4
406996	0,8	3,2	0,11	0,1	< 0.1	0,02
406982	1,2	15,7	0,13	0,19	0,3	0,03
406984	0,4	7,4	0,03	0,47	< 0.1	< 0.02
408048	0,6	5,8	0,38	0,08	0,4	0,28
408049	0,8	3,6	0,04	0,33	0,4	< 0.02
Diorite						
408023	0,8	4,7	0,07	0,41	0,1	0,05
408020	2,7	108	0,11	0,3	0,3	0,12
414162	3,4	1,4	0,2	0,1	< 0.1	0,03
406989	3,8	2,5	0,13	0,05	< 0.1	< 0.02
406988	4	2,1	0,04	0,03	< 0.1	< 0.02
406944	1,3	0,6	< 0.02	0,12	0,2	< 0.02
406955	1,9	2	< 0.02	0,2	< 0.1	< 0.02
406928	2,1	21,9	< 0.02	0,24	< 0.1	< 0.02
Porphyres mafiques altérés						
406998	1	13	0,41	0,38	< 0.1	0,08
407000	0,6	49,7	0,9	2,38	< 0.1	0,19

## ANNEXE C

### TABLEAU DES RÉSULTATS DE GÉOCHRONOLOGIE POUR L'ÉCHANTILLON 408012 DU FORAGE DO-18-160

Identification	206Pb			Data for Wetherill plot					Dates						% conc			
	Uppm	Th/U		207Pb/235U	1s%	206Pb/238U	1s%	Rho	207Pb/206Pb	2s (abs)	2ssys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2ssys (abs)		207Pb/235U	2s (abs)	2ssys (abs)
DO-18-160-1	470518	851	0,16	13,83	1,96	0,59	1,66	0,76	2534	49	148	2993	79	552	2736	40	182	118,1
DO-18-160-2	286495	1448	0,19	3,83	2,16	0,21	1,81	0,41	2054	77	159	1247	41	264	1595	35	144	60,7
DO-18-160-3	223609	1547	0,22	2,82	1,68	0,15	2,08	0,65	2184	61	148	898	35	195	1362	26	138	41,1
DO-18-160-4	128375	338	0,61	11,40	1,84	0,41	1,10	0,70	2796	44	141	2203	41	427	2549	34	162	78,8
DO-18-160-5	233468	1264	0,41	3,78	1,73	0,20	1,64	0,79	2130	42	150	1196	36	252	1581	27	139	56,1
DO-18-160-6	220965	678	0,29	7,47	2,52	0,37	2,00	0,86	2247	46	147	2034	70	406	2156	45	161	90,5
DO-18-160-7	166424	603	0,18	5,71	1,59	0,30	1,75	0,68	2179	44	139	1691	52	347	1927	27	150	77,6
DO-18-160-8	112054	541	0,28	6,40	1,58	0,23	1,42	0,82	2851	30	133	1312	34	275	2025	28	158	46,0
DO-18-160-9	127814	812	0,15	1,62	1,32	0,18	1,14	0,50	777	57	188	1055	22	224	973	17	110	135,8
DO-18-160-10	256786	1063	0,17	5,47	3,02	0,28	2,01	0,84	2207	56	151	1564	56	323	1874	48	144	70,9
DO-18-160-11	369955	1055	0,15	7,35	1,50	0,40	1,39	0,60	2109	44	137	2177	52	428	2148	26	153	103,2
DO-18-160-12	370092	1075	0,15	6,74	1,13	0,40	1,27	0,70	2001	40	151	2177	44	401	2080	20	154	108,8
DO-18-160-13	80703	4702	0,37	0,30	2,85	0,02	1,87	0,82	1706	66	160	131	5	30	265	13	41	7,7
DO-18-160-14	249869	808	0,20	6,50	2,63	0,38	2,67	0,93	2005	43	146	2044	97	429	2045	50	171	101,9
DO-18-160-15	36213	566	0,42	0,59	2,66	0,08	1,49	0,44	364	115	219	487	14	109	470	20	68	133,8
DO-18-160-16	109475	724	0,86	4,56	1,87	0,20	1,55	0,80	2529	39	140	1167	33	247	1737	31	148	46,1
DO-18-160-17	133740	1164	0,19	2,95	2,94	0,15	2,69	0,62	2226	81	163	920	46	201	1388	43	133	41,3
DO-18-160-18	10007	79	0,19	1,72	3,38	0,17	1,19	0,17	923	156	243	1021	22	218	1004	46	125	110,7
DO-18-160-19	133505	1365	0,19	3,04	2,83	0,13	2,24	0,81	2536	59	147	793	33	174	1405	45	144	31,3
DO-18-160-20	52992	4984	0,19	0,32	2,86	0,02	2,55	0,85	2391	50	141	97	5	24	278	14	44	4,1
DO-18-160-21	290486	1089	0,19	7,64	2,22	0,37	2,16	0,83	2360	43	145	2023	74	402	2181	38	154	85,7
DO-18-160-22	806211	2366	0,19	8,07	2,80	0,44	2,04	0,76	2222	85	165	2344	80	457	2252	64	207	105,5
DO-18-160-23	989637	6059	0,19	4,18	1,37	0,24	1,59	0,53	2101	38	149	1362	39	284	1667	23	143	64,8
DO-18-160-24	316780	1178	0,19	7,03	2,24	0,37	2,95	0,90	2203	46	148	2043	103	413	2110	39	155	92,7
DO-18-160-25	203249	1146	0,19	6,12	3,59	0,25	3,36	0,85	2637	67	148	1418	86	306	1956	67	174	53,8
DO-18-160-26	475553	1588	0,19	7,86	1,42	0,42	1,30	0,29	2183	44	146	2245	49	437	2210	26	157	102,9
DO-18-160-27	266662	2140	0,19	3,35	3,41	0,18	3,40	0,95	2135	36	144	1086	68	238	1480	53	143	50,8
DO-18-160-28	330572	912	0,19	13,85	4,31	0,52	4,55	0,90	2804	73	151	2682	193	522	2737	87	194	95,6
DO-18-160-29	301211	1181	0,19	6,85	1,76	0,35	1,54	0,66	2242	46	144	1946	52	388	2089	31	156	86,8
DO-18-160-30	680770	2256	0,19	7,75	1,00	0,42	0,95	0,60	2153	33	142	2274	36	439	2202	19	161	105,6
DO-18-160-31	216079	1342	0,19	4,69	2,21	0,22	2,09	0,91	2369	36	138	1295	49	275	1767	42	168	54,7
DO-18-160-32	444654	1664	0,19	7,13	1,44	0,39	1,30	0,72	2143	36	144	2122	47	415	2122	25	154	99,0
DO-18-160-33	79607	294	0,19	7,69	1,66	0,39	1,71	0,69	2240	47	145	2132	62	422	2188	30	159	95,2
DO-18-160-34	36490	143	0,19	6,98	3,99	0,37	2,39	0,87	2198	86	170	2005	81	400	2099	72	172	91,2
DO-18-160-GROS-1	366633	1108	0,19	13,16	1,41	0,49	1,21	0,65	2795	36	139	2549	51	483	2685	26	164	91,2
DO-18-160-GROS-2	23389	65	0,19	13,68	1,98	0,54	1,55	0,59	2723	55	141	2755	70	524	2713	37	165	101,2
DO-18-160-GROS-3	1231	13	0,19	10,37	4,18	0,15	2,93	0,31	4161	130	176	874	48	193	2416	86	198	21,0
DO-18-160-GROS-4	111689	391	0,19	10,60	2,09	0,42	1,53	0,66	2726	53	151	2239	58	437	2483	42	177	82,2
DO-18-160-GROS-5	14294	48	0,19	14,84	4,15	0,45	1,76	0,57	3097	97	156	2401	75	495	2769	68	157	77,5

ANNEXE D

TABLEAU DES RÉSULTATS DE GÉOCHRONOLOGIE DES ANALYSES DE RRSAS POUR LES ÉCHANTILLONS DO18-152A ET DO18-173

Spot	Group	%206Pb <sub>c</sub>	U ppm	Th ppm	232Th/238U	±%	206Pb/238U	Ages
152A-7.1	I	0.05	134	39	0.30	0.53	2050 ±29	
152A-7	I	0.00	126	44	0.37	0.51	2053 ±30	
152A-9.1	I	0.07	163	77	0.49	0.42	2100 ±29	
152A-9	I	0.07	94	31	0.34	0.61	2109 ±33	
152A-2	I	0.06	113	54	0.49	0.51	2022 ±31	
152A-5	I	0.11	97	28	0.29	0.66	2047 ±33	
152A-11	I	--	145	58	0.41	0.47	2083 ±29	
152A-3	I	0.07	139	38	0.28	0.63	2015 ±42	
152A-5...dup1	I	--	134	45	0.34	0.55	2026 ±30	
152A-10	I	--	133	62	0.48	0.46	2042 ±29	
152A-12	D	0.03	146	63	0.44	0.49	1946 ±28	
152A-8	D	0.12	350	173	0.51	0.31	1955 ±24	
152A-1	D	--	145	69	0.49	0.48	1837 ±28	
152A-4	D	0.23	92	22	0.24	0.78	1768 ±31	
Spot	Group	207Pb/206Pb	Ages	% discordant	238U/206Pb	±%	207Pb/206Pb	±%
152A-7.1	I	2135 ±13		5	2.67	1.7	0.133	0.72
152A-7	I	2138 ±12		5	2.67	1.7	0.133	0.69
152A-9.1	I	2140 ±12		2	2.60	1.6	0.133	0.67
152A-9	I	2140 ±16		2	2.58	1.8	0.133	0.91
152A-2	I	2140 ±14		6	2.71	1.8	0.133	0.82
152A-5	I	2142 ±17		5	2.68	1.9	0.133	0.97
152A-11	I	2142 ±12		3	2.62	1.6	0.133	0.66
152A-3	I	2142 ±16		7	2.72	2.4	0.133	0.89
152A-5...dup1	I	2150 ±15		7	2.71	1.7	0.134	0.84
152A-10	I	2176 ±14		7	2.68	1.7	0.136	0.78
152A-12	D	2151 ±13		11	2.84	1.7	0.134	0.75
152A-8	D	2161 ±9		11	2.82	1.4	0.135	0.51
152A-1	D	2168 ±13		18	3.03	1.7	0.135	0.74
152A-4	D	2135 ±23		20	3.17	2.0	0.133	1.33

## BIBLIOGRAPHIE

- Arndt, N. T. et Christensen, U. (1992). The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97(B7), 10967. <https://doi.org/10.1029/92JB00564>
- Bardoux, M. (1997). *Metallogenic investigations of the Dorlin project* [Données internes]. Golden Star.
- Bierlein, F. P., Groves, D. I. et Cawood, P. A. (2009). Metallogeny of accretionary orogens — The connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews*, 36(4), 282-292. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.04.002>
- Bosma W, Kroonenberg SB, Maas K et de Roever EWF. (1983). Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geologie Mijnbouw*, 62 : 241-254.
- Carlson, R. W., Lugmair, G. W. et Macdougall, J. D. (1981). Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12), 2483-2499. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90100-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90100-9)
- Choubert, B. (1974). *Le précambrien des Guyanes* (vol. 81). Éditions BRGM.
- Cox, S. F., Wall, V. J., Etheridge, M. A. et Potter, T. F. (1991). Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits — examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*, 6(5), 391-423. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(91\)90038-9](https://doi.org/10.1016/0169-1368(91)90038-9)
- Daoust, C., Voicu, G., Brisson, H. et Gauthier, M. (2011). Geological setting of the Paleoproterozoic Rosebel gold district, Guiana Shield, Suriname. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(3), 222-245. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.07.001>
- Delor C, Lahondère D, Egal E, Lafon J-M, Cocherie A, Guerrot C, Rossi P, Truffert C, Théveniaut H, Phillips D et Avelar VGd. (2003b). Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500000 scale geological map of French Guiana. *Géologie de la France*, 2-3-4 : 5-57.
- de AVELAR, V. G., Lafon, J.-M., Delor, C., Guerrot, C. et Lahondère, D. (2003). Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures.



- Dubé B, Gosselin P, Mercier-Langevin P, Hannington M et Galley A. (2007a). Gold-rich volcanogenic massive sulphide 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* : 75-94.
- Dubé, B., et Gosselin, P. (2007) Greenstone-Hosted Quartz-Carbonate Vein Deposits. Dans: Goodfellow, W.D., Ed., *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.
- Egal, E., Mercier, D., Itard, Y. et Mounié, F. (1992). L'ouverture de bassins en pull-apart au Protérozoïque inférieur: nouveaux arguments dans le nord du craton guyanais. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 314(13), 1499-1506.
- Eglinger, A., André-Mayer, A.-S., Combes, V., Teitler, Y. et Heuret, A. (2021). *Les gisements d'or de la Guyane française*.
- Eilu, P. K., Mathison, C., Groves, D. et Allardyce, W. (1999). *Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings*. Geology & Geophysics Department (Centre for Strategic Mineral Deposits)
- Enjolvy R. (2008). Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes: signatures géochimiques et thermochronologiques au transamazonien (2250-1950Ma). Thèse de doctorat. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc, 305 p.
- Gibbs, A. K., Barron, C. N. et Tabear, F. (1993). *The geology of the Guiana Shield* (vol. 246). Oxford University Press New York.
- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J. et Gosselin, P. (2005). *Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terran*.
- Goldfarb, R. J. et Groves, D. I. (2015). Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26.
- Groves, D. I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the YilgarnBlock, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28(6), 366-374. <https://doi.org/10.1007/BF02431596>

- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G. et 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(1-5), 7-27. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7)
- Guiraud, J. (2021). Les amas sulfurés volcanogènes à or, un nouveau potentiel de gisement dans le Bouclier Guyanais : exemple du gisement Montagne d'Or. Thèse de doctorat. Université du Québec à Montréal, 489 p.
- Guiraud J, Tremblay A, Jébrak M, Ross P-S et Lefrançois R. Auriferous volcanogenic massive sulphide, A new type of gold deposit in the Guiana shield. Dans : Joint Assembly AGU-GAC-MAC-CGU, Montréal, Canada, 3-7 May 2015.
- Hannington, M., Bleeker, W. et Kjarsgaard, I. (1999). *Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part I. North, Central, and South orebodies.*
- Huston, D. L. (2000). *Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits: distribution, genesis, and exploration.*
- Irvine, T. N. et Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- João, X. J. et Marinho, P. (1982). Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. *Simp. Geol. Amaz*, 1, 207-228.
- Kerrich, R. (1983). Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. *Can. Inst. Mining Metall. Spec.*, 27, 75.
- Kerrich, R. et Wyman, D. (1990). Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18(9), 882. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0882:GSOMGD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0882:GSOMGD>2.3.CO;2)
- Kroonenberg, S. B., Mason, P. R., Kriegsman, L., Wong, T. E., & De Roeve, E. W. F. (2019). Geology and mineral deposits of the Guiana Shield. Mededeling Geologisch Mijnbouwkundige Dienst Suriname, 29, 111-116.
- Lacroix, B. et Gitzhoffer, A. (2018). Structural and petrological control of the Dorlin Au deposit [Données internes].

- Lafrance, J., Bardoux, M., Voicu, G., Stevenson, R. et Machado, N. (1999). Geological and metallogenic environments of gold deposits of the Guiana Shield; a comparative study between St-Elie (French Guiana) and Omai (Guyana). *Exploration and Mining Geology*, 8(1-2), 117-135.
- Large, R. R., Gemmell, J. B. et Paulick, H. (s. d.). *The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits*.
- Lasserre, J., Ledru, P., Manier, E. et Mercier, D. (1989). Le Protérozoïque de Guyane. *Révision lithostructurale. Implications pour la formation détritique Orapu et la géologie de l'or. Rapport BRGM, 89*.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J. P. et Tegye, M. (1994). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69(1-4), 169-191.
- Ledru, P., Lasserre, J.-L., Manier, E. et Mercier, D. (1991). Le Protérozoïque inférieur nord-guyanais: révision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bull SocGeol Fr*, 162(4), 627-636.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. et Bateman, P. (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Lerouge, C., Milési, J.-P. et Fouillac, A.-M. (1999). The Paleoproterozoic Dorlin gold deposit, French Guiana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Chemical Geology*, 155(1-2), 131-149.
- MacLean, W. H. et Barrett, T. J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48(2), 109-133. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(93\)90002-](https://doi.org/10.1016/0375-6742(93)90002-)
- Manier, E., Lasserre, J., Ledru, P. et Mercier, D. (1990). Dynamique des bassins sédimentaires en contexte transcurrent au Protérozoïque inférieur (Guyane française). Réunion annuelle des sciences de la terre, (13).
- Marot, A. (1988). Carte géologique du Sud de la Guyane à 1/500 000 et notice. *BRGM Ed.*
- McCuaig, T. C. et Kerrich, R. (1998). P—T—t—deformation—fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12(6), 381-453.

- Meschede, M. (1986). *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. *Chemical geology*, 56(3-4), 207-218.
- Milési, J., Lambert, A. et Ledru, P. (1988). Résultats préliminaires à l'étude gîtologique et structurale de Dorlin (Guyane). *Mission du*, 6, 40.
- Milési, J. P. et Picot, J. C. (s. d.). *L'or en Guyane française : contexte et potentiel géologiques*.
- Milesi, J.-P., Egal, E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thiéblemont, D. et Cocherie, A. (1996). Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. *Réunion des Sciences de la Terre*, (16).
- Milési, J.-P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommange, A. et Marcoux, E. (1992). Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 58(1-4), 305-344.
- Montalvao, R. M. G. de et Tassinari, C. C. G. (1984). geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). *Anais*.
- Montgomery, C. W. et Hurley, P. M. (1978). Total-rock UPb and RbSr systematics in the Imataca Series, Guayana Shield, Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(2), 281-290. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90204-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90204-2)
- Nomade, S. (2001). *Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques (40Ar/39Ar) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire*.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A. et Théveniaut, H. (2001). First paleomagnetic and 40Ar/39Ar study of Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield. *Precambrian Research*, 109(3-4), 239-256. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00149-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00149-8)
- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B. Y., Vidal, M. et Rigolet, C. (2003). The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. *Geophysical Journal International*, 154(3), 677-694. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01972.x>
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks*, 528-548.

- Pearce, J. A. (2014). Geochemical Fingerprinting of the Earth's Oldest Rocks. *Geology*, 42(2), 175-176. <https://doi.org/10.1130/focus022014.1>
- Pearce, J. A. et Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- Pinon, H., Bosch, D., Heuret, A., Aertgeerts, G., Monie, P., Bruguier, O., Triantafyllou, A. et Fernandez, F. (s. d.). The Columbia Supercontinent Reconstruction: Perspectives Of The Île de Cayenne Complex (French Guiana). *Goldschmidt2021 • Virtual • 4-9 July*.
- Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D., Olivo, G. R., Kerrich, R. et Brewer, T. S. (2006). Sources of Metals and Fluids in Orogenic Gold Deposits: Insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology*, 101(8), 1525-1546. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1525>
- Poulsen, K. H. (2000). Geological classification of Canadian gold deposits. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 540, 1-106.
- Poulsen, K. et Hannington, M. (1996). Volcanic-associated massive sulphide gold. *Geological Society of America, DNAG, v. P-1, Geology of Canada*, 8, 183-196.
- Robert, F. et Poulsen, K. H. (2001). *Vein formation and deformation in greenstone gold deposits*.
- Robert F, Poulsen KH, Cassidy KF et Hodgson CJ. (2005). Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. Dans : *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, p. 1001-1033.
- Roever, E., Kroonenberg, S., Delor, C. et Philips, D. (2003). The Käyser dolerite, a Mesoproterozoic alkaline dyke suite from Suriname. *Géologie de la France*, (2-3-4), 161-174.
- Rosa-Costa, L. da, RICCI, P. F., Lafon, J., Vasquez, M., CARVALHO, J. A. et Klein, E. (2003). Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana shield. *Géologie de la France*, (2-3-4), 101-120.
- Ross, P.-S. et Bédard, J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 823-839. <https://doi.org/10.1139/E09-054>

- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J. et Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of fieldmapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos, J. O. S., Potter, P. E., Reis, N. J., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R. et McNaughton, N. J. (2003). Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 115(3), 331-348.
- Sibson, R. H., Robert, F. et Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6), 551. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2)
- Sirois, R. et Purchase, J. (2019). *Technical Report on the Mineral Resource Estimate of the Nivré Gold Deposit*.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. et Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Streckeisen, A. (1976a). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt.
- Streckeisen, A. (1976b). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Sun, S. -s. et McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tassinari, C. C. et Macambira, M. J. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes Journal of International Geoscience*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C. C., Munhá, J. M., Teixeira, W., Palácios, T., Nutman, A. P., Sosa, C., Santos, A. P. et Calado, B. O. (2004). The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes Journal of International Geoscience*, 27(1), 3-12.

- Tedeschi, M., Hagemann, S. G., Roberts, M. P. et Evans, N. J. (2018). The Karouni Gold Deposit, Guyana, South America: Part II. Hydrothermal Alteration and Mineralization. *Economic Geology*, 113(8), 1705-1732. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4610>
- Tourigny, G., Doucet, D. et Bourget, A. (1993). Geology of the Bousquet 2 Mine; an example of a deformed, gold-bearing, polymetallic sulfide deposit. *Economic Geology*, 88(6), 1578-1597. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.6.1578>
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M. et Milési, J.-P. (1998). Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92(2), 165-193.
- Vanderhaeghe, O. et Teyssier, C. (1997). Formation of the Shuswap metamorphic core complex during late-orogenic collapse of the Canadian Cordillera: Role of ductile thinning and partial melting of the mid- to lower crust. *Geodinamica Acta*, 10(2), 41-58. <https://doi.org/10.1080/09853111.1997.11105292>
- Vinchon, C., Manier, E., Lasserre, J., Milesi, J. et Ledru, P. (1988). Etude sédimentologique des grès Orapu. *Application à l'étude des gîtes d'or. BRGM Report*, 88.
- Voicu, G., Bardoux, M., Harnois, L. et Crepeau, R. (1997). Lithological and geochemical features of igneous and sedimentary rocks at the Omai gold mine, Guyana, South America. *Exploration and Mining Geology*, 2(6), 153-170.
- Weihed, J. B., Bergstrom, U., Billstrom, K. et Weihed, P. (1996). Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte District, northern Sweden. *Economic Geology*, 91(6), 1073-1097. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.6.1073>
- Voicu, G., Bardoux, M. et Stevenson, R. (2001). Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geology Reviews*, 18(3-4), 211-236. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(01\)00030-0](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00030-0)
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J. M., Peck, W. H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R. C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P. R. D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P. M., ... Zheng, Y.-F. (2004). Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), 9-39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>

- Winchester, J. A. et Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wood, D. A. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- Yergeau, D., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Malo, M. et Savoie, A. (2022). The Westwood Deposit, Southern Abitibi Greenstone Belt, Canada: An Archean Au-Rich Polymetallic Magmatic-Hydrothermal System—Part I. Volcanic Architecture, Deformation, and Metamorphism. *Economic Geology*, 117(3), 545-575. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4878>