

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE DE LA ZONE ODYSSEY, CAMP
MINIER DE MALARTIC, QC: GÉOCHRONOLOGIE U-PB, MINÉRALOGIE ET
CONTRÔLES STRUCTURAUX SUR LA MINÉRALISATION AURIFÈRE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE, PROFIL RECHERCHE

PAR
ELIOTT THÉAS

OCTOBRE 2021

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 d'abord à remercier mon directeur de rechercher Stéphane De Souza pour avoir rendu ce projet possible et m'avoir accordé sa confiance et son temps afin de le mener à bien. Je remercie aussi mon co-directeur Stéphane Perrouty pour ses précieux conseils et son aide lors de sa visite à Malartic. Je remercie les géologues du bureau d'exploration de la mine Canadian Malartic pour les nombreuses discussions fructueuses ainsi que l'ensemble du personnel qui m'a apporté une aide technique lors des travaux. Une pensée spéciale à Sergiu Stavila, Jean-Marie Pronovost et Emmanuelle Giguère (géologues, MCM) pour les discussions sur la modélisation 3-D et la géologie structurale. Je veux aussi remercier Ben Frieman pour avoir réalisé les analyses nécessaires à la datation de zircons, Dominique Genna qui a réalisé des analyses LA-ICP-MS sur les pyrite et Marc Choquette (U. Laval) pour les analyses à la microsonde. Un grand merci également à MITACS, au SEGCF et à la mine Canadian Malartic pour avoir accordé les financements nécessaires à ce projet. Sur le plan personnel, je tiens à remercier mes parents qui m'ont soutenu tout au long de ce projet.

AVANT-PROPOS

Ce mémoire de recherche est rédigé sous une forme hybride entre un mémoire traditionnel composé de chapitres et un mémoire sous forme d'article. Ce travail, rédigé en deux langues, est constitué de deux chapitres différents. Le premier chapitre est un article scientifique qui sera soumis à la revue Ore Geology Reviews. Ce chapitre s'intitule *Structural and geological characterization of the Odyssey Zone, Malartic mining camp, Abitibi, QC : U-Pb geochronology and structural controls on gold mineralization*. Le premier chapitre de ce mémoire est donc en anglais, langue requise pour la soumission de cet article. Le second chapitre suit, quant à lui, les normes traditionnelles de l'université pour un mémoire de recherche.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	iv
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xi
RÉSUMÉ.....	xii
ABSTRACT	xiv
INTRODUCTION.....	1
INTRODUCTION.....	Erreur! Signet non défini.
CHAPITRE I STRUCTURAL AND GEOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE ODYSSEY ZONE, MALARTIC MINING CAMP, ABITIBI (QC) : U-PB GEOCHRONOLOGY AND STRUCTURAL CONTROLS ON GOLD MINERALIZATION	8
1.1. Introduction	11
1.2 Geologic setting.....	14
1.2.1 Geology of the Malartic area	14
1.2.2 Deformation and metamorphism	15
1.2.3 The Canadian Malartic deposit.....	16
1.3 Analytical methods	17
1.3.1 Core Logging and geological modelling	17
1.3.2 Geochemistry and petrography.....	18
1.3.3 Geochronology	19
1.4 Geology of the Odyssey zone.....	19
1.4.1 The porphyry #12 intrusion	20
1.4.2 The mafic to felsic dikes.....	21

1.4.3 Geochemistry of the intrusive rocks	23
1.5 Veins.....	28
1.5.1 Vein types	28
1.5.2 Vein chemistry.....	32
1.6 Structural geology	34
1.6.1 South zone	34
1.6.2 North zone	37
1.6.3 Vein distribution	39
1.6.4 Internal zones.....	39
1.6.4.1 Brittle-ductile shear zones	44
1.6.4.2 Vein and breccia distribution	47
1.6.4.2.1 Veins	48
1.6.4.2.2 Breccias	49
1.7 Hydrothermal alteration.....	50
1.7.1 Least altered precursor.....	51
1.7.2 Mineralogy.....	51
1.7.3 Mass balance calculations	54
1.8 Geochronology	56
1.8.1 U-Pb on titanite.....	56
1.8.2 U-Pb on zircons	60
1.9 Discussion.....	61
1.9.1 Timing of gold mineralization	61
1.9.2 Dike activation and implications for gold mineralization	62
1.9.3 Dynamic and kinematic analysis of veins and shear zones	65
1.10 Conclusions.....	69
 CHAPITRE II CHIMIE MINÉRALE.....	72
2.1 Introduction	72
2.1.1 Méthodes	73
2.2 Composition chimique des minéraux	74
2.2.1 Feldspaths plagioclases.....	74
2.2.2 Chlorite	77
2.2.3 Carbonates	78
2.2.4 Micas blancs	80
2.2.5 Pyrite.....	81
2.2.6 Interprétation de l'altération	84

2.3 Thermométrie	86
2.3.1 Chlorite	86
2.3.2 Pyrite.....	90
2.3.3 Température du dépôt de la minéralisation	92
CONCLUSION	93
ANNEXE A RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES	95
ANNEXE B DONNÉES COMPOSITIONNELLES ET ISOTOPIQUES U-PB DES ZIRCONS.....	104
ANNEXE C DONNÉES COMPOSITIONNELLES ET ISOTOPIQUES U-PB DES TITANITES	107
ANNEXE D RÉSULTATS DES ANALYSES À LA MICROSONDE DES MINÉRAUX SILICATÉS ET CARBONATÉS.....	108
ANNEXE E RÉSULTATS DES ANALYSES PAR TRANSECT LA-ICP-MS DES GRAINS DE PYRITE.....	118
ANNEXE F RÉSULTATS DES CALCULS D'ESPÈCE MINÉRALE ET DE TEMPÉRATURE DES GRAINS DE CHLORITE OBTENUS AVEC LE LOGICIEL Winccac.....	123
ANNEXE G RÉSULTATS DES CALCULS DE TEMPÉRATURE DE FORMATION LA PYRITE.....	126
RÉFÉRENCES.....	128

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1 Carte géologique des sous-provinces de l’Abitibi et de Pontiac	3
1.1 (A) Location of the Odyssey zones and (B) Schematic cross-section (to scale) of porphyry #12 and location of the different ore zones	13
1.2 Lithologies of the Odyssey zones	22
1.3 Figure 1.3: (A) Zr-Y binary diagram for rock alkalinity (B) Classification according to the Zr/Ti vs Nb/Y diagram of Pearce (1996).....	24
1.4 Primitive mantle-normalized parallel plot showing REE and HFSE elements normalized to primitive mantle (Sun & McDonough 1989 data).	27
1.5 Auriferous veins of the Odyssey zones.	31
1.6 (A) Au:Ag diagram and (B) Te:Au diagram	33
1.7 (A) South zone fault at the contact between the Pontiac Group and porphyry #12, the quartz monzodiorite is brecciated and altered. (B) Microphoto showing shear fabric in the S.Z.F and associated mineralization. (C) Brecciated and altered quartz-monzodiorite characteristic of the south zone.....	36
1.8 (A) North zone displaying deformation and alteration associated to the expression of the Sladen fault a the contact between the Piché Group and porphyry #12. (B) Enlargement to deformed and recrystallized quartz monzodiorite grading 2.7 ppm Au (white rectangle).....	38

1.9	Level plans interpreted from oriented and non-oriented drill holes. (A) - 410m level and (B) -470m level	41
1.10	Level plan -550m interpreted from oriented and non-oriented drill holes ..	42
1.11	Level plan -600m interpreted from oriented and non-oriented drill holes ..	43
1.12	Mineralized shear zones in and along trend mafic and intermediate dikes.	46
1.13	Measured orientations of veins & breccias in the internal zones	47
1.14	Mineralized alteration in quartz monzodiorite.	53
1.15	Isocon diagrams calculated for hydrothermal alteration	55
1.16	(A) Auriferous vein displaying the typical grey quartz of the assemblage and containing titanite. (B) Pristine titanite representing the grains that were analyzed. (C) Concordia diagram displaying the four analyzes results. (D) Cathodoluminescence image of typical zircons grains selected for analysis. (E) Weighted average mean age of the 9 youngest zircons	58
2.1	Diagramme ternaire de classification des plagioclases. Points noirs : Échantillon frais ; points oranges : Échantillons altérés.....	75
2.2	Classification des amphiboles calciques selon Leake et al. (1997).	76
2.3	Microphotographie de la monzodiorite quartzifère altérée	78
2.4	Diagramme ternaire de classification des carbonates.....	79
2.5	Classification des micas blancs Al _{apfu} versus Si _{apfu}	81
2.6	(A) Photographie en lumière réfléchie et (B) transect LA-ICP/MS d'un grain de pyrite issu de l'échantillon D161686.....	83
2.7	Résultats des calculs de températures des différents thermomètres de la chlorite	88

2.8 Températures obtenus à partir de l'équation de Keith et al. (2018)	91
--	----

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

apfu: Atom per formula unit

HFSE: High-field-strength elements (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, P, U, Th)

HREE: Heavy rare earth elements (Er, Tm, Yb, Lu)

ICP-MS: Inductively coupled plasma mass spectrometry

FUS-MS: Fusion mass spectrometry

LA-ICP-MS: Laser ablation, inductively coupled plasma mass spectrometry

LREE: Light rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd)

MSWD: Mean squared weight deviation

ppm: Parts per million

ppb: Parts per billion

REE: Rare earth elements

wt%: Weight percent

RÉSUMÉ

Découverte en 2014, la zone aurifère Odyssey est localisée 1,5 km à l'est de la mine à ciel ouvert Canadian Malartic et pourrait représenter une extension souterraine importante de ce gisement de classe mondial (~16 Moz Au; réserves et production passée). Les zones minéralisées sont développées dans la zone de faille de Larder Lake-Cadillac, une faille crustale majeure qui marque le contact entre les sous provinces de l'Abitibi et du Pontiac

Les zones Nord et Sud (1.826 Moz en ressources aurifères inférées) sont développées le long des contacts faillés d'une intrusion de monzodiorite quartzifère porphyrique d'affinité sub-alcaline à alcaline. Cette intrusion est mise en place entre les roches ultramafiques métamorphisées du groupe de Piché et les roches sédiments du groupe de Pontiac. Ces zones, d'une épaisseur de ~10m et d'un pendage >60° vers le sud, sont composées de veines discontinues d'un assemblage à quartz ± calcite ± pyrite ± or et de pyrite – or disséminés dans la roche hôte. À l'ouest la zone Nord peut être suivie presque continuellement dans la faille Sladen, l'un des métallotectes principaux du système aurifère de Canadian Malartic

Les zones internes, développées dans la masse du porphyre #12, sont plus complexes et semblent associées à des dykes qui recoupent l'intrusion porphyrique principale. Ces zones consistent en un assemblage complexe de zones de cisaillements à quartz-pyrite-or±séricite et de veines variées. Les plus communes sont un assemblage quartz± calcite ± pyrite ± gold auquel est associé une enveloppe d'altération à carbonate - pyrite - séricite ± chlorite ± hématite. Les intersections aurifères continues ont un pendage fort et sont développés dans la proximité immédiate des dikes. Les veines aurifères

contiennent localement de la titanite hydrothermale dont la para-genèse est associée à celle de l'or, ces titanites révèlent un âge U-Pb de ~2661 Ma (ID-TIMS) qui est presque identique à l'âge 2664 Ma obtenu en Re-Os sur molybdenite déterminé par de précédentes études.

Cette étude suggère que, indépendamment de considérations génétiques, les zones internes sont spatialement associés à la présence de dykes qui ont joué un rôle clé quant à l'emplacement de la minéralisation. La zone Nord d'Odyssey est en continuité structurale avec la zone Sladen de la mine Canadian Malartic et la datation de titanite hydrothermale indique que la minéralisation était contemporaine dans les deux zones, indiquant une extension du système aurifère de Canadian Malartic sur plus de 5km.

Mots clés : Malartic, dykes, contrôles structuraux, Datation U-Pb, Odyssey

ABSTRACT

Discovered in 2014, auriferous zones of the Odyssey area are located 2 km east of the Canadian Malartic open pit gold mine and could represent a significant underground extension of this world-class deposit (~25.91 Moz Au; resources, reserves and past-production). Mineralized zones are developed within the Larder Lake-Cadillac fault zone, a major crustal break that marks the contact between the Abitibi and Pontiac subprovinces in the Superior Province, Quebec.

The North and South zones (1.826 Moz inferred gold resources) are developed along the faulted contacts of a subalkaline to alkaline porphyritic quartz monzodiorite intrusion that was emplaced between the metamorphosed ultramafic rocks of the Piché Group and sedimentary rocks of the Pontiac Group. These zones are ~10 m thick, dip > 60° toward the south, and are composed of discontinuous quartz ± calcite ± pyrite ± gold veins and disseminated pyrite ± gold in the host intrusion. Westward, the North zone can be mapped almost continuously into the Sladen fault, one of the main metallotects of the Canadian Malartic system.

The Internal zones are more complex and appear to be spatially-associated with dikes crosscutting the main intrusion. The dikes are subalkaline and range from mafic to felsic, with equigranular, porphyritic and aplitic textures. The Internal zones consist of shear zones and faults associated with the hydrothermal alteration of the host rocks to an assemblage of carbonate-pyrite-sericite-gold, and various types of veins and breccias. The most common mineralized veins consist of quartz ± calcite ± pyrite ± gold ± hessite, which are associated with carbonate - pyrite - sericite ± chlorite ±

hematite alteration. Ore shoots are steeply-plunging and appear to be spatially associated with the dikes. The auriferous veins locally contain hydrothermal titanite that is paragenetically-associated with gold and yielded a U-Pb age of 2660.8 ± 6.3 Ma (ID-TIMS), which is almost identical to the 2664 ± 11 Ma Re-Os molybdenite age for mineralization, as determined in previous studies at the Canadian Malartic deposit. An aplitic felsic dike was also selected for U-Pb zircon dating (LA-ICP-MS) and yielded a crystallization of 2672.7 ± 3.5 Ma.

This study suggests that, independently of genetic considerations, the Internal zones are spatially associated with dikes that played a key role in the formation of the mineralized shear zones and associated gold mineralization. The dikes acted as mechanical anisotropies that were activated as shear zones and allowed the formation of dilatant sites in the more competent adjacent wall rock. The North zone and those of the Canadian Malartic deposit are in structural continuity and dating of hydrothermal titanite suggests that mineralization was coeval in both areas. This increases the overall extent of the Canadian Malartic ore system to more than 5 km along-strike.

Keywords : Malartic, dikes, structural controls, U-Pb dating, Odyssey

INTRODUCTION

La mine Canadian Malartic exploite un gisement d'or archéen de classe mondiale situé à Malartic, dans le sud-est de la Province du Supérieur. Celui-ci totalise 25.91 Moz incluant la production passée, les ressources et les réserves (De Souza et al., 2020). Elle représente la plus grande production aurifère annuelle au Canada, avec une production de 0.569 Moz en 2020. Le gisement chevauche la zone de faille de Larder Lake – Cadillac, qui marque la limite entre les sous-provinces de Pontiac au sud et de l'Abitibi au nord (Figure 1). Il appartient à une suite de gisements d'or à sulfures disséminés et/ou en stockwork, et qui inclut notamment les gisements de Harker-Holloway (Robert, 2001; Ropchan et al., 2002) et de Young-Davidson (Zhang et al., 2014) en Ontario, et de Beattie (Davidson et Banfield, 1944; Bigot et Jébrak., 2015) et Bachelor (Lauzière, 1989; Fayol et Jébrak, 2017) au Québec. Ces gisements d'or montrent une association empirique avec des intrusions porphyriques syénitiques à granodioritiques; un lien génétique avec ces intrusions est proposé dans certains cas (Cameron and Hattori, 1987; Robert, 2001; Helt et al., 2014, Fayol et Jébrak, 2017). Le gisement de Canadian Malartic représente un des meilleurs exemples de ce style de minéralisation (Wares et Burzynski, 2011).

Le gisement Canadian Malartic est encaissé à la fois dans les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (~ 70-75% du minerai) et des intrusions porphyriques de monzodiorite à quartz et de granodiorite datées à ~ 2678 Ma (~ 25-30% du minerai; Sansfaçon & Hubert, 1990; Trudel et Sauvé, 1992 ; De Souza et al., 2017). Dans le secteur de la mine, la faille Larder-lake – Cadillac est soulignée par la présence de roche ultramafique à mafique déformée appartenant au Groupe de Piché (> 2710 Ma;

Pilote et al., 2014 ; Dubé et al., 2015 ; Dubé & Mercier-Langevin, 2020). Le gisement est composé de plusieurs zones minéralisées distribuées selon deux orientations préférentielles, i.e. E-O et NO-SE. Ces deux orientations sont, respectivement, subparallèles à celles du clivage S_2 et à la faille Sladen, une faille ductile-fragile à fragile qui contrôle une partie importante de la minéralisation, principalement celle des zones East Malartic, Sladen et Canadian Malartic (Fig. 1; De Souza et al., 2015, 2017a). Dans le district minier de Malartic, les zones de charnière de pli et les zones de déformation fragile représentent des conduits hydrothermaux et des sites propices à la minéralisation aurifère (De Souza et al., 2015; 2017a, Perrouty et al., 2017).

Plusieurs générations de veines aurifères sont documentées, incluant des veinules et stockworks à quartz-carbonate-biotite, ainsi que des veines de quartz ± carbonate (Derry, 1939; Sansfaçon et Hubert, 1990 ; Helt et al., 2014 ; De Souza et al., 2017, 2019, Gaillard et al., 2020). Dans l'ensemble, les caractéristiques minéralogiques et structurales des zones minéralisées de la mine Canadian Malartic varient selon la nature de leur encaissant, qui est généralement composé de grauwacke ou de roche intrusive (monzodiorite et granodiorite; De Souza et al., 2017a, 2020; Perrouty et al., 2017;). La plupart de ces zones sont constituées d'enveloppes d'altération hydrothermale proximale (1.8 ppm Au en moyenne) et distale (0.17 ppm Au dans le grauwacke et 0.289 ppm Au dans la monzodiorite, en moyenne), jusqu'à une centaine de mètres d'une structure principale minéralisée (De Souza et al., 2015, 2017, 2019). Une enveloppe d'altération cryptique est perceptible jusqu'à 6 km de la fosse via des analyses géochimiques (e.g, Perrouty et al., 2018) ou hyperspectrales (Lypaczewski et al., 2019).

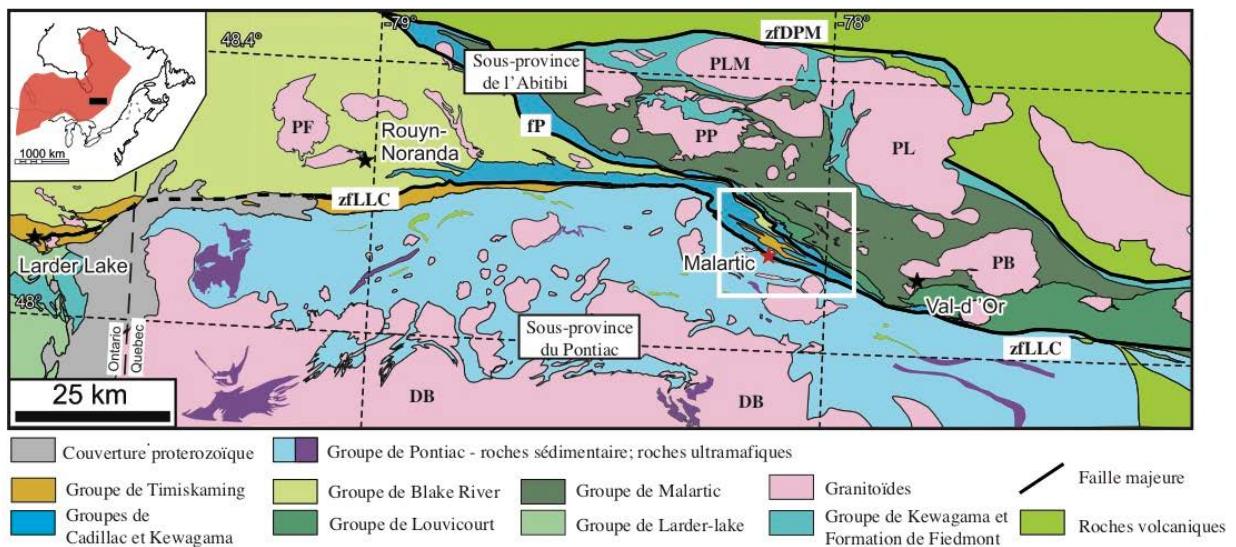


Figure 1 : Carte géologique des sous-provinces de l’Abitibi et de Pontiac (modifié de De Souza et al., 2020). Le district de Malartic est représenté par l’encadré blanc et la mine Canadian Malartic correspond à l’étoile rouge. L’encart montre la localisation de la Province du Supérieur et la zone correspondant à la carte. BD = Batholith de Decelles ; fP = faille du lac Parfouru ; PB = Pluton du Bourlamaque ; PF = Pluton de Flavrian ; PL = Pluton de La Corne ; PLM = Pluton de Lamotte ; PP = Pluton de Preissac ; zfDPM = zone de faille de Destor-Porcupine-Manneville ; zfLLC = zone de faille de Larder Lake-Cadillac.

Des travaux d’exploration récents, entrepris par le partenariat Canadian Malartic à proximité de la mine à ciel ouvert, ont mis en évidence plusieurs corps minéralisés, lesquels constituent le projet Odyssey. Ces zones aurifères sont situées entre 100 et 1100 m de profondeur et à environ 2 km à l’est et au sud-est de la mine actuelle. Ce projet minier en est présentement à la définition des ressources et sa mine en exploitation représenterait une addition significative aux réserves actuelles de la mine Canadian Malartic. Le projet aurifère Odyssey est subdivisé en 3 parties : 1) la zone Odyssey, 2) la zone East Malartic et 3) la zone East Gouldie. Ces zones contiennent

respectivement 1.826 Moz en ressources inférées et 0.122 Moz en ressources indiquées ; 7.3 Moz en ressources inférées et 0.733 Moz en ressources indiquées ; 6.4 Moz en ressources inférées (Ressources inférées, 2021; Mineral inventory update and Ressource estimate, Mine Canadian Malartic).

Ce mémoire porte sur l'étude de la zone Odyssey du projet Odyssey. Les différentes zones aurifères qui la constituent sont toutes encaissées dans des roches archéennes le long de la zone de faille Larder Lake - Cadillac. La principale roche hôte est une intrusion porphyrique, qui est surtout minéralisée le long de ses contacts avec des roches ultramafiques déformées au nord et des roches sédimentaires au sud. Ces deux contacts définissent deux zones minéralisées principales, i.e. les zones Nord et Sud, qui contiennent l'entièreté des ressources inférées de la zone Odyssey. Toutefois, des zones minéralisées supplémentaires sont également présentes entre les zones Nord et Sud. Ces zones aurifères supplémentaires, développées à l'intérieur de l'intrusion porphyrique, montrent une organisation structurale complexe qui diffère de celle documentée à la mine Canadian Malartic. Ces zones dites internes, contiennent des intervalles minéralisés d'une épaisseur apparente pouvant atteindre 40 mètres en forage.

Les zones Nord et Sud sont aisément circonscrites. Associées à des failles, elles sont développées en périphérie de l'intrusion de monzodiorite quartzifère, en contact avec une roche ultramafique cisailée au nord et les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac au sud. Toutefois, une partie importante de l'or se trouve disséminée entre ces deux zones principales et associée à différents types de veines qui montrent des orientations variables et une chronologie relative fort complexe. D'ailleurs, dans le secteur de Malartic, les roches des sous-province de Pontiac et de l'Abitibi ont été affectées par au moins 3 à 4 événements de déformation ductile à ductile-fragile (Perrouty et al., 2017; De Souza et al., 2017a; Bedeaux et al., 2017), qui peuvent être associés ou non à la minéralisation aurifère.

Bien que plusieurs forages aient été effectués sur le projet Odyssey, la continuité des zones internes et leur géométrie 3D sont mal comprises. Celles-ci sont associées à des dykes dont le rôle quant à l'emplacement de la minéralisation est inconnu et plusieurs questions doivent être étudiées. Il s'agit donc de définir l'influence de ces intrusions mafiques à felsiques sur le développement des zones minéralisées et des zones de cisaillement. Il est aussi nécessaire de déterminer si la composition des dykes et leur orientation par rapport aux contraintes tectoniques locales sont reliés au développement de cisaillements et de veines minéralisées. Aussi, il est possible que la zone Odyssey présente des caractéristiques structurales fort différentes du gisement principal de la mine Canadian Malartic. Le modèle selon lequel la faille Sladen contrôle la distribution des zones aurifères plus ou moins continuellement sur plus de 3 à 4 km (De Souza et al., 2017a), possiblement jusque dans la zone Odyssey, a également été testé.

L'objectif de cette étude est d'identifier et de caractériser les principales structures qui contrôlent les zones aurifères de la zone Odyssey, afin d'expliquer et éventuellement prévoir leur distribution spatiale, en plus de contribuer au développement des modèles de gisements d'or. Plus spécifiquement, il s'agira de définir la chronologie relative et absolue de la minéralisation aurifère par rapport au magmatisme et la déformation, afin de comparer l'évolution du système avec celle de Canadian Malartic. L'emphase de ces travaux est portée sur les zones internes puisque leur géométrie est mal comprise. Une étude approfondie de leur structure, de leur minéralogie et de leur chronologie relative de formation par rapport à l'évolution géologique des roches encaissantes, et des autres zones minéralisées, a donc été nécessaire afin de mettre en valeur le potentiel de cette ressource aurifère et de suggérer de nouvelles pistes d'exploration le long de la zone de faille Larder Lake - Cadillac. Pour ce faire, il est nécessaire de définir la composition minéralogique et chimique, et la distribution spatiale des altérations hydrothermales aurifères de la zone Odyssey, définir les principaux contrôles structuraux (veines,

failles et/ou plis) de la minéralisation aurifère, et modéliser les zones d'altération (géologie) et les enveloppes aurifères (minéralisation).

La méthodologie utilisée dans ces travaux de recherche est relativement traditionnelle et inclut la description et l'échantillonnage de carottes de forages, une étude géochimique et minéralogique des zones minéralisées et des lithologies encaissantes, ainsi qu'un travail de modélisation géologique 3D. Les travaux présentés dans ce mémoire incluent une description et une analyse géologique et structurale des zones Nord, Sud et internes de la zone Odyssey. Une emphase particulière a été portée sur les zones internes. Ces descriptions sont basées sur plusieurs carottes de forages qui ont préalablement été analysées pour l'or. Cette description a été accompagnée d'un échantillonnage des lithologies altérées et moins altérées afin d'en établir la composition minéralogique et géochimique. Les échantillons sélectionnés représentent aussi les différentes veines aurifères. Les carottes choisies ont été analysées en roche totale par diverses méthodes, dont le détail est présenté dans le chapitre I. Pour les 65 échantillons qui ont été analysés, une partie représentative a été sélectionnée pour une étude de lames minces polies au microscope polarisant. Des analyses minéralogiques quantitatives ont été effectuées sur divers minéraux. Des analyses à la microsonde sur certains silicates et carbonates ont permis de compléter l'identification des phases minérales. Des analyses par ablation laser ICP-MS ont été effectuées sur des grains de pyrite et ont été utilisées pour déterminer leur composition chimique. Ces analyses minéralogiques sur silicates et sur la pyrite ont également permis de procéder à des calculs de géothermométrie en utilisant la composition de la chlorite (Yavuz et al., 2015), et le thermomètre empirique basé sur la concentration de Se dans la pyrite (Keith et al., 2018). La présentation de ces méthodes, ainsi que les résultats analytiques sont tous détaillés dans le chapitre II.

Plusieurs des forages étudiés sont orientés, permettant un relevé systématique des veines et structures minéralisées. Les différentes générations et types de veines et structures ont donc été documentées afin de distinguer et de caractériser les différents types. Une étude statistique de l'orientation des veines a été réalisée dans les zones internes, où leur orientation est mal comprise. La chronologie relative des structures et notamment des veines a été étudiée et comparée avec celle établie dans les principales zones minéralisées du gisement Canadian Malartic (De Souza et al., 2017a). Cette comparaison a pour but de vérifier si les structures minéralisées de ces deux sites peuvent correspondre aux mêmes épisodes de déformation et d'hydrothermalisme, sachant que la déformation dans le Groupe de Piché est répartie de façon très hétérogène et est localement plus importante que dans le Groupe de Pontiac. Une bonne compréhension tridimensionnelle de la distribution des veines et des enveloppes minéralisées est nécessaire afin d'optimiser le calcul des ressources aurifères par Mine Canadian Malartic. L'étude géologique et structurale du système aurifère de la zone Odyssey a permis la réalisation d'un modèle 3D. Ce modèle a été créé avec le logiciel Leapfrog Geo. Les éléments modélisés incluent les contacts géologiques, ainsi que les différentes structures et intervalles minéralisés identifiés. Le modèle est présenté dans ce mémoire sous la forme de plusieurs plans niveaux dans le chapitre I. Ce modèle permet, en plus de l'analyse descriptive, une analyse dynamique et cinématique des structures du système aurifère.

CHAPITRE I

STRUCTURAL AND GEOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE ODYSSEY ZONE, MALARTIC MINING CAMP, ABITIBI (QC) : U-PB GEOCHRONOLOGY AND STRUCTURAL CONTROLS ON GOLD MINERALIZATION

Dans ce chapitre est présenté l'article qui sera adapté et soumis à la revue *Ore Geology Reviews*.

ABSTRACT

Discovered in 2014, auriferous zones of the Odyssey area are located 2 km east of the Canadian Malartic open pit gold mine and could represent a significant underground extension of this world-class deposit (~25.91 Moz Au; resources, reserves and past-production). Mineralized zones are developed within the Larder Lake-Cadillac fault zone, a major crustal break that marks the contact between the Abitibi and Pontiac subprovinces in the Superior Province, Quebec.

The North and South zones (1.826 Moz inferred gold resources) are developed along the faulted contacts of a subalkaline to alkaline porphyritic quartz monzodiorite intrusion that was emplaced between the metamorphosed ultramafic rocks of the Piché Group and sedimentary rocks of the Pontiac Group. These zones are ~10 m thick, dip > 60° toward the south, and are composed of discontinuous quartz ± calcite ± pyrite ± gold veins and disseminated pyrite ± gold in the host intrusion. Westward, the North zone can be mapped almost continuously into the Sladen fault, one of the main metallocents of the Canadian Malartic system.

The Internal zones are more complex and appear to be spatially-associated with dikes crosscutting the main intrusion. The dikes are subalkaline and range from mafic to felsic, with equigranular, porphyritic and aplitic textures. The Internal zones consist of shear zones and faults associated with the hydrothermal alteration of the host rocks to an assemblage of carbonate-pyrite-sericite-gold, and various types of veins and breccias. The most common mineralized veins consist of quartz ± calcite ± pyrite ± gold ± hessite, which are associated with carbonate - pyrite - sericite ± chlorite ± hematite alteration. Ore shoots are steeply-plunging and appear to be spatially associated with the dikes. The auriferous veins locally contain hydrothermal titanite that is paragenetically-associated with gold and yielded a U-Pb age of 2660.8 ± 6.3 Ma (ID-TIMS), which is almost identical to the 2664 ± 11 Ma Re-Os molybdenite age for

mineralization, as determined in previous studies at the Canadian Malartic deposit. An aplitic felsic dike was also selected for U-Pb zircon dating (LA-ICP-MS) and yielded a crystallization of 2672.7 ± 3.5 Ma.

This study suggests that, independently of genetic considerations, the Internal zones are spatially associated with dikes that played a key role in the formation of the mineralized shear zones and associated gold mineralization. The dikes acted as mechanical anisotropies that were activated as shear zones and allowed the formation of dilatant sites in the more competent adjacent wall rock. The North zone and those of the Canadian Malartic deposit are in structural continuity and dating of hydrothermal titanite suggests that mineralization was coeval in both areas. This increases the overall extent of the Canadian Malartic ore system to more than 5 km along-strike.

1.1. Introduction

Mafic to felsic intrusive rocks are present in many orogenic and intrusion-related gold systems, and commonly act as local structural or/and chemical traps for mineralizing fluids (Goldfarb et al., 2005). Dikes may form mechanical anisotropies due to competency contrasts relative to their host rocks, and in some cases they are known to localize viscous flow, brittle failure, as well as the development of dilatant sites related to enhanced permeability (Belkabir et al., 1993; Cox, 2000, 2020; Blenkinsop, 2020). Hence, the style, the composition and the geometry of gold ore zones depends on a variety of factors, including the nature of the host rocks, the composition and evolution of the ore fluid, P-T conditions, and on the local and regional stress field of a given deposit area (McCuaig & Kerrich, 1998; Goldfarb et al., 2005; Goldfarb and Groves, 2015).

In the Val d'Or mining camp, for instance, the distribution of the quartz-carbonate-tourmaline veins in the Goldex, Triangle and Sigma-Lamaque orogenic gold deposits is largely controlled by the imposed compressive stress field, and the presence of relatively competent diorite and granodiorite bodies that preferentially host the veins, relative to the surrounding schistose volcanic and volcaniclastic rocks (Robert & Brown, 1986; Poulsen, 2000; Sauvé et al., 1993; Dubé, 2018 Munger, 2019;). In other examples, dikes intruded into more competent rocks such as granitoids were activated as brittle-ductile shear zones and have played a key role in the development of fault-fill veins, and extension veins fringing the shear zones (Belkabir et al., 1993). Alternatively, in the Canadian Malartic deposit, oxidized monzodiorite and granodiorite dikes and stocks acted as both, a rheological and favorable chemical trap for gold, which occurs in large (up to ~ 100 m wide) disseminated-stockwork zones, and was concentrated as results of preferential fracturing and chemical reaction between the intrusions and the auriferous fluid (Helt et al., 2014; De Souza et al., 2019, 2020; Gaillard et al., 2020).

In this contribution we present a detailed lithological and structural characterization of the Odyssey zones, which are newly discovered gold zones (2014) located along the Larder Lake – Cadillac fault zone (LLCfz) in the Abitibi greenstone belt of the Superior Province, approximately 2 km to the east of the Canadian Malartic mine (Fig. 1.1; De Souza et al., 2020). The Odyssey zone represent a complex ore system hosted in a homogeneous porphyritic quartz monzodiorite intrusion that was emplaced along the contact between sedimentary rocks of the Pontiac Group to the south, and dominantly ultramafic rocks of the Piché Group to the north. The intrusion is in turn cut by a variety of dikes that show a spatial association with some of the main gold zones. It will be shown that mechanical planar anisotropies, represented by hydrothermally altered dikes, were instrumental in the activation of shear zones and the formation of large extension vein arrays, stockworks and breccias related to dilatant sites in the adjacent competent wall rock. New U-Pb zircon and titanite age data, crosscutting relationships and geochemical data for mineralized veins and hydrothermally altered rocks of the Odyssey zone, also highlight similarities with the nearby Canadian Malartic gold deposit, with implications for our understanding of gold mineralization along the LLCfz. The Odyssey zones do not outcrop at surface and have exclusively been sampled by drill core. Nevertheless, we show that the textural, dynamic and kinematic analysis of vein networks and breccias by using a limited data set collected from oriented and non-oriented drill core, may allow to relate the geometry of ore shoots and veins, to the local and regional stress field during gold mineralization.

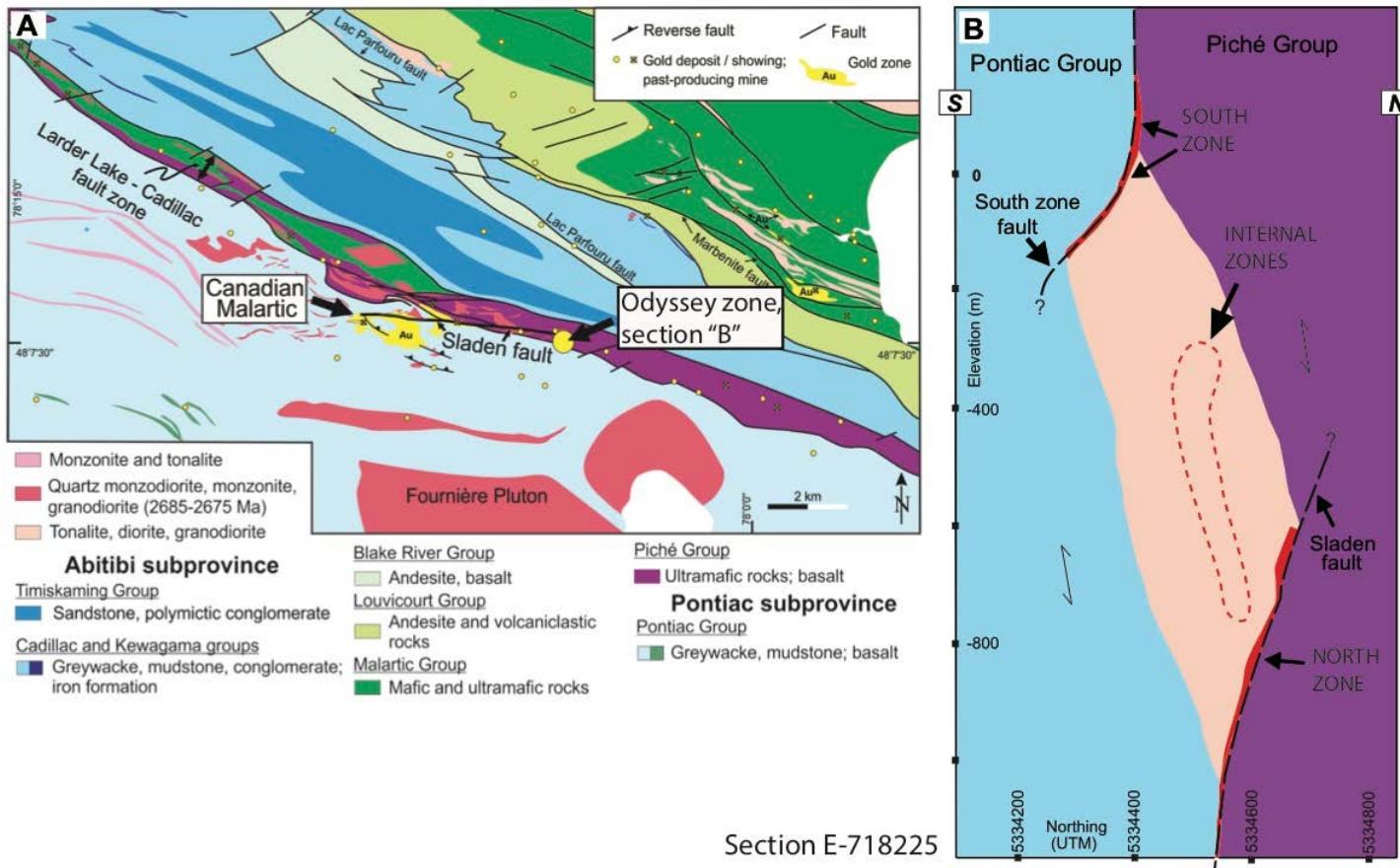


Figure 1.1 : A: Location of the Odyssey zone, map modified from De Souza et al. (2020). B: Schematic cross-section (to scale) of porphyry #12 and location of the different ore zones. The red stippled line outlines the ≥ 2 ppm Au envelope of the Internal zones.

1.2 Geologic setting

1.2.1 Geology of the Malartic area

The Odyssey zone is located along the Larder-Lake Cadillac fault zone (LLCfz), which is a major fault zone at the contact between the Pontiac and Abitibi subprovinces to the south and north, respectively (Fig. 1.1). The fault zone is marked by variably strained mafic and ultramafic rocks of the Piché Group that belong to the Abitibi subprovince and are interpreted as fault-bounded slivers (Poulsen, 2017; Bedeaux et al., 2018). In the Malartic area, supracrustal rocks of the Abitibi subprovince are represented, in younging stratigraphic order, by volcanic rocks of the Malartic (2714-2706 Ma; Pilote et al. 1999), Louvicourt (2704 -2698 Ma; Guay et al., 2018) and Blake River (2703-2697 Ma; McNicoll et al., 2014 ; Mercier Langevin et al., 2007b) groups, which are overlain by turbiditic sedimentary rocks of the Kewagama and Cadillac groups, with a maximum depositional age of ~2686 Ma (Davis 2002; De Souza et al., 2017; Frieman et al., 2017). Pilote et al. (2015) recently identified a $< 2677.7 \pm 0.9$ Ma polymictic conglomerate and sandstone unit that overlies the Cadillac Group and correlates with similar conglomeratic and turbiditic units of the Timiskaming Group located westward along the LLCfz in the Rouyn-Noranda Area (Fig. 1.1). These detrital sedimentary rocks are the youngest supracrustal rocks of the Abitibi subprovince and record fluvial-alluvial sedimentation between ≤ 2679 Ma and ≤ 2669 Ma, with local volcaniclastic rocks and volcanic flows (Ispolatov et al., 2008; Monecke et al., 2017; Dubé & Mercier-Langevin, 2020). This episode of sedimentation was initiated shortly after the beginning of alkaline to subalkaline magmatism between ~ 2680 and 2672 Ma (Ayer et al. 2005; Dubé & Mercier-Langevin, 2020). The Malartic district intrusions that host part of the main ore zones at the Canadian Malartic deposit and the Odyssey zone crystallized during this period of magmatism. U-Pb dating of zircons by De Souza et al. (2017) includes a 2678.4 ± 1.7 Ma porphyritic granodiorite, a 2677.8 ± 1.5 Ma quartz monzonodiorite and a felsic dike or sill dated at 2677 ± 0.9 Ma. The quartz

monzodiorite from the Sladen ore zone yielded an age of 2676 ± 10 Ma on magmatic titanite (De Souza et al., 2017a). South of the Larder Lake – Cadillac fault zone, the Pontiac subprovince is composed of metamorphosed graywacke, siltstone and mudstone, with local shale and conglomerate units that are cut by granitoids, including those of the Lac Fournière pluton, dated at 2682.4 ± 1 Ma (Davis, 2002).

1.2.2 Deformation and metamorphism

Numerous studies describe the structural history of the Pontiac Group and Abitibi subprovince (Sansfaçon et al., 1987; Camiré and Burg, 1993; Benn et al., 1994; Desrochers and Hubert, 1996; Bedeaux et al., 2017; De Souza et al., 2017, Perrouty et al., 2017). Perrouty et al. (2017) and De Souza et al., (2017) describe three main phases of deformation in the Pontiac Group of the Malartic area. D₁ is represented by isoclinal overturned folds and an S₁ schistosity that is only locally visible in F₂ fold hinges. D₂ is associated with closed to tight folds having NW-trending axial surfaces and plunging ~60° towards the east. The S₂ cleavage is axial planar to the F₂ folds, and contains an L₂ stretching lineation, which is also steeply plunging eastward. Mafic and ultramafic rocks of the Piché Group underwent a similar structural evolution, but they show prominent dextral transcurrent shearing and asymmetric Z-shaped folds that overprint earlier fabrics. During peak metamorphism at ~2660 – 2658 Ma, conditions reached upper greenschist facies in the Abitibi sub-province and upper greenschist to lower amphibolite in the northern Pontiac sub-province (Powell et al., 1995b; Piette-Lauzière et al., 2019). The metasedimentary rocks of the Pontiac Group show a metamorphic gradient increasing southward, from the biotite-chlorite zone along the LLCfz, to garnet and staurolite zones 2 and 3 km south of the fault zone, respectively (Piette-Lauzière et al., 2019). In the Malartic area, the LLCfz is steeply south dipping and WNW-trending with a minor 15° bend at the location of the open pit mine (De Souza et al., 2019).

1.2.3 The Canadian Malartic deposit

The Canadian Malartic gold deposit (25.91 Moz, including past production, resources and reserves, De Souza et al., 2020) straddles the contact between the Pontiac and Piché groups. The open pit mine is a low grade – bulk tonnage operation developed on the grounds of the past-producing East Malartic, Canadian Malartic and Sladen-Barnat mines. The deposit consists of several orebodies that mainly include quartz-carbonate veinlets forming stockworks and finely disseminated pyrite, as well as quartz-carbonate veins and breccias distributed along northwest- and east-trending zones (De Souza et al., 2017, 2019; Gaillard et al., 2020).

The northwest-trending zones are associated with steeply dipping faults, shear zones and vein arrays developed along the long limb, and hinge zone of F₂ folds. The main northwest-trending orebodies are the Gouldie, A, Gilbert and P zones, in which the main host rock corresponds to hydrothermally altered graywacke of the Pontiac Group, in addition to porphyritic quartz monzodiorite, and granodiorite, and various types of mafic, intermediate and felsic dikes.

The east-trending orebodies, namely the Sladen and East Malartic zones, are instead steeply to moderately south dipping and developed more-or-less continuously for approximately 4 km of strike length along the Sladen fault. This brittle-ductile fault zone shows overprinting brittle fault increments, and cuts across the quartz monzodiorite intrusions and intermediate dikes. It also displaces the faulted contact between the Piché and Pontiac groups with an apparent left-lateral offset of approximately 1000 m. In the Sladen zone, gold mineralization and the Sladen fault are located along or close to the contact between a quartz monzodiorite intrusion and the sedimentary rocks of the Pontiac Group, and in the intrusion in the footwall of the fault. Faults and mineralized extensional and fault-fill veins are locally controlled by the presences of sedimentary rock enclaves and mafic dikes that have intruded the quartz monzodiorite prior to regional deformation (Derry, 1939; De Souza et al., 2017). The

East Malartic zone runs along, and in the footwall of the Sladen fault, between the Pontiac Group in the hanging wall and the Piché Group in the footwall. It is mainly hosted by granitoid rocks and diorite that cut the ultramafic rocks of the Piché Group in the footwall. The East Malartic area includes mineralized zones partly developed in porphyritic intrusions and along or near the Sladen fault (Fallara et al. 2000, De Souza et al., 2017, 2019, 2020). Mineralized zones of the Canadian Malartic deposit are generally zoned outward from a feldspar-pyrite-gold assemblage, to low-grade calcite-hematite- and biotite-calcite-dominated assemblages in the quartz monzodiorite and the sedimentary rocks of the Pontiac Group, respectively.

Molybdenite related to gold mineralization of the A zone yielded an age of 2664 ± 11 Ma (De Souza et al., 2017). This age, as well as the orientation and field relationships between the mineralized veins and breccias indicate that gold mineralization was related to D₂ deformation and coeval with regional metamorphism (De Souza et al., 2017, 2020), between 2670-2650 Ma in both the Pontiac Group and the Abitibi subprovince (Powell et al., 1995, Piette-Lauzière et al., 2019).

1.3 Analytical methods

1.3.1 Core Logging and geological modelling

Mineralized zones and host rocks of the Odyssey zone are not exposed at surface. Hence, the geology of the Internal, South and North zones was investigated using twenty drill holes, twelve of which were oriented. Planar tectonic fabrics, lithological contacts and veins of interest were measured and described. Lithological and structural features, vein mineralogy and textures, and the mineralogical composition of the hydrothermal alteration envelopes were systematically recorded. 3-D modelling of lithological contacts and main structures was necessary to extrapolate and interpret

geological features identified in drill core. These data were also combined with the drill core database of Mine Canadian Malartic for the Odyssey zone (more than 200 drill cores), and with the preliminary modelling of the porphyry #12 intrusion and crosscutting dikes. The modelling was carried out using Leapfrog Geo, and the resulting model was used to create maps and cross sections presented in this contribution.

1.3.2 Geochemistry and petrography

Mineralized zones and host rocks of the Odyssey zone are not exposed at surface. Hence, the geology of the Internal, South and North zones was investigated using twenty drill holes A total of 65 samples of NQ size (47.6 mm of diameter) drill core halves between 20 and 50 cm long were used for geochemical and petrographic characterization. The samples include the fresh, mineralized and hydrothermally rocks of the porphyry #12 intrusion, as well as crosscutting dikes and auriferous veins. Samples processed for geochemical analysis were crushed to 2 mm and then pulverized to 105 µm. Major oxides, Sc, Be, V, Sr, Zr and Ba were analyzed by lithium metaborate/tetraborate fusion coupled with inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Rare earth elements, Cr, Co, Ga, Ge, As, Rb, Y, Nb, Mo, In, Sn, Sb, Hf, Ta, W, Tl, Bi, Th and U were analyzed by fusion coupled with mass spectrometry (FUS-MS) using a Perkin Elmer Sciex 9000 ELAN ICP/MS. Ni, Cu, Zn, Cd, S, Ag, Pb and Te were analyzed by total digestion (TD) in four acids coupled with ICP analysis. CO₂ was measured using the infra-red (IR) absorption method. Au and Se were quantified by instrumental neutron activation analysis (INAA). Samples with gold values above the quantification limit of 30 000 ppb were reanalyzed by fire assay. Petrographic descriptions were completed by using an optical microscope, a TM 3000 tabletop scanning electron microscope (SEM) and cobaltinitrite staining of cut rock samples.

1.3.3 Geochronology

A sample (D161748) from an aplitic felsic dike was collected and processed for U-Pb dating of zircon. Hydrothermal titanite from a gold-bearing vein was also sampled for U-Pb geochronology (D161675). The zircons were separated, and then mounted in epoxy, polished and analyzed by laser ablation (LA) ICP-MS at the Mineral Exploration Research Centre isotope Geochemistry Lab (MERC-IGL) of Laurentian University. Laser ablation was performed with a Photon Machines Analyte G2 ArF excimer laser with a 193 nm wavelength. Spot size was 35, 40 or 50 μm depending on grain/domain size for an estimated ablation depth $\leq 5 \mu\text{m}$. U-Pb measurements were conducted using a Thermo Scientific Neptune Plus multicollector (MC) ICP-MS, equipped with Jet interface and nine Faraday cups. Trace element data were processed using the Internal Standard DRS and normalized to the synthetic glass NIST610 RM. Titanite grains from sample D161675 were handpicked from crushed rock. Individual grains were dated using conventional thermal ionization mass spectrometry (TIMS) at the Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research in Vancouver. Purification of Pb and U employed ion exchange column techniques modified slightly from those described by Parrish (1987). Isotopic ratios were measured using a modified single collector VG-54R thermal ionization mass spectrometer equipped with an analogue Daly photomultiplier. Measurements were done in peak-switching mode on the Daly detector.

1.4 Geology of the Odyssey zone

Mineralized zones of the Odyssey zone are developed along the margins, and within the porphyry #12 intrusion (Fig. 1.1). The intrusion lies at the contact between the sedimentary rocks of the Pontiac Group, and sheared volcanic ultramafic rocks of the

Piché Group, which were deformed and metamorphosed to serpentine-chlorite-talc-carbonate schist. The intrusion is diamond shaped due to contacts dipping to the north and south (Fig. 1.1-B). The south dipping contacts correspond to the south zone fault, and to the Sladen fault (Fig. 1.1-B). The north dipping contacts are marked by ductile high strain zones along which strain was mainly partitioned into the ultramafic and sedimentary rocks to the north and south, respectively. The south zone fault marks the sheared contact between the Pontiac Group in the hanging wall and the porphyry #12 intrusion in the footwall, whereas the Sladen fault marks the contact between the intrusion, and the Piché Group in its footwall. The Sladen fault can be followed westward almost continuously into to the East Malartic and Sladen zones. In the Odyssey zones area, the Piché Group shows a subvertical to W- to WNW-striking foliation with a steep dip ($> 75^\circ$). The S_2 foliation in the Pontiac Group dips steeply to the north and is subparallel to the contact with the Piché Group (Fig. 1.1). The porphyry #12 intrusion is cut by a variety of mafic to felsic dikes, some of which showing a close spatial association with the mineralized zones.

1.4.1 The porphyry #12 intrusion

The porphyry #12 intrusion is composed of relatively homogeneous porphyritic quartz monzodiorite with minor actinolite and biotite, as well as accessory magnetite, titanite, epidote, and traces of hematite and calcite (Fig 1.2-A, 1.2-B). The phaneritic groundmass is equigranular (~2 mm) and composed of interlocking plagioclase and K-feldspar, whereas the porphyritic K-feldspar phenocrysts reach up to 1 cm. The rock is usually massive and locally shows a weak foliation.

1.4.2 The mafic to felsic dikes

Mafic, intermediate and felsic dikes that cut the quartz monzodiorite have been separated into several types based on their mineralogy, texture and geochemical composition. Each of these types was variably affected by gold mineralization, with concentrations in excess of 0.1 ppm Au. The dikes also show varying degrees of hydrothermal alteration, in part represented by calcite, pyrite, hematite, chlorite and biotite, auriferous quartz-carbonate veins, veinlets and breccias.

The mafic dikes show a thickness that varies between ~ 30 cm, and 5 to 10 m. The dikes developed a foliation marked by phyllosilicates. They are mainly composed of a secondary mineral assemblage represented by chlorite, plagioclase, epidote, actinolite and biotite, with local magnetite and variable quantities of quartz, calcite and pyrite (Fig. 1.2-C, 1.2-D). The intermediate dikes can reach more than 200 m of vertical extent and vary from less than 1 m to 10 m thick. They are dark colored and show lesser amounts of quartz (< 6 mode percent) than the quartz monzodiorite. Their normative composition varies from monzodiorite to quartz monzodiorite, with ~ 5% quartz. These intermediate dikes are composed of plagioclase, actinolite, chlorite, epidote, microcline and quartz, with accessory magnetite, titanite and hematite (Fig. 1.2-E, 1.2-F). The felsic dikes are distinguished by their light color. Their thickness varies from 2 to 10 meters and certain dikes reach several hundred meters of lateral and vertical continuity. The dikes typically display sharp contacts with the host rock and are devoid of foliation. They are fine- to medium-grained (< 0.5 to ~ 1-3 mm) and the textures vary. Some are equigranular, others contain quartz and/or feldspar phenocrysts (Fig. 1.2-G, 1.2-H) and one dike is aplitic.

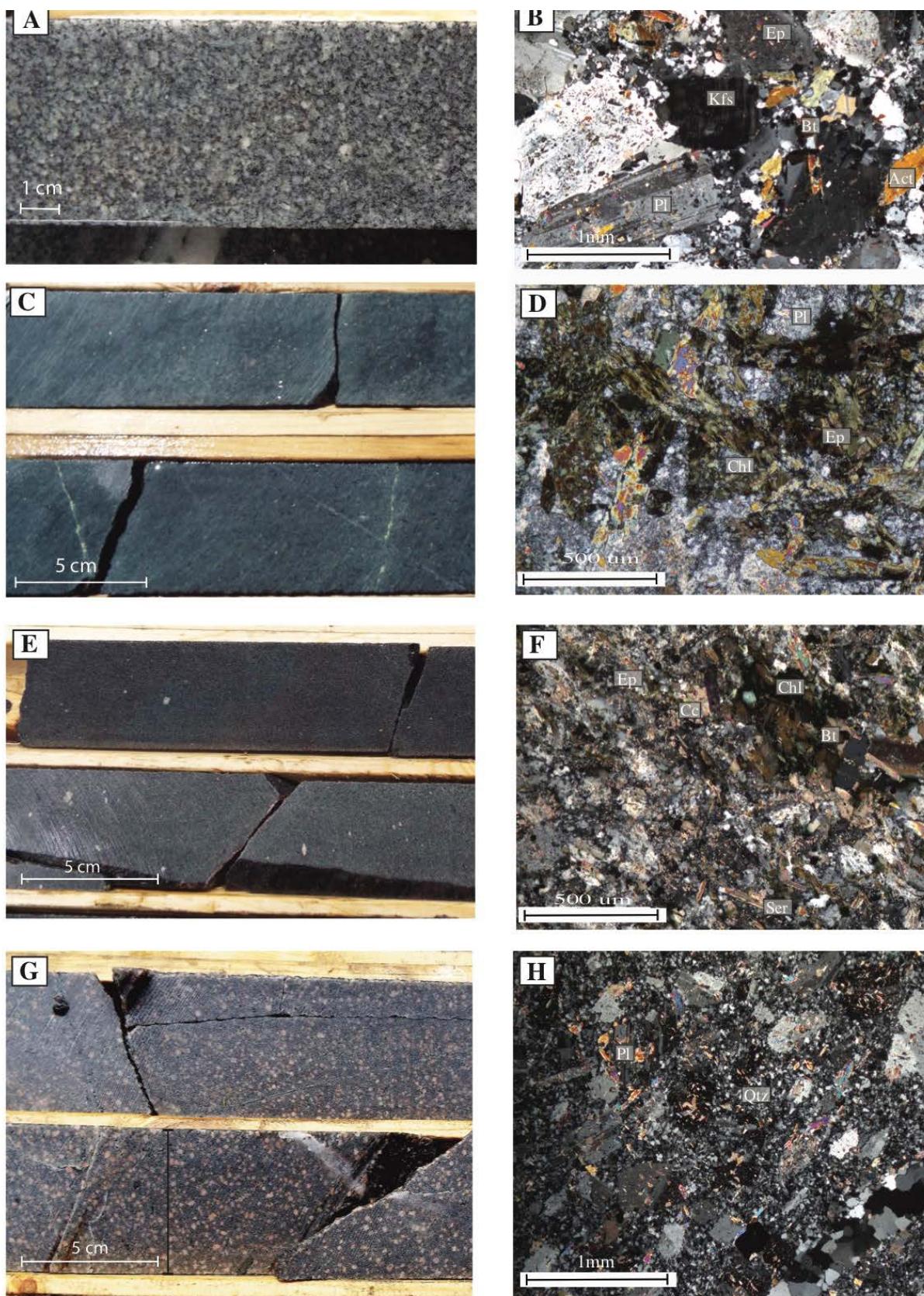


Figure 1.2: Lithologies of the Odyssey zone: (A-B) fresh quartz monzodiorite; (C-D) mafic dikes; (E-F) intermediate dikes; (G-H) porphyritic felsic dike. A, C, E and G are core photographs, whereas B, D, F and H are photomicrographs in polarized and analyzed light. Act: actinolite; Bt: biotite; Cc: calcite; Chl: chlorite; Ep: epidote; Kfs: K-feldspar Pl: plagioclase; Qtz: quartz; Ser: sericite

1.4.3 Geochemistry of the intrusive rocks

The least altered quartz monzodiorite ($\text{Au} < 2 \text{ ppb}$, $\text{CO}_2 < 0.35 \text{ wt.\%}$, $\text{S} < 0.27 \text{ wt.\%}$ and $\text{LOI} < 1.65 \text{ wt.\%}$) of the porphyry #12 intrusion has total alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) and silica contents consistent with a subalkaline trend, ranging from 8.56 to 9.21 wt.%, and 64.7 to 66.1 wt.%, respectively. The Al_2O_3 content is comprised between 15.5 and 16%. The TiO_2 , FeO(t) and MgO concentrations are relatively homogenous at 0.5 to 0.55 wt.%, 3.1 to 3.7 wt.% and 1.3 to 1.8 wt.%. It also has a Mg# of 560-600 and elevated Cr (30-40 ppm) and Ni (12-16 ppm) for relatively high Ba (1600-1900 ppm), Sr (790-1390 ppm) SiO_2 values. Nevertheless, most intrusive rock samples were classified based on less mobile trace elements in order to avoid a potential bias due to mass change of silica or alkaline elements caused hydrothermal alteration. Intermediate and felsic dikes, as well as the porphyry #12 quartz monzodiorite are calc-alkaline, with relatively low Y (< 15 ppm) and elevated Zr (> 75 ppm) contents, with a Zr/Y ratio in excess of 7.3. The mafic dikes have very low Zr (< 50 ppm) for Y varying from 6 to 21 ppm and are of tholeiitic affinity (Fig. 1.3). Mafic dikes have SiO_2 below 50 wt.% and similar FeO(t) content of ~ 10 wt.%. The Al_2O_3 , MgO and TiO_2 contents are very different between the two mafic dike samples. One has 6 wt.% Al_2O_3 , 18 wt.% MgO and 0.35 wt.% TiO_2 , as well as elevated Cr and Ni values of 1590 ppm and 979 ppm respectively. The other dike has 17.5 wt.% Al_2O_3 , 10 wt.% MgO , 0.62 wt.% TiO_2 and low Cr (< 20 ppm) and Ni (81 ppm) values. Despite their differences, mafic dikes clearly have less silica and more $\text{FeO} + \text{MgO}$ (> 20 wt.%) than the host quartz monzodiorite.

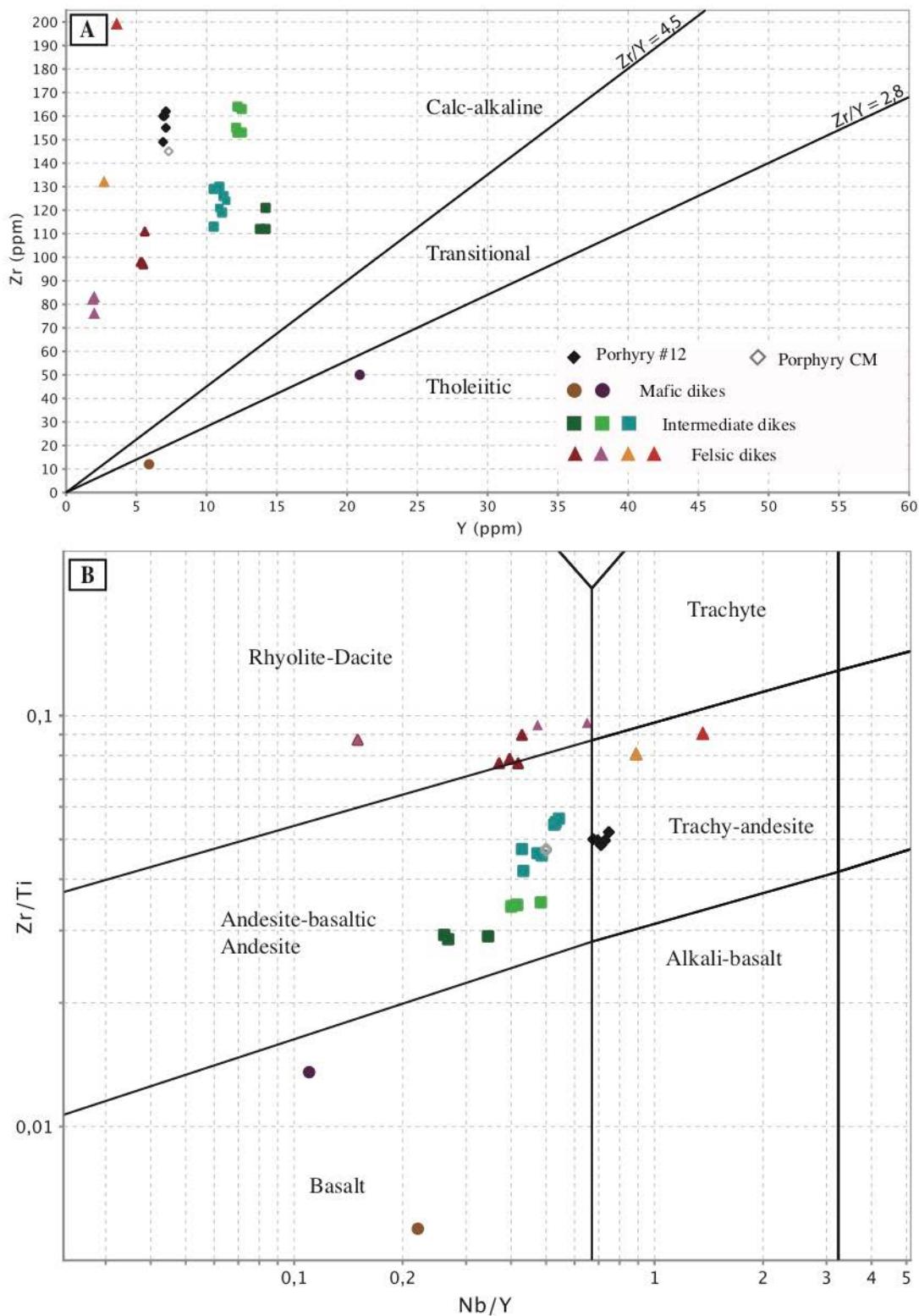


Figure 1.3: (A) Zr-Y binary diagram for rock alkalinity of the porphyry #12 quartz monzodiorite, and of mafic, intermediate and felsic dikes. Fields are from Ross and Bédard (2009), after Barret and McLean (1999). (B) Classification of the porphyry #12 quartz monzodiorite, and of mafic, intermediate and felsic dikes according to the Zr/Ti vs Nb/Y diagram of Pearce (1996). The median composition of the Sladen zone intrusion of the main Canadian Malartic deposit is given for comparison (De Souza et al. 2017). The colors for the mafic, intermediate and felsic dike samples are for different dikes recognized during the geological modelling.

The porphyry #12 quartz monzodiorite has elevated Nb/Y comparable to trachyandesite, and it is slightly more alkaline than the quartz monzodiorite of the Sladen zone intrusion at the Canadian Malartic mine (Fig.1.3-B). Intermediate dikes fall within the andesitic compositional field of Pearce (1996), whereas felsic dikes have higher Zr/Ti ratios and mostly fall within the rhyolite-dacite field, although some samples have elevated Nb/Y and plot as trachyandesite (Fig.1.4-B). Hence, mafic and intermediate dikes are less alkaline and have a similar or a lower Zr/Ti ratio to the quartz monzodiorite. Intermediate dikes are characterized by a SiO₂ content between 55 and 61 wt.% and total alkalis between 6.8 and 9.4 wt.%. They also have FeO + MgO contents varying between 7 and 13.4% wt.%, which is higher than the quartz monzodiorite of the porphyry #12 intrusion and consistent with their higher content of ferromagnesian accessory minerals. TiO₂ contents are highly variable between the intermediate dikes and range from 0.38 to 0.79%. Felsic dikes have elevated SiO₂ concentrations between 68 and 72 wt.% for a total alkalis content of 7.9 to 9.7 wt.%. Their TiO₂ values range between 0.14 and 0.37 wt.% and they have very low FeO + MgO concentrations between 1 and 2.9 wt.%.

The porphyry #12 quartz monzodiorite and the Sladen zone porphyritic intrusion of the Canadian Malartic mine both have identical primitive mantle-normalized trace element profiles, thus indicating they share a similar source and have undergone a similar

petrogenetic evolution (Fig. 1.4) They show a strong negative Nb-Ta and Ti anomalies, and a slight negative Zr-Hf anomaly. They have fractionated REE ($\text{La/Yb} = 110$ to 144), and HREE concentrations similar to primitive mantle values.

Mafic dikes show relatively flat trace element patterns ($\text{La/Yb} = 1.9$ & 2.6) (Fig. 1.4) that are coherent with their relatively low Zr/Y ratio and a tholeiitic affinity (Fig. 1.3). These patterns are similar to those of the ultramafic to mafic volcanic rocks of the Piché Group and Pontiac subprovince. The origin of these ultramafic to mafic units is unclear and they could constitute large xenoliths of the Piché Group within porphyry #12. However, for the purpose of this contribution, these rocks are referred to as dikes throughout the manuscript.

The intermediate dikes have trace element profiles that are overall less fractionated than those of the quartz monzodiorite ($\text{La/Yb} = 20$ to 78), with pronounced negative Ta, Nb and Ti anomalies. However, three main geochemical signatures are clearly distinguished and correspond to three main dikes that were characterized during core logging and geological modelling. These three signatures can be identified by their average respective La/Sm (4.69; 6.53; 5.81) and Zr/Ti (0.028; 0.049; 0.034) ratios, and Lu_n (2.5; 2.4; 1.3). These distinctive signatures are significant because they strengthen the interpretation of dike correlation between drill cores.

The quartz-phyric and the equigranular felsic dikes show different trace element patterns, and as for the intermediate dikes, the different dikes that were recognized during the drill core logging do show distinctive geochemical signatures from one to the other (Fig. 1.4- B). Overall, the porphyritic dikes show a pattern very similar to the one of the porphyry #12 intrusion, but with lower abundances for most trace elements, except Lu, and a less pronounced negative Zr-Hf anomaly. The equigranular dikes are also easily distinguished from the porphyry #12 quartz monzodiorite, having

significantly lower heavy REE ($\text{Yb}_{\text{n}} = 0.2 - 0.3$), Y and Ti concentrations, and a less pronounced negative Zr-Hf anomaly.

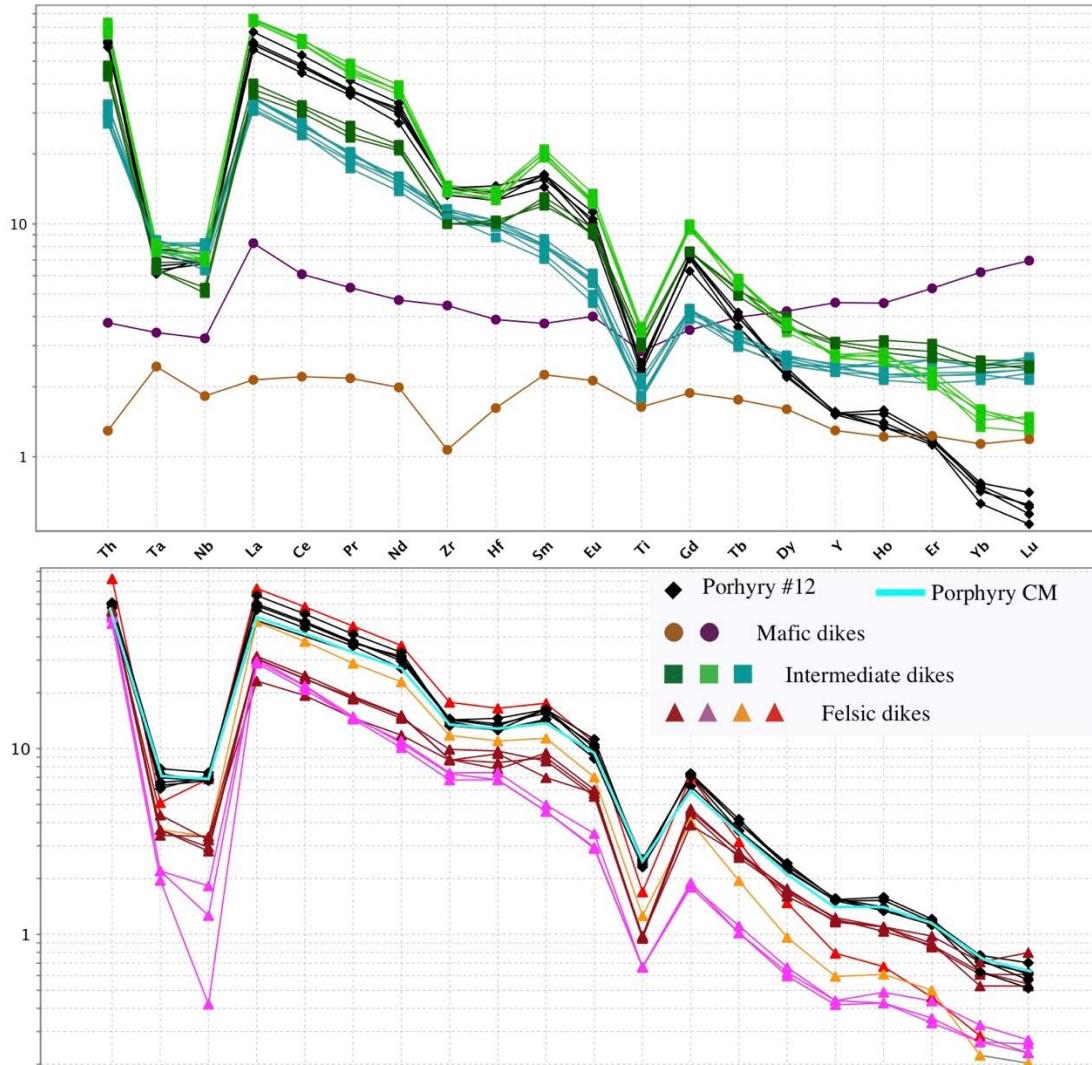


Figure 1.4 : Primitive mantle-normalized parallel plot showing REE and HFSE elements normalized to primitive mantle (Sun & McDonough 1989) for the porphyry #12 intrusion, and (A) mafic and intermediate dikes of the Odyssey zone, and (B), the quartz monzodiorite of the Sladen zone intrusion (De Souza et al., 2019) and felsic

dikes of the Odyssey zone. The colors for the mafic, intermediate and felsic dike samples are for different dikes recognized during the geological modelling.

1.5 Veins

The three main mineralized zones of Odyssey, namely the North, South and Internal zones share similar vein types and geochemical footprint in the porphyry #12 intrusion. Gold mineralization is associated with low concentrations of disseminated pyrite in veins and in the hydrothermally altered quartz monzodiorite (≤ 1 to 3 vol.%), but pyrite locally reaches up to 5 vol.% of veins. The following sections describe the three main types of gold-bearing veins found within the North, South and Internal zones. The veins bear resemblances with the auriferous vein types identified by De Souza et al. (2017, 2019, 2020) in the Canadian Malartic mine. Gold bearing veins, regardless of the types presented in the following sections, all show highly variable gold grades that range between <1 ppm to 190 ppm.

1.5.1 Vein types

The veins and breccias of Odyssey were classified according to mineralogical composition, texture and crosscutting relationships into three main types (V_1 to V_3). V_1 veins correspond to east-trending and moderately to shallowly south dipping barren veins that are present throughout the porphyry #12 intrusion. They are composed of white massive quartz and show light red hematite-bearing selvages up to 50 cm thick in the host quartz monzodiorite. The veins range from a few cm to 2 m thick and do not contain significant sulfide or gold mineralization (≤ 200 ppb Au). Crosscutting

relationships indicate that these veins predate the V₂ and V₃ veins. Barren to poorly mineralized veins with calcite-hematite selvages and a steep dip toward the southeast are also present in the Sladen zone of the main Canadian Malartic open pit mine (De Souza et al., 2019). They have been interpreted to be associated with early increments of gold-related hydrothermal alteration. However, in the Odyssey zone, such veins are not associated with significant gold intervals in the analyzed drill cores.

The V₂ veins are composed of massive white quartz with traces of pyrite and gold. They show strongly sericitized and carbonatized wall rock fragments and alteration envelopes with a penetrative foliation subparallel to vein contacts (Fig 1.5A). Only few of these veins have been documented in the Jupiter corridor, where they form discontinuous mineralized zones up to 5 m of apparent downhole thickness. The veins are locally cut by shear fractures and V₃ veins.

The gold mineralization in the Internal zones, as well as the North and South zones is mainly associated with the V₃ veins and related disseminated sulfides in auriferous alteration envelopes. The V₃ veins are composed of light grey to white glassy quartz ± calcite ± pyrite, with traces of gold, hessite (Ag_2Te), and local sphalerite. Molybdenite and galena are locally present. Calcite is also present and usually fine-grained (< 1mm). The V₃ veins include extensional veins 2 to 100 cm thick with glassy quartz and sharp contacts (Fig 1.5B). They are also represented by breccia with variably altered host rock fragments. Both the veins and breccias cut the earlier V₁ and V₂ veins. Using the classification of Jébrak (1997), the breccias include pseudobreccias and jigsaw breccias. The jigsaw breccias show sharp contacts with the host rock and contain angular fragments of altered quartz monzodiorite with well-defined margins (Fig. 1.5C). The pseudobreccias usually display silicified and corroded surrounded wall rock fragments with diffuse and irregular margins. Contacts with the altered wall rock are gradual and marked by an increase in the proportion of fragments (Fig. 1.5D); they also locally show a laminated structure. The thickness of the V₃ veins and breccia

bodies varies significantly throughout the Odyssey mineralized zones, from few cm to >10 m. They can also form stockwork where one or various of the aforementioned facies can be present. The V₃ veins and breccias are similar in terms of mineralogy and texture, to the V_{3-A} and V_{3-B} veins identified by De Souza et al. (2019) in the Canadian Malartic open pit mine. Mineralized veins composed of quartz ± calcite ± biotite ± K-feldspar ± gold ± pyrite ± galena (Fig. 1.5E) have been locally documented. These veins show bleached selvages and sericitization in the wall rock. Similar veins have been documented in the Canadian Malartic mine (Derry, 1939; De Souza et al., 2019). However, crosscutting relationships with other vein types have not been observed within the Odyssey zone. Mineralization in the V₃ veins is characterized by visible euhedral pyrite grains that usually range from sub-millimetric to millimetric and local sphalerite. Gold and hessite are present as free grains between silicates and carbonates (Fig. 1.5F), and as inclusions and fracture fillings in pyrite (Fig. 1.5G).

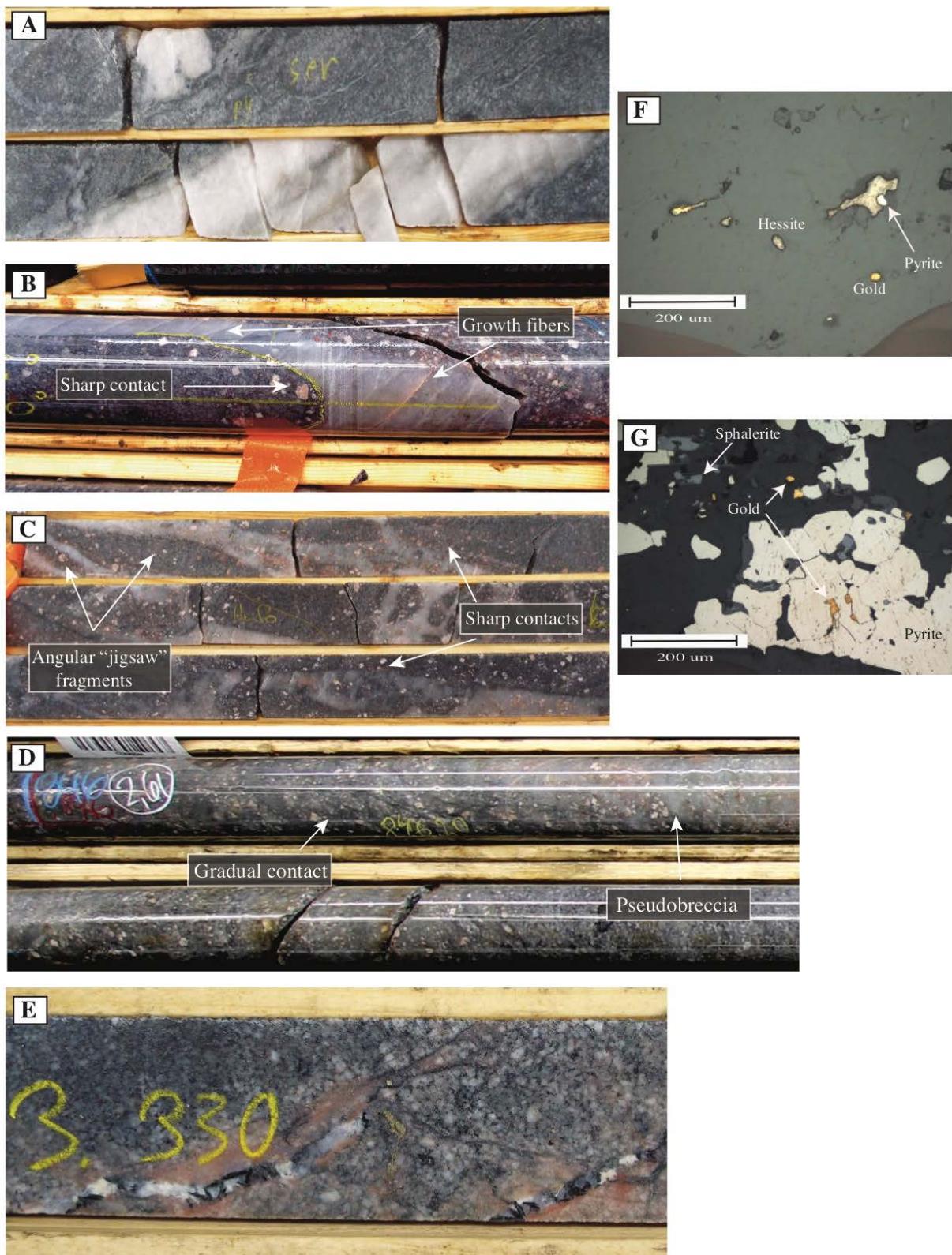


Figure 1.5: Auriferous veins of the Odyssey zones. (A) V₂ vein and its distinctive sericite alteration. (B) V₃ extensional vein. (C) Jigsaw breccia displaying the V₃ assemblage. (D) Pseudobreccia showing laminated, gradual contacts. (E) V₃ vein containing biotite and calcite. Reflected light photomicrographs of V₃ veins containing (F) gold, pyrite and hessite, and (G) gold, associated with pyrite and sphalerite .

1.5.2 Vein chemistry

Geochemical analyzes were performed on samples from the V₃ veins and breccias. These samples yield gold values that reach up to 180 ppm Au, 4 ppm Te and 87 ppm Ag. The analyses also reveal a good positive correlation between Au and Ag, and a less well-defined correlation between gold and tellurium contents (Fig. 1.7). This is coherent with the presence of hessite (Ag₂Te) in the veins with the highest gold grades. The Au:Ag ratio varies between 1.3 and 10.8 and has an average of 7ppm. As values are below 1 ppm and do not appear to correlate with gold. Mo does not correlate either with Au content and reaches values of 7 ppm. Mineralized samples with Au values above 1 ppm show slightly anomalous values in Bi (0.25 – 9.11 ppm), Cu (2 – 89 ppm), Pb (20 – 1260 ppm) and Zn (5-540 ppm), that correlates positively with gold.

The V₂ quartz – sericite ± pyrite ± gold veins show a simple geochemical signature, due to the low proportion of V₂ veins, only three samples were analyzed. They have relatively low gold and silver values that reach 2 ppm and 3 ppm, respectively. The Au : Ag ratio ranges from 0.3 to 2. As content is below 1 ppm for two samples and reaches 5.2 ppm in the other, but it does not correlate with Au. The Bi (0.11 – 1.25 ppm), Cu (2 – 10 ppm), Pb (21 - 33 ppm) and Zn (42 - 163 ppm) values are low and do not correlate with gold.

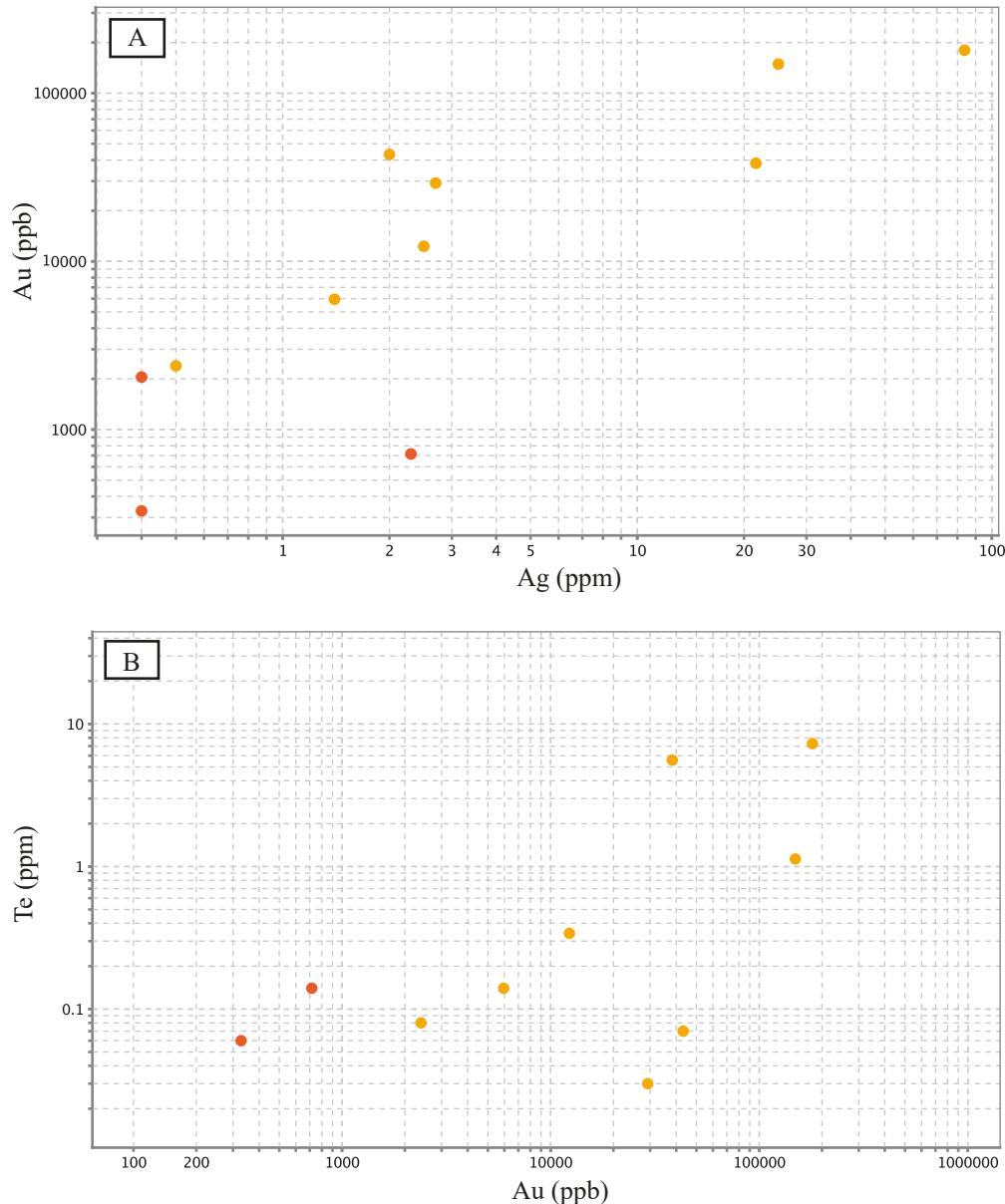


Figure 1.6: (A) Au:Ag diagram and (B) Te:Au diagram showing the broad positive correlations between the elements. Orange dots: V_2 , yellow dots : V_3 .

1.6 Structural geology

The North and South zones of Odyssey are panel-shaped and located along the Sladen and the South zone faults, respectively. The Internal zones are instead geometrically complex, and spatially associated with dikes, vein arrays, shear zones and faults that cut the quartz monzodiorite of the porphyry #12 intrusion. The following sections present the main structural features, crosscutting relationships and vein distribution throughout the North, South and Internal zones in a representative section of the porphyry #12 intrusion.

1.6.1 South zone

The South zone fault dips moderately to steeply towards the south ($50\text{--}75^\circ$) and is located along the contact between the porphyry #12 quartz monzodiorite intrusion in the footwall, and the Pontiac Group sedimentary rocks in the hanging wall (Fig. 1.7). The mineralized South zone comprises the shear zone along the fault, V₂ and V₃ veins and breccias, and hydrothermally altered rocks in the hanging wall and footwall, for a total width varying between 7 and 10 meters. However, the gold is mainly found within the highly strained and hydrothermally altered quartz monzodiorite in the footwall (Fig. 1.8). In the shear zone associated with the South zone fault, the primary texture of the rock is partly to completely obliterated by dynamic recrystallization and development of secondary minerals due to hydrothermal alteration. Gouge can be recognized on a thickness of 20 to 50 cm at the contact between the quartz monzodiorite and the sedimentary rocks, indicating late faulting along the south zone fault. Deformation was strongly partitioned into the phyllosilicate-rich zones, in a 2 to 5 m thick shear zone, with a strain gradient increasing from undeformed quartz monzodiorite to a mylonite corridor (20 to 100 cm thick) along the contact between the intrusion and the

sedimentary rocks. The mylonitic foliation is marked by sericite, quartz and relict feldspar porphyroclasts from the altered wall rock. This strain gradient is also documented in the graywacke of the Pontiac Group, in which sericite and quartz both mark the shear fabric associated with the South zone fault (Fig. 1.7B). Away from the mylonitic corridor, the intrusion is variably sericitized and chloritized with an increasing proportion of relict quartz-feldspar domains affected by cataclastic deformation and shear fractures, with the local development of a phyllosilicate-rich matrix invading the quartz monzodiorite. A pseudobreccia facies of the V₃ type is typically developed in the intrusion, where it forms discontinuous core intervals up to 5m thick. Veins are usually deformed and decrease in proportion away from the fault. True displacement along this fault is not known, but a few slickenlines were measured and plunge toward the SE with a moderate rake of 20-35°, thus suggesting an oblique-slip component along the fault.

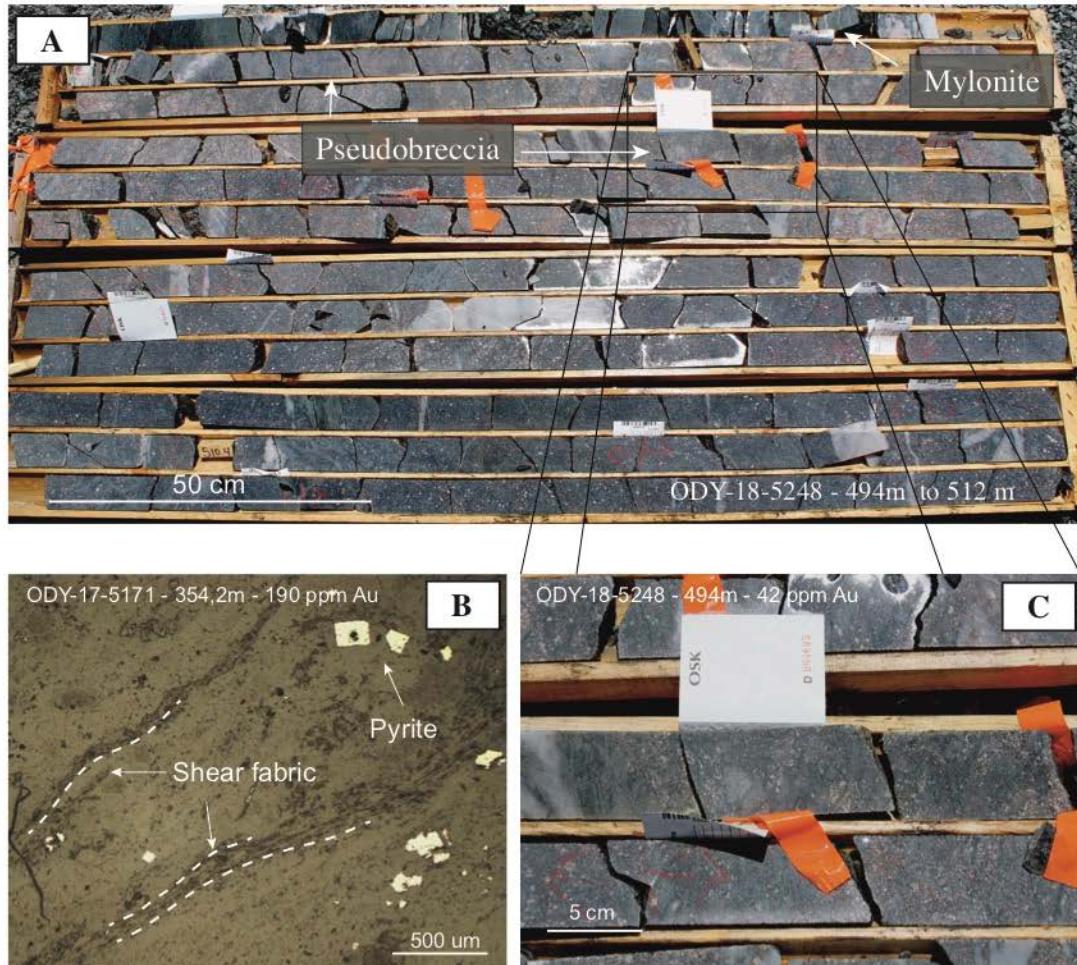


Figure 1.7: (A) South zone fault at the contact between the Pontiac Group and porphyry #12, the quartz monzodiorite is brecciated and hydrothermally altered. (B) Photomicrograph showing shear fabric in the S.Z.F and associated mineralization. (C) Brecciated and altered quartz monzodiorite characteristic of the south zone.

1.6.2 North zone

The North zone lies at the northern edge of porphyry #12 intrusion, along the Sladen fault. This mineralized zone shows a thickness of 5-10 m with a steep dip to the south (70-80°). In the East Malartic mine, Cormie (1948) described both reverse and left-lateral sense of shear along the Sladen fault. However, limited well-preserved oriented drill core intervals along the fault in the North zone did not allow for reliable lineation measurements and kinematic analysis. The fault is developed at the contact between the porphyry #12 intrusion and the Piché Group. As for the south zone, the auriferous zone is panel-shaped and includes the shear zone along the fault, quartz vein arrays, and the hydrothermally altered rocks. However, unlike the South zone, the gold is contained in the quartz monzodiorite, with only negligible erratic gold values in the talc-chlorite-serpentine-carbonate schist developed in the ultramafic rocks. The quartz monzodiorite in the fault zone displays brittle deformation, including fractured minerals, shear fractures and brecciation (Fig 1.8). A 20-50 cm thick mylonite zone is recognized at the contact with the Piché Group. The breccias and veins belong to the V₃ type. The gold mineralized alteration envelope composed of calcite – pyrite sericite ± chlorite ± hematite associated with this structure can be mapped 5-10 meters into the porphyry.



Figure 1.8: (A) Drill core showing the hydrothermally altered quartz monzodiorite in the hanging wall of the Sladen fault, and sheared talc-chlorite-carbonate rocks in the footwall (North zone). The quartz monzodiorite developed a pseudobreccia with a matrix of greyish quartz and shows millimetric mylonitic bands within 1 m of the Sladen

fault.(B) Enlargement of (A) showing the deformed and recrystallized quartz monzodiorite with mylonitic bands. The white box outlines a sample that graded 2.7 ppm Au.

1.6.3 Vein distribution

In the North and South zones, the vast majority of veins are developed in the quartz monzodiorite. In the north zone, veins are mostly parallel to the Sladen fault, and a pseudobreccia facies is developed in contact with the mylonitized zone (Fig 1.7; Fig 1.8). In the hanging wall of the Sladen fault, the V₃ veins are E-trending and moderately south dipping (40°) and display sharp contacts with the host rock.

In the South zone, veins are also mostly parallel to the South zone fault. The pseudobreccia facies that characterizes the mineralized zone is quite extensive and shows a thickness of 3 to 5 meters. Outside of this brecciated zone, in the footwall of the fault, some of the V₃ veins are -SSE- to ESE-trending, with a moderate to steep dip toward the west. These veins are usually less than 50 cm thick, but they form sheeted vein arrays up to 3 m thick. These veins show a thin foliated zone at their contacts with the host rock and an oblique growth of the quartz fibers, that suggest these may represent extensional shear veins.

1.6.4 Internal zones

The geology and structure of the internal zones are illustrated on four level maps for altitudes of -410 m, -470 m, -550 m and - 600 m relative to sea level (Figs 1.10, 1.11 & 1.12), and which were built from drill core logging and geological modelling. These maps correspond to depths varying between 700 and 900 m below surface, and to a vertical extent of approximately 200 m. They show the quartz monzodiorite of the

porphyry #12 intrusion, which hosts the bulk of the mineralized zones, as well as five dikes that cut the intrusion, including one felsic dike in the deepest levels (levels -550 m and -600 m). In this part of the deposit, the Sladen fault cuts into the Piché Group above the – 500 m level and is thus not shown in the uppermost level map (-410 m, Fig 1.9). One mafic dike has been recognized in the northeast part of the internal zones between level -410m and -470m, the dike has been correlated between drill holes and shows a NW trend with a dip of 67°. This dike displays a slight foliation marked by phyllosilicates. Three intermediate dikes are also documented on the maps; two of them are W-trending and dip steeply towards the north (~ 60°). One is present on all levels, whereas the other only appears on the -500 m level. The third intermediate dike occupies the north-central part of the maps, it shows a NE trend with a dip of 60-75° toward the SE. Overall, the quartz monzodiorite did not develop a penetrative schistosity throughout the porphyry #12 intrusion and deformation is instead heterogeneously distributed and partitioned into brittle-ductile shear zones, in part controlled by the distribution of crosscutting dikes. Veins and vein arrays drawn on the level plans are the ones supported by structural measurements on drill core and/or correlation between drill holes.

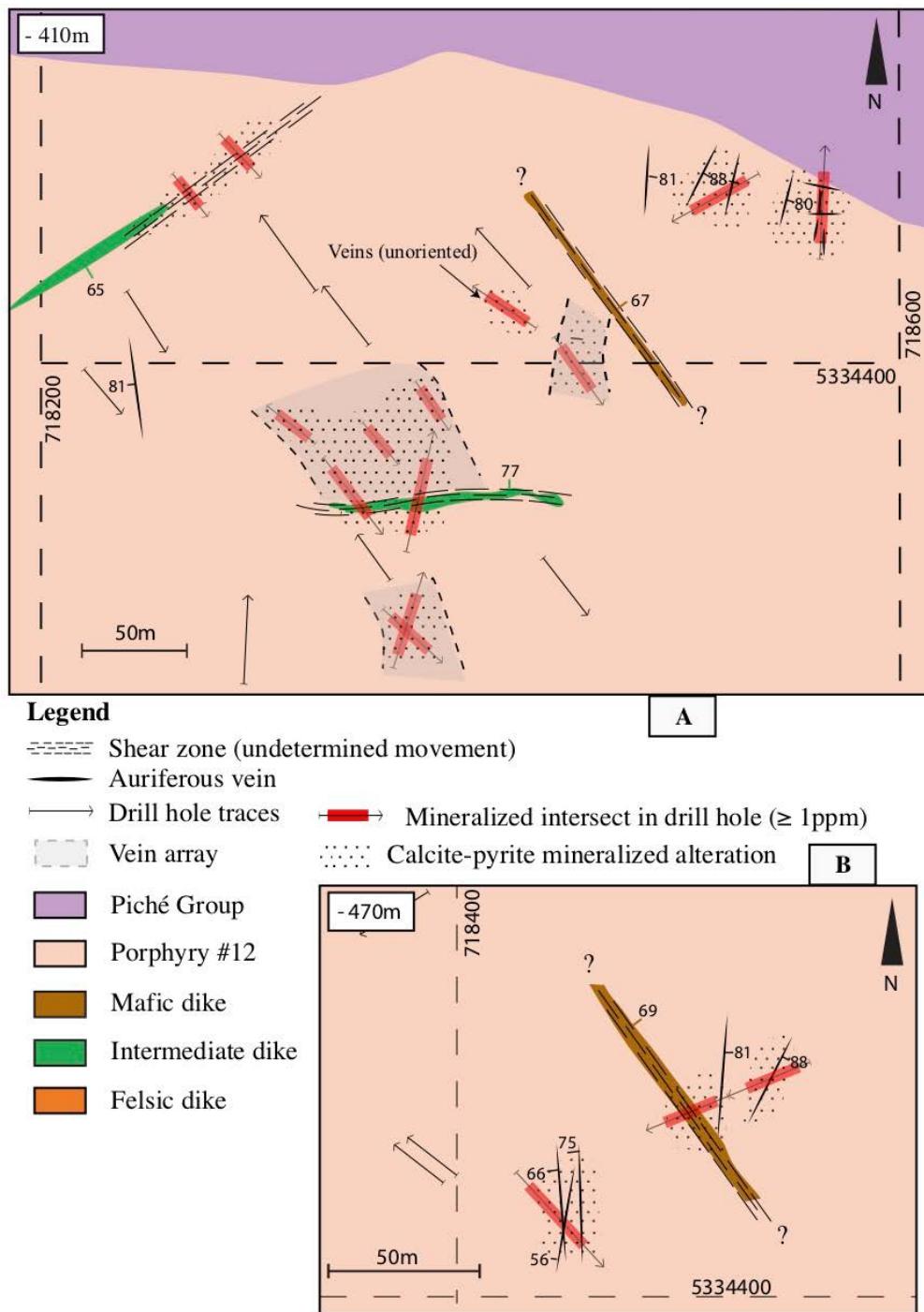
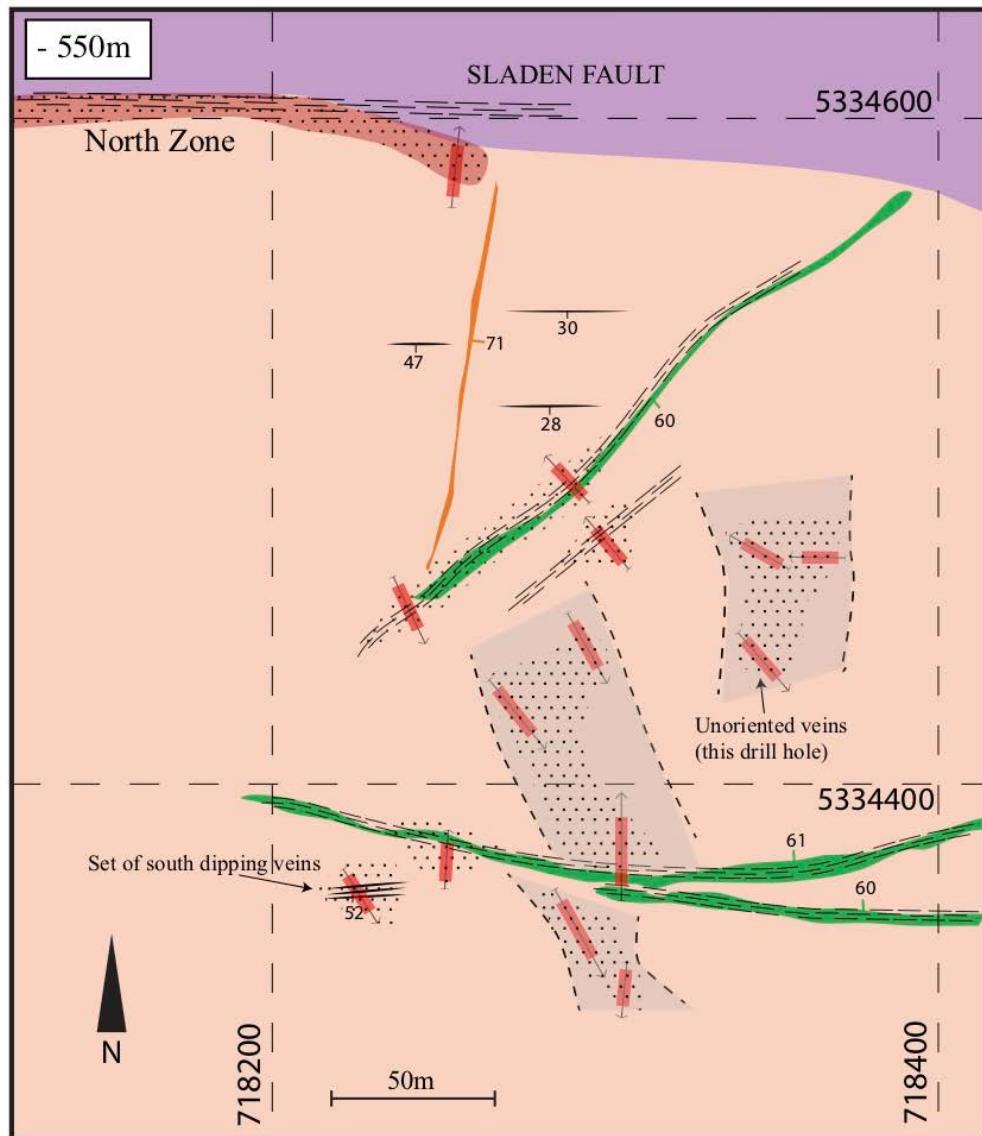


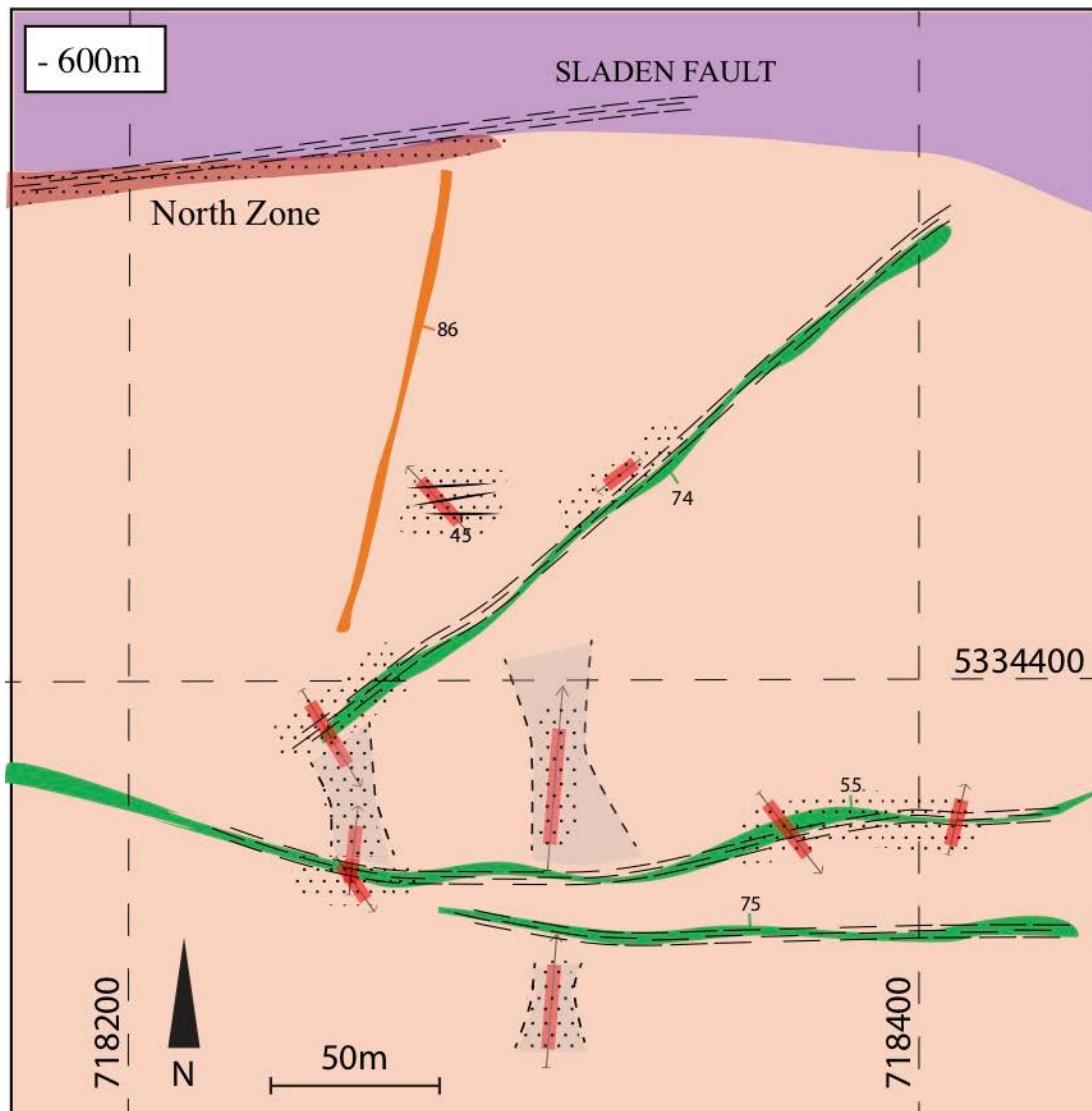
Figure 1.9: Level plans interpreted from oriented and non-oriented drill holes. (A) -410m level and (B) -470m level.



Legend

- | | | |
|-------|---|-------------------|
| ----- | Shear zone (undetermined movement) | Piché Group |
| — | Auriferous vein | Porphyry #12 |
| —→ | Drill hole traces | Intermediate dike |
| —→ | Mineralized intersect in drill hole (≥ 1 ppm) | Felsic dike |
| ---- | Vein Array | |
| | Calcite-pyrite mineralized alteration | |

Figure 1.10 :Level plan -550m interpreted from oriented and non-oriented drill holes.

**Legend**

- Shear zone (undetermined movement)
- Auriferous vein
- Drill hole traces
- Mineralized intersect in drill hole (≥ 1 ppm)
- [] Vein Array
- [] Calcite-pyrite mineralized alteration
- Piché Group
- Porphyry #12
- Intermediate dike
- Felsic dike

Figure 1.11: Level plan -600m interpreted from oriented and non-oriented drill holes.

1.6.4.1 Brittle-ductile shear zones

Deformation in the internal zones is heterogeneously distributed and partitioned into brittle-ductile shear zones that are mainly developed along mafic and intermediate dikes. Five of these shear zones have been recognized over a vertical extent exceeding 200 m and where modelled and illustrated in figures 1.9, 1.10 & 1.11. One of these is developed along the NW-trending mafic dike in northeastern part of level plans -410 m & -470 m (Fig. 1.9). It is characterized by a penetrative schistosity that is parallel to its contacts with the quartz monzodiorite. It contains a mineralized laminated, greyish V₃ shear vein that shows a true thickness of approximately 3 meters, laminations in the vein consist of hydrothermally altered and foliated wall rock fragments parallel to the dike contacts (Fig. 1.12-A).

Another shear zone is developed along the NE-trending intermediate dike, along its lower contact, with the quartz monzodiorite. This deformation zone shows a strong foliation that decreases away from the sheared contact and is overprinted by late brittle faulting associated with 10-50 cm thick gouge zones, and local fracturing of the dike (Fig 1.12-B). A stockwork composed of V₃ veins is developed in the adjacent host rock, in the footwall of the dike and of the shear zone. The upper contact of the dike is not deformed and a parallel 1-2 m wide mineralized shear zone was also developed in the porphyry #12 intrusion, 15-20 m in the hanging wall of the dike; it is marked by strongly foliated quartz monzodiorite and by an envelope of fractured and silicified rock. This shear zone is recognized on level plan -550 m, but not on the other levels, possibly due to its discontinuous nature (Fig. 1.10).

In the southern part of the maps, two intermediate dikes are present and are dipping steeply towards the N. Mineralized veins and breccias are also developed in association with these two deformed and hydrothermally altered intermediate dikes. Deformation is partitioned along the lower and upper contact zones of the dikes with the host quartz

monzodiorite. These contacts are marked by mylonitized and silicified quartz monzodiorite over a thickness of 10 to 100 cm (Fig. 1.12-D). The rock adjacent to the mylonitic shear zone is strongly altered to chlorite-calcite ± quartz- hematite and show a penetrative foliation. Both the dike and the adjacent quartz monzodiorite are cut by V₃ quartz veins and quartz-matrix breccia, and the dikes are locally cut by a dense network of millimetric calcite – pyrite ± gold veinlets (Fig. 1.12-C). The total thickness of the deformed envelope surrounding the dike is approximately 1 to 3 m, and it is recognized over the entire vertical extent between figures 1.9 & 1.11 (~200 m). In this envelope the V₃ veins form a stockwork in the quartz monzodiorite, at the contact with the deformed intermediate dike (Fig. 1.12-B, 1.12-C). The veins that compose the stockworks are mainly made up of the V₃ assemblage. Although vein density and orientation are somewhat variable in the stockwork, the two dominant trends for the veins are: N-S to NNE-SSW and SE to SSE.

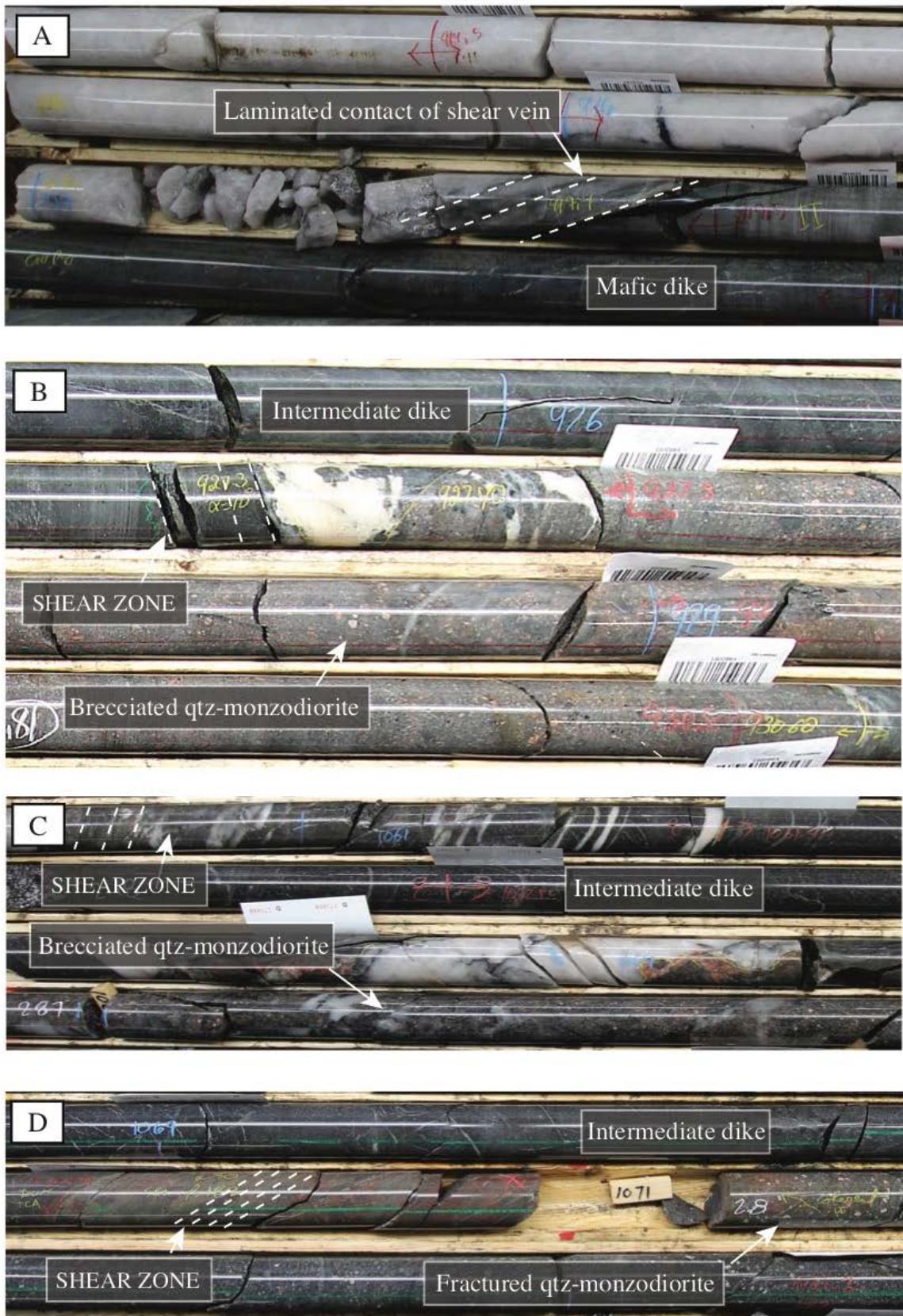


Figure 1.12: Mineralized shear zones in and along trend mafic and intermediate dikes. (A) Shear vein developed inside a mafic dike. (B) (C) (D) Shear zones developed at the contact between intermediate dikes and quartz-monzonodiorite. The white dotted line represents the observed shear fabric.

1.6.4.2 Vein and breccia distribution

The vein arrays (~10 to 30m) are developed in the body of the porphyry #12. Such zones appear to be mainly developed in the vicinity of mafic and intermediate dikes, and especially within the hanging wall of the north-dipping sheared W-trending intermediate dike (Figs 1.9, 1.10 & 1.11). They show a considerable vertical continuity, as they were modelled continuously from level -410m to level -600m, indicating that they are an important part of the mineralization of the internal zones. The limits of the vein arrays are not well defined, but the drill core modelling, as well as the orientation of the veins and breccias within them, clearly indicate that they form steeply (80°) SW-dipping envelopes. This orientation appears consistent throughout the Jupiter corridor. Veins and breccias that compose the vein arrays mainly belong to the V₃ gold-related type, and can be subdivided into extensional veins, shear veins and different types of breccias. The rose diagram in figure 1.13 illustrates the orientations of the V₃.

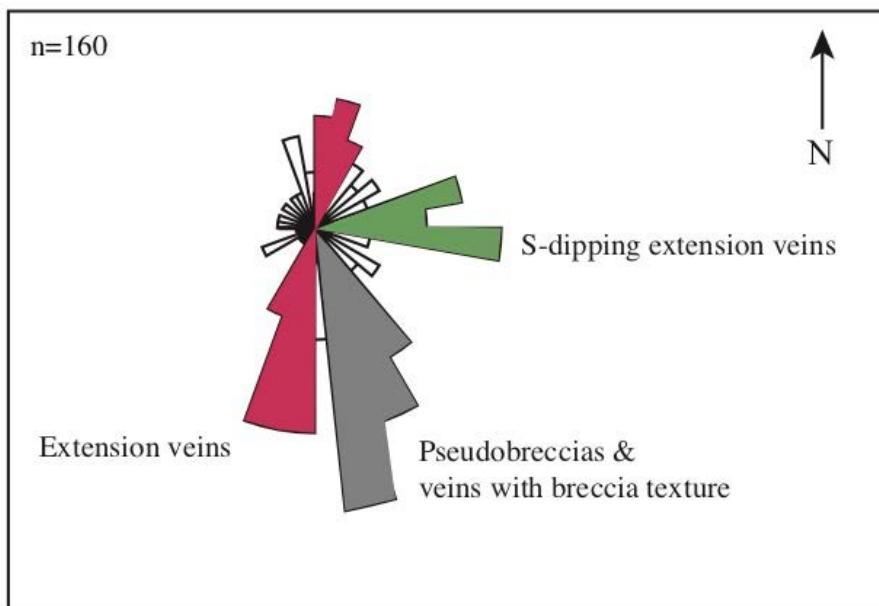


Figure 1.13: Rose diagram of veins and breccia orientations in the internal zones.

1.6.4.2.1 Veins

Two different orientations of mineralized extensional vein were recognized, the first one is made of roughly E-striking and N-S-trending veins. The E-striking veins are developed in the northern part of the Internal zones, within approximately 70 m of the northern margin of the porphyry #12 intrusion, and of the Sladen fault. They dip shallowly to moderately ($28\text{--}47^\circ$) towards the south and are present in the northern part of the internal zones (Fig. 1.10 & 1.11). Their trend suggests that they may be interpreted as stacked extension veins emplaced during reverse movement of the Sladen fault and porphyry #12. A second set of these E-striking veins has been identified in the southeastern part of the internal zones, as shown on level plan -550m (Fig. 1.10). This set appears to be spatially associated with the nearby W-trending shear zone developed along a dike hosted shear zone. The veins are usually less than 1 m thick and form isolated veins as well as larger arrays. Their true extent is not known as correlation between drill holes was not achieved, probably due to their discontinuous nature. The N-S-trending extensional veins mainly dip steeply toward the east or west, or are subvertical ($> 80^\circ$), but the orientation of the veins varies significantly between the south to south-southwest and north to north-northeast (Fig. 1.13). The veins often display a glassy quartz and sharp contacts with the host rock, a perpendicular fiber growth texture is also locally developed. Such features are indications of an extensional, mode I fracture setting. The mineralized N-S trending veins are present throughout the internal zones, but they are particularly well developed in the northeastern part of the internal zones (Fig. 1.9). They occur in of the vicinity of the SE-NW-trending shear zone, developed along a mafic dike, and close to the northern contact of the quartz monzodiorite intrusion. Finally, a minor proportion of the V₃ veins are W-striking and strongly north-dipping ($50\text{--}75^\circ$) but are restricted to the vicinity of the north-dipping intermediate dikes, in the southern part of the internal zones. Such veins typically display massive or breccia textures with foliated contacts. These veins are parallel to, and spatially associated with the shear zones developed along the intermediate dikes.

Their texture and attitude suggest they constitute shear veins associated to shears emplaced in the nearby dikes. Such veins are not modelled as they form part of the vein arrays located directly to the north of the intermediate dikes.

1.6.4.2.2 Breccias

The two main types of V₃ auriferous breccia in the internal zones are the jigsaw breccias and the pseudobreccias. Both are composed of a quartz ± calcite ± pyrite ± gold matrix. Jigsaw breccias are mainly developed in the mass of the quartz monzodiorite. They are composed of quartz monzodiorite fragments that are usually angular with a uniform size distribution (1-10 cm) and do not show evidence of rotation or transport. Their contacts with the host rock are sharp and the breccias are usually of metric size. The orientation of the jigsaw breccias encountered in drill holes is not well known due to limited structural measurements, but they were documented within approximately 50 m of the W-trending N-dipping shear zones located in the southern part of the internal zones. The pseudobreccias are also developed inside the quartz monzodiorite and in close proximity with the intermediate dikes. A similar pseudobreccia facies in the quartz monzodiorite was also defined in the south and north zones. Pseudobreccias consist of fine-grained grey quartz and their contacts are usually gradual. Nevertheless, these pseudobreccias locally display laminated and foliated contacts, in which case they are systematically striking toward the SSE or SE, and dip steeply (> 60°) to the SW. Jigsaw breccias and pseudobreccias are both present in the vein arrays documented immediately to the north and south of the west trending dike hosted shear zones.

1.7 Hydrothermal alteration

Mineralized hydrothermal alteration envelopes account for an important part of the gold budget in the Odyssey zone. These envelopes are up to 10m wide and although their limits are not well defined, they are centered on mineralized veins and breccias of the Internal zones, and also occur in the North and South zones. In the North zone, the mineralized alteration envelope reaches up to 10 meters into the hanging wall of the Sladen fault, within the porphyry #12 quartz monzodiorite. In the South zone, the altered intrusion is instead located in the footwall of the South zone fault, and of similar thickness (~ 10 m). Although ultramafic rocks of the Piché Group along the Sladen fault are strongly deformed and altered to a chlorite – talc – biotite – pyrite – calcite schist, this alteration is restricted to a thickness of 1-2 m and decreases sharply in the footwall of the fault towards a chlorite – biotite – talc schist. Similarly, the Pontiac Group along the South zone fault is deformed and altered to quartz – sericite – pyrite – calcite over a width of 1-3 meters. The intensity of alteration also decreases sharply to the south and mineralization in the sedimentary rocks is restricted to ~ 1 m. The alteration envelopes in the North and South zones is more or less continuous, whereas those of the Internal zones are discontinuous and instead concentrated along the margins and selvages of veins and breccias, and along shear zones. Alteration zones in the Internal zones still reach widths exceeding ~ 5-10 meters. As shown in the following sections, hydrothermal alteration of the quartz monzodiorite is very similar from one zone to the other, with minor variations in mineral proportions and chemical footprint. Chemical changes associated with alteration were quantified using the isocon method and comparing the geochemistry of the North, South and Internal zones with a least altered precursor (Grant 1986, 2005). This method is appropriate because the composition of the precursor corresponds to the quartz monzodiorite, which is of homogeneous mineralogical and geochemical composition.

1.7.1 Least altered precursor

Away from the mineralized zones, the quartz monzodiorite always contains minor proportions of calcite and sericitized plagioclase, thus indicating that its primary composition was partly modified due to secondary processes. Nevertheless, a least altered precursor was defined by using the median composition of five samples collected outside of the mineralized zones. These samples were devoid of any significant hydrothermal alteration. This precursor shows a rather simple mineralogy composed of quartz, albite (An_{0-10}), oligoclase (An_{10-30}) and K-feldspar, as well as accessory actinolite, light brown biotite, euhedral magnetite and titanite with trace amounts of calcite and hematite. This rock has < 20 ppb Au, low S ($< 0,25$ wt.%) values, and a median K_2O concentration of 2.9 wt.%.

1.7.2 Mineralogy

In the North and South zones, the hydrothermally altered quartz monzodiorite is composed of a calcite-chlorite assemblage. The altered rock displays a darker color than the precursor. The K-feldspar phenocrysts are white to pinkish, and cobaltinitrite staining of cut samples do not indicate any significant increase of the modal proportion of K-feldspar in the matrix of the altered quartz monzodiorite. All plagioclase is of albite (An_{0-10}) composition. Calcite, pyrite and sericite are disseminated throughout the matrix of the altered rock, and the latter partly replaces plagioclase crystals. Chlorite (clinochlore) and hematite are disseminated throughout the rock in variable quantities. Hematite is usually very fine-grained, it forms a fine dusting, and it is more abundant in the North zone than in the South zone. Chlorite has been documented to replace igneous biotite and shows a fibrous texture. The south zone displays a much higher

sericite content than the North zone, probably due to the presence of the sedimentary rocks in the immediate hanging wall of the south zone fault. In the North zone, hematite is more abundant and the altered rock displays a stronger red color than any other zone. Pyrite concentration is always very low (≤ 1 to ~ 2 %) and the gold grade is directly related to pyrite abundance. Pyrite replaces magnetite in the altered rock, and it is usually euhedral and submillimetric to millimetric.

In the internal zones, the V₃ veins and breccias are locally associated with silicification of the host rock and fragments within the veins. However, the mineralogy and texture of the altered quartz monzodiorite are typically similar to those of the calcite-pyrite assemblage in the North and South zones, although chlorite and hematite can form a higher proportion of the altered rock (Fig 1.14). The V₂ veins are instead characterized by strong alteration of the quartz monzodiorite to sericite – calcite and minor disseminated pyrite (≤ 2 %), over a maximum thickness of 3 m. Sericite alteration in the wall rock of the V₂ veins usually defines a strong foliation, with complete obliteration of igneous textures.

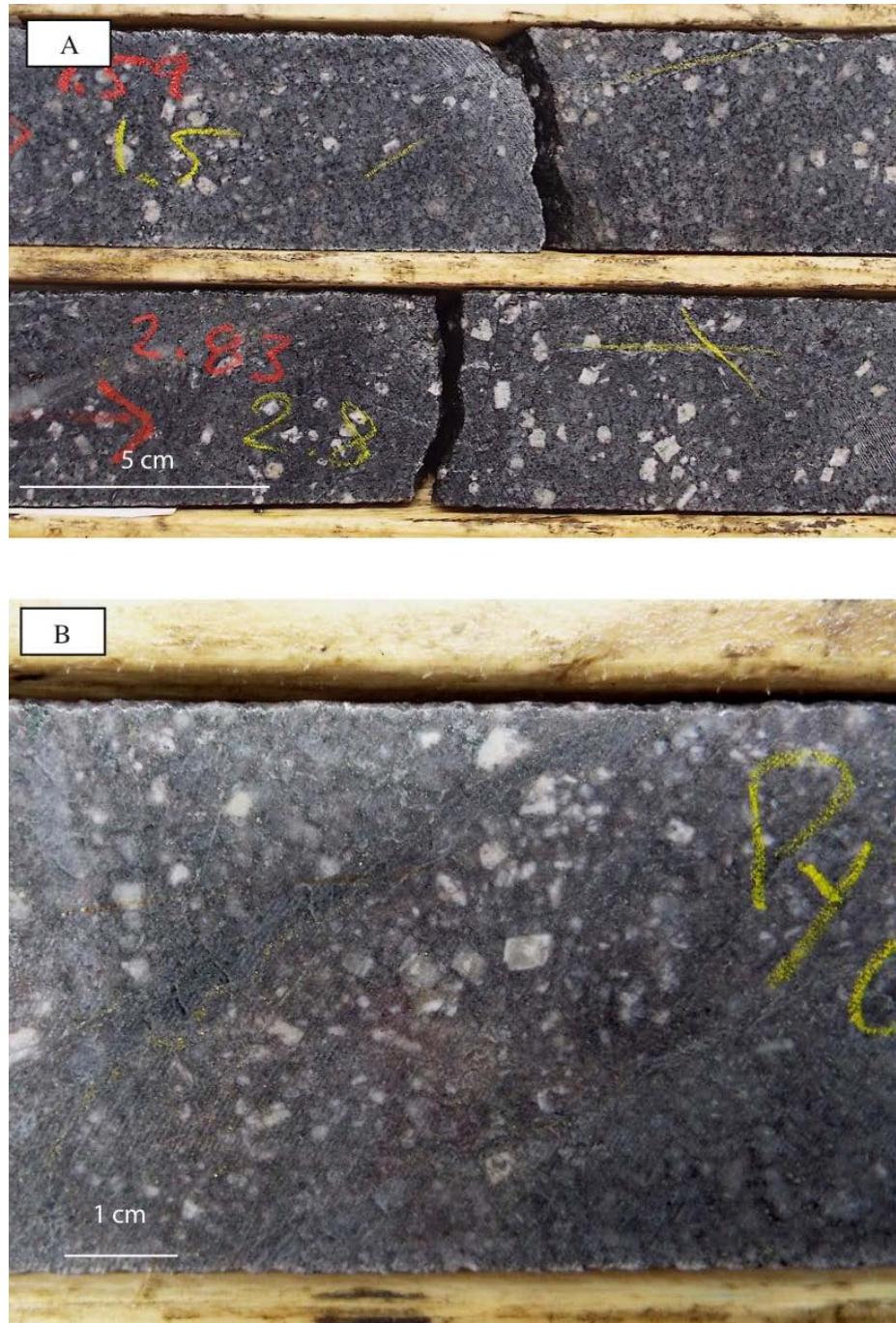


Figure 1.14: Mineralized and hydrothermally altered quartz monzodiorite showing a typical dark, reddish grey color and pinkish white feldspars, as well as calcite and

pyrite. In (B) greater amount of chlorite and hematite are present and give a greenish and reddish color to the rock.

1.7.3 Mass balance calculations

In order to characterize relative mass changes associated with mineralized zones, the average composition of two representative samples from the chlorite – calcite and sericite – calcite assemblages were used to calculate isocon lines based Al₂O₃, TiO₂ and Zr concentrations. In the North zone, Zr showed a minor variation relative to the precursor (~ 10 %), possibly due to local rock heterogeneity, and was excluded from the isocon calculation, for this zone only. In all cases, MgO, Fe₂O₃(t), P₂O₅, SiO₂, MnO and Y did not show significant variation from the precursor (< 5 %). The sericite – calcite – pyrite assemblage associated with the V₂ veins shows a K₂O increase (+ 112%), as well as minor leaching of Na₂O (- 60 %) and CaO (- 34%) consistent with the replacement of plagioclase by sericite. CO₂ was not analyzed but the widespread occurrence of calcite suggests a strong CO₂ increase related to fluid circulation. An important increase of S is also documented (+307%) which is coherent with the presence of widespread disseminated pyrite. On the other hand, the calcite – pyrite assemblage associated with the V₃ veins and breccias in the internal zones displays less potassium enrichment (+ 42 %) and no leaching of Na₂O or CaO. The results also indicate an important increase in S (+ 397%) and CO₂ (+ 598%) content. In the North and South zones, the quartz monzodiorite shows an important gains of S and CO₂, as well as an increase in K₂O (Fig 1.16). Hence, aside from the sericite – calcite assemblage, the North, South and Internal zones all show very similar chemical changes related to gold mineralization in the quartz monzodiorite.

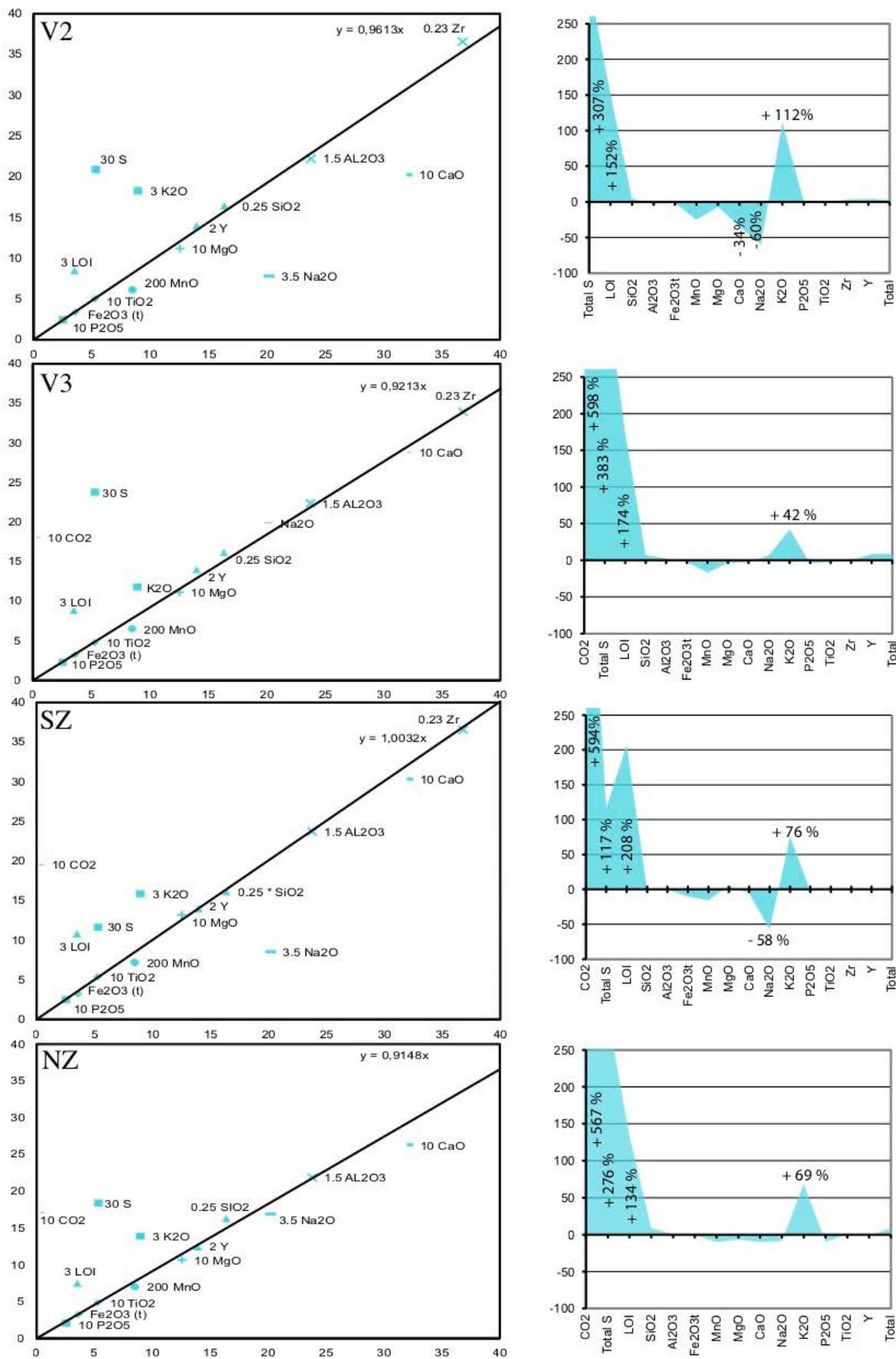


Figure 1.15: Isocon diagrams calculated for hydrothermal alteration linked to V₂ and V₃ veins, South and North zones. Summary of mass changes for major elements, Zr and Y are presented on the right.

1.8 Geochronology

The aplitic felsic dike that cuts the porphyry #12 quartz monzodiorite, and an auriferous quartz vein of the V₃ type were recovered for U-Pb dating of igneous zircon and hydrothermal titanite, respectively.

1.8.1 U-Pb on titanite

Four pristine titanite crystals were retrieved from an auriferous vein in the Jupiter corridor, in hole ODY17-5140, at a down hole depth of 750 m. This vein is 2 cm thick and made up of quartz, calcite, chlorite, titanite, pyrite and gold. It cuts the quartz monzodiorite, its selvages are represented by the calcite – pyrite – sericite ± chlorite assemblage and it belongs to the V₃ vein type (Fig. 1.16A). The titanites are euhedral, brownish and up to 5mm long (Fig. 1.16B), whereas those in the least altered quartz monzodiorite are usually lighter colored and yellowish, and never exceed 1 mm in length. These titanites are intimately associated with the auriferous vein and are interpreted as hydrothermal crystals. Some of the grains contain inclusions, but those were discarded from the aliquots selected for dating. Analyses yielded discordant data that form a well-defined discordia with an upper intercept at 2660.8 ± 6.3 Ma (Fig. 1.16C). The closure temperature of the U-Th-Pb system in titanite is relatively elevated at about 660°C (Scott & Saint-Onge, 1995) and exceeds the metamorphic conditions that were reached during the greenschist facies regional metamorphism in the vicinity of the Larder Lake – Cadillac fault zone in the Malartic area (De Souza et al., 2017; Perrouty et al., 2017; Piette-Lauzière et al., 2019). Hence, this upper intercept age is interpreted as the crystallization age of the dated grains. The discordia also forms a lower intercept at 438 ± 91 Ma. This younger age is significant and indicates that the U-Th-Pb system of the titanites was affected by partial re-opening at this time. This Paleozoic perturbation could be attributed to fault reactivation and associated localized

fluid circulation along the Larder-Lake Cadillac fault zone and/or the Sladen fault, but this is beyond the scope of this study.

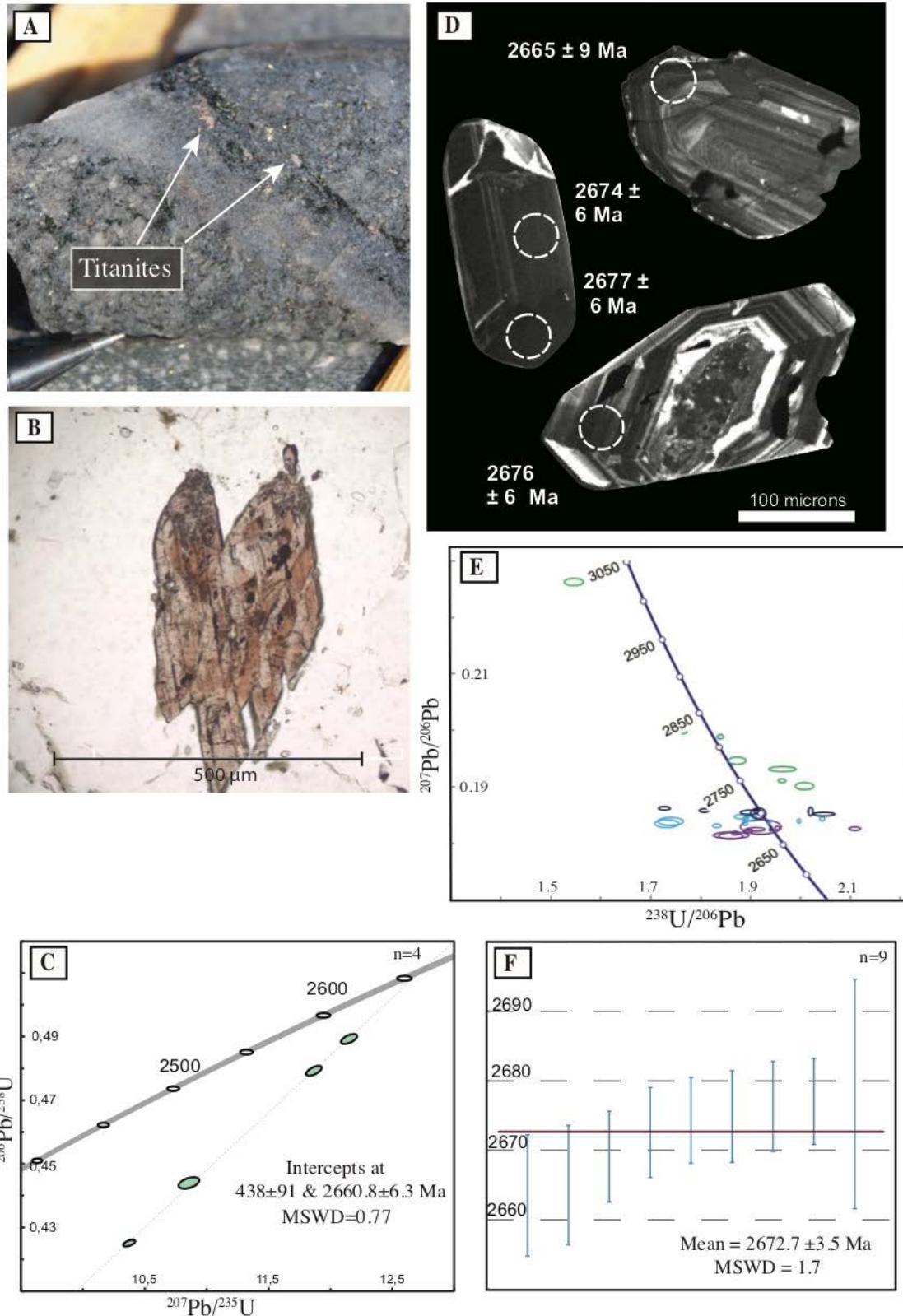


Figure 1.16 : (A) Titanite in auriferous vein displaying the typical grey quartz of the V₃ veins. (B) Photomicrograph of a pristine subhedral titanite crystal in a V3 vein. (C) Concordia diagram displaying the four analyses of the titanite grains. (D) Cathodoluminescence SEM image of representative zircon grains that were dated and included in the crystallization age calculation for the dated sampl . (E) Tera-wasserburg concordia diagram showing the analytical data for the dated zircon grains from an aplitic felsic dike. In purple are the 9 youngest zircons, other colors are inherited zircons. (F) Weighted mean age of the 9 youngest $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages.

1.8.2 U-Pb on zircons

The felsic dike that was sampled for U-Pb dating (LA-ICP-MS) of zircons cuts the quartz monzodiorite. The sample was collected in drill hole 18-5248. The contacts of the dike are sharp and it is locally crosscut by mineralized V₃ veins. Zircons show a wide variety of shape, size and color. Some are stocky and zoned, whereas others are elongated with a core and rim structure. Fifty-four LA-ICP-MS analyzes were conducted on 42 zircon grains. Ablation spots were focused on oscillatory zoned, as well as homogeneous zircon domains and euhedral overgrowths (Fig. 1.16-D). Thirty-five of these analyses show discordance rates of less than 10% and 30 of them are \leq 5% discordant. These concordant analyses yielded individual $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 3025 Ma and 2664 Ma, clearly indicating that an important proportion of the grains are inherited (Fig. 1.16-E). Ten of the dated grains vary between 2695 and 2680 Ma and are younger than the volcanic rocks of the Abitibi subprovince, including the Louvicourt (2704-2698 Ma; Guay et al., 2018) and Blake River groups (2703-2697 Ma; McNicoll et al., 2014; Mercier Langevin et al., 2007-b). However, this age corresponds to many of the detrital zircons dated from the sedimentary rocks of the Pontiac and Kewagama groups (Davis 1992, 2002, Frieman et al. 2017), and therefore could be inherited from a variety of sources. Nine analyses have individual $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 2664 and 2678 Ma which overlap within a 2σ error and correspond to the youngest dated zircons for this sample. A weighted mean age of 2672.7 ± 3.5 Ma was calculated from this youngest population (MSWD of 1.7; Fig 1.16F) and is interpreted as the crystallization age of the dike.

1.9 Discussion

1.9.1 Timing of gold mineralization

The timing of gold mineralization in the Odyssey zone crosscutting relationships between intrusive rocks and mineralized veins, as well as U-Pb age constrains. Auriferous V₃ veins, to which are associated the bulk of the gold in the internal zones, cut both the porphyry #12 quartz monzodiorite and the felsic dike that yielded a U-Pb zircon crystallization age of 2672.7 ± 3.5 Ma. The age of the alkaline felsic dike also corresponds to the one of the Timiskaming event magmatism, as recorded by volcaniclastic rocks intercalated with molasses in the Rouyn-Noranda (2673 ± 2 Ma; Davis, 2002) and Kirkland Lake (2669 Ma, Ispolatov et al., 2008) areas. Hence, mineralized veins of the Odyssey zones are necessarily younger than ~ 2672 Ma and postdate the sedimentation and magmatism of the Timiskaming event. Hydrothermal titanite from an auriferous V₃ vein cutting the porphyry #12 intrusion in the internal zones yielded a U-Pb crystallization age of 2660.8 ± 6.3 Ma.. This age is interpreted to date the main phase of gold mineralization and related hydrothermal alteration in the Odyssey zone since the V₃ veins constitute $\sim 90\%$ of the gold-bearing veins in the internal zones, and predominate in the North and South zones. Therefore, gold mineralization at the main Canadian Malartic deposit, as determined by the Re-Os dating of molybdenite at 2664 ± 11 Ma (De Souza et al. 2017a, 2019), was broadly coeval with the formation of the Odyssey zones. This chronology also implies that gold mineralization was coeval with syn- to late-D₂ peak metamorphism at greenschist to amphibolite facies conditions in both the Abitibi and Pontiac subprovinces, at 2660-2658 Ma (Powell et al., 1995-a; Piette-Lauzière et al., 2019). It is also consistent with the stockwork-disseminated orogenic gold deposit model proposed by De Souza et al. (2019, 2020) to explain the timing, nature and geometry of the auriferous zones in the Canadian Malartic deposit.

We also showed that porphyritic host rocks of the Canadian Malartic open pit mine and the Odyssey zone share a similar lithogeochemical signature, and both are spatially associated with the Sladen fault. Moreover, the gold-bearing veins and related hydrothermal alteration in the Odyssey zones present chemical and mineralogical similarities with auriferous veins of the Canadian Malartic open pit mine. These similarities include the lack of As and overall low content of base metals (Cu, Zn, pb) in veins, the association of Au with Ag and Te, the local presence of molybdenite and galena in auriferous veins, and the S, K₂O and CO₂ increase in hydrothermally altered porphyritic rocks. The Odyssey zones and the main Canadian Malartic deposit can thus be interpreted as part of the same hydrothermal system.

1.9.2 Dike activation and implications for gold mineralization

Both the North and South zones are hosted along faulted south-dipping contacts of the porphyry #12 intrusion (Fig 1.1-B). They share the same mineralized vein populations and similar mineralogical and geochemical alteration footprint. Characteristics shared by the North and South zones are the indication that they have both undergone similar hydrothermal processes and highlight a possible synchronicity of gold emplacement along the Sladen fault and the south zone fault. These fault zones show some brittle strain increments and gouge overprinting earlier ductile fabrics, and slickenlines with a variable orientation. These are characteristics that may suggest a complex and protracted deformation history. Nevertheless, the predominance of subvertical N-S to NNE-SSW extensional quartz veins in the porphyry #12 intrusion, and a subvertical to steeply north-dipping S₂ foliation in the adjacent Pontiac and Piché groups are indicative of a N-S compression during D₂ in the Malartic area, as suggested in previous work (De Souza et al., 2017, 2019; Perrouty et al. 2017; Bedeaux et al., 2017).

Andersonian fault models predict that fault and fracture orientations in an homogenous and rheologically isotropic rock body, should only be dependent on the local external stress field (Anderson, 1905, 1951; Sibson et al., 1988; Sibson, 2001; Cox, 2020). However, in the Internal zones, brittle-ductile shear zones are developed in a variety of orientations, with a clear spatial association between the shear zones and dikes that cut the quartz monzodiorite (Figs 1.9, 1.10 & 1.11). These dikes were divided in three categories: 1) mafic composition; 2) porphyritic to equigranular intermediate dikes; and 3) felsic dikes. Additionally, both mafic and intermediate dikes display moderate to strong hydrothermal alteration associated with the replacement of primary minerals by phyllosilicates, including chlorite and biotite. These altered dikes are thus considered to have undergone significant reaction softening that inhibits brittle failure but promotes foliation development and viscous deformation in shear zones (Nguyen et al., 1998; Cox, 2020). Felsic dikes are mostly devoid of secondary phyllosilicates and their groundmass is composed of quartz and feldspar. Therefore, mafic and intermediate dikes are significantly weaker than the porphyry #12 intrusion and felsic dikes.

To be activated as brittle-ductile shear zones, intrusions such as dikes need to meet certain rheological and orientation requirements. Firstly, they must be less resistant than the host rock to accommodate and partition ductile deformation (Treagus 1988; Dubé et al. 1989; Poulsen and Robert 1989). This means that they must have a yield strength lower than the host rocks for them to exceed the plastic deformation threshold and achieve ductile flow. Yield strength of the anisotropic layers varies according to competency of the rock, which depends, in this case, essentially on the geochemical and mineralogical composition and texture. Hence, dikes that have favorable mineralogy and texture, could have been activated as shear zones because they represent a weak layer, or because initial brittle failure was promoted by low cohesion along dike contacts. These favorable dikes are represented by the mafic and intermediate dikes, which also have a relatively low silica content, lower than the host

quartz monzodiorite. Following initial failure, reactivation of the shear zone would then be promoted by reduced cohesion, and the yield strength of the dike could decrease as a result of fluid circulation and progressive reaction softening within the chemically reactive rocks (Tourigny & Tremblay 1997; Nguyen et al., 1998). In the Internal zones, the auriferous brittle-ductile shears zones developed along intermediate dikes are at high angle ($> 50^\circ$) to the σ_1 - σ_2 plane represented by the N-S extensional veins. As summarized by Sibson et al. (1988), Sibson (2001) and more recently by Blenkinsop (2020), reactivation of such severely misoriented syn-mineralization faults and shear zones is not uncommon in Archean gold deposits formed in a compressive setting and necessitates that fluid pressure exceeds the least principal stress (σ_3). The presence of N-S extension veins with crack-and-seal textures, of various hydrothermal breccias types, and of widespread hydrothermal alteration in the Internal zones are clear evidence of high fluid pressure build-up and are consistent with shearing along misoriented brittle-ductile shear zones. As previously shown by Belkabir et al. (1993), when these conditions are met, severely misoriented weak layers such as incompetent dikes may be activated as shear zones. The only orientations that would not allow for activation and subsequent cyclic reactivation are those that lie within the σ_1 - σ_2 , σ_1 - σ_3 and σ_2 - σ_3 planes (Belkabir et al. 1993).

Belkabir et al. (1993) documented the activation of intermediate diorite dikes as shear zones within the Bourlamaque pluton, which is mainly composed of granodiorite. In this case, fault-fill veins are developed within the shear zones. Associated extensional veins are also developed in the neighboring granodiorite. Similarly, Kisters et al. (2000) proved that mineralized quartz veins emplaced in the Kochkar district (southern Urals, Russia) are controlled by mafic dikes. In that case, the veins are developed in the dike themselves, as well as in the adjacent granitoid host rock. Most quartz veins are emplaced at the dike contacts and in dilation zones orthogonal to the dikes, with opening directions corresponding to the σ_3 vector of the far field stress and elongating directions corresponding to the σ_2 vector. Kisters et al. (2000) also showed that dikes

parallel to σ_1 only display subordinate evidence of shearing and scarce veining. Similar relationships between veining and deformation partitioning are observed in the Internal zones. The mafic dikes developed a penetrative foliation over their entire width. In this case, the activation of the dike as a shear zone and its orientation are entirely controlled by the low yield strength of dike relative to the neighboring quartz monzodiorite. However, shear zones developed in association with the intermediate dikes are restricted to dike contacts, whereas the center of the dikes remains mildly strained and tends to preserve igneous textures. In this case, their contacts may have represented planar anisotropies, possibly with low cohesion leading to activation. This difference may be explained by the rheological contrast between the lithologies. The mafic dikes contain a high proportion of biotite and chlorite, and a well-developed penetrative foliation relative to the intermediate dikes, which accounts for a higher rheological contrast between the mafic dikes and porphyry #12.

The felsic dikes on the other hand, did not develop penetrative fabrics and do not show evidence of layer-parallel shearing or faulting, even for favorably oriented dikes are low angle to the $\sigma_1-\sigma_2$ plane represented by the N-S extension veins. These felsic and intermediate dikes have interlocking quartz and feldspar and elevated silica content (67.8 - 72.1 wt.%) resulting with a low rheological contrast with respect to the quartz monzodiorite, and were not activated.

1.9.3 Dynamic and kinematic analysis of veins and shear zones

The orientation and distribution of the mineralized veins, breccias and stockwork zones can be used to determine their emplacement context, and to make inferences about stresses leading to their formation. The attitude of extensional veins and coeval faults formed by hydraulic fracturing in isotropic rocks is controlled by the local stress field (Anderson, 1905, 1951; Sibson, 1996; Cox, 2020). In the Odyssey zones, however, the

dynamic and kinematic analysis of the vein system is complicated by planar anisotropies induced by the presence of hydrothermally altered dikes of variable composition, and rock contacts with strong competency contrasts. In this case, the fault and vein system will deviate from the Andersonian model of faulting (Blenkinsop, 2008; Cox, 2020). Also, only a scarce number of slickenlines and mineral lineations were measured within mineralized shear zones, which prevents an accurate determination of fault kinematics. Nevertheless, the auriferous V₃ extension veins do not show significant superimposed deformation such as transposition, boudinage or folding, and can be used to make certain inferences about the vein and fault system. The V₃ extension display two main attitudes. They are N-S to NNE-SSW-trending with a steeply dipping to the east or west (78 to 90°), and east-striking with a moderate dip (30-52°) toward the south. It was shown that the N-S extension veins and breccias are predominant in the internal zones. They are spatially associated with coeval veins and breccias with similar mineralogy, and which were developed along the faults and shear zones in the quartz monzodiorite, and in the sheared mafic and intermediate dikes. The mean orientation (N190/84) of the N-S veins corresponds to a subhorizontal pole trending toward N100 and representing the attitude of the least principal stress (σ_3). Hence, their orientation with respect to the steep dip of the foliation in the adjacent Pontiac and Piché groups suggests that these N-S auriferous veins in the internal zones were associated with a significant component of strike-slip motion along appropriately oriented coeval faults. This is consistent with few shallow plunging (< 10°) slickenlines measured within the faults, and in schistose ultramafic rocks of the Piché Group within the LLCfz by De Souza et al. (2017). The moderately south-dipping (30-52°) veins are subordinate and do not show any spatial association with breccias, laminated veins or shear zones, and they are homogeneously distributed throughout the studied portion of the porphyry #12 intrusion. Their mean attitude (N090/40) indicates a steeply plunging pole that is taken to represent the least principal stress axis at the time of vein formation. The relative chronology of the N-S steep extensional veins and the shallow south-

dipping veins is not well established. Although that these vein arrays have different orientations, they are gold-bearing and are composed of a similar mineral assemblage. Further work is needed to establish a more precise framework, but both arrays may have formed in association with a shift in the local stress field during a single hydrothermal event, or they represent superimposed episodes of veining. Nevertheless, field documentation and angular relationships between the shallow south-dipping veins, and the Sladen and South zone faults suggest that these faults may have recorded a dip-slip component of motion, possibly associated with gold mineralization.

The morphology and textural description of breccias also sheds light on fluid-rock interactions and brecciation mechanisms (Sibson, 1986; Jébrak, 1997). Pseudobreccias and jigsaw breccias, documented abundantly in the Internal zones, are the result of fluid-assisted brecciation mechanisms (Jébrak, 1997). Jigsaw breccia are usually emplaced in a dilational setting and form by implosion of the host rock and instant cementation of the openings by the fluids, following the seismic pump principles (Sibson, 1986). They are typically found in the vein arrays emplaced near the the dike hosted shear zone and indicate local extensional strain and dilation in the Internal zones. Pseudobreccias are markers of high fluid-rock interaction and, in the case of the Odyssey zones, are the product of corrosive wear. The pseudobreccias were encountered in the North and South zones, where they lie parallel to the Sladen fault and the south zone fault. They also occur in the Internal zones where they are mainly striking towards the SSE to SE, with their margins showing a steep dip ($60\text{--}85^\circ$) towards the W. They are found in the vein arrays that are spatially associated with the north-dipping shear zones developed along the intermediate dikes (Fig. 1.9, 1.10 & 1.11). They contain silicified host rock fragments, and in some cases, they show thin (< 20 cm) foliated or laminated margins coherent with their emplacement along faults or shear fractures. The overall texture and structural characteristics of these pseudobreccias, their association with the jigsaw breccias, as well as their orientation relative to the N-S extensional V₃ veins are consistent with their formation along

dilatant segments of shear fractures or faults, or as a result of fault-parallel extension to form dilational jogs. Moreover, if this interpretation is correct, the calculated intersection between the N-S extensional veins and the pseudobreccias would correspond to the intermediate principal stress axis (σ_2). In this case, the intersection of the average attitude of the pseudobreccias (N160/75) and N-S extension veins (N190/86) is a line plunging 75° towards N230. Considering the inferred orientation of the least (σ_3) and intermediate (σ_2) principal stress axes, the maximum principal stress should be trending more-or-less subhorizontally along a N-S-trending axis. Such a geometry is consistent with the formation of the vein and breccia system in a stress field leading to strike-slip faulting. In this setting, the long axis of the dilatant sites is usually subvertical, approximately perpendicular to the slip direction along coeval faults, and may be vertically extensive (Cox et al., 2000). Such zones of high permeability and hydraulic conductivity allow for extreme localization of fluid fluxes and are directly related to the formation of ore shoots in hydrothermal deposits (Robert and Poulsen, 2000; Zhang and Cox., 2000; Cox, 2020). Hence, as shown in the level plan maps of the Internal zones (Fig. 1.9, 1.10 & 1.11), the vein arrays that contain the jigsaw breccias, pseudobreccias and stockwork zones have a considerable vertical continuity exceeding 200 m and define steeply plunging mineralized shoots consistent with the overall structural documentation. Moreover, in this type of setting characterized by strong competency contrasts, the partitioning of ductile flow into the dike-controlled shear zones enhances the brittle extensional failure of the more competent quartz monzodiorite adjacent to the shear zones or located between them (Cox, 2020). This work corroborates the conclusions of Belkabir et al. (1993) and Kisters et al. (2000) regarding the activation of incompetent dikes as shear zones in granitoid rocks, and the formation of mineralized shoots controlled by the local stress field.

Robert (1989) and Daigneault et al. (2002) have shown that regional deformation in the southern Abitibi subprovince and the adjacent Pontiac Group involved

contemporaneous shortening and partitioning of dextral shearing along deformation corridors, including the LLCfz. Our study infers mineralized veins and breccias of the Internal, South and North zones formed, at least in part, in a strike-slip fault setting within the LLCfz and were coeval with gold mineralization as a result of N-S compression (D_2) more-or-less orthogonal to the fault zone. This agrees with isotopic dating of auriferous veins and breccias from the Internal zones (this study), and from the Pontiac subprovince in the Canadian Malartic deposit (De Souza et al., 2017, 2019). Hence, it can be concluded that the overall context of compressive deformation and coeval gold mineralization in the Canadian Malartic deposit, including the Odyssey zones, can be explained by transpressive deformation, as defined by Dewey et al. (1998).

1.10 Conclusions

The Odyssey zones include the North and South zones, which are located along the north and south contacts of the porphyry #12 quartz monzodiorite intrusion, along the southern margin of the LLCfz. The Internal zones are also part of the Odyssey zones. It comprises a complex network of extensional veins, stockworks and disseminated sulfide zones, jigsaw breccias and pseudobreccias that constitute the Internal zones, which are found within the porphyry #12 intrusion. Their mineralogical and geochemical composition, and vein association suggest they are coeval with the North and South zones. The porphyry #12 intrusion acted as a mechanical and chemical trap for vein formation and gold mineralization. It represents a competent unit with strong rheological contrast relative to the adjacent mafic-ultramafic and sedimentary rocks. It also contains abundant disseminated mineralization formed by fluid-rock interaction, mainly sulfidation and carbonatization. Our model shows that veins, breccias and stockwork zones of the Internal zones are developed in association with shear zones, along the planar anisotropies represented by mafic to intermediate dikes in the porphyry

#12 intrusion. The orientation of the auriferous veins is controlled by the attitude of the local stress field and of these shear zones. We postulate that the very existence of the Internal zones is based on the structural anisotropies created by the activation of brittle-ductile shear zones emplaced along dike contacts, or within the dikes. Based on the dynamic and kinematic analysis of coeval extensional veins, breccias, stockworks and faults, it was shown that the intermediate principal stress at the time of vein formation was a steeply plunging vector. This stress axis also corresponds to the plunge of the breccias and stockwork zones that define the vein arrays in the Internal zones.

This work determined a direct association between gold mineralization in the Internal zones, and mafic to intermediate dikes that have undergone reaction softening as a result of hydrothermal alteration. The dikes represent structural anisotropies in the overall homogeneous porphyry #12 quartz monzodiorite. Strain partitioning and viscous flow along these dikes have controlled the formation of auriferous ductile-brittle shear zones, and the mineralization of the adjacent quartz monzodiorite, which was preferentially fractured to form veins, breccias, stockworks and disseminated sulfide zones. The documentation and mapping of the auriferous breccia facies and veins, and the dynamic analysis of the mineralized fracture system are consistent with gold mineralization and formation of subvertical auriferous shoots in a strike-slip setting. The orientation of the mineralized shoots is controlled by the attitude of the local stress field in the quartz monzodiorite intrusion, and of the dike-controlled shear zones. Consequently, the detailed structural analysis of complex hydrothermal systems that depart from simple Andersonian fault and fracture patterns, can be conducted using careful logging and interpretation of oriented drill core sections. Such analysis can explain ore distribution, and thus contribute to ore zone modelling, exploration targeting and implementation of an efficient drilling program.

U-Pb dating of hydrothermal titanite from the auriferous veins in the Internal zones at 2660.8 ± 6.3 Ma suggests that mineralization was contemporaneous with ore formation

at the main Canadian Malartic deposit, where ore-related molybdenite was dated at 2664 ± 11 Ma (Re-Os; De Souza et al., 2017). Additionally, the aplitic felsic dike that yielded a crystallization age of 2672.7 ± 3.5 Ma is locally cut by auriferous veins and represents the maximum age for gold mineralization in the Odyssey zones. These geochronological data, as well as evident similarities in mineralogical and chemical composition of the gold zones, which can be mapped almost continuously from the Odyssey zones into the Canadian Malartic open pit mine, suggest that they form one large and complex hydrothermal system. The gold zones extend over a strike length of ~ 5 km along the Sladen fault, one of the main metallotects of the Canadian Malartic gold system. This gold mineralizing event was also synchronous with D₂ deformation and associated metamorphism in the Malartic area. The dominant strike-slip shearing inferred for the formation of the Odyssey zones is consistent with coeval shortening in the Pontiac subprovince, and with an overall transpressive setting across the LLCfz at the time of gold mineralization.

CHAPITRE II

CHIMIE MINÉRALE

2.1 Introduction

Ce chapitre est subdivisé en deux principales sections. La première présente les analyses minéralogiques des principaux minéraux qui constituent les enveloppes d'altération aurifères développées dans l'intrusion du porphyre #12. Les minéraux analysés sont les feldspaths, les amphiboles, les carbonates, les micas blancs, les chlorites, et la pyrite. La chimie de différents silicates et des carbonates a été étudiée à la fois dans la monzodiorite quartzifère fraîche et altérée afin de définir la minéralogie du porphyre #12, ainsi que les changements minéralogiques associés à l'altération hydrothermale et au processus de minéralisation aurifère. Les amphiboles ont été analysées dans la roche fraîche uniquement, alors que la chlorite, les carbonates et les micas blancs constituent des minéraux d'altération qui sont seulement présents dans les zones d'altération hydrothermale minéralisées. Les analyses d'échantillons analysés proviennent des zones Nord, Sud et internes, et les échantillons ont généralement été prélevés à proximité des veines de quartz-calcite de type V₃. La seconde section de ce chapitre présente des calculs de thermométrie effectués à partir des analyses de pyrite et de chlorite. La pyrite utilisée pour ces calculs provient des veines aurifères, et des enveloppes d'altérations associées, alors que les chlorites analysés proviennent seulement des enveloppes d'altération des veines. Ces calculs ont donc pour but d'estimer la température de formation des zones d'altération aurifères et des veines.

2.1.1 Méthodes

Les analyses des minéraux silicatés ont été effectuées à la microsonde électronique de l’Université Laval. Cette microsonde correspond à un modèle CAMECA SX-100 équipée de cinq spectromètres WDS. Les conditions d’acquisition des données varient selon le minéral analysé. Les plagioclases, carbonates et micas ont été analysés en utilisant un courant de 20 nA et un voltage de 15kV avec un diamètre de faisceau de 10 µm. Les analyses de chlorite et d’amphibole suivent les mêmes paramètres, mais avec un diamètre de faisceau de 5 µm. Quinze éléments ont été analysées pour les micas et les amphiboles : F, Na, Mg, Al, Si, P, Cl, K, Ca, Ti, Fe, Mn, Cr, Co, Ni, et Ba. Pour la chlorite, les mêmes éléments ont été analysés, sauf le phosphore et le baryum. Les éléments suivants ont été analysés dans les plagioclases : Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Fe, Mn, Ba et Sr. Enfin, seuls le Mg, le Ca, le Fe, le Mn et le Sr ont fait l’objet d’analyses dans les carbonates. La quantité d’oxygène a été calculée par les relations de stœchiométrie pour tous les minéraux. Les standards utilisés pour la calibration de la microsonde sont des minéraux naturels/et ou artificiels de composition connue.

Les analyses sur la pyrite ont été réalisées par ablation laser ICP-MS au laboratoire LabMaTer de l’Université du Québec à Chicoutimi. L’appareil utilisé est un laser Excimer 193nm Resonetics Resolution M-50 connecté à un ICP-MS de modèle Agilent 7700x. Les analyses ont été réalisées pour 38 isotopes, soit : ^{24}Mg , ^{28}Si , ^{31}P , ^{33}S , ^{34}S , ^{39}K , ^{44}Ca , ^{49}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{57}Fe , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{65}Cu , ^{66}Zn , ^{72}Ga , ^{73}Ge , ^{74}Ge , ^{75}As , ^{78}Se , ^{82}Se , ^{95}Mo , ^{107}Ag , ^{111}Cd , ^{115}In , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{125}Te , ^{128}Te , ^{137}Ba , ^{182}W , ^{185}Re , ^{197}Au , ^{202}Hg , ^{205}Tl , ^{208}Pb , et ^{209}Bi . Une ligne a été ablatée dans la pyrite avec le laser à une fréquence de 15 Hz et un diamètre de faisceau de 55 µm. La vitesse du faisceau laser est de 10 µm/s, pour une durée totale d’analyse de 25 s à 55 s selon la taille du grain. Le bruit de fond a été analysé pendant 30 s et la calibration du matériel a été effectuée à l’aide de standards. Les standards utilisés sont l’échantillon MASS-1 provenant du United States

Geological Survey, le standard GSE dans le but de calibrer le Ti, le Ni, Ba et le Re, ainsi qu'un standard interne pour le Fe.

2.2 Composition chimique des minéraux

2.2.1 Feldspaths plagioclases

Un total de 18 cristaux de plagioclases a été analysé dans l'échantillon D161756, qui représente la monzodiorite quartzifère fraîche. Vingt-huit analyses ont été réalisées dans les zones d'altération. Ces 28 points d'analyses sont répartis sur quatre lames minces provenant des zones Nord, Sud et internes. Les formules minérales ont été calculées sur une base de 32 O à partir des résultats analytiques en pourcentage d'oxydes. Les résultats analytiques sont présentés dans l'annexe A et sont synthétisés dans le diagramme ternaire An-Ab-Or de la figure 2.1. Les résultats obtenus indiquent des compositions différentes dans l'échantillon frais et les échantillons altérés. Les plagioclases provenant de la monzodiorite quartzifère fraîche sont des albites et des oligoclases. Sur 18 plagioclases analysés, 5 ont une proportion Ca : Na entre 10 et 20, et correspondent à des oligoclases. Les autres grains analysés sont des albites, puisqu'ils montrent une proportion Ca : Na inférieure à 10. Les plagioclases provenant d'échantillons altérés sont uniquement des albites. L'absence d'oligoclase dans les échantillons altérés indique que ceux-ci ont probablement été consommés dans les réactions de métasomatose associées à la minéralisation aurifère.

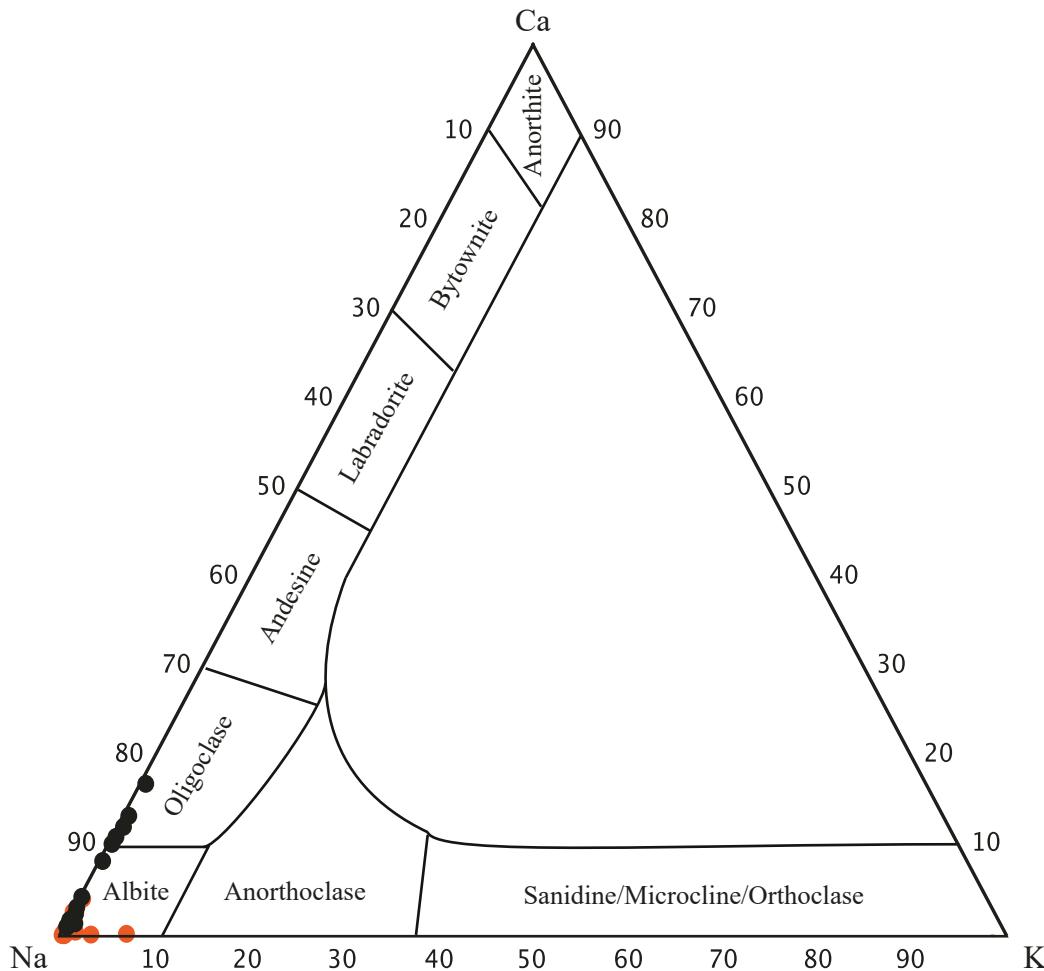


Figure 2.1. : Diagramme ternaire de classification des plagioclases. Points noirs : Échantillon frais ; points oranges : Échantillons altérés.

2.1.2 Amphiboles

Les amphiboles analysées proviennent de l'échantillon D161756, qui représente la monzodiorite quartzifère fraîche. Ces amphiboles sont incolores à faiblement colorées en vert jaunâtre avec un pléochroïsme net. Elles présentent une texture automorphe à subautomorphe, et des couleurs de biréfringence du jaune de 1^{er} ordre. Les grains sont submillimétriques et visibles uniquement au microscope. Les formules des minéraux

ont été calculées et ensuite classées selon la classification des amphiboles calciques de Leake et al. (1997) ($\text{Na}_{\text{apfu}} + \text{K}_{\text{apfu}} < 5$) dans le site cristallographique A ; Fig. 2.2). Celle-ci est basée sur la quantité de silice par unité de formule (apfu) et le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (apfu). La classification de Leake et al. (1997) indique une composition d'actinote pour cinq des amphiboles et une composition de magnesio-hornblende pour les deux autres (figure 2.2).

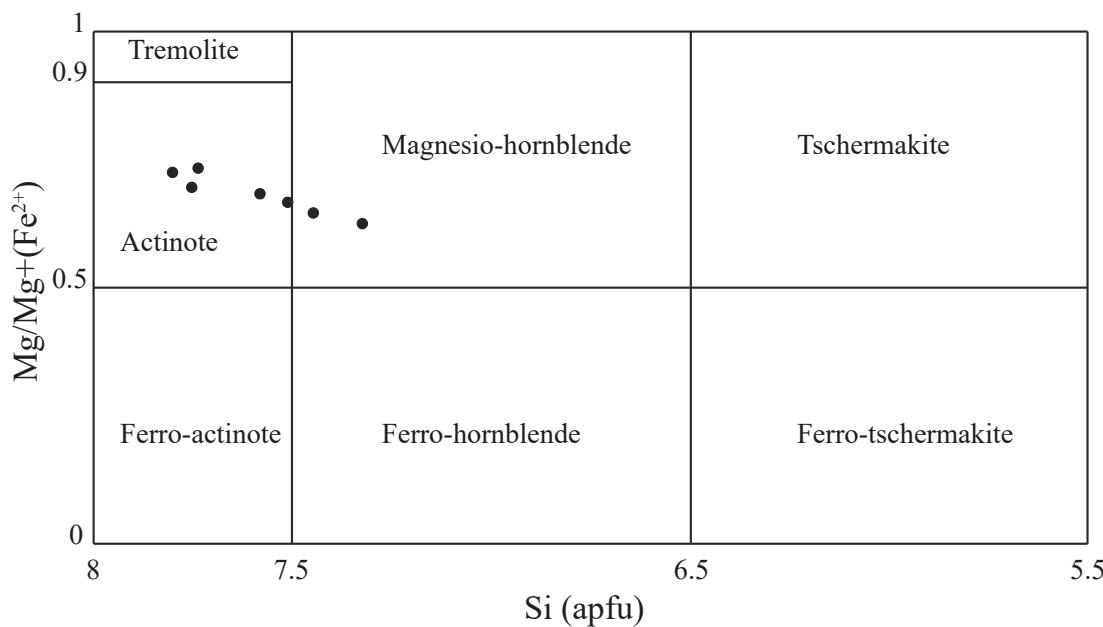


Figure 2.2 : Classification des amphiboles calciques ($\text{Na}_{\text{apfu}} + \text{K}_{\text{apfu}} < 5$) selon Leake et al. (1997).

Les calculs de formules des amphiboles ont été effectués à l'aide d'un programme informatique (Locock, 2014), d'après les travaux sur la classification des amphiboles

de Hawthorne et al. (2012). Les résultats de la classification indiquent une composition d'actinote pour tous les grains analysés. Cette nouvelle classification, par Hawthorne (2012), suit les spécifications proposées par l'International mineralogical association (IMA). Cette classification, la plus récente disponible, est basée sur les principes de valence dominante et constituants dominants présentés par Hatert & Burke (2008). Ces résultats diffèrent légèrement de ceux obtenus avec la classification de Leake et al. (1997) (figure 2.2), mais sont cohérents avec l'homogénéité pétrographique des amphiboles étudiées.

2.2.2 Chlorite

La chlorite est présente comme minéral d'altération associé à la minéralisation aurifère. Elle est retrouvée en proportion très variable dans les toutes les zones minéralisées du porphyre #12. Les grains sont généralement de taille millimétrique, montrant un fort pléochroïsme variant d'incolore à vert. Les grains montrent des intercroissances avec l'épidote et parfois des carbonates. Ils sont aussi spatialement associés à la pyrite, tel qu'illustré sur la figure 2.3.

La composition des chlorites a été déterminée à l'aide de l'algorithme de calcul publié par Yavuz et al. (2015). Cet algorithme de calcul permet de déterminer la formule des chlorites et l'utilisation simultanée de plusieurs classifications, soit celles de Bayliss (1975), Wiewiora & Weiss (1990), Zane & Weiss (1998), et Guggenheim et al. (2006). Les formules des chlorites sont calculées sur la base de 18 anions ($O_{10}(OH)_8$), soit 14 oxygènes équivalent. Le tableau de résultats obtenus grâce au programme de Yavuz et al. 2015 est disponible en annexe (Annexe C). Selon la classification de Guggenheim et al. (2006), les chlorites analysées sont toutes des chlorites magnésiennes de type clinochlore, à l'exception d'un grain qui montre une composition de sudoïte, une chlorite riche en aluminium.

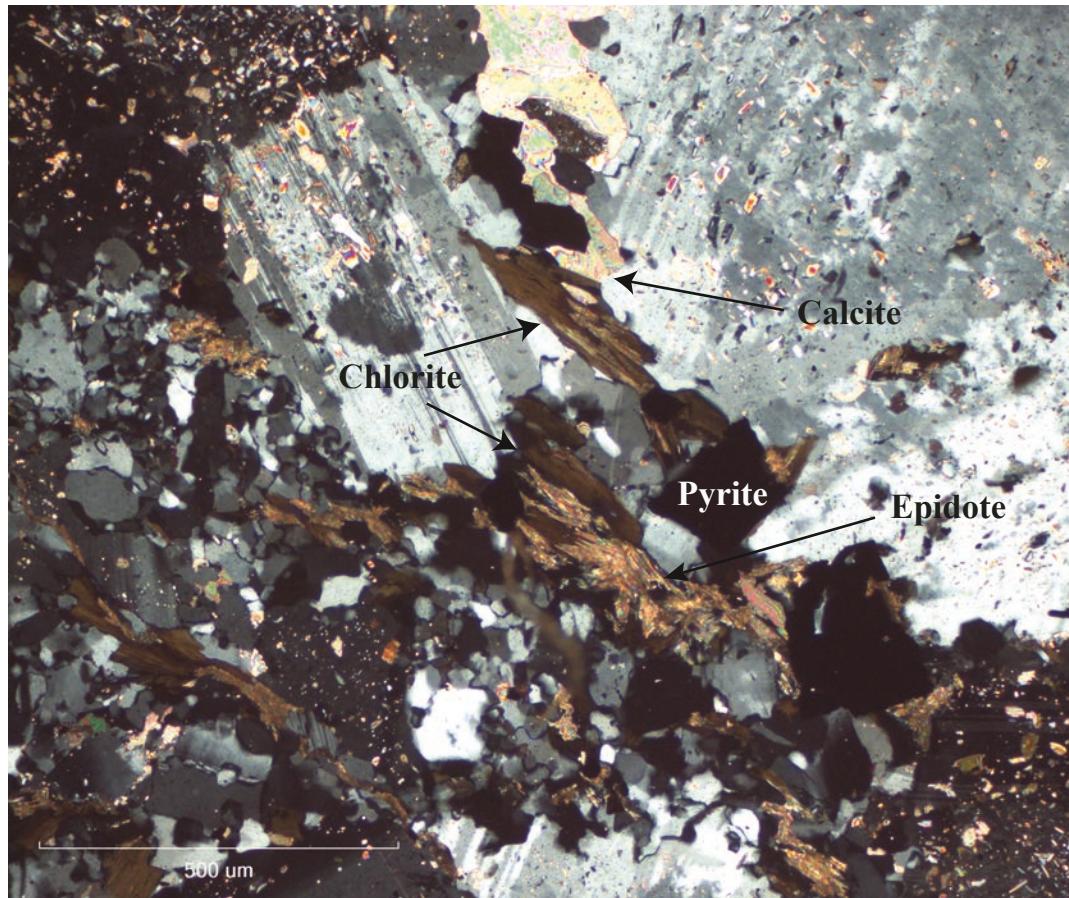


Figure 2.3 : Micropographie de la monzodiorite quartzifère altérée montrant l'intercroissance de la chlorite avec l'épidote et la calcite.

2.2.3 Carbonates

Les carbonates sont présents dans les zones d'altérations aurifères associées aux veines, brèches et stockworks minéralisés du porphyre #12. Les analyses chimiques des carbonates ont été normalisées en utilisant une feuille Excel (Annexe A) et leur composition est reportée sur le diagramme ternaire ayant comme pôles

l'aragonite $MgCO_3$, la calcite $CaCO_3$ et la sidérite $FeCO_3$ (figure 2.1.4). Les grains sont généralement millimétriques et xénomorphes, bien que certains puissent montrer des textures subautomorphes. Des intercroissances peuvent-être visible avec des grains de chlorite (figure 2.1.3). La présence de calcite est aussi directement associée à la présence de pyrite. Les échantillons contenant de la calcite sont tous aurifères et montrent des teneurs > 300 ppb Au.

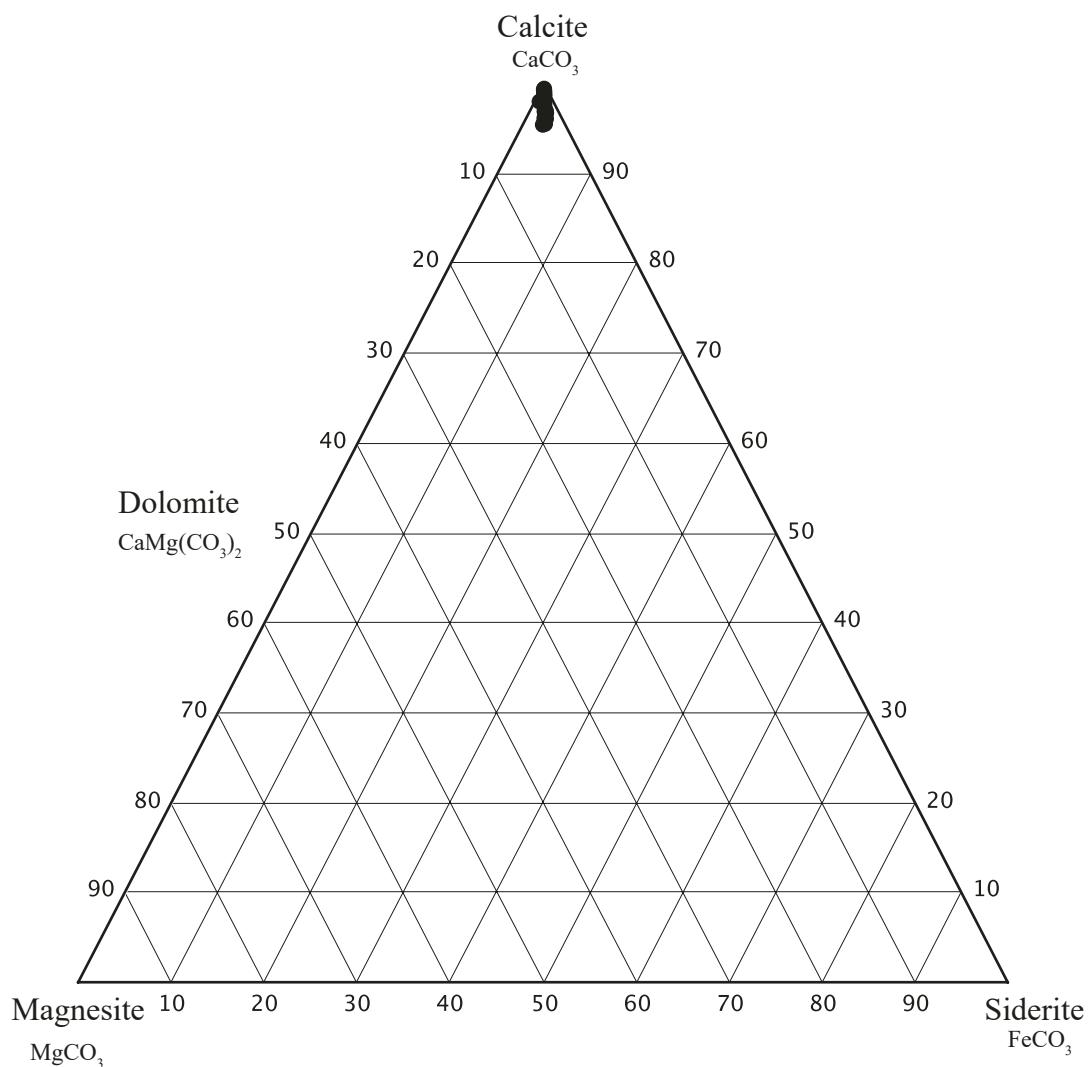


Figure 2.4 : Diagramme ternaire de classification des carbonates

La classification indique que tous les carbonates sans exception sont des calcites contenant des impuretés de Mg, Fe, Mn et de Sr, et dont la proportion totale varie de 1 à 5 poids %.

2.2.4 Micas blancs

Les micas blancs ont été documentés dans les zones d'altération aurifères. Les cristaux sont fins (< 100 microns) et sont visibles aussi bien sur les lames minces qu'à l'œil nu sur les échantillons de carottes de forages, où ils sont développés en bandes et en amas. Ils représentent l'un des principaux minéraux d'altération associés aux veines aurifères V₂. Ils sont aussi abondants dans la zone Sud, notamment dans les roches sédimentaires du Groupe du Pontiac situées dans le toit immédiat de la faille de la zone Sud. Ces micas blancs sont aussi associés aux veines V₃ et à la zone Nord, mais dans une proportion moindre. Les micas analysés proviennent de plusieurs échantillons. L'échantillon D161740 représente une veine de type V₂ et la zone d'altération associée. Les échantillons D964606 et D964610 proviennent respectivement des zones Sud et Nord, alors que l'échantillon D964626 représente les zones internes. Ces micas montrent une composition relativement homogène, intermédiaire entre celle de la paragonite et de la muscovite (figure 2.5). La proportion d'Al varie entre 4,73 et 4,93 apfu, et celle de la Si entre 6,25 et 6,48 apfu. Ils contiennent également du Mg et du Fer avec des proportions respectives entre 0,23 et 0,43 apfu et de 0,43 à 0,58 apfu.

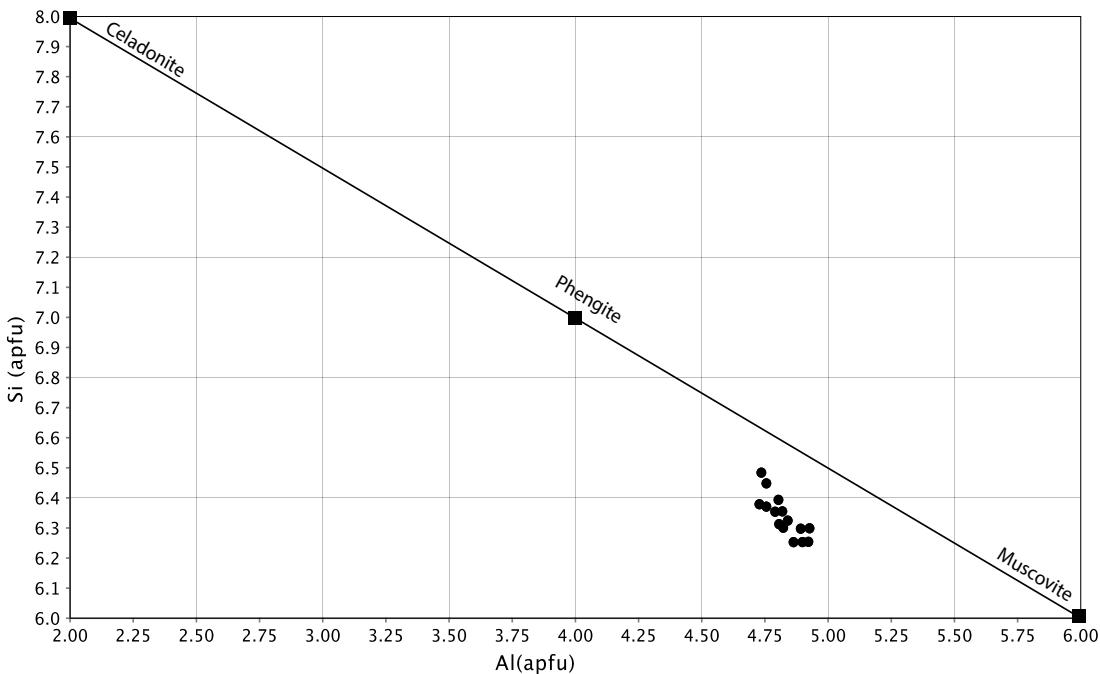


Figure 2.5 : Classification des micas blancs Al_{apfu} versus Si_{apfu} .

2.2.5 Pyrite

Quatre échantillons provenant de zones minéralisées associées à des veines aurifères et leurs épontes ont été sélectionnés afin d'en étudier la composition des pyrites. L'échantillon D161740 est associé à une veine de type V₂, les trois autres sont associés à des veines de type V₃. Pyrites sont disséminées à travers les silicates et les grains montrent des textures subautomorphes à automorphes et des tailles allant de <100 µm à plusieurs millimètres. Les grains ont généralement un cœur présentant des inclusions et une bordure automorphe qui en est dépourvue.

La figure 2.6 montre un grain de pyrite composite constitué de deux cristaux accolés. Les grains présentent des compositions semblables à l'exception de trois d'entre eux, qui proviennent de l'échantillon D161740 (Py-1, Py-4 et Py-5).c. Ces trois

grains se distinguent par des concentrations élevées en Cu entre 571 ppm et 4500 ppm, et en Cr entre 101 ppm et 312 ppm, alors que tous les autres métaux sont en concentration inférieure à 10 ppm. Ces échantillons se démarquent aussi par leur contenu en Ti qui est entre 0,4 et 1,6 poids %, alors que pour le reste des échantillons il est inférieur à 0,1 poids %. La concentration d'arsenic est aussi très variable entre 2 et 150 ppm, sauf pour un grain (D161740-Py-5) où elle atteint 358 ppm; elle reste donc faible pour l'ensemble des échantillons. La concentration du Te et de l'Ag sont généralement inférieures à 10 ppm, mais atteignent des concentrations respectives de 26 ppm et 93 ppm. Les concentrations en or sont très faible < 1,3 ppm et atteignent 5 ppm dans un seul échantillon. Les métaux les plus abondants dans la pyrite sont le Co et le Ni. La concentration de Co varie entre 15 et 903 ppm et atteint 0,2 % dans l'échantillon D161686-Py-2. Le Ni varie lui aussi beaucoup entre 17 ppm et 0,22%. Il y a une corrélation positive claire entre l'Ag et le Te, l'Au semble aussi être associé à ceux-ci, mais la concordance est moins évidente.

La majorité des pyrites sont zonées, elles présentent un cœur riche en inclusions ou micro-inclusions et une bordure qui en est dépourvue. Cette zonation n'est cependant pas toujours visible au microscope optique. La figure 2.6 montre un transect laser et la photomicrographie du grain analysé. Ce grain est caractéristique des pyrites dans les veines aurifères de type V₃ de la zone Odyssey. La pyrite et l'or y sont encaissés dans une gangue de quartz. Le transect d'ablation laser est indiqué par le rectangle orange et celui-ci traverse une inclusion métallique de Te-Ag-Au, comme indiqué par des pics anomaux sur le transect ;. D'autres pics en métaux précieux sont également documentés le long du transect et représentent probablement des micros- inclusions qui ne sont pas visibles au microscope.

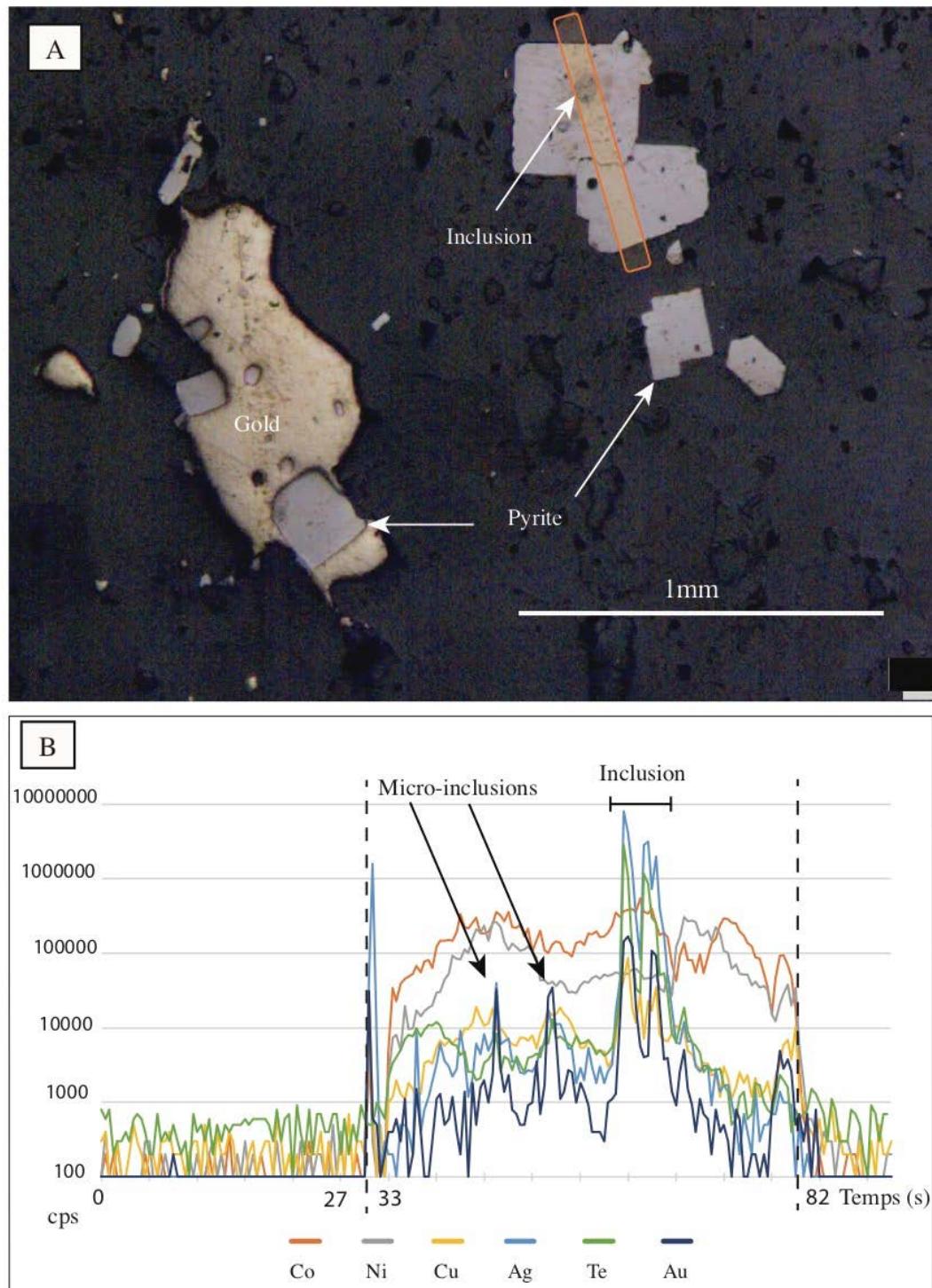


Figure 2.6 (A) Photographie en lumière réfléchie et (B) transect LA-ICP-MS d'un grain de pyrite issu de l'échantillon D161686.

Dans le chapitre précédent, il a été déterminé que les minéraux contenus dans les veines minéralisées sont notamment la pyrite, la sphalérite, la hessite (Ag_2Te) et or (Au). La présence d'inclusions de Te-Ag-Au dans les grains de pyrite, ainsi que l'association de l'or avec le Te et l'Ag dans la pyrite contenant les inclusions démontrent bien que cette pyrite est directement associée au processus de minéralisation aurifère. D'ailleurs ces anomalies géochimiques dans les pyrites correspondent aux mêmes associations identifiées en lithogéochimie.

2.2.6 Interprétation de l'altération

Les analyses à la microsonde des minéraux présentés dans ce chapitre apportent des précisions sur la composition de la monzodiorite quartzifère fraîche et révèlent les changements minéralogiques associés à l'altération aurifère. D'abord, les plagioclases analysés sont des albites et des oligoclases, mais les oligoclases ne sont pas présentes dans les échantillons altérés. Les analyses montrent également que la calcite est le carbonate prédominant. Les micas blancs ont une composition entre la paragonite et la muscovite, mais le nom textural de séricite a été conservé pour décrire les assemblages. Les chlorites étudiées sont des clinochlores mais, dans ce cas aussi, le nom général de chlorite a été conservé. Les amphiboles présentent une composition d'actinote et, comme les oligoclases, ne sont pas présentes dans les zones d'altération aurifère. L'altération associée aux veines V₂ est constituée d'un assemblage à séricite – pyrite – calcite, alors que celle des veines V₃ est un assemblage de calcite – pyrite – séricite – chlorite – hématite. Les calculs de bilan de masse présentés dans le chapitre I montrent pour les deux assemblages un faible gain K₂O et des gains importants en S, et CO₂, mais un lessivage du Na₂O et du CaO pour l'assemblage V₂. Les changements minéralogiques et chimiques documentés peuvent être expliqués par des réactions

d'hydrolyse et de carbonatation basées sur la destruction d'amphiboles calciques et de plagioclases et la formation de séricite, de pyrite, de calcite et de chlorite, telles que définies par Kerrich (1983) et McCuaig et Kerrich (1998). Des conclusions similaires ont été tirés par De Souza et al. (2019) pour l'altération hydrothermale dans les zones minéralisées situées dans la mine à ciel ouvert de Canadian Malartic. De plus, l'absence de magnétite dans les zones d'altération suggère que le fer contenu dans celle-ci et dans certains silicates, nommément la biotite et l'actinote, a été transféré dans la pyrite par des réactions de sulfuration. Ces éléments indiquent que le fluide minéralisateur était riche en soufre, probablement sous forme de H₂S. Le fluide était également riche en CO₂ et contenait une certaine proportion d'ions alcalins K⁺. Les veines V₂ et V₃ montrent des proportions distinctes de minéraux d'altération dans leurs épontes. De plus, les veines V₂ montrent également un lessivage de Na₂O et CaO dans les enveloppes d'altération qui leur sont associées. Les associations métalliques entre l'Au, le Te et l'Ag sont également légèrement différentes entre ces deux types de veines. Ceci souligne probablement des différentes physicochimiques liées aux conditions de formation de ces veines. Il a aussi été démontré que les V₂ constituent moins de 10% des veines aurifères rencontrées lors de l'étude des forages. Elles représenteraient alors un évènement de minéralisation précoce associé à un fluide plus riche en potassium alcali et moins riche en or. Cet évènement serait antérieur ou contemporain de la principale phase de minéralisation associée aux veines et brèches de type V₃.

2.3 Thermométrie

Afin de contraindre la température de mise en place de la minéralisation aurifère, différents géothermomètres empiriques basés sur la composition chimique des chlorites et des pyrites ont été utilisés.

2.3.1 Chlorite

Les thermomètres utilisés pour calculer la température de formation de la chlorite sont basés sur les formules chimiques structurelles de la chlorite calculées à partir des analyses à la microsonde. Comme pour le calcul des formules minérales, les calculs de température ont été effectués grâce au logiciel WinCcac publié par Yavuz et al. (2015). Deux types de géothermomètres ont été sélectionnés pour cette étude, la plupart sont basés sur le contenu en aluminium tétraédrique dans la chlorite, d'autres sont basés sur l'occupation des sites octaédriques. Ils sont tous dérivés des thermomètres initiaux proposés par Cathelineau & Nieva (1985) soit :

$$T(\text{°C}) = 106 * (\text{Al}^{\text{IV}}) + 18$$

et

$$T(\text{°C}) = (\text{Vide octaédrique O}_{28} - 2.41) * 1000 - 8.57$$

Le thermomètre de Kranidiotis & MacLean (1987) est basé sur une correction apportée au contenu en Al^{IV} calculé dans la formule minérale en y ajoutant $0.7 * \frac{Fe}{Fe+Mg}$. Cathelineau (1988) propose une équation modifiée de celle proposée en 1985. Jowett (1991) utilise aussi la quantité d'Al^{IV} mais sur une base de 14 oxygènes dans la formule au lieu de 28 et apporte des modifications du facteur attribué au rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ en le remplaçant par un facteur de 0.1. De Caritat et al. (1993) proposent un nouveau thermomètre basé sur l'occupation des sites octaédriques, mais qui aurait tendance à estimer des températures légèrement inférieures à celles des thermomètres basés sur la quantité de Al^{IV} (Yuvaz et al. 2015). Les thermomètres de Zang & Fyfe (1995), Xie et al. (1997) et El Sharkawy (2000) proposent tous des corrections factorielles du rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ basées sur leurs études respectives.

La table des résultats des calculs créée par le logiciel WinCcac est disponible en annexe (Annexe D). Les thermomètres donnent tous des températures généralement comprises entre 200 et 300°C. Les médianes et les quartiles ont été calculés pour chaque thermomètre. La figure 2.7 présente les résultats obtenus par les différents thermomètres.

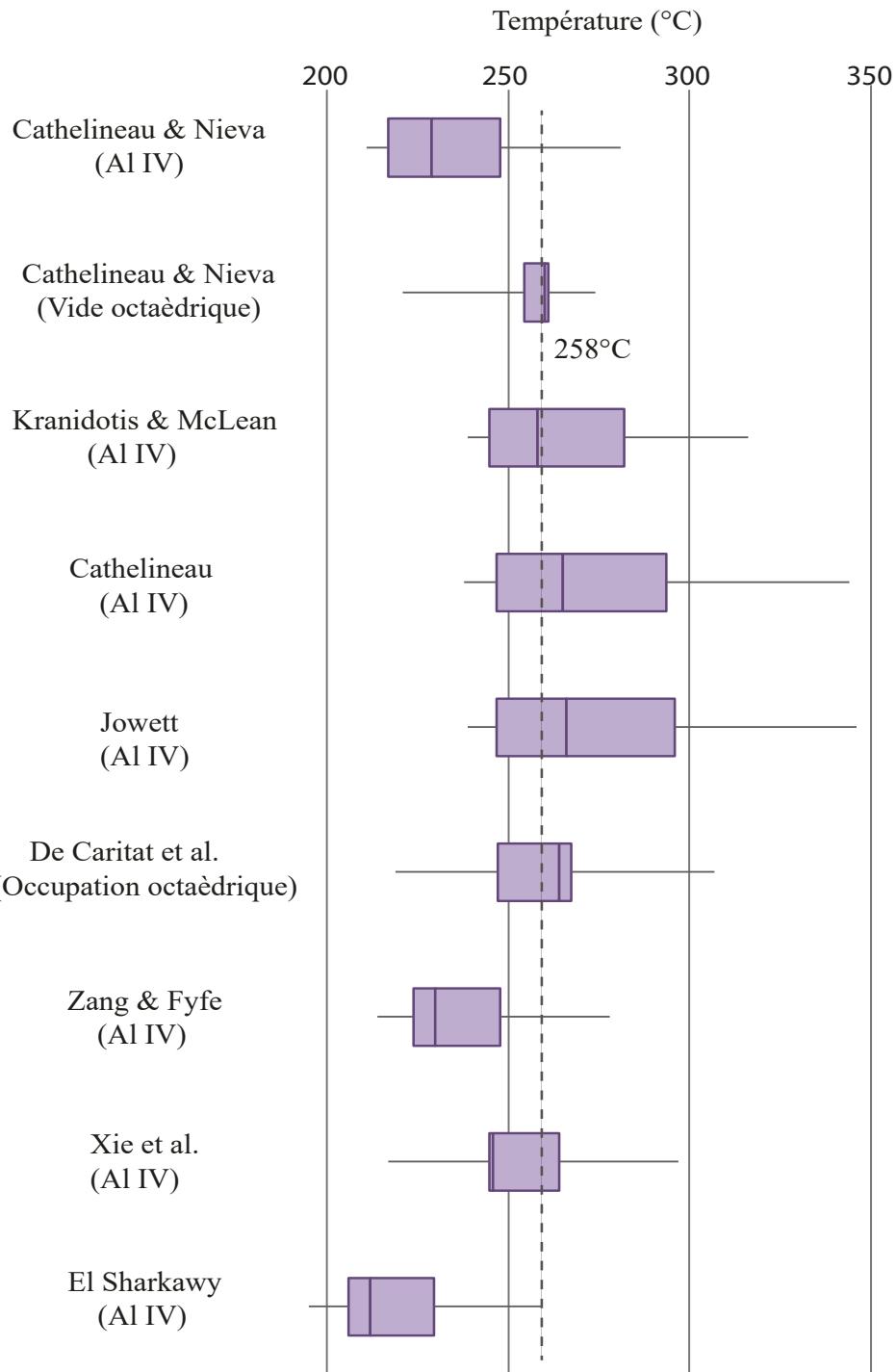


Figure 2.7: Résultats des calculs de températures des différents thermomètres. Les résultats sont sous la forme de boîtes à moustaches, les boîtes représentent les données

qui sont contenus entre le premier et le troisième quartiles ; la médiane est indiquée par les traits sur les boîtes.

Les résultats obtenus par le thermomètre de Cathelineau & Nieva (1985) basé sur les vides octaédriques semblent être les plus statistiquement robustes puisque l'équation produit la série de températures avec l'écart type le plus faible, soit un écart-type de 9 et une température médiane de 260°C. Les calculs effectués avec la méthode de El Sharkawy (2000) donnent toujours les résultats de températures les plus bas de tous les thermomètres utilisés avec un résultat médian de 212°C. Notons tout de même que les corrections apportées au rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ par cet auteur sont issus de l'observation de chlorites dans des roches mafiques-ultramafiques, contexte qui est donc différent de la zone Odyssey. Le thermomètre de Zang & Fyfe (1995), qui lui aussi se base sur une correction du rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$, tend à indiquer des valeurs légèrement inférieures au reste des thermomètres avec une température médiane de 230°C. En revanche, ces résultats sont très proches de ceux obtenus avec le premier thermomètre développé par Cathelineau & Nieva (1985) basé sur la quantité de Al^{IV}. En effet, pour un même échantillon, les estimations de températures pour ces deux thermomètres varient entre 1 et 7°C. Pour les six autres méthodes, les températures calculées sont en général plus hautes et les médianes des différents thermomètres vont de 246 à 266°C et cinq de ceux-ci ont des températures médianes entre 258°C et 266°C. Les écarts-types de ces méthodes sont aussi plus grands, entre 18 et 28. Il est raisonnable de considérer que la gamme de température obtenue avec ces 6 thermomètres soit la plus représentative de ces estimations empiriques. Finalement, la médiane de l'ensemble des neuf thermomètres présentés dans la figure 2.7 donne une température de 258°C.

Les échantillons D964606 et D964610 associés, respectivement à la zone Sud et à la zone Nord, donnent en général des températures supérieures de quelques dizaines de degrés par rapport au reste des échantillons qui proviennent de zones d'altération

associées à des veines situées à l'intérieur de la masse du porphyre #12. Cette tendance est vraie pour tous les thermomètres utilisés.

2.3.2 Pyrite

Dans le chapitre précédent et plus précisément dans la section 1.5 sur la minéralisation aurifère, un lien a été établi entre les zones aurifères, et la présence de pyrite disséminée dans les veines et les zones d'altération associées. La section qui suit présente une application du thermomètre récemment développé par Keith et al. (2018), sur ces pyrites dans les zones aurifères. Ce thermomètre empirique utilise la corrélation inverse entre la proportion de Se dans la pyrite et la température de formation de ce minéral. L'équation développée suit une loi de puissance négative tel que :

$$Se_{pyrite} = 5 \cdot 10^{13} \cdot T^{-4,82}$$

Cette équation a été créée à partir de données provenant d'une variété de type de gisements d'or, incluant des gisements épithermaux, de type orogéniques, de type carlin et des porphyres. Malgré cette variété, la corrélation de cette équation reste faible avec $R^2=0.4$.

Dans le cas de la zone Odyssey, la présence d'inclusions ou de métaux précieux dans la structure des pyrites n'a pas d'influence sur la concentration de sélénium. La quantité de Se est intégrée à partir de l'entièreté du transect laser et les concentrations sont variables, entre 1,5 et 27,42 ppm. L'équation de Keith et al. (2018) a été calibrée sur des échantillons de pyrite dont les valeurs moyennes en sélénium sont supérieures à 6 ppm. Sept des vingt-six grains de pyrite analysés ont des valeurs en sélénium qui

n'atteignent pas 6 ppm. Trois grains proviennent de l'échantillon D161784 et quatre de l'échantillon D161740. L'équation de température a donc été appliquée aux 19 grains de pyrite valides qui ont des valeurs en Se supérieures à 6ppm. Les températures obtenus s'échelonnent entre 349 et 469°C avec seulement 25% des valeurs inférieures à 392°C. La médiane des températures obtenues est de 413°C et 50% des résultats obtenus sont compris entre 392°C et 444°C (figure 2.8).

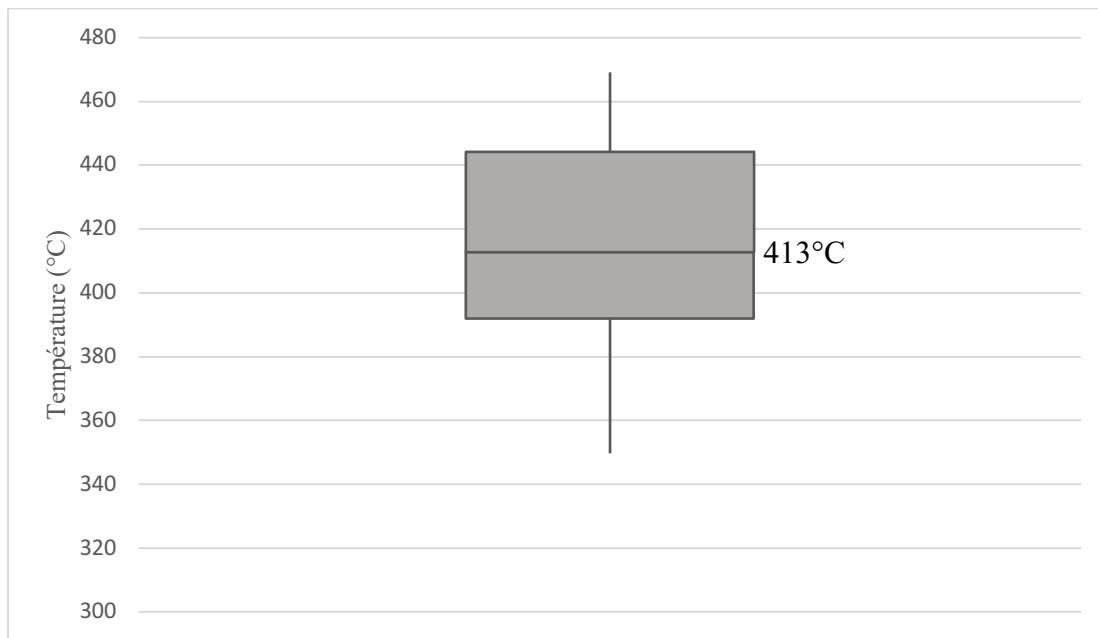


Figure 2.8 : Températures obtenus à partir de l'équation de Keith et al. (2018).

2.3.3 Température du dépôt de la minéralisation

De précédents travaux sur le gisement de Canadian Malartic ont tentés d'établir la température de mise en place de la minéralisation. D'abord Helt et al. (2014) ont estimé la température de mise en place de la minéralisation en utilisant l'équilibre isotopique du soufre entre la pyrite et la barytine, et de l'oxygène entre le quartz et l'hématite. Une température de 475°C est alors proposée comme étant représentative de la minéralisation aurifère. Raskevicius et al. (2019) ont modélisés les échanges fluides/roches en utilisant les isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène. Ils déterminent un ratio fluide : roche de 0.5, et une température de 350°C pour la minéralisation aurifère. Il est cependant nécessaire de soulever que les calculs de Raskevicius et al. (2019) ont été effectués dans les roches sédimentaires de la fosse principale de la mine Canadian Malartic et non dans des roches intrusives comme c'est le cas pour la zone Odyssey.

Les températures obtenues avec les thermomètres de la chlorite sont plus basses que celles définies par les précédentes études (Helt et al. 2014, Raskevicius et al. 2020). Ces températures sont aussi assez faibles, compte tenu des résultats obtenus avec les autres thermomètres. Il est probable que la température enregistrée par les chlorites soit due au rééquilibrage de ce minéral après la principale phase de minéralisation aurifère, à une température d'environ 230 à 300°C. Ce rééquilibrage de la chlorite pourrait être associé au métamorphisme rétrograde ou à une circulation hydrothermale tardive. En revanche, les températures obtenues avec le thermomètre de la pyrite (Keith et al. 2018) sont plus élevées avec une médiane de 413°C.

CONCLUSION

La zone Odyssey est subdivisée en trois zones principales, soit les zones Nord, Sud et internes. Les zones Nord et Sud sont situées le long des contacts nord et sud du porphyre #12, lui-même situé au contact sud de la zone de faille Larder-lake – Cadillac. Les zones internes, quant à elles, sont situées dans la masse du porphyre #12. Elles sont composées d'un réseau complexe de veines et de brèches ainsi que des zones à sulfures disséminés qui leur sont associés. Leur composition minéralogique et géochimique indique qu'elles sont contemporaines aux zones Nord et Sud. Cette étude suggère que le porphyre #12 agit comme un piège mécanique pour la formation de veines et la minéralisation en or puisqu'il représente une unité compétente avec un fort contraste rhéologique par rapport aux roches ultramafiques et sédimentaires adjacentes. Une grande partie de la minéralisation se présente sous forme disséminée, elle est créée par l'interaction du fluide avec la roche encaissante qui se traduit surtout par la pyritisation et la carbonatisation.

Le modèle développé dans ces travaux montre une association directe entre la minéralisation et la présence de dyke mafiques et intermédiaires dans les zones internes. Ces dykes, ayant subi une altération hydrothermale et donc une diminution de leur compétence, constituent des anisotropies structurales dans la masse homogène du porphyre #12. Le partitionnement de la déformation le long de ces dykes contrôle la formation des zones de cisaillement ductile fragile. Le mouvement le long de ces cisaillements crée des zones dilatations dans lesquelles sont mises en place les veines et stockworks qui constituent les intervalles minéralisés continus. La cartographie des réseaux de brèches et de veines aurifères, ainsi que l'analyse dynamique qui en a été effectuée montrent une attitude subverticale pour ces systèmes de fractures, ce qui

suggère qu'ils sont mis en place dans un contexte décrochant. L'orientation de ces systèmes est contrôlée par l'attitude de local du champ des contraintes et par les cisaillements développés dans les dykes. Ces travaux corroborent donc les travaux de Belkabir et al. (1993) et Kisters et al. (2000) sur l'activation en cisaillements de dykes peu compétents qui recoupent des granitoïdes. Le mouvement de type décrochant inféré dans cette étude suggère un contexte de type transpressif le long de la faille Larder-Lake – Cadillac dans le secteur de Malartic.

Finalement, ces travaux apportent de nouvelles contraintes sur l'âge de l'emplacement de la minéralisation aurifère. La datation U-Pb d'une veine aurifère indique un âge de 2660.8 ± 6.3 Ma qui est donc similaire à l'âge de la minéralisation (2664 ± 11 Ma) documentée dans la mine actuelle de Canadian Malartic et synchrone à l'évènement de déformation D₂. La zone Odyssey montre des caractéristiques similaires avec la mine actuelle tel que la composition des veines et des enveloppes d'altération qui y sont associées, ce qui suggère des fluides minéralisateurs semblables. Les roches porphyriques, hôtes de la minéralisation, partagent une source et une évolution pétrogénétique similaires ; ces roches sont aussi en continuité structurale le long de la faille Sladen qui est l'un des métallotectes principaux de la mine actuelle. Cela indique que le système minéralisé aurifère de Canadian Malartic s'étend sur plus de 5km.

ANNEXE A

RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Echantillon	Dykes felsiques								
	D161786	D161788	D964628	D161697	D161698	D161704	D161712	D161743	D161792
wt. %									
SiO ₂	71,14	71,68	72,11	68,49	67,76	70,19	70,43	71,78	70,08
TiO ₂	0,144	0,144	0,145	0,208	0,367	0,273	0,213	0,211	0,206
Al ₂ O ₃	15,47	15,11	15,68	14,99	15,25	15,27	15,23	15,34	14,19
Fe ₂ O ₃ (T)	1,26	1,1	1,02	1,9	2,52	1,73	1,93	1,81	2
FeO(T)	1,13	0,99	0,92	1,71	2,27	1,56	1,74	1,63	1,80
MnO	0,019	0,018	0,017	0,027	0,023	0,018	0,026	0,018	0,029
MgO	0,25	0,21	0,1	0,89	0,64	1,01	0,97	1,29	0,87
CaO	1,38	1,32	0,31	2,06	2,64	1,16	1,91	0,92	2,09
Na ₂ O	5,49	5,64	6,39	5,73	5,64	6,72	5,61	7,54	4,94
K ₂ O	3,68	3,15	3,3	2,74	2,93	1,3	2,58	0,4	3,04
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,08	0,15	0,1	0,08	0,08	0,08
LOI	1,54	1,45	0,51	1,77	1,5	0,96	0,87	1,2	1,61
Total	100,4	99,9	99,63	98,88	99,42	98,74	99,84	100,6	99,14
CO ₂									
S	0,067	0,061	0,07	0,097	0,351	0,154	0,049	0,041	0,055
ppm									
Au (ppb)	17	20	51	64	47	65	8	< 2	< 2
Ba	1010	1056	1046	1350	1858	721	1351	227	1469
Rb	85	75	40	44	42	23	51	8	63
Sr	598	835	584	1085	1310	725	1223	602	1157
Cs	1,5	0,9	0,3	0,6	0,7	0,3	1	0,3	0,7
Ga	21	20	20	22	27	23	22	25	22
Tl	0,42	0,35	0,1	0,24	0,22	0,09	0,28	< 0,05	0,35
Ta	0,09	0,09	0,08	0,15	0,21	0,15	0,15	0,18	0,14
Nb	0,9	1,3	0,3	2,1	4,9	2,4	2	2,3	2,4
Hf	2,1	2,3	2,1	2,4	5,1	3,4	2,6	2,9	3
Zr	82	83	76	98	199	132	98	97	111
Y	1,9	2	2	5,3	3,6	2,7	5,4	5,5	5,6
Th	4,33	4,4	4,01	4,67	6,99	4,89	4,72	4,47	4,66
Cr	< 20	< 20	23	60	20	30	60	50	50
Ni	< 1	1	3	19	5	5	21	19	21
Co	1	1	1	4	4	3	4	3	4
Sc	< 1	< 1	0,7	3	1	1	3	3	3
V	9	7	12	25	34	23	21	24	26
Cu	4	< 1	3	3	44	4	2	3	2
Pb	15	11	18	20	16	7	19	7	18
Zn	22	18	14	42	77	20	47	19	53
Bi	0,11	0,07	0,09	0,05	0,05	0,12	0,04	0,07	0,03
Sn	1	< 1	< 1	1	1	1	1	1	1
W	2,4	2,3	6,3	4,1	1,3	0,9	0,6	1,5	2,5
Mo	2	2	< 2	3	< 2	11	2	6	< 2
Be	2	1	2	3	2	2	3	2	3
Ag	< 0,3	< 0,3	0,4	< 0,3	0,4	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3
As	0,2	< 0,1	0,6	0,3	0,2	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sb	0,04	0,04	0,08	0,08	0,08	0,14	0,07	0,05	0,1
La	21	19,8	20,3	21,6	50,1	33,2	21	15,9	21
Ce	38,8	36,9	38,6	44	103	67	42,1	34,3	42,3
Pr	4,11	4,03	3,98	5,28	12,6	7,95	5,2	4,04	5,1
Nd	14,5	14,9	13,7	20,5	48,6	31	20,3	16	19,7
Sm	2,04	2,21	2,04	4,21	7,8	5,05	3,98	3,1	3,81
Eu	0,495	0,586	0,487	1,01	1,81	1,18	0,964	0,969	0,929
Gd	1,07	1,13	1,1	2,65	4,2	2,41	2,83	2,31	2,74
Tb	0,11	0,11	0,12	0,28	0,34	0,21	0,3	0,29	0,3
Dy	0,44	0,46	0,49	1,25	1,09	0,71	1,18	1,3	1,27
Ho	0,07	0,07	0,08	0,18	0,11	0,1	0,18	0,17	0,18
Er	0,17	0,16	0,21	0,43	0,22	0,24	0,41	0,42	0,47
Tm	0,022	0,023	0,029	0,05	0,03	0,024	0,052	0,055	0,062
Yb	0,13	0,13	0,16	0,26	0,14	0,11	0,3	0,31	0,35
Lu	0,017	0,019	0,02	0,039	0,017	0,015	0,045	0,04	0,059
Ge	0,6	0,9	1,2	0,8	0,8	0,9	1	0,9	0,8
Se	0,3	0,2	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2	0,3	0,2
Te	< 0,02	< 0,02	0,04	0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02

Dykes intermédiaires

Dykes intermédiaires

Echantillon	Dykes mafiques		Porphyre CM Médiane CM	Porphyre #12		
	D161693	D964625		D161679	D161681	D161725
wt. %						
SiO ₂	47,65	49,25	66,175	64,47	79,33	65,64
TiO ₂	0,615	0,355	0,497	0,483	0,291	0,551
Al ₂ O ₃	17,48	5,79	15,92	15,4	10,42	15,5
Fe ₂ O ₃ (T)	11,39	10,09	3,41	3,13	2,56	3,57
FeO(T)	10,25	9,08	3,07	2,82	2,30	3,21
MnO	0,161	0,195	0,044	0,032	0,012	0,042
MgO	10,01	18,92	1,25	1,28	0,32	1,26
CaO	4,11	8,35	2,83	2,9	0,37	3,25
Na ₂ O	3,73	0,24	5,42	6,07	0,48	5,59
K ₂ O	0,75	3,13	3,08	3,61	3,67	2,99
P ₂ O ₅	0,06	< 0,01	0,26	0,24	0,15	0,26
LOI	4,7	3,18	0,84	2,82	2,27	1,25
Total	100,6	99,51	99,56	100,4	99,87	99,91
CO ₂			0,37	1,81		0,43
S	0,511	0,012	0,02	0,354	1,31	0,182
ppm						
Au (ppb)	34	17	2,5	3780	182	3
Ba	106	242	1849	1611	2619	1830
Rb	29	123	71	33	53	62
Sr	325	97	1372	878	81	1389
Cs	1,8	7,3	1,8	0,3	0,5	1,3
Ga	14	14	24,5	24	17	25
Tl	0,08	0,57	0,41	0,14	0,15	0,31
Ta	0,14	0,1	0,24	0,3	0,15	0,27
Nb	2,3	1,3	3,4	6,1	2,6	4,9
Hf	1,2	0,5	3,4	4	1,9	4,1
Zr	50	12	142,5	156	83	160
Y	20,9	5,9	7,1	7,4	3,5	6,9
Th	0,32	0,11	4,9	5,03	2,92	5,06
Cr	< 20	1590	16,5	30	30	30
Ni	81	979	6	14	21	12
Co	45	70	7,6	7	8	7
Sc	55	16,3	4	3	< 1	4
V	233	143	59,5	55	58	48
Cu	8	3	2,3	6	8	2
Pb	4	4	21,5	11	68	17
Zn	93	183	82,8	23	40	90
Bi	0,14	< 0,02	0,06	0,13	0,46	0,03
Sn	1	1	0,5	1	1	1
W	2,1	< 0,5	0,25	13,5	27,9	< 0,5
Mo	< 2	< 2	0,5	< 2	10	< 2
Be	1	4	2	2	2	2
Ag	< 0,3	< 0,3	1,1	0,5	0,5	< 0,3
As	0,7	0,3	0,3	0,8	6,5	< 0,1
Sb	0,06	0,06	0,03	0,12	0,21	0,05
La	5,68	1,47	35	40,4	24,6	41,4
Ce	10,8	3,92	70,9	83,6	49,3	85,7
Pr	1,47	0,6	8,655	9,94	5,93	10,4
Nd	6,38	2,69	33,5	38,5	22,5	41,5
Sm	1,66	1	5,68	6,84	4,18	7,22
Eu	0,673	0,357	1,37	1,51	0,885	1,7
Gd	2,09	1,12	3,36	3,97	2,69	4,22
Tb	0,43	0,19	0,375	0,4	0,24	0,39
Dy	3,11	1,18	1,545	1,73	1,02	1,65
Ho	0,75	0,2	0,24	0,28	0,13	0,25
Er	2,54	0,59	0,58	0,68	0,26	0,56
Tm	0,431	0,081	0,071	0,088	0,031	0,066
Yb	3,06	0,56	0,41	0,47	0,2	0,37
Lu	0,515	0,088	0,055	0,061	0,032	0,045
Ge	1,9	2,6	1,3	1	1,5	0,9
Se	0,4	0,8	0,05	0,3	0,3	0,3
Te	0,04	< 0,02	0,01	0,03	0,04	< 0,02

Porphyre #12

Echantillon	D161739	D161751	D161756	D161763	D161776	D161780	D161783	D161682
wt. %								
SiO ₂	70,4	66,01	64,73	64,86	65,65	65,24	65,57	63,23
TiO ₂	0,542	0,517	0,519	0,468	0,5	0,537	0,457	0,486
Al ₂ O ₃	14,23	15,83	15,98	14,44	15,73	15,97	13,6	16,18
Fe ₂ O ₃ (T)	3,42	4,08	3,63	3,33	3,45	3,81	3,53	3,13
FeO(T)	3,08	3,67	3,27	3,00	3,10	3,43	3,18	2,82
MnO	0,024	0,029	0,043	0,033	0,042	0,044	0,035	0,042
MgO	1,26	1,77	1,33	0,95	1,17	1,25	1,07	1,2
CaO	1,35	2,05	3,2	2,86	3,2	3,21	2,41	3,1
Na ₂ O	3,21	6,66	5,95	5,29	5,91	5,64	3,04	6,89
K ₂ O	3,79	1,29	3,26	4,23	2,79	2,99	6,42	2,23
P ₂ O ₅	0,23	0,25	0,26	0,21	0,23	0,25	0,24	0,26
LOI	2,04	1,61	1,32	3,1	0,99	1,09	3,04	2,92
Total	100,5	100,1	100,2	99,77	99,67	100	99,4	99,67
CO ₂	0,34	0,27	1,79	0,27	0,29			
S	0,641	0,057	0,263	1,23	0,174	0,157	1,24	0,833
ppm								
Au (ppb)	1630	4	< 2	12100	< 2	< 2	2610	2700
Ba	1874	544	1779	1462	1676	1708	1406	1355
Rb	72	22	56	39	56	63	83	41
Sr	323	792	1262	533	1352	1352	1041	879
Cs	0,8	0,3	0,6	0,2	0,5	0,9	0,5	0,9
Ga	24	25	24	31	28	25	24	25
Tl	0,26	0,09	0,23	0,13	0,22	0,34	0,41	0,19
Ta	0,25	0,26	0,32	0,25	0,3	0,25	0,27	0,27
Nb	4,3	4,8	5,3	4,3	4,8	5,1	3,9	4,4
Hf	4,1	3,9	4,2	3,5	3,9	4,5	3,5	3,5
Zr	155	155	162	139	149	160	134	149
Y	6,3	7,1	7,1	5,7	6,9	7	5,9	6,5
Th	4,68	5,19	5,14	4,24	4,88	5,14	4,33	4,77
Cr	40	30	40	30	30	30	40	30
Ni	14	13	16	12	12	14	13	12
Co	8	5	7	7	7	7	7	7
Sc	4	4	4	3	3	4	3	3
V	63	54	51	38	49	50	46	53
Cu	5	1	45	7	3	9	10	10
Pb	24	15	12	18	16	15	113	13
Zn	46	46	90	24	86	89	57	85
Bi	0,24	0,04	0,03	0,35	0,05	0,04	1,25	0,18
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1
W	32,7	0,6	0,9	28,5	< 0,5	0,6	45,7	21,8
Mo	16	< 2	< 2	50	< 2	< 2	5	< 2
Be	2	2	2	3	2	2	1	2
Ag	0,5	< 0,3	0,3	2,5	< 0,3	< 0,3	2,4	0,6
As	1,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	0,3	5,1
Sb	0,09	0,05	0,06	0,04	0,06	0,08	0,07	0,06
La	39,9	45,9	40,4	36,6	38,5	40,5	35	35,2
Ce	81,9	94,3	83,9	75,7	79,1	83,9	72,1	72,6
Pr	9,99	11,4	10,2	9,4	9,86	10,4	8,95	8,84
Nd	39,3	44,7	42,6	36,7	36,7	40,2	35,1	34,8
Sm	6,68	7,24	6,9	6	6,39	7,21	6,14	6,74
Eu	1,55	1,89	1,76	1,45	1,49	1,59	1,38	1,49
Gd	3,89	4,37	4,38	3,52	3,74	4,28	3,77	3,94
Tb	0,39	0,43	0,45	0,36	0,39	0,43	0,37	0,38
Dy	1,57	1,71	1,72	1,44	1,62	1,78	1,46	1,64
Ho	0,21	0,22	0,23	0,18	0,22	0,26	0,2	0,23
Er	0,47	0,57	0,55	0,41	0,54	0,58	0,45	0,46
Tm	0,058	0,061	0,063	0,051	0,065	0,069	0,054	0,054
Yb	0,35	0,38	0,31	0,3	0,35	0,36	0,29	0,31
Lu	0,051	0,052	0,038	0,047	0,046	0,042	0,045	0,047
Ge	1,6	0,7	0,9	0,7	0,9	0,7	1,3	1,1
Se	0,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,5	0,3
Te	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,15	< 0,02	< 0,02	0,26	0,04

Echantillon	Porphyre #12 ZN					Porphyre #12 ZS			
	D964605	D964606	D964607	D964611	D964612	D964603	D964604	D964609	D964610
wt. %									
SiO₂	66,24	65,43	73,56	64,97	70,08	90,18	64,19	80,49	65,15
TiO₂	0,311	0,47	0,34	0,505	0,375	0,106	0,599	0,278	0,476
Al₂O₃	15,22	14,2	10,06	15,02	12,38	3,76	16,61	8,29	15,02
Fe₂O₃(T)	2,13	3,43	2,48	3,11	2,72	1,33	3,14	2,17	3,33
FeO(T)	1,92	3,09	2,23	2,80	2,45	1,20	2,83	1,95	3,00
MnO	0,023	0,035	0,02	0,035	0,031	0,016	0,035	0,014	0,037
MgO	0,61	1,02	1	1,12	1,45	0,22	1,52	0,51	1,12
CaO	1,93	2,48	1,11	2,78	2,52	1,05	3,22	1,19	2,85
Na₂O	4,2	5,41	2,9	4,24	5,35	0,16	0,17	1,37	4,71
K₂O	7,04	3,31	4,54	5,94	1,22	2,56	5,79	3,62	4,77
P₂O₅	0,11	0,2	0,17	0,22	0,01	0,02	0,29	0,15	0,21
LOI	2,8	2,55	2,21	2,46	2,68	1,31	4,63	1,66	2,59
Total	100,6	98,52	98,39	100,4	98,82	100,7	100,2	99,75	100,3
CO₂	2,12	1,59	1,24	1,83		0,9	2,08	0,69	1,82
S	0,845	0,761	1,26	0,464	0,907	0,637	0,225	0,68	0,55
ppm									
Au (ppb)	3790	2090	2780	2460	2860	190000	113	42800	2640
Ba	1720	2058	1001	1772	928	611	1674	695	1713
Rb	90	45	39	82	24	29	116	54	65
Sr	1190	801	240	863	682	675	738	244	1188
Cs	0,4	0,6	0,2	0,6	1	0,1	1,1	0,3	0,7
Ga	28	24	17	25	20	3	32	14	25
Tl	0,5	0,28	0,17	0,4	0,08	0,3	0,58	0,17	0,3
Ta	0,15	0,23	0,18	0,29	0,19	0,05	0,35	0,12	0,26
Nb	2,2	2,9	2,1	3,6	1,9	0,3	4,9	1,7	3,8
Hf	3,3	3,6	2,4	4	2,5	0,6	4,7	2,1	4,2
Zr	121	106	90	137	97	24	175	74	142
Y	3,3	5,8	3,9	6,7	4,8	1,2	7,6	3,3	6,2
Th	4,23	3,8	2,94	4,28	3,44	0,93	5,36	2,44	4,98
Cr	18	15	23	23	55	20	25	24	23
Ni	8	12	11	13	37	6	16	9	12
Co	4	7	6	7	6	3	6	5	7
Sc	1,6	2,8	1,9	3	2,7	0,7	3,3	1,7	2,9
V	26	47	24	56	40	9	61	35	50
Cu	4	12	6	11	8	9	25	8	7
Pb	14	23	21	24	33	98	4	20	18
Zn	33	78	19	73	41	12	69	17	69
Bi	0,37	0,16	0,23	0,1	0,19	1,41	0,06	0,66	0,11
Sn	1	1	1	1	1	< 1	1	1	1
W	28,9	31,5	27,2	39	40,6	8,5	45,6	24	23,2
Mo	3	< 2	2	2	11	20	< 2	2	2
Be	2	2	< 1	2	2	< 1	4	1	2
Ag	1,3	0,8	0,7	0,9	1	77,5	0,7	5,7	1
As	< 0,1	0,4	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sb	0,05	0,05	0,04	0,03	0,08	0,06	0,09	0,06	0,04
La	26,6	33,9	24,9	35,8	27,4	8,05	42,3	23,4	35
Ce	55,6	71,3	52,8	75,8	57,1	16,3	90,3	49,9	73,6
Pr	6,42	8,27	6,17	8,81	6,85	1,88	10,6	5,76	8,53
Nd	25,8	32,9	24,8	35,5	27,3	7,66	41,9	22,3	34,6
Sm	3,98	5,85	4,38	6,27	4,73	1,33	7,35	3,61	6,15
Eu	1,03	1,41	1,01	1,56	1,09	0,367	1,77	0,709	1,49
Gd	2,65	3,92	2,6	4,06	2,5	0,84	4,75	2,33	3,71
Tb	0,23	0,37	0,26	0,39	0,26	0,09	0,44	0,2	0,4
Dy	0,79	1,43	0,98	1,66	1,12	0,32	1,82	0,7	1,47
Ho	0,1	0,21	0,13	0,24	0,16	0,04	0,25	0,11	0,2
Er	0,25	0,46	0,31	0,57	0,42	0,11	0,51	0,29	0,52
Tm	0,037	0,049	0,044	0,067	0,055	0,018	0,056	0,04	0,062
Yb	0,23	0,28	0,27	0,34	0,33	0,09	0,33	0,23	0,32
Lu	0,038	0,042	0,043	0,044	0,041	0,011	0,047	0,029	0,037
Ge	0,9	1,3	1,3	1,2	1,4	1,7	1,8	1,4	1,1
Se	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3
Te	0,14	0,06	0,07	0,07	0,09	4,45	0,03	0,16	0,04

Echantillon	Sediment ZS			Veines V2			Veines V3	
	D964601	D964602	D964608	D161730	D161738	D161740	D161745	D161787
wt. %								
SiO ₂	67,5	54,8	57,42	64,79	68,04	66	73,46	98,64
TiO ₂	0,445	0,738	0,626	0,441	0,489	0,552	0,388	0,013
Al ₂ O ₃	12,27	18,97	17,39	13,96	13,63	16,03	11,19	0,52
Fe ₂ O ₃ (T)	4,44	5,65	6,9	5,29	3,4	3,27	3,42	0,37
FeO(T)	4,00	5,08	6,21	4,76	3,06	2,94	3,08	0,33
MnO	0,05	0,052	0,067	0,07	0,041	0,026	0,036	0,01
MgO	1,96	2,84	3,34	2,11	1,11	1,17	1,06	0,03
CaO	3,13	3,4	3,29	3,08	2,84	1,64	2,64	0,06
Na ₂ O	0,09	0,17	5,23	2,19	5,42	1,42	2,1	0,03
K ₂ O	4,6	6,67	2,54	3,85	2,86	5,76	3,38	0,24
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,09	0,04	0,25	0,25	0,2	0,01
LOI	3,88	4,93	3,71	4,05	2,5	2,63	2,45	0,2
Total	98,46	98,34	100,6	99,89	100,6	98,74	100,3	100,1
CO ₂	2,25	2,48	1,97					
S	1,08	0,983	0,691	0,974	0,511	0,154	0,575	0,041
ppm								
Au (ppb)	6420	296	508	328	716	2050	149000	43200
Ba	608	1156	397	3077	1420	3010	1673	113
Rb	118	155	68	102	41	105	58	4
Sr	343	476	460	456	999	349	558	15
Cs	1,2	1,9	2,1	1,8	0,6	1	0,8	< 0,1
Ga	18	27	26	21	40	35	21	1
Tl	0,3	0,62	0,31	0,46	0,22	0,4	0,21	< 0,05
Ta	0,24	0,51	0,47	0,24	0,26	0,26	0,16	0,01
Nb	3,2	6,3	5	3,1	3,9	4,6	2,9	< 0,2
Hf	2,4	3,9	3	2,3	3,2	4,1	3	0,1
Zr	118	150	106	87	133	159	110	6
Y	8,8	14,3	15,4	8,9	6,2	6,3	5,4	< 0,5
Th	4,69	6,79	6,14	2,4	4,16	5,86	3,35	0,14
Cr	118	191	150	30	40	40	40	70
Ni	65	94	100	11	14	15	14	2
Co	16	23	26	9	8	5	7	1
Sc	8,5	15,8	15,1	7	3	4	3	< 1
V	105	157	169	71	52	112	73	< 5
Cu	16	81	15	19	9	2	2	18
Pb	13	9	11	23	33	21	19	16
Zn	76	132	72	163	74	42	60	5
Bi	0,57	0,38	0,35	0,17	1,25	0,07	0,37	0,54
Sn	< 1	1	1	< 1	1	1	1	< 1
W	24,5	38,9	37,9	25,4	22,8	54,1	25,7	1
Mo	29	5	21	8	2	4	4	10
Be	4	8	3	3	2	3	2	< 1
Ag	1,4	0,5	0,4	0,4	2,3	0,4	25	2
As	0,9	1	< 0,1	5,4	0,1	0,2	< 0,1	0,4
Sb	0,13	0,17	0,05	0,13	0,06	0,06	0,05	0,06
La	28,8	33	30,6	19,6	35,2	42,5	26,6	1,05
Ce	58,3	67	62,8	38,4	74,4	86,9	55,1	1,91
Pr	6,61	7,43	6,97	4,71	9,24	10,7	6,94	0,24
Nd	23,8	29,3	27,8	17	35,2	40	27,1	0,73
Sm	4,33	5,47	4,92	3,03	6,12	7	4,56	0,18
Eu	1,02	1,29	1,28	0,842	1,45	1,56	1,16	0,034
Gd	2,72	3,9	4,18	1,85	3,81	4,18	3,18	0,05
Tb	0,37	0,49	0,51	0,26	0,39	0,41	0,34	0,01
Dy	1,88	2,68	2,61	1,37	1,48	1,53	1,42	0,03
Ho	0,33	0,48	0,56	0,28	0,21	0,21	0,19	< 0,01
Er	0,84	1,51	1,62	0,89	0,48	0,48	0,45	< 0,01
Tm	0,125	0,223	0,241	0,136	0,056	0,057	0,06	< 0,005
Yb	0,81	1,41	1,39	0,98	0,31	0,34	0,37	0,01
Lu	0,124	0,244	0,244	0,169	0,041	0,045	0,053	< 0,002
Ge	1,5	1,9	1,3	1,4	1	1,3	1,4	1,8
Se	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3
Te	0,07	0,06	0,05	0,06	0,14	< 0,02	1,13	0,07

Brèches V3						
Echantillon	D161686	D161695	D161705	D161717	D964626	D964627
wt. %						
SiO ₂	74,18	82,57	67,72	68,85	91,82	94,49
TiO ₂	0,339	0,111	0,398	0,464	0,081	0,044
Al ₂ O ₃	10,76	8,11	12,68	13,32	2,34	1,53
Fe ₂ O ₃ (T)	2,15	1,44	2,9	3,3	0,77	1,51
FeO(T)	1,93	1,30	2,61	2,97	0,69	1,36
MnO	0,031	0,018	0,036	0,035	0,011	0,009
MgO	0,8	0,49	0,86	0,91	0,19	0,1
CaO	2,04	0,92	2,77	2,44	0,62	0,3
Na ₂ O	3,38	1,38	3,4	5,02	0,43	0,26
K ₂ O	4,14	2,43	5,34	2,34	1,31	0,95
P ₂ O ₅	0,17	0,04	0,19	0,2	0,03	0,01
LOI	1,82	1,62	2,81	2,69	0,83	0,79
Total	99,82	99,13	99,11	99,56	98,42	100
CO ₂						
S	0,348	0,368	1,05	0,913	0,301	0,882
ppm						
Au (ppb)	29200	38300	5950	2390	12300	180000
Ba	1219	1170	1445	1600	1334	170
Rb	57	40	65	35	18	11
Sr	732	260	598	866	1557	77
Cs	0,8	0,3	0,4	0,4	0,1	< 0,1
Ga	19	13	22	22	4	2
Tl	0,33	0,12	0,23	0,19	0,06	< 0,05
Ta	0,24	0,07	0,21	0,23	0,02	0,02
Nb	2,6	1,1	2,7	3,8	< 0,2	< 0,2
Hf	2,3	1,4	2,5	3,3	0,5	0,3
Zr	89	50	108	127	22	12
Y	4,1	2,8	5	5,6	1,1	0,5
Th	3,42	2,38	3,72	4,07	0,62	0,36
Cr	30	50	30	40	23	21
Ni	9	14	11	14	7	9
Co	4	3	7	9	2	3
Sc	2	2	3	3	0,5	0,3
V	34	13	38	42	8	< 5
Cu	16	4	9	5	4	89
Pb	50	109	20	47	39	1260
Zn	142	91	58	72	44	540
Bi	0,5	0,75	0,25	0,42	0,45	9,11
Sn	1	< 1	1	1	< 1	< 1
W	26,1	5,9	40	32,8	4,2	3,3
Mo	< 2	7	< 2	3	2	2
Be	< 1	1	1	1	< 1	< 1
Ag	2,7	21,6	1,4	0,5	2,5	83,7
As	0,7	0,5	< 0,1	1	< 0,1	0,4
Sb	0,1	0,12	0,07	0,09	0,03	0,03
La	25,7	10,7	31,8	34,4	7,47	3,55
Ce	53,9	21,9	66,9	69,4	15,5	7,11
Pr	6,81	2,75	8,26	8,43	1,76	0,82
Nd	26,9	10	31,6	34,5	6,99	3,53
Sm	4,56	2,1	5,18	5,78	1,28	0,48
Eu	1,08	0,422	1,32	1,3	0,267	0,144
Gd	2,79	1,17	3,22	3,62	0,72	0,31
Tb	0,26	0,12	0,3	0,34	0,06	0,03
Dy	1,08	0,54	1,21	1,31	0,24	0,13
Ho	0,16	0,09	0,19	0,2	0,04	0,01
Er	0,35	0,23	0,46	0,46	0,1	0,04
Tm	0,033	0,029	0,053	0,054	0,012	0,006
Yb	0,19	0,18	0,28	0,31	0,06	0,04
Lu	0,03	0,029	0,041	0,042	0,008	0,004
Ge	1,4	1,3	1,4	1,5	1,4	1,1
Se	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	1,3
Te	0,03	5,58	0,14	0,08	0,34	7,29

ANNEXE B

DONNÉES COMPOSITIONNELLES ET ISOTOPIQUES U-PB DES ZIRCONS

Identifier	206Pb	U (ppm)	Th/U	206Pb/204Pb	Sigma (%)	238U/206Pb	Sigma (%)
BF_M3_14	0,1131	1136,7625	0,9	1680,6293	106,0054	1,86	0,8
BF_M3_54	0,0430	348,5224	2,4	-1091,8924	-77,4606	1,86	1,3
BF_M3_29	0,1164	1064,2065	0,0	-3217,6246	-47,0058	1,87	0,2
BF_M3_50	0,0585	292,3225	0,0	-374,7952	-119,5603	1,89	0,3
BF_M3_21	0,0962	678,5968	0,0	3727,7545	87,9768	1,94	0,1
BF_M3_27	0,0674	781,3443	0,3	-7982,7644	-102,1371	1,91	0,7
BF_M3_2	0,0645	490,7123	0,0	-1451,6913	-117,8276	2,11	0,4
BF_M3_20	0,1263	824,7918	0,0	996,8612	138,0703	1,95	0,1
BF_M3_17	0,0390	299,2422	0,0	-2950,8890	-107,9318	1,92	1,4
BF_M3_18	0,0579	367,5613	0,0	-1032,1640	-99,7561	1,83	0,3
BF_M3_23	0,0569	373,0423	0,4	-972,1421	-99,3493	1,89	0,2
BF_M3_16	0,0545	371,1868	0,0	1467,7607	104,3664	1,73	0,9
BF_M3_22	0,0674	421,6514	0,3	1633,5828	106,8032	1,94	0,1
BF_M3_9	0,0820	503,4439	0,8	3675,2152	89,2139	1,74	1,0
BF_M3_33	0,0455	424,0990	0,0	-221,5986	-181,8409	2,00	0,1
BF_M3_30	0,0263	230,6252	0,8	-898,4145	-120,7091	2,04	0,2
BF_M3_41	0,0304	267,2491	1,2	-1450,6523	-73,6766	1,89	0,2
BF_M3_51	0,0249	111,1287	1,1	1320,5104	99,7878	1,90	0,5
BF_M3_44	0,0570	511,7013	1,6	-221,1620	-170,4623	1,88	0,5
BF_M3_43	0,0339	286,0924	1,0	-1642,4338	-85,4377	2,05	0,7
BF_M3_31	0,0826	653,6177	0,6	1056,2997	87,9813	1,91	0,5
BF_M3_19	0,0489	321,0423	0,5	10388,6024	111,1409	1,90	0,7
BF_M3_34	0,0784	801,7039	0,1	-1631,5146	-42,2385	2,02	0,2
BF_M3_49	0,0351	168,8733	0,9	-658,7727	-127,5523	1,91	0,2
BF_M3_32	0,0892	1058,7315	0,1	-754,4006	-124,8536	1,81	0,3
BF_M3_10	0,0993	688,1664	0,3	1852,3729	36,1499	1,73	0,4
BF_M3_1	0,0207	155,3382	0,4	511,5911	61,7847	2,01	0,6
BF_M3_36	0,0397	432,3456	0,0	44,8501	811,8585	1,96	0,2
BF_M3_12	0,0240	202,3959	0,5	17,1848	1128,0718	1,96	0,9
BF_M3_45	0,0251	231,9289	0,7	1043,1301	138,1020	1,87	0,6
BF_M3_11	0,0381	262,0247	0,0	292,5121	170,8978	1,84	0,2
BF_M3_46	0,0672	384,1870	0,8	1171,1864	55,8485	1,76	0,4
BF_M3_38	0,0535	443,1461	0,5	7517,0727	96,6813	1,55	0,8

Identifier	207Pb/206Pb	Sigma (%)	Age 207Pb/206Pb	2 sigma	Disc %
BF_M3_14	0,1813	0,2120	2663,5	8,7	-4,5777
BF_M3_54	0,1814	0,2041	2665,0	8,6	-5,1118
BF_M3_29	0,1819	0,1176	2669,1	6,5	-3,5500
BF_M3_50	0,1822	0,1146	2672,6	6,5	-2,2904
BF_M3_21	0,1824	0,0981	2674,3	6,2	-0,2277
BF_M3_27	0,1825	0,1194	2674,9	6,6	-1,7516
BF_M3_2	0,1827	0,1154	2676,3	6,5	6,4561
BF_M3_20	0,1827	0,0996	2677,0	6,2	0,4481
BF_M3_17	0,1829	0,4749	2678,1	16,5	-1,4039
BF_M3_18	0,1831	0,1249	2680,2	6,7	-4,8185
BF_M3_23	0,1835	0,1122	2683,9	6,4	-2,1177
BF_M3_16	0,1835	0,2573	2684,3	10,0	-9,5712
BF_M3_22	0,1837	0,1038	2685,6	6,3	0,0916
BF_M3_9	0,1839	0,2619	2687,4	10,1	-9,0498
BF_M3_33	0,1840	0,1178	2688,1	6,5	2,6377
BF_M3_30	0,1843	0,1485	2691,2	7,2	4,5357
BF_M3_41	0,1844	0,1295	2691,6	6,8	-1,7417
BF_M3_51	0,1844	0,1758	2691,8	7,8	-1,4280
BF_M3_44	0,1847	0,1331	2694,7	6,8	-2,1361
BF_M3_43	0,1852	0,1177	2699,1	6,5	4,6796
BF_M3_31	0,1853	0,3260	2700,1	11,9	-0,3502
BF_M3_19	0,1855	0,1341	2702,1	6,8	-1,2113
BF_M3_34	0,1856	0,2541	2703,0	9,8	4,0930
BF_M3_49	0,1857	0,1195	2703,6	6,6	-0,3380
BF_M3_32	0,1858	0,1293	2704,7	6,7	-5,0588
BF_M3_10	0,1863	0,1124	2708,6	6,4	-8,8465
BF_M3_1	0,1901	0,2242	2742,0	9,0	4,7585
BF_M3_36	0,1911	0,1058	2751,0	6,2	3,4763
BF_M3_12	0,1931	0,1536	2767,8	7,2	3,6721
BF_M3_45	0,1946	0,2354	2780,7	9,3	0,6164
BF_M3_11	0,1989	0,1327	2816,4	6,8	0,6191
BF_M3_46	0,1997	0,1216	2823,0	6,5	-2,7953
BF_M3_38	0,2262	0,1777	3024,8	7,7	-6,5549

ANNEXE C

DONNÉES COMPOSITIONNELLES ET ISOTOPIQUES U-PB DES TITANITES

Compositional Parameters									
	Wt.	U	Pb	Th	$^{206}\text{Pb}^*$ $\times 10^{-13}$ mol	mol %	Pb_c^*	Pb_c	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
Sample	mg	ppm	ppm	U	$^{206}\text{Pb}^*$	Pb_c	(pg)		
T1	0,0526	48	31,6	0,307	44,8186	89,57%	2,4	494,85	132
T3	0,0372	39	33,8	0,541	26,7640	82,95%	1,4	521,80	81
T4	0,0408	32	24,9	0,438	25,9862	88,57%	2,2	317,85	121
T5	0,0414	30	24,6	0,425	25,2367	87,48%	2,0	342,29	110

Radiogenic Isotope Ratios								
	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$			corr.	
		% err			% err		coef.	
T1	0,087	0,17695	0,318	10,3736	0,385	0,42519	0,203	0,566
T3	0,153	0,17729	0,559	10,8562	0,625	0,44410	0,331	0,453
T4	0,122	0,17952	0,336	11,8660	0,431	0,47940	0,265	0,625
T5	0,118	0,18008	0,359	12,1513	0,441	0,48939	0,264	0,580

Isotopic Ages					Discordance		
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$			(%)	
T1	2624,5	5,3	2468,7	3,6	2284,0	3,9	13,0
T3	2627,7	9,3	2510,9	5,8	2369,0	6,6	9,8
T4	2648,4	5,6	2593,9	4,0	2524,7	5,5	4,7
T5	2653,6	6,0	2616,2	4,1	2568,0	5,6	3,2

ANNEXE D

RÉSULTATS DES ANALYSES À LA MICROSONDE DES MINÉRAUX
SILICATÉS ET CARBONATÉS

Table 1 : Analyses à la microsonde des plagioclases

	D964606									
	PI1	PI2	PI3	PI4	PI5	PI6	PI7	PI8	PI9	PI10
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00
SiO2	69,02	68,59	68,70	68,86	69,06	68,41	68,84	68,57	68,27	68,12
TiO2	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	19,99	20,19	19,89	19,95	20,09	19,72	20,06	19,79	20,29	19,92
MgO	0,00	0,03	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00
CaO	0,07	0,11	0,08	0,11	0,09	0,07	0,11	0,12	0,32	0,07
MnO	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04
FeO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,05	0,05	0,14	0,00
SrO	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00
BaO	0,02	0,01	0,08	0,06	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00
Na2O	11,70	11,62	11,94	11,88	11,69	11,91	11,69	11,98	11,71	11,70
K2O	0,08	0,10	0,05	0,26	0,06	0,04	0,14	0,05	0,10	0,04
Total	100,93	100,69	100,81	101,26	101,19	100,27	100,97	100,73	100,86	99,89

	D964610									
	PI1	PI2	PI3	PI4	PI5	PI6	PI7	PI8	PI9	PI10
P2O5	0,01	0,06	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
SiO2	67,54	69,05	67,39	68,87	68,05	80,97	68,23	68,27	68,08	68,56
TiO2	0,05	0,09	0,04	0,00	0,02	0,10	0,00	0,00	0,04	0,01
Al2O3	20,14	19,91	20,65	20,15	20,30	12,61	20,35	20,13	20,04	20,02
MgO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
CaO	0,56	0,03	0,86	0,22	0,54	0,37	0,28	0,28	0,34	0,15
MnO	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,05	0,07	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03
SrO	0,17	0,00	0,31	0,03	0,16	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00
BaO	0,06	0,06	0,00	0,00	0,10	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02
Na2O	11,25	11,82	10,85	11,57	11,33	7,23	11,42	11,49	11,38	11,49
K2O	0,07	0,04	0,06	0,07	0,07	0,01	0,13	0,05	0,06	0,06
Total	99,98	101,13	100,28	100,95	100,58	101,38	100,44	100,36	100,03	100,34

	D161756								
	PI1	PI2	PI3	PI4	PI5	PI6	PI7	PI8	PI9
P2O5	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
SiO2	66,27	66,25	68,19	68,59	68,72	68,35	67,07	67,84	68,34
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Al2O3	22,02	21,44	20,15	20,21	20,09	20,23	21,50	20,86	20,55
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
CaO	2,34	2,18	0,28	0,26	0,36	0,38	1,78	0,94	0,68
MnO	0,07	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,01
FeO	0,00	0,06	0,02	0,05	0,11	0,00	0,04	0,06	0,02
SrO	0,07	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,03
BaO	0,09	0,02	0,10	0,02	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06
Na2O	10,26	10,39	11,45	11,52	11,21	11,46	10,61	11,23	11,21
K2O	0,07	0,06	0,05	0,05	0,10	0,03	0,06	0,03	0,04
Total	101,23	100,45	100,28	100,73	100,66	100,53	101,14	101,09	100,95

	PI10	PI11	PI12	PI13	PI14	PI15	PI16	PI17	PI18
P2O5	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00
SiO2	68,65	64,41	68,76	68,85	68,16	68,40	69,00	65,81	65,53
TiO2	0,04	0,09	0,01	0,02	0,00	0,10	0,00	0,06	0,11
Al2O3	20,22	22,68	20,11	19,88	20,51	20,24	20,07	22,25	22,25
MgO	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	0,30	3,49	0,28	0,22	0,53	0,41	0,23	2,54	2,77
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00
FeO	0,00	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01	0,05	0,00	0,06
SrO	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,09
BaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,09	0,02
Na2O	11,38	9,28	11,35	11,42	11,45	11,34	11,50	9,95	9,73
K2O	0,16	0,09	0,08	0,04	0,08	0,06	0,05	0,11	0,10
Total	100,77	100,25	100,66	100,49	100,77	100,60	101,00	100,97	100,68

	D161686				D161705			
	PI1	PI2	PI3	PI4	PI1	PI2	PI3	PI4
P2O5	0,00	0,03	0,03	0,06	0,03	0,01	0,03	0,02
SiO2	67,74	68,48	67,56	67,83	68,22	68,58	68,61	68,37
TiO2	0,09	0,04	0,06	0,00	0,06	0,12	0,00	0,01
Al2O3	19,76	19,83	19,92	19,89	19,81	19,80	20,00	20,24
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	0,06	0,03	0,10	0,06	0,03	0,04	0,05	0,06
MnO	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,04	0,02	0,05
SrO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08
Na2O	11,21	11,44	11,19	11,29	11,47	11,30	11,95	10,74
K2O	0,05	0,08	0,08	0,08	0,06	0,57	0,05	1,22
Total	98,93	100,00	99,04	99,24	99,72	100,47	100,71	100,78

Table 2 : Analyses à la microsonde des micas blancs de type séricite

	D161740						
	1 Ser-a	1 Ser-b	2 Ser-a	2 Ser-b	3 Ser-a	3 Ser-b	3 Ser-c
P2O5	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06
SiO2	46,42	46,54	47,01	46,79	46,11	46,30	47,33
TiO2	1,09	0,83	0,69	1,04	1,08	0,84	0,22
Al2O3	29,70	29,48	29,42	29,83	29,94	29,79	29,33
Cr2O3	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01
MgO	1,93	1,86	1,96	1,80	1,75	1,81	2,11
CaO	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
MnO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	4,24	4,31	3,77	3,96	4,11	3,99	3,75
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
BaO	0,38	0,48	0,70	0,55	0,51	0,49	0,49
H2O	4,35	4,25	4,38	4,40	4,29	4,25	4,33
Na2O	0,19	0,19	0,24	0,18	0,21	0,19	0,19
K2O	10,87	10,94	10,92	10,90	10,84	10,75	10,96
F	0,06	0,22	0,00	0,00	0,14	0,20	0,08
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	99,34	99,13	99,16	99,50	99,00	98,67	98,88
O=F , Cl	0,03	0,09	0,00	0,00	0,06	0,09	0,04
Total	99,32	99,04	99,16	99,50	98,94	98,58	98,85

	D964606			D964626		D964610	
	Ser-a	Ser-b	Ser-c	Ser-a	Ser-b	Ser-c	Ser-a
P2O5	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02
SiO2	45,62	46,06	45,12	45,89	46,55	46,14	45,79
TiO2	0,36	0,80	1,23	0,70	0,77	1,18	1,03
Al2O3	30,27	29,76	29,99	30,25	29,28	29,97	30,58
Cr2O3	0,00	0,02	0,06	0,09	0,04	0,01	0,03
MgO	1,86	2,02	1,67	1,61	1,84	1,58	1,40
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
FeO	4,64	5,03	4,50	4,72	4,87	4,29	4,95
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,21	0,27	0,17	0,12	0,07	0,07	0,14
H2O	4,30	4,33	4,29	4,31	4,31	4,23	4,33
Na2O	0,20	0,19	0,24	0,22	0,19	0,19	0,25
K2O	10,85	10,89	10,86	11,17	11,15	11,09	11,10
F	0,06	0,08	0,06	0,10	0,12	0,26	0,10
Cl	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Total	98,44	99,45	98,21	99,20	99,24	99,08	99,73
O=F , Cl	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,11	0,05
Total	98,41	99,41	98,18	99,16	99,19	98,97	99,69

Table 3 : Analyses à la microsonde des amphiboles

	D161756						
	4 Am-a	4 Am-b	4 Am-c	5 Am-a	5 Am-b	6 Am-a	6 Am-b
SiO₂	50,65	53,74	53,48	49,15	53,82	51,07	51,92
P₂O₅	0,00	0,08	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02
TiO₂	0,37	0,02	0,08	0,56	0,00	0,22	0,06
Al₂O₃	4,10	1,76	2,06	4,89	1,52	3,87	3,24
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03
MgO	13,95	16,22	15,50	12,87	16,07	14,16	14,85
CaO	12,14	12,73	12,67	12,11	12,61	12,50	12,47
MnO	0,40	0,40	0,41	0,40	0,39	0,42	0,41
FeO	14,66	12,03	12,30	15,05	11,90	13,44	13,07
CoO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
NiO	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00
H₂O	1,94	2,00	1,99	1,82	1,83	1,90	1,98
Na₂O	0,80	0,33	0,43	0,89	0,34	0,65	0,55
K₂O	0,38	0,16	0,42	0,54	0,13	0,40	0,32
F	0,20	0,15	0,16	0,37	0,48	0,28	0,15
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Total	99,62	99,67	99,57	98,72	99,19	99,01	99,07

Table 4: Analyses à la microsonde des carbonates

	D161705					
	4 Cb-a	4 Cb-b	5 Cb-a	5 Cb-b	6 Cb-a	6 Cb-b
MgCO₃	0,48	0,85	0,55	0,42	1,41	2,31
CaCO₃	98,06	95,99	96,78	97,68	96,43	93,05
MnCO₃	0,74	0,81	0,77	0,65	0,69	0,66
FeCO₃	0,56	0,68	0,55	0,41	0,46	2,06
SrCO₃	0,35	0,36	0,44	0,39	0,06	0,86
Total	100,18	98,69	99,10	99,54	99,05	98,94
MgCO₃ (norm)	0,48	0,87	0,57	0,42	1,44	2,38
CaCO₃ (norm)	98,96	98,43	98,87	99,17	98,09	95,51
FeCO₃ (norm)	0,56	0,69	0,57	0,41	0,47	2,11

	D161686					
	1 Cb-a	1 Cb-b	2 Cb-a	2 Cb-b	4 Cb-a	4 Cb-b
MgCO₃	0,87	0,57	0,93	0,23	0,95	1,06
CaCO₃	94,87	95,61	94,68	98,30	96,59	96,41
MnCO₃	0,66	0,72	0,73	0,61	0,79	0,77
FeCO₃	0,83	0,65	0,87	0,24	0,90	0,92
SrCO₃	0,43	0,81	0,51	0,31	0,50	0,51
Total	97,66	98,35	97,73	99,69	99,74	99,67
MgCO₃ (norm)	0,90	0,59	0,97	0,23	0,97	1,08
CaCO₃ (norm)	98,24	98,75	98,13	99,53	98,12	97,98
FeCO₃ (norm)	0,86	0,67	0,90	0,24	0,91	0,94

	D161740				D161679			
	4 Cb-a	4 Cb-b	5 Cb-a	5 Cb-b	1 Cb-a	1 Cb-b	2 Cb-a	2 Cb-b
MgCO₃	1,37	1,03	1,33	1,42	1,26	0,32	1,53	0,33
CaCO₃	94,05	95,49	93,93	93,58	95,56	98,15	93,94	98,46
MnCO₃	1,61	1,24	1,57	1,61	0,81	0,42	0,83	0,49
FeCO₃	1,52	1,12	1,46	1,56	1,51	0,26	1,74	0,40
SrCO₃	0,10	0,15	0,09	0,07	0,67	0,26	0,61	0,28
Total	98,66	99,02	98,36	98,24	99,81	99,41	98,64	99,96
MgCO₃ (norm)	1,42	1,06	1,37	1,47	1,28	0,32	1,57	0,33
CaCO₃ (norm)	97,01	97,80	97,12	96,91	97,18	99,41	96,64	99,27
FeCO₃ (norm)	1,57	1,14	1,51	1,62	1,54	0,27	1,78	0,40

	D964606				D964610			
	5 Cb-a	5 Cb-b	6 Cb-a	6 Cb-b	3 Cb-a	3 Cb-b	4 Cb-a	4 Cb-b
MgCO₃	1,64	1,91	1,80	2,04	1,49	1,28	1,33	1,28
CaCO₃	93,53	92,73	93,93	93,42	94,13	95,78	94,73	94,40
MnCO₃	0,84	0,88	0,82	0,83	0,95	1,06	0,97	0,92
FeCO₃	2,06	2,05	1,87	2,25	1,73	1,61	1,77	1,71
SrCO₃	0,45	0,66	0,30	0,51	0,62	0,59	0,55	0,54
Total	98,53	98,23	98,73	99,05	98,92	100,32	99,36	98,85
MgCO₃ (norm)	1,69	1,97	1,84	2,09	1,53	1,29	1,36	1,31
CaCO₃ (norm)	96,19	95,90	96,24	95,61	96,70	97,07	96,83	96,93
FeCO₃ (norm)	2,12	2,12	1,91	2,30	1,77	1,63	1,81	1,76

Table 5: Analyses à la microsonde des chlorites

	D161679							
	3 Chl-a	3 Chl-b	4 Chl-a	4 Chl-b	5 Chl-a	5 Chl-b	6 Chl-a	6 Chl-b
SiO₂	28,52	29,40	29,20	29,39	30,14	29,09	28,08	29,44
TiO₂	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Al₂O₃	19,37	17,91	18,35	18,14	17,57	18,99	18,19	18,46
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,15	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07
MgO	19,89	20,91	20,73	20,48	22,08	20,84	21,78	21,08
CaO	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,04	0,05	0,04
MnO	0,12	0,24	0,17	0,16	0,22	0,25	0,21	0,29
FeO	20,00	18,79	18,81	19,61	17,62	18,40	17,78	18,08
CoO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
NiO	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,00	0,00
H₂O	11,77	11,76	11,78	11,79	11,90	11,83	11,61	11,83
Na₂O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02
K₂O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,05
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Total	99,74	99,07	99,28	99,69	99,67	99,56	97,86	99,43

	D964606						D161686	
	1 Chl-a	1 Chl-b	2 Chl-a	2 Chl-b	3 Chl-a	3 Chl-b	Chl-a	Chl-b
SiO₂	27,04	27,13	26,95	27,13	27,57	28,25	27,70	29,78
TiO₂	0,05	0,08	0,02	0,05	0,06	0,02	0,03	0,00
Al₂O₃	20,33	20,88	21,13	20,30	19,98	20,69	19,96	17,34
Cr₂O₃	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03
MgO	17,16	16,88	17,24	16,84	18,07	19,94	19,15	21,25
CaO	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,06	0,05
MnO	0,09	0,13	0,15	0,14	0,03	0,12	0,30	0,35
FeO	20,61	21,79	22,29	22,51	19,65	18,05	20,39	17,26
CoO	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,05
H₂O	11,35	11,53	11,60	11,47	11,44	11,80	11,68	11,68
Na₂O	0,05	0,06	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01
K₂O	0,02	0,20	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,04
Cl	0,03	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Total	96,76	98,81	99,43	98,58	96,96	99,01	99,34	97,87

	D161705					
	1 Chl-a	1 Chl-b	2 Chl-a	2 Chl-b	Chl-a	3 Chl-b
SiO₂	29,94	29,55	29,30	13,25	29,39	29,60
TiO₂	0,00	0,08	0,00	0,01	0,03	0,00
Al₂O₃	17,72	17,66	17,64	17,47	17,51	17,67
Cr₂O₃	0,05	0,02	0,08	0,05	0,03	0,03
MgO	21,76	21,21	21,48	1,84	21,05	21,19
CaO	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01
MnO	0,16	0,14	0,20	0,13	0,20	0,17
FeO	17,69	17,98	17,68	16,21	17,64	18,44
CoO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
NiO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03
H₂O	11,85	11,73	11,69	6,26	11,63	11,76
Na₂O	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01
K₂O	0,01	0,00	0,02	0,04	0,15	0,02
Cl	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00
Total	99,23	98,46	98,20	55,31	97,74	98,93

	D964626					D964610			
	1 Chl-a	1 Chl-b	1 Chl-c	3 Chl-a	3 Chl-b	1 Chl-a	1 Chl-b	2 Chl-a	2 Chl-b
SiO₂	28,54	28,84	29,95	29,15	28,98	27,77	27,33	27,60	28,33
TiO₂	0,01	0,03	0,14	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04
Al₂O₃	18,16	18,22	18,08	18,02	17,68	19,78	20,46	20,16	18,66
Cr₂O₃	0,35	0,22	0,40	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	19,40	19,36	18,83	19,96	19,61	19,39	18,67	18,65	18,60
CaO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,14	0,00	0,01	0,03	0,01
MnO	0,19	0,22	0,14	0,19	0,20	0,14	0,17	0,15	0,16
FeO	20,17	19,83	18,13	19,60	18,90	19,59	19,63	20,54	20,57
CoO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03
NiO	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02
H₂O	11,58	11,61	11,69	11,68	11,50	11,61	11,55	11,63	11,51
Na₂O	0,02	0,02	0,02	0,00	0,06	0,11	0,05	0,05	0,03
K₂O	0,01	0,14	1,38	0,15	0,04	0,06	0,00	0,08	0,03
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00	0,03
Total	98,43	98,49	98,86	98,87	97,14	98,53	97,93	98,91	98,02

ANNEXE E

RÉSULTATS DES ANALYSES PAR TRANSECT LA-ICP-MS DES GRAINS DE PYRITE

	D161688 (V3)							
	Py-1	Py-2	Py-3	Py-4	Py-5	Py-6	Py-7	Py-8
Mg	228,1	6,5	1,2	30,3	58,7	2,6	69,8	130,3
Si	675,0	270,0	181,5	335,2	143,4	287,2	377,1	284,0
P	6,8	10,0	3,3	0,8	2,2	10,8	2,4	3,3
S	560927,5	550221,0	510653,5	510188,0	514377,5	499481,5	510188,0	515774,0
K	41,0	45,6	9,3	9,9	36,8	54,5	17,7	71,2
Ca	190,9	41,0	6,4	7,2	186,2	14,5	53,5	321,2
Ti	166,6	391,0	111,9	171,3	226,7	470,2	395,7	353,8
V	1,8	6,2	0,4	1,3	2,8	3,8	23,7	10,2
Cr	1,3	4,0	0,0	0,9	1,4	3,1	1,7	2,1
Mn	7,6	1,6	1,0	1,2	3,8	1,1	3,1	12,6
Co	15,3	23,9	7,8	40,0	47,0	26,5	49,3	124,8
Ni	17,3	61,4	19,6	148,0	93,1	92,2	42,6	61,9
Cu	2,3	4,6	1,0	1,6	2,0	3,8	2,4	3,5
Zn	2,3	2,5	1,5	1,3	2,7	1,4	4,3	20,9
As	7,1	3,7	21,6	7,4	2,5	12,7	14,0	41,0
Se	13,8	16,2	27,4	19,2	7,2	17,9	11,4	11,7
Ag	0,6	8,4	0,3	0,8	2,0	1,6	8,5	24,7
Sn	0,1	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2
Sb	0,2	0,6	0,0	0,2	0,3	0,6	0,5	1,2
Te	3,6	4,4	2,9	1,5	1,1	3,6	10,8	23,7
Ba	0,9	0,6	0,0	0,0	13,0	0,1	0,1	0,4
W	1,1	9,8	0,0	0,8	3,6	3,2	13,0	5,5
Au	0,2	0,4	0,1	0,2	0,3	0,3	0,6	5,1

	D161740 (V2)						
	Py-1	Py-2	Py-3	Py-4	Py-5	Py-6	Py-7
Mg	665,7	1,7	90,8	958,9	1312,7	18,2	8,8
Si	3398,2	600,5	2560,3	8285,9	10380,7	726,2	325,9
P	11,5	20,0	0,9	6,5	9,9	13,0	4,1
S	489240,5	485051,0	484585,5	480396,0	485982,0	510653,5	508791,5
K	856,5	190,9	1000,8	2588,2	3956,8	89,8	41,0
Ca	1443,1	62,4	12,1	884,5	1070,7	23,6	12,8
Ti	4329,2	367,7	311,9	9170,4	17130,4	823,9	140,6
V	88,4	0,8	4,1	125,2	204,4	1,6	0,6
Cr	101,5	0,5	7,8	219,3	311,9	1,9	0,5
Mn	83,8	0,7	0,9	111,7	109,9	1,8	0,8
Co	166,2	186,7	204,8	310,5	428,3	82,9	181,1
Ni	73,1	169,0	187,6	57,3	85,2	44,7	238,8
Cu	577,2	8,4	1,6	1489,6	4515,4	13,0	1,6
Zn	18,2	1,2	2,8	14,9	19,5	1,7	3,5
As	51,2	50,7	24,7	75,9	358,4	35,1	115,9
Se	4,4	5,4	6,7	12,3	9,7	4,9	5,6
Ag	9,8	0,4	0,1	83,8	92,6	3,0	0,1
Sn	0,6	0,1	0,1	0,8	1,2	0,1	0,0
Sb	3,4	0,3	0,5	7,4	15,1	0,4	0,1
Te	5,1	3,8	1,6	13,5	25,6	2,2	2,1
Ba	38,6	4,7	32,1	69,8	131,7	2,6	1,3
W	237,4	3,1	5,3	363,1	833,2	2,3	0,3
Au	0,2	0,1	0,0	0,4	0,6	0,1	0,0

	D161784 (V3)					
	Py-1	Py-2	Py-3	Py-4	Py-5	Py-6
Mg	46,6	4,1	186,2	302,6	1103,2	1112,5
Si	842,6	344,5	842,6	1471,0	2513,7	3212,0
P	3,4	8,8	5,4	149,0	-0,9	-0,4
S	485982,0	502274,5	491568,0	488309,5	495757,5	513912,0
K	274,6	76,8	176,9	367,7	1038,1	1163,8
Ca	49,3	14,3	432,9	172,2	45,6	47,5
Ti	4143,0	179,2	633,1	1000,8	187,1	190,9
V	5,4	0,7	24,2	23,7	4,5	4,4
Cr	11,4	0,6	13,0	32,1	8,6	10,0
Mn	1,7	0,8	12,0	10,0	11,7	13,3
Co	232,8	903,1	325,9	800,7	257,9	363,1
Ni	357,0	716,9	117,8	2262,3	1070,7	1058,1
Cu	4,3	1,1	10,7	9,4	1,4	2,2
Zn	1,6	1,6	23,7	11,7	10,5	13,3
As	41,4	11,3	10,4	84,7	18,7	19,0
Se	2,2	1,5	2,9	14,0	16,1	15,6
Ag	0,8	0,2	14,0	5,0	1,6	0,7
Sn	0,4	0,0	0,2	0,2	0,1	0,1
Sb	2,5	0,1	0,6	0,8	0,1	0,1
Te	1,1	0,2	9,8	18,8	1,3	1,1
Ba	2,8	1,0	3,4	17,7	6,4	9,5
W	30,3	0,4	4,0	37,2	0,0	0,2
Au	0,1	0,0	1,3	1,1	0,0	0,1

	D161686 (V3)				
	Py-1	Py-2	Py-3	Py-4	Py-5
Mg	14,4	7,9	3,1	339,8	195,5
Si	661,0	605,2	246,7	1168,4	800,7
P	15,8	0,3	1,3	7,9	88,4
S	500878,0	488775,0	508326,0	499481,5	515774,0
K	52,6	186,2	8,9	367,7	204,8
Ca	52,6	10,2	10,7	7,7	335,2
Ti	140,1	307,2	111,3	931,0	670,3
V	34,0	26,1	0,4	16,5	6,6
Cr	6,3	10,9	0,0	10,4	3,8
Mn	3,3	3,5	1,5	93,1	6,2
Co	169,4	2099,4	107,5	87,5	131,3
Ni	123,8	65,6	127,1	94,5	203,4
Cu	7,0	5,9	1,6	5,2	3,5
Zn	9,4	4,5	1,6	7,7	6,3
As	7,2	149,0	2,2	6,0	4,1
Se	14,5	11,6	7,7	7,7	7,6
Ag	0,8	1,1	0,0	1,0	0,4
Sn	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1
Sb	0,6	0,6	0,0	0,3	0,2
Te	2,4	1,5	0,1	0,4	0,3
Ba	0,5	0,7	0,7	4,1	0,9
W	0,2	0,4	0,0	2,0	1,6
Au	0,1	1,2	0,0	0,1	0,0

ANNEXE F

RÉSULTATS DES CALCULS D'ESPÈCE MINÉRALE ET DE TEMPÉRATURE
DES GRAINS DE CHLORITE OBTENUS AVEC LE LOGICIEL WINCCAC

D161705						
Echantillon	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6
Variété	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Sudoite	Clinochlore	Clinochlore
TCN85-AlIV	217	217	217	217	217	221
TCN85 Octa_Vacancy	260	260	260	260	260	266
TKML87-AlIV	245	245	245	245	245	250
TC88-AlIV	247	247	247	247	247	253
TJ91-AlIV	247	247	247	247	247	254
TC93-Octa_Occupancy	265	265	265	265	265	284
TZF95-AlIV	224	224	224	224	224	227
TX97-AlIV	246	246	246	246	246	247
TES00-AlIV	206	206	206	206	206	209
MEDIANE	246	246	246	246	246	250

D964606						
Echantillon	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6
Variété	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore
TCN85-AlIV	252	249	281	253	247	245
TCN85 Octa_Vacancy	251	246	271	252	257	250
TKML87-AlIV	286	285	316	289	279	275
TC88-AlIV	300	295	344	301	292	289
TJ91-AlIV	302	298	346	305	294	290
TC93-Octa_Occupancy	234	219	299	238	255	232
TZF95-AlIV	251	245	278	248	248	248
TX97-AlIV	262	246	297	247	266	273
TES00-AlIV	232	227	259	229	230	230
MEDIANE	252	246	297	252	257	250

D964610					D161686	
Echantillon	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-1	Chl-2
Variété	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore
TCN85-AlIV	254	255	259	229	257	217
TCN85 Octa_Vac	268	255	261	255	274	260
TKML87-AlIV	285	287	292	262	289	245
TC88-AlIV	303	305	310	265	308	247
TJ91-AlIV	304	306	312	267	310	247
TC93-Octa_Occ	289	249	268	247	307	265
TZF95-AlIV	256	256	259	229	259	224
TX97-AlIV	281	278	279	234	282	246
TES00-AlIV	238	238	241	211	241	206
MEDIANE	281	256	268	247	282	246

D161679					
Echantillon	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	
Variété	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	
TCN85-AlIV	241	214	223	227	
TCN85 Octa_Vacancy	258	256	254	260	
TKML87-AlIV	272	243	252	257	
TC88-AlIV	283	243	255	261	
TJ91-AlIV	284	243	256	262	
TC93-Octa_Occupancy	256	250	245	263	
TZF95-AlIV	243	219	227	230	
TX97-AlIV	262	232	245	245	
TES00-AlIV	225	201	209	212	
MEDIANE	258	243	245	257	
Echantillon	Chl-5	Chl-6	Chl-7	Chl-8	
Variété	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	
TCN85-AlIV	212	223	238	230	
TCN85 Octa_Vacancy	261	254	269	264	
TKML87-AlIV	239	252	266	258	
TC88-AlIV	239	255	279	266	
TJ91-AlIV	239	256	279	266	
TC93-Octa_Occupancy	266	245	291	278	
TZF95-AlIV	220	227	245	235	
TX97-AlIV	243	245	278	260	
TES00-AlIV	202	209	227	217	
MEDIANE	239	245	269	260	

D964626					
Echantillon	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5
Variété	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore
TCN85-AlIV	236	232	211	219	220
TCN85 Octa_Vacancy	265	259	221	249	255
TKML87-AlIV	268	263	242	251	250
TC88-AlIV	276	270	238	251	251
TJ91-AlIV	278	271	240	252	252
TC93-Octa_Occupancy	281	262	N.A	230	248
TZF95-AlIV	238	235	214	222	223
TX97-AlIV	250	249	217	230	235
TES00-AlIV	219	216	195	204	205
MEDIANE	265	259	219	230	248

ANNEXE G

RÉSULTATS DES CALCULS DE TEMPÉRATURE DE FORMATION LA PYRITE

Sample	Se (ppm)	ln(T)	Température (°C)
D161784	Py-1	2,17854	N.A
	Py-2	1,503565	N.A
	Py-3	2,8861	N.A
	Py-4	13,965	5,997197079
	Py-5	16,1063	5,967600336
	Py-6	15,59425	5,974303291
D161740	Py-1	4,3757	N.A
	Py-2	5,35325	N.A
	Py-3	6,65665	6,150918624
	Py-4	12,33575	6,022934143
	Py-5	9,72895	6,072186337
	Py-6	4,91568	N.A
	Py-7	5,59531	N.A
D161688	Py-1	13,7788	5,999981938
	Py-2	16,1994	5,966404547
	Py-3	27,41795	5,857229505
	Py-4	19,22515	5,930876515
	Py-5	7,17801	6,13527426
	Py-6	17,92175	5,945441714
	Py-7	11,40475	6,039214561
	Py-8	11,7306	6,033369981
D161686	Py-1	14,5236	5,989060002
	Py-2	11,59095	6,035854668
	Py-3	7,68075	6,121229652
	Py-4	7,7273	6,11997606
	Py-5	7,6342	6,122490865

RÉFÉRENCES

- Ayer, J. A., Thurston, P. C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H. L., Hamilton, M. A., Thompson, P. H. (2005). *Overview of results from the Greenstone Architecture project, Discover Abitibi Initiative* (Open-File Report 6154). Ontario Geo- logical Survey.
- Bedeaux, P., Mathieu, L., Pilote, P., Rafini, S. et Daigneault, R. (2018). Origin of the Piché Structural Complex and implications for the early evolution of the Archean crustal-scale Cadillac – Larder Lake Fault Zone, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55(8), 905-922. doi: 10.1139/cjes-2017-0270
- Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R. et Rafini, S. (2017). Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada. *Ore Geology Reviews*, 82, 49-69. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.11.029
- Belkabir, A., Robert, F., Vu, L. et Hubert, C. (1993). The influence of dikes on auriferous shear zone development within granitoid intrusions: the Bourlamaque pluton, Val-d'Or district, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(9), 1924-1933. doi: 10.1139/e93-170
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M. R. et Gillett, J. (1994). Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(2), 271-281. doi: 10.1139/e94-026
- Bérubé, C. L., Olivo, G. R., Chouteau, M., Perrouty, S., Shamsipour, P., Enkin, R. J., Thiémonge, R. (2018). Predicting rock type and detecting hydrothermal alteration using machine learning and petrophysical properties of the Canadian Malartic ore and host rocks, Pontiac Subprovince, Québec, Canada. *Ore Geology Reviews*, 96, 130-145. doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.04.011
- Bigot, L. et Jebrak, M. (2015). Gold Mineralization at the Syenite-Hosted Beattie Gold Deposit, Duparquet, Neoarchean Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 110(2), 315-335. doi: 10.2113/econgeo.110.2.315

- Bleeker, W. (2015). *Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation*. Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration : Geological Survey of Canada.
- Blenkinsop, T. G. (2008). Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*, 30(5), 622-632. doi: 10.1016/j.jsg.2008.01.008
- Cameron, E. M. et Hattori, K. (1987). Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 82(5), 1177-1191. doi: 10.2113/gsecongeo.82.5.1177
- Camiré, G. E. et Burg, J. P. (1993). Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Research*, 61(1-2), 51-66. doi: 10.1016/0301-9268(93)90057-9
- Campbell McCuaig, T. 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. doi: 10.1016/s0169-1368(98)80002-4
- Chinnasamy, S. S., Uken, R., Reinhardt, J., Selby, D. et Johnson, S. (2015). Pressure, temperature, and timing of mineralization of the sedimentary rock-hosted orogenic gold deposit at Klipwal, southeastern Kaapvaal Craton, South Africa. *Mineralium Deposita*, 50(6), 739-766. doi: 10.1007/s00126-014-0573-9
- Corfu, F. (1993). The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, 88(6), 1323-1340. doi: 10.2113/gsecongeo.88.6.1323
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y. et Jensen, L. S. (1989). U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(9), 1747-1763. doi: 10.1139/e89-148
- Cox, S. F. (2020). Chapter 2: The Dynamics of Permeability Enhancement and Fluid Flow in Overpressured, Fracture-Controlled Hydrothermal Systems. Dans *Applied Structural Geology of Ore-Forming Hydrothermal Systems* (p. 25-82).
- Davidson, S. C. et Banfield, A. F. (1944). Geology of the Beattie gold mine, Duparquet, Quebec. *Economic Geology*, 39(8), 535-556. doi: 10.2113/gsecongeo.39.8.535

- Davis, D. W. (2002). U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, 115(1-4), 97-117. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00007-4
- De Souza, S., Dubé, B., Mcnicoll, V., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R. et Kjarsgaard, I. (2017). Alteration of the World-Class Canadian Malartic Gold Deposit: Genesis of an Archean Stockwork-Disseminated Gold Deposit in the Abitibi Greenstone Belt. *Economic geology*. doi:<https://doi.org/10.5382/Rev.19.09>
- De Souza, S., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., McNicoll, V., Dupuis, C. et Kjarsgaard, I. (2019). Hydrothermal Alteration Mineralogy and Geochemistry of the Archean World-Class Canadian Malartic Disseminated-Stockwork Gold Deposit, Southern Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 114(6), 1057-1094. doi: 10.5382/econgeo.4674
- De Souza, S., Perrotouty, S., Mercier-Langevin, P., Linnen, R. L. et Olivo, G. R. (2020). Metallogeny of the Neoarchean Malartic Gold Camp, Québec, Canada. *Economic geology, Special Publication*, no. 23, 29-52. doi: 10.5382/SP.23.02; 24 p.
- Derry, D. R. (1939). The geology of the Canadian Malartic gold mine, N. Quebec. *Economic geology*, 34, 495-523.
- Desrochers, J.-P. et Hubert, C. (1996). Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(11), 1556-1569. doi: 10.1139/e96-118
- Dubé, B. et Mercier-Langevin, P. (2020). Gold Deposits of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Economic geology, Special Publications*, no. 23, 669-708.
- Dube, B., Poulsen, H. et Guha, J. (1989). The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones; the Norbeau Mine, Quebec. *Economic Geology*, 84(4), 871-878. doi: 10.2113/gsecongeo.84.4.871
- Dubé, J. (2018). *Caractérisation métallogénique et structurale de la minéralisation aurifère des gisements Triangle et Cheminée No. 4, Val-d'Or, Abitibi, Québec*. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi.

- El Goumi, N., De Souza, S., Enkin, R. J. et Dubé, B. (2015). *Petrophysical signature of gold mineralization and alteration assemblages at the Canadian Malartic deposit, Quebec* (Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration). Geological Survey of Canada.
- Fallara, F., Ross, P.-S. et Sansfaçon, R. (2000). *Caractérisation géochimique, pétrographique et structurale: nouveau modèle métallogénique du camp minier de Malartic* (MB 2000-15). Ministère des Ressources naturelles
- Fayol, N. et Jébrak, M. (2017). Archean Sanukitoid Gold Porphyry Deposits: A New Understanding and Genetic Model from the Lac Bachelor Gold Deposit, Abitibi, Canada. *Economic Geology*, 112(8), 1913-1936. doi: 10.5382/econgeo.2017.4534
- Frieman, B. M., Kuiper, Y. D., Kelly, N. M., Monecke, T. et Kylander-Clark, A. (2017). Constraints on the geodynamic evolution of the southern Superior Province: U-Pb LA-ICP-MS analysis of detrital zircon in successor basins of the Archean Abitibi and Pontiac subprovinces of Ontario and Quebec, Canada. *Precambrian Research*, 292, 398-416. doi: 10.1016/j.precamres.2017.01.027
- Gaillard, N., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Salvi, S., Perrouty, S., Linnen, R. L. et Olivo, G. R. (2020). The use of lithogeochemistry in delineating hydrothermal fluid pathways and vectoring towards gold mineralization in the Malartic district, Québec. *Ore Geology Reviews*, 120. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103351
- Grant, J. (1986). The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic geology*, 81(8), 1976-1982. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976>
- Grant, J. A. (2005). Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17-18), 997-1004. doi: 10.1016/j.pce.2004.11.003
- Guay, F., Pilote, P., Daigneault, R. et McNicoll, V. (2018). Early gold-bearing quartz veins within the Rivière-Héva fault zone, Abitibi subprovince, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55(10), 1139-1157. doi: 10.1139/cjes-2018-0029
- Gülyüz, N., Shipton, Z. K., Kuşcu, İ., Lord, R. A., Kaymakçı, N., Gülyüz, E. et Gladwell, D. R. (2018). Repeated reactivation of clogged permeable pathways in epithermal gold

- deposits: Kestanelik epithermal vein system, NW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 175(3), 509-524. doi: 10.1144/jgs2017-039
- Hatert, F. et Burke, E. A. J. (2008). The Ima-Cnmnc Dominant-Constituent Rule Revisited and Extended. *The Canadian Mineralogist*, 46(3), 717-728. doi: 10.3749/canmin.46.3.717
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. et Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. doi: 10.2138/am.2012.4276
- Helt, K. M., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Wing, B. A. et Wares, R. P. (2014). Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 109(3), 713-735. doi: 10.2113/econgeo.109.3.713
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dube, B., Creaser, R. et Hamilton, M. (2008). Geologic and Structural Setting of Gold Mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake Gold Belt, Ontario. *Economic Geology*, 103(6), 1309-1340. doi: 10.2113/gsecongeo.103.6.1309
- Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12(3), 111-134. doi: 10.1016/s0169-1368(97)00009-7
- Keith, M., Smith, D. J., Jenkin, G. R. T., Holwell, D. A. et Dye, M. D. (2018). A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. *Ore Geology Reviews*, 96, 269-282. doi: 10.1016/j.oregeorev.2017.07.023
- Kerrich, R. (1983). Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume* 27, 75.
- Kisters A.F.M, Meyer F.M, Znamesky S.E, Seravkin, I. B., Ertl R.G.W et A.M, K. (2000). Structural controls of lode-gold mineralization by mafic dykes in late-Paleozoic granitoids of the Kochkar district, southern Urals, Russia. *Mineralium Deposita*, 35, 157-168.
- Lafrance, B. et Bethune, K. M. (2015). Geology of the orogenic Cheminis gold deposit along the Larder Lake – Cadillac deformation zone, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 52(12), 1093-1108. doi: 10.1139/cjes-2015-0067

- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F. et Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208-235. doi: 10.1016/j.lithos.2014.06.012
- Lauzière, K. (1989). *Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec*. UQAC, Chicoutimi.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., . . . Youzhi, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61(405), 295-310. doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.13
- Locock, A. J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, 62, 1-11. doi: 10.1016/j.cageo.2013.09.011
- Lypaczewski, P., Rivard, B., Gaillard, N., Perrouty, S., Piette-Lauzière, N., Bérubé, C. L. et Linnen, R. L. (2019). Using hyperspectral imaging to vector towards mineralization at the Canadian Malartic gold deposit, Québec, Canada. *Ore Geology Reviews*, 111. doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.102945
- MacLean, W. H. et Barrett, T. J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48(2), 109-133. doi: 10.1016/0375-6742(93)90002-4
- McNicoll, V., Goutier, J., Dube, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P. S., Dion, C., Gibson, H. (2013). U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and Implications for Base Metal Exploration. *Economic Geology*, 109(1), 27-59. doi: 10.2113/econgeo.109.1.27
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M. D., Davis, D. W., Lafrance, B. et Gosselin, G. (2007). The LaRonde Penna Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part I. Geology and Geochronology. *Economic geology*, 102(4), 585-609. Doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.585>
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B. et Frieman, B. (2017). Geology of the Abitibi greenstone belt. *Reviews in Economic Geology*, 19, 7-49.

- Moyen, J.-F. et Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312-336. doi: 10.1016/j.lithos.2012.06.010
- Munger, A. (2019). *Facteurs de contrôle et organisation des filons aurifères orogéniques du gisement de Goldex, Val-d'Or, Québec* Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi.
- Nguyen, P. T., Harris, L. B., Powell, C. M. et Cox, S. F. (1998). Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. *Journal of Structural Geology*, 20(12), 1625-1640. doi: 10.1016/s0191-8141(98)00054-6
- Parrish, R. R. (1987). An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 66(1-2), 99-102. doi: 10.1016/0168-9622(87)90032-7
- Pearce, J. A. (1996). Trace element geochemistry of volcanic rocks : Applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada* (vol. 12, p. 79-113).
- Perrouty, S., Gaillard, N., Piette-Lauzière, N., Mir, R., Bardoux, M., Olivo, G. R., . . . Morris, W. A. (2017). Structural setting for Canadian Malartic style of gold mineralization in the Pontiac Subprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone, Québec, Canada. *Ore Geology Reviews*, 84, 185-201. doi: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.009
- Perrouty, S., Linnen, R. L., Lesher, C. M., Olivo, G. R., Piercy, S. J., Gaillard, N., Enkin, R. J. (2018). Expanding the size of multi-parameter metasomatic footprints in gold exploration: utilization of mafic dykes in the Canadian Malartic district, Québec, Canada. *Mineralium Deposita*, 54(5), 761-786. doi: 10.1007/s00126-018-0829-x
- Piette-Lauzière, N., Guilmette, C., Bouvier, A., Perrouty, S., Pilote, P., Gaillard, N., Olivo, G. R. (2019). The timing of prograde metamorphism in the Pontiac Subprovince, Superior craton; implications for Archean geodynamics and gold mineralization. *Precambrian Research*, 320, 111-136. doi: 10.1016/j.precamres.2018.10.016
- Pilote, P. (2013). *Géologie de la région de Malartic 1:20,000, SNRC 32D01 NE.* : Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J. et McNicoll, V. (2015). L'architecture des groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille de Cadillac, Abitibi: révision géologique, nouvelles datations et interprétations *Québec Mines* (vol. DV 2015-03).

- Pilote, P., Scott, C. R., Mueller, W., Lavoie, S. et Riopel, P. (1999). *Géologie des formations de Val d'Or, Héva et Jacola: nouvelles interprétations du Groupe de Malartic* (DV 99-03). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec,.
- Poulsen, K. H. (2017). The Larder Lake-Cadillac break and its gold districts. *Reviews in Economic Geology*, 19, 133-167.
- Poulsen, K. H. et Robert, F. (1989). Shear zones and gold: Practical examples from the southern Canadian Shield. *Gelogical Association of Canada*.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J. (1995-b). Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(6), 787-805. doi: 10.1139/e95-067
- Powell, W. G., Hodgson, C. J., Hanes, J. A., Carmichael, D. M., McBride, S. et Farrar, E. (1995-a). t40Ar/39Ar geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(6), 768-786. doi: 10.1139/e95-066
- Raskevicius, T., Beaudoin, G., Kyser, K., Perrouty, S. et Gaillard, N. (2019). Whole-rock $\delta^{2\text{H}}$ and $\delta^{18\text{O}}$ footprint of the Canadian Malartic gold deposit, Pontiac Subprovince, Québec, Canada. *Mineralium Deposita*, 55(5), 991-1008. doi: 10.1007/s00126-019-00919-y
- Robert, F. (2001). Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 36(6), 503-516. doi: 10.1007/s001260100186
- Robert, F. (1989). Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(12), 2661-2675. doi: 10.1139/e89-226
- Robert, F. et Brown, A. C. (1986). Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81(3), 578-592. doi: 10.2113/gsecongeo.81.3.578
- Ropchan, J. R., Luinstra, B., Fowler, A. D., Benn, K., Ayer, J., Berger, B., Amelin, Y. (2002). Host-Rock and Structural Controls on the Nature and Timing of Gold Mineralization at the Holloway Mine, Abitibi Subprovince, Ontario. *Economic Geology*, 97(2), 291-309. doi: 10.2113/gsecongeo.97.2.291

- Ross, P.-S., Polat, A. 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. doi: 10.1139/e09-054
- Sansfaçon, R., Grant, M. et Trudel, P. (1987). *Géologie de la mine Canadian Malartic - District de Val-d'or - (MB 87 - 26)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources.
- Scott, D. J. et St-Onge, M. R. (1995). Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations. *Geology*, 23(12). doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1123:Copcti>2.3.Co;2
- 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). doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0551:Harffp>2.3.Co;2
- Stern, R. A., Hanson, G. N. et Shirey, S. B. (1989). Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(9), 1688-1712. doi: 10.1139/e89-145
- Tourigny, G. et Tremblay, A. (1997). Origin and incremental evolution of brittle/ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada. *Journal of Structural Geology*, 19(1), 15-27. doi: 10.1016/s0191-8141(96)00075-2
- Treagus, S. H. (1988). Strain refraction in layered systems. *Journal of Structural Geology*, 10(5), 517-527. doi: 10.1016/0191-8141(88)90038-7
- Tremblay, A., Ruffet, G. et Lemarchand, J. (2020). Timing and duration of Archean orogenic gold deposits in the Bourlamaque pluton, Val d'Or mining camp, Abitibi, Canada. *Ore Geology Reviews*, 127. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103812
- Trudel, P. et Sansfaçon, R. (1987). *Géologie de la mine East Malartic - Région de Val d'Or - (MB 87-25)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources
- Wilkinson, L., Cruden, A. R. et Krogh, T. E. (1999). Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(4), 627-647. doi: 10.1139/e99-015

Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç. et Yıldırım, D. K. (2015). A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81, 101-113. doi: 10.1016/j.cageo.2015.04.011

Zhang, S. et Cox, S. F. (2000). Enhancement of fluid permeability during shear deformation of a synthetic mud. *Journal of Structural Geology*, 22(10), 1385-1393. doi: 10.1016/s0191-8141(00)00065-1

Zhang, J., Lin, S., Linnen, R. et Martin, R. (2014). Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Research*, 248, 39-59. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.007