UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LES AMAS SULFURÉS VOLCANOGÈNES À OR, UN NOUVEAU POTENTIEL DE GISEMENT DANS LE BOUCLIER GUYANAIS : EXEMPLE DU GISEMENT MONTAGNE D'OR.

THÈSE PRÉSENTÉE COMME EXIGENCE PARTIELLE DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR JAMES GUIRAUD

MAI 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse 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.10-2015). 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 à remercier particulièrement mon directeur de thèse, Alain Tremblay. Il m'a toujours fait confiance malgré parfois mes choix risqués. Il a toujours été présent et été une personne vers qui me retourner. Il m'a également aidé à parfaire mes connaissances en géologie. Pour tout ce qu'il est, je lui dis merci.

Je souhaite remercier mon codirecteur, Michel Jébrak. Il a été impliqué dans de nombreux aspects sur le projet Montagne d'Or. Il a su me remotiver et m'encourager. Son esprit est aussi une vraie source d'inspiration scientifique.

Un grand merci à Rock Lefrançois, mon mentor dans la compagnie minière Columbus Gold. Il a toujours cru en moi et m'a fait confiance. Ce projet de recherche est de son initiative, je tiens à le remercier de m'avoir choisi pour cette opportunité.

Je remercie Pierre-Simon Ross pour ses précieux conseils sur la reconnaissance des faciès volcaniques ainsi que pour sa contribution dans la rédaction de mon premier papier.

Je tiens à remercier aussi le comité de thèse, Stéphane De Souza, Benoit Dubé et Arnauld Heuret qui au travers de leurs commentaires ont permis l'amélioration de cette thèse.

Cette thèse n'aurait pas été possible sans l'appui financier, logistique et l'accueil de la société Columbus Gold et de la Compagnie Minière Montagne d'Or. Je remercie l'ancien directeur de CMO, Michel Boudrie ainsi que le chef de projet, Guillaume Courtois et toute l'équipe géologique, Benjamin, Yoann, Thibaut, Laura, Chrystelle, Hélène et Vincent pour ces moments sur le camp Citron et nos nombreuses discussions géologiques et autres, sans oublier les différents employés notamment ceux qui m'ont accompagné dans cette jungle si impressionnante. Merci aussi au laboratoire du Géotop et ses membres J. Gogot, A. Poirier, J. David, J-F Hélie pour leur supervision et conseil ainsi que le personnel du département notamment Viorel, Michèle Laithier et Fred.

Une mention spéciale à Loïc Martin qui a relu toute ma thèse ainsi qu'à mon amour, Stéphanie Delcros qui a réalisé la mise en page et la bibliographie. Un grand merci à vous deux, sans vous, je n'y serais jamais arrivé dans ce dernier virage !

Finalement, j'aimerais remercier ma mère, ma sœur, ma famille et mes amis pour leur soutien et encouragement notamment Gaël, Jade, Guillaume, Youcef, Lucille, Flo, César, Clyde, Mona, Jeff, Annef, Nico, Coco, Toto, Christophe, Marion, Sarah, Laure, Alexandra et Élie et plein d'autres.

DÉDICACE

À ma mère, qui a affronté bien des épreuves et qui s'est dévouée pour ses enfants,

À mon père que je ne connaitrais jamais, repose en paix,

À ma famille que j'aime,

À la Guyane, sa forêt et à ses peuples qui ne cesseront de m'émerveiller et de me surprendre.

AVANT-PROPOS

Cette thèse de doctorat en sciences de la Terre et de l'Atmosphère a été rédigée essentiellement en français, seule une partie est en anglais. Cette dernière forme un chapitre de thèse qui correspond à un article publié dans une revue scientifique à comité de lecture de portée internationale, « *Precambrian Research* ». L'article publié a fait l'objet de révisions par des pairs qui par leurs critiques et leurs remarques ont contribué à améliorer le papier et garantissant sa qualité. Ce format de thèse qui intègre un article publié comme chapitre a été choisi avec mes directeurs de thèse afin de valoriser cette publication et de promouvoir sa diffusion au sein de la communauté scientifique.

Le sujet de cette thèse de doctorat, le gisement de Montagne d'Or, est un projet minier controversé. Il fait l'objet d'intenses discussions et débats de société quant à une possible exploitation. En effet, ce dernier se trouve en pleine forêt amazonienne, connue pour sa grande biodiversité et nous comprenons qu'il puisse susciter des interrogations et des critiques. Nous tenons cependant à rappeler au lecteur que cette thèse ne traite que des aspects scientifiques et ne porte pas de jugement de valeur sur le projet. Toute utilisation de cette recherche autre que scientifique est purement malvenue et hors propos.

TABLES DES MATIÈRES

AVANT-PROPOSv
LISTE DES FIGURESxi
LISTE DES TABLEAUXxli
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMESxliii
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉSxlv
RÉSUMÉxlvi
ABSTRACTxlix
INTRODUCTION
1. Problématique
2. Objectifs de recherche
3. Organisation de la thèse
4. Liste des contributions scientifiques
1 CHAPITRE I GÉOLOGIE DU BOUCLIER GUYANAIS ET CONTEXTE DES SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES
1.1 Contexte géologique du Bouclier Guyanais
1.1.1Évolution géodynamique141.1.2Géologie des ceintures de roches vertes de la Guyane française201.1.3Métallogénie des gisements d'or majeurs du Bouclier Guyanais et de laGuyane française27
1.2 Les Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV)

	1.2.1 1.2.2 1.2.3	Généralités Les SMV contenant de l'or et leur mode de formation SMV au Paléoprotérozoïque	31 38 50
2 unio	CHAPI que Rhy	TRE II Stratigraphic setting and timing of the Montagne d'Or deposi acian Au-rich VMS deposit of the Guiana Shield, French Guiana	t, a 57
Abs	stract		61
2.1	Introd	luction	62
2.2	Geolo	gical and tectonic setting of the northern Guiana Shield	64
	2.2.1 2.2.2 2.2.3	Rhyacian events Rhyacian structural evolution and metamorphism in French Guiana Post-transamazonian events in French Guiana	64 67 68
2.3	The N	Iontagne d'Or deposit	69
	2.3.1 2.3.2	Stratigraphy Deformation	71 91
2.4 U-Pb zircon geochronology			94
	2.4.1 2.4.2 2.4.3	Analytical methods Results Synthesis and interpretation of geochronology data	95 95 97
2.5	Volca	nic environment and evolution of the Montagne d'Or deposit	100
	2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4	Depth of the marine basin Synchronicity of mafic and felsic magmatism Eruption processes and volcanic vents Evolution of the Montagne d'Or volcanic sequence	100 101 102 104
2.6	The si	ignificance of the Montagne d'Or volcanic sequence within the Guiana	ı
Shie 2.7	eld Concl	usions	108 114
3	CHAPI	TRE III PÉTROGÉOCHIMIE	116
3.1	Métho	odologie	117
3.2	Carac	téristiques géochimiques des unités volcaniques et intrusives	119
3.3	Unité	felsique principale	126
	3.3.1 3.3.2	Tufs felsiques et tufs à lapilli Les QFP clairs	129 132

vii

	3.3.3	Les QFP sombres	134
3.4	Roche	es mafiques	136
3.5	Tuffit	e de la « Lower Favorable Zone »	140
3.6	Intrus	ions intermédiaires anté-déformations	143
	3.6.1 3.6.2	Filons-couches d'intrusions intermédiaires porphyriques Filon-couche dit « Horizon Marqueur »	145 146
3.7	Intrus	ions mineures	147
3.8 por	Intrus phyrique	ions post-volcaniques tardives, les diabases et les dykes mafiques	150
	3.8.1 3.8.2	Diabases Porphyres mafiques	152 153
3.9	Faciès	s sédimentaires de l'Unité Inférieure et de l'Unité Supérieure	155
3.10) Interp	rétation et discussion	165
4	CHAPI Máth	TRE IV MINÉRALISATION ET ALTÉRATION	171
7.1	4.1.1 4.1.2 4.1.3	Échantillonnage Isotopie du soufre Analyse à la microsonde	173 173 175 177
4.2	Minéı	alisations	177
	4.2.1 4.2.2 4.2.3	Typologie et pétrographie des zones minéralisées Distribution des éléments métalliques Chimie des sulfures et isotopie du soufre	179 198 209
4.3	Altéra	itions	216
	4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 4.3.5	Altération des faciès de l'unité felsique principale Altération des volcanites mafiques de l'unité centrale Chimie des minéraux d'altération Bilans de masse et indices d'altération Distribution des changements de masse	217 232 244 248 259
4.4	Interp	rétation et discussion	269
5 MIN	CHAPI NÉRALI	TRE V MÉTAMORPHISME ET REMOBILISATION DE LA ISATION	285

viii

5.1	Estim	ation des conditions métamorphiques par la géothermométrie des p	hases
silic	catées et	des sulfures	287
	5.1.1	Estimation de la température par la paragenèse des silicates	287
	5.1.2	Géothermométrie des silicates	291
	5.1.3	Estimation par la paragenése des sulfures	292
	5.1.4	Geothermometrie des suifures	293
	5.1.5	Syntheses des données de geothermonneure	298
5.2	Défor	mation de la minéralisation et processus de remobilisation	299
	5.2.1	Déformation de la minéralisation	302
	5.2.2	Recristallisation des sulfures et libération de l'or et des métaux p 306	récieux
	5.2.3	Migration et remobilisation de l'or	309
5.3	L'iso	topie du plomb	316
	5.3.1	Méthodologie	317
	5.3.2	Traçage des isotopes du plomb	318
5.4	Interp	prétation et discussion	323
CO	NCLUS	ION ET PERSPECTIVES	333
AN	NEXE	A DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES U-Pb SUR ZIRCON	352
AN	NEXE I	B ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES DE ROCHES TOTALE	EET
AN	ALYSE	S ICP POUR LES ZONES MINÉRALISÉES	359
			• • •
AN	NEXE (C TRAITEMENT DES ALTERATIONS	369
AN	NEXE I	D ISOCONES DE GRANT	378
AN 384	NEXE I	E PROFILS DES ÉLÉMENTS MÉTALLIQUES DANS LES FOR	RAGES
504			
AN	NEXE I	F ANALYSES À LA MICROSONDE DES SILICATES	392
AN	NEXE	G ANALYSES À LA MICROSONDE DES SULFURES	
,			
AN	NEXE I	H COUPES GÉOLOGIQUES	404

	Х
RÉFÉRENCES	412

LISTE DES FIGURES

Fi	σ	111	P
	-6	u	U

Figure 0.1 Reconstruction paléo-géographique à la fin du Paléozoique avant
l'ouverture de l'océan Atlantique des boucliers Guyanais et Ouest Africain avec
la localisation des gisements d'or et de métaux de bases. Modifié de Columbus
Gold Corp. (2014)
Figure 1.1 Carte géologique, structurale et métallogénique du Bouclier Guyanais,
compilation de Voicu et al. (2001); Delor et al. (2003a); Daoust et al. (2011);
Tedeschi et al. (2018)13
Figure 1.2 Modèle d'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais d'après Delor et
al. (2003a, b)
Figure 1.3 Carte géologique simplifiée de la Guyane française modifiée d'après Delor
et al. (2003a, b) et du programme SIG de la Guyane (BRGM)23
Figure 1.4 Coupe d'un SMV idéalisé illustrant les altérations, le style de minéralisation
et la distribution des métaux au sein du système. Modifiée de Lydon (1984)33

Figure 1.5 Représentation schématique des environnements géodynamiques favorables à la formation des SMV comprenant les contextes de plaques divergentes (ride médio-océanique et bassin arrière-arc) et les contextes de plaques convergentes

- Figure 1.9 Diagramme profondeur/température indiquant la température d'ébullition de l'eau de mer en fonction de la profondeur du fond marin où les SMV se développent. Ces éléments ont une forte influence sur la morphologie des SMV.
 D'après Mercier-Langevin (2005).
- Figure 1.10 Graphique résumant les différents processus d'enrichissement aurifère secondaire dans les systèmes SMV. D'après Mercier-Langevin et al. (2015)....47

- Figure 1.13 Répartition et distribution des gisements SMV dans le Monde, en rouge ceux formés au Paléoprotérozoïque et leurs camps principaux. Modifiée de Franklin et al. (2005); Galley et al. (2007) et Mercier-Langevin et al. (2011)...55

- Figure 2.3 Geological map of Montagne d'Or deposit at 80 meters of altitude. Structural data were measured directly on outcrops and projected vertically. The

- Figure 2.4 Structural profile across the central part of the Montagne d'Or deposit. See figure. 2.3 for location and symbols explanation......73
- Figure 2.5 Lower unit (photos A to C and G) and Upper sedimentary and volcanic rocks unit (photos D to F and H). (A) South facing graded-bed in a reworked volcaniclastic core sample (MO97030, 170.2 m). (B) Mafic laminated sedimentary rock showing pale QFP clasts and felsic pumices (MO9818, 132.10 m). (C) Thin beds of alternating cherty mudstone and mafic tuff showing local boudinage (CO15007, 71.10 m). (D) South-facing, clast-bearing graded beds of turbiditic sandstone (GT01, 49-55.7 m). (E) Outcrop of sedimentary rocks of the Topaze creek showing greywacke beds (1) and mudstone (2). Hammer head for scale. (F) Outcrop of sedimentary rocks of the Topaze creek showing an example of interbedded cherty (1) and massive greywackes (2) and pelitic and graphitic schist layers (3) at the bottom. Hammer for scale. (G) Photomicrograph of a chert clast in reworked volcaniclastic facies of the Lower unit. Planepolarized light (MO97030, 172.7 m). (H) Photomicrograph of a retromorphosed andalusite porphyroblast in a graphitic mudstone of the USVR. Cross-polarized light (GT03, 101.1 m). Scales for photos A to C are half NQ cores (4.77 cm diameter) whereas scale for photo D is the half HQ core (6.3 cm diameter).....75
- Figure 2.6 Central mafic flow unit (photos A to C) and Central felsic unit (photos D to F). All photos of drill cores show half NQ cores of 4.77 cm in diameter. (A)

Interpillow material made up of mineralized hyaloclastite with pyrite dissemination, the pillow border is marked by chilled margins and amygdales in the inner part (MO12082, 256.5 m). (B) Photomicrograph of an amygdale filled by pyrite in the core, surrounded by a mixture of epidote, clinozoisite and amphibole. Cross-polarized light (MO12082, 263.1 m). (C) Drill core section of a mafic interval showing a clastic part with felsic clasts, and interlayered felsic lapilli tuffs (MO14148, 74-87.8 m). (D) Sharp contact between the pale QFP and a felsic tuff (MO14164, 251 m). (E) Photomicrograph of the pale QFP/felsic tuff contact. The pale QFP contains biotite crystals within a fine-grained quartz matrix which contrasts with the coarser, quartz and sericite-rich matrix of the felsic tuff. Cross-polarized light (MO14164, 253.7 m). (F) Peperite or hydrothermal breccia in a pale QFP marked by abundant blocky clasts, jigsaw-fit texture and sparse matrix, principally composed of chlorite (MO98018, 65-67 m)...........78

Figure 2.7 The Central felsic unit facies. All photos of core samples show half NQ cores of 4.77 cm in diameter. (A) Dark QFP with plagioclase, blue quartz and biotite phenocrysts (MO12072, 345 m). (B) Photomicrograph of the dark QFP showing a very fine-grained quartz-rich groundmass hosting euhedral plagioclase phenocrysts. Cross-polarized light (MO14142, 119.6 m). (C) Lapilli tuff with two types of juvenile lapilli, i.e. pale QFP and possible pumice clasts, surrounded by disseminated pyrite (MO14148, 90.5 m). (D) Photomicrograph of a possible pumice altered to sericite, with pyrite shell and disseminations of magnetite and titanite. Cross-polarized light (MO12092, 111.3 m). (E) Polymictic felsic lapilli tuff with pale QFP lapilli, mafic lithic lapilli and possible pumice (MO14185, 313 m). (F) Photomicrograph of a mafic clast showing fine needles of biotite in an epidote-pyrite groundmass, within the felsic lapilli tuff facies. Plane-polarized light (MO14185, 316.7 m).

- Figure 2.9 Tuffite horizon of the LFZ (photos A to C) and late intrusive rocks (photos D to F). All photos of core samples show half NQ cores of 4.77 cm in diameter, except (F). (A) Tuffite with fine layers of disseminated pyrite (MO15263, 83.5 m).
 (B) Intrusive contact between the pale QFP and the tuffite, showing tuffite xenoliths with pyrite dissemination (MO14154, 131.61 m). (C) Photomicrograph of the tuffite showing an actinote lens, possibly a clast, within a biotite, actinote and apatite matrix. Cross-polarized light (MO14116, 114 m). (D) The intermediate porphyry between the UFZ and the LFZ, showing euhedral to stretched plagioclase phenocrysts in a grey very fine-grained groundmass (MO12105, 205.5 m). (E) Intermediate intrusive of the upper part of the UFZ showing small euhedral plagioclase phenocrysts (MO12098, 240 m). (F) Diabase dike showing an irregular contact with the pale QFP. The diabase shows a gabbroic texture and rare isolated plagioclase phenocrysts (MO12105, 38.77 m, HQ core 6.3 cm diameter).
- Figure 2.11 Images of representative zircons analysed. (a) Back-scattered electron (BSE) image of selected zircons from intermediate porphyric intrusive sample representing the diverse morphology. (b to d) Example of internal structure of zircon by cathodoluminescence images from pale QFP sample show respectively

- Figure 3.1 Caractérisation de l'ensemble des unités volcaniques et des intrusions de Montagne d'Or(A et B) Diagrammes de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Zr vs Ti établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D) Diagramme log(Zr/Y) vs log(Th/Yb) établissant l'affinité des roches volcaniques établie par Ross et Bédard (2009).

- Figure 3.4 Caractérisation géochimique des roches felsiques de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977) ; (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) pour les roches felsiques et leurs précurseurs ; (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les roches felsiques et leurs précurseurs ; (G) Spectres des terres rares normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) pour les roches felsiques et leurs précurseurs ; (G) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les tufs à lapilli ; (G) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les roches felsiques et les tufs à lapilli ; (G) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les roches felsiques et les tufs à lapilli ; (G) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les roches felsiques et les tufs à lapilli ; (G)
- Figure 3.6 Caractérisation géochimique des roches mafiques de Montagne d'Or comprenant aussi les précurseurs et les roches très altérées (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) ; (E)

Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003).

- Figure 3.7 Caractérisation géochimique de la tuffite de la « Lower Favorable Zone » de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques Pearce et Cann (1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif McDonough et Sun (1995); (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 Palme et O'Neill (2003)......141

- Figure 3.10 Caractérisation géochimique des intrusions post-volcaniques tardives de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et

- Figure 3.11 Caractérisation géochimique des roches sédimentaires de Montagne d'Or;
 (A) Classification des grès terrigènes log(Na₂O/K₂O) vs log(SiO₂/Al₂O₃) d'après Pettijohn *et al.* (1987) et Herron (1988); (B) Classification des grès terrigènes et des argilites log(Fe₂O₃/K₂O) vs log(SiO₂/Al₂O₃) d'après Herron (1988); (C) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif McDonough et Sun (1995);
 (D) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 Boynton (1984). ... 156

- Figure 4.1 Carte des enveloppes aurifères du gisement de Montagne d'Or, représentées de différentes couleurs selon les zones concernées et découpées en différent secteur (lignes en pointillé). Modifié de la Compagnie Minière Montagne d'Or.
- Figure 4.3 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones UFZ et HWZ : (A) MO1282 à 128.5m, photographie d'une veinule déformée, plissée et transposée composée de pyrite et de pyrrhotite dans une intrusion de QFP clair (composite de 104 à 149m à 1.3g/t) ; (B) MO1298 à 252.6m, photographie d'une veinule plissée de pyrite dans un tuf felsique altéré en séricite présentant une forte dissémination de pyrite ; (C) MO14174 à 185.5m, photographie de veines de « stringer » riche en pyrites automorphes avec de la chalcopyrite et de la pyrrhotite. Ces veines sont développées dans un tuf felsique altéré en séricite, chlorite et grenat ; (D) MO1286 à 61.6m, photographie d'une

Figure 4.4 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones UFZ et HWZ (suite) : (A à F) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographies en LR (A, B, C et E) et images MEB en électrons rétrodiffusés (D et F) ; (A) Veine de « stringer » boudinée contenant une arsénopyrite automorphe accompagnée de pyrite. La pyrrhotite et la chalcopyrite se trouvent dans les ombres de pressions. ; (B) Minéralisation dans le « stringer » principal avec des pyrites relativement automorphes et fracturées contenues dans une matrice à chalcopyrite et pyrrhotite avec des inclusions de sphalérite ; (C) Détail montrant de l'électrum riche en Ag associé à de la pyrrhotite et une sphalérite présentant de la chalcopyrite « disease ». L'électrum contient des inclusions de chalcopyrite. ; (D) zone présentant des phases complexes comprenant du bismuth natif. de l'électrum, de la freibergite ((Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃), de la galène et de la pyrrhotite ; (E et F) fractures et inclusions remplies d'électrum riches en Ag dans un grenat. L'électrum de cette facture semble provenir de sulfosels d'or et argent en marge des pyrites automorphes associées à de la pyrrhotite et de la chalcopyrite. Échelle : demi-

- Figure 4.5 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones LFZ et FWZ : (A) MO1274 à 113.5m, photographie d'une veine de pyrrhotite présentant une texture bréchique développée dans tuf felsique ; (B) MO14161 à 145.6m, photographie d'une veine déformée, plissée et transposée riche en arsénopyrite et galène dans une intrusion de QFP clair; (C et D) MO14161 à 145.6m, photomicrographie en LR illustrant des porphyroblastes d'arsénopyrites automorphes associées à des cristaux de galènes xénomorphes ; (E et F) MO14161 à 145.6m, image MEB en électrons rétrodiffusés, (E) porphyroclastes de grenat présentant des inclusions d'arsénopyrite et de quelques galènes confirmant le caractère précoce de ces minéraux. La galène s'injecte aussi dans les fractures du grenat ; et (F) cristaux d'arsénopyrite présentant des fractures remplies de freibergite (Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃ et de galène. Les cristaux de galène sont concentrés autour des arsénopyrites. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).
- Figure 4.6 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones LFZ et FWZ (suite) : (A) MO14138 à 71m, photographie d'une veine avec des clastes arrondis de tufs felsiques dans un ciment de sphalérite ; (B) MO14138 à 71m, photomicrographie en LR présentant des cristaux xénomorphes de pyrrhotite, de sphalérite, de chalcopyrite et de galène ; (C et D) MO14138 à 71m, photomicrographie en LR (C) et image MEB en électrons rétrodiffusés (D) d'une inclusion de galène et de cuivre gris (freibergite (Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃) dans un assemblage de pyrrhotite et sphalérite. Le cristal xénomorphe de galène contient une inclusion de bismuth natif. De petites phases de galène s'expriment entre les cristaux de pyrrhotite et de sphalérite. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

- Figure 4.7 Minéralisation semi-massive dans les facies felsiques de la UFZ : (A) MO1281 à 110.3m, photographie d'un niveau semi-massif de pyrite dans la minéralisation de la UFZ ; (B) MO14172 à 168.5m, photographie de la minéralisation semi-massive constituée de pyrite, pyrrhotite, magnétite et grenat dans la UFZ ; (C et D) MO14172 à 168.5m, photomicrographie en LR, (C) zone montrant l'ensemble des espèces sulfurées dominées par des cristaux xénomorphes de chalcopyrite et de pyrrhotite contenant des phénocristaux automorphes de pyrite et de magnétite et des traces de sphalérite xénomorphes. (D) des phases d'électrum riches en argent, de sulfosels d'or et d'argent et des traces de bismuth natif se formant au contact entre les cristaux de pyrrhotite et de chalcopyrite et entre les cristaux de pyrrhotite et de sphalérite ; (E et F) MO14172 à 168.5m, images MEB en électrons rétrodiffusés, (E) détail de la zone encadrée présentant du bismuth natif et un cristal de sulfosel d'or et d'argent qui sont présents à l'interface entre la chalcopyrite et la pyrrhotite, (F) autre zone avec de l'électrum, de l'hessite (Ag₂Te) et du bismuth natif en inclusions ou exprimées au contact des cristaux de sphalérite et de pyrrhotite. Échelle : demi-carotte NQ
- Figure 4.8 Minéralisation semi-massive dans les facies felsiques de la LFZ : (A à B) MO14125 à 107.5m, photographie des faciès de sulfures semi-massifs à l'ouest de la LFZ riche en arsénopyrites automorphes dans une matrice de pyrrhotite et de chalcopyrite ; (C à F) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographie en LR, (C) inclusion d'or dans une pyrite provenant d'une minéralisation semi-massive. De la bismuthinite (Bi₂S₃) et du bismuth natif se forment dans les fractures et les jonctions de ces pyrites ; (D) grains d'électrums riches en or se formant en marge ou dans les fractures des pyrites présent dans la minéralisation semi-massive. Divers sulfosels de bismuth sont souvent associés ; (E) détail de la zone encadrée en D avec une image MEB en électrons rétrodiffusés montrant des

- Figure 4.9 Minéralisation semi-massive dans les facies mafiques : (A) MO1162 entre 285 et 387m (haut), photographie de la minéralisation semi-massive exprimée dans les volcanites mafiques riches en pyrrhotite associée à la pyrite. Des plis mineurs affectent les niveaux minéralisés ; MO1282 entre 240 et 250m (bas), photographie de la minéralisation semi-massive riche en pyrite dans les volcanites mafiques développée à proximité du contact avec les tufs felsiques ; (B) MO14220 à 207.2m, photographie détaillée de la minéralisation semi-massive présentant une imprégnation de pyrrhotite et de chalcopyrite xénomorphes dans les volcanites mafiques ; (C) MO1274 entre 116 et 125m, photographie de la minéralisation semi-massive exprimée dans les volcanites mafiques très altérées en chlorite et en grenat rétromorphosé. Les niveaux riches en pyrrhotite et en pyrite sont plus déformés avec la formation de plis mineurs ; (D à F) MO1274 à 119m, 0.72g/t Au UFZ, photomicrographies en LR montrant les différents sulfures présents dans ces faciès. La pyrrhotite, dominante, a un comportement ductile et constitue la matrice pour des porphyroblastes de pyrite. Les rares plages de chalcopyrite montrent aussi un comportement ductile. La réparition des sulfures selon leur ductilité est contrôlée par des plis dans la foliation (traits blancs). Échelle : demi-carotte NQ

- Figure 4.13 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) du zinc, B) de l'arsenic et C) du plomb sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.

- Figure 4.14 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) de l'argent, B) du bismuth et C) du tellure sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.
- Figure 4.15 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) du cadmium et
 B) de l'antimoine sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.
- Figure 4.16 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) de l'étain et B) du molybdène sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en

compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.

- Figure 4.17 Diagramme de la classification des sulfosels de la famille de la tétraédrite analysés à la microsonde sur le gisement de Montagne d'Or : classification selon les ratios Ag/(Ag+Zn+Cu+Fe) vs Sb/(Sb+As) en atome par unité de formule.211
- Figure 4.19 Altération blanche des faciès felsiques: (A) MO1286 de 120 à 125m, photographie montrant des tufs felsiques blanchis en contact avec un QFP sombre présentant le même type d'altération. Les tufs blanchis évoluent vers des tufs séricitisés ; (B) MO1286 à 122.60m, photographie de détail du tuf felsique présentant l'altération blanchâtre. La matrice est très siliceuse et présente de la séricite ; (C) MO12105 de 184 à 192m, photographie illustrant la brusque variation des faciès altérés avec le développement d'un intervalle de tufs blanchis au sein des tufs séricitsés, l'intrusion de QFP sombre est lui aussi altéré, mais en séricite-biotite-chlorite ; (D) MO12105 à 192m, photographie de détail montrant la préservation des phénocristaux de plagioclases dans une matrice très siliceuse associée avec un peu de séricite ; (E) MO14195 à 192.2m, photomicrographie en LPA d'un tuf blanchi montrant une faible altération des plagioclases en séricite et une matrice très siliceuse avec quelques séricites soulignant la schistosité ; (F) MO12105 à 216.2m, photographie d'une bande d'altération à chlorite et grenats présentant un halo blanchâtre. Des épidotes et des clinozoïsites sont associées à ces zones d'altération. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre). 220
- Figure 4.20 Altération distale des faciès felsiques : (A) MO14171 de 253 à 254m, QFP clair présentant des plagioclases altérés et étirés avec des lentilles composées d'un

- Figure 4.21 Altération médiane des faciès felsiques : : (A) MO1289 de 101 à 104m, photographie d'un tuf felsique et d'un QFP sombre présentant l'altération médiane à séricite-biotite±(chlorite-grenat-pyrite), échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre); (B) MO1289 à 104.27m, photomicrographie en LPNA du QFP sombre altéré, avec une lentille de biotite légèrement rétromorphosée en chlorite et la matrice altérée modérément en séricite ; (C) MO1268 à 135.8m, photomicrographie en LPNA d'un tuf felsique montrant un amas de plagioclases avec une légère altération en séricite, la matrice altérée et foliée est riche en séricite et avec des biotites en cours de chloritisation ; (D) Affleurement ESTE 02b, photomicrographie en LPA, tuf felsique altéré avec un porphyroclaste de plagioclase assez altéré avec des paillettes de séricite. Le plagioclase est étiré et entouré de séricite ; (E) MO14164 à 253.7m, photomicrographie en LPA d'un tuf marqué par une altération en séricite dans la matrice et dans les porphyroclastes de plagioclases avec accessoirement la présence de quelques grenats ; (F)

- Figure 4.22 Altération proximale des faciès felsiques : (A) MO14174 à 185.5m, photographie de veinules de sulfures (stringers) dans un tuf felsique altéré en séricite, chlorite, biotite, grenat et quartz, échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre); (B) MO14169 à 241.3m, photographie d'un tuf felsique très altéré en séricite et quartz recoupé par des veinules de pyrite-quartz (stringers); (C) MO12105 à 211m, photomicrographie en LPNA tuf felsique avec une matrice très altérée en séricite avec des veinules de quartz-sulfures transposées dans la schistosité. Une microveinule tardive riche en or recoupe la schistosité, mais est déformée et transposée dans celle-ci ; (D) Affleurement OLG 04c, photomicrographie en LPA, tuf felsique altéré en séricite avec un porphyroclaste de pyrite disséminée avec des ombres de pressions à quartz et une veinule de quartz-pyrite transposée ; (E et F) MO1289 à 125.8m, photomicrographie en LPA d'une veinule de quartz-pyrrhotite boudiné et photomicrographie en LPNA d'un grenat poecilitique dans la veinule principale riche sulfure (stringer). Le grenat possède des fractures remplies d'électrum et est entouré d'un liseré de chlorite.
- Figure 4.23 Altération distale des volcanites mafiques : (A) MO14129 à 76.4m, photomicrographie en LPNA de la paragenèse d'altération distale à actinote, chlorite, clinozoïsite (en latte), épidote ; (B) INF06c, photomicrographie en LPNA d'une volcanite mafique de l'unité supérieure composée d'une matrice d'actinote avec quelques phénocristaux de plagioclases développant une légère altération à zoïsite/clinozoïsite, quartz et épidote formant des porphyroclastes polycristallins ; (C) MO0159 à 93.1m, photomicrographie en LPNA d'une volcanite mafique de

- Figure 4.24 Altération hyperchloriteuse à chlorite-biotite±quartz±grenat : (A) MO1274 de 121 à 124m, photographie illustrant l'altération très localisée dans les faciès mafiques avec une rapide transition (3 mètres) entre la zone minéralisée à sulfures semi-massifs vers les roches massives et fraiches plus claires en passant par les roches mafiques altérées en chlorite-biotite-grenat dit aussi hyperchloriteuses ; (B) MO14229 à 190.3m, photographie plus détaillée montrant l'altération médiane caractérisée par une matrice riche en chlorite, biotite et quartz formant parfois des plages et des porphyroblastes de grenats rétromorphosés ; (C et D) MO1274 à 49m, photomicrographie en LPNA puis en LPA des volcanites mafiques avec leur matrice d'altération constituée de chlorite, biotite, quartz et de rares épidotes avec une baguette d'amphibole ; (E) MO1274 à 49m, photomicrographie en LPNA d'un porphyroblaste de grenat avec une ombre de pression de quartz ; (F) MO1282 à 232.56m, photomicrographie en LPNA d'un porphyroblaste de grenat présentant une forte rétromorphose en biotite. La biotite en rétromorphose du grenat est elle aussi en cours de remplacement en chlorite dans certaines fractures. Une tourmaline est aussi présente ; échelle pour A et B : demi-carotte NQ (4.77cm de

- 4.25 hyperchloriteuse Figure Altération tachetée à chlorite-biotiteséricite±quartz±grenat : (A) MO1274 à 114.5m, photographie détaillée illustrant l'altération à chlorite, biotite, séricite et quartz associés aux sulfures. La séricite est fréquemment répartie sous forme de plage, échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre); (B) MO1274 à 114.2m, photomicrographie en LPNA des volcanites mafiques très altérée avec une matrice d'altération à chlorite, biotite et séricite ; (C) MO1274 à 114.5m, photomicrographie en LPNA d'une bande de sulfures associés aux quartz dans une matrice d'altération à chlorite, biotite, quartz et séricite. La biotite est presque totalement rétromorphosée en chlorite ; (D) MO1274 à 115.5m, photomicrographie en LPNA avec la matrice d'altération facilement déformable composée de chlorite/biotite, séricite et quartz ; (E et F) MO1274 à 119m, photomicrographie en LPNA puis en LPA d'une veinule (stringer) à quartz pyrite qui contient des traces de biotites et de tourmalines. Cette structure est contenue dans une roche mafique très altérée en séricite, biotite et
- Figure 4.26 Altération hyperchloriteuse tachetée à rare rétromorphose d'aluminosilicate : (A) MO1274 à 111.5m, photographie illustrant la présence de plages riches en séricite résultant probablement de la rétromorphose d'aluminosilicates développée dans une altération à chlorite, biotite, séricite associée aux sulfures ; (B) MO1289 à 176m, photographie des faciès très altérés présentant des porphyroblastes d'aluminosilicates bleutés rétromorphosés en séricite dans une matrice d'altération à chlorite, biotite et séricite. Les plages riches en biotite peuvent résulter de la rétromorphose de grenat ; (C) MO1277 à 169.6m, photographie montrant la formation de porphyroblastes rétromorphosés en séricite à proximité de la minéralisation de sulfure semi-massif composée essentiellement de pyrite. La forme des porphyroblastes suggère d'anciennes andalousites ; (D) MO1289 à 176.31m, photomicrographie en LPNA d'un ancien porphyroblaste

- Figure 4.27 Diagrammes des silicates analysés à la microsonde sur le gisement de Montagne d'Or : A et B) Composition des micas blancs par les diagrammes A) MgO vs Al₂O₃ (%pds.) et B) FeO vs Al₂O₃ (%pds.) ; (C) Composition des biotites avec le diagramme K vs Fe/(Fe+Mg) en atome par unité de formule ; (D et E) Composition des chlorites d'après D) le diagramme de classification Fe/(Fe+Mn+Mg) vs Si (IV) en atome par unité de formule selon Hey (1954) et E) le digramme FeO vs MgO (%pds.) ; (F) Classification des grenats à partir du diagramme ternaire Ca-Mn-Fe.
- Figure 4.28 Diagrammes des indices d'altération des différentes unités de Montagne d'Or : (A et B) Diagramme CCPI vs AI (Alteration box plot de Large *et al.* (2001) modifié par Trépanier (2011)) illustrant les altérations hydrothermales avec A) pour les QFP sombres et les tufs felsiques et B) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques blanchis ; (C et D) Diagramme AAAI vs AI (Alteration box plot de Williams et Davidson (2004) illustrant les altérations hydrothermales acides avec C) pour les QFP sombres et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques blanchis. Pour l'ensemble des diagrammes, la taille des bulles est proportionnelle à leur valeur

- Figure 4.30 Diagrammes en barre des changements de masse des différentes unités de Montagne d'Or selon les positions des échantillons dans les zones minéralisées
 (A) les QFP sombres altérés, (B) les QFP clairs altérés. Changement de masse relative aux précurseurs pour chaque faciès exprimé en pourcentage poids. ... 262
- Figure 4.31 Carte de distribution des éléments liés à l'altération hydrothermale selon le facteur d'enrichissement avec : (A) le potassium, (B) le sodium, (C) le fer et (D) le magnésium. Les cartes sont obtenues à partir d'une interpolation utilisant un

algorithme de pondération inverse à la distance avec un rayon de rech	nerche
asymétrique	268
Figure 4.32 Modèle génétique schématique de formation des zones minéralisées	FWZ
et LFZ du gisement de Montagne d'Or.	280

- Figure 5.3 Structure durchbewegung : (A) MO1274 à 119m, photographie d'une structure durchbewegung caractérisé par des clastes mafiques chloritisés et plissés dans une matrice de pyrrhotite contenant aussi des pyrites automorphes ; (B) MO1274 à 119m, photographie de volcanites mafiques plissées cimentées par de la pyrrhotite contenant aussi des pyrites automorphes ; (C) MO1282 à 227.7m et MO1286 à 164m, photographies montrant la formation et l'évolution des clastes mafiques plissés dans les brèches de sulfures riche en pyrrhotite; (D) MO1274 à 115.5m, photographie d'une structure durchbewegung plus évoluée caractérisée par des clastes plus arrondis dans un ciment de pyrrhotite ; (E) MO14138 à 71m, photographie d'une structure durchbewegung évoluée avec des clastes arrondis de
- Figure 5.4 Effet de la déformation sur la minéralisation : (A) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographie en LPA illustrant la migration de pyrites dans les ombres de pressions issues d'un porphyroclaste de quartz dans un de tuf riche en séricite ; (B) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographie en LR montrant une séquence de ductilité croissante de certains sulfures, avec l'arsénopyrite puis la pyrite suivit des plus ductiles, la pyrrhotite et la chalcopyrite ; (C) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, image MEB en électrons rétrodiffusés d'une zone abritée par la pyrite montrant de l'électrum riche en or, du bismuth natif et aussi de la galène; (D) MO1274 à 114.5m, 0.37g/t Au UFZ, photomicrographie en LR d'une charnière de pli illustrant la remobilisation des sulfures avec de la pyrrhotite souvent associée à la chalcopyrite avec la pyrite en inclusion dans la pyrrhotite ; (E et F) MO1274 à 119m, 0.72g/t Au UFZ, photomicrographie en LR (E) Charnière de pli serré avec l'intrados composé de pyrite avec un peu de pyrrhotite et l'extrados de la charnière de pli est composé principalement de pyrrhotite avec quelques pyrites automorphes et un enrichissement de chalcopyrite (F) Charnière de pli serré montrant la migration des sulfures dans l'intrados et l'extrados composés de pyrrhotite avec quelques pyrites. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).
- Figure 5.5 Texture de recristallisation de la minéralisation : (A) MO1272 à 207.5m (haut) photographie d'une veine plissée de sulfures présentant des pyrites polygonales et MO1281 à 110.1m (bas) photographie d'une minéralisation semimassive montrant des pyrites polygonales ; (B) MO1282 à 249m photographie

- Figure 5.6 Exsolution, ségrégation et migration des métaux : (A à C) MO14172 à 168.5m, 2.86g/t Au UFZ, photomicrographies en LPNA (A), en LR (B) et image MEB en électrons rétrodiffusés (C), (A) pyrite automorphe encapsulée dans un grenat poecilitique présentant des fractures radiales autour de la pyrite, (B) détail montrant que la pyrite présente un liseré de chalcopyrite et des factures constituées de chalcopyrite, (C) autre pyrite en inclusion dans un grenat. La pyrite présente un liseré de chalcopyrite avec par endroit du bismuth natif et de l'électrum ; (D) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographie en LR de fractures et d'inclusions remplies d'électrum riche en Ag dans un grenat ; (E) MO14161 à 145.6m, 0.6g/t Au FWZ, image MEB en électrons rétrodiffusés d'arsénopyrites présentant des fractures remplies de freibergite (Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃ et de galène ; (F) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographies en LR montrant des phases complexes de bismuth (bismuthinite (Bi₂S₃), bismuth natif, hedleyite (Bi₇Te₃)) autour de pyrites automorphes. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

- Figure 5.7 Migration dans les structures de percement : (A) MO1281 à 110.1m, 56g/t
 Au UFZ Prio2, photographie d'une structure de percement présentant des grains
 d'or visible associés à la pyrite dans un tuf felsique fortement minéralisé en pyrite ;
 (B et C) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographie en LR (B)
 et image MEB en électrons rétrodiffusés (C) montrant des injections de sulfures
 riches en métaux précieux provenant d'une pyrite. Cette veinule de percement,
 transposée dans la schistosité, contient de la chalcopyrite, de l'électrum riche en
 or, du bismuth natif et de la bismuthinite (Bi2S3) ; (D, E et F) MO12105 à 211m,
 19g/t Au LFZ centre, photomicrographies en LR (D et E) et image MEB en
 électrons rétrodiffusés (F) d'une injection d'électrum riche en or provenant d'une
 pyrite. Cette veinule de percement est transposée dans la schistosité. Échelle :
 demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).
- Figure 5.8 Veines secondaires minéralisées par la remobilisation des métaux : (A) MO14149 à 77m, photographie d'une veine secondaire aurifère à quartzchalcopyrite-pyrite recoupant une intrusion de diabase recoupant la UFZ; (B) MO1282 à 160.2m, photographie d'une veinule tardive à carbonate-tourmalinequartz (séricite-chlorite-épidote) associée à une dissémination de pyrite et chalcopyrite dans une intrusion porphyrique à feldspaths stérile sauf dans l'intervalle concerné par ces veinules avec 0.34g/t Au et s'élevant à 1.1g/t Au dans la zone échantillonnée ; (C à F) MO14206 à 179.5m, (C) photographie d'une veine secondaire aurifère à quartz-plagioclases-biotite-trémolite-pyrite-sulfures riche en (D) Cu-Au-Bi-Te-Sb-As-Pb recoupant un tuf felsique minéralisée. photomicrographie en LR montrant une plage de bismuth natif associée à des sulfosels complexes (pavonite AgBi₃S₅ et matildite AgBi_{S₂}, cervelleite Ag₄TeS). L'ensemble est entouré par de la chalcopyrite et de la pyrrhotite. (E) photomicrographie en LR d'une structure interne lamellaire de sulfosels de bismuth (matildite et pavonite) riche en inclusion de bismuth natif avec aussi de

- Figure 5.9 Profil synthétique des lithologies, de l'altération, de la minéralisation et de la déformation le long du forage MO-12-74 de 100 à 125m, zone Est de l'UFZ.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Distribution des gisements SMV à travers les époques notamment au
Protérozoïque selon leur tonnage. Modifié de USGS database de Mosier et al.
(2009)
Tableau 2.1 Caslesical Characteristics of Valesmassia Massive Sylubide Denseits

Tableau

Tableau 2.1 Geological Characteristics of Volcanogenic Massive Sulphide	e Deposits
and other Syn-volcanic Deposits in the Guiana Shield	

- Tableau 4.1 Tableau des teneurs moyennes des métaux de bases, traces et précieux des secteurs minéralisés qui sont plus larges que les composites économiques et comprennent du stérile et des zones non économiques......199
- Tableau 4.2 Matrice de corrélation des métaux de bases, précieux et traces sur le
- Tableau 4.3 Analyse isotopique du soufre sur certains sulfures du gisement de
- Tableau 4.4 Tableau synthétique des altérations et des minéralisations dans les roches felsiques pour les différentes enveloppes aurifères du gisement de Montagne d'Or.

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

Act	Actinote	Сру	Chalcopyrite
Als	Aluminosilicate	CSID	Ceinture Cuchivero-
Amph	Amphibole		Surumu-Iwokrama-
And	Andalousite		Dalbana
Ap	Apatite	Ech.	Échantillon
Ару	Arsénopyrite	EDS	Ensemble Détritique
Bi	Bismuth natif		Supérieur
Bt	Biotite	Elc	Électrum
Bth	Bismuthinite	Ep	Épidote
Cal	Calcite	Frb	Freibergite
CAMP	Central Atlantic	FWZ	Footwall Zone
	Magmatic Province	Ga	Milliard d'années
Cb	Carbonates	Gn	Galène
CCG	Cisaillement Central	Grt	Grenat
	Guyanais	Hbl	Hornblende
Cer	Cervelleite	Hed	Hedleyite
Chl	Chlorite	Hes	Hessite
Clz	Clinozoisite	HWZ	Hanging-wall Zone
СМК	Cisaillement Makapa-	Hyd.Pla	Hydrolyse des
	Kuribrong		plagioclases
CNS	Cisaillement Nord	Jos	Joséite
	Surinamien	LFZ	Lower Favorable Zone

Lö	Löllingite	QFP	Quartz Feldspar
LPNA	Lumière polarisée non-		Porphyry (Porphyre à
	analysée		Quartz-Feldspaths)
LR	Lumière réfléchie	Ser	Sericite
LRA	Lumière réfléchie	SMV	Sulfures massifs
	analysée		volcanogénes
Mag	Magnétite	SMV-Au	Sulfures massifs
Mat	Matildite		volcanogénes riche en or
MEB	Microscope électronique	SNG	Sillon Nord Guyanais
	à balayage	Sp	Sphalérite
Mus	Muscovite	TTG	Tonalite-Trondhjemite-
Pav	Pavonite		Granodiorite
Pla	Plagioclases	Td	Tétraédrite
Ро	Pyrrhotite	Ttn	Titanite
Prio1	Priorité 1	Tur	Tourmaline
Prio2	Priorité 2	UFZ	Upper Favorable Zone
Pvk	Petrovskaite	VN	Veine
Qtz	Quartz	Zo	Zoisite

xliv

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

%at.	Pour cent atomique
%pds	Pour cent poids
°C	Degré Celsius
apfu	Atome par unité de formule
g/t	Gramme par tonne
GPa	Gigapascals
kbar	Kilobar
Ma	Million d'années
Moy.	Moyenne
MSWD	Écart moyen pondéré au carré
Nbr.	Nombre
ppm	Parties par million
P-T	Pression et température

RÉSUMÉ

Le Bouclier Guyanais est un territoire reconnu pour ses nombreux gisements d'or orogénique (p. ex. Rosebel, Omai). Le gisement de Montagne d'Or constitue une découverte majeure pour la région, car il établit un type de gisement aurifère méconnu sur le bouclier qui se forme précocement pendant le volcanisme régional. Ce gisement définit le premier cas confirmé et documenté de minéralisation de sulfures massifs volcanogènes (SMV), souvent suspecté sur le Bouclier Guyanais.

Le gisement de Montagne d'Or (3,9 Moz d'or et un potentiel de 5 Moz) se trouve en Guyane française dans la branche nord de la ceinture de roches vertes rhyaciennes de Paramaca. Ce gisement est encaissé dans une séquence bimodale de roches volcaniques et volcanoclastiques à polarité sud. La séquence est fortement déformée et affectée par une schistosité régionale pénétrative est-ouest à fort pendage sud (D1). Elle se compose de trois ensembles: (1) de l'Unité Inférieure de tufs mafiques à la base de la séquence stratigraphique au nord; (2) une formation bimodale mafique-felsique encaissant la minéralisation; et (3) de l'Unité Supérieure sédimentaire et volcanique formant le sommet de la séquence. La formation bimodale est dominée par des roches felsiques calco-alcalines à l'ouest, interlitées et interdigitées avec des volcanites mafiques tholéiitiques à l'est. Les coulées mafiques coussinées et les intervalles de volcanoclastites felsiques indiquent conjointement une activité magmatique effusive à explosive dans un environnement sous-marin.

Les roches felsiques appartiennent à une même suite magmatique et se composent de trois faciès avec (1) des tufs felsiques qui encaissent l'essentiel de la minéralisation, (2) une intrusion complexe de QFP clair dominant à l'ouest et (3) des filons-couches de QFP sombres post-volcaniques. Deux intrusions intermédiaires porphyriques déformées recoupent l'ensemble de la séquence et ses zones minéralisées. Un essaim de dykes de diabase recoupe toutes les lithologies et est postérieur à la schistosité régionale D1. Ces intrusions sont potentiellement associées à une phase D2 très mal définie sur le gisement. La géochronologie U-Pb sur zircon montre que la majorité de la séquence volcanique et intrusive du gisement de Montagne d'Or s'est établie durant un évènement magmatique multi-cyclique de \approx 2152 Ma à \approx 2130 Ma. Une des deux intrusions intermédiaires porphyriques qui recoupe la minéralisation et l'altération livre un âge U-Pb sur zircon à 2117,6 ± 5,1 Ma. Cet intrusif postdate clairement la

minéralisation synvolcanique formée vraisemblablement entre ≈ 2152 et ≈ 2146 Ma avec un dernier évènement mineur à ≈ 2130 Ma, âge des dernières roches altérées et minéralisées.

Le gisement est constitué de quatre enveloppes aurifères stratoïdes à fort pendage sud et d'orientation est-ouest, conforme à la stratification du gisement. La UFZ (*Upper Favorable Zone*) et la LFZ (*Lower Favorable Zone*) forment les deux zones aurifères principales avec les zones secondaires, HWZ (*Hanging-Wall Zone*) et la FWZ (*Footwall-Zone*), respectivement de part et d'autre des premières. La minéralisation aurifère forme des zones de remplacement étendu et large de pyrite disséminée avec au cœur, dans les zones riches en or, des veinules de type « *stringer* » ainsi que des lits pluri-centimétriques à métriques de sulfures semi-massifs. Les sulfures se composent majoritairement de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopyrite avec des quantités mineures de sphalérite, magnétite, arsénopyrite et galène. Les phases minérales aurifères sont principalement constituées d'or natif et d'électrum. La LFZ et la FWZ ont une signature métallique à Zn, As, Pb, Cd, Au et \pm Ag d'affinité épithermale. La UFZ et la HWZ ont une forte signature magmatique avec leur enrichissement en Au, Cu, Bi, Te et \pm Sb.

Les altérations développées dans et autour des enveloppes minéralisées se caractérisent par un lessivage en Na et Ca et une altération K-Fe souvent combinée à des enrichissements en Mg-Mn qui résultent des altérations primaires à séricite et chlorite. Les roches felsiques présentent une paragenèse à séricite \pm quartz (LFZ) et une paragenèse à séricite-chlorite-biotite \pm grenat-Mn (UFZ) qui est un équivalent métamorphique de l'altération à séricite \pm chlorite. Les paragenèses à chlorite-biotite \pm grenat-Fe-Mn (UFZ) et à chlorite-biotite-séricite \pm grenat-Fe-Mn (LFZ) dans les roches mafiques sont des équivalents métamorphiques des altérations à chlorite \pm séricite et à chlorite-séricite respectivement.

Le métamorphisme prograde (M1) a atteint la zone de transition entre le faciès des schistes verts et des amphibolites (conditions de P-T maximale 490 °C et 3,8 kbar) et est succédé par un second épisode métamorphique rétrograde (M2) dans le faciès des schistes verts. Ces évènements tectono-métamorphiques ont généré d'importantes modifications de la minéralisation par : 1) une recristallisation des sulfures, 2) la libération et la migration des métaux précieux et traces des sulfures primaires, et 3) la formation de structures secondaires de « *durchbewegung* », de percement et des veines. Le gisement contient deux générations de veines de quartz remobilisant localement l'or de la minéralisation primaire. L'isotopie du plomb confirme une seule signature avec un âge de formation proche de celle des roches volcaniques et intrusives du gisement.

Mots-clés : Bouclier Guyanais, Montagne d'Or, ceintures de roches vertes de Paramaca, orogénèse transamazonienne, SMV à or, remobilisation aurifère.

ABSTRACT

The Guiana Shield is endowed with orogenic lode gold deposits (e.g. Rosebel, Omai). The Montagne d'Or deposit is a major discovery for the region as it establishes a littleknown type of gold deposits in the Guiana Shield that formed early during regional volcanism. The deposit defines the first confirmed and well documented example of a volcanogenic massive sulfide (VMS), often suspected in the Guiana Shield.

The Montagne d'Or deposit (3.9 Moz Au, potentially 5 Moz) is located within the northern branch of the Rhyacian Paramaca Greenstone Belt in French Guiana. It is hosted by a south-facing bimodal volcanic and volcaniclastic sequence. The sequence is strongly deformed and affected by an E-W, steeply south-dipping, penetrative regional schistosity (S1). It consists of three different members: (1) a Lower unit of mafic tuffs to the north, at the base of the stratigraphic sequence, (2) a bimodal mafic-felsic unit hosting the mineralization, and (3) an Upper sedimentary and volcanic unit at the top of the sequence. The bimodal unit is dominated by calc-alkaline felsic volcanic rocks to the west, which is interbedded/interdigitated with tholeiitic mafic volcanics to the east. Pillowed mafic flows and graded-bedded felsic volcaniclastics are evidence for effusive to explosive volcanic activity in a submarine environment.

Felsic rocks that belong to the same magmatic suite consists of three facies: (1) a felsic tuff unit hosting the bulk of the mineralization, (2) a complex light-colored QFP intrusion predominant to the west and, (3) a post-volcanic dark-colored QFP sills. Two deformed felspar porphyry intrusions crosscut the entire sequence and the mineralization. A swarm of diabase dikes crosscuts all lithologies and postdate the D1 regional deformation. These dikes are possibly related to a D2 deformational event that is poorly constrained in the Montagne d'Or deposit. U-Pb zircon dating indicates that most of the Montagne d'Or volcanic sequence and intrusive rocks have crystallized during a multi-cycle magmatic event from ca. 2152 Ma to ca. 2130 Ma. One of the two feldspar porphyry intrusions that crosscut the mineralization and alteration yields a U-Pb zircon age at 2117.6 ± 5.1 Ma. It clearly postdates the syngenetic mineralization more likely formed between ≈ 2152 and ≈ 2146 Ma with a final minor event at ≈ 2130 Ma, the age of last altered and mineralized dated rocks.

The deposit is composed of four stratoid auriferous zones that strike E-W and dip steeply towards the south, conformable to the stratigraphy. The Upper Favorable Zone (UFZ) and the Lower Favorable Zone (LFZ) form the two main orebodies with the secondary Hanging-Wall (HWZ) and the Footwall (FWZ) zones located on either side, respectively. The mineralization consists of thick and laterally extensive replacement zones of disseminated pyrite with a gold rich core of stringer veins and centimetric to metric layers of semi-massive sulfides. Sulfide minerals are mainly pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite, with minor sphalerite, magnetite, arsenopyrite and galena. Gold is present in its native form and as electrum. The LFZ and FWZ have Zn, As, Pb, Cd, Au and \pm Ag metallic content characteristic of epithermal suites. The UFZ and HWZ show a strong magmatic affinity enriched in Au, Cu, Bi, Te and \pm Sb.

Alteration haloes developed around and within the mineralized envelopes are characterized by a strong depletion in Na and Ca and a K-Fe alteration often combined with Mg-Mn enrichment associated to a sericite- and chlorite-rich primary alteration. Felsic rocks show sericite \pm quartz (LFZ) and sericite-chlorite-biotite \pm Mn-garnet assemblages (UFZ), the latter being a metamorphic equivalent of sericite \pm chlorite alteration. Mineral assemblages with chlorite-biotite \pm Fe-Mn-garnet (UFZ) and with chlorite-biotite-sericite \pm Fe-Mn-garnet (LFZ) in mafic rocks are the metamorphic equivalents of chlorite \pm sericite and of chlorite-sericite alterations, respectively.

Prograde metamorphism (M1) reach the transitional zone between greenschist and amphibolite facies (maximal P-T conditions of 490°C and 3.8 kbar) and was followed by a second and retrograde metamorphic event (M2) in the greenschist facies. These tectono-metamorphic events generated significant change in mineralization through; (1) sulfide recrystallization, (2) remobilization and migration from primary sulfides of precious metals and traces elements and (3) the formation of secondary structures as durchbewegung, piercement and veins. The Montagne d'Or deposit contains two generations of quartz veins that locally remobilized gold. Pb analysis confirm a single isotopic signature and suggest an age of formation close to the volcanic and intrusive rocks hosting the deposit.

Keywords: Guiana Shield, Montagne d'Or, Paramaca greenstone belt, Transamazonian orogeny, Au-rich VMS, gold remobilization.

INTRODUCTION

Le gisement aurifère de la Montagne d'Or (3,9 Moz à 1,4 g/t d'or et un potentiel de 5 Moz d'or) se situe à 180 km à l'ouest de la ville de Cayenne, capitale de la Guyane française. Ce territoire français d'outre-mer se situe dans la partie nord de l'Amérique du Sud entre le Brésil à l'est et au sud et le Suriname à l'ouest. La Guyane française forme avec le Guyana, le Suriname, le Venezuela et le nord-est du Brésil le territoire des « Guyanes », héritage de l'histoire coloniale des superpuissances européennes en quête du mythe de l'Eldorado. Ces pays occupent la majorité du Bouclier Guyanais particulièrement riche en or notamment en gisements filoniens d'or orogénique. Le gisement de Montagne d'Or est encaissé sur le Bouclier Guyanais dans la branche nord du Groupe de Paramaca, ceinture de roches vertes du Protérozoïque et plus précisément du Rhyacien.

L'or a été découvert dans le secteur du gisement de Montagne d'Or en 1873 par Paul Isnard qui a donné le nom au camp minier. En 1976, le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) détecte les premières anomalies en or et en métaux sur le gisement par la géochimie sol. À partir de 1995, le secteur est intensément prospecté et aboutit aux premières campagnes de forages qui mettent en évidence le gisement d'or primaire atypique de Montagne d'Or. Franklin *et al.* (2000) est le premier à proposer une origine synvolcanique pour le gisement de Montagne d'Or, qui constitue ainsi le premier exemple de sulfure massif volcanogène (SMV) suspecté sur le bouclier. D'autres modèles géologiques ont également été suggérés pour la formation de la minéralisation aurifère de Montagne d'Or (c.-à-d. porphyrique et orogénique; p. ex. Fraser et Waberi 2013; Voortman et Stangler 2014; Benn 2016). Cette étude de Franklin et al. (2000), n'est d'ailleurs que peu mise en évidence dans les différentes synthèses métallogéniques à l'échelle du bouclier (Milési et al. 2003; Voicu et al. 2001). La reprise de l'exploration par Columbus en 2011 par le biais de la Compagnie minière Montagne d'Or (CMO) livre de nouvelles données sur le gisement puisque de nombreux forages y ont été réalisés (≈60 km cumulés). Le gisement de Montagne d'Or par sa taille, sa spécificité, son volume et l'avancement des travaux d'exploration en fait une cible idéale pour l'étude de ce type de gisement encore méconnu à l'échelle du Bouclier Guyanais. Cette thèse de doctorat a pour objet la reconsidération du potentiel des amas sulfurés volcanogènes (SMV) à or dans le Bouclier Guyanais par l'étude du gisement de Montagne d'Or. L'objet de cette thèse a une forte incidence dans la compréhension métallogénique régionale notamment pour l'exploration.

1. Problématique

Les ensembles volcaniques paléoprotérozoïques sont connus pour être des provinces riches en or avec une grande variété de gisement tel que les filons orogéniques, les SMV riches en or, les porphyres, les IOCG (*iron oxide copper gold deposits*) et les paléo-placers (Poulsen 2000; Groves *et al.* 2003; Dubé *et al.* 2007; Goldfarb *et al.* 2010). Les orogènes Trans-Hudsonien et Svecofennien et leurs ceintures de roches vertes du paléoprotérozoïque sont à ce titre de bons exemples de cette large diversité métallogénique de l'or et sont notamment très fertiles en SVM et SMV à or (Franklin *et al.* 2005; Dubé *et al.* 2007; Mercier-Langevin *et al.* 2011; Hanski, 2015; Pehrsson *et al.* 2016).

Depuis les trente dernières années, l'exploitation minière sur le Bouclier Guyanais évolue depuis des projets artisanaux exploitant l'or de la saprolite et des placers alluvionnaires et éluvionnaires, vers des projets industriels d'or primaire tel que Omai, Aurora (Guyana), Gross Rosebel (Suriname), Las Cristinas (Venezuela), Camp Caïman, Montagne d'Or (Guyane française) et Salmangone (Brésil). Ils sont pour la plupart des gisements d'or orogénique associés aux veines de quartz dont certains ont fait l'objet d'études scientifiques (p. ex. Lafrance *et al.* 1999; Voicu 1999; Daoust *et al.* 2011; Combes 2020; Tedeschi *et al.* 2020). À partir des quelques études disponibles sur ces gisements, Milési *et al.* (2003) définit trois types de gisements aurifères primaires sur le Bouclier Guyanais : (1) des gisements stratiformes et stratoïdes magmato-hydrothermaux (c.-à-d. Dorlin, Guyane Française); (2) des conglomérats aurifères syn-orogéniques et (3) des gisements tardi-orogéniques. Voicu *et al.* (2001) dans leur synthèse métallogénique régionale indiquent qu'il existe aussi sur ce territoire des gisements atypiques qui sont très peu documentés et mal contraints, ne permettant pas d'établir un modèle génétique. De plus, le Bouclier Guyanais est vu par de nombreux auteurs comme un territoire à potentiel modéré (Billa *et al.* 2013) à fort (Gibbs et Barron, 1993; Sidder, 1995; Sidder *et al.* 1995; Channer et Anderson, 2000) pour les SMV.

Parallèlement, le domaine Baoulé Mossi au sud du Bouclier Ouest-Africain, qui partage une histoire géologique commune avec le Bouclier Guyanais, présente la même typologie des gisements d'or (Milési *et al.* 1992). Ainsi, les minéralisations aurifères tardi-orogéniques représentent la majorité des gisements caractérisés sur les boucliers Ouest-Africain et Guyanais. Par conséquent, sur les deux boucliers, les minéralisations volcanogéniques étaient uniquement représentées par le gisement aurifère de Dorlin en Guyane française, ainsi que l'unique amas sulfuré à Zn-Ag de Perkoa au Burkina Faso (Milési *et al.* 1992, 2003). Mais, de récentes études sur les gisements du domaine Baoulé Mossi révèlent l'existence d'autres types de gisements comme un autre SMV à Zn-(Cu-Pb) (c.-à-d. Nabénia-Tiébélé), un gisement d'or de type porphyre (c.-à-d. Gaoua), des skarns aurifères (c.-à-d. Tongo) et des gisements magmato-hydrothermaux ou orogéniques précoces (figure 0.1. ; Le Mignot, 2014; Siebenaller *et al.* 2015; Le Mignot *et al.* 2017a, b; Ilboudo *et al.* 2008; Lawrence *et al.* 2017).



Figure 0.1 Reconstruction paléo-géographique à la fin du Paléozoique avant l'ouverture de l'océan Atlantique des boucliers Guyanais et Ouest Africain avec la localisation des gisements d'or et de métaux de bases. Modifié de Columbus Gold Corp. (2014).

Considérant la variété typologique des gisements d'or sur les ceintures de roches vertes du Paléoprotérozoïque et à la lumière de ces nouvelles découvertes, il parait important de reconsidérer le potentiel des gisements SMV aurifères dans le Bouclier Guyanais, car ils définissent un nouveau potentiel de gisement. De plus, ces systèmes demeurent rarement isolés et forment d'importants districts associés au volcanisme sous-marin (Franklin *et al.* 2005; Galley *et al.* 2007). Ainsi, comme titre l'article de Franklin *et al.* (2000), Montagne d'Or constitue-t-il le seul exemple de gisement SMV sur le Bouclier Guyanais ? Sinon, en quoi ce gisement d'or est-il unique ? Quelles similitudes et particularités partagent le gisement de Montagne d'Or avec les gisements volcanogéniques suggérés ou confirmés sur le Bouclier Guyanais et Ouest Africain d'après les connaissances actuelles ?

Avant tout, il parait nécessaire de confirmer l'origine synvolcanique de la minéralisation sulfurée sur le gisement de Montagne d'Or. En effet, les données présentées à l'époque par Franklin et al. (2000) étaient limitées et constituaient des éléments préliminaires, nécessitant d'être complétées et validées. L'étude de Franklin et al. (2000) était essentiellement basée sur l'observation de 16 forages, 208 analyses lithogéochimiques de roches totales, 471 analyses ICP pour les éléments métalliques et 9 150 analyses en or sur l'ensemble du projet à l'époque. Cette étude n'a pu que partiellement établir la stratigraphie, la nature du volcanisme, la pétrogéochimie des roches et les processus d'altération et de minéralisation du gisement de Montagne d'Or. De ce fait, plusieurs conclusions de l'étude de Franklin et al. (2000) sont remises en cause par cette étude doctorale, telles que : (1) l'ensemble des roches felsiques était interprété comme des retombées pyroclastiques de cendre et de lapilli et les différentes intrusions de QFP n'étaient pas identifiées; (2) les dykes de diabases étaient géochimiquement rattachés aux coulées volcaniques mafiques; (3) le zinc et le plomb étaient uniquement répartis en marge des zones à cuivre et or; (4) la minéralisation résultait d'une seule phase hydrothermale affectée par un refroidissement adiabatique; (5) les différentes zones minéralisées ne présentaient aucune distinction d'altération. De plus, dans de nombreux SMV, l'action conjuguée du métamorphisme et de la déformation modifient les caractéristiques primaires syngénétiques rendant difficile leur interprétation (Marshall et al. 2000; Corriveau et Spry. 2014). D'après les observations préliminaires, la minéralisation des sulfures de Montagne d'Or s'établit par un système de remplacement. L'absence de lentilles de sulfures massifs et les critères de caractérisation du processus de remplacement (Doyle et Allen 2003), complexifient la reconnaissance de ces gisements. Dans ce contexte, quels sont les éléments géologiques permettant d'affirmer que le gisement de Montagne d'Or est un SMV? Quand et comment se met en place la minéralisation synvolcanique dans la séquence ? Quel est l'âge de la séquence volcanique et comment s'intègre-t-elle dans la géodynamique du Bouclier Guyanais?

Le gisement de Montagne d'Or constitue vraisemblablement un gisement de type SMV. Mais tel que proposé par Franklin *et al.* (2000), l'or a une origine synvolcanique et par conséquent, le gisement appartiendrait à la catégorie des SMV à or. Ces types de SMV sont moins fréquents et impliquent des processus de formation distincts de ceux des SMV à métaux de base (Huston, 2000; Dubé *et al.* 2007; Mercier-Langevin *et al.* 2011). Les modèles de formation pour les SMV aurifères font l'objet de nombreux développements depuis ces dernières années, augmentant considérablement la compréhension de ces gisements. Quelles sont les similitudes et spécificités que possède le gisement de Montagne d'Or avec les SMV aurifères ? Le gisement de Montagne d'Or peut-il apporter une contribution à la compréhension des SMV à or ?

L'origine de l'or dans les SMV déformés et métamorphosés est souvent discutée et remise en question (Marquis et al. 1990; Tourigny et al. 1993; Groves et al. 2003; Dubé et al. 2007a). En effet, en dehors d'une origine primaire synvolcanique, l'or dans les SMV peut être introduit par un deuxième évènement avec une superposition du système synvolcanique par une phase épithermale, associé à un intrusif ou encore orogénique (Mercier-Langevin et al. 2015). Il existe de nombreux gisements SMV où l'or primaire a été remobilisé dans des structures secondaires (p. ex Mobrun, Canada, Larocque et al. 1995; Lalor, Canada, Caté, 2016). Le district de Paul Isnard possède d'autres indices d'or associé à des veines de quartz ainsi qu'un gisement d'or orogénique, Élysée. La présence de veines secondaires parfois aurifères a aussi été rapportée sur le gisement de Montagne d'Or (p. ex. filon Gustave). Quel est l'impact du métamorphisme combiné à la déformation sur la minéralisation sulfurée synvolcanique ? Le gisement de Montagne d'Or présente-t-il des structures attestant de la remobilisation de la minéralisation primaire ? L'or dans le gisement est-il primaire et relié au système SMV, ou secondaire et associé à la déformation et au métamorphisme par le biais d'un fluide orogénique ou la combinaison des deux processus?

Le gisement aurifère atypique de Montagne d'Or dans le Bouclier Guyanais constitue donc un excellent objet d'étude permettant de répondre à ces questions qui touchent autant des problématiques à l'échelle du gisement que régionale et plus généralement sur le modèle des SMV aurifères.

2. Objectifs de recherche

Les objectifs de recherche suivants ont été développés pour répondre à cette problématique générale et aux questions plus spécifiques sur le gisement :

- définir la stratigraphie en contraignant la nature, l'environnement volcanique, la géochimie et l'âge de formation de certaines unités et les liens de celles-ci avec la minéralisation;
- caractériser les différents faciès minéralisés, leur paragenèse et la distribution des métaux de même que les altérations hydrothermales qui leur sont associées, les étapes de formation et contraindre l'âge de formation de la minéralisation synvolcanique;
- déterminer les conditions pression-température du métamorphisme sur le gisement;
- caractériser l'effet et les conséquences du métamorphisme combiné à la déformation sur la minéralisation et documenter les possibles remobilisations;
- 5) définir la source de l'or et/ou la possible surimpression orogénique;
- 6) intégrer le gisement de Montagne d'Or et ses caractéristiques dans son contexte géologique, géodynamique et métallogénique à l'échelle du Bouclier Guyanais notamment par une recherche bibliographique poussée.

Ce projet de recherche a utilisé différents supports, techniques analytiques et méthodes de documentation, comme la description de carottes de forages, des mesures

structurales sur les affleurements, des analyses géochimiques, la géochronologie U/Pb, les isotopes du plomb et du soufre, des analyses pétrographiques optiques et au Microscope Électronique à Balayage (MEB) et des analyses de chimie minérale.

3. Organisation de la thèse

La thèse se divise en cinq chapitres distincts et complémentaires. Le chapitre I présente le cadre géologique du Bouclier Guyanais et les notions sur les modèles de formation des SMV notamment ceux contenant de l'or. Le chapitre II correspond à un article publié dans Precambrian Research vol. 337 (2020) et présentant les aspects lithologiques, la stratigraphie, la déformation et la géochronologie U-Pb sur zircon du gisement de Montagne d'Or tout en intégrant les conséquences et les implications de ce gisement sur la compréhension des SMV du Bouclier Guyanais. Les coauteurs sont A. Tremblay (UQAM), M. Jébrak (UQAM), P-S. Ross (INRS) et R. Lefrançois (Columbus) dont leur rôle réside principalement dans l'encadrement de la recherche, son financement, la relecture et de l'enrichissement du manuscrit par de nombreuses discussions. Le chapitre III documente les aspects pétrogéochimiques, la nature et les signatures géochimiques des roches volcaniques et sédimentaires du gisement. Le chapitre IV définit la minéralisation et les altérations et caractérise les processus de minéralisation synvolcanique. Le chapitre V documente les effets de la déformation et du métamorphisme sur la minéralisation notamment les processus de remobilisation. La dernière partie de la thèse forme la conclusion et discussion et répond à la problématique générale. En annexe sont présentés les résultats de datation U-Pb sur zircon (annexe A), les données lithogéochimiques brutes ou synthétisées (annexe B), le traitement des altérations (annexe C), les isocones (annexe D), les profils métalliques et lithologiques de certains forages (annexe E), la synthèse des analyses réalisées à la microsonde sur les silicates et les sulfures (annexes F et G), les coupes du gisement (annexe H).

4. Liste des contributions scientifiques

Articles scientifiques et autres contributions écrites

- **Guiraud J**, Tremblay A, Jébrak M, Ross P-S et Lefrançois R. 2020. Stratigraphic setting and timing of the Montagne d'Or deposit, a unique Rhyacian Au-rich VMS deposit of the Guiana Shield, French Guiana. Precambrian Research, 337 : 22 p..
- Guiraud J, Tremblay A. et Jébrak M. 2017. The Rhyacian "Montangne d'Or auriferous volcanogenic massive sulphide deposit, French Guiana, South America: stratigraphy and geochronology. Dans : SGA, Society for Geology Applied to Mineral Deposits 14th Biennial Meeting, Quebec, Canada, August 20-23rd, 2017. Extended Abstracts, p. 237-240.

Conférences

- Guiraud J, Tremblay A, Jébrak M et Lefrançois R. 2018. « The Montagne d'Or auriferous volcanogenic massive sulphide deposit, Towards a polyphase mineralization event. » Canadian Tectonics Group, Sherbrooke, Canada, September 2018.
- Guiraud J, Tremblay A, Jébrak M et Lefrançois R. 2018. « The Montagne d'Or auriferous volcanogenic massive sulphide deposit, Towards a polyphase mineralization event ». Congrès des étudiants du GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada, March 2018
- **Guiraud J**, Tremblay A, Jébrak M et Lefrançois R. 2017. « Stratigraphy and geochronology of the "Montagne d'Or" deposit, the first auriferous volcanogenic massive sulphide of the Guiana Shield, French Guiana, South America ». Congrès

des étudiants du GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada, March 2017

Guiraud J, Tremblay A, Jébrak M, Ross P-S et Lefrançois R. 2015. « Auriferous volcanogenic massive sulphide, A new type of gold deposit in the Guiana shield ». Joint Assembly AGU-GAC-MAC-CGU, Montréal, Canada, May 2015.

Affiches

- **Guiraud J**, Tremblay A, Jébrak M et Lefrançois R. 2017. The Paleoproterozoic Montagne d'Or auriferous VMS deposit, French Guiana, South America: Towards a polyphase mineralization event. PDAC, Toronto, Canada, 2017.
- **Guiraud J**, Tremblay A, Jébrak M et Lefrançois R. 2014. Metallogenic and structural study of the « Montagne d'Or » Au deposit, Paul Isnard sector, French Guiana. GAC-MAC, Fredericton, Canada, 2014.
- **Guiraud J**, Tremblay A, Jébrak M et Lefrançois R. 2014. Étude métallogénique et structurale du gisement aurifère de la Montagne d'Or, Région de Paul Isnard, Guyane Française. RST Journée De Launay, Pau, France, 2014.

CHAPITRE I

GÉOLOGIE DU BOUCLIER GUYANAIS ET CONTEXTE DES SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES

Ce chapitre établit les connaissances géologiques nécessaires pour cette étude. Il est divisé en deux parties. Il commence par une présentation générale de la géologie du Bouclier Guyanais, son évolution géodynamique avec une emphase particulière sur la géologie de la Guyane française et les gisements aurifères régionaux. Il se termine par la présentation des notions pertinentes à la compréhension de la genèse des amas sulfurés aurifères et à métaux de base, ainsi qu'à leur contexte de formation durant le Paléoprotérozoïque et plus spécifiquement pendant le Rhyacien.

1.1 Contexte géologique du Bouclier Guyanais

Le Bouclier Guyanais est un vaste ensemble géologique, principalement formé au Paléoprotérozoïque, couvrant une superficie de plus de 1 000 000 km² en Amérique du Sud. Il constitue la partie nord-est du craton Amazonien et affleure le long de l'Atlantique, couvrant la majorité du Guyana, du Suriname et de la Guyane française, ainsi que l'extrémité sud du Venezuela et le nord-est du Brésil (figure 1.1). Le Bouclier Guyanais est un des terrains paléoprotérozoïques les plus méconnus au monde (Delor *et al.* 2003 b; Kroonenberg *et al.* 2016). Cette méconnaissance géologique est reliée en grande partie à sa position géographique, se trouvant en pleine forêt tropicale avec le

développement d'une importante couverture latéritique qui rend les conditions d'affleurement extrêmement difficiles. La connaissance géologique de ce territoire souffre aussi d'un manque d'investissement des pays concernés.

Le Bouclier Guyanais est le résultat de l'accrétion tectonique de différents terrains du Paléoprotérozoïque sur des noyaux archéens d'Amérique du Sud et d'Afrique. Cette accrétion tectonique a uni le Bouclier Guyanais au Craton Ouest Africain (Ledru et al. 1994; Vanderhaeghe et al. 1998; Nomade 2001; Delor et al. 2003a, b; Kroonenberg et al. 2016). La convergence des cratons archéens Amazonien en Amérique du Sud et du Kénéma-Man en Afrique entre 2,2 et 1,9 Ga constitue l'orogénèse Transamazonienne du côté du Bouclier Guyanais et l'orogénèse Éburnéenne (ou Birimienne) en Afrique de l'Ouest. L'orogénèse Transamazonienne est associée à d'importants volumes de Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) et au développement de ceintures de roches vertes (figure 1.1). Ce magmatisme TTG est interprété comme le résultat d'une subduction à vergence sud d'un domaine océanique originel séparant les boucliers Guyanais et Ouest Africain entre 2,18 et 2,13 Ga. L'accrétion magmatique par la formation d'arcs volcaniques et de croûte océanique aurait évolué vers une phase d'accrétion tectonique et de recyclage crustal entre 2,11 et 2,08 Ga (Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003a, b), cette évolution définissant l'évènement principal de l'orogénèse Transamazonienne. Par la suite, le Bouclier Guyanais a subi des modifications tardi-orogéniques, entre 2,07 et 1,8 Ga, se traduisant par la formation de domaines granulitiques, de ceintures volcano-plutoniques et de plusieurs générations d'essaim de dykes anorogéniques (De Roever et al. 2003a, b; Delor et al. 2003a).



Figure 1.1 Carte géologique, structurale et métallogénique du Bouclier Guyanais, compilation de Voicu et al. (2001); Delor et al. (2003a); Daoust et al. (2011); Tedeschi et al. (2018).

1.1.1 Évolution géodynamique

L'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais présentée dans cette section fait principalement référence aux travaux de Delor *et al.* (2003a, b) découlant eux-mêmes principalement des travaux de Ledru *et al.* 1991; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2001, réalisés en Guyane française. Comme chaque état des Guyanes possède sa propre nomenclature géologique, la nomenclature utilisée dans cette étude est évidemment celle de la Guyane française.

Le Bouclier Guyanais est composé de cinq principaux domaines lithotectoniques comprenant : 1) des domaines Archéens; des domaines associés à chaque évènement géodynamique transamazonienne; 2) D1; 3) D2a; 4) D2b(-D3); et 5) des domaines post-orogéniques (figure. 1.1).

Les noyaux archéens affleurent sur la marge nord-est du Bouclier avec le Complexe Imataca au Venezuela (Montgomery et Hurley 1978; Montgomery 1979; Tassinari *et al.* 2004), et sur la marge sud-est, dans la province de l'Amapá au Brésil (Avelar *et al.* 2003; Da Rosa-Costa *et al.* 2003, 2008).

Le domaine lithologique majeur lié à la phase D1 est constitué de TTG et de ceintures de roches vertes métamorphisées (c.-à-d. complexes de TTG Nord et Sud), du complexe de TTG central de Guyane et de leurs équivalents extrusifs volcaniques la Formation de Paramaca. Cette formation forme, avec les roches sédimentaires de la Formation d'Armina, les ceintures de roches vertes du Groupe de Paramaca.

Le domaine lithologique associé à la phase D2a comprend l'Ensemble Détritique Supérieur préservé au sein d'une série de bassins en « pull-apart » s'étant développés le long de la structure du Sillon Nord Guyanais et est synchrone de la mise en place d'une importante suite granitique dite des « Caraïbes » (Delor *et al.* 2003b). Les unités tardi-orogéniques de la phase D2b(-D3?) présentent, plusieurs ceintures de granulites dont la plus importante sépare le Bouclier Guyanais en deux segments au Suriname (c.-à-d. horst de Bakhuis) tandis que les autres constituent la majeure partie sud-ouest du Bouclier avec aussi des roches plutoniques et volcaniques.

Les unités post-orogéniques (post-Transamazonien) occupant principalement le sudouest du Bouclier Guyanais et comprennent : (i) des complexes plutono-volcaniques calco-alcalins (p. ex. pro-parte Uatumã); (ii) des bassins sédimentaires (p. ex. la Formation de Roraima) et; (iii) des roches magmatiques alcalines ainsi que plusieurs familles de dykes (Deckart *et al.* 1997; Santos *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000, 2004; De Roever *et al.* 2003a; Cordani et Teixeira 2007; Nomade *et al.* 2007; Reis *et al.* 2013).

Le développement de ces domaines lithotectoniques est en grande partie tributaire de l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais pendant l'orogénèse transamazonienne (figure. 1.2). Cette orogénèse commence par la formation d'une croûte océanique juvénile d'affinité tholéiitique entre 2,26 et 2,2 Ga dont certaines sections sont actuellement préservées dans le complexe métamorphique de l'Île de Cayenne (Milési et al. 1995; Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003b). Par la suite, la convergence des blocs archéens africain et amazonien est accommodée par une subduction vers le sud, associée à un magmatisme d'arc formant les ceintures de roches vertes et deux pulsations de TTG (Delor et al. 2003b). Une première pulsation entre 2,18 et 2,16 Ga produisant les TTG des complexes Nord et Sud, et une seconde, entre 2,15 et 2,13 Ga, produisant le complexe de TTG central. Le métamorphisme et la déformation qui suivent cette période d'accrétion magmatique constituent la phase D1 de l'orogénie Transamazonienne (Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2001, 2003a, b). L'érosion des arcs volcaniques et des dômes de TTG a par la suite alimenté les séries sédimentaires de la Formation d'Armina (Bosma et al. 1983; Gibbs et Barron 1993).

La convergence à peu près orthogonale des boucliers Ouest Africain et Guyanais atteint son paroxysme avec la fermeture des successions de bassins océaniques et d'arcs volcaniques et se traduit par un changement de régime tectonique et une convergence oblique en transtension, orientée NE-SO vers 2,11 Ga (figure 1.2). Ce régime tectonique, qui correspond à la phase D2a de l'orogénie transamazonienne (Delor et al. 2001, 2003a, b) génère la structuration régionale NO-SE, et entraine la formation de grands décrochements sénestres régionaux tels que le Sillon Nord Guyanais (SNG), et les cisaillements Makapa-Kuribrong (CMK), Central Guyanais (CCG) et Nord Surinamien (CNS); (Ledru et al. 1991; Egal et al. 1992; Vanderhaeghe et al. 1998; Voicu et al. 2001; Tedeschi et al. 2018). Ce régime transtensif est aussi associé à la formation de plusieurs bassins sédimentaires le long du SNG représenté par l'Ensemble Détritique Supérieur (EDS) en Guyane française ou la Formation de Rosebel au Suriname reposant en discordance sur les TTG, la Formation de Paramaca et la Formation d'Armina (Milési et al. 1995; Delor et al. 2003a, b; Kroonenberg et al. 2016). Ces bassins sédimentaires de l'EDS, au remplissage constitué principalement de conglomérats et de grès, sont interprétés comme le résultat d'un environnement fluviatile (Bosma et al. 1983; Ledru et al. 1991; Egal et al. 1992; Vanderhaeghe et al. 1998; Daoust et al. 2011; Naipal et Kroonenberg 2016). Pendant cette même période, des suites granitiques riches en Mg et K se mettent en place. Ces granites proviennent d'une fusion anatectique (migmatitisation) des roches des domaines de TTG Nord et Sud et, des ceintures de roches vertes, tels qu'attestés par la présence de xénolites de TTG et de roches volcaniques, et la présence de zircons hérités du même âge que les roches sources (Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003a, b; Enjolvy 2008).

La phase D2a évolue progressivement vers une phase D2b marquant la fin de l'orogénie transamazonienne. Cette phase D2b se caractérise par une extension crustale accompagnée d'une remontée mantellique générée par le coulissage senestre des domaines continentaux (De Roever et al. 2003b; Delor et al. 2003a, b). Ce contexte tectonique permet l'exhumation, le long de failles normales tardives, de domaines crustaux affectés par un premier métamorphisme granulitique et par un magmatisme charnockitique tel que préservé dans le horst de Bakhuis, dans le Complexe Imataca et la Province de l'Amapá (Avelar et al. 2003; De Roever et al. 2003b; Delor et al. 2003a). Les ceintures de roches vertes ainsi que les sédiments de l'EDS sont affectés par un métamorphisme à trajectoire P-T antihoraire de basse à moyenne pression, atteignant les conditions du faciès des schistes verts et des amphibolites (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003a, b). Des cisaillements dextres d'orientation ONO-ESE ont été développés dans les ceintures de roches vertes et recoupent aussi l'EDS en réponse à l'extrusion latérale des blocs crustaux générés par la collision oblique et le régime de décrochement senestre consécutif (Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003b). Des monzogranites métalumineux et des pegmatites provenant de la fusion de la croûte continentale se mettent en place le long de ces structures décrochantes dextres. Ces intrusions syntectoniques datées entre 2,07 et 2,06 Ga, sont synchrones des granulites et des charnockites mises en place entre 2,07 et 2,05 Ga. Ces ensembles géologiques permettent de définir l'évènement D2b entre 2,07 et 2,05 Ga (Delor et al. 2003b; Kroonenberg et al. 2016).

Une troisième phase D3 est proposée par Kroonenberg *et al.* (2016) pour expliquer les derniers incréments de l'orogénie transamazonienne entre 1,99 et 1,95 Ga. Cette phase se caractérise par l'enregistrement d'un second épisode métamorphique de haut grade dans les ceintures du Bakhuis et Coeroeni et par un volcanisme calco-alcalin associé à des granitoïdes de part et d'autre de la ceinture de Coeroeni (figure 1.1) avec : au nord, la ceinture Cuchivero-Surumu-Iwokrama-Dalbana (CSID) datée entre 1,99 et 1,96 Ga

(Fraga *et al.* 2008, 2009a, b), et au sud, la ceinture Iricoumé-Jatapu datée entre 1,89 et 1,88 Ga (Reis *et al.* 2003). La majeure partie de ces roches appartient au Supergroupe d'Uatumã bien que la définition de ce supergroupe soit variable selon les auteurs. Les processus géodynamiques associés à la formation de ces domaines granulitiques et volcaniques et leur intégration dans le Bouclier Guyanais restent encore débattus (Kroonenberg *et al.* 2016). Deux principaux modèles ont été proposés, (i) un magmatisme d'arc continental associé à une subduction à vergence nord suivi d'un magmatisme post-collisionnel pour la ceinture la plus jeune (Ceinture Iricoumé-Jatapu; Reis *et al.* 2000; Fraga *et al.* 2008, 2009a, b; Klaver *et al.* 2016); ou (ii) une fusion de la croûte continentale par sous-placage de magma basaltique lors de la phase finale de l'orogénèse Transamazonienne (Kroonenberg *et al.* 2016).

Plusieurs formations géologiques, d'extension relativement limitée, se sont formées après l'orogénèse transamazonienne. Ce sont : (1) un important bassin sédimentaire, le Supergroupe de Roraima, formé entre 1,88 et 1,78 Ga, et contenant des dépôts sédimentaires interprétés comme des molasses (Delor *et al.* 2003a; Santos *et al.* 2003; Kroonenberg *et al.* 2016), (2) des intrusions anorogéniques alcalines (1,7-1,3 Ga; Gibbs et Barron 1993), et (3) divers essaims de dolérites. Ces dykes se composent de trois familles soit, (i) la population Avanavero (1,79-1,78 Ga; Santos *et al.* 2003), (ii) la suite Käyser (ca. 1,5 Ga; De Roever *et al.* 2003a), et (iii) les dolérites jurassiques d'Apatoe, appartenant à la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province; Deckart *et al.* 1997, 2005; Nomade *et al.* 2007).



Figure 1.2 Modèle d'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais d'après Delor et al. (2003a, b).

1.1.2 Géologie des ceintures de roches vertes de la Guyane française

Les ceintures de roches vertes du Bouclier Guyanais sont hôtes des principaux gisements d'or orogénique, et aussi de gisements d'origine magmatique-hydrothermale. Ces ceintures de roches vertes constituent un groupe géologique qui possède différents noms selon les régions; Pastora au Venezuela, Barama-Mazaruni au Guyana, Marowijne au Suriname, Maroni ou Paramaca en Guyane française et Villa-Nova au Brésil. Les ceintures de roches vertes de Paramaca, soit le Groupe de Paramaca comprend les roches volcaniques de la Formation de Paramaca et les roches sédimentaires de la Formation d'Armina. La stratigraphie du Groupe de Paramaca est relativement homogène entre les différents pays du Bouclier Guyanais bien qu'il existe des disparités dans la nomenclature formelle ou informelle des formations ou des unités géologiques (voir Bosma et al. 1983; Gibbs et Barron 1993; Delor et al. 2003a, b; Kroonenberg et al. 2016). Le Groupe de Paramaca est composé de la base au sommet composé de : 1) d'une séquence basale mafique à ultramafique; 2) d'une séquence centrale comprenant des roches volcaniques intrusives et extrusives de composition mafiques à felsiques; 3) d'une séquence supérieure de roches sédimentaires. Les deux premières séquences, comprenant essentiellement des roches volcaniques, constituent communément la Formation de Paramaca et la dernière séquence, de roches sédimentaires, la Formation d'Armina.

La séquence basale comprend des métabasaltes, des métagabbros et des amphibolites tholéiitiques avec localement des intercalations de roches ultramafiques dont des coulées komatiitiques (Marot 1988; Gibbs et Barron 1993), les coulées de komatiites diamantifères de Dachine en Guyane française en constituent un bel exemple (Capdevila *et al.* 1999). Une partie des roches du Complexe de l'Île de Cayenne est interprétée comme l'équivalent fortement métamorphisé de cette séquence basale de Paramaca (Vanderhaeghe *et al.* 1998).

La partie supérieure de la Formation de Paramaca comprend de nombreux intrusifs calco-alcalins avec leurs équivalents extrusifs de composition andésitique à rhyolitique. Ces roches extrusives contiennent des intercalations de roches sédimentaires telles que des grauwackes, des schistes argileux et des cherts carbonatés et ferrugineux. Ces apports sédimentaires augmentent en épaisseur vers le sommet de la séquence. Les roches volcaniques livrent des âges entre 2,16 et 2,13 Ga (Voicu *et al.* 1997; Lafrance *et al.* 1999; Delor *et al.* 2003b; Enjolvy 2008; Daoust *et al.* 2011).

La Formation d'Armina, la séquence de roches sédimentaires du Groupe de Paramaca, occupe la partie sommitale (Ledru *et al.* 1991; Delor *et al.* 2003a; Delor *et al.* 2003b). Cette unité est constituée d'une alternance de grès fins, grauwackes et pélites avec quelques rares niveaux de conglomérats. L'enchainement des faciès forme des séquences turbiditiques, indicatrices d'un environnement marin profond alimenté par l'érosion d'arcs volcaniques et de ceintures de roches vertes (Bosma *et al.* 1983; Gibbs et Barron 1993; Delor *et al.* 2003b; Daoust *et al.* 2011; Kroonenberg *et al.* 2016; Naipal et Kroonenberg 2016). De rares intercalations de tuf indiquent une activité volcanique contemporaine de la sédimentation (Delor *et al.* 2003b).
Le Groupe de Paramaca forme des synclinoria entre des batholites de TTG avec une orientation générale ONO-ESE, et qui affleurent du Venezuela jusqu'au Brésil en passant par le Guyana, le Suriname et la Guyane française (figure 1.1). Le Groupe de Paramaca forme un seul ensemble dans la bordure ouest du Bouclier Guyanais et se scinde en deux branches vers l'est au niveau de la frontière entre le Suriname et la Guyane française (Choubert 1974; Gibbs et Barron 1993). Les branches nord et sud du Groupe de Paramaca se poursuivent au Brésil et forment des lambeaux discontinus de roches vertes.

La Guyane française est l'un des états guyanais possédant la plus grande superficie de ceinture de roches vertes avec les ceintures Nord et Sud du Groupe de Paramaca (figure 1.3). La grande majorité des roches qui affleurent en Guyane française se sont formées pendant l'orogénèse transamazonienne, entre 2,2 et 2 Ga soit durant les phases D1 et D2a. La côte Atlantique de la Guyane française est constituée du complexe de TTG Nord comprenant les roches plutoniques du Complexe de l'Île de Cayenne, qui est la formation la plus ancienne de la Guyane française et dont certains zircons hérités ont livré des âges U-Pb à 2208 ± 12 , 2216 ± 4 et 2174 ± 7 Ma (Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003b). Le complexe de TTG Sud constitue leur équivalent méridional. Ces TTG sont composées de tonalites et de trondhjémites, souvent migmatitisées par les effets du métamorphisme relié à l'évènement D2a (Delor *et al.* 2003b). Ces domaines constituent les TTG de premières générations formées entre 2,18 et 2,26 Ga.



Figure 1.3 Carte géologique simplifiée de la Guyane française modifiée d'après Delor et al. (2003a, b) et du programme SIG de la Guyane (BRGM).

La deuxième génération de TTG, exprimée principalement par le Complexe de TTG Central de Guyane, sépare les deux ceintures du Groupe de Paramaca. Il est constitué d'un vaste ensemble de granodiorites et tonalites dont la mise en place s'échelonne entre 2150 et 2123 Ma (figure 1.3 ; Delor *et al.* 2003b; Enjolvy 2008). Ce Complexe de TTG Central de Guyane est limité au nord par le Sillon Nord Guyanais (SNG) qui marque la frontière avec les bassins « pull-apart » de l'EDS (figure 1.3).

Ces bassins détritiques sont constitués à leur base de conglomérats granoclassés qui comportent des interstratifications de grès, quartzites, grauwackes, siltites et argilites plus abondants au sommet. Ces dépôts détritiques atteignent une épaisseur kilométrique qui augmente vers l'ouest avec une puissance maximale estimée à 5km au niveau de la rivière Mana (Delor *et al.* 2001). L'EDS est riche en structures sédimentaires évoquant un environnement fluviatile (Ledru *et al.* 1991; Egal *et al.* 1992). La composition des détritus suggère une érosion des TTG, des roches volcaniques de la Formation de Paramaca et des roches sédimentaires de la Formation d'Armina (Delor *et al.* 2003a, b; Kroonenberg *et al.* 2016; Naipal et Kroonenberg 2016). Les datations U/Pb sur zircons détritiques à la base de la séquence ont livré des populations d'âges entre 2,07 et 2,09 Ga pour les plus jeunes, indiquant un âge maximal de dépôt pour l'ESD (Daoust 2016). Les bassins détritiques sont recoupés par des intrusions datées autour de 2,06 Ga le long d'importants cisaillements dextres orientés ONO-ESE (Delor *et al.* 2003b).

Au nord, l'ESD est limité par une discordance avec le Groupe de Paramaca dominé par les faciès sédimentaires de la Formation d'Armina (Milési *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003b). La formation d'Armina affleure d'ailleurs abondamment dans la branche nord du Paramaca contrairement à sa branche sud où l'Armina n'affleure que ponctuellement (Delor *et al.* 2003b). Les granites associés à la phase de recyclage crustal D2 se mettent en place principalement dans l'extrémité sud et dans la partie centrale orientale de la Guyane française (Delor *et al.* 2003b; Enjolvy 2008). Ces mêmes granites, dans la partie nord-ouest de la Guyane française, forment de plus petits corps intrusifs. Ils entourent ou se mettent en place à proximité des batholites de TTG préexistants.

Deux périodes géodynamiques impliquant des déformations et du métamorphisme se sont produites pendant l'orogénèse transamazonienne, avec une période d'accrétion magmatique D1 et une période de collision et de recyclage crustal D2 (Ledru et al. 1991; Milési et al. 1995; Vanderhaeghe et al. 1998). L'évènement D2 est divisé en deux phases, D2a et D2b, établies par la chronologie des évènements structuraux et des régimes tectoniques définis par Delor et al. (2003b). La déformation D1 est uniquement enregistrée dans le Groupe de Paramaca et les domaines de TTG, alors que la déformation D2 est absente ou moins développée dans ces mêmes roches, et forme localement des couloirs de cisaillement. La déformation D1 est associée à la foliation subverticale entourant les dômes de TTG dans les ceintures de roches vertes. Cette foliation contient une linéation à forte plongée, soulignée par la biotite et la staurotide. Ces structures sont attribuées à la mise en place de TTG, et interprétées comme l'expression de la convergence N-S dans un régime de déformation essentiellement contrôlé par la gravité (Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2001, 2003b). Les déformations associées à D2 s'inscrivent dans un régime décrochant souligné par d'importantes zones de cisaillement senestres E-O à NO-SE (Marot 1988; Ledru et al. 1991; Egal et al. 1992; Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003b). Cette déformation D2 est visible dans les ceintures de roches vertes, principalement dans les facies sédimentaires de la Formation d'Armina et de l'EDS (Delor et al. 2003b). Elle est responsable des plissements rencontrés dans les séries sédimentaires. D2a est reliée à la structuration E-O du Bouclier Guyanais, notamment à la formation des zones de cisaillements et à l'ouverture des bassins en « pull-apart » (Ledru et al. 1991; Egal et al. 1992; Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003b). La migmatitisation des

ceintures de roches vertes et des TTG se produit pendant cette phase (Milési *et al.* 1995; Delor *et al.* 2001, 2003a, b). D2b est associée aux cisaillements dextres ONO-ESE qui découpent l'EDS, ces derniers permettant la mise en place de pegmatites et de monzogranites (Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003b). Une troisième phase, D2c, a été proposée pour tenir compte des dernières expressions ductiles de la déformation régionale, mais sa définition demeure ambiguë (Milési et Picot 1995; Delor *et al.* 2003b; Daoust *et al.* 2011; Daoust 2016).

Le métamorphisme associé aux déformations D1 et D2 demeure dans des conditions de basse à moyenne pression, atteignant les facies schistes verts et amphibolites (Ledru *et al.* 1991; Gibbs et Barron 1993; Milési *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003b). Dans les ceintures de roches vertes, les grades métamorphiques les plus élevés, avec des paragenèses à biotite et staurotide, sont rencontrés à proximité des intrusions de TTG et interprétés comme du métamorphisme de contact syn-D1 (Delor *et al.* 2003b). La phase métamorphique D2 enregistre un métamorphisme plus élevé, marquée par la transition andalousite-disthène suivant un refroidissement isobare dans l'EDS et de l'apparition successive de biotite, grenat, sillimanite et disthène vers le Sud, dans la Ceinture Sud du Groupe de Paramaca et le Complexe de TTG Sud (Delor *et al.* 2003b). D2 est caractérisé par un chemin P-T antihoraire dans le Groupe de Paramaca (Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003b). Les conditions de moyenne à faible pression (4 Kbar) des métamorphismes D1 et D2 suggèrent un épaississement crustal moyen à faible (Delor *et al.* 2003b).

1.1.3 Métallogénie des gisements d'or majeurs du Bouclier Guyanais et de la Guyane française.

Les gisements aurifères en Guyane française sont répartis sur les deux branches du Groupe de Paramaca avec dans la branche nord : les gisements de Camp Caïman, Changement, St-Élie/Dieu-Merci, St-Pierre, Espérance, localisés sur ou à proximité du Sillon Nord Guyanais (SNG) sauf Montagne d'Or; et sur la branche sud : les gisements de Yaou, Dorlin et les indices de la Haute Mana (figure 1.3). D'après Milési *et al.* (2003), trois types de gisements aurifères primaires sont rencontrés sur le Bouclier Guyanais définis par les observations métallogéniques en Guyane française : (1) des gisements stratiformes et stratoïdes magmato-hydrothermaux; (2) des conglomérats aurifères syn-orogéniques et (3) des gisements tardi-orogéniques.

Les gisements stratiformes à stratoïdes magmato-hydrothermaux sont représentés uniquement par le gisement de Dorlin (1,5 Moz d'or à 1 g/t Au, Reunion Gold 2021) interprété comme un système exhalatif aurifère à tourmaline issu du volcanisme de la Formation de Paramaca (Milési et al. 1988, 2003; Lerouge et al. 1999). La minéralisation stratoïde est encaissée dans des séquences volcanoclastiques et pyroclastiques intermédiaires à felsiques comprenant quelques niveaux de roches sédimentaires et de chert et est recoupées par des intrusions subvolcaniques felsiques à ultramafiques (Milési et al. 1988, 2003; Lerouge et al. 1999). Les zones minéralisées stratoïdes sont constituées d'une enveloppe interne à tourmaline-sulfures-quartzcarbonate et d'une enveloppe externe à chlorite-sulfure-quartz-carbonate. Une minéralisation épigénétique tardive post-D1 anté-D2 à quartz-muscovite-sulfures recoupe la minéralisation stratoïde et certaines intrusions subvolcaniques. Les sulfures des différentes phases de minéralisation sont constitués principalement de pyrite avec de la chalcopyrite et de l'arsénopyrite en phase mineure et de rare sphalérite et pyrrhotite. L'or s'exprime sous différentes formes en inclusion ou spatialement associés aux sulfures (Milési et al. 1988, 2003; Lerouge et al. 1999). Franklin et al.

(2000) proposent un système SMV pour la minéralisation aurifère du gisement de Montagne d'Or, par conséquent, il appartient à cette catégorie de gisements aurifères.

Les conglomérats aurifères syn-orogéniques sont exclusivement rencontrés dans l'EDS et formés pendant la phase de sédimentation. La minéralisation aurifère de type paléoplacer est rencontrée principalement dans les niveaux de conglomérats polygéniques riches en oxydes détritiques. Le gisement de Montagne Tortue constitue le seul exemple documenté de minéralisation de ce type (Milési *et al.* 1995, 2003).

Les gisements dits tardi-orogéniques sont principalement contrôlés par des corps minéralisés sous la forme de fentes de tension, de veines de cisaillement et de stockwerks depuis un régime ductile précoce à cassant tardif. La plupart des gisements d'or orogénique se sont formés pendant la phase de déformation D2, plus particulièrement durant l'incrément D2b (Milési et Picot 1995; Voicu *et al.* 2001; Milési *et al.* 1995, 2003; Daoust *et al.* 2011; Tedeschi *et al.* 2018). La minéralisation est constituée de veines de quartz-tourmaline-pyrite-carbonates \pm séricite \pm chlorite \pm albite (Milési *et al.* 1995, 2003; Voicu *et al.* 2001). L'âge de la minéralisation des gisements de St-Pierre, Adieu-Vat et Loulouie appartenant à cette famille de gisement, est compris entre 2023 Ma et 1955 Ma d'après les âges modèles Pb-Pb sur galène (Marcoux et Milési 1993).

Parmi cette famille, de nombreux gisements de veine de quartz aurifères, reliés à la déformation, se développent au niveau de contacts lithologiques tels que des intrusions de granitoïdes ou des dykes recoupant des formations sédimentaires et/ou volcaniques produisant d'importants contrastes rhéologiques. Ces contrastes constituent des sites favorables à la précipitation de l'or et des métaux transportés par une décompression des fluides métamorphiques collectés dans les zones de cisaillement. Les gisements de Yaou, du camp de St-Élie/Dieu-Merci (>1 Moz Au) en Guyane française et les

équivalents Omai (5 Moz Au) et Karouni (0,9 Moz Au) au Guyana, appartiennent à cette population de gisements épigénétiques et orogéniques (figures 1.1 et 1.2; voir Milési *et al.* 1995, 2003; Lafrance *et al.* 1999; Voicu *et al.* 2001).

Par exemple, la minéralisation en stockwerk du gisement de Yaou (1,7 Moz d'or à 2,1 g/t Au), est principalement encaissée dans des intrusions de quartz-monzodiorite datées à 2130,6 \pm 5,8 Ma (U/Pb LA-ICP-MS sur zircon) et réparties le long d'une zone de cisaillement recoupant la Formation de Paramaca, encaissant l'autre partie de la minéralisation (Combes 2020). La minéralisation est polyphasée comprenant 5 phases de déformation dont les deux évènements aurifères principaux sont datés à 2105 \pm 25 Ma (Re-Os sur pyrite aurifère; Combes 2020). L'âge de la minéralisation aurifère du gisement de Karouni est estimé à 2084 \pm 15 Ma à partir de titanites hydrothermales (U/Pb LA-ICP-MS; Tedeschi et al, 2020).

Des minéralisations épigénétiques sont rencontrées aussi au niveau du contact entre les roches volcaniques de la Formation de Paramaca et les roches sédimentaires de l'EDS comme le gisement de Rosebel au Suriname (14 Moz d'or à 1 g/t Au) et les équivalents en Guyane française avec les gisements d'Espérance et de Camp Caïman (3 Moz d'or à 2-3 g/t Au) bien que ces derniers soient peu documentés (figures 1.1 et 1.2; Milési *et al.* 1995, 2003). Le gisement de Rosebel est constitué de plusieurs zones minéralisées principalement localisées au contact Paramaca/EDS mais aussi en partie au contact Paramaca/Armina. La minéralisation se concentre au niveau des contacts stratigraphiques et lithologiques des conglomérats soit sous la forme de fente de tension dans les anticlinaux soit par des veines de cisaillement et de tension qui sont aussi exprimées dans les zones de cisaillement (Voicu *et al.* 2001; Daoust *et al.* 2011). Le gisement de Merian (5,7 Moz d'or à 1,2 g/t Au) au Suriname présente le même style de minéralisation qu'à Rosebel. Cependant, contrairement à celui-ci, le gisement de

Merian est totalement encaissé dans les séquences métasédimentaires intensément déformées de la Formation d'Armina (Kioe-A-Sen *et al.* 2016; Tedeschi *et al.* 2020).

Voicu *et al.* (2001) dans leur synthèse métallogénique régionale indiquent qu'il existe aussi sur ce territoire des gisements atypiques tels que des possibles gisements porphyriques (figure 1.1; c.-à-d. Las Cristinas, Vénézuela et Eagle Mountain, Guyana) qui sont très peu documentés et mal contraints, ne permettant pas d'établir un modèle génétique.

1.2 Les Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV)

Les gisements de SMV sont des sources considérables en métaux de base (Cu, Pb et Zn). Ils peuvent aussi être exploités pour l'or et l'argent et constituent des sources importantes d'autres métaux (Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga et Ge; Galley *et al.*, 2007). Le caractère polymétallique, l'étendue, la continuité de la minéralisation et les teneurs moyennes relativement constantes caractérisant ce type de gisement constituent des propriétés très recherchées par l'industrie minière. Le modèle génétique des SMV à métaux de base est assez bien connu et développé depuis la découverte, dans les années 80, des fumeurs noirs sur les fonds marins (Franklin *et al.* 2005). Depuis la reconnaissance d'une origine synvolcanique de l'or, notamment dans les sites hydrothermaux actifs, de nombreux modèles génétiques ont été proposés pour les SMV aurifères.

1.2.1 Généralités

Les SMV se caractérisent par une accumulation syngénétique de sulfures riches en métaux de base formés dans un contexte d'extension crustale dans un environnement volcanique sous-marin (Franklin 1996; Franklin *et al.* 2005). La plupart des amas minéralisés se trouvent centrer au-dessus ou autour d'une intrusion magmatique synvolcanique constituant le moteur thermique de la circulation convective de fluides hydrothermaux (Galley 2003). La minéralisation est généralement constituée de deux parties (figure 1.4), soit une lentille de sulfures massifs concordante reposant sur le fond marin, et une minéralisation sous-jacente et discordante qui alimente cette lentille via un réseau de fractures représenté par des veines de sulfures en « stringers » ou stockwerk (Franklin *et al.* 2005). Le mur de la lentille de sulfures massifs est intensément altéré par le passage des fluides ascendants, fréquemment drainés par une faille synvolcanique, qui circulent dans la zone de stockwerk. Cette altération est marquée par une zonalité présentant un cœur à chlorite+quartz et une enveloppe à

séricite±quartz avec des assemblages d'altération propylitique (quartz-épidote-albitecarbonates) distaux (Franklin *et al.* 2005; Galley *et al.* 2007). Dans certains contextes, comme par exemple lorsqu'un processus de remplacement est mis en place ou lors d'un télescopage avec la formation d'une nouvelle lentille, les roches du toit de la minéralisation vont présenter une altération d'étendue limitée par rapport aux roches du mur, produisant ainsi un profil d'altération asymétrique (Doyle et Allen 2003).

La minéralisation sulfurée, tout comme l'altération, est caractérisée par une zonalité avec : 1) une zone à chalcopyrite-pyrrhotite riche en Cu et parfois Au dans les stockwerks et/ou à la base de la lentille; 2) une importante zone pyriteuse avec un peu de sphalérite formant le cœur de la lentille; et 3) une zone riche en Zn-Pb portée par la sphalérite et la galène au sommet et aux extrémités de la lentille (Lydon 1984 ; Huston et Large 1989; Gibson *et al.* 2007). Une unité mince, mais étendue peut recouvrir la lentille et/ou être présente dans son enveloppe latérale. Cette unité de sédiments chimique constitue l'exhalite, qui résulte de l'activité hydrothermale sous-marine et peut servir de guide de prospection dans les systèmes hydrothermaux fossiles (Peter et Goodfellow 1996, 2003). Les SMV existent dans toutes les périodes géologiques, depuis le début de l'Archéen jusqu'à l'actuel (p. ex. Tonga-Kermadec; Hannington *et al.* 2005). Ils se forment dans différents contextes géodynamiques tels que les rides océaniques, les bassins arrière-arcs, les rifts continentaux et les arcs océaniques (figure 1.5 ; Galley *et al.* 2007).

Il existe plusieurs classifications pour les SMV. Elles peuvent être basées sur la nature des roches encaissantes, traduisant souvent le type d'environnement tectonique (p. ex. Galley *et al.* 2007) ou sur leur contenu en métaux de base (p. ex. Franklin *et al.* 1981) et plus spécifiquement pour les gisements SMV aurifères, sur le rapport entre métaux de base et les métaux précieux (p. ex. Poulsen et Hannington, 1996) ainsi que les teneurs et tonnages en or (p. ex. Mercier-Langevin *et al.* 2011).



Figure 1.4 Coupe d'un SMV idéalisé illustrant les altérations, le style de minéralisation et la distribution des métaux au sein du système. Modifiée de Lydon (1984).



Figure 1.5 Représentation schématique des environnements géodynamiques favorables à la formation des SMV comprenant les contextes de plaques divergentes (ride médio-océanique et bassin arrière-arc) et les contextes de plaques convergentes (arc océanique et continental). Modifié par Shanks *et al.* (2012) tiré de Galley *et al.* (2007).

Selon la composition des systèmes synvolcaniques définie par Barrie et Hannington (1999); Franklin *et al.* (2005); Galley *et al.* (2007), cinq types de SMV sont reconnus; (figure 1.6) : 1) le type bimodal-mafique, 2) le type mafique, 3) le type pélitique-mafique, 4) le type bimodal-felsique, et 5) le type siliciclastique felsique.

Le type bimodal-mafique est représenté par les SVM d'Abitibi et du camp de Flin-Flon (Canada). Ces minéralisations sont attribuées à des environnements de subduction intra-océanique avec formation d'un arc volcanique bimodal naissant et pouvant évoluer vers un rift. Les roches mafiques dominantes sont des coulées massives et coussinées alors que les faciès felsiques forment des coulées ou des dômes et peuvent représenter jusqu'à 25 % du volume de la séquence. Les roches volcanoclastiques mafiques et felsiques sont d'abondance mineure. Les roches sédimentaires associées à

ce type de gisement sont immatures (c.-à-d. argilites, grauwacke, grès). Le contenu métallique est souvent dominé par Cu et Zn.

Le type mafique, ou type Chypre, se forme dans des contextes d'arrière-arc intraocéanique avancé et jeune, souvent préservés dans les ceintures ophiolitiques. Les basaltes présentent des signatures de rides océaniques (MORB) et/ou boninitiques et forment des coulées coussinées ou massives ainsi que des dykes et des filons-couches, pouvant représenter jusqu'à 50 % de l'environnement géologique. Ces séquences contiennent peu de roches ultramafiques et les quelques occurrences de roches felsiques sont souvent des intrusions de plagiogranite. Les roches sédimentaires sont en faible proportion et souvent riches en sulfures avec des argilites ferrifères et des cherts. Ces gisements contiennent principalement du Cu.

Le type pélitique-mafique est aussi connu sous le nom de type Besshi (Japon). Les environnements d'arrière-arc intra-océanique mature avec des arcs juvéniles et/ou accrétés constituent les contextes géodynamiques associés à ce type de gisement SMV. Les roches pélitiques sont dominantes ou au moins en volume équivalent aux roches basaltiques. Des sills mafiques peuvent représenter jusqu'à 25 % de la séquence volcanique. Les roches felsiques sont absentes ou représentent moins de 5 % de la séquence volcanique. Les roches sédimentaires sont dominées par des argilites carbonatées, associées à des siltites, grauwackes et grès s'agençant en une série turbiditique. Ces gisements sont exploités pour des métaux tels que le Cu, le Zn et le Co.

Le type bimodal-felsique est aussi parfois désigné en tant que type Kuroko (Japon). Il est représenté par les exemples des districts de Skellefte et Bergslagen en Suède. Ces gisements sont associés à des environnements d'arc volcanique et bassin arrière-arc continentaux. Les unités encaissantes sont majoritairement des roches felsiques

représentant 35-70 % des séquences, des basaltes (20 à 50 %) et des roches sédimentaires clastiques (environ 10 %). Les roches volcanoclastiques felsiques sont très abondantes, car certains édifices volcaniques peuvent être subaériens. Le contenu métallique se caractérise par des assemblages à Ag-Zn-Pb-Au et un peu de Cu.

Le type siliciclastique felsique est représenté par les gisements de la ceinture pyriteuse ibérique et par le district minier de Bathurst (Canada). Ce type de SMV se forme dans des bassins arrière-arc épicontinentaux. Les roches sédimentaires silico-clastiques sont dominantes en représentant environ 80 % des séquences, suivi des roches felsiques (\approx 25 %) majoritairement volcanoclastiques, avec quelques coulées et dômes, et une faible proportion de roches mafiques (\approx 10 %) sous forme de coulées, sills ou tufs. Les roches sédimentaires sont principalement argileuses avec des précipitations chimiques riches en Fe, Mn, Ca et Ba. La minéralisation est riche en Zn-Pb et faible en Cu.

Galley *et al.* (2007) ont implicitement défini une 6^{bme} catégorie de SMV, le type hybride bimodal-felsique, en ajoutant le modèle proposé par Sillitoe *et al.* (1996), qui représente un hybride entre les SMV et les systèmes épithermaux acides. Ce 6^{bme} type a été introduit pour expliquer la minéralisation aurifère dans certains systèmes (figure 1.6). En effet, les gisements SMV exploités pour l'or constituent un type de gisement particulier qui contraste avec les SMV exploités pour leurs métaux de base. Cette distinction est reliée à des processus spécifiques permettant l'enrichissement en or. Le premier processus aurifère initialement identifié a été une hybridation du système exhalatif avec un système épithermal (Herzig et Hannington 1995; Poulsen et Hannington 1996; Sillitoe *et al.* 1996). D'autres processus ont été cependant proposés depuis, soit un environnement géologique et un contexte géodynamique différent, un transport plus efficace des fluides (p. ex. ébullition/profondeur, état d'oxydation, température), une contribution magmatique, ou encore un enrichissement aurifère

d'origine secondaire (cf. figure 1.10; Hannington *et al.* 1999; Dubé *et al.* 2007a; Galley *et al.* 2007; Mercier-Langevin *et al.* 2011).



Figure 1.6 Modèles schématiques des SMV selon leur classification basée sur des gisements SMV canadiens. D'après Barrie et Hannington (1999); Franklin et al. (2005); Galley et al. (2007).

1.2.2 Les SMV contenant de l'or et leur mode de formation

Classifications des SMV aurifères. D'après Sillitoe et al. (1996), les SMV aurifères seraient des équivalents sous-marins d'expression épithermal acide, notamment parce que ces systèmes possèdent une ou plusieurs caractéristiques des gisements épithermaux : (1) des minéraux riches en soufre (énargite, tennantite, covellite); (2) une altération argileuse acide; et (3) une minéralisation qui contient de l'As, Ag, Sb et Hg (figure 1.7). Parfois les SMV aurifères montrent une hybridation de type épithermal neutre (p. ex. district Hokuroku, Japon). Selon le modèle de Sillitoe et al. (1996), les expressions acides se retrouvent proches du centre volcanique et/ou d'une intrusion synvolcanique et par opposition, les expressions d'épithermaux neutres se retrouvent en périphérie (figure 1.7). Pour les gisements de La Ronde Penna et Bousquet 2, Canada (Mercier-Langevin 2005; Dubé et al. 2007a, b, 2014; Yergeau 2015), ces deux types d'expressions épithermales seraient contraints par le rapport entre l'eau de mer modifiée et les volatiles magmatiques. La dominance en volatiles magmatiques dans le fluide hydrothermal caractérise le type acide et à l'opposé pour le type neutre, dominé par l'eau de mer modifiée dans le fluide hydrothermal (Mercier-Langevin 2005; Dubé et al. 2007a, b).



Figure 1.7 Coupes schématiques des systèmes de SMV aurifères. A) D'après Sillitoe et al. (1996) les SMV sont des équivalents sous-marins d'épithermaux acides et neutres. Modifié de Dubé et al. (2007b). B) D'après Hannington et al. (1999) les SMV aurifères résultent d'une hybridation épithermale de type « high-suphidation ». Modifié de Dubé *et al.* (2007b).

À partir du rapport entre les métaux de base, l'or et l'argent, Poulsen et Hannington (1996) ont proposé trois types de SMV aurifères : les gisements à Cu-Au, les gisements polymétalliques et les gisements à pyrite aurifère.

Le type à Cu-Au constitue l'équivalent sous-marin des épithermaux acides avec la présence d'une altération acide et de minéraux-index comme l'énargite et la tennantite. Les fluides fertiles sont acides et chauds avec des métaux transportés sous forme de chloro-complexes (Hannington *et al.* 1999). La formation d'une altération acide produit une perte en Na-K et en terres rares moyennes (c.-à.-d. Sm, Eu et Gd) et un gain en Cu-As-Mo-Bi-Te et terres rares légères (c.-à.-d. La, Ce, Pr, Nd, Pm). L'altération distale se caractérise par des gains en Zn-Ca-Mn-C (Huston 2000). L'or est présent sous sa forme native ou est contenu dans les tellurures spatialement associés à la pyrite et à la chalcopyrite (Hannington *et al.* 1999).

Le type polymétallique (Au-Zn-Pb-Ag) se caractérise par une altération à feldspaths potassiques et peut être considéré comme l'équivalent sous-marin d'épithermaux neutres (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000). Les fluides sont peu acides, de température modérée à froide et les métaux sont transportés sous forme de thio-complexes (Hannington *et al.* 1999). Ils contiennent des signatures métalliques caractéristiques, marqués par des enrichissements en Pb, As, Ag, Sb et Hg (Poulsen et Hannington 1996). L'or est présent sous forme d'électrum et en Hg dans la pyrite et la barytine. La présence de sulfosels à Ag, As, Sb, Pb et Hg est une caractéristique de ce type de gisements (Poulsen et Hannington 1996; Hannington *et al.* 1999; Huston 2000).

Le type à pyrite aurifère partage de nombreuses caractéristiques avec le type Cu-Au, avec lequel il est souvent regroupé (cf. Hannington *et al.* 1999). L'or n'y est pas associé à d'autres substances, ce qui le distingue du type Cu-Au, mais uniquement contenu dans la pyrite présente à la fois sous forme de minéralisation massive, disséminée ou

en stockwerk. L'or est généralement réfractaire dans ces gisements, mais peut être libéré par de la recristallisation métamorphique (Hannington *et al.* 1999). La mine Bousquet 1 (Canada) est le gisement de référence pour les SMV à pyrite aurifère.

À partir d'un traitement statistique de données mondiales des SMV, Mercier-Langevin et al. (2011) ont quant à eux identifié trois catégories de SMV aurifère : les gisements caractérisés par une teneur en or supérieur à 3,46 g/t, ceux anomaux en or et possédant un tonnage supérieur à 31 tonnes Au, et les gisements riches en or qui présentent à la fois une teneur Au supérieure à 3,46 g/t et un tonnage supérieur à 31 tonnes Au (figure 1.8). D'après cette classification, la teneur à 1,4 g/t et le tonnage à 105 tonnes Au situe le gisement de Montagne d'Or dans les gisements anomaux en or. Cependant, il est important de considérer que l'or est la seule commodité économiquement exploitable dans le gisement de Montagne d'Or sans apport économique significatif par les métaux de base, contrairement à d'autres gisements de cette catégorie (p. ex. Lalor, Flin-Flon, Horne Zone 5, Canada). De plus, la méthode d'exploitation par une fosse à ciel ouvert pour le gisement de Montagne d'Or augmente son tonnage en or, mais diminue sa teneur contrairement à de nombreux gisements canadiens analogues, exploités en sousterrain. La méthode d'exploitation ajoute un biais dans cette classification en affectant la teneur et le tonnage en or des gisements (Mercier-Langevin et al. 2011). Les SMV dont l'or est la seule ressource exploitée peuvent être considérés comme des gisements SMV riches en or, bien que discutable (Mercier-Langevin et al. 2011). Le gisement de Montagne d'Or appartient donc, de manière informelle, à cette catégorie de SMV riche en or et non à la catégorie anomale en or qui sous-entend que l'or est un sous-produit.



Figure 1.8 Diagramme de classification des SMV aurifères en fonction de leur teneur et tonnage en or. Le gisement de Montagne d'Or est représenté sur la figure. D'après Mercier-Langevin et al. (2011).

Spécificité des SMV aurifères. Les SMV aurifères se distinguent des SMV à métaux de base par l'éventail de métaux précieux (c.-à-d. Au, Ag) et traces qu'ils peuvent contenir tels que l'As, Sn, Sb, Bi, Se, Te, Hg donnant des signatures polymétalliques caractéristiques (Poulsen et Hannington 1996; Sillitoe *et al.* 1996; Hannington *et al.* 1999; Dubé *et al.* 2007a). Des minéraux accessoires comme la bornite, la tennantite, l'arsénopyrite et divers sulfosels et tellurures sont fréquents dans ces systèmes (Poulsen et Hannington 1996). Les SMV aurifères présentent des altérations différentes des systèmes SMV classiques. D'après Huston (2000), les SMV aurifères sont caractérisés par une altération à feldspaths potassique (p. ex. Eskay Creek) et les SMV de type Cu-Au par une altération argileuse acide proximale (p. ex. Boliden, Suède et le camp Doyon-Bousquet-La Ronde, Canada; Dubé *et al.* 2007b, 2014). L'altération argileuse acide est soulignée par un assemblage de quartz, kaolinite, pyrophyllite, alunite et diaspore. Le métamorphisme transforme généralement cette altération en une suite

d'aluminosilicates tels que l'andalousite, le disthène, la cordiérite et la staurotide zincifère (Sillitoe *et al.* 1996). Les paragenèses à séricite-chlorite±biotite±grenat manganifère constituent une altération distale du type Cu-Au mais qui n'est pas forcément rencontrées dans tous les SMV aurifères (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000). À l'inverse, des altérations acides sont parfois rencontrées dans des SMV pauvres en or (p. ex. Mattabi et Bathurst-Norsemines, Canada; Poulsen et Hannington 1996). Néanmoins, les SMV à métaux de base caractérisés principalement par une racine d'altération chloriteuse contraste avec les SMV aurifères qui sont généralement associés à une racine à quartz-séricite±argiles (Hannington *et al.* 1999; Huston *et al.* 2000).

Environnement géologique favorable. Les gisements SMV aurifères peuvent se former au sein d'une séquence volcanique portant aussi des SMV à métaux de base. Cependant, certains camps miniers SMV ne possèdent aucun gisement exploité pour l'or principalement, alors que d'autres camps se caractérisent par une abondance en or. Cette distribution inégale indique une certaine provincialité des gisements SMV aurifères et possiblement un contrôle géologique à une échelle régionale (Poulsen et Hannington 1996; Hannington et al. 1999; Huston 2000; Dubé et al. 2007a; Mercier-Langevin et al. 2011, 2015). Cette régionalité peut être reliée à un héritage compositionnel de la croûte inférieure et/ou du manteau supérieur qui fournit les magmas riches en or (Dubé et al. 2007a; Mercier-Langevin et al. 2015). Il peut aussi exister une proximité spatiale entre la minéralisation aurifère et des centres volcaniques felsiques, majoritairement des dacites-rhyodacites, parfois des rhyolites (Hannington et al. 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin et al. 2011), cette proximité confortant l'idée d'une relation entre la différenciation magmatique et l'enrichissement en or (Mercier-Langevin et al. 2011). Ces centres volcaniques felsiques fertiles en SMV aurifères possèdent habituellement des affinités magmatiques transitionnelles à calcoalcalines, parfois tholéiitiques (p. ex. Horne, Canada; Gibson et al. 2000). Des affinités

magmatiques transitionnelles à calco-alcalines se retrouvent principalement dans les arcs volcaniques immatures ou en extension ainsi que dans des bassins d'arrière-arc. Ces environnements semblent donc constituer un environnement favorable pour les SMV aurifères (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000; Dubé *et al.* 2007a; Mercier-Langevin *et al.* 2011). Ainsi, les fluides associés à des champs hydrothermaux de rifts sous-marins immatures actuels, formés sur une croûte continentale ou dans un arc volcanique, montrent effectivement des enrichissements en or (p. ex. Arc Tonga-Kermadec, Bassin de Lau et de Manus voir: Herzig et Hannington 1995; de Ronde *et al.* 2005, 2011; Huston *et al.* 2011).

Transport efficace du fluide. Par essence, un fluide hydrothermal est évolutif et s'adapte à son environnement. Plusieurs processus peuvent affecter son comportement, sa dynamique et ses propriétés physiques, notamment sa capacité à transporter efficacement les métaux et l'or dans les systèmes SMV. En utilisant les données thermodynamiques des métaux et de l'or, Huston et Large (1989) et Large et al. (1989) ont étudié le comportement des fluides hydrothermaux aurifères se formant sur le fond marin (figure 1.9). Durant la phase précoce de leur formation, les fluides des SMV sont de plus faible température (<300 °C), à pH neutre à légèrement acide (\approx 5) et évoluent dans un environnement réduit. Dans de telles conditions, l'or et les métaux sont transportés sous forme de thio-complexes comme par exemple Au(HS)2⁻. L'oxydation des fluides hydrothermaux par l'introduction d'eau de mer modifiée entraine la précipitation de l'or par une baisse de l'activité du soufre réduit. Lorsque le système est mature, les fluides hydrothermaux sont plus chauds (>300 °C), salins, acides (pH<4.5) et évoluent dans un environnement oxydant. L'or et les métaux sont alors transportés sous forme de chloro-complexes (AuCl₂⁻). L'or précipite en même temps que la chalcopyrite dans la zone de stockwerk sous l'effet de la baisse de température du fluide hydrothermal et l'augmentation du pH dû à l'apport d'eau de mer (processus de neutralisation). Les autres métaux demeurent majoritairement solubles dans le fluide

mélangé (c.-à.-d. fluide hydrothermal et eau de mer) continuant son ascension vers les parties supérieures du système SMV. Dans le stade tardif de la formation du système SMV, les fluides hydrothermaux sont plus froids et l'or et les métaux sont alors remobilisés sous forme de thio-complexes. Si le fluide présente une activité importante d'une phase du soufre, l'or, le zinc, le plomb et même le cuivre sont remobilisés de la partie basale vers la partie sommitale de la lentille de sulfures massifs (processus de zone « refinning » cf. Eldridge *et al.* 1983; Ohmoto 1996). Les données thermodynamiques indiquent que la solubilité du cuivre est fortement contrôlée par la température, contrairement à celle du zinc qui est contrôlée par le pH du fluide (figure 1.9 ; Franklin *et al.* 2005).

La profondeur d'eau contraint la capacité des fluides hydrothermaux à entrer en ébullition (figure 1.9 ; Hannington et al. 1999). La géométrie, la nature des métaux transportés et la typologie des altérations sont affectées par ce processus d'ébullition. En effet, l'ébullition du fluide dans les systèmes SMV permet un déphasage avec (1) la formation d'une vapeur acide riche en CO₂ et H₂S capable de transporter de fortes concentrations en or, en volatile et, dans une moindre mesure, en d'autres métaux; et (2) une saumure riche en métaux de base \pm Au (Huston 2000). Ce processus d'ébullition et de séparation de phases explique l'existence en profondeur de zones à or et cuivre, surmontées de zones à métaux de base (Herzig et Hannington 1995; Hannington et al. 1999). L'ébullition génère une décompression du fluide résiduel par la séparation de phase qui induit aussi une chute drastique de la température du système et une augmentation du pH. Par ce processus, les gisements se formant à grande profondeur d'eau (>500 m) se caractérisent par un stockwerk à Cu-Au et une lentille riche en Zn. À l'opposé, les gisements se formant à plus faible profondeur d'eau (<500 m) se caractérisent par un stockwerk à Cu-Au très étendu verticalement et une lentille polymétallique à Au-Ag-Zn-Pb associée à Ba (figure 1.9 ; Hannington et al. 1999; Mercier-Langevin 2005).



Figure 1.9 Diagramme profondeur/température indiquant la température d'ébullition de l'eau de mer en fonction de la profondeur du fond marin où les SMV se développent. Ces éléments ont une forte influence sur la morphologie des SMV. D'après Mercier-Langevin (2005).

Contribution magmatique. L'apport en fluide magmatique est une composante majeure dans le modèle de Sillitoe et al. (1996) d'hybridation d'un SMV avec un système épithermal. En effet, dans le cas des minéralisations épithermales, les fluides minéralisateurs résultent d'un mélange de fluides magmatiques et météoriques (Silitoe et al. 1996). Dans les systèmes hybrides SMV-épithermaux, la composante météorique est remplacée par de l'eau de mer. Cette contribution de fluides magmatiques dans le système est un des processus permettant la formation d'un fluide acide, oxydant et riche en or, associé aux métaux d'affinités épithermales à Ag-As-Sb-Hg (Poulsen et Hannington 1996; Hannington et al. 1999; de Ronde et al. 2011). La condensation de la vapeur riche en H₂S et/ou l'apport abondant en SO₂ magmatique combiné éventuellement aux processus d'ébullition génèrent le fluide acide qui permet de lessiver la plupart des éléments majeurs excepté l'aluminium et la silice (Dubé et al. 2014; Mercier-Langevin et al. 2015). Ce lessivage forme une altération argileuse plus ou moins avancée dans certains gisements SMV aurifère. Cependant, un apport abondant en eau de mer modifiée qui se mélange avec le fluide magmatique peut générer une augmentation du pH et neutraliser le fluide, évitant ainsi la formation de ce type d'altération (Sillitoe et al. 1996; Dubé et al. 2007a). La présence de métaux traces tels que Bi-W-Te-Sn dans la minéralisation est interprétée comme un apport magmatique direct et explique potentiellement la présence de l'or (Hannington et al. 1999; Mercier-Langevin et al. 2011, 2015). La proximité spatiale de la minéralisation avec une intrusion synvolcanique est un élément indirect confortant l'idée d'un apport magmatique en certains métaux (Huston et al. 2011).

Enrichissement secondaire. Après la formation du SMV, d'autres processus peuvent produire un enrichissement en or. Cet enrichissement peut se faire de façon supergène par oxydation des sulfures en contexte sous-marin ou aérien (p. ex. gossan). Ce genre de processus génère cependant un enrichissement limité, car l'or est redistribué sans nouvel apport (Mercier-Langevin *et al.* 2015). En opposition, les processus de

surimpressions par des fluides secondaires apportent une nouvelle source aurifère pouvant enrichir une minéralisation préexistante. La superposition des SMV par un autre système peut être d'origine magmatique/hydrothermale anté-déformation (p. ex. porphyre, épithermale...) ou syn-orogénique (figure 1.10 ; Mercier-Langevin *et al.* 2015).



Figure 1.10 Graphique résumant les différents processus d'enrichissement aurifère secondaire dans les systèmes SMV. D'après Mercier-Langevin et al. (2015).

Morphologie des SMV aurifères et localisation de l'or. Les SMV aurifères et les SMV à métaux de base présentent une morphologie similaire. Dans le cas des SMV aurifères, l'or se retrouve principalement dans la zone de stockwerk et/ou à la base de la lentille, avec parfois des enrichissements dans la partie sommitale riche en sphalérite et galène (Hannington et Scott 1989; Huston et Large 1989; Huston 2000). Ces enrichissements en or, à la base ou au sommet des systèmes minéralisés, peuvent se rencontrer au sein d'un même gisement (p. ex. LaRonde, Canada) ou à l'échelle d'un district SMV (p. ex. camp de Skellefte, Suède; Dubé *et al.* 2007a; Mercier-Langevin *et al.* 2007). Il n'existe aucune relation entre les affinités métalliques (c.-à-d. associations à Au-Cu et Au-Zn) et la teneur/tonnage en or (Mercier-Langevin *et al.* 2011).

Cependant, certains gisements possèdent une morphologie différente, marquée par l'absence de lentilles de sulfures massifs stratiformes et présentent une minéralisation uniquement constituée de stockwerk et/ou de disséminations discordantes à subconcordantes (p. ex. Bousquet 1, Canada; Mercier-Langevin *et al.* 2007). Ce dernier type d'occurrence est souvent caractérisé par une minéralisation constituée de pyrite aurifère ou une minéralisation particulièrement riche à Cu-Au (Poulsen et Hannington 1996). La minéralisation aurifère est principalement contenue dans les zones de remplacement épigénétique à stockwerk. Les propriétés de perméabilité des roches constituant le mur de la minéralisation contrôlent fortement l'étendue et la morphologie de la minéralisation (Gibson *et al.* 1999; Franklin *et al.* 2005). Ainsi, dans les séquences riches en roches volcanoclastiques, les SMV aurifères sont mieux développés, car ces lithologies sont poreuses et favorisent les processus de remplacement, évitant ainsi la diffusion des métaux par les fluides s'exhalant sur le plancher océanique (Poulsen et Hannington 1996; Gibson *et al.* 1999; Hannington *et al.* 1999). *Modifications post-SMV*. Dans les terrains géologiques anciens tels que les cratons paléoprotérozoïques, les gisements SMV sont souvent affectés par du métamorphisme et de la déformation qui peuvent oblitérer leurs caractéristiques primaires. Dans de nombreux cas, la minéralisation peut aussi être remobilisée dans des structures secondaires (p. ex. veines tardives, fluages des sulfures dans les structures déformées), comme c'est le cas dans le camp Doyon-Bousquet-La Ronde (cf. Mercier-Langevin 2005; Dubé *et al.* 2007b). Dans un tel contexte, il est parfois difficile de retrouver les caractéristiques d'une minéralisation d'origine synvolcanique. De plus, la minéralisation et le halo d'altération qui enveloppent les SMV constituent des zones d'incompétence rhéologique qui sont souvent empruntées par des accidents d'échelle crustale, parfois porteuses de minéralisation orogénique (p. ex. faille de Cadillac-Lader Lake). Par conséquent, dans ces gisements métamorphisés, la source de l'or génère de nombreux débats entre une origine synvolcanique et une origine syntectonique.

Selon Mercier-Langevin *et al.* (2015), plusieurs critères permettent néanmoins de reconnaitre une origine synvolcanique, tels que 1) la présence de clastes de sulfures aurifères dans les séquences volcanoclastiques encaissantes, 2) la corrélation spatiale entre l'or et les métaux de base; 3) l'association spatiale de l'or avec une enveloppe d'altération de type SMV; 4) la présence de dykes synvolcaniques recoupant la minéralisation aurifère; 5) la répétition de plusieurs horizons de sulfures minéralisés aurifères au sein de la séquence volcanique; et 6) la présence de structures tardives fertiles devenant stériles en-dehors de la zone minéralisée.

1.2.3 SMV au Paléoprotérozoïque

Il existe plusieurs périodes métallogéniques favorables aux gisements SMV, telles que le Néoarchéen (c.a. 2750-2700 Ma), le Paléoprotérozoïque (c.a. 1900-1800 Ma), le Paléozoïque (c.a. 500-450 Ma et c.a. 400-320 Ma), le Jurassique précoce (200-180 Ma) et les derniers 30 Ma (figure 1.11 ; Galley *et al.* 2007; Huston *et al.* 2010). Ces périodes correspondent à des phases marquées par la convergence de masses continentales et à de l'accrétion magmatique (figure 1.12), cette dernière favorisée par des environnements d'arc et d'arrière-arc volcaniques propices à la formation de SMV (Barrie et Hannington 1999; Franklin *et al.* 2005). Certaines de ces périodes sont marquées par la formation de certains types lithostratigraphiques de SMV traduisant les changements de style géodynamique à travers l'échelle des temps géologiques (Barrie et Hannington 1999; Franklin *et al.* 2005).

Le Paléoprotérozoïque constitue une période charnière dans l'évolution géodynamique terrestre, entre la tectonique de l'Archéen et celle de l'actuel. Cette période est caractérisée par la formation, entre 2,2 et 1,8 Ga, d'un des premiers supercontinents, soit Colombia (ou Nuna), un phénomène relativement bien contraint et accepté par la communauté scientifique (figure 1.14; Meert 2012; Pehrsson *et al.* 2015). Les terrains paléoprotérozoïque abritent d'importants districts miniers de type SMV, comme ceux de Flin-Flon et de Snow Lake au Canada, Skellefte en Suède, Hassai au Soudan (figures 1.12, 1.13, 1.14 et tableau 1.1 ; Franklin *et al.* 2005; Dubé *et al..* 2007b; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). Récemment, trois SMV ont aussi été découverts (Horseshoe Lights, Red Bore et DeGrussa) dans l'orogène paléoprotérozoïque Capricorn en Australie Occidentale (Hawke *et al.* 2015).



Figure 1.11 Distribution des gisements SMV à travers les époques notamment au Protérozoïque selon leur tonnage. Modifié de USGS database de Mosier et al. (2009).

Tableau 1.1 Distribution des gisements SMV à travers les époques notamment au Protérozoïque selon leur tonnage. Modifié de USGS database de Mosier et al. (2009).

VMS et systèmes volcanogènes au Paléoprotérozoïque								
Orogène/District- gisement connu	Nombre	Tonnage (Mt)	Tonnage Cu (t)	Tonnage Zn (t)	Tonnage Pb (t)	Tonnage Au (t)	Tonnage Ag (t)	Teneur Au (g/t)
Trans-Hudsonien / FlinFlon-Snow Lake	68	339.9	5709.7	12346.0	424.9	332.4	6212.4	1.1
Svecokarelien / Boliden-Falun	47	326.9	3837.2	7827.2	724.0	320.0	9656.0	1.2
Yavapai / Jerome United Verde	11	41.3	1906.4	852.8	209.9	71.0	2508.9	1.3
Transamazonien / Montagne d'Or*	6	163.3	239.7	10.5	0	169.2	220.5	0.8
Birimien / Perkoa*	3	38.7	33.6	1102.1	4.0	147.2	237.9	4.6
Capricorn / DeGrussa	3	15.1	676.3	0	0	29.9	72.9	1.7
Autres	10	494.2	4798.2	241.3	0	149.7	712.8	0.4
Total général	148	1419.3	17201.1	22379.9	1362.9	1219.4	19621.4	1.2

* Comprend les gisements d'or encaissés dans les tourmalinites, Dorlin pour le Transamazonien et Loulo pour le Birimien



Figure 1.12 Histogrammes temporels depuis la formation de la Terre et au Paléoprotérozoïque des gisements SMV (gauche) et de formation de croûte continentale juvénile (droite). Les époques métallogéniques des SMV sont étroitement reliées aux phases orogéniques formant de la croûte continentale juvénile. Données provenant de l'USGS database de Mosier *et al.* (2009) et de Condie et Aster (2010).

Le développement du supercontinent Columbia débute entre 2,2 et 2,0 Ga avec les orogénèses Birimienne (Afrique) et Transamazonienne (Amérique du Sud; figure 1.14; Pehrsson *et al.* 2015). Les terrains paléoprotérozoiques (Rhyaciens) du Bouclier Guyanais et du Bouclier Ouest-Africain sont peu reconnus en gisement SMV. Le Bouclier Ouest-Africain contient seulement deux SMV, les gisements de Perkoa à Zn-Ag et de Tiébélé-Nabénia à Zn au Burkina Faso (Napon 1988; Schwartz et Melcher 2003; Ilboudo *et al.* 2008, 2017).

D'après les articles de synthèses métallogéniques (c.-à.-d. Voicu *et al.* 2001; Milési *et al.* 2003), le Bouclier Guyanais ne posséderait qu'un seul exemple de gisements d'origine volcanique, celui de Dorlin, un gisement aurifère provenant d'un système exhalatif (Milési *et al.* 1988, 2003; Lerouge *et al.* 1999). La séquence de Dorlin est recoupée par des granites et des pegmatites tardives de 2127 et 2123 Ma, respectivement, définissant ainsi un âge minimum de formation de la série exhalative (Milési *et al.* 1995). Franklin *et al.* (2000) ont reconnu le premier gisement SMV sur le Bouclier Guyanais, celui de Montagne d'Or, caractérisé comme tel par son environnement géologique, la signature métallique de la minéralisation et l'altération associée.

Depuis Franklin *et al.* (2000), un autre SMV à Au-Ag-(Zn-Cu) a été découvert au Brésil, le gisement de Serra do Ipitinga constitué d'une lentille de sulfures massifs spatialement associée à une formation de fer (Dardenne et Schobbenhaus 2003; Faraco *et al.* 2006; Klein et Rosa-Costa 2011). L'âge de la séquence volcanique encaissante, bien que mal contraint par une datation Sm-Nd sur des roches mafiques, est un âge modèle à 2264 ± 34 Ma (McReath et Faraco 1997). De plus, certains autres gisements aurifères atypiques, riches en sulfures, comme Aremu et Groete Creek au Guyana, sont possiblement d'affinité SMV (Gibbs et Barron 1993; Voicu *et al.* 1999; Channer et Anderson 2000; Sherlock et Michaud 2000; Sharpe 2011). Dans le passé, de nombreux auteurs avaient d'ailleurs proposé que le Bouclier Guyanais puisse présenter un potentiel intéressant en gisements SMV, notamment aurifères (Gibbs et Barron 1993; Sidder 1995; Channer et Anderson 2000). Ceci sera documenté dans le chapitre II suivant.



Figure 1.13 Répartition et distribution des gisements SMV dans le Monde, en rouge ceux formés au Paléoprotérozoïque et leurs camps principaux. Modifiée de Franklin et al. (2005); Galley et al. (2007) et Mercier-Langevin et al. (2011).



Figure 1.14 Reconstruction hypothétique du supercontinent Columbia au Paléoprotérozoïque à 1,85Ga avec l'emplacement des orogènes et des gisements SMV de l'époque. Modifiée de Hou et al. (2008).

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIC SETTING AND TIMING OF THE MONTAGNE D'OR DEPOSIT, A UNIQUE RHYACIAN AU-RICH VMS DEPOSIT OF THE GUIANA SHIELD, FRENCH GUIANA

James Guiraud¹

Alain Tremblay¹

Michel Jébrak¹

Pierre-Simon Ross²

Rock Lefrançois³

¹ Université du Québec à Montréal

² Institut national de la recherche scientifique

³ Columbus Gold

Guiraud, J., A. Tremblay, M. Jébrak, P.-S. Ross, et R. Lefrançois 2020. « Stratigraphic setting and timing of the Montagne d'Or deposit, a unique Rhyacian Au-rich VMS deposit of the Guiana Shield, French Guiana. » *Precambrian Research* 337, 22p.

Version publiée
Ce chapitre constitue un article publié en février 2020 dans la revue « Precambrian Research ». Il est intégré à la thèse dans le présent chapitre II qui introduit les différentes lithologies et unités du gisement, en présentant leurs caractéristiques, natures, compositions, agencements et textures. Les lithologies sont intégrées dans un profil stratigraphique illustrant leur répartition spatiale et leurs relations géométriques. Ce chapitre évoque certains points et conclusions sur la pétrochimie et les sources magmatiques des roches du gisement qui sont traités et discutés dans le chapitre III suivant. Ce chapitre II aborde aussi les éléments de déformation qui affectent les trois ensembles de la séquence volcanique et sédimentaire du gisement de Montagne d'Or. Les résultats de datation U-Pb sur zircon y sont présentés et discutés. Ces différents éléments permettent d'établir l'environnement de dépôt des roches sédimentaires et volcaniques et le mode de mise en place des intrusions dans la séquence stratigraphique. Un modèle d'évolution stratigraphique est proposé pour le gisement de Montagne d'Or. Les phases de minéralisation qui sont présentées et discutées dans le chapitre IV, sont intégrées dans ce modèle. En effet, il est important de présenter l'agencement, le mode de formation et les cycles éruptifs des roches volcaniques qui encaissent la minéralisation et en contrôle l'extension et la modalité de celle-ci. Finalement, les implications régionales de ces nouvelles données y sont interprétées et discutées à la fin du chapitre. Voici un résumé des travaux présentés.

Le gisement est encaissé dans une séquence volcanique et volcanoclastique bimodale à polarité sud. Cette séquence est fortement déformée avec la formation d'une schistosité pénétrative est-ouest à fortement pentée vers le sud et porte une linéation minérale et d'étirement à 65° vers le sud-est. La séquence de Montagne d'Or est constituée de trois ensembles : 1) l'Unité Inférieure au nord avec des tufs mafiques, des volcanoclastites remaniées et des sédiments fins et qui forme la base de la séquence stratigraphique; 2) une formation bimodale mafique-felsique encaissant la minéralisation; et 3) l'Unité Supérieure sédimentaire et volcanique formant le sommet de la séquence et constituée de roches sédimentaires, de tufs mafiques et rares coulées mafiques. La formation bimodale est dominée par des roches felsiques calco-alcalines à l'ouest, interlitées et interdigitées avec des volcanites mafiques tholéiitiques à l'est. Les coulées mafiques coussinées et les intervalles de volcanoclastites felsiques granoclassées indiquent conjointement une activité magmatique effusive à explosive dans un environnement sous-marin. La minéralisation est constituée de 4 enveloppes dont les deux principales sont la UFZ (*Upper Favorable Zone*) en position supérieure dans la séquence et la LFZ (*Lower Favorable Zone*) en position inférieure. Les deux autres sont situées de part et d'autre des premières avec la HWZ (*Hanging-Wall Zone*) encaissée dans le toit de la séquence bimodale et la FWZ (*Footwall-Zone*) dans le mur de celle-ci.

Les roches felsiques se composent de trois faciès avec : (i) des tufs felsiques et des tufs à lapilli qui encaissent l'essentiel de la minéralisation, (ii) une intrusion complexe de porphyres à quartz-feldspath (QFP, « Quartz Feldspar Porphyry ») clair dominant à l'ouest, et (iii) des filons-couches de QFP sombres post-volcaniques. Une tuffite forme un horizon stratigraphique au sommet de la LFZ. Deux intrusions intermédiaires porphyriques recoupent l'ensemble de la séquence et ses zones minéralisées. Un essaim de dykes de diabase recoupe toutes les lithologies et est postérieur à la schistosité régionale D1. Ces intrusions sont potentiellement associées à une phase D2 très mal définie sur le gisement.

La géochronologie U-Pb sur zircon montre que la majorité de la séquence volcanique et intrusive du gisement de Montagne d'Or s'est établie durant un évènement magmatique multi-cylclique de ≈ 2152 Ma à ≈ 2130 Ma. Une des deux intrusions de porphyre intermédiaire qui recoupe la minéralisation et l'altération livre un âge U-Pb sur zircon à 2117,6 ± 5,1 Ma et par conséquent définie l'âge minimum pour la minéralisation sulfurée synvolcanique. La séquence volcanique bimodale de Montagne d'Or s'est formée dans un environnement d'arrière arc. L'environnement et l'âge de formation de la séquence s'intègrent parfaitement bien dans le contexte géologique de la ceinture de roches vertes du Groupe de Paramaca. La synthèse de la littérature régionale montre l'existence d'autres gisements synvolcaniques ou des gisements aux caractéristiques compatibles avec un modèle SMV. Les gisements de Groete Creek, Aremu (Guyana) et Serra do Ipitinga (Brésil) constituent des gisements aux caractéristiques très similaires à Montagne d'Or, mais nécessite d'être plus documentés. Le gisement de Dorlin (Guyane française) n'est pas un gisement SMV, mais sa minéralisation montre néanmoins une origine synvolcanique. Le gisement de Montagne d'Or possède un caractère unique, car il constitue le seul cas documenté de mise en place par remplacement sous le plancher océanique et son contenu en métaux précieux est suffisamment important pour faire l'objet d'une éventuelle mise en exploitation.

Abstract

In French Guiana, the Montagne d'Or gold deposit (5 Moz at 1.5 g/t Au) is located in the northern branch of the Rhyacian Paramaca Greenstone Belt. The sulphide deposit is hosted by a south-facing bimodal volcanic and volcaniclastic sequence that is highly strained and affected by a penetrative E-W striking and steeply south-dipping foliation. The volcanic sequence is composed of three members, (1) the Lower unit in the stratigraphic footwall, (2) a bimodal mafic-felsic formation hosting the orebody, and (3) the Upper sedimentary and volcanic rocks unit in the stratigraphic hanging-wall. The bimodal formation is dominated by calc-alkaline felsic volcanic rocks in the west, interbedded/interdigitated with tholeiitic mafic rocks in the east. Pillowed mafic flows and graded-bedded felsic volcaniclastic rocks collectively indicate effusive to explosive volcanic activity in a submarine environment. The mineralization consists of thick and laterally extensive sulphide zones forming (1) stratiform sulphide disseminations, (2) structurally-transposed stringer stockworks, and (3) thin layers of deformed semi-massive sulphides. The gold-rich sulphide mineralization consists mainly of pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite with minor sphalerite, magnetite, galena and arsenopyrite, hosted by chlorite-sericite-rich alteration zones mainly developed in the felsic tuff facies.

U-Pb zircon geochronology shows that most of the Montagne d'Or volcanic and intrusive sequence has crystallized during a multi-cycle magmatic event, from ca. 2152 Ma to ca. 2130 Ma. A porphyry intrusion crosscutting the ore yields a U-Pb zircon age of 2117.6 ± 5.1 Ma, hence constraining a minimum age for the auriferous sulphide mineralization. This also indicates that the sulphide mineralization was coeval with arc magmatism, demonstrating the volcanogenic nature of the Montagne d'Or gold deposit.

Keywords: Rhyacian; Montagne d'Or; Au-rich VMS; Geochronology; Transamazonian orogeny; Paramaca greenstone belt.

2.1 Introduction

Paleoproterozoic volcanic terranes are known for their high gold content in a variety of different deposits such as orogenic lode, Au-volcanogenic massive sulphide (VMS), porphyries, iron oxide copper gold deposits (IOCG) and paleo-placers (Poulsen, 2000; Groves et al., 2003; Dubé et al., 2007; Goldfarb et al., 2010). The Trans-Hudsonian and Svecofennian orogens are good examples of the diversity of gold occurrences in Paleoproterozoic greenstone belts (Franklin et al., 2005; Dubé et al., 2007; Mercier-Langevin et al., 2011; Hanski, 2015; Pehrsson et al., 2016). In the Rhyacian part of the northern Guiana Shield, Milesi et al. (2003) recognized three types of primary gold deposits: (1) stratiform/stratabound gold-bearing tourmalinites, (2) mesothermal orogenic deposits along major faults/shear zones, and (3) paleoplacers (figure 2.1). Although only one occurrence of auriferous volcanogenic deposit was recognized in the Milesi et al. (2003) synthesis (c.-à-d. Dorlin), numerous authors have suggested that the Guiana Shield presents a real potential for such type of gold mineralization (Gibbs and Barron, 1993; Sidder et al., 1995; Channer and Anderson, 2000). The Montagne d'Or gold deposit was the first volcanogenic and sulphide-rich deposit ever documented in the Guiana shield (Franklin et al., 2000). Its discovery has since been followed by the Serra do Ipitinga Au-Ag (Zn-Cu) VMS deposit in Brazil (figure 2.1; Faraco et al., 2006; Klein et al., 2009), enhancing the potential of the Guiana shield for VMS deposits.

The local geological characteristics and genesis of VMS deposits of the northern Guiana Shield are, however, poorly-understood. In this contribution, we present a detailed stratigraphic and structural setting of the Montagne d'Or volcanic sequence and new U-Pb zircon ages highlighting the genetic connection between gold-sulphide mineralization and its volcanic framework.



Figure 2.1 Simplified geological map of the northern Guiana shield showing the location of the "Montagne d'Or" deposit. Modified from Voicu et al. (2001); Delor et al. (2003a); Daoust et al. (2011); Tedeschi et al. (2018). NGT, North Guiana Trough; NSSZ, North Guiana Trough; NSSZ, Northern Suriname Shear Zone; CGSZ, Central Guiana Shear Zone; MKSZ, Makapa-Kuribrong Shear Zone. See text for details.

2.2 Geological and tectonic setting of the northern Guiana Shield

The Paleoproterozoic Guiana shield lies in northeastern South America (figure 2.1). It forms the basement of Guyana, Suriname, French Guiana, the southeastern half of Venezuela and part of northeastern Brazil. The geology of the Guiana Shield is poorly known, mainly due to difficult access, deep regolith covered by dense tropical rain forest and low topographic relief. Despite this, the geological knowledge of the northern Guiana Shield has increased with reviews by Gibbs and Barron (1993), Vanderhaeghe et al. (1998), Voicu et al. (2001), Delor et al. (2003a, b) and Kroonenberg et al. (2016). The stratigraphic and lithotectonic nomenclature used in this paper is from Delor et al. (2003a, b).

The northern Guiana Shield comprises four main tectono-stratigraphic domains (figure 2.1), from base to top: (1) the Archean Imataca Complex in Venezuela (Tassinari et al., 2004) and the Archean Amapá domain in Brazil (Avelar et al., 2003; Da Rosa-Costa et al., 2003; 2008); (2) the North and South TTG complexes, the major Central TTG complexes, along with the Paramaca volcanic Formation and overlying Armina Formation; (3) the Upper Detrital Unit, that formed along the North Guiana Trough and was coeval with a major granitic suite (ca. 2.1 to 2.08 Ga); and (4) late- to post-Transamazonian units such as granulites, widespread felsic volcanism/magmatism and minor sedimentary rocks, which have been arbitrary grouped for convenience on figure 2.1.

2.2.1 Rhyacian events

The Guiana Shield forms the northern part of the Amazonian craton (Gibbs and Barron, 1993). It has been proposed that it is the result of the tectonic collage of Paleoproterozoic terranes between the Archean Amazonian and Kénéma-Man provinces of Western Africa (Ledru et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et

al., 2003a, b; Kroonenberg et al., 2016). Rocks of the Guiana Shield mainly formed by ocean spreading and arc magmatism, and accreted during the Transamazonian orogeny. The latter is attributed to tectonic convergence between the Amazonian and West African cratons, and culminated with a plate collision that produced a series of greenstone belts, coeval tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) belts, and subsequent granitic suite (Delor et al., 2003a, b). The Transamazonian orogeny is divided into two phases: (i) the Main Transamazonian event at 2.26 to 2.08 Ga (D0, D1 and D2a), and (ii) the Late Transamazonian event between 2.07 and 1.93 Ga (D2b and a possibly D2c; Delor et al., 2003a, b). The latter event has been divided by Kroonenberg et al. (2016) into a 2.07 to 2.05 Ga D2b and a third phase, D3, between 1.99 to 1.95 Ga.

The Main Transamazonian orogeny is related to a number of tectonic events including magmatic accretion, tectonic collage and crustal recycling (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a, b). The magmatic accretion started with the formation of a tholeiitic juvenile oceanic crust preserved in the "Île de Cayenne" metamorphic complex (Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998). North-south convergence between the Amazonian and African cratons, accommodated by south-directed subduction, resulted in the formation of two TTG-greenstone magmatic arcs, (i) the high-grade, locally migmatized, North and South TTG complexes at 2.18-2.16 Ga and (ii) the Central TTG Complex at 2.15-2.13 Ga (also known as the "Complexe Guyanais"; Choubert, 1974), the latter forming a large plutonic complex surrounded by the Paramaca Greenstone Belts in central French Guiana (Delor et al., 2001; 2003b).

Volcanic rocks of the Paramaca Greenstone Belts (PGB) occupy two synclinoria that merge together westward in Suriname and extend eastward in Brazil (Choubert, 1974; Gibbs and Barron, 1993). From base to top, the stratigraphy of the PGB is as follows: 1) A lower sequence of tholeiitic basalts and gabbros, and amphibolite-facies equivalents, interlayered with komatiitic flows, the "Île de Cayenne" Formation being interpreted as the metamorphosed equivalent of these rocks;

2) 2.16-2.13 Ga calc-alkaline intrusive magmas feeding andesite to rhyolite flows and related tuffs, interlayered with greywackes, shales and carbonaceous ferruginous cherts of increasing proportion towards the top (Naipal and Kroonenberg, 2016);

3) The Armina Formation, a flysch-type sedimentary unit occurring at the top of the sequence, and consisting of interlayered fine-grained sandstone, greywacke and pelite with rare conglomerate forming a typical turbidite sequence.

The end of Transamazonian tectonism is marked by a transition from a compressive to transpressive deformation that is recorded by major structures such as the North Guiana Trough (Ledru et al., 1991; Egal et al., 1992; Vanderhaeghe et al., 1998), the Makapa-Kuribrong Shear Zone, the Central Guiana Shear Zone and the Northern Suriname Shear Zone (Voicu et al., 2001; Tedeshi et al., 2018), and by several pull-apart basins that formed between 2.11 and 2.08 Ga along the North Guiana Trough, and which are filled by the Upper Detrital Unit (UDU) in French Guiana and the Rosebel Formation in Suriname (Milési et al., 1995; Delor et al., 2003a, b; Kroonenberg et al., 2016). U-Pb dating of detrital zircons from the Rosebel Formation (Daoust, 2016) suggests a maximum age of deposition of 2071±11Ma. The UDU unconformably overlies the PGB and is made up of conglomerates grading upward into interlayered fluvial sandstones, conglomerates and pelites (Bosma et al., 1983; Ledru et al., 1991; Egal et al., 1992; Vanderhaeghe et al., 1998; Daoust et al., 2011; Naipal and Kroonenberg, 2016). Regional-scale granitic plutonism also occurred during a 2.11-to-2.08 Ga tectonic event. These granites contain TTG and PGB xenoliths, attesting for crustal recycling and melting (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2001; 2003a, b).

In French Guiana, the late Transamazonian (D2b) is mainly marked by the emplacement ca. 2.07 to 2.06 Ga plutons and pegmatites along WNW-ESE dextral strike-slip shear-zones crosscutting the UDU (Delor et al., 2003a, b). The minimum age of deposition of the UDU is therefore constrained at ca. 2.06 Ga. Coeval to D2b, high-grade metamorphism is recorded in granulite belts between 2.07 to 2.05 Ga but it is absent in French Guiana (see De Roever et al., 2003; Klaver et al., 2015; Kroonenberg et al., 2016).

2.2.2 Rhyacian structural evolution and metamorphism in French Guiana

Two major deformation phases have been recognized in French Guiana, D1 and D2 (Ledru et al., 1991; Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998), D2 possibly comprising two stages, D2a and D2b (Delor et al., 2003b).

Evidence for D1 is preserved in greenstone-TTG domains, in areas where D2 is absent or less penetrative. D1 is mainly expressed as a foliation that is more pronounced in metamorphic aureoles developed in greenstone belts wrapping around TTG batholiths. This foliation is subvertical and exhibits a down-dip mineral lineation defined by biotite and staurolite. D1 structures are intimately related to TTG emplacement, and shear-sense indicators suggest a vertical-sense of movement along intrusive contacts, with the relative uplifting of TTG as compared to adjacent greenstone belts (Delor et al., 2001; 2003b).

D2 structures are marked by a regional vertical foliation and subhorizontal mineral lineations, along with some folding. D2 is developed in the PGB and overlying sedimentary rocks of the Armina and Rosebel formations in which it is much more penetrative. D2 structures have been attributed to sinistral strike-slip deformation and oblique plate convergence (Marot, 1988; Ledru et al., 1991; Egal et al., 1992; Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2001; 2003b). Strike-slip shear zones

trend E-W, they are related to the formation of North Guiana Trough pull-apart basins and have been attributed to a D2a event (Ledru et al., 1991; Egal et al., 1992; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Migmatization of greenstone-TTG domains and emplacement of 2.1 to 2.08 Ga anatectic granites also occurred during that D2a event (Milési et al., 1995; Delor et al., 2001; 2003b). The D2b event is instead characterized by younger, WNW-ESE dextral shear zones along which 2.07 to 2.06 Ga monzogranites and pegmatites were emplaced (Delor et al., 2003b). A very late stage, D2c, has been locally proposed but its regional occurrence, if any, and significance are still debated (Milési and Picot, 1995; Delor et al., 2003b; Daoust et al., 2011; 2016).

Two stages of metamorphism have been identified in French Guiana (Ledru et al., 1991; Milési et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). Upper amphibolite facies assemblages, preserving a biotite-staurolite-andalusite paragenesis, are found around TTG batholiths and have been attributed to a D1 regional contact metamorphism. Both D1 and D2 are characterized by medium to low pressures (i.e. around 4 Kbar), suggesting moderate crustal thickening (Delor et al., 2003b).

2.2.3 Post-transamazonian events in French Guiana

They consist on the emplacement of various orientations and timing of dike swarms; NNE-SSW trending in the Paleoproterozoic (\geq 1.8 Ga), NW-SE trending in the Neoproterozoic (809 Ma) and WNW-ESE trending for the early Jurassic dykes population, the latter belonging to the Central Atlantic Magmatic Province (Deckart et al., 1997; Delor et al., 2003b; Nomade et al., 2007).

2.3 The Montagne d'Or deposit

The Montagne d'Or deposit, belonging to the Paul-Isnard mining properties, is hosted by the northern branch of the PGB (figure 2.2). Rock units hosting the deposit are a bimodal volcanic sequence and associated sedimentary rocks, forming a 9 km-long and 2 km-wide inlier surrounded by TTG-type intrusive rocks (figure 2.2). Zircons extracted from a rhyolite within the bimodal volcanic sequence yielded a 207Pb/206Pb age of 2152 ± 8 Ma (Delor et al., 2003b). The precise location of the dated sample remains however unknown. The original stratification (bedding) of the Montagne d'Or volcanic sequence is transposed by the E-W trending, steeply south-dipping regional foliation that exhibits down-dip stretching and mineral lineations. The foliation is subparallel to the Chauve-Souris shear-zone, which more-or-less represents the southern limit of the Montagne d'Or volcanic sequence (figure 2.3). Regional metamorphism is at upper greenschist to lower amphibolite facies as attested by 1) retromorphosed and alusite crystals indicating low pressure conditions (<0.37GPa), 2) chlorite dominating over biotite with local mutual replacement reactions, 3) recrystallized sulphides showing euhedral pyrite in a pyrrhotite cement, and 4) other metamorphic minerals such as garnet, sericite, epidote, actinolite and carbonates.



Figure 2.2 Geological map of the northern branch of the Rhyacian Paramaca Greenstone Belt and adjacent TTG complexes in French Guiana with location of the Montagne d'Or deposit. Modified from Delor et al. (2003b). See figure 2.1 for location.

The Montagne d'Or mineralization consists of two zones of semi-massive to stringer sulphides, the Lower Favorable Zone (LFZ) and the Upper Favorable Zone (UFZ), and of two subsidiary sulphide-rich horizons known as the Footwall Zone (FWZ) and the Hanging-Wall Zone (HWZ), both marked by stratabound sulphide disseminations, stockworks-veinlets and transposed layers of semi-massive sulphides. The gold-rich sulphide mineralization consists mainly of pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite with minor sphalerite, magnetite, galena and arsenopyrite hosted in chlorite-sericite-rich alteration zones (Franklin et al., 2000). On the basis of grade and tonnage (i.e. 1.5 g/t Au and 105 t Au resources), the Montagne d'Or deposit belongs to the 'anomalous' VMS field of the Mercier-Langevin et al. (2011) classification. However, we informally consider Montagne d'Or as an Au-rich VMS deposit, mainly because gold is the single economic commodity to be exploited, without any significant contribution from base metals.

2.3.1 Stratigraphy

The Montagne d'Or volcanic sequence consists of three parts, from base to top (figures 2.3 and 2.4): (1) a lower (footwall) unit overlain by (2) a bimodal volcanic unit comprising the central mafic flows of tholeiitic affinity in the eastern part of the property, interdigitated with the central felsic unit of calc-alkaline affinity in the west, and (3) an upper sequence of interbedded sedimentary and volcanic rocks. Based on graded beds observed in felsic rocks, the Montagne d'Or sequence is considered to be south-facing (Franklin et al., 2000). The volcanic rocks are intruded by syn- to post-volcanic intrusions, whereas both the volcanic and sedimentary lithologies are intruded by ENE trending syn- to late-tectonic diabase dikes.



Figure 2.3 Geological map of Montagne d'Or deposit at 80 meters of altitude. Structural data were measured directly on outcrops and projected vertically. The A-A' structural profile is shown on figure. 2.4. Diabase dikes are not offset by the Infirme fault as such chronology has unfortunately not been considered in the 3D model from the compagnie. Modified from Compagnie Minière Montagne d'Or. HWZ: Hanging-Wall Zone; UFZ: Upper Favorable Zone; LFZ: Lower Favorable Zone; FWZ: Footwall Zone.



Figure 2.4 Structural profile across the central part of the Montagne d'Or deposit. See figure. 2.3 for location and symbols explanation.

Lower unit

The lower volcanic sequence comprises mafic volcanic and reworked volcaniclastic rocks that constitute the footwall of the gold mineralization. Northward, this sequence is bounded by a foliated tonalite. The exact nature of the contact between the tonalite and the volcanic rocks is unknown but, based on its geophysical characteristics (Thomas, 2014), it most likely corresponds to a fault marked by a low magnetic signature.

This Lower unit comprises a heterogeneous assemblage of bedded mafic tuffs, mudstones and reworked volcaniclastic rocks. Aphanitic and massive mafic volcanic flows are also locally present, interlayered within the volcaniclastic and sedimentary sequence. The distinction between bedded mafic tuffs and mudstones is, however, sometimes difficult due to similar textures, colors and composition. Sedimentary rocks are characterized by cm-thick layers of chlorite-epidote in mudstone (figure. 2.5C), which are more abundant towards the base and the top of the Lower unit. Towards the top, a series of cm- to metre-thick layers of graphitic mudstones occur and represent important marker horizons that are easily traceable by electro-magnetic geophysical surveys.

The central part of the Lower unit consists of thinly-bedded mafic tuffs characterized by variable amounts of chlorite, amphibole, epidote, quartz and calcite. These are overlain by aphanitic mafic volcanic flows. Reworked volcaniclastic rocks and mixed volcanic and sedimentary rocks also occur. Some of these sedimentary rocks are greywackes, showing fragmented quartz-plagioclase crystals and chert clasts within a biotite-amphibole-clinozoisite matrix (figures 2.5A and G). The reworked volcaniclastic rocks are composed of felsic lithic lapilli and pumices in a mafic tuffaceous or a fine-grained greywacke matrix (figure 2.5B). These volcaniclastic rocks locally show well-preserved graded-bedding structures (figures 2.5A-B). A weakly-developed chlorite-rich or epidote-clinozoisite-calcite alteration is observed.



Figure 2.5 Lower unit (photos A to C and G) and Upper sedimentary and volcanic rocks unit (photos D to F and H). (A) South facing graded-bed in a reworked volcaniclastic core sample (MO97030, 170.2 m). (B) Mafic laminated sedimentary rock showing pale QFP clasts and felsic pumices (MO9818, 132.10 m). (C) Thin beds of alternating cherty mudstone and mafic tuff showing local boudinage (CO15007, 71.10 m). (D) South-facing, clast-bearing graded beds of turbiditic sandstone (GT01, 49-55.7 m). (E) Outcrop of sedimentary rocks of the Topaze creek showing greywacke beds (1) and mudstone (2). Hammer head for scale. (F) Outcrop of sedimentary rocks of the Topaze creek showing an example of interbedded cherty (1) and massive greywackes (2) and pelitic and graphitic schist layers (3) at the bottom. Hammer for scale. (G) Photomicrograph of a chert clast in reworked volcaniclastic facies of the Lower unit. Plane-polarized light (MO97030, 172.7 m). (H) Photomicrograph of a retromorphosed andalusite porphyroblast in a graphitic mudstone of the USVR. Cross-polarized light (GT03, 101.1 m). Scales for photos A to C are half NQ cores (4.77 cm diameter) whereas scale for photo D is the half HQ core (6.3 cm diameter).

Central mafic flow unit

The Central Mafic Flow (CMF) unit is part of the bimodal volcanic formation. It hosts a minor part of the Montagne d'Or deposit (figure 2.3). It comprises mafic pillowed and sheet flows with thin interflows of mafic tuff. Felsic tuffs are sometimes found in the interflow material and are the host lithologies of the UFZ and LFZ ore zones (Franklin et al., 2000). Post-volcanic dark QFP, intermediate intrusions and late diabase dikes crosscut these rocks.

The massive volcanic flows are characterized by a homogeneous greenish, aphanitic to microcrystalline matrix cut by chlorite-rich veinlets and abundant veins of quartz-calcite-epidote-chlorite. The core of volcanic flows is locally coarse-grained, showing mm-scale hornblende crystals giving a pseudo-perlitic texture to the rock.

In pillowed flows, pillow margins show 1-to-4 mm-wide stretched amygdales (figure 2.6A), filled by epidote, chlorite, hornblende, quartz and sometimes sulphide minerals (figure 2.6B). The inter-pillow hyaloclastic material has recrystallized to hornblende, actinote, epidote and disseminated pyrite and chalcopyrite within a chlorite-rich and fine-grained matrix (figure 2.6A).

Mafic tuffs of the CMF unit are heterogeneous but usually show millimetric to centimetric laminations and thin beds, with variable amounts of chlorite, amphibole, magnetite, feldspar, quartz and carbonates. Similar banding of tectonic origin, representing pseudo-tuffs, due to transposition of veinlets and alteration haloes within dark green, fine-grained to aphanitic mafic rocks locally occurs.

Pervasively altered and mineralized rocks, locally known as the "hyperchlorite" facies, are devoid of primary minerals and textures and totally made up of hydrothermal minerals such as chlorite, biotite, quartz, sulphides, magnetite and sericite. The

"hyperchlorite" facies is best developed in mafic tuff horizons of the CMF unit and contains semi-massive, cm- to metre-thick bands of sulphides locally related to felsic tuffs and dark QFP intervals. The mineralization comprises euhedral pyrite, magnetite and chalcopyrite in pyrrhotite matrix with electrum inclusions. Sphalerite, galena and arsenopyrite are minor components. The most intensively chloritized parts of that facies contain mm- to cm-size porphyroblasts of garnet and rare andalusite crystals retromorphosed into a quartz-sericite assemblage.

In the western part of the Montagne d'Or deposit, the CMF unit defines a single mafic interval bounded by felsic lapilli tuff. This mafic horizon is heterogeneous and consists of variably altered and mineralized massive flow and mafic tuff. The tuffs contain detrital grains of quartz, which are however more abundant in mafic lapilli tuffs with siliceous pumice and felsic clasts (figure 2.6C). This mafic horizon, characterized by felsic detritus, suggests mixing during its emplacement within the surrounding felsic lapilli tuffs.



Figure 2.6 Central mafic flow unit (photos A to C) and Central felsic unit (photos D to F). All photos of drill cores show half NQ cores of 4.77 cm in diameter. (A) Interpillow material made up of mineralized hyaloclastite with pyrite dissemination, the pillow border is marked by chilled margins and amygdales in the inner part (MO12082, 256.5 m). (B) Photomicrograph of an amygdale filled by pyrite in the core, surrounded by a mixture of epidote, clinozoisite and amphibole. Cross-polarized light (MO12082, 263.1 m). (C) Drill core section of a mafic interval showing a clastic part with felsic clasts, and interlayered felsic lapilli tuffs (MO14148, 74-87.8 m). (D) Sharp contact between the pale QFP and a felsic tuff (MO14164, 251 m). (E) Photomicrograph of the pale QFP/felsic tuff contact. The pale QFP contains biotite crystals within a fine-grained quartz matrix which contrasts with the coarser, quartz and sericite-rich matrix of the felsic tuff. Cross-polarized light (MO14164, 253.7 m). (F) Peperite or hydrothermal breccia in a pale QFP marked by abundant blocky clasts, jigsaw-fit texture and sparse matrix, principally composed of chlorite (MO98018, 65-67 m).

Central felsic unit

Felsic rocks are predominant on the western side of the Montagne d'Or property and host most of the gold mineralization. The Central Felsic (CF) unit consists of four types of intrusive and extrusive lithologies: (1) homogeneous pale-colored quartz-feldspar porphyritic (QFP) subvolcanic intrusions, (2) dark quartz-feldspar porphyritic (QFP) intrusions, probably sills, cutting the whole sequence, (3) quartz-bearing and altered felsic tuffs hosting the sulphide mineralization, and (4) felsic lapilli tuffs.

Pale QFP. The pale QFP facies consists of 15-30% quartz-plagioclase phenocrysts in a grey-to-white, siliceous microcrystalline groundmass (figure.2.6D). It is homogeneous in composition and size of phenocrysts. Plagioclase is euhedral, 1 to 3 mm-wide, and are weakly stretched and altered. Quartz phenocrysts are less abundant than plagioclase, 1 to 4 mm in diameter, and show rounded and corroded crystal faces. Flakes of biotite are locally abundant (figure 2.6E). The pale QFP facies can be several tens of metres-thick, particularly in the western part of the deposit where it constitutes a predominant rock facies. It is commonly in sharp contact with felsic tuff (figures 2.6D-E), although contacts are frequently overprinted by pervasive alteration and a penetrative schistosity. Metres-thick rafts of felsic tuff are locally found within the pale OFP. Towards the base of the CF unit, the pale OFP facies consists of a monomict, clast-supported breccia, showing angular and blocky jigsaw-fit textures in a chloriterich matrix (figure 2.6F), a texture that is possibly related to hydrothermal brecciation. Hydrothermal alteration is only weakly developed in the pale QFP facies and is marked by the transformation of plagioclase into sericite. The pale QFP is barren in terms of sulphide mineralization. It is interpreted as a shallow subvolcanic intrusive complex within the tuffs and lapilli tuffs of the Central Felsic unit. Deformation is subdued in that facies where it is essentially marked by a weakly-developed schistosity and stretching of plagioclase phenocrysts.

Dark QFP. Dark QFP intrusions are characterized by a dark-grey microcrystalline to aphanitic groundmass (figure 2.7A-B). The typical lithology contains 5-10% of 2-7 mm, blueish euhedral quartz phenocrysts and 10-20% of 1-5 mm-wide euhedral plagioclase crystals. Plagioclase phenocrysts are sometimes zoned. Biotite lenses of 5 mm to 1 cm-long commonly occur (figure 2.7A-B). These dark QFPs crosscut both the CMF and the CF units. Some dark QFP intrusions are even found in the Upper sedimentary and volcanic rocks unit. The dark QFPs locally form a swarm of intrusions in the CF unit. These intrusions are 20 cm- to 10 m-thick. The contact with surrounding lithologies is sharp and, in most cases, subparallel to the regional schistosity and/or bedding due to transposition. The dark QFPs show zones of hydrothermal alteration marked by the transformation of plagioclase into sericite and by the chloritization of the groundmass. The alteration often coincides with corridors of penetrative deformation marked by a pervasive development of the schistosity and noticeable mineral stretching. Disseminations of pyrite and pyrrhotite are associated with these deformation/alteration zones. The dark QFPs are interpreted as the latest stage of the Montagne d'Or felsic volcanism.

Felsic tuffs. The felsic tuff facies is made up of 1-20% blue quartz and rare plagioclase crystals in an aphanitic matrix. Quartz crystals vary between <0.5 and 5 mm in diameter. They are rounded to slightly stretched, sometimes euhedral where deformation is less intense. Variations in the abundance and size of quartz grains define 20 cm to 4 m-thick beds that range from coarse to fine-grained tuff (Ross, 2014). Some of these beds preserve normal grading, indicating southward younging directions. The matrix of these tuffs is usually greyish in the absence of hydrothermal alteration, whereas altered felsic tuffs display different colors, (i) light-blue to bluish and silky glint by sericite-chlorite alteration; (ii) light-grey to beige and intense silky glint by sericite alteration (figures 2.6D-E); and (iii) bleached beige-grey to white by sericite-silica alteration. In these rocks, gold mineralization is related to semi-massive or/and stringer sulphides.

Pyrite is the predominant sulphide mineral followed by pyrrhotite and chalcopyrite with local sphalerite, arsenopyrite, magnetite and galena assemblages. Chalcopyrite is usually associated with the highest gold values. Gold mostly occurs as electrum around sulphides and rare inclusions in pyrite. This felsic tuff facies is commonly strongly foliated, marked by sericite layers and recrystallized quartz laminae (figure 2.6E). The bedding is usually transposed into the foliation which exhibits pressure shadows, intrafolial folds, *durchbewegung* and piercement textures.

Felsic lapilli tuffs. The felsic lapilli tuff facies is intercalated within the tuff beds in two occurrences: one at the stratigraphic base of CF unit just below the CMF unit, and a thicker one near the stratigraphic top of the CF unit (figures 2.3 and 2.4). The lower occurrence remains under-investigated, as it has been encountered only in few drill holes reaching the Footwall Zone. It seems to have a relatively short lateral extension and quickly disappears westward. This lower occurrence has a thickness of tens of metres and shows south-facing graded beds. It is heterogeneous and characterized by the presence of mafic lithic clasts mixed with felsic lapilli (figure. 2.7E).

The upper occurrence of the felsic lapilli tuff beds (figures 2.6C and 2.7C) is in the western part of the Montagne d'Or deposit. It is tens of metres thick and extends laterally for one kilometre along the Hanging-Wall Zone; lapilli tuff beds are up to 4 m-thick and characterized by abundant south-facing graded beds (figure 2.8).



Figure 2.7 The Central felsic unit facies. All photos of core samples show half NQ cores of 4.77 cm in diameter. (A) Dark QFP with plagioclase, blue quartz and biotite phenocrysts (MO12072, 345 m). (B) Photomicrograph of the dark QFP showing a very fine-grained quartz-rich groundmass hosting euhedral plagioclase phenocrysts. Cross-polarized light (MO14142, 119.6 m). (C) Lapilli tuff with two types of juvenile lapilli, i.e. pale QFP and possible pumice clasts, surrounded by disseminated pyrite (MO14148, 90.5 m). (D) Photomicrograph of a possible pumice altered to sericite, with pyrite shell and disseminations of magnetite and titanite. Cross-polarized light (MO12092, 111.3 m). (E) Polymictic felsic lapilli tuff with pale QFP lapilli, mafic lithic lapilli and possible pumice (MO14185, 313 m). (F) Photomicrograph of a mafic clast showing fine needles of biotite in an epidote-pyrite groundmass, within the felsic lapilli tuff facies. Plane-polarized light (MO14185, 316.7 m).

Three types of clasts are found in the felsic lapilli tuffs. The most abundant type of clasts contains quartz and plagioclase phenocrysts in a white to beige groundmass (figures 2.7C and E). These clasts are mostly angular to sub-angular, some of them are stretched due to deformation, and they have sizes varying from 1 to 4 cm-long (figure 2.8). We consider that they are juvenile clasts (White and Houghton, 2006) due to their abundance and textural resemblance to the pale QFP intrusions. Such clasts are also found in reworked volcaniclastic flows of the Lower unit and, more rarely, as lithic clasts in the mafic tuff facies of the CMF unit. The second type consists of aphyric to sparsely quartz-phyric, flattened and stretched clasts, varying between 1 to 4 cm-long and 1 to 5 mm-thick. The groundmass is interpreted as formerly glassy, but is now typically altered to sericite. We interpret these clasts as pumice (figures 2.7C and D). Strong deformation frequently makes their recognition difficult. Some pumice fragments are coated by a pyritic shell and vesicles filled by pyrite-magnetite-epidotechlorite (figure 2.7D). The last and less abundant type of clasts consist of black mafic fragments (figure 2.7E), and are found only in the lowermost occurrence of felsic lapilli tuffs. These clasts are cm-long, subangular and comprise small crystals of biotite, pyrite and epidote (figure 2.7F).

Within graded beds of lapilli tuffs, the base contains cm-scale pale QFP lapilli that decrease in size and abundance toward the top. The middle part of the beds contains rare pumice clasts whereas the top consists of coarse to fine-grained tuff (figure 2.8). Sulphide mineralization, alteration and deformation are much more developed in the finer-grained parts of beds, suggesting a more reactive behavior of this material with hydrothermal fluids.



Figure 2.8 Simplified stratigraphic log from a portion of drill hole MO12098, showing a typical volcaniclastic sequence of the upper occurrence of felsic lapilli tuff, in the western part of the Montagne d'Or sequence. See text for discussion.

Tuffite horizon of the lower favorable zone (LFZ)

The upper part of the LFZ is marked by a mafic rock unit characterized by a specific geochemical signature. It corresponds to "high Ni" samples identified as mafic tuff and hyperchloritic felsic rocks by Franklin et al. (2000). It is here identified as a tuffite horizon composed of a dark-green to black microcrystalline assemblage of actinolite, biotite, and chlorite with abundant euhedral crystals of apatite (figures 2.9A and C). Aggregates of actinote, clinozoisite, and clinozoisite-plagioclase-carbonate also occur (figure 2.9C) and are interpreted as remnants of clasts and/or infillings of original pore space. The tuffite facies is currently highly porous due to carbonate dissolution. It is 1 to 2 metres-thick and is crosscut by pale QFP intrusions (figure 2.9B) and a thick, continuous and distinct dark QFP intrusion; cm-scale tuffite clasts occur as xenoliths within several of these intrusions (figure 2.9B). The tuffite displays a 10 to 20 cm-thick skarn-like reaction aureole of biotite and epidote, sometimes enriched in carbonateclinozoisite-pyrite-actinote, at the contact with crosscutting intrusive rocks (figure 2.9B). It is often mineralized with up to 10% pyrite and minor magnetite. The sulphide mineralization varies from barren to gold-rich and possibly marks the proximity of gold-copper-rich zones of the LFZ that occur a few metres stratigraphically below. Pyrite forms centimetric layers or 2-3 mm euhedral disseminated crystals (figures 2.9A-B). The tuffite horizon is continuous along the strike of the LFZ, at least in the western part of the Montagne d'Or deposit, it is interpreted as a mixture of mafic volcanic ashes, marine sedimentary precipitation and exhalative material. Such an origin is suggested by: (1) thin sulphide-rich layering, (2) the heterogeneous character of this horizon with remnants of clasts and/or original pore spaces, (3) abundant sulphides, apatite and carbonates with alteration and mineralization products consistent with a highly porous behavior, (4) its along-strike continuity, and (5) the presence of crosscutting syn- and post-volcanic intrusive rocks.

Upper sedimentary and volcanic rock unit

The uppermost portion of the Montagne d'Or sequence consists of alternating sedimentary and volcanic rocks in sharp contact with the underlying CF unit. This Upper Sedimentary and Volcanic Rocks unit (USVR) is at least 1-2 km thick (figure 2.3).

The lower part of the USVR comprises sedimentary rocks, mafic tuff layers and rare mafic lavas. The sedimentary rocks are well-layered mudstone, shale and greywacke (figure 2.5E). The bedding is usually parallel to the regional schistosity and competency contrasts between greywacke and mudstone have generated pinch-and-swell and boudinage structures (figure 2.5E). Greywackes vary in composition from grey to green amphibolites (containing amphibole, quartz and clinozoisite) to light grey-to-white cherty, quartz-rich sandstones with minor sericite and clinozoisite (figure 2.5F). Mudstones are made up of an assemblage of quartz-chlorite-sericite-clinozoisite.

The middle part of the USVR unit is characterized by mafic tuff and lavas. These rocks are strongly magnetic and are the cause of the strong magnetic signature of the Montagne d'Or deposit (Thomas, 2014). The mafic tuffs consist of thin, well-layered greenish layers. The mafic lavas are massive, fine-grained to microcrystalline, sometimes micro-gabbroic, and host rare quartz-epidote-plagioclase-chlorite amygdales. In the vicinity of the Chauve-Souris shear zone, these rocks are strongly deformed, showing a gradual development of plagioclase stretching. Deformation produced tectonic banding that can be mistaken for bedding. Several intrusions, mostly intermediate in composition, crosscut these rocks. Some of the more felsic intrusions are similar to the pale and dark QFPs of the CF unit.

The uppermost part of the USVR unit consists of tens of metres-thick, folded siltstones and mudstones, locally preserving southward younging directions. It is interpreted as a turbidite sequence. These rocks are grey siltstones evolving into dark mudstones (figure 2.5D). Siltstone beds are in sharp contact between each other and vary from 10 cm- to 1 m-thick. They sometimes preserve sole marks and load casts. Mudstones are graphitic and contain sericitized andalusite porphyroblasts (figure 2.5H). Hydrothermal alteration is limited to carbonates-chlorite-epidote rims around quartz veins. Gold barren pyrrhotite and pyrite occur as dissemination or thin layers.

Late intrusive rocks

The stratigraphic sequence of the Montagne d'Or deposit is cut by syn-volcanic, postvolcanic, syn-tectonic and post-tectonic intrusive bodies. Felsic syn- and post-volcanic intrusions have been described in the previous sections. Younger syn- and post-tectonic intrusions are mafic to intermediate, and are classified into four types based on textures and geochemical compositions: intermediate porphyritic intrusions, intermediate intrusive rocks in the upper part of the UFZ, diabase dikes, and mafic porphyry dikes.

Intermediate porphyritic intrusions consist of ~20%, 1-10 mm euhedral feldspar phenocrysts within a greyish aphanitic groundmass (figure 2.9D). Some feldspars are recrystallized into a polycrystalline assemblage of albite, quartz and epidote. Others show locally-developed stretching (figure 2.9D). These meters-thick intermediate porphyritic sills occur at two stratigraphic positions, (1) along the HWZ, where they are 2-5 m-thick, and (2) between the UFZ and LFZ zones, where they have an average thickness of 5 to 10 m. Westward, one of these sills cuts across the LFZ zone and follows the base of the CF unit. The eastern extension of this same intrusion cuts the CMF unit and splits into a swarm of thin fingers-like dikes typical of lateral sill termination. Both porphyritic intrusions have sharp and mostly concordant to subconcordant contacts with hosting rocks and are crosscut by younger intrusions and diabase dikes.

An intrusion of intermediate composition, previously interpreted as a tuff horizon in the UFZ (cf. marker horizon in Bout et al., 1998; Millo, 1999), forms a 20 cm- to 1 metre-thick sill within the Montagne d'Or sequence. This intrusion is made up of approximately 5% of millimetric euhedral, sericitized plagioclase phenocrysts (frequently stretched) and rare biotite lenses within a dark grey to greenish groundmass (figure 2.9E) containing abundant disseminated epidote. The intrusive character of that rock is attested by the presence of chilled margins, sharp contacts, smaller subsidiary sill intrusions, and crosscutting relationships with both the CF and the CMF units as well as the Montagne d'Or mineralization.

Steeply dipping diabase dikes are abundant in the Montagne d'Or deposit and cut the entire stratigraphic sequence. These dikes are strongly magnetic and show dark green, aphanitic chilled margins evolving into an equigranular microgabbroic texture in the core of the thickest dikes (figure 2.9F) which contain 1-2% euhedral, sometimes glomeroporphyritic plagioclase. Most diabase dikes are made up of a hornblende-epidote framework with plagioclase and quartz intergrowths. These diabase intrusions form a ENE-WSW trending dike swarm, oblique to bedding and schistosity. Dikes are 10 cm- to 30 m-thick and show a sigmoidal shape on the map (figure 2.3). Some of them merge together or split into several thinner dikes, defining a complex anastomosed network. Most dikes are devoid of deformation, but a weak foliation and preferred mineral orientation locally appear at their margins. In drill cores, contacts are usually sub-concordant with the schistosity and only rarely discordant (figure 2.9F). Centimetric quartz-carbonate-chlorite-epidote veins crosscut some of these dikes, and these veins locally include pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite sulphides linked with gold anomalies in the UFZ and LFZ.

Mafic porphyry dikes are 10 cm- to 1 m-thick and occur in the eastern part of the Montagne d'Or deposit. They consist of 15-20% euhedral plagioclase phenocrysts in a dark green aphanitic and/or microcrystalline groundmass. Some clusters of plagioclase crystals show a glomeroporphyritic texture. Contacts with country rocks are sharp and clearly discordant. At least two of these dikes cut both the CF and CMF units. Mafic porphyry dikes are undeformed, discordant relative to the regional schistosity and are clearly post-tectonic.



Figure 2.9 Tuffite horizon of the LFZ (photos A to C) and late intrusive rocks (photos D to F). All photos of core samples show half NQ cores of 4.77 cm in diameter, except (F). (A) Tuffite with fine layers of disseminated pyrite (MO15263, 83.5 m). (B) Intrusive contact between the pale QFP and the tuffite, showing tuffite xenoliths with pyrite dissemination (MO14154, 131.61 m). (C) Photomicrograph of the tuffite showing an actinote lens, possibly a clast, within a biotite, actinote and apatite matrix. Cross-polarized light (MO14116, 114 m). (D) The intermediate porphyry between the UFZ and the LFZ, showing euhedral to stretched plagioclase phenocrysts in a grey very fine-grained groundmass (MO12105, 205.5 m). (E) Intermediate intrusive of the upper part of the UFZ showing small euhedral plagioclase phenocrysts (MO12098, 240 m). (F) Diabase dike showing an irregular contact with the pale QFP. The diabase shows a gabbroic texture and rare isolated plagioclase phenocrysts (MO12105, 38.77 m, HQ core 6.3 cm diameter).

2.3.2 Deformation

The Montagne d'Or stratigraphic sequence is affected by a single regional schistosity striking approximately $N85^{\circ}$ and dipping 70° towards the south (figure 2.10). Structural orientations of planar fabrics and lineations are consistent throughout the deposit (figure 2.3). The schistosity is defined by platy minerals such as sericite, chlorite and biotite. Andalusite is present in some sedimentary rocks and in the hyperchlorite facies and reveals low pressure conditions (<0.37 GPa). Chlorite dominates over biotite but mutual replacement reactions are observed. Metamorphism related to this D1 deformational event likely attains the chlorite-biotite isograd, which corresponds to the upper greenschist-lower amphibolite transition. The intensity of the schistosity varies from weak to strong, more intensely foliated rocks corresponding to strongly-altered lithologies and/or mineralized facies. Competent rocks usually show well-preserved primary textures. Variations in the intensity of deformational structures are marked by heterogeneous flattening and/or stretching of geological objects such as lapilli, pumices and feldspar phenocrysts. Stretching/flattening ratios can be up to 10:1, but the average value of flattening is approximately 2:1. Mineral and stretching lineations plunge, on average, 65° SE (figure 2.10). Locally, shear deformation generated sigma-type porphyroclastic microstructures and related shear-sense indicators (asymmetrical pressure shadows, shear bands, mica-fish) suggest oblique, south over north, reverse-sense of faulting. Bedding is almost always transposed into the schistosity but graded-beds in volcaniclastic and sedimentary rocks consistently face south, demonstrating the homocline geometry of the Montagne d'Or sequence (Franklin et al., 2000). In drill cores, sill intrusions (i.e. intermediate porphyritic intrusions, pale and dark QFPs) are usually concordant to sub-concordant with the bedding or transposed into the schistosity. The regional schistosity is locally axialplanar to intrafolial folds in strongly altered lithologies such as, for instance, sulphiderich horizons.

Two types of folds have been recognized. A first population of folds have S1 as an axial-planar schistosity and affect the bedding, some quartz veins and dikes. The second population consists of minor folds affecting the regional schistosity (and the bedding) and has been observed only in drill cores. The latter folds are devoid of axial-planar cleavage or schistosity and are the expression of a weak, superposed deformational event.

All the structural features of the Montagne d'Or deposit are consistent with a main deformation event resulting from north-south to NNW-SSE subhorizontal compression and subvertical extension. All the lithologies that have been dated by U-Pb geochronology (see below) are affected by these structures. However, the emplacement of diabase dikes described above shows a complex history relative to regional deformation. Franklin et al. (2000) suggested a syn-volcanic emplacement for these diabase dikes, on the basis of sub-concordant contacts with hosting rocks and the schistosity. However, diabase dikes are locally clearly discordant with the regional schistosity and at least some of them postdate the regional deformation. The core of thickest dikes showing a microgabbroic texture is usually undeformed, consistent with an emplacement postdating D1. However, relations between these diabase dikes and D2 is less clear. D2 structures clearly affect the regional schistosity by dragging diabase dike margins into them, generating weak foliation along contacts with country rocks.

There are two fault/shear zone populations affecting the Montagne d'Or sequence. The first consists of three E-W trending faults, among which the most important is the "Chauve-Souris" shear-zone. It is parallel to the regional foliation and characterized by several anastomosing high-strain corridors of ductile deformation developed in massive mafic volcanic rocks of the Upper Sedimentary and Volcanic Rocks unit. These corridors are marked by a gradual increase of feldspar stretching, producing tectonically laminated rocks interpreted as L-tectonites (Sullivan, 2013). Hubé (1997)

proposed a sinistral sense-of-shear for the Chauve-Souris shear zone. Our microstructural and structural analysis indicates a reverse-sense of movement (south-over-north) with a dextral component. In the absence of clear stratigraphic and metamorphic grade offsets along that fault, the amount of displacement is considered as moderate. There is another E-W trending fault mapped along graphitic layers located in the top of the Lower unit. This fault is defined by a 2-3 m-thick tectonic breccia, indicating that it formed under brittle conditions. The location of a third E-W trending structure at the contact between the foliated tonalite and the Lower unit is based on geophysics.

The second fault population is younger and trends N-S, perpendicular to the previous one. Some of these faults cut all rock types of the Montagne d'Or area including diabase dikes and most of them are minor structures. The steeply-dipping Infirme fault is the most significant of these faults, it is marked by fault gouge and shows an apparent sinistral sense of movement at map scale (figure 2.3).


Figure 2.10 Stereographic projections of schistosity (blue dots) and stretching lineations (red dots) measured in outcrop exposures (left) and determined from drill cores (right). See text for discussion.

2.4 U-Pb zircon geochronology

In order to constrain the age of the Montagne d'Or deposit and its host rocks, four samples of volcanic and intrusive rocks were selected for U-Pb geochronology on zircons. The selected rock samples are from drill cores, and comprise the felsic tuff unit, the pale QFP, the dark QFP sill of the LFZ and the intermediate feldspar porphyry. To preserve the integrity of the drill cores, only a quarter of the core was taken. Altered rocks, mineralized intervals, veins and dikes were removed from samples. For both the felsic tuff unit and the dark QFP sill, two samples were used in order to enhance the number of separated zircon grains. The felsic tuff unit duplicate comes from the same drill core but in deeper parts of it. The two samples of dark QFP sill are from the same intrusion but two different drill cores.

2.4.1 Analytical methods

U-Pb-Th laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) was performed at the Geotop laboratory of Université du Québec à Montréal (See Appendix 1 for the analytical methodology and Supplementary Appendix 1 for results). Zircons were hand-picked and classified according to the criteria set up in literature (Pupin, 1980; Corfu et al., 2003). For each sample, 50 to 90 selected zircon grains were mounted and then examined by scanning electron microscopy (SEM) in back-scattered electron (BSE) mode as well as by cathodoluminescence in order to determine the internal structure of rims, cores and cracks, and to select the best spots for analysis (figure 2.11). All age uncertainties are presented at the 2σ level.

2.4.2 Results

The size of analyzed zircon grains varies between 50 and 200 µm, sometimes 400 µm (figure 2.11). These zircons are colorless, or slightly yellowish to pinkish. Most zircon grains are prismatic, but stubby, stalky, needle-like shapes are also present (figure 2.11a). In some samples, a few zircons display complex twinning. All grains reveal classic magmatic zoning with a noticeable absence of inherited cores (figure 2.11b). Some of them show thin hydrothermal and/or metamorphic rims (figures 11c, d). The same zircon populations are found in the various rock facies. Most zircons cluster on the Concordia curve, but some grains display evidence of Pb loss, generating discordant points (figure 2.12). Only two analyses from the felsic tuff and five analyses from the dark QFP were outliers and have been rejected for age calculations. These rejected analyses reveal an over-saturated spectrum or contain common Pb. The lower intercept between Discordia and Concordia curves from the analyzed samples yields scattered ages with no geological significance, suggesting recent Pb loss. Therefore, we fixed Pb loss to zero in order to produce concordant ages.

Felsic tuff: The felsic tuff sample comes from drill hole MO14171 from 56.2 to 60.3 m and 82.2 to 84.2 m on section 173050. This sample is located 20 to 50 m above the UFZ. The analysed zircons yield a Concordia age of 2152.4 ± 4.1 Ma (figure 2.12A), that is interpreted as the age of crystallization of zircons and deposition of this felsic tuff facies.

Pale QFP: The analysed sample of pale QFP is from the same drill core as the felsic tuff, from a depth of 246.3 to 254 m. There, this pale QFP is located between the UFZ and LFZ mineralization zones. The analysed zircon grains yielded a Concordia U-Pb age of 2146.5 \pm 4.7 Ma (figure 2.12B) which we interpret as the age of crystallization.

Dark QFP sill: This facies was sampled in drill cores on section 172550: from 68.6 to 76.8 m in hole MO14188 and from 163.2 to 167 m in hole MO14206. Along these two drill holes, the dark QFP sill lies just a few metres above the LFZ. The analysed zircons yielded a Concordia U-Pb age of 2129.9 \pm 5.3 Ma (figure 2.12C) interpreted as a crystallization age.

Intermediate feldspar porphyry: This sample is from drill core MO12081, from 148 to 156 m on section 174275. There, the intermediate feldspar porphyry cuts the CMF unit just below the UFZ. However, in other sections, this porphyry crosscuts the pale QFP, the felsic tuff, the dark QFP and the LFZ mineralization. The analyzed zircons yielded a Concordia age of 2117.6 ± 5.1 Ma (figure 2.12D) which we interpret as the age of crystallization of the porphyry.



Figure 2.11 Images of representative zircons analysed. (a) Back-scattered electron (BSE) image of selected zircons from intermediate porphyric intrusive sample representing the diverse morphology. (b to d) Example of internal structure of zircon by cathodoluminescence images from pale QFP sample show respectively a magmatic growth zoning, a diffuse alteration along cracks and an interpreted metamorphic or hydrothermal rim in the whitish part of zircon.

2.4.3 Synthesis and interpretation of geochronology data

The absence of inherited zircons suggests that the Montagne d'Or magmatic sequence did not form over an older continental basement. Concordant U-Pb ages are similar (within errors) in both the felsic tuff (c.-à-d. 2152.4 ± 4.1 Ma) and the pale QFP (c.-à-d. 2146.5 ± 4.7 Ma), suggesting a possible synvolcanic origin for the latter. Such ages are consistent with constraints presented by Delor et al. (2003b) who provided a Pb-evaporation zircon age of 2152 ± 8 Ma for a rhyolite from the Infirme creek (figure 2.3).

The two other dated samples, the dark QFP and the intermediate feldspar porphyry, are significantly younger, and are therefore post-volcanic. The dark QFP, which crosscuts the felsic tuff, the pale QFP and the CMF unit, yields a crystallization age of 2129.9 \pm 5.3 Ma. The intermediate feldspar porphyry, which crosscuts the entire volcanic sequence of the Montagne d'Or deposit, yields a younger age of crystallization at 2117.6 \pm 5.1 Ma. The U-Pb geochronology results are consistent with the observed crosscutting relationships.

Although there is a significant time gap between the felsic tuff and pale QFP, on one hand, and the dark QFP, on the other hand, these three units are thought to be genetically related (i.e. in terms of source, crustal contamination and magmatic evolution; Guiraud et al., 2015). Also, the dark QFP intrusions are locally affected by a chlorite-sericite hydrothermal alteration and are host to low-grade mineralization. Our observations show that the Montagne d'Or mineralization occurred by subseafloor replacement processes within felsic tuffs facies (e.g. figure 2.7C), as suggested by Franklin et al. (2000). This implies that the main hydrothermal system related to the gold mineralization has to be younger than the age of the tuffs. This system may have been still active during (or slightly after) the emplacement of dark QFPs at 2129.9 \pm 5.3 Ma, or more likely, hydrothermal activity stopped but was briefly reactivated at that time. The Montagne d'Or volcanic and intrusive felsic rocks thus represents an exceptionally long-lived magmatic-system, which was active for a time-period as long as 16 m.y. However, as suggested by Galley (2003), Gibson et al. (2007), and Piercey (2011), one to several millions years period of activity represents a duration that can be reasonably expected in volcanic systems, as preserved, for instance, in the Wolverine deposit (Yukon, Canada), where a time gap of 5 m.y. between the emplacement of earliest intrusions and syn-VMS intrusions has been documented (Piercey et al., 2008). Another example is the Kidd Creek VMS deposit (Abitibi,

Canada) for which Bleeker and Parrish (1996) argued for a period of 2.8 to 6.5 m.y. of ore formation by dating the footwall and hanging-wall felsic rocks.

The intermediate feldspar porphyry, which yielded the youngest U-Pb zircon age, is devoid of sulphide mineralization and alteration, and its geochemical signature indicates that it belongs to a different magmatic pulse. It crosscuts the LFZ mineralization and alteration halos, hence constraining a minimum age for the Montagne d'Or mineralization at 2117.6 ± 5.1 Ma.



Figure 2.12 U-Pb Concordia diagrams for zircons from intrusive and extrusive rocks of the Montagne d'Or sequence. (A) The felsic tuff yields 2152.4 ± 4.1 Ma. (B) The pale QFP yields 2146.5 ± 4.7 Ma. (C) Dark QFP of the LFZ yields an age of 2129.9 ± 5.3 Ma. (D) The intermediate porphyric intrusion, which cuts the LFZ mineralization and CMF-CF units, yields 2117.6 ± 5.1 Ma.

2.5 Volcanic environment and evolution of the Montagne d'Or deposit

In this section, we propose an interpretation of the different lithological facies of the Montagne d'Or sequence in terms of paleo-environment and volcanic processes.

2.5.1 Depth of the marine basin

The oceanic depth of formation is an important parameter in mineralized submarine volcanic systems, in terms of metal deposition processes and distribution, seawater and hydrothermal fluid interactions, as well as boiling and fluid separation processes (Gibson et al., 1999; Franklin et al., 2005). Overall, the characteristics of the volcanic, volcaniclastic and sedimentary rocks of the Montagne d'Or sequence suggest a water depth ranging between 500 and 1,000 m, based on the following points. (1) Volcaniclastic and sedimentary rocks of the Montagne d'Or sequence are devoid of dynamic sedimentary structures (e.g., cross-laminations, wave-ripples...) which is a strong indication of a water depth below the wave base (i.e. >200 m; McPhie et al., 1993; Allen et al., 1996b; Gibson et al., 1999). (2) Sedimentary rocks are dominated by immature, very fine-grained and thin layers of greywacke and Fe-rich mudstone, interpreted as a turbidite sequence for the USVR, suggesting a relatively deep marine environment (Walker, 1967; Kneller, 1995). (3) The sedimentary rocks contain more mafic than felsic detritus, whereas rare lithic clasts found in these rocks consist of angular fragments of mudstone, pale QFP and chert, attesting for local sources with limited transport in an off-shore environment. We think that the sedimentary rocks were produced by reworking of volcanic and intrusive rocks due to volcanic eruptions, and to mass-flows and/or turbidite deposition rather than by erosion of an emerged landmass. (4) The low vesicularity and the lack of evidence for explosive activity of the tholeiitic mafic lavas implies emplacement depths of at least 200 m (Kokelaar, 1986). (5) Felsic volcaniclastic rocks containing pale QFP and pumice fragments formed directly or indirectly by explosive volcanic events. In modern settings, such rock facies occur predominantly at water depths shallower than 1,000 metres, more frequently above 500 meters (Kokelaar, 1986; Klug and Cashman, 1996; Gibson et al., 1999), although explosive felsic volcanism can occur in deeper water (>1,000 m), such as documented in the Kermadec arc (see Wright and Gamble, 1999; de Ronde et al., 2005; Carey et al., 2018). (6) At water depths deeper than 500 m, the confining pressure is high enough to promote sill-like emplacement of felsic magmas (Kokelaar, 1986; Walker, 1989; McPhie et al., 1993), which is consistent with the abundance of intrusive rocks occurring as sills in the Montagne d'Or sequence. (7) On the basis of metal distribution, Franklin et al. (2000) proposed that the Montagne d'Or mineralization formed by replacement processes below the seafloor, at a water depth between 500 to 1,000 m. Our results are consistent with this depth estimation.

2.5.2 Synchronicity of mafic and felsic magmatism

The Montagne d'Or volcanic sequence is bimodal but mafic volcanic rocks and related mafic sedimentary rocks predominate over felsic rocks overall. Geochemical analyses reveal that these tholeiitic mafic rocks and calc-alkaline felsic rocks are genetically unrelated (Franklin et al., 2000), as also suggested by the lack of volcanic rocks with transitional magmatic affinities.

Yet the broad synchronicity of felsic and mafic magmatism is indicated by several lines of evidence. Mafic volcaniclastic rocks of the Lower unit contain felsic clasts, whereas the lowermost felsic lapilli tuffs of the CF unit contain mafic clasts. The occurrence of pale QFP clasts moreover suggests that the pale QFP intruded before or during deposition of the Lower unit. To the opposite, overlying lapilli tuffs of the CF unit containing clasts of mafic rocks indicate that some mafic eruptive facies were formed before the CF unit. Rare pale QFP clasts are also found in mafic rocks of the CMF unit. Finally, probably the best evidence for mafic/felsic magmatic synchronicity is shown by the emplacement of a mafic tuff horizon (containing felsic pumice and pale QFP lapilli) in the felsic volcaniclastic sequence occurring in the western part of the CF unit, above the Hanging-Wall Zone (figure 2.6C).

2.5.3 Eruption processes and volcanic vents

Mafic and felsic vents. All the above observations indicate the synchronicity of mafic and felsic magmatism during a bimodal volcanic regime. This can be reasonably attributed to the activity of at least two volcanic centers (one mafic, one felsic). The relative positions of these volcanic centers can be estimated on the basis of lateral lithological variations and distribution. The mafic volcanic rocks of the CMF unit, for instance, preserve abundant pillowed and massive basaltic flows in the eastern part of the Montagne d'Or sequence, whereas it is reduced to a single mafic tuff horizon in the western part of the sequence, suggesting the location of a mafic volcanic center in the east (Ross, 2014). Similarly, the geometry and lateral distribution of felsic rocks can be used to infer the relative position of felsic vent center(s), considering that (1) felsic tuffs form thin beds of limited lateral extent in the CMF unit, (2) the lapilli tuff-bearing sequence at the top of the CF unit progressively disappears eastward, and (3) the proportion of pale QFP gradually increases westward. All of this suggests that a felsic eruptive and intrusive center occupies the western part of the Montagne d'Or deposit or is located further west.

Volcanic hiatus in the bimodal formation. In the Lower unit and the USVR, volcanic rocks are interbedded with sedimentary rocks, indicating several pauses in the volcanic activity. In contrast, much of the bimodal magmatism may have been formed relatively rapidly, as suggested by the absence of interbedded sediments, the lack of thin and well-developed bedding and lamination, and the juvenile-rich composition of felsic and lapilli tuffs in the CF unit (McPhie et al., 1993; Allen et al., 1996a). However, the presence of a tuffite in the LFZ indicates a volcanic hiatus within the CF sequence. In order to account for the high Ni contents of that tuffite, Franklin et al. (2000) suggested

that the sulphides were organically-generated in a sedimentary environment, an interpretation that is consistent with our observations. The internal geometry of mafic/felsic rocks of the CMF unit and the deposition of tuffite above them suggest that the bimodal magmatic cycle started with a felsic pulse from the west, followed by eastward-sourced basaltic flows and deposition of the tuffite (figure 2.13) after a pause of volcanism. Volcanic activity repeated afterward with the same type of volcanic succession, i.e. starting with a felsic pulse.

Origin of the felsic volcaniclastic rocks. In the uppermost part of the felsic sequence, lapilli tuff and tuff beds are thick (i.e. 20-100 cm or more; figure 2.8), rich in juvenile fragments, non-welded, and contain sub-angular clasts. They are interpreted as deposited by eruption-fed subaqueous density currents (White, 2000) rather than subaqueous pyroclastic flows related to a caldera-collapse. The lapilli tuff at the base of CF unit is well bedded but its origin remains poorly constrained. The rest of the felsic volcaniclastic rocks appear poorly stratified; they are often more hydrothermally-altered, mineralized and tectonically-deformed, which hides their primary structures and textures and, for these reasons, they do not have a well-established origin at this stage.

Origin of the pale QFP. The pale QFP is everywhere intrusive into the felsic tuff and lapilli tuff. In the eastern part of the CF unit, this pale QFP consists of transposed thin dikes and sills (i.e. 1-2 m). The pale QFP thickens westward, evolving into a ca. 100-meter-thick intrusion. Intrusive contacts are rarely exposed but are usually sharp, with thin chilled margins. The exact nature of this QFP is difficult to establish due to the absence of well-exposed outcrops. In drill core, the pale QFP lacks perlitic textures, flow banding and spherulites commonly found in subaqueous lava domes or cryptodomes (e.g. McPhie et al., 1993). Neither is it associated with clear hyaloclastite. Moreover, if the jigsaw breccia (figure 2.6F) observed near the contact of the CF unit

and Lower unit is hydrothermally-derived, then there is no peperite at the contact between these pale QFP intrusions and their host rocks. All of this suggests an intrusive relationship with the felsic volcaniclastic rocks. The lack of peperite moreover suggests that the country rocks may already have been partly consolidated at the time of QFP intrusions.

2.5.4 Evolution of the Montagne d'Or volcanic sequence

The proposed moderate water depth, combined with the coexistence of mafic tholeiitic and calc-alkaline volcanism and related sedimentary influx, support a back-arc environment. Our study of the different lithological facies and the inferred environments of deposition of the Montagne d'Or sequence allows us to propose a synthetic model (figures 2.13 and 2.14) for its stratigraphic evolution.



Figure 2.13 Schematic stratigraphic reconstruction of the geological environment of the Montagne d'Or VMS deposit. Red stars are the approximate location of dated samples. See text for discussion.

The first eruptive cycle formed the Lower unit, which comprises a variety of different lithological facies such as tholeiitic mafic massive flows and tuffs interlayered with fine-grained and finely-bedded volcanic mudstones and greywackes (figure 2.14a). Mixed felsic/mafic intercalations occur, showing that felsic volcanism was already active during the formation of the Lower unit. The uppermost part of the sequence is marked by thin layers of graphitic mudstone, indicating a pause of volcanism.

The bimodal sequence of the CMF and CF units, was probably generated by two volcanic centers. The mafic volcanic vent was located to the east, perhaps at a distance of 1 to 10 km from the core of the Montagne d'Or deposit, whereas the felsic volcanic center was located perhaps a few km west of the deposit (figure 2.13). The first major cycle of felsic volcanism created a significant amount of volcaniclastic material. Early phases of the pale QFP may have intruded the volcaniclastic pile at this stage (figure 2.14b), although it is also possible that it was emplaced somewhat later, given the absence of peperite (see above). Eastward, correlative distal facies are preserved as a sequence of felsic lapilli tuffs enriched in mafic lithic clasts originating from the underlying mafic rocks of the Lower unit. Several mafic volcanic flows, and the uppermost mafic tuffite, then formed and draped over the felsic rocks towards the end of this eruptive cycle (figure 2.14c).

During the second eruptive cycle of bimodal magmatism, additional felsic volcaniclastic units were deposited (figure 2.14d). As for the earlier cycle, a pause of felsic volcanism was followed by the emplacement of mafic tuffs (figure 2.14e). The bulk of the pale QFP likely intruded the volcaniclastic sequence at this stage. The VMS mineralization was emplaced through subsea-floor replacement (Franklin et al., 2000), presumably at no more than a few hundred metres below the seafloor (Doyle and Allen, 2003). The pale QFP may has been the shallow intrusive expression of a deeper magmatic body which would have been the source of heat, fluids and perhaps gold of

the hydrothermal system that produced the Montagne d'Or deposit (e.g., Huston et al. 2011; Mercier-Langevin et al. 2011).

The uppermost part of the Montagne d'Or sequence, consisting of the 1-2 km-thick USVR was then deposited (figure 2.14f). Mafic tuffs evolve upwards into greywackes and interlayered tholeiitic mafic flows, both overlain by turbiditic greywackes and mudstones with a marker horizon of graphitic mudstone at the top.

Dark QFPs, probably sills, intruded the whole sequence as a post-volcanic phase of felsic magmatism (figure 2.14g). A very minor amount of mineralization may have been emplaced around this time. Afterwards, two porphyritic intrusions of intermediate composition crosscut the mineralization and its alteration halos (figure 2.14h).

Finally, the Montagne d'Or sequence and mineralization have been transposed, stretched and metamorphosed during a regional D1 event (not shown on figure 2.13). A weakly expressed secondary deformation event affects the regional schistosity as manifested by minor folds and possible reworked structures but without axial-planar cleavage or schistosity. Dikes of diabase cut all lithologies and post-date the S1 schistosity. However, the emplacement of diabase seems complex and less clear with the D2 event. These diabase dikes could be ante- to syn-tectonic relative to this event and thus belong to a Rhyacian population of diabase dikes.



Figure 2.14 Stratigraphic evolution of the Montagne d'Or volcanic and sedimentary sequences. Water depth is not to scale. See text for details.

2.6 The significance of the Montagne d'Or volcanic sequence within the Guiana Shield

There are several features suggesting that the Montagne d'Or volcanic sequence formed in a back-arc environment : (1) the predominance of fine-grained siliciclastic rocks indicating a relatively deep sedimentary basin, far from a continental margin; (2) the synchronicity of tholeiitic and calc-alkaline volcanism; (3) the moderately fractionated REE spectrum of felsic rocks indicating a weak amount, if any, of crustal contamination (Franklin et al., 2000; Guiraud et al., 2015); (4) the lack of geochemical evidence for crustal contamination in the mafic rocks; and (5) the absence of inherited zircons in the dated samples.

In French Guiana, volcanic sequences associated with the Paramaca Greenstone Belt have ages similar to that of the Montagne d'Or volcanic sequence and are also prospective for VMS exploration. The Montagne d'Or sequence is also similar to the St-Élie volcanic rocks, which are exposed west of Petit-Saut lake (figure 2.2) and form a bimodal volcanic suite comprising tholeiitic basalts and calc-alkaline andesites and rhyolites, intruded by the Devis granodiorite (Lafrance et al., 1999). The rhyolite and granodiorite of St-Élie yielded discordant U-Pb zircon ages of 2148 +4/-3 Ma and 2146±2 Ma, respectively (Lafrance et al., 1999), which is in the same age range as our U-Pb results.

Tableau 2.1 presents a compilation of geological and mineral characteristics of Rhyacian, volcanic-related mineral deposits and/or prospects of the northern Guiana Shield, that may potentially be VMS settings comparable to the Montagne d'Or sequence. Their locations are shown on figure 2.1 However, typical VMS settings are rare in the Guiana Shield, contrary to classic VMS districts that usually comprise tens of mineralized systems (Franklin et al., 2005). This rarity possibly reflects the lower exploration activity in the region. The few occurrences that are listed in tableau 2.1 are, moreover, also poorly documented, especially Groete Creek and Aremu in Guyana.

Name, location	Tonnage, grade	Age (Ma)	Inferred geodynamic setting	Lithote ctonic type	Magmatic affinity	Host rocks	Volcanism type	Mineralization type	Mineralization paragenesis	Alteration paragenesis	O ther geologic attributes	Reference
Montagne d'Or, French Guiana, North PGB branch	105 Mt @ 1.5 g/t Au, ≤0.1% Cu (5 Moz Au)	2152-2117 Ma (U/Pb zircon LA- ICP-MS)	Back-arc environment with immature arc formation, water depth from 1000 to 500m	Bimodal-mafic	Tholeütic > calc-alkaline	Felsic tuff, felsic lapilli tuff, QFP, mafic tuff, volcaniclastic rocks, pillowed/masive mafic flows, mafic tuffite, greywackes and mudstone	Effusive mafic vent with some fragment al felsic volcanism	Stratiform dissemination, stringer, semi- massive, zoned with Cu-Au in UFZ and base metals in LFZ	Major: Py, Po, Cpy, Sph, Apy, Mt Minor: Gn-T d, gold, electrum and tellurides and complex sulfosalts	Sericite-quartz, sericite-biotite- chlorite±Mn- garnet, chlorite- biotite-sericite- garnet	Transposed, homoclinal sequence, local remobilization of mineralization	Franklin et al., 2000, This study.
Dorlin, French Guiana, South PGB	45 Mt @ 1.1- 1.2 g't Au	Crosscut by granites and pegmatites duted at 2127±7 and 2123±4 Ma 2123±4 Ma 2123±4 Ma 2123±4 Ma 2123±4 Ma monozircon Lata veila svent (Gn Pb model	Unknown, basin possibly < 1000m water depth	Felsic- siliciclastic	Unknown	Dacite, porphyry pyroclastic, tuff (ash- smdst one-lapill), crystal tuff and subvolcanic bodies interhyered with pelite and cherts	Explosive volcanism, subsqueous environment	Exhalative gold bearing tourmalinite, stratabourd and stockwork mineralization	Major: Py, Apy, Cpy Minor: T d-Tn, Gn, Po, gold, electrum, telluides, digente, covellite	Inner tourmaline- quartz-sulphides- carbonate sulphides- (sericite- tourmaline)	Folded, late gold stockwork veinlets, vicinity of sub-economic Cpy stock (D'Artugnan zone)	Mitksi et al., 1988, 1995, 2003, Marcoux & Marcoux & Lerouge et al., 1999, Jones et al., 2004.
Groete Creek, Guyana, Barama belt (Barama- Mazaruni supergroup)	65 Mt @ 0.76 g/t Au, 0.13% Cu	a <i>ke)</i> Unknown	Back-arc closure and extensional oceanic arc systems (Barama- Mazaruni supergroup belts)	Bimodal-mafic	Unknown	Complexly interbedded and intercalated felsic to mafic vokamic and volamiclastic rocks with interbedded pelitic sediments	Unknown	R ratiform dissemination, stringer, semi- massive, zoned with Py-Sph with Py-Sph upper horizon, Cpy-Gn lower horizon and Po- cpy footwall stringer zone stringer zone	Gold, auriferous Py, Cpy, Po, Gn and Sph	Unknown	Late metamorphogeni c quartz veins (mineralized or not)	Gibbs & Barron 1993, Voicu et al., 1997, Voicu 1999, Sharpe 2011.
Aremu, Guyana, Barama belt (Barama- Mazaruni supergroup)	0.6%-0.7% Cu, 1.5 m wide by 150 m long	Unknown	Back-arc closure and extensional oceanic arc systems (Barama- Mazaruni	Unknown	Unknown	Intermediate metalavas with interstratified metatuffs and carbonaceous metapelites	Unknown	Disseminated	Py, Cpy	Unknown	50 km to the west, and on strike with Groete Creek	Gibbs & Barron 1993, Channer & Anderson 2000.
Serra do Ipitinga, Brazil, Ipitinga Group	>1% Cu, 49- 79 ppm Ag and 8.8-11 ppm Au in 0.5 m layer	Mafic metavoleanics 2264±34 Ma (5m- Md) Associated granitoids 2140±1 Ma (Zircon Pb evaporation)	suncerrorum Similar to modern back- arc basins, shallower basin (clastic environment)	Marie- siliciclastic	Tholeiitic and possibly komatiitic	Mafic and ultramafic metavolcanics, intensely altered mafic schists underlying by a BIF and clastic metasedimentary rocks comprising quartry crocks to a mexvexel.e	Unknown	Massive lens	Major: Po, Py, Cpy and Sph with Au and Ag Minor: Gn, molybdenite and silver telluride	Cordierite- anthophyllite and quartzo- chlorite	System related with a banded iron formation (BIF), reworked by a shear-zone yielded gold- sheared lodes	Faraco, 1997, Dardenne & Schobbenhaus 2003, Klein & Rossi- Costa 2003, Faraco et al., 2006.

Tableau 2.1 Geological Characteristics of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits and other Syn-volcanic Deposits in the Guiana Shield.

Groete Creek shares several similarities with the Montagne d'Or deposit. Both are hosted by a bimodal volcanic sequence attributed to an oceanic back-arc system; the geodynamic interpretation of Groete Creek being based on the geochemistry of volcanic rocks of the Barama-Mazaruni Supergroup (Voicu et al., 1997). The Groete Creek sequence shows a volcanic assemblage very similar to Montagne d'Or, with interbedded felsic and mafic volcaniclastic rocks and sedimentary rocks. As for Montagne d'Or, Groete Creek mineralization consists of stratiform disseminations, stringers and semi-massive sulphides along several stratigraphic horizons.

The Dorlin deposit in French Guiana (tableau 2.1) has been described as a stratabound, exhalative gold-bearing tourmalinite (Milési et al., 1988, 2003; Lerouge et al., 1999). Dorlin comprises subvolcanic intrusions, as well as volcaniclastic rocks indicating explosive volcanism and fine-grained sedimentary rocks attributed to submarine environment (Milési et al., 1988; Lerouge et al., 1999). The Dorlin volcanic sequence is cut by intrusive rocks that yielded Pb/Pb zircon ages of 2127±7 and 2123±4 Ma (Milési et al., 1995), indicating that these volcanic rocks and related mineralization are older than these intrusions, which is consistent with the inferred timing of the Montagne d'Or deposit. In contrast to the bimodal Montagne d'Or and Groete Creek volcanic sequences, the Dorlin magmatic system represents a single suite of intermediate to felsic volcanic rocks, and both its timing and geodynamic setting remain unknown.

In Brazil, the Serra do Ipitinga deposit (Dardenne and Schobbenhaus, 2003) has an inferred back-arc tectonic setting and contains interlayered sedimentary rocks in the volcanic sequence, as for other volcanogenic settings of the Guiana Shield. However, it differs from the Montagne d'Or in several ways: (1) the footwall sequence comprises mafic and ultramafic rocks, (2) lenses of massive sulphides are present, and (3) it is spatially associated with an Algoma-type iron formation (Bekker et al., 2010). Serro do Ipitinga belongs to the mafic-siliciclastic VMS type deposits described by Franklin

et al. (2005). In contrast with Montagne d'Or, the abundance of clastic sedimentary rocks at Serro do Ipitinga is an indication of shallow-water environment and/or a proximal continental landmass. Also, the mafic volcanic rocks of the Ipitinga Group, hosting the Serra do Ipitinga mineralization, yielded a Sm-Nd model age of 2264 ± 34 Ma (McReath and Faraco, 1997) whereas surrounding granitoids yielded an Pb/Pb zircon age of 2140 ± 1 Ma (Da Rosa-Costa et al., 2003), suggesting that it is significantly older than other volcanogenic deposits of the Guiana Shield (tableau 2.1).

Geochronological data from the Montagne d'Or suggest that the volcanic-intrusive sequence formed from ca. 2152 to ca. 2130 Ma, which is contemporaneous with calcalkaline intrusions of the Mana river and felsic volcanism of the St-Élie area (tableau 2.1). Age data from several intermediate-to-felsic volcanic rocks of the Paramaca Greenstone Belt (PGB) vary from 2.15 to 2.13 Ga (Delor et al., 2003b) almost coeval with those of the Montagne d'Or. Volcanism of the central and upper parts of the PGB likely has been attributed to the formation of back-arc basin, involving immature arc volcanism and subduction (Voicu et al., 1997; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003b). However, it is possible that some of these arc volcanoes were more mature and emergent, which would explain why parts of PGB are more felsic, and enriched in calcalkaline rocks as compared to mafic back-arc ocean-floor tholeiites. As argued by Kroonenberg et al. (2016), the recycling of mature and emergent arc massifs would then account for the significant contribution of volcanic detritus in the Paramaca sedimentary rocks and the lower part of the Armina Formation.

Such geodynamic environment occurring in the Guiana Shield seems to be similar to the southern West African Craton of the Baoulé Mossi domain which is considered as a complex arc-back-arc environment accompanied by the deposition of deep-water sedimentary units during 2160 to 2140 Ma (Grenholm et al., 2019). Moreover, the rare base metal deposits occur at this time, such the Perkoa Zn-Ag VMS and the Nabénia-

Tiébélé Zn VMS deposits in Burkina Faso. Volcanic rocks are related to an intraoceanic subduction setting for Perkoa (Schwartz and Melcher, 2003) and to tholeiitic rhyolites for Nabénia-Tiébélé (Ilboudo et al., 2017). A 2175 Ma quartz-diorite crosscutting the VMS mineralization at Perkoa indicates that this deposit is older (Davis, 2001 in Schwartz and Melcher, 2003). The Nabénia-Tiébélé VMS district has been dated at ca. 2156 Ma, which is significantly younger than Perkoa (Kaboré, 2004 in Ilboudo et al., 2017).

In the regional tectonic events, the sub-vertical lineation, vertical movement, metamorphism with chlorite-biotite-andalusite blastesis and N-S to NNW-SSE farfield stress that characterised the D1 event of the Montagne d'Or sequence are consistent with the regional D1 tectonic event occurring in French Guiana as defined by Delor et al. (2003a, b). However, the age range 2150-2130 Ma of the D1 tectonic event of Delor et al. (2003a, b) is older than the youngest deformed dated rocks at Montagne d'Or (i.e. 2117Ma). Dikes of diabase cut all lithologies and post-date the S1 schistosity. This oblique ENE-WSW trending diabase dike swarm reveals lens and sigmoidal shapes. These diabase dikes are attributed to the formation of extensional fractures. Several elements support a deformation event that controlled and affected them during or slightly after their emplacement. If such a hypothesis is correct, a ENE-WSW far-field stress is related to this secondary deformation event (D2) but without cleavage or schistosity formation. The regional D2a tectonic event has NE-SW farfield stress and is related to a granitic suite and gabbro intrusions (Delor et al., 2003a, b). It is consistent with the proposed D2 event at Montagne d'Or. Late veins in diabase dikes suggest at least a third deformation event occurring in more brittle condition with local sulphides and gold remobilization.

2.7 Conclusions

The Montagne d'Or deposit is a bimodal-mafic type VMS deposit hosted by a southfacing highly-strained volcanic sequence of the Paramaca Greenstone Belt. Volcanic and intrusive rocks hosting the mineralization yielded U-Pb zircon ages of 2152-to-2130 Ma and a crosscutting porphyry intrusion constrains the minimum age of the VMS at 2117.6±5.1 Ma. Bimodal magmatic rocks hosting the mineralization were formed during the coeval activity of at least two volcanic centers, a mafic volcanic event that produced massive and pillowed basalt flows in the eastern part of the Montagne d'Or property, and a westward felsic event that produced a bedded series of felsic volcaniclastic rocks crosscut by QFP intrusions. The two volcanic to intrusive centers worked by sequential magmatic pulses, explaining the nature of the interbedded/interdigitated volcanic sequences. A tuffite horizon within the volcanic sequence marks a pause in the bimodal volcanism. The VMS mineralization of the Montagne d'Or deposit originated through replacement processes in felsic volcaniclastic rocks and thin horizons of mafic tuff between the pillowed and massive mafic flows of the bimodal sequence. Underneath the bimodal volcanic sequence, a Lower unit consists of mafic volcanic and reworked volcaniclastic rocks that constitutes the footwall of the Montagne d'Or deposit. The upper sedimentary and volcanic unit overlies the bimodal formation and mineralized horizons and forms the hangingwall. The Montagne d'Or sequence formed in a marine environment with an inferred water depth ranging between 500 to 1,000 metres. Coexisting tholeiitic and calc-alkaline volcanic rocks suggest that it formed in a back-arc environment at ca. 2152-2130 Ma. The West African Craton counterpart presents such geodynamic environment during that time period in the Baoulé-Mossi domain which also hosting the two base metals VMS deposits discovered in this area. The principal deformational event that strongly affects and transposes the Montagne d'Or sequence is attributed to the end of D1 regional event at or slightly younger than 2117 Ma. Diabase dikes

postdate that deformational event, their emplacement can be attributed to the formation of extensional fractures during a second, more discrete event of deformation. The Paramaca Greenstone Belt hosts several other potential VMS systems of in northern Guiana Shield, some of them with geological features and sulphide mineralization very similar to the Montagne d'Or sequence, i.e. gold enrichment, inferred back-arc setting, sedimentary cover rocks. However, the Montagne d'Or deposit is unique by its subsea floor replacement process. Montagne d'Or, with its sulphide-rich mineralization, clearly overprinted by a regional deformation event, differs from the abundant orogenic gold deposits in the northern Guiana Shield. In addition, the Montagne d'Or deposit is currently the oldest one known in the Guiana Shield.

Acknowledgements

This research is a part of Ph.D. project and has been supported by funding from the "Fonds de Recherche du Québec – Nature et Technologies" (FRQNT) to J.G., and from the Natural Sciences and Engineering Research Council Of Canada (NSERC) to A.T. (PG105669) and M.J. The authors thank Columbus Gold Corporation and "Compagnie minière Montagne d'Or" for its financial and technical support, and are especially grateful to the exploration team in French Guiana for useful discussions and advice in the field, especially G. Courtois, M. Boudrie, Y. Da Rocha, B. Fradet, L. Bouvier, T. de Cathelineau and C. Thibault Boyer. Thanks are also due to members of the Geotop U/Pb laboratory, especially N. Revelli, M. Perrot, J. David, J. Gogot, A. Poirier and A. Rouleau. Marc Bardoux and an anonymous reviewer are acknowledged for their careful reviews which have improved this manuscript substantially. The Editorial Board is thanked for its editorial work.

CHAPITRE III

PÉTROGÉOCHIMIE

Ce chapitre présente les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques et sédimentaires du gisement de Montagne d'Or. Les descriptions minéralogiques et pétrographiques de ces roches sont présentées pour la majorité dans le chapitre II, seules les descriptions non présentées dans celui-ci sont intégrées dans ce chapitre. Le traitement des données lithogéochimiques des roches volcaniques permet d'en déterminer la nature et l'affinité pétrologique, les liens de parenté entre les différentes unités ainsi que leur environnement géodynamique de formation. Le traitement géochimique des roches sédimentaires est plus complexe, en effet, ces roches résultent souvent d'un mélange de différente source et les signatures géochimiques sont donc moins marquées. Les unités Supérieure et Inférieure de la séquence comprennent des roches sédimentaires notamment des faciès volcano-sédimentaires dont le comportement géochimique peut se confondre avec celui des roches volcaniques. L'utilisation des données lithogéochimiques des roches sédimentaires permet néanmoins de mieux définir leur nature, leur principale source, leur environnement de sédimentation et le contexte géodynamique de mise en place. La lithogéochimie des échantillons altérés et les précurseurs sélectionnés seront présentés dans le chapitre IV.

3.1 Méthodologie

Plusieurs analyses lithogéochimiques ont été réalisées sous les profils latéritiques, représentant un total de 1 015 échantillons de substratum rocheux issus principalement des carottes de forage. Cet échantillonnage a été réalisé durant plusieurs campagnes. La plus ancienne a été réalisée par Guyanor en 1999 dont les résultats ont été présentés par (Franklin et al. 2000). Ces données ont été intégrées dans notre étude, mais certaines ont été écartées, car certains échantillons proviennent d'intervalles de 3 à 6 m comprenant deux lithologies. L'échantillonnage de 1999 présente une faible précision analytique qui a généré quelques artefacts dans certains graphiques, notamment avec le Thorium (Th), le Thulium (Tm) et le Lutécium (Lu). Un deuxième échantillonnage a été réalisé pour cette étude sur des échantillons prélevés en forage ainsi que sur des affleurements. Sur les affleurements, l'échantillonnage a été effectué sur les roches les moins latérisées possibles, mais dans certains cas, les échantillons proviennent de la partie oxydée de l'horizon de saprolite. Les unités sédimentaires ont été prélevées pendant cette même phase d'échantillonnage. Un troisième lot d'échantillons a été recueilli par Columbus de manière systématique sur l'ensemble des lithologies recoupées, avec en moyenne un échantillon carotté de 15-30 cm de long à tous les 100 mètres. Cette troisième campagne d'échantillonnage a principalement ciblé les roches non altérées et non minéralisées, suivant la consigne établie d'éviter les roches riches en sulfures; une technique offrant un jeu de données géochimiques adéquat pour la caractérisation pétrogéochimique des unités, au détriment, cependant, de la compréhension des processus d'altération. Vers la fin de cette campagne d'échantillonnage, un échantillonnage plus ciblé a été réalisé grâce à un prétraitement des données pour mieux caractériser certains faciès notamment leur continuité. Les résultats analytiques ont été obtenus par la combinaison de plusieurs méthodes comprenant la fluorescence de rayons X (XRF) et la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS). Les détails techniques des différentes phases

d'échantillonnage, tels que la nature de l'échantillonnage, le type de préparation et de méthode et les seuils analytiques sont présentés en annexe B.

Chaque échantillon a été classé dans un groupe géochimique en fonction : (1) de sa caractéristique géochimique; (2) des similitudes avec des échantillons de référence; (3) des descriptions de forage; et (4) des observations sur les photos des carottes présentes dans la base de données. La composition d'un échantillon en éléments majeurs, mineures et traces est déterminante quant à son attribution à un groupe géochimique donné. Cependant, les éléments majeurs sont souvent remobilisés durant les processus d'altération hydrothermale notamment dans les systèmes de SMV (p. ex. Grant 1986; Large et al. 2001; voir chapitre IV). Certains éléments mineurs et traces ne sont pas ou peu mobiles pour la plupart, et permettent d'identifier les protolithes des roches altérées. Sauf dans certains cas où des fluides sont impliqués (système ouvert), le métamorphisme régional ne modifie généralement pas la composition chimique des roches (Winter 2001). Certains diagrammes de classification utilisent des éléments pouvant être remobilisés, mais ils aident néanmoins à caractériser les roches peu ou pas affectées par les processus d'altération. Ainsi, l'ensemble des données lithogéochimiques, incluant les échantillons de roches altérées, est présenté dans le présent chapitre afin d'illustrer l'influence des processus d'altération sur les différents types de lithologies du gisement de Montagne d'Or.

3.2 Caractéristiques géochimiques des unités volcaniques et intrusives

La caractérisation géochimique des roches volcaniques et intrusives de Montagne d'Or confirme la grande variété de lithologies volcaniques présentes dans ce gisement. En effet, plusieurs types d'intrusions de composition intermédiaire, deux de composition transitionnelle, une famille d'intrusion de QFP (« Quartz Feldspar Porphyry ») sombres, un faciès de QFP clair et un horizon de « tuffite » ont été identifiés, en plus des encaissants volcaniques felsiques et mafiques du gisement (figure 3.1).



Figure 3.1 Caractérisation de l'ensemble des unités volcaniques et des intrusions de Montagne d'Or(A et B) Diagrammes de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Zr vs Ti établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D) Diagramme log(Zr/Y) vs log(Th/Yb) établissant l'affinité des roches volcaniques établie par Ross et Bédard (2009).

Dans l'ensemble, les roches volcaniques sont constituées de deux types de roches d'affinité sub-alcaline d'après les diagrammes de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (figure 3.1 A et B) : des roches mafiques appartenant à des basaltes andésitiques subalcalins et des roches felsiques formant une suite continue qui couvre le domaine des rhyodacites-dacites jusqu'aux rhyolites. Entre ces deux familles, diverses populations de roches intrusives forment des champs compositionnels intermédiaires distincts dans le champ des andésites. Les roches intrusives sur le gisement sont subvolcaniques avec des textures porphyriques à microgrenues et une forte proportion de matrice volcanique, bien souvent supérieure à 50 % ce qui justifie l'utilisation de la classification de Winchester et Floyd (1977).

Zr et Ti sont des éléments considérés comme immobiles qui ne sont pas fortement affectés par les processus d'altération. La teneur brute de ces deux éléments peut varier en plus ou en moins dans les roches altérées par un enrichissement ou un appauvrissement par défaut en certains éléments, mais les rapports Ti/Zr demeureront constants, se répartissant généralement sur une même droite dans un diagramme Ti vs Zr. Sur le diagramme Ti vs Zr de la Figure 3.1C, les diabases et les volcanites mafiques se distribuent selon deux populations. Les ratios Ti/Zr demeurent relativement proches, mais les teneurs en Ti et en Zr sont bien distinctes. Les roches de composition intermédiaire se distribuent entre une famille avec un ratio Ti/Zr faible et une autre population avec un ratio Ti/Zr élevé. Pour ces deux familles de roches intermédiaires, les échantillons ne se répartissent pas de manière linéaire sur le diagramme Ti vs Zr, mais forment plusieurs amas suggérant l'existence de plusieurs populations génétiquement distinctes (figure 3.1C). Les roches felsiques sont, quant à elles, caractérisées par un rapport Ti/Zr faible et se distribuent le long d'une même droite sur le diagramme de la figure 3.1C. Cette répartition est le premier indicateur d'altération de ces roches par des processus hydrothermaux, ce qui n'est pas révélé pour les autres roches de Montagne d'Or. L'effet du métamorphisme et de la circulation de fluide

métamorphique dans les roches du gisement de Montagne d'Or qui pour la plupart, sont déformées et métamorphisées, devrait produire les mêmes variations géochimiques notamment pour les éléments majeurs mobiles. Par conséquent, les variations géochimiques au sein d'un même faciès résultent de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation.

Sur la figure 3.1D, les deux populations de roches de composition mafique comprenant les coulées volcaniques et les intrusions de diabase montrent une affinité spécifique. Les premières, déjà reconnues par Franklin *et al.* (2000), sont d'affinité tholéiitique, alors que les secondes montrent une affinité transitionnelle. Les autres types de roche de Montagne d'Or sont de composition calco-alcaline. Ce magmatisme calco-alcalin est à l'origine de la grande variété des signatures géochimiques des roches intermédiaires ainsi que de l'ensemble des roches felsiques.



Figure 3.2 Diagrammes discriminants pour l'ensemble des roches mafiques volcaniques et intrusives de Montagne d'Or ; (A et B). Diagrammes de Wood (1980), (C) Diagramme discriminant de Mullen (1983); (D) Diagramme de Pearce et Cann (1973).

Les diagrammes discriminants de Wood (1980); figure 3.2 A et B) montrent que les roches mafiques tholéiitiques tombent dans le champ des basaltes de ride océanique de type MORB alors que les intrusions de diabase et la tuffite sont caractéristiques d'un environnement calco-alcalin. Les diagrammes discriminants de Mullen (1983); (figure 3.2 C) et de Pearce et Cann (1973); (figure 3.2 D) suggèrent quant à eux, des environnements variables, avec les roches mafiques tholéiitiques et les diabases dans les champs des MORB et des tholéiites d'arcs insulaires. Les dykes mafiques porphyriques présentent des caractéristiques de basaltes intraplaques (notamment les basaltes alcalins d'îles océaniques). La tuffite possède un comportement de basaltes calco-alcalins mais très proches des basaltes alcalins. Les diagrammes discriminants de Pearce et Harris (1984; figure 3.3 A et B), utilisant les ratios d'éléments d'affinités crustales et l'Yb, confirment ces environnements : les roches volcaniques mafiques appartiennent au domaine des MORB, alors que les diabases présentent des caractéristiques de zones de volcanisme intraplaque. La tuffite, une roche principalement constituée de cendre volcanique (voir chapitre II), se trouve majoritairement dans les environnements d'arc océanique.



Figure 3.3 Caractérisation des environnements tectoniques et de la fertilité des roches volcaniques de Montagne d'Or; (A et B) Diagrammes des environnements tectoniques des roches plutoniques de Pearce et Harris (1984) modifié par Gorton et Schandl (2000); (C et D) Diagrammes de fertilité des roches felsiques de Lesher *et al.* (1986).

Les graphiques de Lesher et al. (1986) de fertilité des roches felsiques traduisent des processus de formation des magmas dont certaines sources sont fréquemment associées à la formation de gisements volcanogènes. Les roches felsiques de Montagne d'Or appartiennent majoritairement au domaine FI (figures 3.3 C et D), un domaine considéré comme étant peu fertile en minéralisation puisque ces magmas sont issus d'une source de fusion partielle dans un environnement de haute pression et moyenne température (Lesher et al. 1986; Martin 1999; Hart et al. 2004; Martin et al. 2005; Piercey 2010). Cependant, Gaboury et Pearson (2008), ont démontré que les rhyolites archéennes de type FI en Abitibi (Canada) peuvent être associées aux SMV aurifères et aux systèmes de remplacement à Cu-Au tel que le gisement de LaRonde (Abitibi, Canada). Ces SMV associés aux rhyolites FI, se mettent en placent dans des séquences volcanoclastiques issues d'éruptions explosives de magma calco-alcalin riche en volatiles (Gaboury et Pearson 2008). L'appartenance au domaine FI des roches felsiques et la minéralisation à Cu-Au par remplacement majoritairement dans des roches felsiques volcanoclastiques inscrit le gisement de Montagne d'Or dans cette population et confirme les conclusions de Gaboury et Pearson (2008).

Dans la section qui suit, les détails des caractéristiques géochimiques des roches de Montagne d'Or sont présentés selon l'ordre suivant, (1) l'unité felsique principale, (2) les roches mafiques, (3) la tuffite de la LFZ, (4) les intrusions intermédiaires antédéformation, (5) les intrusions mineures, (6) les intrusions tardives, et (7) les roches sédimentaires.

3.3 Unité felsique principale

Les roches felsiques constituent la majorité des roches volcaniques et intrusives de la séquence stratigraphique Montagne d'Or. Elles encaissent la majorité de la minéralisation, et se composent de plusieurs faciès exprimant divers environnements volcaniques (voir chapitre II). Les caractéristiques macroscopiques de ces roches permettent de discriminer les différents faciès, bien qu'elles soient parfois oblitérées par l'altération et la déformation. Les roches felsiques forment une suite évoluant entre des rhyodacites-dacites et des rhyolites (figures 3.4 A et B). Les ratios Ti/Zr identiques, entre 20 et 14,3 (annexe B), montrent tout de même des variations de leurs teneurs, définissant une suite répartie le long d'une droite d'altération (figure 3.4 C). Certaines roches fortement altérées constituent une sous-catégorie en raison des changements macroscopiques et géochimiques associés. Les ratios des éléments les plus immobiles (p. ex. Ti/Zr) permettent cependant de définir le protolithe de ces faciès altérés. Les spectres des terres rares et des éléments traces définissent des caractéristiques traduisant un environnement calco-alcalin avec des anomalies en Ti, Zr et surtout en Nb bien prononcées ainsi qu'un fractionnement important et des enrichissements en éléments incompatibles (figures 3.4 D et E). Tous les faciès felsiques suggèrent une évolution magmatique commune, avec des spectres compositionnels et des rapports de fractionnement similaires. Les roches felsiques sont fortement fractionnées avec un rapport Lanc/Ybnc (NC: Normalisé à la Chondrite) entre 23 et 34. Les ratios Hf_{NC}/Sm_{NC} supérieurs à 1 et Nb/Th faibles désignent des magmas révélant une influence crustale, possiblement contaminée, suggérant un environnement de subduction.

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des roches felsiques révèlent l'existence de cinq faciès principaux (annexe B) :

- les tufs felsiques majoritaires : 314 échantillons ;
- les tufs à lapilli et leurs différentes déclinaisons en tufs à lapilli monogéniques (T1Lap) et polygéniques (T1Lap poly) : 29 échantillons.
- les tufs felsiques blanchis, altérés et appauvris en Ti et Zr (T1b): 58 échantillons;
- les intrusions felsiques claires (QFP clairs) : 66 échantillons ;
- les intrusions felsiques porphyriques (QFP sombres), parfois altérées qui peuvent être confondues avec des tufs (T1/QFP sombres) : 110 échantillons.



Figure 3.4 Caractérisation géochimique des roches felsiques de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977) ; (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) pour les roches felsiques et leurs précurseurs ; (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les roches felsiques et leurs précurseurs ; (F) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) pour les roches felsiques et les tufs à lapilli ; (G) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003) pour les roches felsiques et les tufs à lapilli.

3.3.1 Tufs felsiques et tufs à lapilli

Les tufs felsiques : ils constituent la majorité des roches felsiques de la séquence stratigraphique de Montagne d'Or comme l'atteste le nombre élevé d'échantillons géochimiques (314). Ils sont répartis de manière homogène dans l'unité felsique et certains apparaissent dans l'unité mafique centrale au niveau de l'UFZ et de la LFZ. Ce type de faciès encaisse la majorité des zones minéralisées.

Les tufs felsiques présentent un comportement géochimique médian par rapport aux autres roches felsiques et servent de référence dans la composition des faciès de roches felsiques. Les tufs montrent une composition de rhyodacite-dacite d'après les éléments immobiles, mais les teneurs élevées en silice donnent une composition répartie entre rhyodacite-dacite et rhyolite (figures 3.4 A et B). Sur un diagramme Ti vs Zr (figure 3.4 C), ces roches forment un nuage de points répartis le long de la droite d'altération avec des teneurs moyennes de 0,25 % pds TiO₂ et 100 ppm Zr. Les indices d'altération atteignent les écarts types les plus élevés (annexe B). Ces indices élevés et variables suggèrent que les tufs felsiques sont davantage affectés par les fluides hydrothermaux que les QFP claires. Les processus d'altération affectent les éléments majeurs avec des teneurs en CaO et MgO sont faibles, 1,7 à 0,8 % pds, et celles en Fe₂O₃ sont relativement élevées à cause de la présence de sulfures.

Les spectres de terres rares et multi-élémentaires sont similaires à ceux des autres unités felsiques, suggérant une origine magmatique commune (figures 3.4 D et E). Ce faciès se distingue cependant par des profils plus bas que les autres faciès felsiques, suggérant un degré de différenciation magmatique plus faible. Les spectres multi-élémentaires de ces roches montrent de temps à autre des anomalies négatives en Sr et en Eu, qui sont attribuées à l'altération du plagioclase. Les teneurs en Ti montrent parfois une anomalie négative caractéristique d'une signature calco-alcaline.
Les tufs felsiques blanchis : présentent une composition géochimique singulière et un aspect macroscopique qui se distingue par une patine blanchâtre. Bien que leur origine demeure indéterminée et discutable, cette population est intégrée aux tufs felsiques comme un sous-faciès. Ce type de roche domine la partie centrale du gisement de Montagne d'Or, entre la LFZ et la UFZ, au niveau du contact avec l'unité mafique centrale.

Ces tufs blanchis sont caractérisés par des contenus en Ti et Zr très faibles. Sur la figure 3.4A, ils se classifient comme des trachyandésites, mais leur enrichissement en SiO₂ les place dans le champ des rhyolites sur la figure 3.4B. Le diagramme Ti vs Zr (figure 3.4 C) montre bien le caractère appauvri de ce faciès, avec des teneurs moyennes entre 0,1 % pds TiO₂ et 60 ppm de Zr. Ils s'inscrivent dans la continuité des roches felsiques en formant un nuage de points proche de l'origine. Les processus d'altération semblent responsables de ces faibles teneurs en raison d'un appauvrissement relatif de ces éléments immobiles par l'enrichissement de la roche en certains oxydes apporté par les fluides hydrothermaux (changement de masse ou dilution) tel que produit par une silicification ou une séricitisation. Les oxydes majeurs reflètent ce phénomène par les grandes variabilités qu'ils présentent notamment pour le Fe₂O₃ et le SiO₂ ainsi que la perte au feu (annexe B). Outre les valeurs en SiO₂ élevées, ce faciès s'avère riche en Fe₂O₃ et en K₂O, mais appauvri en CaO et MgO.

Les spectres de terres rares et multi-élémentaires montrent des compositions identiques aux autres faciès felsiques indiquant une origine magmatique commune. Sur les spectres multi-élémentaires, ce faciès possède comme pour l'ensemble des roches de l'unité felsique principale des anomalies positives en Zr et en Ti. Cependant, ces pics sont nettement moins élevés que pour les autres faciès. *Les tufs felsiques à lapilli* : ils sont présents à deux niveaux stratigraphiques. Un niveau inférieur, d'extension limitée, est situé à la base de la pile volcanique et est caractérisé par des clastes polygéniques. L'autre niveau est situé au sommet de l'unité felsique, il contient une population de clastes monogéniques. Il est relativement continu et d'une épaisseur considérable, pouvant atteindre 50 à 100 m vers l'ouest. D'un point de vue géochimique, deux familles de tufs felsiques à lapilli se distinguent. :

- la principale famille (T1Lap) est formée des tufs felsiques à lapilli les plus abondants sur le gisement, c'est-à-dire ceux constitués de nombreux lapilli juvéniles monogéniques et de ponces ;
- la deuxième famille générée par trois échantillons (c.-à-d. MO14121 à 68,62 m Ech# 50062, MO14129 à 82,6 et 92,5 m avec Ech#50087 et Ech#50088) qui présentent un comportement géochimique différent par rapport aux autres tufs à lapilli. Ces échantillons appartiennent aux tufs felsiques à lapilli polygéniques (T1Lap poly) du niveau inférieur ;

L'ensemble de ces tufs felsiques à lapilli présente des compositions géochimiques propres à chacune des familles. D'après les rapports d'éléments immobiles Ti/Zr et les teneurs en SiO₂, les tufs à lapilli sont de composition rhyodacitique sauf pour les tufs à lapilli polygéniques qui sont plutôt de composition andésitique (figures 3.4 A et B).

La chimie des tufs felsiques à lapilli polygéniques est distincte de celle de l'ensemble felsique. Ils possèdent des teneurs en Fe₂O₃ plus élevées que les QFP clairs, les tufs felsiques et les autres tufs à lapilli. Le SiO₂ semble relativement faible par rapport aux autres unités felsiques, autour de 66 %pds. Ils ont un rapport Ti/Zr de 33,3, les positionnant sur la droite d'altération des intrusions intermédiaires (figure 3.4C). La variation du rapport Ti/Zr s'explique par un contenu en TiO₂ plus élevé, à 0,6 %pds, comparativement aux teneurs en Zr qui demeurent dans la gamme de variation des

roches felsiques (annexe B). Les rapports Ti/Zr ainsi que les teneurs en Zr et TiO₂ diffèrent des autres roches felsiques notamment des tufs felsiques. Ces variations de composition et de ratios en éléments immobiles s'expliquent par la présence d'éléments lithiques tel que des clastes de roches mafiques.

Des différences notables sont aussi visibles sur les graphiques multi-élémentaires et de terres rares (figures 3.4 F et G). Les tufs à lapilli monogéniques montrent des spectres proches de ceux des QFP sombres, la lithologie la plus enrichie de l'unité felsique principale. Ils possèdent un rapport Lanc/Ybnc autour de 30, montrant un fractionnement global médian entre les deux types de QFP. La composition en éléments en traces et en terres rares des tufs felsiques à lapilli polygéniques se trouve dans le domaine partagé entre les QFP sombres et la signature confondue des tufs et des QFP clairs (figures 3.4 F et G). Leurs spectres se distinguent par un enrichissement en éléments lourds et en terres rares lourdes. Les fractionnements soulignent cet enrichissement, marqué par des rapports Lanc/Ybnc relativement faibles (14,6) comparativement aux rapports de l'ensemble des roches felsiques. Ces différences sont attribuables à un apport de matériel mafique plus important dans les tufs à lapilli polygéniques.

3.3.2 Les QFP clairs

Les QFP clairs sont interprétés comme un complexe d'intrusions subvolcaniques et possèdent des caractéristiques géochimiques proches de celles des tufs felsiques. Les QFP clairs sont de composition rhyodacitique à dacitique selon la classification géochimique de Winchester et Floyd (1977, figures 3.4 A et B) et se confondent avec les tufs felsiques. Sur un graphique Ti vs Zr, leurs compositions se dispersent le long de la droite d'altération, comme pour les tufs felsiques. Vraisemblablement, l'altération affecte ce faciès suffisamment pour générer des phénomènes de dilution ou d'enrichissement par défaut des éléments immobiles tel que Ti ou Zr. Cependant, les

indices d'altération se révèlent faibles, autour de 30 % pour l'AI et 36 % pour CCPI, des valeurs plus basses que dans les tufs felsiques (46 % et 43 % respectivement) et présentant moins de variation (écarts types <7 % ; annexe B). Cette distinction reliée à l'altération entre les tufs felsiques et les QFP clairs est notable dans les éléments majeurs. Les QFP clairs possèdent un contenu moins riche en Fe₂O₃ et en K₂O traduisant l'absence de minéralisation et d'altération à séricite-chlorite. En contrepartie, ils apparaissent plus riches en CaO et en Na₂O grâce à la conservation des plagioclases.

Concernant les éléments traces ou de terres rares, la composition des QFP clairs est similaire à celle des tufs felsiques, leurs spectres se confondent et forment un seul et même domaine. Uniquement les spectres des précurseurs des QFP clairs sont illustrés (figures 3.4 D et E).

Les unités de tufs felsiques et les QFP clairs partagent une même origine volcanique, les tufs felsiques représentant essentiellement les équivalents extrusifs des intrusions de QFP clairs. Les roches extrusives sont plus poreuses et par conséquent, plus sensibles à l'altération hydrothermale que les QFP clairs.

3.3.3 Les QFP sombres

Ces QFP sombres forment un essaim de plusieurs intrusions, d'une vingtaine de centimètres à une dizaine de mètres de puissance, recoupant les autres faciès felsiques ainsi que l'unité mafique centrale. Lorsqu'elles sont fortement altérées et déformées, ces roches se confondent avec les tufs felsiques et seuls les phénocristaux de quartz bleus des QFP sombres permettent de les distinguer. Les échantillons lithogéochimiques de QFP sombres altérés et confondus avec les tufs sont groupés dans la famille T1/QFP sombre.

Les caractéristiques géochimiques des QFP sombres affichent plusieurs spécificités comparativement aux autres roches felsiques. D'après leurs rapports Ti/Zr, ces roches sont de composition rhyodacitique et dacitique (figures 3.4 A et B). Le Ti et le Zr définissent des teneurs plus élevés que les autres roches felsiques, 0,41 %pds en TiO₂ au lieu de 0,25 %pds et 125 ppm de Zr contre 100 ppm. Sur le graphique Ti vs Zr (figure 3.4 C), ces roches constituent un des pôles du nuage de points formé par les roches felsiques. Leur rapport en Ti/Zr demeure relativement élevé à 20 contre 14,3 pour les tufs felsiques et les QFP clairs. Les QFP sombres sont relativement pauvres en SiO₂ avec 66 %pds mais nettement plus riches en Fe₂O₃ à 6 %pds, soit environ le double de la teneur des tufs et des QFP clairs. Ils sont aussi plus riches en CaO, MgO et K₂O. Les QFP sombres et altérées montrent de plus grandes variations en éléments mobiles, notamment une hausse du Fe₂O₃ ainsi que du K₂O et une baisse en CaO et Na₂O. Leur %pds de perte au feu est plus importante, indiquant une plus grande altération (annexe B).

Les éléments en traces et les terres rares des QFP sombres permettent de les discriminer des autres types de roches felsiques. Les teneurs en Sm sont nettement plus élevées, supérieures à 30 fois la chondrite alors que les autres faciès varient entre 20 et 10 fois la chondrite. Les spectres de terres rares et multi-élémentaires sont similaires à ceux des autres roches felsiques (figures 3.4 D et E), mais montrent des profils plus enrichis, suggérant que ces intrusions constituent les roches les plus évoluées de la séquence de roches felsiques. L'estimation de la température de ces magmas à partir de la concentration en Zr indique de faibles températures de mise en place (Miller *et al.* 2003), de l'ordre de 750 °C pour les QFP sombres et de 730 °C pour les QFP clairs (figure 3.5).



Figure 3.5 Estimation de la température par la composition en roche totale du Zr des magmas felsiques de Montagne d'Or selon (Miller et al. 2003).

3.4 Roches mafiques

Les roches mafiques sont composées de différents faciès volcaniques comprenant des coulées massives, coussinées et des tufs mafiques. Elles sont présentes à l'est du gisement, constituant l'unité mafique centrale, et dans les ensembles sédimentaires, à la base de la séquence pour l'Unité Inférieure et au sommet pour l'Unité Supérieure. Les différents faciès mafiques montrent tous les mêmes caractéristiques géochimiques, sauf pour les roches altérées qui sont représentées par un faciès hyperchloriteux.

Les roches volcaniques mafiques se composent de basalte andésitique subalcalin d'après la classification Winchester et Floyd (1977); (figures 3.6 A et B). Ces roches volcaniques mafiques apparaissent moins siliceuses que les diabases avec des teneurs moyennes en SiO₂ de 48,8 % pds. Leur rapport Ti/Zr reste proche de celui des diabases, mais leurs teneurs en Ti et en Zr sont moins élevées, avec une teneur moyenne de 83 ppm pour Zr et de 1,4 % pds pour TiO₂. Le graphique Ti vs Zr montre une certaine dispersion des roches le long de la droite d'altération (figure 3.6 C). Les faciès hyperchloriteux et certains échantillons de roches mafiques montrent un appauvrissement en Ti et Zr comparativement aux roches fraiches comme les précurseurs, mais conservant le même ratio Ti/Zr, confirmant l'influence des processus d'altération avec un appauvrissement par dilution lié à un changement de masse. Les volcanites mafiques se distinguent des diabases par de plus fortes teneurs en CaO qui s'élèvent à 10 % pds. Le Mg# varie de 22 à 30 et la perte au feu est assez élevée avec une valeur de 3 % pds. L'écart type des teneurs en éléments majeurs se révèle plus important dans les volcanites mafiques. Il est souvent supérieur à 1 % pds. Cette variation est encore plus importante dans les faciès hyperchloriteux qui montrent aussi un appauvrissement en SiO₂, CaO, Na₂O et un enrichissement en Fe₂O₃ et K₂O (annexe B). Ces variations chimiques sont reliées aux processus d'altération comme l'indiquent les indices d'altération (AI et CCPI), qui sont nettement supérieurs et variables par rapport aux autres faciès mafiques.

Les concentrations en LILE sont marquées par des variations significatives. Les autres éléments présentent un profil plat. Les rapports Nb/Th sont très élevés, alors que les rapports Hf_{NC}/Sm_{NC} se situent autour de 1, suggérant une absence de contribution continentale et donc définissent une source magmatique proche de la composition des MORB, typique dans les roches tholéiitiques. Le rapport Zr/Y est faible, autour de 3,3 et confirme cette affinité (figure 3.1 D). Les différentes classifications placent ces roches dans le domaine des N-MORB (figures 3.1 ; 3.2 A et B). Le rapport Zr/Nb atteint 20,5, une valeur relativement basse chez les N-MORB qui possèdent généralement des ratios approximatifs de 30 (Winter 2001).

Les spectres de terres rares montrent des profils plats appauvris en terres rares (figure 3.6 E). Le fractionnement général se révèle faible $La_{NC}/Yb_{NC} = 1,4$), avec des index La_{NC}/Sm_{NC} à 1,2 et Gd_{NC}/Lu_{NC} à 1,3. Les niveaux hyperchloriteux montrent des spectres plus variables et se caractérisent par une anomalie négative en Eu reliée à l'altération des plagioclases (figure 3.6 E).



Figure 3.6 Caractérisation géochimique des roches mafiques de Montagne d'Or comprenant aussi les précurseurs et les roches très altérées (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) ; (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003).

Les roches mafiques provenant des unités sédimentaires au toit et au mur de la séquence bimodale (Unité Inférieure et Unité Supérieure) possèdent des caractéristiques géochimiques similaires à celles des volcanites mafiques tholéiitiques de l'unité mafique centrale. Ces échantillons montrent un enrichissement en Al₂O₃ et un appauvrissement en K₂O, peut-être reliés à l'absence d'altération, contrairement à l'unité mafique centrale (annexe B). Le TiO₂ et le Zr montrent des valeurs légèrement plus basses pour les unités Inférieure et Supérieur que dans l'unité mafique centrale. Les différents indices de fractionnement en terres rares des unités Inférieure et Supérieure, avec des valeurs autour de 1, montrent des taux assez proches, bien que moins élevés que les volcanites mafiques de la formation bimodale (annexe B) produisant des profils de terres rares et multi-élémentaires similaires (figures 3.6 D et E). Les rapports Nb/Th et Hfnc/Smnc des unités Inférieure et Supérieure sont identiques à ceux des roches volcaniques de l'unité centrale. Les volcanites mafiques des unités Inférieure et Supérieure sont donc géochimiquement similaires à celle de l'unité mafique centrale, bien que cette dernière montre de légères différences attribuables à l'altération et/ou à une source magmatique distincte peut-être contaminée ou influencée par les magmas felsiques, calco-alcalins de l'unité felsique principale. Seules certaines caractéristiques macroscopiques et la présence de roches sédimentaires permettent de distinguer ces unités.

3.5 Tuffite de la « Lower Favorable Zone »

Le niveau de tuffite de la LFZ a été découvert grâce à une signature géochimique très particulière, notamment une teneur en Ni très élevée. Ces roches constituent les échantillons « high Ni » de (Franklin *et al.* 2000). L'anomalie en Ni est interprétée comme étant le résultat de la contribution d'une composante sédimentaire (Franklin *et al.* 2000). Cette tuffite, située dans la « Lower Favorable Zone » marque la partie sommitale de la LFZ, avec une minéralisation riche en or et en cuivre interceptée à quelques mètres de profondeur du niveau de tuffite. Ce niveau de tuffite, souvent minéralisé en sulfures, peut être riche en or ou totalement stérile.

Les ratios en éléments immobiles attestent d'une chimie andésitique pour la tuffite (figure 3.7 A). Cependant puisqu'elle est sous-saturée en SiO₂ (46,7 %pds), elle se situe dans le domaine des basaltes hyperalcalins tels que les basanites (figure 3.7 B). La tuffite se distingue des autres roches mafiques par son rapport Ti/Zr très faible de 25 consécutif à une faible valeur en TiO₂ (0,87 %pds) et d'un contenu en Zr exceptionnellement élevé, de l'ordre de 183 ppm (annexe B et figure 3.7 C). La tuffite montre de faibles valeurs en Al₂O₃ avec 11,7 %pds et en Fe₂O₃ avec 12,6 %pds en opposition du MgO et du K₂O, très élevé, avec respectivement des teneurs de 8,8 %pds et 2 %pds (annexe B). Le Mg# est élevé, avec un indice de 37, mais il est très variable, entre 24 et 50. Notons que ce faciès présente de grandes variations chimiques dans les éléments majeurs pouvant être provoqués par de l'altération hydrothermale telles que le confirment les variations de 11 % des indices d'altérations à 49 % pour l'AI et à 83 % pour le CCPI. Cependant, le nombre limité d'échantillons ne permet pas de valider cette tendance.



Figure 3.7 Caractérisation géochimique de la tuffite de la « Lower Favorable Zone » de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques Pearce et Cann (1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif McDonough et Sun (1995); (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 Palme et O'Neill (2003).

Les spectres multiéléments montrent des profils variables, mais semblables dans la forme, avec de fortes valeurs en Ba et en Th ainsi que des anomalies négatives en Nb, Zr et Ti et une anomalie positive en Nd (figure 3.7 D). Ces anomalies suggèrent une affinité calco-alcaline du matériel qui compose la tuffite. Le rapport Nb/Th très bas (0,48), caractéristique des environnements de subduction, confirme l'origine calco-alcaline du magma (annexe B). En contrepartie, le [Hf/Sm]_{NC} à 0,3 indique une faible contribution crustale comparativement à son degré de fractionnement. Le fort rapport Zr/Y de 7,1 (annexe B et figure 3.1 D) ainsi que les différentes classifications plaçant la tuffite dans le champ des basaltes calco-alcalins (figure 3.2) valident l'affinité calco-alcaline.

La tuffite forme des spectres de terres rares semblables, avec des profils singuliers, mais dont les variations dessinent de grands domaines (figure 3.7 E). La tuffite montre des profils très fractionnés avec une pente forte (La_{NC}/Yb_{NC} = 53,3 ; La_{NC}/Sm_{NC} = 3,5 ; Gd_{NC}/Lu_{NC} = 9,2 ; annexe B), et très enrichis avec des valeurs de La et Lu 800 et 10 fois supérieures à celle de la chondrite respectivement (figure 3.7 E). Bien que les spectres de la tuffite montrent des attitudes similaires, leurs degrés d'enrichissement varient ainsi que leurs rapports en éléments traces et en terres rares (annexe B). Cette variation dans les terres rares peut s'interpréter comme le résultat d'un apport variable entre le matériel volcanique, les fractions terrigènes, les colloïdes et l'hydrothermalisme dans ce faciès comme ce qui est documenté pour les roches sédimentaires (McLennan *et al.* 1993; Peter et Goodfellow 1995). L'absence de signature géochimique similaire des autres faciès volcaniques du gisement ou de roche magmatique apparentée issue d'une source magmatique commune permettant d'alimenter en cendre ce niveau de tuffite, soutient une origine externe du matériel volcanique, dissocié des faciès felsiques et mafiques.

3.6 Intrusions intermédiaires anté-déformations

Ces intrusions possèdent des caractéristiques macroscopiques qui les rendent facilement identifiables. Plusieurs facteurs soutiennent une origine intrusive tels que : les contacts francs subconcordants; les puissances variables; la présence d'intrusions subsidiaires; les bifurcations et changements de direction; leur homogénéité; le recoupement des unités felsiques et mafiques. Elles sont constituées d'andésites et de dacite-rhyodacites (figures 3.8 A et B). Leurs teneurs en Ti et en Zr sont variables et permettent de distinguer deux populations (figure 3.8 C) qui s'alignent le long d'un même ratio Ti/Zr autour de 25-33,3 (annexe B et figure 3.8 C). Comme chaque population forme un amas relativement serré, on peut en déduire que ces intrusions ne sont que peu ou pas altérées, ce qui est confirmée par la faible variation des indices d'altérations (AI et CCPI, annexe B).



Figure 3.8 Caractérisation géochimique des intrusions intermédiaires anté-déformations de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); Araujo (2000); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques Pearce et Cann (1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif McDonough et Sun (1995); (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 Palme et O'Neill (2003).

3.6.1 Filons-couches d'intrusions intermédiaires porphyriques

Ces intrusions sont présentes à différents niveaux stratigraphiques et forment deux séries de filons-couches recoupant l'unité mafique centrale et felsique. Une première intrusion est présente dans la partie sud du gisement, dans la zone minéralisée de «l'Hanging-Wall» et une seconde entre l'UFZ et la LFZ. Ces intrusions sont remarquables par leurs porphyres de plagioclases, étirés et aplatis dans les zones de déformation. Ces intrusions ne sont pas minéralisées ni affectées par l'hydrothermalisme associé aux sulfures.

Les rapports en éléments immobiles Ti/Zr suggèrent une composition andésitique pour les intrusions intermédiaires porphyriques, mais leur teneur en SiO₂ (65 % pds) les situe dans le champ des dacites et rhyodacites (figures 3.8 A et B). Les teneurs en TiO₂ et en Zr se situent entre 0,46 et 0,5 % pds et entre 93 et 107 ppm, respectivement, générant un nuage de points clairement séparé sur la figure 3.8C. De faibles teneurs en Fe₂O₃, CaO et MgO caractérisent ces roches. L'indice Mg# est très faible (23) par rapport aux autres intrusions (annexe B).

Les « LILE » composés du K, Rb, Cs, Sr, Ba, généralement plus mobiles, montrent des compositions relativement uniformes, comme pour les autres éléments des spectres multi-élémentaires (figure 3.8 D). Une anomalie notable en Nb, ainsi que de légères anomalies en Ti et Zr, traduisent une affinité géochimique calco-alcaline. Le rapport en Nb/Th, relativement faible, suggère la contribution d'un processus de subduction. Le rapport Hf_{NC}/Sm_{NC} est faible pour ce degré de fractionnement, traduisant une possible contamination crustale. Les éléments traces compatibles, qui montrent des teneurs élevées, montrent des spectres plats à partir du Ti (figure 3.8 D).

L'affinité calco-alcaline de ces roches est aussi illustrée par les spectres de terres rares (figure 3.8 E), qui montrent un fort fractionnement des terres rares légères avec un

rapport La_{NC}/Yb_{NC} moyen de 11,8. Le fractionnement des terres rares légères (La_{NC}/Sm_{NC} = 3,7) montre une forte pente qui s'aplanit dans les terres rares lourdes Gd_{NC}/Lu_{NC} = 2). L'intrusion intermédiaire « horizon marqueur » (I2-MH) présente des spectres avec la même attitude et des ratios identiques que les intrusions intermédiaires porphyriques.

3.6.2 Filon-couche dit « Horizon Marqueur »

Cette unité est située entre les deux intrusions intermédiaires porphyriques. Elle a été identifiée par Guyanor comme représentant un marqueur de la zone minéralisée UFZ. Ce faciès a été d'abord interprété comme un tuf intermédiaire (Millo 1999) mais certaines observations en confirment le caractère intrusif : (1) il recoupe la minéralisation semi-massive ; (2) des bordures de trempe ont été observées ; (3) la présence d'intrusions subsidiaires ; (4) l'aspect symétrique de ce faciès entre les contacts supérieurs et inférieurs. Néanmoins, l'utilisation de cette intrusion comme marqueur stratigraphique semble possible grâce aux contacts francs subconcordants aux litages, confondus avec la schistosité principale. Cette intrusion recoupe et suit toujours la zone fortement minéralisée de l'UFZ. Cette géométrie concordante soutient une mise en place sous la forme d'un filon-couche.

La composition en SiO₂, bien que présentant un écart type important, les ratios Nb/Y et Zr/TiO₂ donnent une composition purement andésitique (figure 3.8 A et B). Les valeurs en Zr et le Ti atteignent les plus fortes teneurs dans cette famille d'intrusions avec 0,59 et 0,71 % TiO₂ et entre 115 et 139 ppm en Zr. Ces intrusions sont plus riches en potassium que les intrusions intermédiaires porphyriques, avec des valeurs atteignant 2,46 % et présentent une plus forte perte au feu avec 2,8 %. Le Mg# varie entre 24 et 31, des valeurs modérées (annexe B).

Bien que globalement stables par rapport à d'autres roches, les éléments les plus incompatibles et mobiles offrent une plus forte variation que les intrusions intermédiaires porphyriques (figure 3.8 D). L'anomalie négative en Nb, ainsi que de légères anomalies en Ti et en Zr traduisent une origine calco-alcaline. Le rapport en Nb/Th est relativement faible, mais légèrement plus élevé que pour les intrusions intermédiaires porphyriques. Cette anomalie et ce rapport soutiennent une production magmatique par subduction. Une possible contamination du magma peut être à l'origine du rapport Hf_{NC}/Sm_{NC} modéré. Les valeurs élevées en Rb peuvent être reliées à la présence de mica ou de feldspath potassique et le contenu élevé en V à des oxydes de Fe-Ti.

Les spectres des terres rares (figure 3.8 E) définissent une signature calco-alcaline par un fort fractionnement La_{NC}/Yb_{NC} de 14,2 consécutif à un enrichissement en terres rares légères et d'un appauvrissement modéré des terres rares lourdes. La pente négative s'amorce dans les terres rares légères (La_{NC}/Sm_{NC} = 4) pour s'adoucir dans les terres rares lourdes (Gd_{NC}/Lu_{NC} = 2,1). La signature géochimique des terres rares dans l'intrusion intermédiaire « horizon marqueur » est identique dans les intrusions intermédiaires porphyriques traduisant une origine magmatique commune. Les spectres, plus enrichis dans toutes les terres rares pour l'intrusion intermédiaire « horizon marqueur », montrent une évolution magmatique plus élevée que les intrusions porphyriques à feldspaths.

3.7 Intrusions mineures

Le gisement de Montagne d'Or est riche en intrusions autant en nombre qu'en nature (10 populations caractérisées). Certaines de ces populations sont représentées par des dizaines d'échantillons ou quelques-uns. Certaines populations montrent une dispersion spatiale suggérant la présence de plusieurs intrusions tandis que d'autres sont plutôt localisés, formant vraisemblablement une seule intrusion. Ces intrusions se composent de roches intermédiaires, principalement andésitiques (figures 3.9 A et B), parfois basaltiques-andésitiques, avec une affinité sub-alcaline. Les rapports Ti/Zr varient de 50 à 33.3-25, mais les teneurs en en Ti et Zr sont variables, générant plusieurs populations visibles sur un graphique Ti vs Zr (figure 3.9 C), chaque nuage de points formant cependant des amas relativement serrés sans étalement latéral sur le diagramme. L'absence d'altération notable dans ces intrusions est confirmée par la faible variation des indices d'altération (AI et CCPI, annexe B), qui sont rarement supérieurs à 5 %. Les rapports Zr/Y supérieurs à 5, ainsi que le graphique des affinités géochimiques des roches volcaniques, leurs profils en terres rares et multiéléments (figures 3.2 D, 3.9 D à G), suggèrent une composition calco-alcaline pour ces intrusions. Ces intrusions sont mineures en termes de volume et tardives par rapport à la minéralisation, certaines sont déformées et donc antérieures à la déformation principale et d'autres recoupent la schistosité et/ou d'autres intrusions. Elles présentent peu d'intérêt dans la compréhension du gisement.



Figure 3.9 Caractérisation géochimique des intrusions mineures de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques (Pearce et Cann 1973); (D et F) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995); (E et G) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 (Palme et O'Neill 2003).

3.8 Intrusions post-volcaniques tardives, les diabases et les dykes mafiques porphyriques

Ces intrusions comprenant les dykes de diabase et les dykes mafiques porphyriques, sont reconnaissables au sein du gisement par leurs textures macroscopiques remarquables (cf. chapitre II). Géochimiquement, ces intrusions se différencient des autres unités par leur affinité transitionnelle. Les intrusions post-volcaniques tardives ont une composition de roche basaltique subalcaline pour les deux populations (figures 3.10 A et B). Les ratios Ti/Zr sont proches entre les intrusions tardives et les roches tholéiitiques, avec des valeurs autour de 100 (annexe B). Cependant, les nuages de points de ces intrusions post-volcaniques tardives sont peu dispersés sur la droite d'altération attestant de l'absence notable d'altération hydrothermale. D'après les diagrammes discriminants des roches mafiques (figures 3.2 C et D et figures 3.3 A et B), les intrusions de diabases présentent une signature d'environnement volcanique intraplaque. Les dykes mafiques porphyriques montrent des caractéristiques différentes des diabases avec une signature d'environnement alcalin tel que les basaltes alcalins.



Figure 3.10 Caractérisation géochimique des intrusions post-volcaniques tardives de Montagne d'Or (A et B) Diagramme de classification des roches volcaniques et subvolcaniques de Winchester et Floyd (1977); (C) Diagramme Ti vs Zr établissant les ratios Ti/Zr et les lignes d'altération pour toutes les suites volcaniques Pearce et Cann (1973); (D) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif McDonough et Sun (1995); (E) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 Palme et O'Neill (2003).

3.8.1 Diabases

Les intrusions transitionnelles diabasiques, très abondantes, constituent le troisième groupe de roches majoritaires sur le gisement. Elles recoupent toutes les unités du gisement et même la minéralisation par endroit. Elles recoupent aussi de nombreuses intrusions intermédiaires dont les intrusions porphyriques à feldspaths. Le faible contraste entre les intrusions de diabase et les encaissants mafiques rend leur identification parfois difficile.

Les intrusions de diabases sont plus siliceuses que les roches mafiques avec une valeur moyenne en SiO₂ de 51,2 %pds. Les concentrations en Zr de 138 ppm et de 2 %pds en TiO₂ donnent un rapport Ti/Zr de 100 (annexe B). La concentration de ces éléments se révèle nettement supérieure aux roches mafiques, mais génère un rapport Ti/Zr peu différent. Ces caractéristiques sont bien illustrées sur le graphique Ti vs Zr où le nuage de points des diabases se dissocie des roches mafiques (figure 3.10 C). De nombreux points, excentrés de l'amas principal, constituent la famille des possibles diabases, au comportement géochimique plus erratique, mais proche des diabases (cf. colonne de l'écart type de cette famille dans l'annexe B). Les éléments comme le CaO, le Fe₂O₃, le K₂O et ainsi que la perte au feu distinguent les diabases des roches mafiques; les diabases sont plus riches en fer et en potassium avec 16 % et 0,9 %pds respectivement, et plus pauvres en calcium et en éléments volatils avec 8 % et 1,7 %pds. L'indice Mg# traduit aussi ces variations avec une valeur plus basse, entre 16,9 et 20,7 (annexe B).

Les spectres multiéléments montrent peu de variations dans les éléments les plus incompatibles et les plus mobiles (figure 3.10 D). La faible variation de leurs indices d'altération (AI et CCPI), démontre l'absence de métasomatisme. Une légère anomalie négative en Nb est visible et suggère une origine magmatique comprenant un processus de subduction. Les éléments tels que Hf et Th, présentant de fortes affinités avec la croûte, montrent des concentrations élevées. Cependant, le rapport en Nb/Th s'avère

modéré et le rapport Hf_{NC}/Sm_{NC} reste moyen, indicateur d'une contamination limitée du magma. Les éléments traces les plus compatibles génèrent un plateau légèrement supérieur à celui des roches mafiques de l'unité centrale (figure 3.10 D). Ces spectres caractérisent une source magmatique hybride avec des caractéristiques calco-alcalines et tholéiitiques. Cette source est confirmée par un rapport Zr/Y intermédiaire avec une valeur de 3,6, domaine des affinités transitionnelles (annexe B et figure 3.1 D).

La dichotomie des spectres de terres rares, avec une forte pente négative des terres rares légères (La_{NC}/Sm_{NC} = 2,2) et une pente nulle des terres rares lourdes (Gd_{NC}/Lu_{NC} = 1,3), confirme le caractère transitionnel des diabases (figure 3.10 E). Les diabases sont relativement enrichies en terres rares lourdes par rapport aux volcanites mafiques tholéiitiques. Un échantillon géochimique prélevé sur un affleurement en amont de la crique Infirme, dans le domaine de l'Unité Supérieure (M16-Tr) enregistre les mêmes caractéristiques géochimiques que les diabases (c.-à-d. profils multiéléments et de terres rares ; rapports d'éléments traces et de terres rares ; éléments majeurs ; annexe B) et confirme la présence de ces intrusifs recoupant cette unité.

3.8.2 Porphyres mafiques

Les dykes mafiques porphyriques sont visibles majoritairement à l'est du gisement. Elles recoupent à la fois l'unité mafique centrale et les tufs felsiques. Leur puissance dépasse rarement le mètre. Les contacts s'avèrent clairement discordants pour la majorité, et sont parfois irréguliers et d'orientation variable. Les dykes mafiques porphyriques recoupent la schistosité soulignant ainsi un caractère tardif, postdéformation. Leur orientation semble confondue avec celle des intrusions de diabase avec une orientation ENE-OSO voir NE-SO.

La texture porphyrique de ces intrusions les rend très reconnaissables. Les porphyres de plagioclase idiomorphe allant de 2 mm à 2 cm constituent 15 à 20 % de ces

intrusions. Ces cristaux de plagioclase, répartis de manière hétérogène, peuvent localement former des amas générant une texture gloméroporphyrique. La matrice, aphanitique, arbore une couleur vert foncé sans être magnétique. Les contacts paraissent nets, sans bordure de trempe, avec des phénocristaux directement en contact avec l'encaissant. Les porphyres automorphes non étirés et l'absence de schistosité soutiennent le caractère post-déformation des dykes mafiques porphyriques. Aucune veine de quartz-carbonate n'est rencontrée dans ces dykes contrairement aux diabases.

Les porphyres mafiques se trouvent dans le champ des basaltes andésitiques et subalcalins, comme pour les diabases et les volcanites mafiques, selon les classifications de Winchester et Floyd (1977; figures 3.10 A et B). Cependant, la distribution est plus dispersée pour cette famille que pour les diabases et les roches mafiques de l'unité centrale. Le même constat s'observe sur le graphique Ti vs Zr (figure 3.10 C) puisqu'elles contiennent plus de Zr avec des teneurs entre 130 ppm et 177 ppm et des teneurs intermédiaires en TiO₂ entre 1,61 %pds et 1,83 %pds (annexe B). Outre ces caractéristiques, l'Al₂O₃ demeure nettement supérieur avec une valeur de 15,7 %pds et le contenu en Fe₂O₃ parait plus faible avec 13,6 %pds, générant un Mg# bas, entre 22 et 26 (annexe B).

Les spectres multiéléments sont bien homogènes avec quelques variations pour les « LILE », formant des intervalles compositionnels beaucoup plus larges (figure 3.10 D). Les indices d'altération, compris entre 31-35 % AI et entre 79-89 % CCPI, demeurent constants confortant l'absence d'altération dans ces intrusions. Pour les éléments incompatibles et les éléments les plus compatibles (de Eu à Yb), ces intrusions possèdent une composition entre les diabases plus enrichies et les volcanites mafiques de l'unité centrale, plus appauvries. Les dykes mafiques porphyriques sont enrichis en éléments de transition avec des profils légèrement supérieurs aux diabases. L'anomalie en Nb, très peu marquée, voire absente, génère un rapport Nb/Th élevé, plus proche des roches mafiques de l'unité centrale que des diabases. Le faible rapport Hf_{NC}/Sm_{NC} peut indiquer une contamination limitée du magma. L'affinité s'avère clairement transitionnelle avec un rapport Zr/Y intermédiaire de 5,7 (annexe B et figure 3.10 D).

Les profils de terres rares des dykes mafiques porphyriques sont spécifiques, marqués par un fractionnement global important ($La_{NC}/Yb_{NC} = 4,9$; figure 3.10 E et annexe B). Elles sont enrichies en terres rares légères, avec un degré de fractionnement $La_{NC}/Sm_{NC} = 2,3$, des concentrations semblables à celles des diabases. La pente se prolonge dans les terres rares lourdes, avec un degré de fractionnement constant $Gd_{NC}/Lu_{NC} = 1,7$, contrastant avec les diabases. Appauvries en terres rares lourdes, ces intrusions atteignent les valeurs des volcanites mafiques de l'unité centrale.

3.9 Faciès sédimentaires de l'Unité Inférieure et de l'Unité Supérieure

Un échantillonnage géochimique a été réalisé dans les facies de roches sédimentaires de l'Unité Inférieure et l'Unité Supérieure du gisement de Montagne d'Or, afin de déterminer les caractéristiques géochimiques des roches sédimentaires et possiblement leur origine, notamment si certaines d'entre elles constituent des horizons exhalatifs.

Les échantillons recueillis concernent :

- l'Unité Supérieure avec 8 échantillons prélevés sur 5 affleurements (c.-à-d. la crique Topaze : TOP08 et TOP09, la crique Infirme : INF05 et la falaise Chauve-souris CHA01 et CHA03) ;
- les roches sédimentaires de l'Unité Inférieure, à la base du gisement avec
 2 échantillons pris sur le forage MO9618 (MO9618 96,8 et MO9618 97).



Figure 3.11 Caractérisation géochimique des roches sédimentaires de Montagne d'Or; (A) Classification des grès terrigènes $\log(Na_2O/K_2O)$ vs $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ d'après Pettijohn *et al.* (1987) et Herron (1988); (B) Classification des grès terrigènes et des argilites $\log(Fe_2O_3/K_2O)$ vs $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ d'après Herron (1988); (C) Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif McDonough et Sun (1995); (D) Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 Boynton (1984).

Les données géochimiques sont présentées dans l'annexe B. Les 10 échantillons géochimiques de la tuffite de la LFZ ont été intégrés dans les graphiques pour tester la présence d'une composante sédimentaire et exhalative telle que proposée par Franklin *et al.* (2000).

Les éléments majeurs montrent de grandes variations entre les différents échantillons, même entre ceux provenant d'un même affleurement comme TOP09 et TOP08, ces variations confirmant la nature sédimentaire de ces roches. Elles enregistrent aussi de très fortes pertes au feu, en cohérence avec le caractère hydraté des minéraux constituants. Globalement, les échantillons sont pauvres en silice (sauf TOP09k et TOP08a), riches en Al₂O₃ et en Fe₂O₃, assez riches en MgO et modérément en CaO. Le K₂O et le Na₂O montrent une distribution bimodale. Seules les roches de l'horizon graphiteux contiennent du carbone, et seul l'échantillon pyriteux CHA03c apparait riche en soufre. Certains autres éléments enregistrent de fortes variations, tel que pour le Ba, pouvant varier de deux ordres de grandeur, et Sr, V, Cu, Ni, Zn et Pb qui peuvent différer d'un ordre de grandeur.

Quelques échantillons montrent des valeurs anormales dans la teneur de certains éléments. Le Ba atteint des teneurs supérieures à 1000 ppm dans les échantillons TOP09j et TOP08a, contrastant avec d'autres échantillons provenant de ces mêmes affleurements. Sr montre des enrichissements supérieurs à 200 ppm dans 4 échantillons (TOP09j, TOP09c, TOP08b, et INF05b). Les fortes concentrations en Ba et Sr dans ces échantillons peuvent être le reflet de l'abondance de plagioclase et/ou de feldspaths alcalins ou bien de processus hydrothermaux. Le V demeure assez élevé dans la plupart des échantillons; il atteint souvent des teneurs supérieures à 300 ppm, qui peuvent être interprétées comme le reflet du contenu en oxyde Fe-Ti (p. ex. magnétite, titanite, titanomagnétite). Trois échantillons montrent des teneurs en Co supérieures à 70 ppm (CHA03c, TOP08a, INF05b), ce qui se révèle plus élevé que certains échantillons de

roches volcaniques mafiques de Montagne d'Or et du « North American Shale Composite (NASC) » (Condie, 1993). Seul l'échantillon TOP08a possède une teneur anormale en Ni, atteignant les valeurs rencontrées dans la tuffite de la LFZ. Trois échantillons (TOP09j, TOP09c et CHA03c) affichent un contenu en Cu important avec des teneurs supérieures à 100 ppm. Le Zn présente des teneurs autour de 100 ppm ou plus pour les échantillons riches en Cu et/ou en Co (TOP09j, TOP09c, TOP08a et INF05b sauf CHA01a). Parmi les échantillons sédimentaires prélevés, aucun n'est aurifère.

L'échantillon de l'horizon graphiteux (MO-96-18 97m) ne montre pas de teneur anormale en métaux, si ce n'est un enrichissement en As (46 ppm), Pb (5 ppm), Sb (2 ppm) par rapport aux autres échantillons. Les éléments tels que le Cu, Zn, As, Sb et Pb sont mobiles lors de processus hydrothermaux et sont indicateurs d'environnements exhalatifs (Peter et Goodfellow 1996, 2003). La variabilité de ces éléments, parfois au sein même d'un affleurement, ne soutient pas l'hypothèse des phénomènes métasomatiques, mais semble associée à une origine primaire comme le dépôt de colloïdes ou issue des sources clastiques (McLennan *et al.* 1993; Peter et Goodfellow 1996).

Les diagrammes de classification géochimique des roches sédimentaires (figures 3.11 A et B) renseignent sur la nomenclature pétrographique d'usage sur la base de: la maturité sédimentaire indiquée par le rapport SiO₂/Al₂O₃ qui est fonction de la proportion de quartz et de minéraux argileux/feldspaths; la maturité chimique marquée par le ratio Na₂O/K₂O qui souligne la présence de feldspaths; et l'indice de stabilité minérale marquée par le rapport Fe₂O₃/K₂O relatif à la proportion de minéraux ferromagnésiens par rapport au plagioclase (Rollinson 1993). La majorité des roches sédimentaires analysées se trouve dans le domaine des grauwackes (figure 3.11 A). Seulement trois échantillons plus siliceux appartiennent aux champs des arkoses-

subarkoses (TOP09k, TOP08a, MO-96-18 96,8 m). La classification des grès et des argilites, qui tient compte des indices de stabilité minérale et de maturité, démontre que la majorité des roches appartiennent au domaine des argilites ferrifères sauf les trois échantillons siliceux mentionnés ci-dessus qui tombent dans les champs des litharenites (TOP09k) et des grès ferrifères (TOP08a et MO-96-18 96,8 m). La formation des roches sédimentaires du gisement de Montagne d'Or semble donc s'être effectuée dans un environnement riche en fer, permettant la préservation des minéraux ferromagnésiens et des oxydes de fer.

Les roches sédimentaires montrent des profils d'éléments traces et de terres rares variables avec des degrés d'évolution contrastés (figures 3.11 C et D). Les variations compositionnelles sont attribuables à la proportion des minéraux lourds dans les différents types de roches sédimentaires. Trois types de profils multi-élémentaires et de terres rares sont reconnus (figures 3.11 C et D) :

(1) des profils plats, peu ou pas fractionnés, similaires aux profils des roches tholéiitiques (TOP09c, CHA03c, TOP08b, TOP08a, CHA01a et INF05b) avec des indices de fractionnement globaux La_{NC}/Yb_{NC} entre 1,2 et 3, de terres rares légères La_{NC}/Sm_{NC} entre 1,1 et 1,5 et de terres rares lourdes Gd_{NC}/Lu_{NC} entre 0,6 et 2 ;

(2) et un spectre fractionné, TOP09k, enrichi en terres rares légères et appauvri en terres rares lourdes avec un indice de fractionnement global La_{NC}/Yb_{NC} de 23,7, de terres rares légères La_{NC}/Sm_{NC} de 6 et de terres rares lourdes Gd_{NC}/Lu_{NC} de 2,5; un spectre qui est similaire à celui des roches volcaniques felsiques du gisement.

(3) des profils légèrement enrichis et fractionnés en terres rares légères générant des spectres à caractères transitionnels (MO-96-18 97 m, MO-96-18 96,8 m et TOP09j) avec des indices de fractionnement global La_{NC}/Yb_{NC} entre 4,8 et 5,4, de terres rares

légères La_{NC}/Sm_{NC} entre 2,8 et 3,5 et de terres rares lourdes Gd_{NC}/Lu_{NC} entre 1,2 et 1,4; ces échantillons pouvant correspondre à un mélange des deux types de spectres ;

L'échantillon de l'affleurement TOP09 montre les 3 spectres de terres rares distincts, confortant l'idée d'une hétérogénéité du matériel sédimentaire reliée à des sources différentes. Des similitudes entre certains échantillons sont présentes dans les spectres multi-élémentaires et de terres rares, par exemple : 1) les échantillons TOP09j et TOP09c (cependant différents en terres rares); 2) CHA03c et TOP08a aux signatures géochimiques presque confondues; 3) TOP08b et INF05b qui sont plus riches en terres rares et sont relativement similaires à CHA03c et TOP08a; et 4) MO-96-18 96.8m et 97 m, ce dernier spectre montrant la signature géochimique la plus évoluée. CHA01 est le seul échantillon exposant les spectres les moins riches en terres rares et en éléments en traces, il est aussi l'unique échantillon avec une anomalie positive en Eu.

La nature exhalative des sédiments et de la tuffite a été testée à partir des diagrammes discriminants présentés sur les figures 3.12 A, B et C.



Figure 3.12 Caractérisation des environnements de dépôts et de la nature exhalative des roches sédimentaires du toit et du mur de la séquence minéralisée et de la tuffite de la LFZ sur Montagne d'Or; (A) diagramme Y/Ho vs Eu/Eu*NASC caractérisant l'origine de la silice dans les sédiments cherteux modifié de Genna *et al.* (2014); Pinti *et al.* (2009); (B) graphique Fe/Ti vs Al/(Al+Mn+Fe) renseignant la proportion de sédiments métallifères, modifié d'après Boström *et al.* (1973); (C) diagramme ternaire Fe-Al-Mn des sédiments hydrothermaux et non hydrothermaux d'après Boström *et al.* (1973); (C, E, F) diagrammes ternaires Co-Th-Zr/10, Th-La-Sc, Sc-Th-Zr/10 de discrimination des environnements tectoniques des grauwackes d'après Bhatia et Crook (1986).

Les roches sédimentaires de Montagne d'Or possèdent un faible rapport Y/Ho et ne montrent aucune anomalie positive en Eu_{NASC}/Eu^{*}_{NASC} sauf pour l'échantillon CHA01a, ce dernier ayant une signature géochimique plutôt erratique (figure 3.12 A). Ces rapports Y/Ho diffèrent de ceux de cherts chimiques d'origine marine, qui sont caractérisés par des rapports Y/Ho élevés et des anomalies modérées en Eu. Les échantillons de Montagne d'Or sont aussi différents des cherts d'origine hydrothermale qui sont caractérisés par une très forte anomalie en Eu. Cette anomalie est le résultat de l'hydrolyse des plagioclases, chargeant les fluides marins en Eu, ce qui est alors enregistré dans les colloïdes se déposant autour des évents hydrothermaux (Sverjensky 1984; Peter et Goodfellow 1996, 2003). La silice contenue dans les roches sédimentaires et dans la tuffite de la LFZ montre plutôt une origine de remplacement (figure 3.12 A). Un autre indicateur pour une origine exhalative est une anomalie négative en Ce_{NASC}/Ce^{*}_{NASC} qui marque la proximité d'un évent exhalatif (Peter et Goodfellow 1996, 2003; Peter et Scott 1999). Dans le cas des roches sédimentaires de Montagne d'Or, l'anomalie négative en Ce_{NASC}/Ce^{*}_{NASC} est faible à modérée, entre 0,6 et 0.8, et ne permet pas de confirmer une influence exhalative pour ces sédiments.

La figure 3.12 B permet de définir la proportion de sédiments métallifères, naturellement riches en Fe et en Mn, et de sédiments terrigènes. Les roches sédimentaires de Montagne d'Or, ainsi que la tuffite, montrent des contenus métallifères pouvant atteindre 50 %, mais sont majoritairement situées autour de 30 %. Les échantillons de tuffite ainsi que l'échantillon de l'horizon graphiteux possèdent les teneurs métallifères les plus élevées. Les enveloppes des roches volcaniques encaissantes sont aussi représentées sur le diagramme de la figure 3.1B. Ainsi l'ensemble des roches felsiques, incluant les roches altérées, dessinent un important domaine compositionnel pouvant atteindre des teneurs en métaux de 30 %. Les roches mafiques dessinent deux petits domaines; un premier, composé de roches non altérées, possédant des valeurs équivalentes à 30 % de sédiments métallifères, et un second,

comprenant des roches altérées, avec des rapports compris entre 55 et 40 %. Ainsi, les échantillons sédimentaires se trouvent à proximité des domaines des roches volcaniques mafiques ou entre celles-ci et les roches volcaniques felsiques. Seuls 3 échantillons de tuffite et un de l'horizon graphiteux se distinguent, bien qu'ils demeurent inférieurs aux indices des roches volcaniques mafiques altérées. Par conséquent, la proportion de sédiments métallifères dans les échantillons de roches sédimentaires de Montagne d'Or, ou potentiellement exhalatives, peut être attribuée à la fraction terrigène de ces roches, c'est-à-dire à un recyclage des roches volcaniques mafiques.

Dans le diagramme ternaire Fe-Al-Mn (figure 3.12 C), les roches sédimentaires et la tuffite se répartissent majoritairement entre les domaines hydrothermaux et nonhydrothermaux. Seulement 5 échantillons se situent dans le champ des sédiments nonhydrothermaux et aucun dans celui des sédiments hydrothermaux. Deux interprétations semblent possibles : soit 1) l'enrichissement en Fe est postérieur à la sédimentation et relié à des processus métasomatiques ou hydrothermaux, ou 2) l'apport terrigène de la sédimentation est associé à une augmentation de la proportion de minéraux argileux, ce qui génère une dilution en Al.

Les éléments tels que La, Th, Sc, Co et Zr dans les diagrammes ternaires des figures 3.12 D, E et F peuvent être utilisés comme indicateurs pour définir les sources et environnements tectoniques de dépôt des roches sédimentaires (Bhatia et Crook 1986). La, Th, et Zr sont abondants dans les milieux felsiques correspondant à des environnements de marge continentale et, dans une moindre mesure, d'arcs insulaires continentaux. Par contre, Sc et Co, qui sont des éléments avec une forte affinité mafique, traduisent des environnements d'arc insulaire océanique (Bhatia et Crook 1986; Rollinson 1993). Ainsi, sur les graphiques des figures 3.12 D, E et F, les roches sédimentaires de Montagne d'Or appartiennent principalement au domaine des arcs

insulaires océaniques ou se situent à proximité de ce champ. Ces mêmes échantillons se trouvent à proximité ou dans le domaine des roches volcaniques mafiques de Montagne d'Or. Seulement trois échantillons sortent de cette tendance (TOP09k, MO96-18 97 m et 96,8 m). L'échantillon de l'horizon graphiteux (MO96-18 97 m) montre une affinité avec un environnement d'arc insulaire continental, tout comme l'échantillon de chert à épidote (MO96-18 96.8 m). Ce dernier diverge cependant sur le graphique Co-Th-Zr/10 (figure 3.12 D), où il occupe le champ des arcs insulaires océaniques. L'échantillon TOP09k montre un comportement plus contrasté, appartenant au domaine d'arcs insulaires continentaux, de marges continentales actives et/ou passives dans chacun des diagrammes ternaires Co-Th-Zr/10, Th-La-Sc et Sc-Th-Zr/10. Les échantillons TOP09k, MO96-18 97 m et 96,8 m se trouvent cependant à proximité, ou sont compris dans les enveloppes compositionnelles définies par les roches felsiques de Montagne d'Or dans chacun des graphiques (figure 3.12 D, E et F). Ainsi, d'après ces différents diagrammes, les roches volcaniques mafiques constitueraient la principale source terrigène des roches sédimentaires de Montagne d'Or, et l'influence des roches volcaniques felsiques comme source de matériel détritique aurait été relativement mineure.

3.10 Interprétation et discussion

Les roches felsiques de Montagne d'Or sont calco-alcalines et sont issues d'une même source magmatique. Les faibles contributions crustales et le faible degré de fractionnement de ces roches suggèrent un environnement d'arc volcanique immature. Les roches felsiques forment une suite rhyodacitique à rhyolitique. Les QFP sombres sont intrusifs dans les tufs felsiques, les QFP clairs et les volcanites mafiques de l'unité centrale, et constituent donc les dernières phases magmatiques felsiques du gisement. Le magma associé à la formation des tufs felsiques et des QFP clairs a évolué vers une composition intermédiaire lors de la formation des QFP sombres. Bien que les processus d'évolution magmatique soient complexes et résultent de plusieurs processus (p. ex. cristallisation fractionnée, nouvel apport de magma, contamination crustale, ségrégation, cf. Marsh 2006 ; Caricchi et Blundy 2015), les QFP sombres peuvent provenir d'un magma résiduel qui par la cristallisation fractionnée est de composition plus intermédiaire et plus évoluée en terres rares que les premiers produits volcaniques émis. La température du magma de cette suite magmatique felsique est estimée entre 750 et 730 °C.

L'environnement tectono-magmatique de l'unité mafique centrale correspond à une zone de dorsale de type N-MORB ou de bassin d'arrière-arc, bien qu'une influence du magma calco-alcalin alimentant l'unité felsique principale dans la composition du magma de l'unité mafique centrale ne soit pas exclue. Les roches volcaniques mafiques de l'Unité Inférieure et de l'Unité Supérieure sont géochimiquement similaires à celles de l'unité centrale. Un environnement de type N-MORB est commun dans les roches mafiques de la Formation de Paramaca (Vanderhaeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003a, b). Un contexte géodynamique de rift arrière-arc permet d'expliquer le synchronisme des épisodes volcaniques tholéiitique et calco-alcalin et apparait comme un environnement approprié pour Montagne d'Or. L'intercalation d'unités felsiques
calco-alcalines au sein d'unités mafiques comprenant des roches tholéiitiques est aussi reconnue dans les parties supérieures et centrales de la Formation de Paramaca (Gibbs et Barron 1993; Voicu *et al.* 1997; Kroonenberg et de Roever 2010). Voici *et al.* (1997) ont aussi évoqué ce type de relations entre les intrusions felsiques et l'encaissant tholéiitique à Omai. De plus, les travaux de datation de Enjolvy (2008) en Guyane française sont cohérents avec le synchronisme du volcanisme tholéiitique et calco-alcalin.

La mise en place d'un niveau de tuffite dans la « Lower Favorable Zone » indique une phase de quiescence pendant le volcanisme felsique. La géochimie de cette tuffite s'avère particulière, avec son caractère alcalin et ses profils de terres rares très élevés et fractionnés d'affinité calco-alcaline. Les roches volcaniques felsiques du gisement de Montagne d'Or pourtant calco-alcaline ne partagent pas ces caractéristiques géochimiques. La source magmatique produisant le matériel volcanique du niveau de tuffite ne peut se rattacher aux roches volcaniques du gisement. Par conséquent, la source ne pouvant être locale et proximale, une origine volcanique d'ampleur régionale est proposée pour la formation de ce niveau (c.-à-d. un arc émergeant dans le voisinage du secteur de Paul-Isnard). Une composante exhalative est envisagée comme l'une des sources possibles de cette tuffite, bien que les analyses lithogéochimiques de ce faciès n'ont pas permis de confirmer la présence d'une telle composante. La charge terrigène composée de cendres volcaniques masque probablement cette signature. L'hétérogénéité géochimique de cette tuffite et des roches sédimentaires associées est interprétée comme étant reliée à une variation dans la proportion de la fraction terrigène essentiellement constituée de cendres volcaniques qui est diluée ou mélangée avec une autre fraction (p. ex. colloïdes).

Les intrusions intermédiaires anté-déformation, se mettant en place sous forme de filons-couches, possèdent des caractéristiques géochimiques spécifiques. Elles

recoupent les roches volcaniques et la minéralisation et ne montrent pas de paragénèses d'altération. Les filons-couches d'intrusions intermédiaires porphyriques et le filoncouche « horizon marqueur » possèdent une même origine magmatique, ce dernier montrant un caractère plus évolué. Ces intrusions sont d'affinité calco-alcaline. Il est probable que l'évolution de la subduction produisant les magmas des séries felsiques calco-alcalines encaissantes soit à l'origine de ces filons-couches.

Les diabases sont d'origine post-volcanique, comme montré par : (1) leur signature géochimique transitionnelle contrastant avec les roches encaissantes; (2) les nombreuses relations de recoupement avec les roches volcaniques et la minéralisation; (3) leur signature transitionnelle contrastant avec les roches encaissantes ; (4) leur répartition régionale, c'est-à-dire leur présence dans tous les domaines lithologiques du gisement de Montagne d'Or (c.-à-d. Unité Supérieure et l'Unité Inférieure); (5) l'absence de structures de déformation hormis les veines de quartz et les possibles déformations par la phase de déformation D2 sur les épontes; et (6) une orientation globalement oblique sur la stratification et la schistosité principale D1. La signature géochimique de ces diabases contraste avec celle des dykes de dolérites jurassiques guyanais dits « Apatoe », ces derniers étant d'affinité tholéiitique, ne montrant pas d'anomalie négative en Nb, mais plutôt des anomalies positives en Sr et en Ti (Choudhuri 1978; Choudhuri et al. 1990; Deckart et al. 1997; Nomade et al. 2002). Les diabases de Montagne d'Or s'apparentent plutôt aux diabases protérozoïques de la famille dite «Avanavero», d'affinité calco-alcaline ou tholéiitique continentale (Nomade *et al.* 2002). Les intrusions transitionnelles porphyriques montrent les mêmes types de caractéristiques structurales et de recoupement avec les roches encaissantes que les dykes de diabase. Ces intrusions soulignent donc l'existence d'un magmatisme basaltique intraplaque post-déformation D1. Les caractéristiques géochimiques des intrusions transitionnelles porphyriques suggèrent une origine reliée au même contexte géodynamique de magmatisme intraplaque que les diabases.

Les intrusions mineures, bien qu'elles soient en faible proportion, montrent la plus grande variété compositionnelle du gisement de Montagne d'Or, avec 10 signatures géochimiques distinctes. Chaque type d'intrusion montre des degrés de fractionnement variables, et certaines proviennent de sources distinctes. Le magmatisme d'affinité calco-alcalin relié à ces intrusions mineures est clairement post-minéralisation. Ces intrusions mineures sont divisées en deux groupes : 1) intrusions anté-déformation; et 2) intrusions post-déformation. Les intrusions mineures anté-déformation se mettent en place durant le même évènement magmatique calco-alcalin que les intrusions intermédiaires, peut-être durant les dernières contributions magmatiques du processus de subduction. Les intrusions mineures post-déformation indiquent l'existence d'un magmatisme calco-alcalin postérieur à la phase de déformation régionale D1. Une des intrusions mineures post-déformations recoupe les dykes de diabase et inversement pour d'autres populations d'intrusions mineures post-déformations. Ces éléments suggèrent que ces épisodes magmatiques post-D1 ont été pénécontemporains, avec deux phases magmatiques calco-alcalines de part et d'autre de l'évènement magmatique d'affinité transitionnelle.

Les roches sédimentaires de Montagne d'Or sont des alternances de grauwackes et d'argilites riches en fer, témoignant d'environnements marins relativement profonds de fond océanique. Ces roches sédimentaires ont conservé leurs caractéristiques géochimiques primaires et n'ont pas subi de forte remobilisation suite au métamorphisme régional. Les éléments majeurs, métalliques et traces indiquent que des roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique sont la source principale de ces sédiments. Une faible proportion de roches sédimentaires présente des signatures géochimiques se rapprochant de celles des roches felsiques qui ont pu constituer une source mineure, ce qui correspond aux abondances que nous avons observées dans l'ensemble de l'assemblage volcanique secondaire. Les systèmes VMS sont souvent associés à des niveaux exhalatifs se déposant sur les fonds marins. La série sédimentaire de Montagne d'Or a possiblement préservé de tels faciès exhalatifs. Les éléments traces ne montrent cependant pas d'anomalies positives en Eu ou négatives en Ce, caractéristiques d'environnements exhalatifs, bien que les anomalies d'Eu soient parfois absentes dans certaines exhalites modernes et/ou anciennes (p. ex. Deep Sea Drilling Project de l'est Pacifique, les dépôts Kuroko au Japon, Broken Hill en Australie ; Peter et Goodfellow, 1996). En fonction de la configuration des bassins sédimentaires marins, un apport détritique peut parfois oblitérer ou amoindrir l'intensité des anomalies en Eu et Ce de la fraction exhalative des dépôts sédimentaires (Peter et Goodfellow 1996, 2003). À Montagne d'Or, les compositions en terres rares et éléments majeurs des faciès sédimentaires ne permettent pas de confirmer ou infirmer l'influence d'une source exhalative durant leur dépôt. Les éléments métalliques (As, Cu, Pb, Sb et Zn) montrent cependant des teneurs anomales dans la majorité des échantillons de roches sédimentaires analysées.

Les roches sédimentaires de Montagne d'Or dérivent principalement de l'érosion des roches volcaniques tholéiitiques, avec une contribution moindre de roches calcoalcalines. Ces variations de source peuvent être interprétées comme le résultat de différents environnements tectoniques. Le Bouclier Guyanais renferme plusieurs séquences sédimentaires protérozoïques, composées de grauwackes et d'argilites similaires à celle de Montagne d'Or (p. ex. la Formation d'Armina ; Bosma et al. 1984; Daoust et al. 2011; Delor et al. 2003; Gibbs et Barron, 1993). Selon les données géochimiques disponibles pour la Formation d'Armina et l'Ensemble Détritique Supérieur (c.-à-d. Formation de Rosebel), les séries sédimentaires dérivent de l'érosion de roches calco-alcalines environnantes (Daoust et al. 2011; Voicu 1999; figure 3.13). Ainsi, un environnement d'arc calco-alcalin mature et émergeant constituerait la source des sédiments de la Formation d'Armina. Sur le gisement de Rosebel, des niveaux de conglomérats sont retrouvés au sein des séquences turbiditiques de la Formation d'Armina (Daoust *et al.* 2011), suggérant l'existence de sources plutôt proximales. Par contre, sur le gisement de Montagne d'Or, la granulométrie des roches sédimentaires est généralement très fine et ne contient pas de clastes, suggérant un environnement de dépôt distal et profond; l'environnement volcano-sédimentaire de la région de Montagne d'Or pourrait donc être un arc calco-alcalin immature immergé dans un bassin marin relativement profond en région arrière-arc.



Figure 3.13 Spectres des terres rares des roches sédimentaires de Montagne d'Or, d'Omai et de Rosebel normalisées à la chondrite C1 (Boynton 1984) d'après les données géochimiques de Daoust et al. (2011) pour Rosebel et de Voicu et al. (1997) pour Omai.

CHAPITRE IV

MINÉRALISATION ET ALTÉRATION

Ce chapitre présente, dans un premier temps, la minéralisation aurifère puis, dans le deuxième temps, les signatures géochimiques des altérations développées dans les roches volcaniques encaissant cette minéralisation aurifère du système SMV de Montagne d'Or. En effet, comme présenté dans le chapitre I, la reconnaissance de la nature et de la distribution des altérations hydrothermales et des éléments métalliques sont des critères essentiels dans la compréhension des systèmes SMV et de leur formation (Franklin *et al.* 2005; Galley *et al.* 2007). De plus, dans les systèmes SMV contenant de l'or, les caractérisations typologiques des minéralisations et leurs signatures métalliques en métaux traces et en métaux précieux sont des propriétés importantes dans la reconnaissance et la définition de cette catégorie de gisements SMV (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin *et al.* 2011).

Le gisement de Montagne d'Or est constitué de deux enveloppes aurifères principales, la UFZ et la LFZ, et de deux autres enveloppes mineures, la HWZ et la FWZ réparties de part et d'autre des enveloppes principales. Ces corps minéralisés subverticaux, d'orientation EO à ENE-OSO, sont encaissés dans différents types de roches volcaniques et se composent de plusieurs styles de minéralisations et de paragenèses sulfurées. Ces roches volcaniques, encaissant la minéralisation ou se trouvant à proximité de celle-ci, présentent diverses variations des éléments majeurs, tel qu'évoquées au chapitre III précédent. Ces variations sont reliées aux processus d'altération générés par cette minéralisation aurifère volcanogène.

Ainsi, ce chapitre présente dans ce premier temps la typologie de la minéralisation, les paragenèses et la distribution des éléments métalliques en fonction des différents corps minéralisés. La chimie des sulfures, réalisée à la microsonde électronique, et les observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB) permettent de déterminer les phases porteuses des signatures métalliques observées. Ces différentes caractéristiques couplées aux isotopes du soufre permettent de mieux définir la nature des fluides hydrothermaux et de comprendre les conditions et les processus physico-chimiques à l'origine de la minéralisation.

Dans le deuxième temps, ce chapitre documente le type et la nature des altérations associés à la minéralisation à partir d'observation macroscopique et en lame mince des différents faciès d'altération, couplée aux traitements des données lithogéochimiques avec l'utilisation de précurseurs. La chimie des minéraux d'altération permet de définir les phases porteuses des éléments mobilisés par l'hydrothermalisme. Une fois les caractéristiques des altérations et des minéralisations identifiées, il sera possible de définir les processus hydrothermaux et d'établir un modèle de formation des différentes enveloppes minéralisées et altérées du système SMV aurifère de Montagne d'Or.

Ces différents aspects sont traités dans le présent chapitre à l'aide d'analyses macroscopiques, microscopiques, géochimiques et isotopiques ainsi que par la construction de profils de forage et de cartes d'interpolation en plan et en 3D.

4.1 Méthodologie

4.1.1 Échantillonnage

Les échantillons lithogéochimiques traités dans ce chapitre sont les mêmes que ceux utilisés dans le chapitre précédent. Les détails techniques et les seuils de détection des différentes campagnes d'échantillonnage sont présentés en annexe B. L'ensemble des données n'a cependant pas été utilisé. Seuls les faciès affectés par l'hydrothermalisme ont été retenus.

La majorité des échantillons a été prélevée durant la campagne de la compagnie Columbus Gold corp entre 2013 et 2014. Une des consignes d'échantillonnage était d'éviter les roches riches en sulfures. Par conséquent, la proportion de roches altérées et minéralisées est limitée. Ce jeu de données permet d'avoir un aperçu global des processus d'altération sans pouvoir les définir de manière détaillée. Les analyses réalisées sur les échantillons ne comprennent pas les métaux usuels et précieux. Par conséquent, ces éléments ont été exclus du calcul du bilan de masse.

La totalité des forages a été échantillonnée pour caractériser la teneur en or sauf dans certains intervalles d'intrusions tardives et stériles. On dispose ainsi d'un total d'environ 60 000 analyses pour or (totalité des échantillons de forage depuis 1996). Pour certaines zones très minéralisées, le cuivre a été analysé par ICP-MS pour environ 26 700 échantillons (totalité des analyses depuis 1996). Lors des campagnes antérieures à celle de Columbus, certains échantillons ont fait l'objet d'analyses multiélément pour les métaux. Ces analyses n'ont pas été retenues, car la validation des données a révélé des problèmes analytiques, une faible résolution et des limites de détection trop élevées. Seules les 10 600 analyses des éléments métalliques en ICP-MS réalisées pendant les campagnes de Columbus (2013-2016) ont été utilisées. Ces analyses multiéléments ont été effectuées uniquement dans les zones aurifères.

L'intervalle échantillonné pour l'analyse des métaux en ICP dans les forages est variable, compris entre 0,5 à 1,5 m afin de respecter les contacts lithologiques, les variations d'altération et de minéralisation. Les résultats de ces analyses ont été compilés avec les données lithogéochimiques et les bilans de masse associés. Bien que l'intervalle échantillonné soit différent entre les échantillons de roches totales et les analyses pour les métaux en ICP (en moyenne l'échantillon lithogéochimique représente 3/10^{ème} de l'échantillon analysé pour l'or et les métaux), la compilation des résultats permet d'associer le bilan de masse avec la teneur en or afin de mieux comprendre la relation altération-minéralisation.

Le choix des précurseurs (c.-à-d. les échantillons de références non altérés) dans le calcul de bilan de masse est très important, car ils contraignent les gains et les pertes en éléments de l'ensemble des échantillons comparés. On doit donc sélectionner les échantillons les plus représentatifs des faciès discriminés et qui présentent un effet limité de phénomènes métasomatiques afin de bien comparer les changements chimiques entre ces échantillons de référence et les autres échantillons potentiellement altérés. Certains critères permettent de choisir le ou les précurseurs tels que des indicateurs de changement chimique ou des seuils de référence de composition initiale.

Dans cette étude, les critères pour sélectionner les précurseurs ont été les suivants :

- Une perte au feu minimale, inférieure à 5%pds (critère excluant les roches affectées par une hydratation, une carbonatation, ou présentant des sulfures) ;
- Un bouclage proche de 100% pds;
- Un indice d'altération (A.I.) « d'Ishikawa » située entre 20 < A.I. < 40 (Gaboury, 2004), un indice d'altération CCPI moyen dans le champ des roches fraiches pour la nature du protolithe concerné dans la boite d'altération de Large *et al.* (2001) et avec un caractère médian parmi les échantillons non altérés ;

- Une composition géochimique représentative du faciès à la fois sur les graphiques de classifications pétrogénétiques et sur les spectres multiélémentaires et de terres rares ;
- Des valeurs proches de zéro pour les éléments tels que le Zr et le Ti dans le calcul du bilan de masse par modélisation des précurseurs ou par l'utilisation de précurseur unique;
- Un alignement des éléments, dont les éléments immobiles, selon une droite dans un diagramme isocone de Grant (1986).

Par ces critères, plusieurs précurseurs ont été sélectionnés pour chaque faciès affecté par les processus d'altération avec 3 précurseurs pour les QFP clairs, 7 précurseurs pour les QFP sombres, 4 précurseurs pour les tufs felsiques et 4 précurseurs pour les volcanites mafiques de l'unité centrale. Les compositions géochimiques des précurseurs sélectionnées sont présentées dans les tableaux de l'annexe C et les isocones de Grant en annexe D.

Des lames minces ont été réalisées sur divers encaissants, faciès d'altération, zones minéralisées, types de minéralisation, ainsi que sur certains précurseurs afin de confirmer l'absence d'altération. Cet échantillonnage permet de mieux contraindre à l'échelle microscopique la minéralisation et ses processus d'altération. De nombreuses lames minces ont été réalisées à proximité d'échantillons de lithogéochimie, permettant ainsi de coupler les résultats du bilan de masse à une observation microscopique.

4.1.2 Isotopie du soufre

Les échantillons retenus pour l'isotopie du plomb (chapitre V) ont aussi été sélectionnés pour les analyses isotopiques du soufre. Il comprend : 1) deux échantillons de galène, un provient d'une veinule primaire de type « stringer » à arsénopyrite-galène encaissée dans un QFP clair (161-154.6) et le second provient d'une veine de quartz de

minéralisation secondaire liée à la déformation et au métamorphisme qui recoupe un tuf felsique altéré (206-179.85); 2) un échantillon de chalcopyrite issue d'une veine de quartz de minéralisation secondaire encaissée dans un tuf mafique (74-120.8); 3) deux échantillons de pyrite de minéralisation primaire, un premier échantillon encaissé dans la tuffite de la LFZ (154-130.7) et le second dans un tuf felsique altéré (172-168.5). Cet échantillonnage a été complété avec 5 autres échantillons provenant de la UFZ et de la LFZ afin de mieux définir la nature et la source du fluide relié à la minéralisation. Ouatre des pyrites analysées proviennent d'une minéralisation semi-massive primaire, dont trois dans un tuf felsique (154-149,4; 182-215,6; 93-420,16) et une dans une volcanite mafique altérée en chlorite (77-169,9). Le cinquième échantillon est une pyrrhotite issue d'un lit de sulfures semi-massifs recristallisés présentant des structures « durchbewegung » et encaissé dans une volcanite mafique altérée en chlorite (74-119). Ces analyses permettent d'indiquer l'environnement de dépôts des sulfures tel qu'une précipitation magmatique, thermochimique ou issue de bactéries sulfato-réductrices. Les échantillons sont extraits des carottes de forages à l'aide d'une aiguille en acier. Les monocristaux de sulfures prélevés sont examinés par la spectrométrie des rayons X sous MEB afin de confirmer l'espèce minérale et détecter d'éventuelles inclusions. Ce contrôle a permis d'observer que les monocristaux de galène sont en faite constitué d'un assemblage d'arsénopyrite encapsulé de galènes.

Un monocristal de sulfures est broyé dans un mortier en agate pour chaque échantillon. Ensuite, selon le type de sulfure, entre 0,4 à 0,1 mg de poudre est utilisé, puis activé par une poudre de pentoxyde de vanadium dans un cylindre en étain. Les analyses isotopiques du soufre ont été réalisées au laboratoire du Géotop (UQAM) avec un spectromètre de masse à ratio isotopique (IRMS) couplé avec un analyseur élémentaire en flux continu de marque Elementar Vario PyroCube. Trois standards (IAEA-S1, IAEA-S2, et IAEA-S3) sont utilisés pour la calibration. L'erreur analytique est inférieure à $\pm 0,2\%$ δ^{34} S. Les ratios isotopiques du soufre sont exprimés selon la normalisation de la Troïlite de Vienna-Canyon Diablo (VCDT).

4.1.3 Analyse à la microsonde

Certains silicates et sulfures de lames minces ont fait l'objet d'une observation plus détaillée à l'aide de la spectrométrie des rayons X sous MEB. Ces analyses semiquantitatives ont permis de mieux caractériser les phases minérales et leur répartition avec une meilleure définition qu'en microscopie optique. Pour obtenir la chimie des différents silicates et/ou des sulfures représentatifs, 15 lames ont été analysées à la microsonde. Ces analyses ont été réalisées avec la microsonde CAMECA SX-100 du laboratoire de microanalyse de l'université Laval. Cette microsonde est composée de 5 spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) générant un faisceau d'un diamètre de $\pm 5 \ \mu m$ sous un voltage d'excitation de 15 kV. Les différents spectromètres ont été calibrés à l'aide de différents matériaux de référence en fonction des phases minérales à analyser avec une durée de comptage sur les pics mesurés de 20 s et une durée de comptage sur les pics m

4.2 Minéralisations

Le gisement de Montagne d'Or est estimé à 3,9 millions d'onces d'or en ressource mesurée et indiquée avec une teneur moyenne de 1,4 g/t d'or (teneur de coupure à 0,4 g/t Au), et possède un potentiel de 5 millions d'onces d'or d'après les estimations (Compagnie Minière Montagne d'Or, rapport BFS 2017).

Le gisement comprend quatre enveloppes aurifères stratoïdes qui couvrent une surface de 3 km de long pour 200 à 400 m de large. Parmi les quatre enveloppes, deux constituent les zones principales et encaissent l'essentiel du minerai riche en or. Les deux autres, réparties de part et d'autre des précédentes, forment des zones mineures à faible teneur. Les enveloppes se localisent dans les portions les plus altérées des roches volcaniques encaissant le gisement. Ces corps minéralisés d'orientation N85 et ont un pendage de 70° vers le sud, sont déformées et transposées selon la schistosité régionale de même orientation. Les enveloppes minéralisées sont stratoïdes et suivent certaines lithologies et niveaux stratigraphiques (voir chapitre II). Les enveloppes sont définies en différentes zones suivant leur positionnement dans la séquence stratigraphique (figure 4.1), du bas vers le haut : au nord, la FWZ (*Footwall-Zone*), la LFZ (*Lower Favorable Zone*), la UFZ (*Upper Favorable Zone*) et la HWZ (*Hanging-Wall Zone*).

La nature de l'altération varie spatialement dans le gisement de Montagne d'Or. Ces variations sont liées aux changements de composition des lithologies encaissantes, aux modifications de propriétés physico-chimiques des fluides hydrothermaux et à leur origine. Ces éléments contrôlent la minéralisation aurifère et influencent la distribution des éléments métalliques, les paragenèses minérales et le style de minéralisation. Pour bien caractériser le système hydrothermal aurifère, il est nécessaire de définir la typologie et la pétrographie des zones minéralisées, la distribution des métaux ainsi que la chimie des sulfures et leurs signatures isotopiques en soufre. Ces diverses caractéristiques sont présentées dans cette section. Pour plus de détail, les profils lithologiques et les signatures métalliques des forages (annexe E), les coupes (annexe H) et les analyses à la microsonde des sulfures (annexe G) sont présentées en annexes. Afin de faciliter la localisation, les zones minéralisées de la UFZ et de la LFZ sont partitionnées en plusieurs secteurs, identifiés sur la carte de la figure 4.1.



Figure 4.1 Carte des enveloppes aurifères du gisement de Montagne d'Or, représentées de différentes couleurs selon les zones concernées et découpées en différent secteur (lignes en pointillé). Modifié de la Compagnie Minière Montagne d'Or.

4.2.1 Typologie et pétrographie des zones minéralisées

La minéralisation aurifère forme des zones de remplacement marquées par une importante dissémination stratoïde de pyrite. Les zones de remplacement comprennent, dans les zones très aurifères, de nombreuses veines et veinules transposées de sulfures ainsi que des lits pluricentimétriques, parfois métriques, de sulfures semi-massifs. Contrairement au modèle classique des SMV, le gisement de Montagne d'Or ne présente pas de lentille de sulfures massifs. Les horizons de sulfures semi-massifs ne font pas plus de trois mètres d'épaisseur en forage.

La minéralisation aurifère contient majoritairement de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite avec des quantités mineures de sphalérite, magnétite, arsénopyrite et galène. Les phases minérales aurifères sont principalement constituées d'or natif et d'électrum. La chalcopyrite est le principal minéral cuprifère avec une concentration moyenne de 0,1 % Cu, une teneur insuffisante pour présenter un intérêt économique.

Les roches felsiques encaissent 80 % de la minéralisation, suivi des roches volcaniques mafiques dominées respectivement par les faciès de tufs felsiques et de tufs mafiques d'intercoulées, de matériel hyaloclastique. Ces roches volcaniques et intrusives sont affectées par des paragenèses d'altération principalement composées de séricite-chlorite/biotite ±quartz±grenat et forment des halos de plusieurs mètres autour des enveloppes minéralisées.

Les enveloppes minéralisées se présentent comme des zones plus ou moins continues et régulières. Les deux zones principales, la LFZ et la UFZ, se rejoignent au cœur du gisement, dans les roches felsiques situées à proximité du contact avec les volcanites mafiques. Ces corps minéralisés sont constitués d'une succession d'horizons aurifères de 3 à 10 m de puissance séparés par des sections à faible teneur ou stériles de 10 à 30 m d'épaisseur. Les successions d'horizons à faibles et fortes teneurs représentent une puissance cumulée de 20 à 50 m dans les roches felsiques et de 10 à 20 m dans les roches mafiques. La UFZ est constituée de deux colonnes minéralisées (« ore shoots ») qui constituent une cible prioritaire pour une éventuelle exploitation. Ces colonnes minéralisées sont subverticaux et semblent coïncider à la linéation minérale et d'étirement orientée à 65° vers le sud-est.

Faciès de sulfures disséminés

Ce faciès est dominé par une dissémination de pyrites automorphes étirées selon la schistosité. Certains sulfures comme la pyrite et l'arsénopyrite forment une texture porphyroclastique due à la déformation et peuvent contenir des sulfures plus ductiles dans les ombres de pression (figures 4.2 A et B). Ce type de minéralisation disséminée définit les zones de faible teneur du gisement (c.-à-d. < 0,3-0,5 g/t Au). Dans les roches felsiques, la pyrrhotite et la chalcopyrite forment les phases accessoires avec des traces d'arsénopyrite ou de sphalérite (figures 4.2 A et B). Les pyrites disséminées

s'expriment parfois en amas de taille variable. Les sulfures disséminés soulignent certaines textures volcaniques primaires en se répartissant autour de clastes juvéniles (figure 4.2 C) ou par la formation de liserés de pyrite autour de ponces (figure 4.2 D), ce type de textures suggérant clairement un processus de remplacement. Dans les roches mafiques, la répartition des sulfures disséminés souligne d'anciens lits (figure 4.2 E). Dans ces encaissants mafiques, les sulfures sont constitués de pyrite et pyrrhotite en proportion égale, mais peuvent par endroit être plus riches en pyrite, et inversement. La chalcopyrite en trace est associée à ces pyrites et pyrrhotites (figure 4.2 E). Les disséminations de sulfures peuvent se présenter ponctuellement dans la tuffite de la LFZ, se matérialisant sous forme de bandes de pyrites automorphes grossières ou de fines pyrites disséminées dessinant un litage d'épaisseur millimétrique (figure 4.2 F).



Figure 4.2 Minéralisation disséminée: (A et B) MO1268 à 135.8m, photographie (A) et photomicrographie en LR (B) d'une minéralisation portée par une dissémination d'arsénopyrites automorphes présentant des ombres de pression de pyrite avec quelques phases de chalcopyrite et pyrrhotite; (C) MO1298 à 183.1m, photographie montrant une dissémination de pyrite autour des clastes juvéniles dans des tufs à lapilli attestant un processus de remplacement pour la minéralisation ; (D) MO1292 à 111.4m, photographie d'une possible ponce soulignée par la présence d'une dissémination de pyrite autour ; (E) MO1274 à 114.2m, photographie illustrant une minéralisation disséminée de pyrrhotite, de pyrite et de chalcopyrite sous la forme de lit dans les volcanites mafiques chloritisées ; (F) MO15263 à 85m, photographie de la minéralisation dans la tuffite de la LFZ caractérisée par une dissémination de fines pyrites réparties dans des lits. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

Les veinules de type « stringer » forment le minerai à forte teneur des zones minéralisées (c.-à-d. >3 g/t Au). Ces veinules riches en sulfures sont plissées (figures 4.3 A et B) et/ou transposées dans la schistosité, montrant parfois un démembrement total (figure 4.5 B), localement souligné par des textures de bréchiques (figures 4.5 A et 4.6 A). Les sulfures plus compétents, comme la pyrite et l'arsénopyrite, résistent toutefois à la déformation et préservent leur forme cristalline d'origine. À contrario, les sulfures plus ductiles, comme la pyrrhotite, la chalcopyrite, la sphalérite et la galène, montrent des évidences de fluage et forment une matrice amorphe (figures 4.4 A et B, figures 4.5 A, C et D et figure 4.6 A et B).

Dans les roches felsiques, les paragenèses sulfurées sont dominées par la pyrite, accompagnée de chalcopyrite en proportion variable, souvent non-négligeable (figures 4.3 A, B, C et E). Par endroit, la sphalérite, la pyrrhotite ou les assemblages à arsénopyrite-galène constituent une paragenèse dominante (figures 4.5 A et B et figure 4.6 A). En d'autres endroits, les veinules contiennent une forte proportion de magnétite et de pophyroblastes de grenat (figures 4.3 C, D, E et F). Le quartz est associé aux paragenèses sulfurées, mais en proportion moindre (figure 4.3 F). L'électrum se concentre autour des sulfures ou au contact avec les encaissants silicatés (figure 4.3 F). L'électrum, les tellurures et les divers sulfosels se présentent en phase libre autour des sulfures ou à l'interface entre les sulfures et les minéraux de gangue (figures 4.4 C et D et figures 4.6 C et D). Ces phases complexes peuvent se concentrer dans les fractures des sulfures et de certains silicates, notamment les grenats (figures 4.4 E et F et figures 4.5 E et F). Dans les roches mafiques, la pyrrhotite domine la paragenèse sulfurée des veinules. Les veinules de type « stringer » dans les encaissants mafiques sont enrichies en chalcopyrite et pauvres en sulfures accessoires.



Figure 4.3 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones UFZ et HWZ : (A) MO1282 à 128.5m, photographie d'une veinule déformée, plissée et transposée composée de pyrite et de pyrrhotite dans une intrusion de QFP clair (composite de 104 à 149m à 1.3g/t) ; (B) MO1298 à 252.6m, photographie d'une veinule plissée de pyrite dans un tuf felsique altéré en séricite présentant une forte dissémination de pyrite ; (C) MO14174 à 185.5m, photographie de veines de « stringer » riche en pyrites automorphes avec de la chalcopyrite et de la pyrrhotite. Ces veines sont développées dans un tuf felsique altéré en séricite, chlorite et grenat ; (D) MO1286 à 61.6m, photographie d'une veine riche en magnétite, pyrrhotite et grenat ; (E) MO1286 à 162.5m, veine constituée de pyrite et de magnétite automorphes cimentées par de la pyrrhotite et de la chalcopyrite. Des grenats automorphes s'expriment dans la veine et dans l'encaissant ; (F) MO1289 à 125.8m, photographie d'une veinule (stringer) de quartz riche en pyrite automorphe avec de la chalcopyrite interstitielle et un grenat fracturé présentant de l'électrum. Une plus petite veinule de quartz boudinée montre dans les zones abritées de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite. Échelle : demicarotte NQ (4.77cm de diamètre).



Figure 4.4 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones UFZ et HWZ (suite) : (A à F) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographies en LR (A, B, C et E) et images MEB en électrons rétrodiffusés (D et F) ; (A) Veine de « stringer » boudinée contenant une arsénopyrite automorphe accompagnée de pyrite. La pyrrhotite et la chalcopyrite se trouvent dans les ombres de pressions. ; (B) Minéralisation dans le « stringer » principal avec des pyrites relativement automorphes et fracturées contenues dans une matrice à chalcopyrite et pyrrhotite et une sphalérite présentant de la chalcopyrite « disease ». L'électrum riche en Ag associé à de la pyrrhotite et une sphalérite présentant des phases complexes comprenant du bismuth natif, de l'électrum, de la freibergite ((Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃), de la galène et de la pyrrhotite ; (E et F) fractures et inclusions remplies d'électrum riches en Ag dans un grenat. L'électrum de cette facture semble provenir de sulfosels d'or et argent en marge des pyrites automorphes associées à de la pyrrhotite et ul for et argent en marge des pyrites automorphes associées à de la pyrrhotite et de la chalcopyrite. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).



Figure 4.5 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones LFZ et FWZ : (A) MO1274 à 113.5m, photographie d'une veine de pyrrhotite présentant une texture bréchique développée dans tuf felsique ; (B) MO14161 à 145.6m, photographie d'une veine déformée, plissée et transposée riche en arsénopyrite et galène dans une intrusion de QFP clair; (C et D) MO14161 à 145.6m, photomicrographie en LR illustrant des porphyroblastes d'arsénopyrites automorphes associées à des cristaux de galènes xénomorphes ; (E et F) MO14161 à 145.6m, image MEB en électrons rétrodiffusés, (E) porphyroclastes de grenat présentant des inclusions d'arsénopyrite et de quelques galènes confirmant le caractère précoce de ces minéraux. La galène s'injecte aussi dans les fractures du grenat ; et (F) cristaux d'arsénopyrite présentant des fractures remplies de freibergite (Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃ et de galène. Les cristaux de galène sont concentrés autour des arsénopyrites. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).



Figure 4.6 Minéralisation de type « stringer » (ou veinule) dans les facies felsiques des zones LFZ et FWZ (suite) : (A) MO14138 à 71m, photographie d'une veine avec des clastes arrondis de tufs felsiques dans un ciment de sphalérite ; (B) MO14138 à 71m, photomicrographie en LR présentant des cristaux xénomorphes de pyrrhotite, de sphalérite, de chalcopyrite et de galène ; (C et D) MO14138 à 71m, photomicrographie en LR (C) et image MEB en électrons rétrodiffusés (D) d'une inclusion de galène et de cuivre gris (freibergite (Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃) dans un assemblage de pyrrhotite et sphalérite. Le cristal xénomorphe de galène contient une inclusion de bismuth natif. De petites phases de galène s'expriment entre les cristaux de pyrrhotite et de sphalérite. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

Faciès de sulfures semi-massifs

Les faciès de sulfures semi-massifs, moins fréquents, forment le minerai de teneur moyenne à très élevée dans le gisement (c.-à-d. >1 g/t Au). Ces niveaux sont généralement très déformés, montrant du boudinage, du fluage, de la recristallisation, des plis intrafoliaux et de la bréchification tectonique (c.-à-d. texture de type *durchbewegung*, voir partie 5.2.1; figure 4.8 A et figures 4.9 A et C). Les pyrites montrent fréquemment des textures granoblastiques ou polygonales (figure 4.7 A).

Dans les sulfures semi-massifs des encaissants felsiques, la pyrite domine ou est en proportion égale avec la pyrrhotite (figure 4.7 A). Les pyrites sont automorphes et contenues dans une matrice de pyrrhotite avec de la chalcopyrite interstitielle (figure 4.7 C et figures 4.8 A et B). La matrice peut parfois être constituée de sphalérite selon les zones minéralisées. La magnétite et l'arsénopyrite, en faible proportion dans les sulfures semi-massifs, forment des cristaux subautomorphes à automorphes isolées dans la matrice (figures 4.8 A et B). Plus rarement, la magnétite se présente en plage massive autour de sulfures semi-massifs (figure 4.7 B). Les minéraux aurifères, les tellurures et les divers sulfosels se répartissent principalement en phases interstitielles, notamment dans les jonctions en points triples des sulfures, en phase libre et, plus rarement, en inclusions dans la pyrite (figures 4.8 C, D, E et F). Les porphyroblastes de grenat sont abondants dans ce type de minéralisation et se localisent dans la matrice sulfurée, aux épontes dans l'encaissant et dans les clastes de silicates dans les brèches tectoniques (figure 4.7 B et figure 4.8 B).

Dans les zones d'altération hyperchloriteuse des roches mafiques, la minéralisation est pauvre en dissémination et est principalement constituée d'une multitude de bandes centimétriques de sulfures semi-massifs. Plusieurs niveaux métriques inférieurs à trois mètres de sulfures semi-massifs se succèdent parfois entre les bandes centimétriques de sulfures semi-massifs (figures 4.9 A et C). La minéralisation à sulfures semi-massifs est plus fréquente et plus riche en chalcopyrite dans l'encaissant mafique que dans l'encaissants felsique. Les sulfures semi-massifs comprennent principalement de la pyrrhotite et, en proportion moindre, de la pyrite automorphe et des traces de chalcopyrite (figures 4.9 A et C). Dans ce type d'encaissant, la magnétite et les autres phases de sulfures sont rares. Les phases aurifères, moins variées et peu abondantes, se répartissent en marge des sulfures, à proximité des épontes. La chalcopyrite, plutôt abondante dans ces faciès, forme des phases interstitielles entre les sulfures et se retrouve aussi à l'interface entre les sulfures et la matrice silicatée (figure 4.9 B). Les évidences de fluage et de migration des phases sulfurés sont abondantes, et sont particulièrement remarquables au niveau des charnières de pli (figures 4.9 D, E et F).



Figure 4.7 Minéralisation semi-massive dans les facies felsiques de la UFZ : (A) MO1281 à 110.3m, photographie d'un niveau semi-massif de pyrite dans la minéralisation de la UFZ ; (B) MO14172 à 168.5m, photographie de la minéralisation semi-massive constituée de pyrite, pyrrhotite, magnétite et grenat dans la UFZ ; (C et D) MO14172 à 168.5m, photomicrographie en LR, (C) zone montrant l'ensemble des espèces sulfurées dominées par des cristaux xénomorphes de chalcopyrite et de pyrrhotite contenant des phénocristaux automorphes de pyrite et de magnétite et des traces de sphalérite xénomorphes. (D) des phases d'électrum riches en argent, de sulfosels d'or et d'argent et des traces de bismuth natif se formant au contact entre les cristaux de pyrrhotite et de chalcopyrite et entre les cristaux de pyrrhotite et de sphalérite ; (E et F) MO14172 à 168.5m, images MEB en électrons rétrodiffusés, (E) détail de la zone encadrée présentant du bismuth natif et un cristal de sulfosel d'or et d'argent qui sont présents à l'interface entre la chalcopyrite et la pyrrhotite, (F) autre zone avec de l'électrum, de l'hessite (Ag₂Te) et du bismuth natif en inclusions ou exprimées au contact des cristaux de sphalérite et de pyrrhotite. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).



Figure 4.8 Minéralisation semi-massive dans les facies felsiques de la LFZ : (A à B) MO14125 à 107.5m, photographie des faciès de sulfures semi-massifs à l'ouest de la LFZ riche en arsénopyrites automorphes dans une matrice de pyrrhotite et de chalcopyrite ; (C à F) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographie en LR, (C) inclusion d'or dans une pyrite provenant d'une minéralisation semi-massive. De la bismuthinite (Bi₂S₃) et du bismuth natif se forment dans les fractures et les jonctions de ces pyrites ; (D) grains d'électrums riches en or se formant en marge ou dans les fractures des pyrites présent dans la minéralisation semi-massive. Divers sulfosels de bismuth sont souvent associés ; (E) détail de la zone encadrée en D avec une image MEB en électrons rétrodiffusés montrant des phases complexes présentant de l'électrum riche en or, de hedleyite (Bi₇Te₃) et de bismuth natif confirmant les associations Au-Bi-Te-Ag ; (F) plage de bismuth natif libre présentant une phase grisâtre d'hedleyite. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).



Figure 4.9 Minéralisation semi-massive dans les facies mafiques : (A) MO1162 entre 285 et 387m (haut), photographie de la minéralisation semi-massive exprimée dans les volcanites mafiques riches en pyrrhotite associée à la pyrite. Des plis mineurs affectent les niveaux minéralisés ; MO1282 entre 240 et 250m (bas), photographie de la minéralisation semi-massive riche en pyrite dans les volcanites mafiques développée à proximité du contact avec les tufs felsiques ; (B) MO14220 à 207.2m, photographie détaillée de la minéralisation semi-massive présentant une imprégnation de pyrrhotite et de chalcopyrite xénomorphes dans les volcanites mafiques ; (C) MO1274 entre 116 et 125m, photographie de la minéralisation semi-massive présentant une imprégnation de pyrrhotite et en grenat rétromorphosé. Les niveaux riches en pyrrhotite et en pyrite sont plus déformés avec la formation de plis mineurs ; (D à F) MO1274 à 119m, 0.72g/t Au UFZ, photomicrographies en LR montrant les différents sulfures présents dans ces faciès. La pyrrhotite, dominante, a un comportement ductile et constitue la matrice pour des porphyroblastes de pyrite. Les rares plages de chalcopyrite montrent aussi un comportement ductile. La réparition des sulfures selon leur ductilité est contrôlée par des plis dans la foliation (traits blancs). Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

Typologie des zones minéralisées et distribution des sulfures.

La minéralisation de la FWZ. La FWZ couvre une superficie de 850 m de long pour moins de 100 m de large (figures 4.10 et 4.11). Encaissée dans les roches mafiques et felsiques, cette zone minéralisée comprend une succession de deux à trois horizons aurifères inférieurs à 15 m d'épaisseur. La minéralisation se concentre vers le contact mafique/felsique de la séquence principale, notamment dans les tufs felsiques à lapilli polygénique. Elle se compose de sulfures disséminés et en veinules ainsi que de très rares sulfures semi-massifs. Les veinules de type « stringer » sont parfois à arsénopyrite-galène, à sphalérite ou à pyrrhotite, ce qui contraste avec les autres corps minéralisés du gisement (figures 4.5 et figures 4.6). La FWZ contient une bonne proportion de sulfosels polymétalliques (p. ex. freibergite, freieslebenite) et de la bismuthinite (figure 4.5 F et figures 4.6 C et D). Les sulfosels et la bismuthinite se distribuent en phase interstitielle autour des sulfures ou remplissent des fractures de certains sulfures (p. ex. l'arsénopyrite, figure 4.5 F) et de certains silicates (p. ex. grenat, figure 4.5 E). Certains sulfures sont piégés dans des grenats (figure 4.5 E).

La minéralisation de la LFZ. La LFZ est recoupée en forage sur une longueur de 3 km en surface, avec une puissance variant de 10 à 30 m (figures 4.10 et 4.11). Elle est encaissée par des roches felsiques et mafiques et est plus discontinue que la UFZ. La minéralisation est constituée de disséminations, de veinules de type « stringer » et de sulfures semi-massifs qui contiennent de plus fortes proportions de pyrrhotite et d'arsénopyrite que la UFZ. L'arsénopyrite, de forme automorphe et parfois centimétrique, est plus abondante vers l'ouest de la LFZ (figures 4.8 A et B). Des phases minérales mineures, comme la sphalérite et la galène, sont aussi plus fréquentes que dans la UFZ. L'or provient exclusivement de l'électrum qui est majoritairement plus riche en or qu'en argent (figures 4.8 C, D et E). De nombreux sulfosels ont été identifiés (figures 4.8 C, D, E et F), tels que des sulfosels polymétalliques (p. ex.

tétraédrite, bournonite), un sulfosel polymétallique argentifère (c.-à-d. freibergite), un sulfosel de Bi et Ag (c.-à-d. matildite), des sulfures argentifères (p. ex. argentite, acanthite), des sulfures et sulfosels de bismuth (i.e. bismuthinite, galenobismutinite, pavonite), du bismuth natif et de rares tellurures. Ces phases se répartissent, dans les veinules et les sulfures semi-massifs, en phase libre à proximité des sulfures principaux, à la jonction de certains sulfures et, plus rarement, en inclusions dans la pyrite (figures 4.2 C, D, E et F). La minéralisation aurifère et cuprifère est spatialement associée à la tuffite de la LFZ et se développe dans les tufs felsiques directement au mur de la tuffite qui présente localement des valeurs aurifères lorsqu'elle est fortement altérée et riche en sulfures (figure 4.2 F). La LFZ encaissée dans les roches mafiques est principalement constituée de bandes centimétriques, parfois métriques, de sulfures semi-massifs. Dans la LFZ, la pyrrhotite est plus abondante que dans la UFZ encaissée dans les roches mafiques (figure 4.9 A). Le secteur Est de la LFZ présente la particularité de contenir quelques intrusions de QFP sombres souvent très altérés et de possibles intercalations de tuf felsiques, difficilement identifiables dues à une forte altération et déformation.

La minéralisation de la UFZ. La UFZ est très continue et reconnue en forage sur une distance de plus de 3 km (figures 4.10 et 4.11). L'enveloppe aurifère a une épaisseur de 20 à 80 m dans les roches felsiques et de 10 à 20 m dans les roches mafiques. Cette zone minéralisée s'amoindrit progressivement latéralement à la fois vers l'est, dans les roches mafiques, et vers l'ouest dans des roches felsiques qui sont principalement des intrusions de QFP clairs. La UFZ est la plus riche en or (teneur et tonnage) des zones minéralisées de Montagne d'Or, et elle est constituée de deux principales colonnes minéralisées (« ore shoots »), qui définissent les secteurs dit 1^{ère} et 2^{ème} Priorité (figure 4.10). La minéralisation est constituée de disséminations, de veinules de type « stringer » et de sulfures semi-massifs qui contiennent de plus fortes proportions de pyrite et de chalcopyrite que la LFZ. L'arsénopyrite, présente dans tous les types de

minéralisation de la UFZ, est localement abondante, notamment dans les secteurs 2^{ème} Priorité et Centre (figures 4.2 A et B, figure 4.3 F, figure 4.4 A et figure 4.10). La UFZ est plus riche en or natif que la LFZ et contient de l'électrum riche en Au ainsi que des traces d'amalgame d'or et d'argent (figures 4.7 D, E et F). Elle contient aussi fréquemment du bismuth natif, divers tellurures (p. ex. joseite, hedleyite, hessite), des sulfosels et sulfures argentifères (c. à d. stéphanite, argentite), un seul sulfure de bismuth abondant (la bismuthinite) et plus rarement un sulfosel polymétallique à Sb (c.-à-d. freibergite à Sb). Les minéraux aurifères, les sulfosels, les sulfures argentifères, la bismuthinite et les tellurures s'expriment sous diverses formes : en phase libre proche des sulfures, à la jonction de sulfures prédominants et en remplissage de fractures de sulfures et silicates (figure 4.3 F, figures 4.4 C, D, E et F et figures 4.7 D, E et F). La chalcopyrite et la sphalérite sont spatialement associées à ces phases métalliques complexes (figure 4.4 C et figures 4.7 D, E et F). La sphalérite montre de nombreuses micro-inclusions de chalcopyrite, une texture caractéristique de la « chalcopyrite desease » (figure 4.4 C et figure 4.7 D; Picot et Johan 1982). Si ce n'est de la pyrite et de la chalcopyrite, qui sont globalement plus abondantes, la UFZ encaissée dans les roches mafiques possède les mêmes caractéristiques que la LFZ, avec une minéralisation exprimée principalement par des sulfures semi-massifs (figures 4.9).

La minéralisation de la HWZ. La HWZ est encaissée dans les roches felsiques dans la partie occidentale du gisement et fait environ 1,5 km de long (figures 4.10 et 4.11). Elle est constituée d'une succession de cinq corps lenticulaires de 200-300m de long et de 10 à 15 m d'épaisseur. Des tufs felsiques à lapilli encaissent la minéralisation qui s'exprime par des disséminations et des veinules de types « stringers » (figures 4.2 C et D et figure 4.3 D). La minéralisation contient presque uniquement de la pyrite et des traces de pyrrhotite. Elle semble se former préférentiellement dans les niveaux fins, plus altérés, des séquences de tufs à lapilli (voir figure 2.8 du chapitre II). Le niveau stratigraphique de la HWZ est matérialisé par un horizon de volcanites mafiques, partiellement altérées et minéralisées, intercalé dans la séquence de tufs felsiques à lapilli.



Figure 4.10 Carte géologique du gisement de Montagne d'Or à 80m d'élévation. Les enveloppes aurifères sont représentées de différentes couleurs selon les zones concernées et découpées en différent secteur (lignes en pointillé). Modifié de la Compagnie Minière Montagne d'Or.



Figure 4.11 Coupe géologique verticale dans la partie centrale du gisement de Montagne d'Or permettant de visualiser les différentes enveloppes minéralisées. Voir la localisation de la coupe sur la figure 4.10.

4.2.2 Distribution des éléments métalliques

Les métaux sont inégalement répartis entre les enveloppes minéralisées du gisement de Montagne d'Or. La distribution des métaux peut même varier au sein d'un même corps minéralisé. Afin de mieux visualiser les signatures métalliques des zones aurifères, les corps minéralisés ont été découpés en plusieurs secteurs géographiques et en fonction de leurs signatures métalliques (figures 4.1, 4.10 et 4.12 A). La UFZ est divisée en cinq

secteurs avec de l'ouest à l'est : UFZ Ouest, 1^{ère} Priorité, UFZ Centre, 2^{ème} Priorité, UFZ Est. La LFZ est définie en trois secteurs : LFZ Ouest, LFZ Centre et LFZ Est. Au centre du gisement et à proximité de la crique Infirme les deux corps minéralisés principaux (UFZ et LFZ) se rejoignent et forment la Zone Mixte. La Zone QFP, en référence à l'abondance des intrusions de QFP clairs dans la séquence, constitue la partie pauvre en métaux à l'ouest du gisement entre la UFZ et la LFZ. Le tableau 4.1 présente les teneurs moyennes des éléments métalliques pour chaque secteur minéralisé définis précédemment. Les teneurs moyennes sont obtenues à partir des analyses pour les métaux réalisés dans les zones minéralisées qui comprennent à la fois les composites économiques, les zones non économiques à faibles teneurs et le stérile entre les composites.

Tableau 4.1 Tableau des teneurs moyennes des métaux de bases, traces et précieux des secteurs minéralisés qui sont plus larges que les composites économiques et comprennent du stérile et des zones non économiques.

Secteur	Au g/t	Cu ppm	Ag ppm	Bi ppm	Te ppm	Sn ppm	Mo ppm	As ppm	Pb ppm	Sb ppm	Cd ppm	Zn ppm
HWZ	0.16	195	1.3	4.8	1.58	1.4	1.3	22	3.9	2.5	0.17	58
UFZ Ouest	0.58	410	2.9	13.1	1.52	2.4	2.5	35	5.0	4.5	0.20	59
1 ^{ère} Prio. UFZ	0.71	547	2.0	12.6	0.94	1.7	0.7	30	5.4	1.8	0.17	52
UFZ Centre	0.58	416	2.4	5.9	0.94	1.2	1.0	33	10.6	2.4	0.15	67
2 ^e Prio. UFZ	0.57	490	1.7	5.4	0.81	1.8	1.8	75	5.8	3.0	0.18	59
UFZ Est	0.33	571	1.5	25.9	4.83	1.9	0.9	34	5.5	5.6	0.29	128
Total UFZ	0.55	487	2.1	12.6	1.81	1.8	1.4	41	6.5	3.5	0.20	73
Zone QFP	0.20	91	2.9	6.5	1.45	2.6	1.4	16	4.1	3.2	0.15	54
Zone Mixte	0.61	352	2.1	3.7	0.92	1.5	0.5	52	6.0	2.0	0.20	80
LFZ Ouest	0.40	288	3.0	11.0	0.54	2.7	0.7	253	8.7	3.6	0.55	172
LFZ Centre	0.41	157	2.7	4.5	0.29	1.5	0.6	38	7.9	4.4	0.41	136
LFZ Est	0.38	407	2.2	13.1	0.96	1.2	1.0	40	9.6	2.9	0.39	132
Total LFZ	0.40	284	2.6	9.5	0.60	1.8	0.8	110	8.7	3.6	0.45	147
FWZ	0.35	129	1.8	3.8	0.21	1.2	2.2	35	18.5	3.5	0.80	279
Total	0.44	338	2.2	9.2	1.25	1.7	1.2	55	7.59	3.3	0.31	106

La UFZ possède les plus fortes teneurs aurifères moyennes (0,55 g/t Au) réparties exclusivement dans les secteurs encaissés par les roches felsiques, avec la plus haute teneur en Au dans le secteur 1^{ère} Priorité (tableau 4.1). La UFZ est particulièrement riche en Cu (487 ppm) par rapport à la LFZ (284 ppm) et contient de fortes anomalies en Bi dans les secteurs les plus éloignés (UFZ Ouest, 1^{ère} Priorité et UFZ Est). L'Au, le Cu et le Bi se corrèlent à travers les zones minéralisées du gisement de Montagne d'Or (tableau 4.2). Le Te est en plus forte concentration dans la UFZ, notamment dans les secteurs Est et Ouest. La LFZ se démarque de la UFZ par de plus fortes concentrations en Pb, Zn, Cd, et As (tableau 4.1). Le Zn et le Cd montrent une nette corrélation avec l'indice le plus élevé de la matrice de corrélation (tableau 4.2). Cette association étroite indique la présence de sphalérite riche en Cd. L'As est presque exclusivement enrichi dans le secteur LFZ Ouest, une zone où l'arsénopyrite est abondante. L'Ag apparait légèrement plus concentré dans la LFZ (tableau 4.1). Au toit de la séquence, la HWZ, montre un enrichissement en Te. À l'opposé, la minéralisation du mur, la FWZ, contient les plus fortes teneurs en Pb (18,5 ppm), Zn (279 ppm) et Cd (0,8 ppm).

La minéralisation montre de très faibles enrichissements en Sn et en Mo par rapport aux valeurs de références pour ce type de roche (Clarke 1920; Parker et Fleischer 1967). Le Mo est légèrement plus riche dans la UFZ et les concentrations les plus élevées en Sn se mesurent dans les parties ouest du gisement (c-. à.-d. UFZ Ouest, LFZ Ouest et la Zone QFP ; tableau 4.1). Les concentrations en Sb sont généralement élevées, avec des enrichissements marqués au centre de la LFZ et, pour la UFZ, dans les secteurs Est et Ouest. L'Ag décroit globalement d'ouest en est dans la UFZ et la LFZ (tableau 4.1). Le Cu a une teneur plus importante dans la LFZ et la UFZ dans les secteurs où l'encaissant est constitué de roches mafiques (c.-à-d. UFZ Est et LFZ Est). La matrice de corrélation (tableau 4.2) ne révèle pas de relation entre Ag et Bi. Bien que l'électrum soit en abondance dans la minéralisation, Au et Ag ne montrent aucune corrélation (tableau 4.2). Les couples Te-Bi et Bi-Sb montrent des indices de corrélation positifs, mais peu élevés (tableau 4.2). Ces associations confirment la présence de tellurures et de sulfosels de Bi dans la minéralisation.

Tableau 4.2 Matrice de corrélation des métaux de bases, précieux et traces sur le gisement de Montagne d'Or.

Corrélation	Au	Cu	Ag	Bi	Те	Sn	Мо	As	Pb	Sb	Cd	Zn
Au	\sim	0.48	0.12	0.44	0.18	0.08	0.01	0.18	0.05	0.20	0.19	0.12
Cu	0.48		0.14	0.34	0.22	0.06	0.01	0.15	0.03	0.13	0.22	0.14
Ag	0.12	0.14		0.08	0.05	0.13	0.03	0.03	0.03	0.10	0.08	0.06
Bi	0.44	0.34	0.08		0.23	0.05	0.00	0.09	0.06	0.25	0.14	0.08
Те	0.18	0.22	0.05	0.23		0.09	0.01	0.01	0.00	0.07	0.03	0.01
Sn	0.08	0.06	0.13	0.05	0.09		0.04	0.08	-0.01	0.02	-0.01	0.01
Мо	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.04		-0.01	0.00	0.03	0.01	0.00
As	0.18	0.15	0.03	0.09	0.01	0.08	-0.01		0.04	0.10	0.22	0.23
Pb	0.05	0.03	0.03	0.06	0.00	-0.01	0.00	0.04		0.08	0.11	0.26
Sb	0.20	0.13	0.10	0.25	0.07	0.02	0.03	0.10	0.08		0.15	0.11
Cd	0.19	0.22	0.08	0.14	0.03	-0.01	0.01	0.22	0.11	0.15		0.88
Zn	0.12	0.14	0.06	0.08	0.01	0.01	0.00	0.23	0.26	0.11	0.88	

Les analyses d'Au en pyroanalyses et les analyses des éléments métalliques en ICP-MS ont été intégrées spatialement puis interpolées suivant deux méthodes. La première méthode, générée à l'aide du logiciel *ioGAS* (version 6.2), consiste en une projection planaire des données, couplée à une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse de la distance avec un rayon de recherche de 30 m. La deuxième méthode utilise le logiciel de modélisation *Leapfrog Geo* (version 4.4) et permet de générer des isocontours 3D selon un modèle sphérique d'interpolation des données; ces isocontours sont ensuite reportés sur un plan selon une altitude définie. Les cartes d'interpolation et les isocontours des métaux révèlent les mêmes types d'enrichissement et de distribution (figures 4.12 à 4.16). La répartition spatiale des
métaux valide les signatures métalliques rencontrées dans les différentes enveloppes et confirme les associations d'éléments définies précédemment.

La UFZ montre un fort enrichissement en Cu et en Au, avec des anomalies plus prononcées dans les colonnes aurifères (« ore shoot ») des secteurs 1^{ère} Priorité et 2^{ème} Priorité (figures 4.12 B et C). Le Bi et le Te sont spatialement associés. Ce couple métallique génère de plus fortes anomalies dans l'encaissant mafique dans le secteur UFZ Est, ainsi que des anomalies plus modérées à l'ouest de la UFZ (c.-à-d. UFZ Ouest et 1 ^{ère} Priorité ; figures 4.14 B et C). L'Sb se distribue de façon relativement homogène avec de légers enrichissements aux extrémités de la UFZ (figure 4.15 B). Le secteur 2^{ème} Priorité de la UFZ possède une anomalie modérée et large en As (figure 4.13 B).

La LFZ est enrichie en Zn et en Cd, répartis sur l'ensemble de l'enveloppe minéralisée (figure 4.13 A et figure 4.15 A). La partie occidentale de la LFZ se caractérise par une très forte anomalie en As (figure 4.13 B). Le Pb présente une distribution plutôt homogène avec un enrichissement global au sein de la LFZ et une anomalie plus marquée au niveau de la FWZ (figure 4.13 C). La FWZ est très enrichie en Zn et Cd.

La distribution de l'Ag dans le gisement montre des anomalies éparses, toutes localisées dans les roches felsiques (figure 4.14 A). Les enrichissements sont plus marqués dans la LFZ Ouest et plus modérés à la limite entre la UFZ Centre et 2^{ème} Priorité. L'Sn et le Mo montrent des enrichissements à l'ouest du gisement avec de fortes valeurs en Sn dans la LFZ Ouest et de fortes concentrations en Mo dans la UFZ Ouest (figure 4.16 A et B).

La distribution et les associations des métaux démontrent clairement une dissociation importante entre deux types d'expression aurifère. Les minéralisations de la LFZ et de la FWZ présentent des similitudes dans leur signature métallique, caractérisée par une forte proportion de Zn, As, Pb, Cd, Au et \pm Ag. Cette suite d'éléments métalliques est principalement rencontrée dans les systèmes hydrothermaux d'affinité épithermale (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). En opposition, la UFZ, avec sa signature à Au, Cu, Bi, Te et \pm Sb, montre une affinité avec des gisements marqués par une composante hydrothermale magmatique (Hannington *et al.* 1999; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015).



Figure 4.12 Distribution des métaux : (A) Carte géologique du gisement de Montagne d'Or à 80m d'élévation. Les enveloppes aurifères sont représentées de différentes couleurs selon les zones concernées et découpées en différent secteur (lignes en pointillé). Modifié de la Compagnie Minière Montagne d'Or. Cartes de distribution de B) l'or et C) du cuivre sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.



Figure 4.13 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) du zinc, B) de l'arsenic et C) du plomb sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.

205



Figure 4.14 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) de l'argent, B) du bismuth et C) du tellure sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.



Figure 4.15 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) du cadmium et B) de l'antimoine sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.



Figure 4.16 Distribution des métaux (suite) : Cartes de distribution A) de l'étain et B) du molybdène sur le gisement de Montagne d'Or. Les images en dégradé de couleur sont générées par le logiciel ioGAS avec une projection planaire des données suivie d'une interpolation par fréquence de classe selon un algorithme de pondération inverse à la distance (rayon de 30m). Les isocontours de concentration en nuance de gris sont générés par le logiciel de modélisation 3D Leapfrog produisant une interpolation 3D selon un modèle sphérique prenant en compte le grain structural. Les isocontours sont représentés à 80m d'élévation.

4.2.3 Chimie des sulfures et isotopie du soufre

Après un examen au microscope optique et électronique, la microsonde électronique a été utilisée afin de confirmer la nature des phases sulfurées et définir leur composition. Les analyses ont été réalisées sur différents sulfures communs (c.-à-d. pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite), accessoires (sphalérite, arsénopyrite, galène) et en trace (sulfosels, tellurures, alliages de métaux précieux et éléments natifs). Les résultats des analyses sont présentés en annexe G. Pour définir la nature des fluides reliés à la minéralisation, dix échantillons de sulfures issus de diverses zones minéralisées et de différents encaissants de la LFZ, la UFZ et la HWZ ont été analysés pour les isotopes du soufre.

Chimie des sulfures

Les analyses réalisées sur la pyrite, la chalcopyrite et la pyrrhotite indiquent que ces sulfures sont des phases minérales pures, contenant peu ou pas d'éléments traces. Seul le Pb est présent en trace (<0,19 % pds.) dans la pyrite et la pyrrhotite. Les galènes, provenant d'un seul échantillon (c.-à-d. 138-71,1), sont argentifères. Les arsénopyrites ont une composition homogène et sont pauvres en éléments traces, à la fois à l'échelle du cristal et entre les différents échantillons. La sphalérite est riche en fer (4,51-6,48 % pds.) et contient de fortes proportions de Cd (0,19-0,47 % pds.). Les analyses des sulfosels indiquent des compositions comprises dans le champ des tétraédrites ((Cu,Fe,Zn)₁₂(Sb)₄S₁₃); figure 4.17). Une analyse a livré un résultat entre tétraédrite et freibergite ((Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃). Les tétraédrites des veinules de type « stringer » possèdent une composition homogène, riche en argent et en cuivre, et une bonne proportion de fer. Les tétraédrites de la veine de quartz reliée à de la minéralisation secondaire (206-179,85) ont une composition plus variable, notamment en arsenic, ce qui rapproche deux de ces analyses du domaine de la tennantite ((Cu,Fe)₁₂As₄S₁₃; figure 4.17).

L'argent est essentiellement présent sous forme d'électrum (alliage d'Au et d'Ag). Les principaux minéraux et éléments natifs contenant des métaux précieux et traces dans les zones minéralisées sont les suivants: :

- un sulfure de bismuth : la bismuthinite (Bi₂S₃) ;
- des sulfosels de bismuth et d'argent : la matildite (AgBiS₂) pavonite (AgBi₃S₅) ;
- des sulfosels polymétalliques argentifères : freibergite ((Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃) et un polymorphe de freieslebenite (Pb₃Sb₅AgCdS₁₂);
- un sulfosel polymétallique ± argentifère : tétraédrite ((Cu,Fe,Zn)₁₂(Sb)₄S₁₃);
- des tellurures de bismuth : hedleyite (Bi₇Te₃) et joséite (Bi₄TeS₂) ;
- des tellurures d'argent : hessite (Ag₂Te).
- un sulfosel d'or et d'argent : petrovskaite (AuAgS)
- du bismuth natif.



Figure 4.17 Diagramme de la classification des sulfosels de la famille de la tétraédrite analysés à la microsonde sur le gisement de Montagne d'Or : classification selon les ratios Ag/(Ag+Zn+Cu+Fe) vs Sb/(Sb+As) en atome par unité de formule.

Les mesures de δ^{34} S effectuées sur dix échantillons ont livré des résultats homogènes, avec des variations comprises entre -1,83 ‰ et +0,33 ‰ (nbr. 10, moyenne = -0,98 ‰ ; tableau 4.3 et figure 4.18). Aucun fractionnement isotopique n'a été détecté entre les différentes espèces minérales, avec un intervalle de -1,83 ‰ à -0,5 ‰ (nbr. 6, moyenne = -1,22 ‰) pour la pyrite, de -1,77 ‰ à +0,33 ‰ pour les deux échantillons à arsénopyrite-galène, de -0,55 ‰ pour la pyrrhotite et de -0,49 ‰ pour la chalcopyrite (tableau 4. 3). Généralement, le fractionnement isotopique de la pyrite fournit une signature δ^{34} S plus lourde (c.-à.-d. positive) par rapport aux autres sulfures (Rye et Ohmoto, 1974). Un seul échantillon avec un assemblage d'arsénopyrite et de galène (c.-à.-d. 161-145,6) montre une composition isotopique positive avec un δ^{34} S de +0,33 ‰. La signature isotopique des sulfures ne semble pas être contrôlée par la composition de l'encaissant.

Tableau 4.3 Analyse isotopique du soufre sur certains sulfures du gisement de Montagne d'Or.

Échantillon	Faciès	Minéral	δ ³⁴ S (‰)	Zone	Type de minéralisation
154-130.7	Tuffite	Py	-1.099	LFZ	Semi-massif primaire
154-149.4	Tufs felsiques	Py	-1.345	LFZ	Semi-massif primaire
161-145.6	QFP clair	Apy-Gn	0.326	LFZ	Stringer primaire
172-168.5	Tufs felsiques	Py	-1.209	UFZ	Semi-massif primaire
182-215.6	Tufs felsiques	Py	-0.499	UFZ	Semi-massif primaire
206-179.63	Veine de quartz-sulfures	Apy-Gn	-1.770	LFZ	Veine secondaire
74-119	Volcanites mafiques chloritisées	Po	-0.553	UFZ	Semi-massif recristallisé "Durchbewegung"
74-120.8	Veine de quartz-sulfures	Сру	-0.494	UFZ	Veine secondaire
77-169.9	Volcanites mafiques chloritisées	Py	-1.830	LFZ	Semi-massif primaire
93-420.16	Tufs felsiques	Py	-1.349	LFZ	Semi-massif primaire



Figure 4.18 Histogramme δ^{34} S sur les divers sulfures analysés du gisement de Montagne d'Or.

L'intervalle des signatures isotopiques δ^{34} S des sulfures de Montagne d'Or est similaire à celui mesuré dans d'autres gisements de SMV d'âge protérozoïque, qui est de 0±5 ‰ (c.-à-d. Flin Flon (Manitoba), Skellefte (Suède) et le district d'Outokumpu (Finlande) ; Huston 1999). Ces valeurs isotopiques appartiennent au champ de soufre magmatique ou de soufre lessivé des roches volcaniques encaissantes. La composition isotopique en soufre des SMV paléoprotérozoïques suggère une source principalement magmatique ou issue de roches volcaniques. À l'inverse, pour les SMV phanérozoïques, la source du soufre indique principalement une réduction abiotique de sulfate marin (Huston 1999; Huston *et al.* 2011). Malgré les incertitudes concernant la composition chimique des océans et de l'atmosphère au Protérozoïque, les signatures δ^{34} S proches de 0 ‰ des SMV de cette période sont interprétées comme étant le résultat d'une faible concentration de sulfate dans l'eau de mer (Huston 1999). Il est cependant envisagé que durant cette même période, les océans étaient stratifiés avec un fond océanique anoxique et une eau de surface contenant du soufre oxydé (SO_4^{2-} ; Eastoe *et al.* 1990; Farquhar *et al.* 2010).

L'homogénéité des signatures isotopiques des sulfures minéralisés et l'absence de contrôle de la composition par l'encaissant peut s'interpréter comme le résultat d'un système hydrothermal dominé par des fluides hydrothermaux de source magmatique. L'eau de mer semble être impliquée en partie dans ce système hydrothermal, mais n'aurait pas contribué au budget du soufre présent sous forme de sulfures. Le métamorphisme affecte la signature isotopique du soufre par une homogénéisation partielle de la composition isotopique des sulfures primaires liée notamment aux réactions métamorphiques et à leur recristallisation subséquente (Chang et al. 2008). Cependant, cette homogénéisation métamorphique est considérée comme étant limitée (Rye et Ohmoto 1974; Goodfellow et Peter 1996; Cook et Hoefs 1997). Ces deux phénomènes sont envisagés conjointement pour le gisement de Montagne d'Or, avec la formation des sulfures par un fluide magmatique à H₂S qui auraient été partiellement homogénéisés par le métamorphisme. Cependant, les signatures isotopiques obtenues des minéralisations secondaires qui montrent clairement une recristallisation ou un transport par un fluide métamorphique, ne se distinguent pas de celles provenant des minéralisations primaires. Cette constatation soutient une homogénéisation métamorphique très limitée des signatures isotopiques du soufre sur le gisement de Montagne d'Or.

L'utilisation des signatures isotopiques du soufre est intéressante dans la compréhension des processus de remobilisation métamorphique des sulfures, notamment par l'estimation des températures dans lesquelles elles opèrent. Cette technique est fréquemment appliquée dans les SMV métamorphisés et/ou déformés (c.à-d. Bathurst (Canada), Homsetake (États-Unis); Rye et Ohmoto, 1974). Ainsi, les couples de géothermomètres isotopiques du soufre chalcopyrite-galène et pyrrhotitegalène ont été utilisés sur les veines minéralisées secondaires syndéformations reliées à l'évènement de déformation et métamorphique. Les résultats, calculés avec le facteur de fractionnement isotopique défini par Kajiwara et Krouse (1971) selon les équations suivantes :

$$\Delta \delta^{34} S_{po-gn} = 8 x \ 10^5 / T(^{\circ}K)^2$$
$$\Delta \delta^{34} S_{cpy-gn} = 6.5 x \ 10^5 / T(^{\circ}K)^2$$

Ces équations indiquent des températures d'équilibre isotopique autour de 440 °C pour le couple chalcopyrite-galène (74-120,8 et 206-179,63) et de 537 °C pour le couple pyrrhotite-galène (74-119 et 206-179,63). L'estimation des températures par cette méthode implique toutefois un état d'équilibre pour les couples de sulfures et avec le fluide métamorphique, et que la galène et l'arsénopyrite partagent le même facteur de fractionnement avec les autres sulfures. La valeur du facteur de fractionnement isotopique n'est pas disponible pour l'arsénopyrite. Les températures métamorphiques estimées sont cohérentes avec les températures estimées pour la transition entre les faciès des schistes verts et des amphibolites, une condition métamorphique préalablement définie pour le gisement de Montagne d'Or (Hubé 1997 ; Franklin et al. 2000). En revanche, le géothermomètre isotopique du couple pyrrhotite-chalcopyrite ne peut être utilisé pour une estimation de température métamorphique, car les résultats isotopiques obtenus montrent un déséquilibre de ces deux phases minérales bien que les échantillons analysés (c.-à-d. 74-119 et 74-120,8) aient été physiquement très proches. Ces déséquilibres isotopiques de phases minérales se produisent aussi pour le géothermomètre isotopique du couple pyrite-galène. Par conséquent, ces estimations de températures métamorphiques nécessitent d'être confortées et validées par l'utilisation d'autres géothermomètres.

4.3 Altérations

Les faciès d'altération sont très développés dans les roches encaissant la minéralisation du gisement de Montagne d'Or. La minéralisation aurifère forme des zones de remplacement marquées par une importante dissémination de pyrite qui comprennent, dans les zones très riches en or (c.-à-d. >3 g/t Au), de nombreuses veines et veinules de sulfures ainsi que des lits pluri-centimétriques à métriques de sulfures semi-massifs. Cette minéralisation ainsi que les roches encaissantes sont déformées et transposées selon l'orientation structurale dominante. Les enveloppes minéralisées semblent concordantes à subconcordantes avec la stratigraphie de la séquence volcanique (voir chapitre II). La minéralisation s'accompagne d'un halo d'altération d'ordre métrique à pluri-métrique développé depuis le cœur de la minéralisation vers les épontes inférieures et supérieures. L'intensité de l'altération diminue en s'éloignant des zones minéralisées et génère des changements paragénétiques. L'altération et la minéralisation sont majoritairement exprimées dans l'unité felsique principale, au sein du faciès des tufs felsiques, mais aussi dans une moindre proportion, dans les volcanites mafiques. Les roches encaissant la minéralisation montrent des contrastes géochimiques importants entre des roches de composition mafique et des roches de composition felsique (voir chapitre III). Par conséquent, les paragenèses d'altération et la nature des altérations associées à la minéralisation varient. Les faciès d'altération sont donc présentés séparément entre les roches de l'unité felsique principale et les roches de l'unité mafique centrale. Les changements de masses et leur distribution seront présentés en tenant compte de la nature des encaissants et de leur position par rapport aux différentes zones minéralisées. La chimie des minéraux d'altération en fonction des encaissants et des zones minéralisées sont aussi présentées dans cette section.

4.3.1 Altération des faciès de l'unité felsique principale

Les altérations et les minéralisations en sulfures sont encaissées majoritairement dans les faciès de tufs felsiques. Les veinules de sulfures et les disséminations constituent l'essentiel des expressions du système SMV aurifères dans les tufs felsiques avec cependant des lits de sulfures semi-massifs exprimés localement dans les zones à haute teneur en or (c.-à-d. >3 g/t Au). Les QFP sombres constituent aussi un faciès porteur en minéralisation, mais uniquement de faible teneur en or (c.-à-d. <0,5 g/t Au), représenté par une dissémination et de rares veinules de sulfures, bien que l'altération puisse parfois être bien développée. Les QFP clairs sont presque dépourvus de minéralisation et ne sont que très faiblement affectés par les processus d'altération.

Les halos d'altération dans les tufs felsiques sont relativement bien exprimés autour des différentes zones minéralisées atteignant plusieurs dizaines de mètres (figure 4.19 C). Les halos d'altération ont une puissance plus limitée dans les QFP sombres. Bien souvent, les altérations sont imperceptibles macroscopiquement dans les QFP clairs.

De brusques variations dans l'intensité et le type d'altération sont fréquentes dans les roches felsiques du gisement de Montagne d'Or (figures 4.19 A et C). Ces changements rapides d'altération soulignent fréquemment les contacts entre les différentes lithologies felsiques (figures 4.19 A et C, c.-à-d. les contacts entre les tufs et les QFP sombres). Ces brusques variations d'altération peuvent se produire au sein d'une même lithologie, avec une zone de transition qui dépasse rarement quelques dizaines de centimètres. Ceci est illustré sur les figures 4.19 A et C qui montrent une transition rapide entre des tufs blanchis et des tufs séricitisés, ou sur la figure 4.21 A sur laquelle le QFP sombre montre des parties peu altérées à plagioclases et des parties altérées en séricite-biotite-chlorite sans plagioclase. L'altération et la minéralisation peuvent être sélectives et se développer uniquement dans un faciès. À titre d'exemple, dans le forage MO14215 entre 112 et 116 m, le QFP sombre altéré en séricite et chlorite contient une

minéralisation disséminée avec 0,5 % de pyrrhotite et des traces de pyrites avec une teneur de 0,3 g/t Au alors que le QFP clair qui l'encaisse est seulement légèrement à moyennement séricitisé avec des traces de pyrites disséminées et ne contient aucune teneur aurifère.

Macroscopiquement, trois types d'altération sont reconnus dans les roches felsiques, une altération gris-beige soyeuse à séricite, une altération bleu-gris à séricitechlorite/biotite et une altération blanche à quartz-séricite. Ce dernier type d'altération est mineur, très localisé et présente peu de lien avec les teneurs en or d'après nos observations. L'altération blanche à quartz-séricite sera présentée dans un premier temps. Les deux autres types d'altération montrant des liens avec la minéralisation seront développés dans le deuxième temps.

Altération blanche à quartz-séricite

Cette altération blanche à séricite-quartz caractérise « les tufs felsiques blanchis ». Comme décrit dans le chapitre III, cette altération possède une composition géochimique singulière. Ce faciès d'altération est presque exclusivement localisé à moins de 200 m du contact de l'unité felsique principale avec les roches volcaniques mafiques. Les tufs felsiques blanchis constituent des intervalles d'une puissance relativement faible, entre 1 et 5 mètres sans contact net avec les tufs felsiques encaissants, mais aux transitions brusques sur quelques dizaines de centimètres (figures 4.19 A et C). Hormis les phénocristaux de quartz plus limpide, les tufs blanchis sont macroscopiquement très similaires aux tufs felsiques classiques quand les plagioclases sont absents (figure 4.19 B), ainsi qu'aux QFP clairs quand les plagioclases sont préservés (figure 4.19 D). La caractéristique des tufs felsiques blanchis est la couleur de la matrice, exceptionnellement blanche et très siliceuse, et affectée par une schistosité très pénétrative. En lames minces, ces roches sont pauvres en minéraux accessoires et ferromagnésiens. Ces tufs se composent essentiellement de phénocristaux de quartz et de plagioclases légèrement altérés (quand ils sont présents), noyés dans une matrice très riche en quartz associé à de la séricite soulignant la schistosité (figure 4.19 E). Le blanchiment progressif et diffus de la matrice peut être partiel ou irrégulier avec la formation d'une texture marbrée. Cette altération contient ponctuellement des disséminations et des amas de pyrite aurifères. Les tufs blanchis s'observent fréquemment aux contacts ou à proximité d'intrusions, notamment de QFP sombres (figures 4.19 A et C). Ce type d'altération pervasive dans les roches felsiques se produit aussi autour de bandes d'altérations chloriteuses (figure 4.19 F).

Les caractéristiques des tufs blanchis indiquent une origine hydrothermale comme le suggèrent les contacts progressifs, diffus et non francs, les faciès parfois aurifères et les relations avec des bandes d'altération. Cependant, la faible puissance de ces faciès, les rapides transitions entre les tufs altérés à séricite ±chlorite/biotite et les tufs blanchis, la relation spatiale avec des intrusions de QFP sombres, et la localisation de ces tufs blanchis en marge de l'unité felsique principale suggèrent une origine magmato-hydrothermale. Selon cette hypothèse, ces faciès de tufs blanchis pourraient constituer les apophyses d'intrusions de QFP clairs et/ou le résultat de l'interaction de ces corps intrusifs (dont les QFP sombres) avec les tufs felsiques. Bien que remarquable, cette altération s'exprime inégalement et en faible proportion dans l'unité felsique principale. De plus, elle n'est que localement associée à la minéralisation.



Figure 4.19 Altération blanche des faciès felsiques: (A) MO1286 de 120 à 125m, photographie montrant des tufs felsiques blanchis en contact avec un QFP sombre présentant le même type d'altération. Les tufs blanchis évoluent vers des tufs séricitisés ; (B) MO1286 à 122.60m, photographie de détail du tuf felsique présentant l'altération blanchâtre. La matrice est très siliceuse et présente de la séricite ; (C) MO12105 de 184 à 192m, photographie illustrant la brusque variation des faciès altérés avec le développement d'un intervalle de tufs blanchis au sein des tufs séricitsés, l'intrusion de QFP sombre est lui aussi altéré, mais en séricite-biotite-chlorite ; (D) MO12105 à 192m, photographie de détail montrant la préservation des phénocristaux de plagioclases dans une matrice très siliceuse associée avec un peu de séricite ; (E) MO14195 à 192.2m, photographie en LPA d'un tuf blanchi montrant une faible altération des plagioclases en séricite et une matrice très siliceuse avec quelques séricites soulignant la schistosité ; (F) MO12105 à 216.2m, photographie d'une bande d'altération à chlorite et grenats présentant un halo blanchâtre. Des épidotes et des clinozoïsites sont associées à ces zones d'altération. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

Globalement, dans toutes les zones minéralisées encaissées dans les roches felsiques, à partir des observations en lames minces et en fonction de la teneur aurifère des échantillons analysés, l'altération se distingue par des paragenèses distales, proximales à moyenne teneur Au, et proximales à forte teneur Au. Ces paragénèses correspondent en partie aux deux types d'altérations macroscopiques gris-beige soyeuses à séricite et bleues à séricite-chlorite/biotite.

Ainsi, l'altération distale associée à une teneur aurifère inférieure à 0,2 g/t, se compose principalement de séricite et d'épidote accompagnée, dans une moindre proportion, de chlorite, calcite et grenat manganifère (figures 4.20). Dans les zones d'altération distale, les plagioclases sont relativement bien préservés et peu altérés (figures 4.20 B et D). Les épidotes sont très bien exprimées dans ce faciès d'altération et forment des amas alignés selon la schistosité, et parfois associés à des chlorites ou des biotites (figures 4.20 C, E et F). Cette altération distale est bien représentée dans la minéralisation du FWZ ainsi qu'autour des minéralisations de la LFZ et de l'UFZ. Cette altération correspond en partie au faciès d'altération gris-beige à séricite définie à l'échelle macroscopique (zones faiblement altérées de ce faciès). En effet, la présence d'épidote est difficile à caractériser et à quantifier à l'œil nu.

L'altération proximale à moyenne teneur aurifère se caractérise par une minéralisation comprise entre 0,2 et 1 g/t Au et une paragenèse à séricite et biotite avec parfois de la chlorite, du grenat manganifère et de la pyrite (figures 4.21). L'altération affecte les plagioclases en les remplaçant progressivement par de la séricite, mais les cristaux demeurent en partie sains et sont encore discernables (figures 4.21 C, D et E). La biotite et la chlorite sont présentes conjointement sous la forme de lentilles orientées selon la schistosité (figures 4.21 B, C et F). Cette altération forme les parties à faible teneur des zones minéralisées de l'UFZ et de la LFZ. À l'échelle macroscopique, cette altération correspond, en partie, au faciès d'altération gris-beige soyeuse à séricite (zones plus

fortement altérées de ce faciès), voire au faciès d'altération bleue à séricitechlorite/biotite (zones faiblement altérées de ce faciès).

L'altération proximale à forte teneur en Au, est présente principalement dans les zones minéralisées supérieures à 1 g/t Au. La séricite, le quartz, la pyrite et le grenat manganifère sont les minéraux d'altération dominants suivis de la chlorite, de la biotite et de la chalcopyrite (figures 4.22). Dans ces zones, les plagioclases sont totalement hydrolysés et les reliques de ces phénocristaux sont indiscernables. La séricite, très abondante, forme des bandes soulignant la schistosité (figures 4.22 C et D). Les veinules aurifères de type « stringers » à pyrite-quartz-pyrrhotite sont transposées selon la schistosité (figures 4.22 C, D et E). Les grenats forment des porphyroblastes de plusieurs millimètres à un centimètre de diamètre et sont localisés dans et autour des « stringers » (figures 4.22 A et F). Les chlorites et/ou les biotites forment des lentilles orientées selon la schistosité ou s'agglomèrent et forment des plans discontinus dans la schistosité. L'altération proximale s'exprime majoritairement dans les enveloppes minéralisées à fortes teneurs de la UFZ et aussi, de manière plus limitée, dans la LFZ. À l'échelle macroscopique, cette altération coïncide majoritairement avec le faciès d'altération bleue à séricite-chlorite/biotite, parfois au faciès d'altération gris-beige soyeuse à séricite avec veinules de sulfures.



Figure 4.20 Altération distale des faciès felsiques : (A) MO14171 de 253 à 254m, QFP clair présentant des plagioclases altérés et étirés avec des lentilles composées d'un mélange de biotite, d'épidote et de titanite (cercle rouge), échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre) ; (B) MO14171 à 253.6m, photomicrographie en LPA du QFP clair présentant un porphyroclaste de plagioclase altéré en muscovite et carbonates. Les carbonates se trouvent dans l'ombre de pression ; (C) MO14188 à 71m, photomicrographie en LPNA d'un QFP sombre avec le possible remplacement d'une amphibole primaire en un mélange de biotite et d'épidote, présence aussi de plusieurs lentilles d'épidotes disséminées associées à des biotites et des titanites ; (D) MO14188 à 71m, photomicrographie en LPA d'un QFP sombre présentant un porphyroclaste de plagioclase altéré en muscovite ; (E et F) Affleurement INF11b, photomicrographies en LPNA et LPA d'un tuf felsique blanchis avec un porphyroclaste de quartz polygonisé au sein d'une matrice siliceuse contenant une altération à séricite et en épidote. L'altération à épidote se produit de manière pervasive, en lentille et en amas.

Cette altération est la plus largement développée sur le gisement avec une intensité variable en fonction des zones et de la proximité avec la minéralisation. Les variations d'intensité d'altération peuvent générer, par endroit, un rubanement décimétrique parallèle à la schistosité. Ce type d'altération génère une coloration gris-beige à beige par la formation de séricite dans la matrice des tufs felsiques (figure 4.22 B). La séricite, abondante, donne un aspect soyeux à la roche et souligne la schistosité. Des porphyroblastes de grenat sont localement présents. Les phénocristaux de plagioclase sont généralement absents. Ce faciès d'altération comporte des disséminations faibles à abondantes de pyrite, et parfois des veinules de type « stringer » (figures 4.22 B, C et D). Ce faciès est faiblement aurifère sauf quand il est recoupé par des veinules de type « stringer ». Cette altération se manifeste autour et dans les zones faiblement minéralisées et occasionnellement dans des intervalles plus aurifères.



Figure 4.21 Altération médiane des faciès felsiques : : (A) MO1289 de 101 à 104m, photographie d'un tuf felsique et d'un QFP sombre présentant l'altération médiane à séricite-biotite±(chlorite-grenat-pyrite), échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre) ; (B) MO1289 à 104.27m, photomicrographie en LPNA du QFP sombre altéré, avec une lentille de biotite légèrement rétromorphosée en chlorite et la matrice altérée modérément en séricite ; (C) MO1268 à 135.8m, photomicrographie en LPNA d'un tuf felsique montrant un amas de plagioclases avec une légère altération en séricite, la matrice altérée et foliée est riche en séricite et avec des biotites en cours de chloritisation ; (D) Affleurement ESTE 02b, photomicrographie en LPA, tuf felsique altéré avec un porphyroclaste de plagioclase assez altéré avec des paillettes de séricite. Le plagioclase est étiré et entouré de séricite ; (E) MO14164 à 253.7m, photomicrographie en LPA d'un tuf marqué par une altération en séricite dans la matrice et dans les porphyroclastes de plagioclases avec accessoirement la présence de quelques grenats ; (F) Affleurement OLG 02b, photomicrographies en LPNA d'un tuf felsique avec des porphyroblastes de grenats zonés avec des inclusions de magnétites. Les ombres de pressions sont à séricite, biotite et magnétite.

Cette altération est fréquente dans les zones minéralisées notamment dans les zones très aurifères. Ce faciès d'altération est marqué par une coloration bleu clair à foncé de la matrice volcanique (figure 4.21 A et figure 4.22 A). Cette coloration est liée à la formation d'assemblages à séricite, biotite et/ou chlorite qui donne un aspect soyeux à la roche. Les QFP sombres altérés présentent exclusivement ce type d'altération. L'altération à séricite-chlorite se produit fréquemment dans les tufs felsiques mais n'a pas été observée dans les QFP clairs. L'intensité de cette altération est variable, avec parfois de brusques transitions sur quelques dizaines de centimètres entre roches fraiches et roches très altérées. Ce phénomène est bien visible dans les QFP sombres avec la disparition rapide des phénocristaux de plagioclase avec une intensification de l'altération à séricite-chlorite/biotite (figure 4.21 A). Cette altération se caractérise aussi par de fines lentilles ou flammèches millimétriques de biotite souvent partiellement ou totalement rétromorphosées en chlorite (figures 4.21 B et C). Lorsque les lentilles sont sombres, essentiellement composées de biotite, la roche est faiblement magnétique, ce magnétisme devient intense lorsque les flammèches sont principalement constituées de chlorite. Parfois, dans les parties de tufs felsiques ou de QFP sombres moins altérées ou moyennement altérés, des reliques de phénocristaux de plagioclase sont visibles en lames minces (figures 4.21 C, D et E). Quand ce faciès d'altération est bien développé, les plagioclases disparaissent, remplacés par de la séricite. Les roches affectées par ce faciès d'altération sont déformées avec une schistosité de plus en plus pénétrative avec l'intensité croissante de l'altération.

Contrairement aux tufs felsiques, la présence des lentilles de biotite est vraisemblablement en partie héritée dans les QFP sombres. En effet, dans les QFP sombres, ces lentilles sont centimétriques, présentent des auréoles pléochroïques autour de nombreuses inclusions de minéraux radioactifs comme le zircon et sont notamment visibles dans les parties fraiches, riches en cristaux de plagioclase. Quand l'altération est bien exprimée, il est parfois difficile d'identifier le protolithe entre tuf felsique et QFP sombre. Dans ce cas, la présence de cristaux centimétriques de quartz bleus, de lentilles centimétriques de biotite/chlorite et la lithogéochimie permettent de distinguer les QFP sombres des tufs felsiques. Ce faciès d'altération a été identifié comme des tufs felsiques soudés (welded felsic tuff) suggérant une origine pyroclastique des flammèches noires (Franklin et al. 2000). La faible proportion de matériel affecté, la relation spatiale avec les zones aurifères et la répartition hétérogène de ce faciès dans la séquence permettent cependant d'écarter cette hypothèse. L'association de ce faciès d'altération avec les QFP sombres, une population d'intrusion s'établissant relativement tardivement dans la séquence, confère à cette altération un possible caractère tardif.



Figure 4.22 Altération proximale des faciès felsiques : (A) MO14174 à 185.5m, photographie de veinules de sulfures (stringers) dans un tuf felsique altéré en séricite, chlorite, biotite, grenat et quartz, échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre) ; (B) MO14169 à 241.3m, photographie d'un tuf felsique très altéré en séricite et quartz recoupé par des veinules de pyrite-quartz (stringers) ; (C) MO12105 à 211m, photomicrographie en LPNA tuf felsique avec une matrice très altéré en séricite avec des veinules de quartz-sulfures transposées dans la schistosité. Une microveinule tardive riche en or recoupe la schistosité, mais est déformée et transposée dans celle-ci ; (D) Affleurement OLG 04c, photomicrographie en LPA, tuf felsique altéré en séricite avec un porphyroclaste de pyrite disséminée avec des ombres de pressions à quartz et une veinule de quartz-pyrite transposée ; (E et F) MO1289 à 125.8m, photomicrographie en LPA d'une veinule de quartz-pyrrhotite boudiné et photomicrographie en LPA d'une veinule de fractures remplies d'électrum et est entouré d'un liseré de chlorite.

Observations en lames minces et répartition des minéraux d'altération

Les observations en lames minces permettent de mieux caractériser les paragenèses des faciès d'altération affectant les roches felsiques du gisement de Montagne d'Or.

Les roches altérées révèlent une hydrolyse des plagioclases en séricite avec parfois des traces de carbonates (figures 4.20 B et D et figures 4.21 C, D et E). Cette hydrolyse des plagioclases augmente vers les zones minéralisées atteignant une transformation totale en séricite dans les zones minéralisées principales (UFZ et LFZ) et ponctuellement dans les zones secondaires FWZ et HWZ. L'altération hydrothermale affecte aussi les QFP clairs avec la présence de fines paillettes de séricite ou des séricites plus grossières associées avec des carbonates dans les plagioclases. Le processus d'altération des plagioclases dans les QFP clair est invisible à l'œil nu (figure 4.20 B). La proportion en séricite dans les roches felsiques altérées semble augmenter progressivement de la LFZ vers le toit de l'unité felsique principale.

La biotite et la chlorite sont intiment reliées, notamment par la rétromorphose de biotite en chlorite (figure 4.20 C et figures 4.21 B et C). Ces minéraux présentent globalement la même distribution avec une plus forte concentration dans les zones minéralisées (entre 5 et 20 %) notamment dans la LFZ et la UFZ. La proportion de chlorite et biotite semble diminuer depuis la base vers le toit de l'unité felsique principale.

Les grenats manganifères, associés à l'altération et à la minéralisation, sont présents ponctuellement (<5 % en moyenne), sous forme de phénocristaux automorphes à subautomorphes inférieurs à 5 mm. Ils constituent un minéral mineur dans les encaissants felsiques altérés. Cependant, les grenats peuvent être particulièrement abondants (pouvant atteindre 20 %) et de taille centimétrique autour et dans les minéralisations sulfurées de types « stringers » et semi-massives ainsi que dans des bandes d'altérations (figure 4.19 F et figure 4.22 A). Dans ces dernières structures, les grenats forment des amas de cristaux fréquemment xénomorphes avec un aspect amiboïde (figure 4.19 F). Ils sont fracturés et présentent des auréoles de rétromorphoses en chlorite (figure 4.22 F). Dans l'ensemble, les grenats manganifères montrent régulièrement une zonalité marquée par des cœurs riches en inclusions (dont des sulfures) ou avec une texture pœcilitique (figure 4.21 F et figure 4.22 F). Les grenats sont particulièrement abondants dans les zones minéralisées principales (UFZ et LFZ), mais aussi, en quantité moindre, dans le mur des zones minéralisées de la FWZ et de la HWZ.

Les épidotes sont des minéraux accessoires dans les roches felsiques. Des concentrations autour de 10 % peuvent être observées par endroit dans les faciès altérés. Ces épidotes se regroupent en amas polycristallins étirés selon la schistosité (figures 4.20 E et F) ou bien s'associent aux lentilles à chlorite/biotite (figure 4.20 C). La proportion d'épidote progresse du toit vers le mur de l'unité felsique avec des enrichissements au mur de chaque zone minéralisée. Les épidotes de la famille des clinozoïsites sont particulièrement abondantes dans les zones minéralisées, notamment dans la UFZ et la HWZ, bien qu'en quantité moindre que les autres types épidotes. Dans les faciès altérés, des traces de tourmaline ont été observées. Les tourmalines forment des cristaux isolés automorphes localement regroupés en amas ou associées aux lentilles de biotite et/ou chlorite. Les tourmalines sont réparties dans l'ensemble des faciès altérés avec une plus forte concentration dans la minéralisation de la LFZ.

Synthèse des altérations développées dans les roches felsiques

En fonction des différentes zones minéralisées, les faciès d'altération se composent des paragenèses suivantes :

- La FWZ, la zone minéralisée au mur de la séquence, est dominée par des minéraux d'altération tels que la séricite, la biotite, la chlorite, le grenat manganifère et l'épidote, et présente une forte hydrolyse des plagioclases. Les altérations gris-beige soyeuses à séricite et bleues à séricite-chlorite/biotite constituent les types de faciès d'altération principalement rencontrés dans cette zone.
- Pour la LFZ, la séricite et la biotite constituent les phases dominantes dans les roches felsiques altérées suivies de l'épidote, de la calcite et du grenat manganifère. Les plagioclases sont moyennement hydrolysés sauf de manière proximale aux zones minéralisées. Cette zone est dominée par le faciès d'altération gris-beige soyeuse à séricite d'intensité variable.
- Pour la UFZ, principalement autour de la minéralisation, l'altération est à dominance de séricite-biotite-chlorite associée à de l'épidote et du grenat manganifère. L'hydrolyse des plagioclases est moyenne à forte. Cette zone est constituée principalement des deux types de faciès d'altération aurifères, grisbeige soyeuse à séricite et bleue à séricite-chlorite/biotite qui sont inégalement répartis au sein de cette zone.
- La HWZ montre une altération principalement à séricite-quartz. Le faciès d'altération qui le compose est l'altération gris-beige soyeuse à séricite dont l'intensité varie.

4.3.2 Altération des volcanites mafiques de l'unité centrale

Les roches volcaniques mafiques de l'unité centrale constituent un encaissant mineur de la minéralisation aurifère. La minéralisation y est nettement moins développée que dans les roches felsiques. Les enveloppes minéralisées y dépassent très rarement plus de dix mètres d'épaisseur. La minéralisation se compose principalement de lits de sulfures semi-massifs et de veinules de type « stringers ». Les sulfures disséminés se rencontrent essentiellement autour des sulfures semi-massifs et des veinules, et diminuent rapidement en dehors de ces zones. L'altération hydrothermale dans ces roches ne s'exprime que sur quelques mètres autour des enveloppes minéralisées (figure 4.24 A). Les faciès massifs, interprétés comme le cœur de coulées volcaniques mafiques, ne présentent aucune trace de minéralisation et d'altération. L'altération et la minéralisation se développent à proximité des coulées coussinées notamment dans des niveaux de tufs mafiques. Fréquemment, des intersections altérées et minéralisées de tufs felsiques et/ou d'intrusions de QFP sombres sont retrouvées dans les zones minéralisées et altérées des volcanites mafiques. La déformation s'exprime conjointement avec l'altération et la minéralisation par une schistosité très pénétrative (figure 4.24 A). La déformation peut affecter des portions de roches moins altérées et minéralisées en produisant un pseudo-litage tectonique par transposition définissant ainsi des pseudo-tufs.

Trois types d'altération ont été identifiés dans les volcanites mafiques de l'unité centrale : 1) une altération vert clair à vert-pomme composée d'épidote-clinozoïsitechlorite±carbonates et distale à la minéralisation; 2) une altération hyperchloriteuse à chlorite-biotite ± quartz ± grenat et plutôt médiane aux zones aurifères; et 3) une altération hyperchloriteuse tachetée à chlorite-biotite-séricite±quartz±grenat localisée de manière proximale aux zones minéralisées et présentant occasionnellement des rétromorphoses d'aluminosilicates. *Altération vert clair à vert-pomme à épidote-clinozoïsite-chlorite ±carbonates*

Ce faciès d'altération de couleur vert clair à vert-pomme est faiblement développé dans les volcanites mafiques. Cette altération se développe est présente localement, notamment entre les roches fraiches et les zones altérées et minéralisées ainsi que dans les coulées mafiques coussinées. Ce faciès constitue l'altération distale et est présent dans les roches altérées à faible teneur aurifère, inférieure à 0,1 g/t Au. La coloration vert clair à vert-pomme est causée par une paragenèse à épidote, clinozoïsite, chlorite et carbonates. Elle est constituée d'épidote finement disséminée pouvant aussi former des amas (figure 4.23 A, B et C). Les clinozoïsites forment localement des cristaux en forme de latte. Les minéraux primaires tels que les plagioclases et les amphiboles (hornblende verte) sont préservés, mais en quantité moindre que dans les roches fraiches. Les amphiboles sont légèrement affectées par l'altération avec la formation de chlorite sur les bordures de grains. Les plagioclases, peu abondants, sont altérés en un mélange de carbonates, épidote dont des clinozoïsites. L'altération peut être plus localisée, notamment dans les coulées mafiques coussinées, où le remplissage des amygdules est polycristallin et constitué en proportion variable d'épidote, clinozoïsite, carbonates, quartz, et amphibole (figures 4.23 D et E). Le matériel hyaloclastique intercoussins est affecté par une altération plus intense avec une proportion plus importante de chlorite et la formation de mica blanc et d'actinote (figure 4.23 F). Ce faciès d'altération de couleur vert clair à vert-pomme contient très peu de sulfures (pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite) hormis en traces disséminées ou en remplissage des amygdules.



Figure 4.23 Altération distale des volcanites mafiques : (A) MO14129 à 76.4m, photomicrographie en LPNA de la paragenèse d'altération distale à actinote, chlorite, clinozoïsite (en latte), épidote ; (B) INF06c, photomicrographie en LPNA d'une volcanite mafique de l'unité supérieure composée d'une matrice d'actinote avec quelques phénocristaux de plagioclases développant une légère altération à zoïsite/clinozoïsite, quartz et épidote formant des porphyroclastes polycristallins ; (C) MO0159 à 93.1m, photomicrographie en LPNA d'une volcanite mafique de l'unité supérieure composée de lit de hornblendes grossières se trouvant entre un mélange fin de minéraux d'altération de clinozoïsites, quartz et amphiboles ; (D) MO1282 à 263.17m, photomicrographie en LPA d'une amygdule au cœur de carbonate puis de clinozoïsites avec une couronne d'épidote ; (E) MO1282 à 263.17m, photomicrographie en LPNA d'une amygdule avec un remplissage d'altération. Le coeur contient des clinozoïsites avec en périphérie un assemblage en épidote (pistachite) et amphibole ; (F) MO1282 à 263.17m, photomicrographie en LPNA d'une zone de hyaloclastite montrant une altération magnésienne portée par la chlorite et des micas blancs avec quelques phénocristaux automorphes de hornblende et d'actinote.

Un faciès d'altération hyperchloriteuse à chlorite-biotite±quartz±grenat est le plus fréquemment rencontré dans les volcanites mafiques altérées. Il encaisse la plupart de la minéralisation sulfurée, mais constitue aussi un halo atteignant plusieurs mètres de puissance de part et d'autre des zones minéralisées, avec un plus grand développement dans l'éponte inférieure (figure 4.24 A). Ce faciès forme l'altération médiane hyperchloriteuse faiblement minéralisée avec des teneurs entre 0,1 et 0,3 g/t voir 0,5 g/t Au. Ce faciès d'altération se caractérise par une intense couleur vert bouteille, générée par l'omniprésence de la chlorite (10-50 %) et de la biotite en quantité moindre (10-30 % ; figure 4.24 B). La roche est dépourvue de minéraux primaires et est constituée essentiellement d'une matrice de minéraux d'altération (c.-à-d. chlorite, biotite, quartz, grenat). Ce faciès d'altération contient de rares actinotes (amphiboles aciculaires) métamorphiques (figure 4.24 D) et du quartz issu de l'altération ou des réactions métamorphiques (figure 4.24 C). Le quartz peut parfois former des plages présentant une texture polygonale dans ce faciès d'altération. Par endroit, la variation de la proportion chlorite-biotite est marquée par des zones plus sombres riches en biotite. La magnétite constitue une phase accessoire de cette altération (<5 %). La magnétite est souvent entourée d'un liseré de titanite et se présente sous forme disséminée avec quelques amas épars. Les sulfures disséminés et en trace (<2 %) tels que la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopyrite se répartissent souvent autour de la magnétite. La matrice contient quelques rares porphyroblastes de grenats (figures 4.24 A, B, E et F). La déformation est très bien exprimée dans ce faciès d'altération par une schistosité pénétrative (figure 4.24 D).



Figure 4.24 Altération hyperchloriteuse à chlorite-biotite±quartz±grenat : (A) MO1274 de 121 à 124m, photographie illustrant l'altération très localisée dans les faciès mafiques avec une rapide transition (3 mètres) entre la zone minéralisée à sulfures semi-massifs vers les roches massives et fraiches plus claires en passant par les roches mafiques altérées en chlorite-biotite-grenat dit aussi hyperchloriteuses ; (B) MO14229 à 190.3m, photographie plus détaillée montrant l'altération médiane caractérisée par une matrice riche en chlorite, biotite et quartz formant parfois des plages et des porphyroblastes de grenats rétromorphosés ; (C et D) MO1274 à 49m, photomicrographie en LPNA puis en LPA des volcanites mafiques avec leur matrice d'altération constituée de chlorite, biotite, quartz et de rares épidotes avec une baguette d'amphibole ; (E) MO1274 à 49m, photomicrographie en LPNA d'un porphyroblaste de grenat avec une ombre de pression de quartz ; (F) MO1282 à 232.56m, photomicrographie en LPNA d'un porphyroblaste de grenat présentant une forte rétromorphose en biotite. La biotite en rétromorphose du grenat est elle aussi en cours de remplacement en chlorite dans certaines fractures. Une tourmaline est aussi présente ; échelle pour A et B : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

Altération hyperchloriteuse tachetée à chlorite-biotite-séricite ±quartz±grenat et rare rétromorphose d'aluminosilicate

Les zones plus altérées des roches hyperchloriteuses produisent une paragenèse spécifique différente de la précédente qui s'exprime dans les zones minéralisées avec des teneurs supérieures à 0,3-0,5 g/t Au et constitue donc l'altération proximale. Ce faciès d'altération se caractérise par un aspect tacheté produit par des porphyroblastes de grenats abondants (figures 4.24 A et B) ainsi que par des amas lenticulaires de séricite donnant à la matrice un aspect moiré (figure 4.25 A). La matrice résultant de cette altération montre les mêmes paragenèses que le faciès précédent, seule la présence de séricite et de grenat différencie les deux faciès. Les porphyroblastes de grenats mesurent entre 2 mm à 1 cm de diamètre et sont fréquemment ou partiellement entourés de biotite (figures 4.24 E et F) voir sont totalement remplacées par la biotite (figure 4.26 B). Les grenats composent environ 5 % de la roche. Ils sont répartis de manière hétérogène, en bandes ou en amas souvent associés à un réseau anastomosé de magnétite et de biotite (figures 4.24 A et B). La séricite forme des amas avec des interpénétrations de chlorite et de biotite (figures 4.25 B, C et D et figure 4.26 F). À proximité des sulfures semi-massifs et des veinules de types « stringer », la matrice de ce faciès d'altération est essentiellement constituée de séricite (figures 4.25 E et F).


Figure 4.25 Altération hyperchloriteuse tachetée à chlorite-biotite-séricite±quartz±grenat : (A) MO1274 à 114.5m, photographie détaillée illustrant l'altération à chlorite, biotite, séricite et quartz associés aux sulfures. La séricite est fréquemment répartie sous forme de plage, échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre) ; (B) MO1274 à 114.2m, photomicrographie en LPNA des volcanites mafiques très altérée avec une matrice d'altération à chlorite, biotite et séricite ; (C) MO1274 à 114.5m, photomicrographie en LPNA d'une bande de sulfures associés aux quartz dans une matrice d'altération à chlorite, biotite, guartz et séricite. La biotite est presque totalement rétromorphosée en chlorite ; (D) MO1274 à 115.5m, photomicrographie en LPNA avec la matrice d'altération facilement déformable composée de chlorite/biotite, séricite et quartz ; (E et F) MO1274 à 119m, photomicrographie en LPNA puis en LPA d'une veinule (stringer) à quartz pyrite qui contient des traces de biotites et de tourmalines. Cette structure est contenue dans une roche mafique très altérée en séricite, biotite et quartz.

De manière très localisée, la séricite provient de la rétromorphose des aluminosilicates présents initialement dans ce faciès altéré. Bien que rare, cette altération proximale s'exprime localement dans des zones avec des teneurs aurifères supérieures à 0,3 g/t. Ces reliques d'aluminosilicates génèrent un aspect tacheté à cette altération hyperchloriteuse (figures 4.26 A, B et C). La forme des anciens phénocristaux tabulaires, et présentant une section carrée, suggère que l'aluminosilicate initial était de l'andalousite (figures 4.26 A et E). Ces aluminosilicates étaient initialement riches en inclusion de pyrrhotite et magnétite (figures 4.26 D et E). Les aluminosilicates sont le plus souvent présents dans la LFZ.

Le faciès d'altération hyperchloriteuse tachetée constitue les épontes proximales des zones minéralisées en sulfures (figure 4.26 C) et peut contenir une forte proportion de sulfures tel que des pyrites, des pyrrhotites et des chalcopyrites (figure 4.25 A et figures 4.26 A et C). Cette altération est plus fréquente à la base des zones minéralisées que dans leur toit. Le passage entre le faciès hyperchloriteux et le faciès hyperchloriteux tacheté est progressif. La déformation est pénétrative dans le faciès hyperchloriteux tacheté avec la formation de nombreuses microstructures telles que des figures de déformation de type sigma, une schistosité ondulante, la présence de plis et par endroit d'un clivage de crénulation (figures 4.25 A et D et figures 4.26 C et F). Ce faciès est plus sensible à la déformation, car il constitue les portions les plus altérées des roches volcaniques mafiques, ce qui explique l'abondance et la variété des structures présentes.



Figure 4.26 Altération hyperchloriteuse tachetée à rare rétromorphose d'aluminosilicate : (A) MO1274 à 111.5m, photographie illustrant la présence de plages riches en séricite résultant probablement de la rétromorphose d'aluminosilicates développée dans une altération à chlorite, biotite, séricite associée aux sulfures ; (B) MO1289 à 176m, photographie des faciès très altérés présentant des porphyroblastes d'aluminosilicates bleutés rétromorphosés en séricite dans une matrice d'altération à chlorite, biotite et séricite. Les plages riches en biotite peuvent résulter de la rétromorphose de grenat ; (C) MO1277 à 169.6m, photographie montrant la formation de porphyroblastes rétromorphosés en séricite à proximité de la minéralisation de sulfure semi-massif composée essentiellement de pyrite. La forme des porphyroblastes suggère d'anciennes andalousites ; (D) MO1289 à 176.31m, photomicrographie en LPNA d'un ancien porphyroblaste d'aluminosilicate, possiblement de l'andalousite rétromorphosée en quartz-séricite. La matrice contient des biotites en cours de rétromorphose en chlorites ; (E) MO1277 à 169.9m, photomicrographie en LPNA d'un porphyroblaste automorphe d'une possible andalousite rétromorphosée en séricite avec un peu de quartz dans une matrice de chlorite ; (F) MO1277 à 169.9m, photomicrographie en LPNA de la matrice d'altération développant les porphyroblastes bleutés. Cette matrice contient des plages de chlorite, biotite et séricite. Quelques biotites sont en cours de chloritisation. Échelle pour A, B et C : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

Observations en lames minces et répartition des minéraux d'altération

Les observations en lames minces permettent de mieux caractériser les paragenèses des faciès d'altération affectant les roches mafiques du gisement de Montagne d'Or.

L'hydrothermalisme présent dans les roches mafiques montre un comportement bivalent, avec des zones légèrement altérées en opposition avec des zones très altérées. Dans les roches mafiques faiblement altérées, les amphiboles primaires semblent légèrement altérées en chlorite et les plagioclases en épidote-clinozoïsite-carbonates. Dans les roches plus altérées, la transformation des minéraux primaires est complète, et matérialisée par une matrice essentiellement constituée de chlorite et de biotite.

La chlorite et la biotite sont intimement reliées, dues à la rétromorphose de la biotite en chlorite (figures 4.24 C, D et F, figure 4.25 C et figure 4.26 D). Le couple chloritebiotite est donc largement développé à proximité de la minéralisation pour toutes les zones minéralisées. Cependant, en proportion, la chlorite est plus abondante dans la UFZ alors que la biotite domine dans la LFZ et au toit de la FWZ.

La séricite se présente dans la matrice d'altération uniquement dans les zones minéralisées de la UFZ et LFZ, mais en plus forte proportion dans la LFZ. Bien qu'elle ne soit pas largement répandue, la séricite est en partie produite par la rétromorphose d'aluminosilicates, vraisemblablement de l'andalousite. Cette rétromorphose produit de fines baguettes de séricite avec un taux de cristallinité plus faible que les séricites en amas de la matrice d'altération (figures 4.26 D et E). Le quartz peut parfois être un sous-produit de cette rétromorphose.

Les grenats se forment uniquement dans les sections les plus altérées des volcanites mafiques. Les porphyroblastes de grenat sont de forme globuleuse et montrent des ombres de pression de type sigma (figure 4.24 E). Ces ombres de pression contiennent

souvent du quartz, des sulfures et de la magnétite. Les porphyroblastes de grenat sont très fracturés et présentent un manteau à biotite dans les fractures et en bordure de grains. Ce sont principalement des grenats ferrifères voir à Fe-Mn. Les biotites associées aux grenats peuvent elles-mêmes être rétrogradées en chlorite (figures 4.24 E et F). Les grenats sont abondants dans les épontes et la minéralisation de la FWZ et de la UFZ, surtout dans cette dernière. En quantité moindre, des grenats sont aussi présents dans le mur de la LFZ.

Le quartz est un minéral assez abondant dans les faciès mafiques altérés. Il est présent en sous-grains (figure 4.24 C) dans les ombres de pression de certains porphyroblastes de grenat (figure 4.24 E) et sous la forme d'amas polygonisés (figure 4.25 C). Le quartz est plus abondant dans la UFZ. L'épidote et celle de la famille des clinozoïsites sont des minéraux accessoires fréquents dans les roches mafiques altérées (entre 1 et 20 %), en quantité légèrement moindre pour la clinozoïsite (figures 4.23 et figures 4.24 C et D). Ces deux minéraux montrent une distribution similaire avec un enrichissement dans et principalement autour des zones minéralisées de la FWZ et la LFZ. La calcite se présente uniquement dans les faciès altérés, tels que les zones de tufs mafiques préservés ou les zones de coulées coussinées (figure 4.23 D). Des baguettes disséminées de tourmaline ont été observées presque exclusivement dans la zone minéralisée de la UFZ (figure 4.24 F et figure 4.25 E).

Synthèse des altérations développées dans les roches mafiques

Par zone, les faciès d'altération des roches mafiques présentent les paragenèses suivantes :

- L'altération dans la FWZ est dominée par la biotite et la calcite accompagnée de séricite, de grenat ferrifère et manganifère et de magnétite.
- Dans la LFZ, l'altération dans la zone minéralisée est à biotite, chlorite et séricite et comprend localement de la séricite issue de la rétromorphose d'aluminosilicates, probablement de l'andalousite.
- Dans la UFZ, le quartz, la chlorite, la séricite et la biotite dominent les zones minéralisées. Une portion de la séricite provient de la rétromorphose des aluminosilicates. Les grenats ferrifères rarement manganifères sont aussi présents, mais en moindre proportion.
- Pour la HWZ, les roches altérées présentent des paragenèses à actinote, biotite et épidote.

4.3.3 Chimie des minéraux d'altération

Des analyses à la microsonde ont été réalisées sur les principaux minéraux d'altération comprenant des micas blancs, de la biotite, de la chlorite et du grenat. Les résultats et les calculs de leur formule chimique sont présentés en annexe F. Le nombre limité d'échantillons analysés (15 lames) ne permet cependant pas de clairement définir l'influence des lithologies ou des zones minéralisées dans la composition chimique de ces minéraux. Ces analyses donnent cependant un aperçu du comportement chimique des minéraux d'altération associés à la minéralisation aurifère et permettent d'inférer la nature des phases minérales porteuses des éléments associés à l'altération.

Les micas blancs (séricite et muscovite) des zones minéralisées définissent de larges gammes de composition en fer et en magnésium, et ce indépendamment de la nature de l'encaissant, mais ils ont tous une composition de muscovite à phengite (figures 4.27 A et B). Ils sont riches en Fe₂O₃ et en MgO et pauvres en Al₂O₃. Na₂O et CaO sont en très faible concentration dans ces micas blancs (voir annexe F). Les micas blancs des zones minéralisées constituent une phase porteuse en K₂O, mais leurs teneurs en MgO et en Fe₂O₃ sont non négligeables tout en conservant une composition de muscovite à phengite (c.-à-d. riche en Al). Ces minéraux peuvent contribuer, dans une certaine proportion, aux enrichissements en MgO et en Fe₂O₃ observés sur le gisement. Les micas blancs analysés dans les sédiments de l'Unité Supérieure ont une composition chimique différente des micas blancs des roches encaissant la minéralisation. Ils sont moins riches en K₂O et contiennent plus de CaO et de Na₂O. Ces micas blancs sont aussi plus pauvres en Fe₂O₃ et en MgO et donc plus riches en Al₂O₃ (figures 4.27 A et B).

Les biotites analysées sont majoritairement de l'annite, et leur composition n'apparait pas influencée par la nature du protolithe (figure 4.27 C). Deux échantillons contiennent cependant des biotites plus magnésiennes, localisées dans le champ des

phlogopites. Ces échantillons possèdent certaines caractéristiques particulières; l'un d'eux est un tuf felsique à lapilli polygéniques alors que l'autre provient d'une veine de quartz secondaire. Pour le tuf felsique à lapilli, ce sont des biotites contenues dans un claste mafique qui ont été analysées. Par conséquent, la composition plus magnésienne de ces biotites peut être due à une origine différente par rapport aux biotites associées au système aurifère. Les enrichissements en K₂O observés sur le gisement proviennent en partie de la formation de biotite. La proportion en Fe₂O₃ et en MgO varie légèrement dans les biotites des roches altérées et minéralisées. Par conséquent, la biotite constitue une phase minérale à considérer dans la répartition du Fe₂O₃ et du MgO dans le gisement.

L'ensemble des chlorites analysées sont, d'après le diagramme de classification de Hey (1954), de type ripidolite (figure 4.27 D). Comme pour les autres minéraux d'altération, la composition chimique de l'encaissant et les zones minéralisées n'influence pas la composition des chlorites. Le diagramme FeO vs MgO montre que les chlorites du gisement se répartissent selon une droite de mélange entre des chlorites très magnésiennes et des chlorites très ferrifères (figure 4.27 E). Les chlorites des sédiments de l'Unité Supérieure possèdent un ratio Fe/Mg différent des chlorites des roches volcaniques. Les chlorites sédimentaires forment un nuage de point serrés qui s'écarte de la droite de mélange définie par les chlorites du gisement, suggérant une origine différente de celles des zones minéralisées et altérées. Cette distribution linéaire de la composition des chlorites apparait clairement contrôlée par la nature du fluide hydrothermal pouvant être riche en Fe et pauvre en Mg et inversement. Les chlorites du gisement de Montagne d'Or contiennent une proportion variable, mais faible de manganèse, entre 0,3 et 1,3 % pds (voir annexe F). Par conséquent, les enrichissements en Mn peuvent en partie être associés à la chlorite. Il est important de souligner que les échantillons aux biotites les plus ferrifères possèdent aussi des chlorites plus ferrifères et réciproquement.

Les grenats du gisement de Montagne d'Or contiennent très peu de Mg et beaucoup de Mn et de Fe (voir annexe F). Ils se distribuent entre le pôle de la spessartine et de l'almandin (figure 4.27 F). La composition chimique des grenats montre que certains incorporent du calcium, et tendent vers une composition de grossulaire. La composition des porphyroblastes de grenat est en partie contrôlée par la nature de la roche encaissante. Les grenats de protolithes mafiques montrent une composition plus ferrifère qui tend vers le pôle des almandins (48-81 %) et sont aussi plus riches en calcium (2,7-7,1 %pds.). Par contre, les grenats encaissés dans les roches felsiques montrent une composition très faible en calcium (<4,5 % pds.), mais riche en fer (FeO 15,5-21,8 %pds.) et en manganèse (18,2-21,8 %pds.). Ils tendent plus vers le pôle des spessartines (43-52 %) que les grenats de protolithe mafique (3-26 %). Le grenat est le minéral qui marque majoritairement les enrichissements en manganèse. Ils contiennent une part non négligeable de fer bien que leur contribution soit à relativiser comparativement à la contribution en fer d'autres silicates et sulfures. La présence de calcium dans les grenats peut expliquer en partie les variations dans la répartition du calcium dans les roches altérées au sein du gisement bien que des traces de carbonatation soient rencontrées localement. Le grenat ne constitue pas un marqueur d'enrichissement en magnésium dans le gisement de Montagne d'Or.



Figure 4.27 Diagrammes des silicates analysés à la microsonde sur le gisement de Montagne d'Or : A et B) Composition des micas blancs par les diagrammes A) MgO vs Al_2O_3 (%pds.) et B) FeO vs Al_2O_3 (%pds.) ; (C) Composition des biotites avec le diagramme K vs Fe/(Fe+Mg) en atome par unité de formule ; (D et E) Composition des chlorites d'après D) le diagramme de classification Fe/(Fe+Mn+Mg) vs Si (IV) en atome par unité de formule selon Hey (1954) et E) le digramme FeO vs MgO (%pds.) ; (F) Classification des grenats à partir du diagramme ternaire Ca-Mn-Fe.

4.3.4 Bilans de masse et indices d'altération

D'après les différents isocones produits en utilisant le diagramme de Grant (1986), de même que selon le faciès étudié et les précurseurs choisis, certains éléments chimiques ont confirmé leur immobilité durant l'altération hydrothermale et le métamorphisme (annexe D). Les deux éléments les moins mobiles lors de l'altération hydrothermale sont le Zr et le Ti. Ils sont utilisés comme des éléments immobiles pour le calcul de bilan de masse pour tous les faciès d'altération. Ces éléments présentent l'avantage d'être présents en abondance dans les roches volcaniques étudiées. Ils sont donc plus fiables et moins sensibles aux erreurs analytiques et aux possibles contaminations. Le Nb montre une relative immobilité lors de l'altération hydrothermale sauf pour le faciès des QFP clairs au sein duquel il présente une teneur variable. Al est un élément majeur compatible, souvent considéré comme immobile à faiblement mobile durant les processus hydrothermaux et métamorphiques (MacLean et Barrett 1993). Il a montré une composition relativement constante pour les roches volcaniques mafiques du gisement de Montagne d'Or.

Les éléments considérés comme immobiles sélectionnés pour le calcul du bilan de masse sont donc :

- TiO₂, Nb et Zr pour les QFP sombres et les tufs felsiques ;
- TiO₂ et Zr pour les QFP clairs ;
- et TiO₂, Nb, Zr et Al₂O₃ pour les volcanites mafiques de la formation bimodale (unité centrale).

En plus du calcul du bilan de masse pour chaque échantillon, des indices géochimiques d'altération ont été calculés. Ces indices d'altération sont fréquemment utilisés pour caractériser le type d'altération dans les systèmes hydrothermaux et s'appliquent particulièrement bien dans les gisements de type SMV. Les trois indices géochimiques d'altération utilisés sont les suivants :

1- L'indice d'altération (A.I.) d'Ishikawa *et al.* (1976) qui représente la proportion de MgO et de K₂O par rapport au CaO et au Na₂O. Des éléments comme le magnésium et le potassium sont fréquemment portés par les minéraux tels que la chlorite, les feldspaths potassiques, la séricite et indiquent leur formation ou leur disparition. En opposition, les éléments tels que le calcium et le sodium, s'ils sont abondants, indiquent la présence et/ou la formation de minéraux comme l'albite, l'épidote et la calcite.

$$A.I. = \left(\frac{MgO + K_2O}{MgO + K_2O + CaO + Na_2O}\right) \times 100$$

2- L'indice CCPI, pour *chlorite-carbonate-pyrite index* de Large *et al.* (2001). Cet indice oppose la concentration totale en MgO et Fe₂O₃ avec la concentration totale en Na₂O et K₂O. Une altération produisant de la chlorite, des carbonates ferromagnésiens (dolomite-ankérite) et/ou de la pyrite entraine un enrichissement en Fe₂O₃ et en MgO. Une altération affectant les feldspaths alcalins génère par conséquent une perte en Na₂O et en K₂O qui fait augmenter l'indice CCPI.

$$CCPI = \left(\frac{MgO + Fe_2O_3}{MgO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O}\right) \times 100$$

3- L'indice AAAI, pour advanced argillic alteration index de Williams et Davidson (2004). Il s'agit d'un indice spécifique aux altérations argileuses avancées, fréquentes dans les gisements épithermaux acides et les gisements porphyriques. Les altérations associées à ces gisements sont principalement constituées de silice, de phyllosilicates potassiques et d'alunite, et impliquent un gain en SiO₂ et en K₂O au détriment du MgO, CaO et Na₂O qui sont lessivés par les fluides acides affectant, notamment, les plagioclases.

$$AAAI = \left(\frac{\text{SiO}_2}{\text{SiO}_2 + (10 \times \text{MgO}) + (10 \times \text{CaO}) + (10 \times \text{Na}_2\text{O})}\right) \times 100$$

La combinaison de ces indices d'altération dans un diagramme binaire génère des « boites d'altération ». La boite d'altération de Large *et al.* (2001) comprend les indices A.I. et CCPI (figures 4.28 A et B) et celle de Williams et Davidson (2004), les indices A.I. et AAAI (figures 4.28 C et D). Ces boites d'altération permettent une caractérisation visuelle des différents types d'altérations et de leurs intensités dans les échantillons.

À partir de la boite d'altération de Large *et al.* (2001), modifié par Trépanier (2011), les différents échantillons ont été classés entre des échantillons considérés comme frais et des échantillons considérés comme altérés. Cette classification a été appliquée uniquement sur les lithologies affectées par l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère, ce qui comprend les QFP clairs, les QFP sombres, les tufs felsiques et les volcanites mafiques de l'unité centrale. La composition géochimique des roches altérées et non altérées dans leur ensemble et pour chaque zone minéralisée est présentée dans les tableaux de l'annexe C. Ces tableaux montrent que pour chaque élément, la teneur moyenne des échantillons considérés comme non altérés est proche de la teneur moyenne des précurseurs et ont respectivement de faibles écarts types. À l'opposé, pour certains éléments, les échantillons altérés montrent des valeurs moyennes très différentes des échantillons de roches fraiches avec en plus un fort écart type. L'ensemble des roches felsiques montre globalement le même type d'altération sur la boite de Large et al. (2001). Ces roches felsiques se distribuent sur une droite avec comme origine le champ des dacites/rhyodacites fraiches et évoluent vers une altération comprise entre les pôles de la séricite et de la chlorite-pyrite (figures 4.28 A et B). Les échantillons se trouvant à l'origine de la droite de distribution sont généralement faiblement aurifères contrairement aux échantillons proches des pôles de la séricite et de la chlorite-pyrite. Bien que les roches felsiques montrent la même tendance d'altération en se distribuant sur la même droite d'altération, ils ne présentent pas les mêmes valeurs d'indice d'altération CCPI. En effet, les échantillons de QFP sombres montrent un indice CCPI plus élevé que les tufs blanchis. Les tufs felsiques et les intrusions de QFP clair ont un indice d'altération CCPI intermédiaire, compris entre les QFP sombres et les tufs blanchis. Cette variation d'indice CCPI au sein des roches felsiques est liée à leur composition géochimique initiale. Ainsi, les QFP sombres, plus riches en minéraux ferromagnésiens, ont un indice CCPI plus élevé que les tufs blanchis qui sont dépourvus de ces minéraux (voir section 4.3.1 et chapitre III). Les échantillons de QFP clairs se répartissent uniquement dans le champ des dacites/rhyodacites fraiches et ne présentent aucune anomalie aurifère (figure 4.28 B). Les tufs felsiques blanchis montrent une distribution plus limitée sur la droite d'altération (figure 4.28 B). La boite d'altération de Williams et Davidson (2004) pour les roches felsiques montre que les échantillons se distribuent sur une droite depuis le champ des roches fraiches vers le pôle muscovite (figures 4.28 C et D), les échantillons les plus aurifères se rapprochant du pôle muscovite. Les contrastes de composition géochimique initiale entre les différents faciès felsiques sont plus marqués sur ces boites d'altération. Cette distinction est particulièrement bien marquée entre les tufs felsiques et les QFP sombres. Les tufs felsiques possèdent un indice d'altération AAAI nettement plus élevé que les QFP sombres, ce qui produit une distribution relativement distincte entre les deux faciès, jusqu'à former deux droites parallèles (figure 4.28 C). Comme pour la précédente boite d'altération, les QFP clairs se répartissent uniquement dans le champ des roches fraiches et les tufs felsiques blanchis évoluent modérément vers le pôle muscovite (figure 4.28 D). Ces diagrammes indiquent que les tufs felsiques et les QFP sombres sont fortement affectés par l'altération hydrothermale aurifère, caractérisée par la formation de séricite-chlorite-pyrite. Les QFP clairs ne semblent que faiblement affectés par cette altération, ce qui est cohérent avec leurs faibles teneurs aurifères. Cette altération est cependant moins développée dans les tufs blanchis malgré les fortes teneurs en or des échantillons les plus altérés.

Dans la boite d'altération de Large et al. (2001), les roches mafiques montrent une distribution bimodale, les points se répartissant selon deux concentrations-points (figure 4.28 B). Un premier nuage de points, centré dans le champ des basaltes frais, présente une très faible dispersion et est constitué essentiellement d'échantillons faiblement aurifères. Le deuxième nuage, plus dispersé, se rapproche du pôle chloritepyrite et se compose principalement d'échantillons aurifères (>0,3 g/t). Les échantillons de ce dernier nuage de points appartiennent tous aux faciès d'altération hyperchloriteuse. La boite d'altération de Williams et Davidson (2004) montre le même type de distribution pour les roches mafiques (figure 4.28 D), suggérant pour sa part que les roches mafiques altérées ne sont pas uniquement altérées en chlorite-pyrite, les échantillons se distribuant entre le pôle de la muscovite et le pôle de la chlorite révélant la formation de muscovite/séricite. Le comportement bimodal des échantillons de roches mafiques dans les boites d'altération confirme le caractère très localisé et intense de l'altération hydrothermale aurifère dans ces roches. Ce graphique démontre l'absence d'altération argileuse acide développée dans les roches volcaniques mafiques altérées. Cependant, aucun faciès hyperchloriteux contenant des rétromorphoses d'aluminosilicates, et donc présentant possiblement une altération argileuse acide, n'est présent dans les échantillons géochimiques en partie reliés à leur faible abondance.



Figure 4.28 Diagrammes des indices d'altération des différentes unités de Montagne d'Or : (A et B) Diagramme CCPI vs AI (Alteration box plot de Large *et al.* (2001) modifié par Trépanier (2011)) illustrant les altérations hydrothermales avec A) pour les QFP sombres et les tufs felsiques et B) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques blanchis ; (C et D) Diagramme AAAI vs AI (Alteration box plot de Williams et Davidson (2004) illustrant les altérations hydrothermales acides avec C) pour les QFP sombres et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques blanchis. Pour l'ensemble des diagrammes, la taille des bulles est proportionnelle à leur valeur aurifère. Le caractère frais (couleurs claires) et altéré (couleurs foncées) des échantillons est défini par les champs de roches fraiches des diagrammes CCPI vs AI.

Les boites d'altération ont cependant le désavantage de caractériser l'altération en utilisant des indices calculés à partir de la masse des oxydes. Ce type de traitement ne prend pas en compte l'influence de la composition initiale du protolithe dans le calcul des indices. À titre d'exemple, les échantillons de tufs felsiques et de QFP sombres présentent des indices d'altération CCPI différents, bien qu'ils aient subi le même type d'altération avec la même intensité. Le calcul des bilans de masse permet de définir les gains et les pertes par rapport à des précurseurs considérés comme les protolithes. Le calcul des bilans de masse permet de définir les des roches étudiées et d'analyser les éléments ajoutés ou soustraits par les fluides hydrothermaux.

Les diagrammes ΔK_2O vs ΔSiO_2 permettent d'illustrer les effets de la séricitisation et de la silicification dans les roches encaissant la minéralisation (figures 4.29 A et B). Pour l'ensemble des roches felsiques, les échantillons déterminés comme non altérés précédemment sont localisés autour de l'origine, indiquant l'absence d'altération siliceuse et/ou à séricite. Par contre, les échantillons les plus aurifères sont les plus éloignés de l'origine dans ce diagramme, de façon cohérente avec le fait que ces altérations sont associées à la minéralisation. Les échantillons de tufs felsiques altérés sont distribués selon un cône situé entre un apport de K₂O et un apport en K₂O-SiO₂ (figure 4.29 A). Cette distribution suggère que tous les échantillons ont été affectés par une séricitisation et qu'une certaine proportion de ces échantillons a aussi été affectée par une silicification. Les échantillons de QFP sombres présentent la même distribution en cône que pour les tufs felsiques, ce cône étant cependant centré sur un gain en K₂O (figure 4.29 A). Les QFP sombres sont moins affectés par la silicification et plus par la séricitisation que les tufs felsiques. Les échantillons de QFP clairs sont centrés sur l'origine et ne sont donc pas affectés par une séricitisation et/ou une silicification (figure 4.29 B). Les échantillons de tufs felsiques blanchis sont centrés sur une droite d'apport en K₂O et en silice, indiquant qu'une altération à séricite-quartz affecte ce

faciès même pour les échantillons initialement définis comme non altérés (figure 4.29 B).

Dans un diagramme ΔK_2O vs ΔSiO_2 , une bonne proportion des roches volcaniques mafiques, caractérisées précédemment comme altérées et non-altérées, et qui comprennent aussi des échantillons aurifères sont centrées sur l'origine (figure 4.29 B). Cette répartition indique une absence de silicification et/ou de séricitisation dans la majorité de ces roches. Seulement une faible portion de ces échantillons, majoritairement aurifères, présentent des gains en K₂O et faibles en SiO₂ (figure 4.29 B). Ces changements chimiques sont cohérents avec une altération aurifère en séricite répartie de façon hétérogène dans les roches mafiques.

Les diagrammes Δ FeO+MgO vs Δ Na₂O+CaO permettent de vérifier si les roches volcaniques felsiques et mafiques ont été affectées par une altération à chlorite ou à carbonate (figure 4.29 C et D). Les échantillons plus aurifères de QFP sombres et de tufs felsiques se comportent de manière identique sur ces diagrammes, avec un gain en fer et magnésium très important et une perte en sodium et en calcium (figure 4.29 C). Ces mêmes échantillons se distribuent le long de la droite indiquant une chloritisation. Les échantillons identifiés comme étant non-altérés pour les tufs felsiques et les QFP sombres, avec une faible teneur aurifère, se localisent à proximité de l'origine et ne semblent donc pas enrichis en carbonate ou en chlorite (figure 4.29 C). Les échantillons de QFP clairs sont centrés sur l'origine et ne semblent pas non plus affectés par une carbonatisation ou chloritisation (figure 4.29 D). Les échantillons aurifères de tufs felsiques blanchis montrent de légers gains en fer et magnésium et de légères pertes en sodium-calcium, les positionnant sur la droite d'altération à chlorite (figure 4.29 D). La présence de pyrite dans les échantillons aurifères de tufs blanchis est vraisemblablement responsable de la localisation des échantillons sur la droite d'altération à chlorite.

Le diagramme Δ FeO+MgO vs Δ Na₂O+CaO montre que les volcanites mafiques définies comme fraiches et non-minéralisées se répartissent autour de l'origine, soulignant l'absence de chloritisation et de carbonatisation (figure 4.29 D). Cependant les échantillons de roches mafiques aurifères auparavant définis comme non-altérés montrent des gains en fer et magnésium qui, associés à l'absence de gain ou perte en sodium et calcium indique une chloritisation ou une pyritisation. Les volcanites mafiques altérées se répartissent le long de la droite d'altération en chlorite (figure 4.29 D). Plus la teneur aurifère est élevée, plus le gain en fer-magnésium et la perte en sodium-calcium sont importants.



Figure 4.29 Diagrammes de changement de masse des différentes unités de Montagne d'Or : (A et B) Diagramme ΔK_2O vs ΔSiO_2 en valeur absolue modifié de MacLean et Barrett (1993) illustrant les altérations hydrothermales avec A) pour les QFP sombres et les tufs felsiques et B) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques blanchis ; (C et D) Diagramme $\Delta FeO+\Delta MgO$ vs $\Delta Na_2O+\Delta CaO$ en valeur absolue modifié de MacLean et Barrett (1993) illustrant les altérations hydrothermales avec C) pour les QFP sombres et les tufs felsiques et D) pour les volcanites mafiques, les QFP clairs et les tufs felsiques blanchis. Les échantillons dans le cercle rouge sont à la fois aurifères et considérés comme provenant de roche fraiche cependant par ce graphique ils possèdent une réponse pouvant être attribuée à une altération en pyrite-chlorite. Pour l'ensemble des diagrammes, la taille des bulles est proportionnelle à leur valeur aurifère. Le caractère frais (couleurs claires) et altéré (couleurs foncées) des échantillons est défini par les champs de roches fraiches des diagrammes CCPI vs AI.

4.3.5 Distribution des changements de masse

Afin de simplifier la compréhension de la distribution des éléments majeurs liés aux processus d'altération, seuls les principaux faciès seront présentés dans cette section. Ainsi, les tufs felsiques blanchis, constituant un sous-faciès et représentés par un faible nombre d'échantillons, sont intégrés dans la grande famille des tufs felsiques comprenant, pour les mêmes raisons, les différents tufs à lapilli.

A) L'unité felsique principale.

Pour le faciès des tufs felsiques, l'encaissant principal de la minéralisation, le bilan de masse sur les roches altérées et non-altérées montre des variations selon les zones minéralisées.

Zone minéralisée FWZ. Pour la zone minéralisée située au mur de la séquence porteuse, les tufs felsiques par rapport aux précurseurs présentent des gains en MnO de +70 %, en Fe₂O₃ de +56 %, en K₂O de +51 % et en MgO de +39 %. En contrepartie, ces tufs ont perdu en Na₂O de -35 %, en Sr de -32 % et en CaO de -11 %. Ba, Al₂O₃ et SiO₂ montrent des variations négligeables. MnO étant l'élément présentant le plus fort enrichissement dans cette zone, sa valeur est aussi très élevée par rapport aux autres zones.

Minéralisation de la LFZ. Pour cette zone, les tufs felsiques possèdent, par rapport aux précurseurs non altérées, un enrichissement de +83 % de Fe₂O₃, +63 % de MnO, +25 % de K₂O, +25 % de MgO et +13 % de Ba. Les tufs montrent aussi une perte en Sr de -31 %, Na₂O de -22 % et de CaO de -13 %. SiO₂ et Al₂O₃ demeurent invariables à l'altération. La LFZ révèle une des plus fortes valeurs d'enrichissement en manganèse parmi l'ensemble des zones.

Minéralisation de la UFZ. Le bilan de masse des tufs felsiques au mur de la UFZ indique de nombreux gains en éléments majeurs tel que +65 % de Fe₂O₃, +45 % de K₂O, +44 % de Ba, +25 % de MgO, +21 % de MnO, +14 % de SiO₂, +13 % de Al₂O₃. Cette zone est la seule à présenter des gains en silicium et aluminium de manière significative. Sr montre une perte importante avec une baisse de -27 %. La perte en CaO est relativement importante à -21 %, mais la perte en Na₂O apparait peu élevée (-8 %) comparativement à d'autres zones.

Dans la zone minéralisée de la UFZ, les gains en éléments majeurs sont plus importants avec +173 % pour le Fe₂O₃, +70 % pour le K₂O, +57 % pour le MnO, +51 % pour le MgO et +38 % pour Ba. Le strontium, le calcium et le sodium enregistrent les pertes les plus importantes de toutes les zones minéralisées, avec respectivement -53 %, -46 % et -45 %. Les gains en Al₂O₃ et SiO₂ sont négligeables.

Le toit de la UFZ dans les tufs felsiques révèle des gains et pertes pour les mêmes éléments que dans la zone minéralisée, mais avec une plus faible intensité. L'enrichissement est de +88 % pour le Fe₂O₃, +54 % pour le K₂O, +45 % pour le MnO, +42 % pour le MgO et 15 % pour +Ba. Les pertes sont en Sr de -46 %, en Na₂O de - 37 % et en CaO de -22 %.

Zone minéralisée HWZ. Le bilan de masse des tufs felsiques montre un comportement plus singulier pour la zone minéralisée du toit de la séquence, comparativement aux autres zones. Ce secteur révèle les plus forts enrichissements en MgO avec +61 %. Les tufs felsiques enregistrent des pertes en SiO₂ de l'ordre de -15 % et en Al₂O₃ de -8 %. À part ces différences de gain et perte par rapport aux autres zones, les roches felsiques de cette zone enregistrent des gains en Fe₂O₃ de +76 %, en K₂O de +39 % et en MnO de +38 %, ainsi que des pertes en Na₂O de -43 % et en Sr de -36 %.

La figure 4.30 permet d'observer en détail, et uniquement pour les roches altérées (c.à-d. définies par la boite d'altération), les phénomènes de perte ou de gain en éléments majeurs selon la localisation dans le gisement et pour les principaux faciès. Cette figure montre bien que les QFP clairs sont peu altérés avec des gains et des pertes moins importants que pour les autres faciès, et ce malgré la sélection d'échantillons considérés comme altérés. En effet, la distribution des éléments majeurs pour ces QFP clairs contraste avec les autres faciès de l'unité felsique principale (figure 4.30). Les QFP clairs montrent des enrichissements en silicium, en aluminium pour toutes les zones minéralisées et en sodium pour la LFZ. Les pertes en calcium sont mineures et les gains en fer et potassium sont peu marqués, et une perte en magnésium est enregistrée pour la LFZ et la UFZ. La figure 4.30 confirme un comportement similaire dans l'ensemble des tufs felsiques. Les zones au cœur des enveloppes minéralisées, très proximales à la minéralisation aurifère présentent les plus forts enrichissements en K₂O, en Fe₂O₃, en MgO et en MnO et les plus fortes pertes en CaO et en Na₂O. La minéralisation de la UFZ montre le plus fort enrichissement en potassium et la plus importante baisse en calcium par rapport à l'ensemble des zones. La LFZ montre un important enrichissement en manganèse avec de fortes valeurs présentes à la fois au toit, au mur et au sein de la minéralisation. La figure 4.30 illustre bien l'augmentation progressive des gains en magnésium vers le toit de la séquence avec des pics aux cœurs des différentes zones minéralisées. Une distinction est à faire en ce qui concerne le toit de la FWZ avec un fort enrichissement en calcium qui compense les pertes dans le mur et au sein de la minéralisation. Les QFP sombres montrent dans l'ensemble le même type de variation géochimique que les tufs felsiques. Seul le magnésium dans les QFP sombres montre une composition sensiblement différente par rapport aux tufs felsiques, avec des gains très limités, voire absents. Ces QFP sombres possèdent d'ailleurs aussi un enrichissement en manganèse plutôt limité.



Figure 4.30 Diagrammes en barre des changements de masse des différentes unités de Montagne d'Or selon les positions des échantillons dans les zones minéralisées (A) les QFP sombres altérés, (B) les QFP clairs altérés. Changement de masse relative aux précurseurs pour chaque faciès exprimé en pourcentage poids.



Figure 4.30 (suite) Diagrammes en barre des changements de masse des différentes unités de Montagne d'Or selon les positions des échantillons dans les zones minéralisées, (C) les tufs felsiques altérés et (D) les roches mafiques altérées. Changement de masse relative aux précurseurs pour chaque faciès exprimé en pourcentage poids.

B) Volcanites mafiques de l'unité centrale.

Pour les roches mafiques encaissant le reste de la minéralisation, le bilan de masse sur les échantillons altérés et non altérés montre des changements géochimiques sensiblement différents par rapport aux tufs felsiques.

Zone minéralisée FWZ. Les roches mafiques de la zone minéralisée du mur de la FWZ montrent des enrichissements en Ba de +400 %, en K₂O de +200 %, en Fe₂O₃ de +16 % et en CaO de +15 %, et une perte en Na₂O de -51 % et en MgO de -15 %. Les autres éléments majeurs montrent des gains (Sr et MnO) ou des pertes mineurs (Al₂O₃ et SiO₂). Par rapport aux autres parties du gisement, cette zone montre les plus forts enrichissements en K₂O et en Ba et la plus forte perte en Na₂O.

Minéralisation de la LFZ. Dans le détail, les roches mafiques au mur de la LFZ révèlent des enrichissements en Ba de +225 %, en K₂O de +67 %, en Sr de +26 %, en MnO de +15 %, et en CaO de +14 %. Ces roches enregistrent des pertes en MgO de l'ordre de -16 %. Fe₂O₃, SiO₂, Al₂O₃ et Na₂O montrent peu ou pas de variations significatives. Le strontium est le seul élément avec un enrichissement anormal en comparaison avec les autres parties du gisement.

La zone minéralisée de la LFZ présente des gains en Ba de +178 %, en K₂O de +166 %, en Fe₂O₃ de +27 % et des pertes en CaO de -26 %, en Na₂O de -20 % et en MgO de -15 %. Le gain important en K₂O et la perte élevée en CaO caractérisent cette zone par rapport aux autres. Les autres éléments, tels que MnO, Sr, SiO₂ et Al₂O₃, montrent des variations mineures par rapport aux précurseurs.

Le toit de la zone minéralisée de la LFZ enregistre de faibles variations en comparaison des autres parties du gisement. En effet, les roches mafiques de cette zone montrent des gains en Ba, K₂O et Fe₂O₃ modérés avec respectivement +144 %, +19 % et +12 %, et

une perte limitée en Na₂O avec -19 %. Les variations sont négligeables pour les éléments tels que le CaO, Sr, MnO, SiO₂, Al₂O₃ et MgO.

Minéralisation de la UFZ. Cette zone possède un comportement contrastant avec les autres zones du gisement. Comme les autres zones, elle enregistre des gains en Ba et en K₂O, mais avec des valeurs bien inférieures, avec un enrichissement de +92 % et +47 % respectivement. De plus, les enrichissements en Fe₂O₃ de +34 % et en MnO de +21 % sont plus importants que dans les autres zones de l'unité mafique. Bien que les enrichissements en Al₂O₃ de +8 % et en SiO₂ de +7,5 % soient faibles, elles sont aussi significativement plus importantes que dans les autres secteurs. Les roches mafiques de cette zone montrent des pertes en Na₂O de -15 %, mais aussi en CaO de -10 %, cette dernière variation étant relativement élevée en comparaison des autres zones. Les variations en MgO et strontium sont négligeables.

Zone minéralisée HWZ. Le bilan de masse observé dans la HWZ est basé sur seulement deux échantillons provenant des interlits mafiques observés à l'ouest de l'ensemble felsique, dans la partie riche en faciès de tufs à lapilli. Ces deux échantillons montrent des enrichissements par rapport aux précurseurs de +207 % en MnO, +73 % en Sr, +62 % en Ba, +32 % en Fe₂O₃, +27 % en Na₂O, +24 % en Al₂O₃, +23 % en SiO₂ et +17 % en MgO, avec peu ou pas d'enrichissement en K₂O et CaO.

La figure 4.30, illustre les pertes et les gains en éléments majeurs dans les roches volcaniques mafiques altérées. Elle confirme la nature de l'hydrothermalisme associé à la minéralisation, caractérisée par un enrichissement en K₂O, en Fe₂O₃ et en Ba et un lessivage en Na₂O, en MgO et en CaO. Les pertes ou les gains sont plus importants dans la zone minéralisée de la UFZ, notamment le gain en manganèse. Il est important de noter que l'enrichissement en Mn semble associé aux zones où les grenats sont abondants, comme dans l'ensemble de la UFZ et de la FWZ. Ces graphiques de la

figure 4.30 illustrent clairement le contraste entre les zones minéralisées, avec de fortes variations, et les roches encaissantes au toit et au mur des zones minéralisées qui enregistrent, quant à elles, de faibles changements chimiques.

C) Répartition cartographique des éléments.

Les résultats des calculs de bilans de masse ont été intégrés sur cartes puis interpolés sur une projection planaire selon une pondération par l'inverse de la distance avec un rayon de recherche anisotrope, prenant en compte le grain structural EO. Les cartes d'interpolation de gains/pertes en éléments les plus pertinentes sont présentées sous la forme de facteur d'enrichissement (coefficient multiplicateur) par rapport aux précurseurs sur la figure 4.31.

Le facteur d'enrichissement en K₂O est plus important dans les enveloppes de minéralisations aurifères (figure 4.31 A). Les plus fortes valeurs en gain de K₂O sont rencontrées dans la zone minéralisée principale (UFZ), avec les valeurs aurifères les plus élevées. Il est important de noter que les anomalies majeures en K₂O correspondent aux deux principales colonnes minéralisées (« ore shoot ») de la UFZ. La première zone prioritaire est localisée à l'ouest du gisement et la seconde au centre du gisement.

Na₂O montre globalement un appauvrissement dans les zones minéralisées (figure 4.31 B). Cet appauvrissement est plus important dans la UFZ, notamment au niveau des deux zones prioritaires les plus riches en Au. Le facteur d'enrichissement en Na₂O est très élevé dans la partie ouest du gisement entre les deux zones minéralisées principales. Ce gain en Na₂O est relié aux QFP clairs, largement dominants dans cette partie du gisement. Cette anomalie en Na₂O est possiblement un artefact lié à la sélection de précurseurs avec des plagioclases légèrement plus altérés que dans cette partie du gisement. MgO révèle une distribution bimodale avec un domaine appauvri et un domaine enrichi (figure 4.31). L'ensemble des roches au nord de la UFZ montre une perte en MgO si ce n'est deux légers enrichissements dans la LFZ et la FWZ. Par contre, le MgO est enrichi dans la partie sud du gisement, depuis la base de la UFZ, les plus forts facteurs d'enrichissement étant observés au centre de la UFZ ainsi que dans la HWZ.

Les gains en Fe₂O₃ montrent une bonne corrélation spatiale avec les enveloppes minéralisées du gisement (figure 4.31). La minéralisation de la UFZ possède les plus fortes valeurs d'enrichissement en Fe₂O₃. Les anomalies les plus élevées sont observées au centre du gisement, principalement dans la UFZ, ainsi que dans la zone prioritaire de la UFZ à l'ouest. Fe₂O₃ n'est pas enrichi et montre même des pertes à l'ouest du gisement, entre les zones principales de la UFZ et de la LFZ. Ces variations semblent spatialement corrélables avec la distribution du faciès de QFP clair.



Figure 4.31 Carte de distribution des éléments liés à l'altération hydrothermale selon le facteur d'enrichissement avec : (A) le potassium, (B) le sodium, (C) le fer et (D) le magnésium. Les cartes sont obtenues à partir d'une interpolation utilisant un algorithme de pondération inverse à la distance avec un rayon de recherche asymétrique.

4.4 Interprétation et discussion

La minéralisation aurifère du gisement de Montagne d'Or est reconnue sur plus de 3 km d'est en ouest et atteint 400 m de large au cœur du gisement. Le gisement est constitué de quatre enveloppes aurifères stratoïdes à fort pendage sud et d'orientation EO. Les zones minéralisées se succèdent de bas en haut dans une formation volcanique bimodale avec la FWZ (Footwall-Zone), la LFZ (Lower Favorable Zone), la UFZ (Upper Favorable Zone) et la HWZ (Hanging-Wall Zone). Elles se développent majoritairement dans les intervalles de tufs felsiques des roches felsiques et plus modestement dans les intervalles de tufs mafiques des coulées mafiques qui occupent la partie est du gisement. Les deux principales enveloppes sont la LFZ et la UFZ, cette dernière étant nettement plus aurifère et cuprifère et concentre les intersections avec les meilleures teneurs en or. Les enveloppes minéralisées sont constituées d'une forte dissémination de pyrite avec dans les zones aurifères de nombreuses veinules de type « stringer » et des sulfures semi-massifs à pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite. Les zones minéralisées sont associées à un halo d'altération pluri-métrique à séricitechlorite/biotite expliquant un fort lessivage en Ca et Na ainsi que d'importants enrichissements en K et en Fe et plus localement en Mg et en Mn. Le gisement est déformé et transposé dans la schistosité régionale est-ouest. Le métamorphisme associé à la déformation a atteint la zone de transition entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites. L'altération et la minéralisation sont inégalement réparties sur le gisement entre les zones minéralisées et au sein même des enveloppes, et elles sont fortement contrôlées par la nature de l'encaissant. La synthèse des altérations et des minéralisations pour chaque enveloppe minéralisée est présentée dans le tableau 4.4 pour l'encaissant felsique et dans le tableau 4.5 pour l'encaissant mafique.

Zone		Assemblage d'altération principal	Proportion (vol %)	Minéraux secondaires d'altération	Principaux sulfures	Sulfures secondaires	Principaux changements chimiques
Footwall Zc	one	Séricite-biotite-chlorite- grenat (Mn)-épidote	Séricite 10-40%, biotite 1-20%, chlorite 1-15%, épidote 1-15%, grenat 1-15% et forte hydrolyse des plagioclases	Calcite, clinozoïsite, zoïsite, tourmaline, allanite	Pyrite 1-15%, pyrrhotite 1- 20%, sphalérite 10%, arsénopyrite 5%, galène 1%, ±chalcopyrite	Magnétite, électrum, freibergite, freieslebenite, bismuthinite	Gains : MnO, Fe2O3, K2O, MgO, (Ba, Al2O3, SiO2) Pertes : Na2O, Sr, CaO
Lower Favorabl	ie Zone	Séricite- quartz±épidote±calcite±gr enat (Mn)	Séricite 5-30%, quartz 30-40%, épidote 1-10%, aciete 5%, grenat 1-10% et moyenne hydrolyse des plagioclases à forte proche des zones minéralisées	Chlorite, biotite, t courmaline, clinozoîsite, allanîte	Pyrite 1-20%, pyrrhotite 5- 10%, sphalérite 2%, arsénopyrite 2%, électrum Ag. ±galène, ±chalcopyrite	Magnétite, bis muth natif, bismuthinite, galénobismutite, hedleyite bournonite, pavonite, matidite, freibergite, joséite, emplectite, hesite, argentite, lindstromite, tétraédrite, cervelleite, petrovskaite	Gains : Fe2O3, MnO, K2O, MgO, Ba, (Al2O3, SIO2) Pertes : SV, Na2O, GaO
Mu	4	Séricite±épidote	Séricite 10-30%, épidote 5-10% et moyenne à faible hydrolyse des plagioclases	Biotite, calcite, grenat, chlorite, tourmaline	Pyrite 1-5%	Pyrrhotite, chalcopyrite, magnétite	Gains : Fe2O3, K2O, Ba, MgO, MnO, SiO2, Al2O3 Pertes : Sr, CaO, Na2O
Upper Favorable Zone	néralisation	Séricite-biotite- chlorite±épidote±grenat (Mn)	Séricite 10-40%, biotite 1-20%, chlorite 1-20%, épidote 1-10%, grenat 1-10% et moyenne à forte hydrolyse des plagloclases	Tourmaline, clinozoïsite	Pyrite 1-40%, chalcopyrite 1-20%, pyrrhotite 3-5%, électrum Au, or natif	Arsénopyrite, sphalérite, magnétite, bismuthinte, joséite, bismuthinte, stéphante, Sb-freibergite, hedleyite, hessite, petrovskaite, argentite, Ag	Gains : Fe2O3, K2O, MnO, MgO, Ba, (SiO2, Al2O3) Pertes : Sr, CaO, Na2O
Toi	It	Séricite-quartz±pyrite	Séricite 30-40%, pyrite 5-10%, quartz 20 50% et moyenne à forte hydrolyse des plagioclases	- Biotite, épidote, calcite	Pyrite 5-10%	Magnétite	Gains : Fe2O3, K2O, MnO, MgO, Ba, (Al2O3, SiO2) Pertes : Sr, Na2O, CaO
Hanging-Wall	Zone	Séricite-quart z	Séricite 20-50%, quartz 20-60% et forte hydrolyse des plagioclases	Biotite, chlorite, épidote, calcite, grenat, tourmaline	Pyrite 1-10%	Chalcopyrite, magnétite, pyrrhotite	Gains : Fe2O3, MgO, K2O, MnO Pertes : Na2O, Sr, SiO2, Al2O3, (CaO, Ba)

Tableau 4.4 Tableau synthétique des altérations et des minéralisations dans les roches felsiques pour les différentes enveloppes aurifères du gisement de Montagne d'Or.

Zone	61	Assemblage d'altération principal	Proportion (vol %)	Minéraux secondaires d'altération	Principaux sulfures	Sulfures secondaires	Principaux changements chimiques
Footwall	Zone	Biotite- calcite±séricite±grenat ±magnétite	Biotite 20%, calcite 20%, séricite 10%, grenat 10%, magnétite 10%	Assemblage distal : épidote et clinozoisite, scheelite	Magnétite 10%, pyrrhotite 5%, sphalérite 5%, pyrite 1%	Chalcopyrite, bismuthinite, galène, arsénopyrite	Gains : Ba, K2O, Fe2O3, CaO, Sr, (MnO) Pertes : Na2O, MgO, (Al2O3, SiO2)
2	Jur	Quartz-actinote- clinozoïsite±épidote ±chlorite±grenat	Quartz 10-20%, actinote 10-20%, clinozoïsite 10-20%, épidote 10%, chlorite 1-10%, grenat ≤10%	Calcite, séricite	Pyrite 5%	Chalcopyrite, magnétite	Gains : Ba, K2O, Sr, MnO, CaO, (Fe2O3, SiO2, Al2O3) Pertes : MgO, (Na2O)
Lower N Favorable Zone	1 inéralisation	Biotite-chlorite-séricite(Ex. aluminosilicate)±quartz	Biotite 10-20%, chlorite 10-20%, ponctuellement la séricite provient de la rétromorphose d'aluminosilicates (andalousite ?) 540%, quartz 510%.	Épidote	Pyrrhotite 5-20%, pyrite 10%	Magnétite, chalcopyrite	Gains : Ba, K2O, Fe2O3, (MnO, Sr) Pertes : CaO, Na2O, MgO, (SiO2, Al2O3)
Ĕ	oit	Biotite-chlorite- quartz±épidote	Biotite 20-40%, chlorite 10-20%, quartz 10-20%, épidote ≤10%	Tourmaline	Pyrrhotite 5%, pyrite 1-5%	Magnétite, chalcopyrite	Gains : Ba, K20, Fe2O3, (CaO, Sr, MnO, SiO2, Al2O3) Pertes : Na2O, (MgO)
Upper Favora	able Zone	Quartz-chlorite-séricite(Ex. aluminosilicate)- biotite±grenat	Quartz 20-30%, chlorite 10-50%, ponctuellement la séricite provient de la rétromorphose d'aluminosilicates (andalousite ?) ≤30%, biotite 5-20%, grenat 5-10%	Épidote, tourmaline, plagioclases, actinote	Pyrite 1-20%, pyrrhotite 1- 20% magnétite 1-10%, chalcopyrite 1-5%, électrum	Sphalerite, galène, arsénopyrite, bismuthinite, pavonite, joséite	Gains : Ba, K2O, Fe2O3, MnO, (Al2O3, SiO2) Pertes : Na2O, (CaO, MgO, Sr)
Hanging-W	all Zone	Actinote-biotite- épidote±pyrite	Présent localement comme des interlits de roche mafique dans l'ensemble felsique, actinote 30%, biotite 20%, épidote 20%, pyrite 10%	Chlorite, clinozoïsite, calcite, muscovite	Pyrite 10%, pyrrhotite 5%, chalcopyrite 5%		Gains : MnO, Sr, Ba, Fe ₂ O ₃ , Na ₂ O, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , MgO, (K ₂ O, CaO)

Tableau 4.5 Tableau synthétique des altérations et des minéralisations dans les roches mafiques pour les différentes enveloppes aurifères du gisement de Montagne d'Or.

Altérations

L'altération et la minéralisation aurifère sont étroitement associées. Les zones les plus aurifères se trouvent dans les roches plus intensément altérées. Les halos d'altération d'ampleurs métriques à pluri-métriques sont centrés au cœur des zones minéralisées, mais sont de forme asymétrique avec un profil plus développé ou intense dans les roches du mur des zones minéralisées ce qui conforte une mise en place par remplacement de la minéralisation SMV du gisement de Montagne d'Or (Doyle et Allen 2003). Les altérations peuvent présenter de brusques variations d'intensité et de composition avec des transitions rapides en moins de quelques mètres.

Dans l'unité felsique principale, ces transitions sont fréquemment associées à des contacts lithologiques notamment des intrusions. Pour les volcanites mafiques de l'unité centrale, l'altération est encore plus contrastée avec des transitions très franches entre les roches peu altérées et les roches intensément altérées. Ces variations d'intensité d'altération sont interprétées comme le résultat d'un contraste de perméabilité entre les roches mafiques massives peu perméables et les niveaux de hyaloclastites localisés entre les coulées et exprimées sous la forme de tufs mafiques très perméables. Les fluides hydrothermaux synvolcaniques ont circulé exclusivement dans ces niveaux plus perméables générant une altération intense hyperchloriteuse. Le contraste de perméabilité et aussi de compétence entre les tufs et les faciès massifs de l'unité mafiques explique la mise en place préférentielle des QFP sombres dans les niveaux de tufs mafiques.

Les altérations dans le gisement se caractérisent dans l'ensemble des roches par un lessivage en Na et Ca reflétant l'altération des plagioclases. Cet hydrothermalisme syngénétique produit une altération potassique par la formation de séricite et par une altération en Fe souvent combiné au Mg et au Mn souligné par la formation de chlorite.

La proportion entre la séricite et la chlorite dépend de la composition du protolithe avec pour les roches felsiques plus de séricite et pour les roches mafiques plus de chlorite. Les paragenèses hydrothermales primaires ont été modifiées sous l'effet du métamorphisme régional (cf. chapitre V ci-après). La paragenèse à séricite±quartz primaire demeure identique avec le métamorphisme faute de réaction métamorphique, mais la paragenèse à séricite-chlorite-biotite±grenat (Mn) dans les roches felsiques est un équivalent métamorphique des altérations à séricite-chlorite. Les paragenèses à chlorite-biotite±grenat (Fe-Mn) et à chlorite-biotite-séricite±grenat (Fe-Mn) dans les roches mafiques sont des équivalents métamorphiques des altérations à chlorite \pm séricite et à chlorite-séricite, respectivement. Ces paragenèses sont classiques des minéralisations SMV qui présentent en général un cœur à chlorite+quartz dans une enveloppe à séricite±quartz (Franklin et al. 2005; Galley et al. 2007). L'andalousite rétromorphosée se développe dans les zones intensément altérées en séricite dans les roches mafiques et traduit une altération alumineuse très localisée. L'altération à quartz-séricite liée aux tufs felsiques blanchis se localise à proximité du contact felsique/mafique et semble être associée aux apophyses d'intrusions de QFP clair. Ce faciès représente soit une altération intense des fines intrusions de QFP clair dans la séquence soit une altération des tufs felsiques aux abords immédiats de ces intrusions. L'altération faiblement développée dans les QFP clairs peut être reliée à différents facteurs. Le plus important est intrinsèque à ce faciès qui se définit clairement comme une intrusion porphyrique massive et cristalline. Par définition, ce type de roche présente une perméabilité extrêmement limitée ne permettant pas le développement d'une altération intense ou du moins limitée à ces apophyses. Le deuxième est relié à l'altération conjuguée à une déformation plus intense dans les zones altérées produisant une schistosité pénétrative qui oblitère les contacts possiblement altérés des QFP clairs ne permettant pas de les identifier. Le troisième est lié aux critères d'identification de ce faciès en forages. Toute roche présentant des porphyres de plagioclases et de quartz dans une matrice vitreuse, grise et siliceuse est identifiée comme un QFP clair. Or,
l'altération génère l'hydrolyse des plagioclases ainsi qu'une séricitisation de la matrice. Dans ces conditions, les QFP clairs peuvent se confondre avec les tufs felsiques.

Outre les altérations à séricite-chlorite, certaines propriétés des altérations du gisement de Montagne d'Or sont caractéristiques des systèmes SMV tels que : (i) l'enrichissement important en Mg vers le toit de la séquence (c.-à-d. UFZ et HWZ) qui indique une circulation de fluide d'eau de mer; et (ii) l'augmentation progressive de l'épidote vers la base de la séquence volcanique avec des enrichissements locaux dans le mur de chaque zone minéralisée. Cet enrichissement est fréquent à la base des systèmes SMV et/ou adjacent aux intrusions subvolcaniques (Franklin *et al.* 2005; Galley *et al.* 2007). Les altérations développées sur le gisement de Montagne d'Or sont assez similaires aux altérations développées sur le gisement Bousquet 2-Dumagami (cf. Dubé *et al.* 2014). Hormis l'altération très proximale comprenant de l'andalousite et de la pyrophyllite sur le gisement Bousquet 2-Dumagami qui est absente à anecdotique dans le gisement de Montagne d'Or. Cependant, le gisement de Westwood, se trouvant dans le même district que Bousquet 2-Dumagami, présente par endroit des andalousites rétromorphosées en séricite-quartz comme pour le gisement de Montagne d'Or (Yergeau 2015).

Minéralisations

Les corps minéralisés de la LFZ et de la UFZ, reconnus sur une distance de plus de 3 km, sont constitués d'une succession d'horizons métriques à décamétriques à faibles et fortes teneurs qui représentent une puissance cumulée de 20 à 50 m dans les roches felsiques et de 10 à 20 m dans les roches mafiques. La FWZ et la HWZ sont constituées de quelques corps lenticulaires d'une puissance inférieure à 15 m et définies latéralement sur 850 m et 1,5 km respectivement. La UFZ contient les deux colonnes minéralisées aurifères (« ore shoots ») qui constituent une cible prioritaire pour une

éventuelle exploitation. La puissance de la LFZ et de la UFZ diminue aux extrémités du gisement. D'une part à l'est, car les roches mafiques constituent un encaissant moins perméable aux fluides hydrothermaux qui peuvent uniquement circuler dans les zones de tufs mafiques d'épaisseur limitée. D'autre part à l'ouest, car les intrusions de QFP clair sont plus abondantes au détriment des tufs felsiques qui constituent des roches favorables à la circulation des fluides.

Les zones de minéralisation aurifère sont constituées, au cœur, de veinules de type « stringer » et de lits pluri-centimétriques à métriques de sulfures semi-massifs riches en or et, en périphérie, de zones de remplacement à pyrite disséminée. Dans les roches mafiques, les disséminations sont plus restreintes, mais les veinules et les lits de sulfures semi-massifs sont plus abondants. La minéralisation aurifère contient majoritairement de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite avec des quantités mineures de sphalérite, magnétite, arsénopyrite et galène. Les phases minérales aurifères sont principalement constituées d'or natif et d'électrum.

Les métaux de base, traces et précieux sont inégalement réparties dans le gisement. Les enveloppes minéralisées présentent des affinités métalliques distinctes liées à des différences dans la nature des fluides hydrothermaux.

La minéralisation montre une forte association spatiale en Au-Cu-Bi qui sont étroitement corrélés et caractérisent essentiellement la UFZ. Les extrémités de la UFZ sont plus riches en Bi ainsi qu'en Te et Sb. Ces derniers montrent des résultats légèrement corrélés respectivement avec le Bi. Le Te est aussi enrichi dans la HWZ et constitue la seule anomalie métallique associée à l'or dans cette zone. La LFZ se démarque de la UFZ par de plus fortes concentrations en Pb, Zn, Cd, et As. L'As est fortement concentré à l'ouest de la LFZ et est lié à la présence de l'arsénopyrite dans la minéralisation. Le Zn et le Cd montrent une nette corrélation spatiale et statistique qui est reliée à la sphalérite riche en Fe et en Cd. Les plus fortes anomalies en Zn et Pb sont portées par la FWZ qui se caractérise par de nombreux « stringers » à sphalérite et/ou à galène et arsénopyrite. Le centre de la LFZ montre un léger enrichissement en Sb. L'Ag se limite aux roches felsiques et parait plus concentré dans la LFZ, mais décroit globalement d'ouest en est dans le gisement. L'encaissant mafique a une influence dans les signatures métalliques des zones minéralisées. Il génère des enrichissements en Te, Bi et Cu dans les enveloppes minéralisées qu'il encaisse. Ces distributions et associations métalliques démontrent clairement deux types d'expressions aurifères. La LFZ et la FWZ ont une signature métallique à Zn, As, Pb, Cd, Au et ±Ag, qui forment une suite d'éléments métalliques principalement rencontrée dans les systèmes hydrothermaux d'affinité épithermale avec un fluide de température modérée à faible entre 200-250 °C (Hannington et al. 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). En opposition, la UFZ avec sa signature à Au, Cu, Bi, Te et ± Sb, implique un fluide de haute température supérieure à 300 °C, avec une forte affinité magmatique (Hannington et al. 1999; Mercier-Langevin et al. 2011, 2015). Les mesures de δ^{34} S ont livré une signature homogène pouvant être attribuée au métamorphisme avec des résultats compris entre -1,83 ‰ et +0,33 ‰. Ces signatures δ^{34} S des sulfures indiquent un fluide magmatique à H₂S pour la formation des sulfures sur le gisement.

Caractéristiques des principales zones minéralisées UFZ et LFZ

L'encaissant felsique de la LFZ présente une altération à séricite-quartz marquée par des gains en Fe et K et un gain moyen en Mn. La chlorite apparait peu abondante dans cette zone minéralisée comme l'indique le faible gain en Mg comparé à la UFZ. La minéralisation est dominée par la pyrite, d'une forte proportion de pyrrhotite comparativement à la UFZ suivie d'un peu de sphalérite, d'arsénopyrite, de l'électrum accompagné de sulfures et sulfosels de bismuths et sulfosels polymétalliques. La

chalcopyrite est en trace dans cette enveloppe minéralisée. Cette minéralisation riche en Zn, est accompagnée d'As, d'Sb et d'Ag sous la forme de sulfosels complexes qui sont des indicateurs d'une signature d'affinité épithermale (Hannington *et al.* 1999; Huston *et al.* 2011). L'encaissant mafique de la LFZ à l'est est affecté par une altération à biotite-chlorite-séricite (comprenant très localement d'anciens aluminosilicates) ± quartz. Cette paragenèse indique une altération plutôt potassique. Les altérations présentant les rétromorphoses d'andalousite apparaissent plus fréquentes dans la LFZ. La minéralisation associée est principalement à pyrite et pyrrhotite d'égale concentration avec des traces de chalcopyrite pour la LFZ encaissée dans les roches mafiques. Il apparait que les fluides de la LFZ sont plus potassiques et siliceux par apport à la UFZ avec la formation de séricite-quartz dans les encaissants felsiques et la formation de séricite-biotite-quartz dans les encaissants mafiques. La FWZ, se trouvant à la base de la LFZ, est quant à elle plus fortement enrichie en Fe, Mg et Mn avec une altération à séricite-biotite-chlorite-grenat (Mn)-épidote.

Dans la UFZ, les roches felsiques sont affectées par une altération à séricite-biotitechlorite avec des gains très importants en Fe, K et Mg. Les anomalies en Fe et K se concentrent notamment au niveau des colonnes minéralisées aurifères (« ore shoot ») des secteurs 1^{ère} Priorité et 2^{ème} Priorité. La minéralisation de la UFZ est composée de pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite et électrum accompagné d'une moindre mesure d'arsénopyrite, de sphalérite, magnétite et de bismuth natif ainsi qu'une grande variété de tellurures et autres sulfosels d'argents. Cependant, la proportion d'arsénopyrite et de sphalérite est très nettement moindre dans la UFZ que dans le minerai de la LFZ. La UFZ est plus riche en or natif que la LFZ et contient de l'électrum riche en Au ainsi que des traces d'amalgame d'or et d'argent. L'encaissant mafique de la UFZ est marqué à l'est par une altération à quartz-chlorite-séricite-biotite-grenat. Cette paragenèse indique une altération plutôt riche en Si et Mg (et même en Fe) et moins en K. La minéralisation de la UFZ dans les roches mafiques est dominée par la pyrite et moindrement en pyrrhotite, avec un enrichissement en magnétite, en chalcopyrite et en électrum avec des traces de sulfures et sulfosel de bismuth (bismuthinite, pavonite) et de tellurure (joséite). Bien que la UFZ concentre les anomalies les plus importantes en K et présente aussi des altérations siliceuses, les fluides apparaissent plus riches en Fe et en Mg par rapport à la LFZ avec la formation plus importante de chlorite et biotite dans les encaissants felsiques et par la formation de chlorite, biotite et grenat dans les encaissants mafiques. La HWZ se localise stratigraphiquement au-dessus de la UFZ qui est marquée par une altération à séricite-quartz avec des gains en Fe, Mg, K et Mn.

Les profils d'altération apparaissent inversés dans les roches felsiques entre le couple FWZ-LFZ et le couple UFZ-HWZ. Pour la FWZ-LFZ l'altération progresse depuis une paragenèse à séricite-biotite-chlorite-grenat(Mn)-épidote vers une altération à séricite-quartz. À l'opposé, l'altération du couple UFZ-HWZ évolue depuis une altération à séricite±épidote puis à séricite-biotite-chlorite±grenat(Mn) dans la zone la plus minéralisée vers une altération à séricite-quartz au sommet.

Par l'analyse des altérations et de la distribution des éléments métalliques, le gisement de Montagne d'Or révèle l'implication de deux fluides de nature et de composition différentes. Un premier fluide, de température faible à modérée ($200 - 250 \,^{\circ}$ C), riche en métaux de base, avec une suite d'éléments métalliques d'affinité épithermale (Zn-As-Pb-Cd-Au ± Ag) est impliqué dans la formation de la LFZ-FWZ (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). Un deuxième fluide à haute température (>300 °C) et forte affinité magmatique (Au-Cu-Bi-Te ± Sb), est lui impliqué dans la formation de la UFZ-HWZ (Hannington *et al.* 1999; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). D'après la séquence stratigraphique et les conditions physico-chimiques (c.-à-d. pH, profondeur d'eau et type de complexe), il est impossible de concilier au sein d'un même évènement hydrothermal, un fluide froid à la base du gisement dans la LFZ-FWZ et un fluide chaud au sommet dans la UFZ- HWZ (Huston et Large 1989; Hannington *et al.* 1999; Franklin *et al.* 2005). La minéralisation implique donc deux phases de minéralisation, diachroniques et de composition distincte. Ces divers éléments permettent de proposer le modèle de formation de la minéralisation SMV illustré sur les figures 4.32 à 4.34.

Dans un premier temps, le système débute par la formation des zones minéralisées de la LFZ-FWZ (figure 4.32). Dans ces zones, les métaux sont transportés sous forme de thio-complexes (p. ex. Au(HS)2⁻). L'altération avec biotite-chlorite-grenat (Mn) dans la FWZ indique l'introduction d'eau de mer à la base de la séquence, latéralement, avant d'être mélangé avec le fluide hydrothermal à dominance magmatique. Enfin, l'altération à séricite-quartz suggère une faible contribution d'eau de mer et donc une plus forte proportion de fluide hydrothermal évolué. Ce genre de configuration est en accord avec le modèle de formation des SMV par Huston et Large (1989). En effet, les étapes précoces de minéralisation SMV impliquent un fluide de température faible à modéré impliquant la précipitation d'Ag, de Pb, et de Zn par refroidissement et d'Au par oxydation avec l'advection d'eau de mer dans le fluide hydrothermal évolué dans ces conditions de température. La minéralisation se produit par remplacement sous le plancher marin notamment avec les profils d'altération asymétrique (Doyle et Allen 2003). Cette minéralisation s'exprime probablement de manière assez superficielle juste sous la tuffite, sans pour autant se former par exhalation sur le fond marin. Dans les roches mafiques, la contribution d'eau de mer semble plus limitée par le caractère imperméable de cette unité. Les fluides hydrothermaux se concentrent dans les zones de hyaloclastites, entre les coulées massives, et sont possiblement entrés en ébullition, ce qui explique la formation d'andalousite à ce niveau (début d'altération acide).



Figure 4.32 Modèle génétique schématique de formation des zones minéralisées FWZ et LFZ du gisement de Montagne d'Or.

Dans le deuxième temps, le système SMV devient plus mature et évolué, avec la formation des zones minéralisées de la UFZ-HWZ (figure 4.33). La formation de ces zones implique un fluide transportant facilement Cu et Au ainsi que les autres éléments d'affinité magmatique sous forme de chloro-complexes (p. ex. AuCl₂; Huston et Large (1989)). L'altération, notamment potassique, est plus intense dans les colonnes minéralisées aurifères (« ore shoot », secteurs 1^{ère} et 2^{ème} Priorité) et indique une altération plus acide riche en séricite généralement plus proximale dans les systèmes SMV à or (Hannington et al. 1999). Le positionnement de ces zones dans la UFZ est probablement relié à sa localisation favorable (Galley 2003), juste au-dessus de l'intrusion synvolcanique (lère Priorité) ou sur sa bordure (2ème Priorité). De possibles failles synvolcaniques peuvent aussi être impliquées pour expliquer les zones de décharges que constituent les secteurs minéralisés 1^{ère} Priorité et 2^{ème} Priorité dans l'UFZ. Cette minéralisation se réalise par un remplacement profond dans la zone à Cu-Au (Hannington et al. 1999). Le système a ensuite été neutralisé par une introduction importante d'eau de mer, ce qui explique l'absence d'altération argileuse et la formation de profil d'altération à chlorite/biotite-séricite-grenat par l'apport en Mg-Fe-Mn lié à l'eau de mer (Sillitoe et al. 1996; Mercier-Langevin 2005; Dubé et al. 2007b, 2014). Cette altération est exprimée latéralement autour des secteurs minéralisés 1ère Priorité et 2ème Priorité dans l'UFZ (figures 5.1 et 5.3) ce genre de distribution spatiale de l'altération est fréquente dans les SMV à or (Hannington et al. 1999). La présence de tufs à lapilli, abondants et épais, notamment à l'ouest du gisement, peut constituer des horizons perméables facilitant l'introduction d'eau de mer dans le système plus directement depuis le sommet de la séquence. Cette configuration de formation de la minéralisation de la UFZ-HWZ explique bien les altérations observées, notamment l'enrichissement en Mg au somment de la zone minéralisée.



Figure 4.33 Modèle génétique schématique de formation des zones minéralisées UFZ et HWZ du gisement de Montagne d'Or.

Enfin, dans un troisième temps, une phase de minéralisation plus tardive et mineure se met en place (figure 4.34). Cette phase de minéralisation est reliée et contrainte par la présence de disséminations de pyrite-pyrrhotite de faible teneur aurifère dans les intrusions de QFP sombres. Cette phase de minéralisation n'implique pas la formation de veines de « stringers » ni de sulfures semi-massifs contrairement aux précédentes. Les QFP sombres constituent un évènement post-volcanique du magmatisme felsique. Ils recoupent les tufs felsiques, les QFP clairs, les roches volcaniques mafiques et l'Unité Supérieur du gisement. La lithogéochimie a démontré l'appartenance des QFP sombres à la série magmatique des roches felsiques du gisement (chapitre III). Ces intrusions constituent les termes les plus évolués en terres rares de cette série. Cependant, elles ont été datées à 2129,9±5,3 Ma soit 16 Ma plus jeune que les QFP clairs datés à 2146,5±4,7 Ma. Il parait plus vraisemblable que l'activité hydrothermale associée aux deux premières phases de minéralisation se soit arrêtée et a repris brièvement peu après la mise en place des QFP sombres. La minéralisation sulfurée des QFP sombres peut provenir d'un apport magmatique ou bien résulter d'une assimilation de la minéralisation préexistante. Cette dernière est privilégiée notamment par l'emplacement des QFP sombres qui sont localisés préférentiellement dans les zones minéralisées et altérés. Ces intrusions réempruntent vraisemblablement les zones de faiblesses préexistantes lors de la mise en place de la minéralisation principale. L'altération affectant les QFP sombres peut résulter d'une interaction avec un fluide magmatique résiduel peu après leur mise en place, générant un possible phénomène d'endoskarnification. L'absence d'altération et de minéralisation dans les apophyses encaissées dans les roches volcaniques mafiques soutient cette hypothèse.



Figure 4.34 Modèle génétique schématique de formation de l'évènement de minéralisation et d'altération tardif associé aux QFP sombres du gisement de Montagne d'Or.

CHAPITRE V

MÉTAMORPHISME ET REMOBILISATION DE LA MINÉRALISATION

Ce chapitre présente l'effet du métamorphisme et de la déformation sur les roches et la minéralisation du gisement de Montagne d'Or. Tel que présenté dans le chapitre II, le gisement de Montagne d'Or est affecté par un métamorphisme régional associé à la phase de déformation principale D1 induisant des cisaillements inverses locaux. Une deuxième phase de déformation ductile, moins bien définie, affecte aussi le gisement. Selon de précédentes estimations, le gisement est métamorphisé entre le faciès des schistes verts supérieurs et le faciès des amphibolites inférieures (Hubé 1997; Franklin et al. 2000). La déformation et le métamorphisme des SMV génèrent souvent d'importantes modifications et la remobilisation de certains éléments, oblitérant en partie ou totalement leurs caractéristiques primaires (Marshall et al. 2000; Corriveau et Spry 2014). Ces modifications affectent aussi bien les paragenèses d'altération syngénétique que les zones minéralisées elles-mêmes. Par conséquent, il est nécessaire de confirmer et mieux caractériser le faciès métamorphique ainsi que les impacts de la déformation et du métamorphisme sur les roches du gisement et sur la minéralisation. De plus, la caractérisation des phases aurifères, leur répartition dans la minéralisation sulfurée et les possibles processus de remobilisation des sulfures et de l'or, sont des éléments permettant de déterminer l'origine de l'or, à savoir s'il est synvolcanique ou orogénique et qui fait l'objet de nombreux débats dans les systèmes SMV (p. ex. Dubé et al. 2007a, b; Mercier-Langevin et al. 2015).

Ce présent chapitre documente les caractéristiques associées à l'évènement tectonométamorphique régional et ses interactions avec la minéralisation, notamment en ce qui concerne la remobilisation de l'or. Ils sont traités à l'aide d'analyses macroscopiques complétées par des lames minces réalisées sur divers minéraux métamorphiques et microstructures minéralisées afin de mieux contraindre leurs caractéristiques à l'échelle microscopique. Les analyses à la microsonde présentées dans le chapitre IV sont utilisées afin de définir les conditions métamorphiques enregistrées par certains minéraux. De plus, l'utilisation de l'isotopie du plomb, par la définition des signatures isotopiques de la minéralisation primaire et de la minéralisation contenue que dans les structures secondaires, permet de dater et de tracer la ou les sources du plomb, une donnée pouvant consolider l'origine primaire ou secondaire de l'or.

5.1 Estimation des conditions métamorphiques par la géothermométrie des phases silicatées et des sulfures

Les conditions métamorphiques peuvent être contraintes par les minéraux indicateurs du métamorphisme et certaines paragenèses minérales, de même que par l'utilisation de différents géothermomètres dans les phases silicatées et les sulfures. Ces méthodes sont présentées ci-dessous. Il est toutefois nécessaire de souligner que l'altération synvolcanique génère aussi d'importantes modifications chimiques dans les encaissants, notamment en éléments majeurs (voir partie 4.3.5). Ces modifications géochimiques vont donc jouer un rôle dans la composition et la stabilité des minéraux issus du métamorphisme.

5.1.1 Estimation de la température par la paragenèse des silicates

L'altération hydrothermale de certaines roches du gisement montre en général un lessivage important en Ca et Na, ainsi qu'un apport en Fe, K, Mg et Mn. Ces modifications rapprochent donc les roches hydrothermalisées vers une composition de métapélites. Les réactions métamorphiques progrades des faciès des schistes verts et des amphibolites définis pour les métapélites (Pattison et Tracy 1991; Winter 2001), détaillées ci-dessous, sont donc susceptibles de s'être produites dans les roches altérées du gisement de Montagne d'Or :

Les roches volcaniques mafiques du gisement, faiblement altérées ou pas du tout, présentent généralement des paragenèses métamorphiques à chlorite-épidoteclinozoïsite-actinote-quartz±carbonates. La transition du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites implique la transformation de l'actinote en hornblende (Winter 2001). Par conséquent, le métamorphisme régional qui affecte les volcanites mafiques fraîches du gisement implique une température maximale ≤ 500 °C. Les faciès d'altération hyperchloriteuse des roches volcaniques mafiques contiennent un assemblage à chlorite-biotite-grenat-séricite-quartz, une paragenèse stable pour des conditions comprises entre 400 et 500 °C et 2-3 kbar (Pattison et Tracy 1991; Paulick et Franz 2001). La chlorite est omniprésente dans les faciès d'altération ainsi que dans la plupart des roches mafiques. D'après Winter (2001), la chlorite disparait en totalité de la paragenèse des roches mafiques à une température de 550 °C. Ces éléments indiquent donc une température de métamorphisme régional comprise entre 400 et ≤ 500 °C.

Des rétromorphoses d'aluminosilicates sont observées dans une argillite au sommet de l'Unité Supérieure (voir chapitre II), ainsi que dans les altérations hyperchloriteuses tachetées des roches volcaniques mafiques. Leur forme résiduelle et la présence d'une rétromorphose à séricite ± quartz suggère d'anciennes andalousites. Cette rétromorphose forme en général une texture interne enchevêtrée à granoblastique, constituée de fines paillettes de séricite avec parfois du quartz (figures 4.26 D et E). Dans certains cristaux, des séricites plus grossières et des inclusions de magnétite définissent une texture hélicitique pré-existante (voir chapitre II; figure 2.5), attestant d'une recristallisation syn-déformation d'andalousites rétromorphosées. Les andalousites permettent donc d'établir un métamorphisme syn-déformation (M1) de température minimale de 350 °C et à une pression inférieure à 3,8 kbar (Holdaway 1971; Winter 2001). La rétromorphose post-M1 en pyrophyllite s'effectue quant à elle à une température inférieure à 375 °C (Aggarwal et Nesbitt 1987; Marquis *et al.* 1992; Dubé *et al.* 2014). La rétromorphose de l'andalousite en séricite-quartz a été observée sur le gisement de Westwood (Yergeau 2015). La structure cristalline des séricites du pôle muscovite dérive de celle de la pyrophyllite par substitution d'un Al³⁺ pour un Si⁴⁺ dans un site tétraédrique et une compensation de charge par l'intégration du K⁺ dans l'espace interfoliaire (Meunier 2005). La substitution nécessite du K pouvant être disponible par la déstabilisation de la biotite et produit un excédent de Si exprimé sous la forme de quartz. Cette substitution explique parfaitement la rétromorphose de l'andalousite en séricite-quartz sur le gisement de Montagne d'Or.

Les faciès d'altération contiennent de nombreux grenats avec une composition dominée par la spessartite dans les roches felsiques et par l'almandin \pm spessartite dans les roches mafiques (figure 4.27 F). Ces grenats montrent des microstructures principalement de type sigma indiquant une formation syn- à tardi-tectonique. Dans les roches felsiques, ces porphyroblastes sont automorphes avec des bordures dépourvues d'inclusions et des zones centrales riches en inclusions (figure 4.21 F). Des cristaux de chlorite entourent et remplacent certains grenats, soulignant une rétromorphose dans les roches felsiques altérées (figure 4.22 F). Dans les roches mafiques, les porphyroblastes de grenat sont spatialement associés à de la biotite (figures 4.24 E et F), définissant souvent une texture coronitique en adéquation avec les réactions (2) et (4) décrites ci-dessus. La formation de grenat et de biotite s'inscrive dans un évènement métamorphique prograde et contemporain de la déformation M1. La formation de grenat indique généralement que le faciès des amphibolites inférieures est atteint avec des températures de plus de 500 °C (Stumpfl, 1979). Par contre, la teneur élevée en manganèse des grenats, comme c'est le cas à Montagne d'Or, est généralement associée à une température de formation moins élevée dans les conditions du faciès des schistes verts (Paulick et Franz 2001). Cette stabilisation du grenat à des températures plus faibles explique le caractère cristallin et les faibles rétromorphoses en chlorite des

porphyroblastes de grenats dans les roches felsiques altérées, contrairement aux grenats ferrifères des faciès d'altération hyperchloriteux. Les phénomènes de rétromorphose, tels que la formation d'un liseré de chlorite dans les roches felsiques et la transformation des couronnes de biotite en chlorite dans les roches mafiques sont cohérentes avec l'existence d'un évènement métamorphique rétrograde tardif (M2), postérieur à la déformation D1.

Un autre processus de rétromorphose est souvent observé dans les roches felsiques, principalement dans les faciès d'altération bleutée à séricite-chlorite/biotite et dans certains QFP sombres faiblement altérés. Il s'agit de la rétromorphose des biotites lenticulaires en chlorite et magnétite (figure 4.20 C et figures 4.21 B et C). Les transformations métamorphiques comprenant la chlorite impliquent la magnétite dans certains cas (Bryndzia et Scott 1987). Cette rétromorphose M2, inégalement répartie dans le gisement, explique le magnétisme hétérogène des roches felsiques altérées.

Les transformations métamorphiques prograde M1 impliquent la séricite avec ou sans chlorite, un indicateur de la composition initiale des protolithes hydrothermalisés. À titre d'exemple, la présence de la biotite dans les roches volcaniques mafiques traduit la présence initialement de la séricite bien que celle-ci ne soit plus présente. Les biotites, les grenats et les andalousites sont uniquement le produit de réactions métamorphiques M1. La coexistence de chlorite et séricite suggère des réactions métamorphiques progrades incomplets, car dépendantes de la cinétique des réactions et/ou de la présence d'un réactif limitant dans les réactions, deux facteurs principalement contrôlés par la composition initiale du protolithe. À partir des observations précédentes, il est conclu que : (i) une phase prograde syn-déformation (M1) s'établit dans les conditions du faciès transitionnel, entre celui des schistes verts supérieurs et les amphibolites inférieures, comprises entre 400 °C et 500 °C; (ii) elle a été suivie par une phase

rétrograde post-déformation (M2) qui génère la rétromorphose des différentes phases minérales dans le faciès des schistes verts à une température inférieure à 375 °C.

5.1.2 Géothermométrie des silicates

Le géothermomètre biotite-grenat est régulièrement utilisé pour définir les températures métamorphiques à partir d'équilibres chimiques entre ces deux phases minérales (Perchuk et Lavrent'Eva 1983; Hackler et Wood 1989; Bhattacharya et *al.* 1992). Ce géothermomètre a été testé sur le gisement de Montagne d'Or. Les résultats des analyses de ces phases minérales sont présentés en annexe F. Les calculs livrent des résultats relativement variables, mais tous supérieurs à 500 °C et sont donc clairement surestimés par rapport aux autres méthodes (voir ci-dessous). Les grenats analysés contiennent de fortes concentrations en Mn. Or, les droites de calibration et des équilibres de phases du géothermomètre grenat-biotite, sont très sensibles à la concentration en Mn et en Ca dans le grenat et en Ti dans la biotite (Holdaway 2000; Paulick et Franz 2001). Ce géothermomètre ne peut être appliqué pour le gisement de Montagne d'Or.

La rétromorphose des andalousites en séricite est liée à M2 et s'effectue à une température inférieure à 375 °C (Aggarwal et Nesbitt 1987; Marquis *et al.* 1992). Le géothermomètre de la chlorite (Cathelineau et Nieva 1985; Kranidiotis et MacLean 1987) permet une évaluation qualitative des températures de formation par l'application de méthodes empiriques (De Caritat et Walshe 1993). En effet, les méthodes empiriques sur les chlorites sont limitées à des températures inférieures à 350 °C et peuvent donc présenter des variations d'estimations de température (Lanari *et al.* 2014). À des températures supérieures à 350 °C, plusieurs facteurs autres que la température (p. ex. pression, composition de l'encaissant) vont influencer la composition des chlorites, biaisant les résultats du géothermomètre (Cathelineau et Nieva 1985; De Caritat et Walshe 1993). Les rétromorphoses de la biotite et du grenat

en chlorite sur le gisement de Montagne d'Or indiquent que cette dernière se forme durant la phase rétrograde du métamorphisme. Les résultats obtenus sur les chlorites livrent des températures de formation de 350 °C à 300 °C (annexe F, tableau 5.1 et figure 5.2). Ces valeurs sont conformes avec l'estimation de la température de l'évènement métamorphique rétrograde (M2) basée sur les rétromorphoses d'andalousite (c.-à-d. < 375 °C).

5.1.3 Estimation par la paragenèse des sulfures

Les sulfures recristallisent en échangeant des éléments ou changent de phases minérales sous l'effet du métamorphisme. Certains sulfures, ou paragenèses sulfurées, peuvent définir les conditions P-T de leur formation. Sous les conditions métamorphiques ayant affecté le gisement de Montagne d'Or, plusieurs processus de désulfurisation peuvent se produire, par exemple, la transformation de la pyrite en pyrrhotite à partir de 425 °C (Toulmin III et Barton Jr 1964; Tomkins *et al.* 2007). Les réactions de désulfurisation les plus communes sont les suivantes :

(1) $3FeS_2 + 2H_2O = 3FeS + 2H_2S + SO_2$

(1) $3 Pyrite + 2 H_2 O = 3 Pyrrhotite + 2 H_2 S + SO_2$

$$(2) FeS_2 = FeS + S$$

(2)
$$Pyrite = Pyrrhotite + S$$

De plus, la pyrrhotite peut s'oxyder suivant l'équation :

(3)
$$6FeS + 6O_2 = 3Fe_3O_4 + 3S_2$$

(3) $6Pyrrhotite + 6O_2 = 3Magnétite + 3S_2$

Ces réactions d'oxydation et de désulfurisation se sont produites dans le gisement de Montagne d'Or. Dans certaines roches mafiques, la magnétite remplace partiellement ou totalement la pyrrhotite disséminée. La pyrrhotite, très abondante, est le produit de la désulfurisation de la pyrite, notamment dans les zones très déformées des sulfures semi-massifs. Ainsi, la présence de pyrrhotite dans les ombres de pression des pyrites déformées résulte de ce phénomène. La pyrrhotite est aussi inégalement répartie dans le gisement, mais est plus abondante dans la minéralisation encaissée par les roches mafiques et sur l'ensemble de la LFZ. La désulfurisation de pyrite ne peut, à elle seule, expliquer de telles variations de distribution de la pyrrhotite, dont une partie doit être d'origine primaire. Enfin, l'absence de la löllingite et d'une paragenèse à pyrite-pyrrhotite-arsénopyrite stable indiquent une température maximale ne pouvant pas dépasser 491 °C (Clark 1960), cette limite confortant les estimations de température définie par les silicates pour le métamorphisme prograde (M1) inférieure à 500 °C.

5.1.4 Géothermométrie des sulfures

Le géothermomètre de l'arsénopyrite permet de calculer sa température de formation pour un intervalle de température compris entre 300 et 700 °C, selon les conditions d'équilibres de phases des minéraux d'arsenic et des sulfures. Les analyses ont été réalisées en privilégiant les arsénopyrites en contact avec des pyrites et/ou des pyrrhotites ou sur des échantillons avec les trois phases présentes. Les analyses des arsénopyrites, présentées en annexe G, montrent qu'elles ne contiennent pas plus de 1 %pds d'impureté (c.-à-d. Co, Ni, Bi) et ont une teneur en arsenic inférieure à 33,3 % at, respectant les conditions de calcul de la méthode de Kretschmar et Scott (1976). Parmi les 17 analyses effectuées, seulement neuf appartiennent au champ des estimations de température valide, supérieure à 300 °C (figure 5.1), le géothermomètre n'étant plus fiable sous cette température. Pour les neuf analyses valides, les températures calculées sont comprises entre 339 et 441 °C avec une moyenne à 384 °C (annexe G, tableau 5.1). Dans les situations où les cristaux sont recristallisés ou issues d'une réaction rétrograde, le géothermomètre de l'arsénopyrite peut sous-estimer les températures, et ne pas indiquer la température du pic métamorphique (Sharp et al. 1985). Les analyses de Montagne d'Or se distribuent sur la droite d'équilibre pyrite-pyrrhotite-arsénopyrite sur la figure 5.1. Les données ne sont pas groupées et indiquent donc que le système n'a pas été totalement ou partiellement rouvert par le métamorphisme rétrograde et par la déformation alors que ces processus tendent à homogénéiser les systèmes chimiques. Les températures maximales obtenues proviennent d'arsénopyrites en inclusions dans les grenats, des cristaux ayant donc été préservés de la déformation et du métamorphisme rétrograde. Bien qu'il soit impossible de définir la température du pic métamorphique à partir des résultats obtenus sur les arsénopyrites du gisement de Montagne d'Or, ils indiquent quand même une température maximale d'au moins 441 °C. Pour les analyses invalides, plusieurs facteurs peuvent les expliquer, par exemple, la pression et les zonations minérales qui peuvent induire des erreurs d'estimation (Kretschmar et Scott 1976; Sharp et al. 1985). Les arsénopyrites de l'échantillon 138-71.1 sont très déformées (texture de *durchbewegung*), ce qui explique probablement l'invalidité des résultats.



Figure 5.1 Diagramme température vs concentration en arsenic dans l'arsénopyrite et son système de phase. D'après Kretschmar et Scott (1976).

La concentration en fer dans la pyrrhotite est en partie fonction de la température et par conséquent, elle peut fournir des estimations quantitatives de température à partir des équations théoriques définies pour des pyrrhotites de synthèse (Toulmin III et Barton Jr 1964; Barton Jr et Toulmin III 1966; Toulmin III *et al.* 1991). Cette méthode est utilisable seulement si les paragenèses de pyrite-pyrrhotite sont à l'équilibre et pour des températures supérieures à 300 °C (Toulmin III et Barton Jr 1964; Barton Jr et Toulmin III *et al.* 1991). Trois pyrrhotites ont été analysées (tableau 5.1). Elles livrent deux températures estimées à 390 °C et une autre à 570 °C. L'estimation la plus élevée provient d'une pyrrhotite est certainement le produit de la désulfurisation de la pyrite et enregistre possiblement la phase prograde du métamorphisme. Les deux autres estimations de température proviennent de pyrrhotite constituant la matrice déformée des sulfures semi-massifs ou dans des veinules de type « stringers ». Ces températures sont cohérentes avec le métamorphisme rétrograde qui semble les avoir affectées.

Comme pour la pyrrhotite, la concentration en fer dans la sphalérite est dépendante de la température (Keith *et al.* 2014). Les sphalérites ne doivent cependant pas être en contact avec la chalcopyrite ou présenter une forte concentration en cuivre (c.-à-d. <2 % Cu). De plus, les résultats sont plus fiables quand la sphalérite se trouve en inclusions dans la pyrrhotite et la pyrite (Scott 1983). Ce géothermomètre est cependant moins fiable pour des conditions métamorphiques plus élevées que celles du faciès des schistes verts supérieurs (Keith *et al.* 2014). Les sphalérites de Montagne d'Or livrent des températures très homogènes comprises entre 294 et 324 °C, avec une moyenne à 311 °C (annexe G, tableau 5.1 et figure 5.2). Malgré l'utilisation de quelques sphalérites en inclusion dans la pyrite, les températures mesurées correspondent à la température de fermeture de la sphalérite qui est de 310 °C d'après Frenzel *et al.* (2016).

Les sphalérites ont subi une température supérieure à 310 °C et ont été totalement homogénéisées par le métamorphisme.

Tableau 5.1 Tableau synthétique des différents géothermomètres utilisés.

Échantillon	Zone	Lithologie	Minéral	Nbr.	Méthode	Température (°C)		
						Moy.	Min	Max
77-52	FWZ	Mafiques	Sphalérite	4	3	319	316	324
MO.12.89 288.13	FWZ	Felsiques			Fe Mg ¹	367	359	378
			Chlorite	5	ALIV ¹	307	300	318
					Oct ²	282	281	284
138-71.1	FWZ	Felsiques	Pyrrhotite	1	4	390		
			Arsénopyrite	4	5	204	104	284
			Sphalérite	7	3	302	294	321
					Fe Mg ¹	334	326	341
			Chlorite	2	ALIV	287	279	294
					Oct ²	281	279	282
161-145.6	FWZ	Felsiques	Arsénopyrite	7	5	390	340	441
185-316	FWZ	Felsiques			Fe Mg ¹	322	314	328
		·	Chlorite	5	ALIV ¹	289	282	295
					Oct ²	281	279	283
206-179.85	LFZ	Veine	Arsénopyrite	3	5	295	233	378
MO.12.77 169.9	LFZ	Mafigues	Pyrrhotite	1	4	570		
			,		Fe Mg ¹	349	343	356
			Chlorite	4	ALIV ¹	307	301	313
					Oct ²	281	281	282
MO.12.82 263.17a	LFZ	Mafigues			Fe Mg ¹	341	326	359
			Chlorite	6		304	290	323
					Oct ²	283	281	285
74-119	UFZ	Mafigues			Fe Mg ¹	346		
			Chlorite	1		296		
					Oct ²	281		
74-49	UFZ	Mafigues			Fe Mg ¹	375	353	390
			Chlorite	6		321	300	334
					Oct ²	286	284	289
89-125.8	UF7	Felsiques	Arsénonvrite	3	5	302	273	344
			Sphalérite	1	3	310		
				_	Fe Mg ¹	347	341	353
			Chlorite	2		304	298	309
			oniorite	-	Oct ²	283	281	284
172-168 5	LIE7	Felsiques	Pyrrhotite	1	4	390	201	204
1/2 100.5	0.2	i cisiques	Snhalérite	- २	3	330	314	374
			opharente	5	Fo Mg ¹	332	324	340
			Chlorite	з		289	282	296
			Chiofile	J	ALIV Oct ²	205	202	290
	Sádim	ents Sunáriours				204	204	205
105,021	Jeuin	cina Superieurs	Chlorita	7		371	211	332
			Chiofile	'	ALIV	274	261	270
				2	Uct	2/4	201	213

Les températures sont calculées à partir des modèles de : ¹ Cathelineau & Nieva, 1985 ; ² Kranidiotis & MacKean, 1987 ; ³ Keith et al., 2014 ; ⁴ Barton & Toulmin, 1966 ; ⁵ Kretschmar & Scott, 1976

5.1.5 Synthèses des données de géothermométrie

Le tableau 5.1 et la figure 5.2 synthétisent les résultats obtenus par les différents géothermomètres des silicates et sulfures. Bien que les différentes méthodes utilisées présentent des limites d'application, des erreurs d'estimation et sont seulement qualitatives, deux intervalles de température ont été obtenus. Un premier compris entre 441 et 400 °C est supporté par les géothermomètres suivants, pyrrhotite, signatures isotopiques en soufre (cf. chapitre IV, section 4.2.3) et, en partie, de l'arsénopyrite. Le second intervalle (350-300 °C), est supporté par les estimations des géothermomètres suivants : l'arsénopyrite, la sphalérite et la chlorite. Les contraintes empiriques définies par les minéraux indicateurs du métamorphisme et certaines paragenèses, contraignent le métamorphisme M1 à des températures maximales comprises entre 400 et 490 °C et une pression inférieure à 3,8 kbar, et M2 à des rétromorphoses sous des températures inférieures à 375 °C. Les différents géothermomètres valident ces estimations.



Figure 5.2 Diagramme en boite des géothermomètres selon différents minéraux et modèles de calcul sur le gisement de Montagne d'Or.

5.2 Déformation de la minéralisation et processus de remobilisation

Le gisement de Montagne d'Or a été affecté par un métamorphisme suffisamment important pour générer d'importantes modifications du minerai. Ces phénomènes métamorphiques, combinés à la déformation, peuvent libérer des sulfures primaires, les métaux chalcophiles, traces et précieux, par migration (Frost *et al.* 2002; Tomkins *et al.* 2007). Les migrations se réalisent principalement suivant trois processus qui, dans certaines situations, peuvent se produire simultanément :

- Remobilisation à l'état solide dans laquelle les éléments migrent par diffusion en bordure de grain ou de manière mécanique par un comportement ductile;
- Remobilisation en présence d'un fluide aqueux où la migration des éléments se produit par pression-solution et/ou par la circulation d'un fluide généré par des réactions de déshydratation de certains silicates et sulfures;
- Remobilisation par la fusion, impliquant un fluide de sulfures fondus, générés par l'anatexie de certaines phases minérales sulfurées (Frost *et al.* 2002; Tomkins *et al.* 2007).

Ces différents processus peuvent se combiner, notamment au sein d'une zone de cisaillement (Marshall *et al.* 2000). La mobilisation des éléments produit alors des enrichissements locaux qui peuvent se concentrer dans des structures secondaires. Les enrichissements peuvent se produire à différentes échelles, microscopiques comme décamétriques (Marshall *et al.* 2000; Tomkins *et al.* 2007).

D'après les données expérimentales, l'anatexie ou la fusion de sulfures peut se produire depuis le faciès des schistes verts inférieurs jusqu'au faciès des granulites (Frost *et al.* 2002; Tomkins *et al.* 2006; Tomkins *et al.* 2007). Cette fusion se produit à faible grade (c.-à-d. faciès des schistes verts inférieurs) pour les gisements qui contiennent des sulfosels ou des tellurures, mais à plus haut grade pour les paragenèses à pyrite-arsénopyrite (Tomkins *et al.* 2007). Le gisement de Montagne d'Or contient de nombreux sulfosels de bismuth et d'argent ainsi que des tellurures. Le métamorphisme ayant atteint la transition entre les faciès schistes verts et amphibolites, les conditions favorables à la fusion anatectique de certains sulfures sont donc réunies. Le métamorphisme M1 a pu atteindre une température maximale estimée à 490 °C. Les produits de fusion de sulfures sous de telles conditions impliquent des réactions et des métaux avec un faible point de fusion (c.-à-d. certains sulfosels et tellurures < 300 °C; Frost *et al.* 2002; Tomkins *et al.* 2006). Les différentes paragenèses à sulfosels et

tellurures du gisement peuvent donc, du moins théoriquement, avoir été le produit de ce processus.

Plusieurs critères permettent de vérifier l'existence de fusion de sulfures dans les gisements de SMV métamorphisés : 1) des enrichissements locaux en Au et Ag, notamment à proximité de métaux avec un point de fusion faible, 2) la présence d'inclusions riches en éléments chalcophiles (Ag, As, Bi, Hg, Sb, Se, Sn, Tl et Te) dans les sulfures primaires, 3) des enrichissements en sulfures et sulfosels issus de l'anatexie dans les points triples des phases sulfurées résiduelles, 4) la présence de fractures remplies de sulfures et sulfosels fondus, et 5) une enveloppe d'altération enrichie en Ca et Mn autour des gisements (Frost *et al.* 2002). La présence de figure d'intercroissance (c.-à-d. phénomène de trempe) de sulfures riches en éléments chalcophiles et à faible point de fusion est aussi un indicateur de la fusion de sulfures (Tomkins *et al.* 2007).

5.2.1 Déformation de la minéralisation

Sous l'effet du métamorphisme et de la déformation, une majorité des sulfures développe un comportement ductile qui se matérialise par la migration ductile du minerai dans les zones riches en sulfures. Le contraste rhéologique entre la matrice silicatée du gisement et les sulfures ductiles modifie le champ de contrainte local, générant des mouvements de cisaillement à l'interface entre cette matrice silicatée et la minéralisation sulfurée, générant des textures brèchiques, de type « *durchbewegung* » (figure 5.3 ; Marshall et Gilligan (1989)).

Certaines de ces structures génèrent des plis d'entrainement ou intrafoliaux de l'encaissant au sein d'une matrice de sulfures (figure 5.3 B). Ces structures peuvent évoluer vers des plis démembrés avec des clastes en forme de charnière de pli dans la matrice (figure 5.3 A), des structures généralement considérées comme une phase précoce de formation des structures de « durchbewegung » (Marshall et Gilligan 1989). Le mécanisme les produisant résulte de l'insertion des sulfures ductiles dans la schistosité qui par fluage génère des plis, du boudinage allant jusqu'au démembrement total. Les clastes peuvent aussi se former par de la fracturation au contact de l'encaissant, au sein duquel s'injectent les sulfures (figure 5.3 C). Certaines roches contiennent parfois des clastes arrondis d'aspect globuleux qui sont distribués de façon homogène (figure 5.3 D, E et F); ces faciès correspondent à des phases avancées de la structure « durchbewegung », la forme arrondie étant générée par une rotation en réponse au cisaillement interne (Marshall et Gilligan 1989). La modification de la structure primaire de sulfures syngénétiques et la formation de la structure « durchbewegung » sont reliées à un transfert de matière à l'état solide amplifié et/ou assisté par des fluides (Marshall et al. 2000).



Figure 5.3 Structure durchbewegung : (A) MO1274 à 119m, photographie d'une structure durchbewegung caractérisé par des clastes mafiques chloritisés et plissés dans une matrice de pyrrhotite contenant aussi des pyrites automorphes ; (B) MO1274 à 119m, photographie de volcanites mafiques plissées cimentées par de la pyrrhotite contenant aussi des pyrites automorphes ; (C) MO1282 à 227.7m et MO1286 à 164m, photographies montrant la formation et l'évolution des clastes mafiques plissés dans les brèches de sulfures riche en pyrrhotite; (D) MO1274 à 115.5m, photographie d'une structure durchbewegung plus évoluée caractérisée par des clastes plus arrondis dans un ciment de pyrrhotite ; (E) MO14138 à 71m, photographie d'une structure durchbewegung évoluée avec des clastes arrondis de tufs felsiques dans un ciment de sphalérite ; (F) MO14138 à 71m, photomicrographie en LPNA montrant les clastes silicatés globuleux cimentés par de la sphalérite. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

L'orientation préférentielle et les modifications de forme des minéraux par la déformation se produisent principalement par un transfert de matière par pressionsolution impliquant des fluides métamorphiques pouvant être d'origine locale. Ce phénomène s'illustre par la présence de cristaux de pyrite étirés selon la schistosité ou dans des ombres de pression autour de certains porphyroclastes (figure 5.4). La migration de sulfures dans les zones abritées est favorisée par leur ductilité élevée. D'après Kelly et Clark (1975), l'échelle de ductilité des sulfures entre 400-500 °C est, en ordre décroissant :

Ductile \rightarrow Compétent

$Galène \ge Pyrrhotite > Chalcopyrite > Sphalérite > Pyrite$

La pyrite étant le sulfure le plus compétent, elle a tendance à former une texture porphyroclastique et/ou à se fracturer sous l'effet de la déformation. La figure 5.4 B illustre bien l'échelle de ductilité variable des sulfures, montrant un porphyroclaste d'arsénopyrite plus réfractaire et donc plus compétent que la pyrite avec une ombre de pression constituée de pyrrhotite et chalcopyrite. Les migrations des sulfures dues à un contraste de compétence sont notamment bien visibles dans les zones plissées de sulfures semi-massifs. La pyrite, moins déformée, conserve généralement une forme sub-automorphe et se concentre dans l'intrados des plis. À l'opposé, la chalcopyrite et la pyrrhotite migrent vers l'extrados et s'enrichissent dans la charnière des plis, entre les plans de schistosité (figure 5.4 D, E et F). L'or, les sulfosels et les tellurures sont généralement associés aux sulfures les plus ductiles, se concentrant dans les zones abritées et les ombres de pression de pyrites porphyroclastiques, parfois autour de certains minéraux de gangue (figure 5.4 C).



Figure 5.4 Effet de la déformation sur la minéralisation : (A) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographie en LPA illustrant la migration de pyrites dans les ombres de pressions issues d'un porphyroclaste de quartz dans un de tuf riche en séricite ; (B) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographie en LR montrant une séquence de ductilité croissante de certains sulfures, avec l'arsénopyrite puis la pyrite suivit des plus ductiles, la pyrrhotite et la chalcopyrite ; (C) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, image MEB en électrons rétrodiffusés d'une zone abritée par la pyrite montrant de l'électrum riche en or, du bismuth natif et aussi de la galène; (D) MO1274 à 114.5m, 0.37g/t Au UFZ, photomicrographie en LR d'une charnière de pli illustrant la remobilisation des sulfures avec de la pyrrhotite souvent associée à la chalcopyrite avec la pyrite en inclusion dans la pyrrhotite ; (E et F) MO1274 à 119m, 0.72g/t Au UFZ, photomicrographie en LR (E) Charnière de pli serré avec l'intrados composé de pyrite avec un peu de pyrrhotite et l'extrados de la charnière de pli est composé principalement de pyrrhotite avec quelques pyrites automorphes et un enrichissement de chalcopyrite (F) Charnière de pli serré montrant la migration des sulfures dans l'intrados et l'extrados composés de pyrrhotite avec quelques pyrites automorphes et un enrichissement de chalcopyrite (F) Charnière de pli serré montrant la migration des sulfures dans l'intrados et l'extrados composés de pyrrhotite avec quelques pyrites automorphes et un enrichissement de chalcopyrite (F) Charnière de pli serré montrant la migration des sulfures dans l'intrados et l'extrados composés de pyrrhotite avec quelques pyrites automorphes et un enrichissement de chalcopyrite (F) Charnière de pli serré montrant la migration des sulfures dans l'intrados et l'extrados composés de pyrrhotite avec quelques pyrites. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

5.2.2 Recristallisation des sulfures et libération de l'or et des métaux précieux

La recristallisation des sulfures est particulièrement importante sur le gisement de Montagne d'Or. Les veinules de type « stringer » et les bandes de sulfures semimassives montrent souvent une texture granoblastique typique (figures 5.5 A et B). Cette recristallisation s'est effectuée en même temps que la déformation comme le montre l'orientation préférentielle des cristaux de pyrite automorphe (figures 5.5 A et B). La recristallisation dynamique des pyrites primaires en pyrites secondaires permet la diffusion et l'exsolution d'impuretés des cristaux (Larocque et al. 1995; Marshall et al. 2000). Par la recristallisation, les faces cristallines des pyrites sont mieux exprimées. Les métaux initialement présents dans les pyrites sont libérés et s'enrichissent en bordure des faces cristallines, notamment au niveau des points triples (figures 5.5 C, D, E et F). Les métaux libérés s'associent et forment de nouvelles phases complexes. La formation d'électrum, de sulfosels d'argent et/ou de bismuth, de tellurures et de bismuth natif en bordure des grains de pyrite et dans les points triples indique que ces éléments réfractaires (Au, Ag, Bi, Te, Sb) étaient initialement piégés dans les pyrites primaires (figures 5.5 C, D, E et F et figure 5.6 F). Certaines pyrites recristallisées conservent cependant des inclusions d'autres sulfures. L'exsolution des éléments réfractaires est particulièrement apparente lorsque les pyrites se trouvent en inclusions dans les grenats (figures 5.6 A, B et C). En réponse aux conditions P-T du métamorphisme, la pyrite a recristallisé en diffusant les éléments réfractaires vers ces faces cristallines, principalement de la chalcopyrite. L'accumulation de ces éléments à l'interface entre la pyrite et le grenat a généré des surpressions locales entrainant alors une fracturation radiale dans certains grenats et un remplissage concomitant de chalcopyrite (figures 5.6 A et B). Les liserés entre les pyrites et les grenats peuvent contenir des traces d'électrum, d'arsénopyrite et de bismuth natif (figure 5.6 C). Les observations confirment la présence d'Au, d'Ag, de Cu et de Bi dans les pyrites primaires. La libération des métaux en traces et précieux a donc permis une concentration/remobilisation locale dans les sulfures et les grenats (figures 5.6 D et E).



Figure 5.5 Texture de recristallisation de la minéralisation : (A) MO1272 à 207.5m (haut) photographie d'une veine plissée de sulfures présentant des pyrites polygonales et MO1281 à 110.1m (bas) photographie d'une minéralisation semi-massive montrant des pyrites polygonales ; (B) MO1282 à 249m photographie détaillée montrant la recristallisation des pyrites caractérisée par une texture polygonale ; (C et D) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographies en LR (C) présence d'électrum riche en or, de bismuthinite (Bi₂S₃) et d'autres sulfosels (joséite Bi₄TeS₂, tétraédrite (Cu,Fe,Zn)₁₂(Sb)₄S₁₃) se formant le long des faces cristallines et des points triples des pyrites recristallisées. (D) grains d'électrum riches en or se formant en marge de la pyrite ou dans ses fractures. Les divers sulfosels de bismuth sont souvent associés ; (E et F) MO1289 à 125.9m, 10.3g/t Au UFZ centre, (E) photomicrographies en LR et (F) image MEB en électrons rétrodiffusés de plages de sulfosels d'or et d'argent (petrovskaite AuAg(S)) présent en marge, dans les fractures et les points triples des pyrites recristallisées. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).



Figure 5.6 Exsolution, ségrégation et migration des métaux : (A à C) MO14172 à 168.5m, 2.86g/t Au UFZ, photomicrographies en LPNA (A), en LR (B) et image MEB en électrons rétrodiffusés (C), (A) pyrite automorphe encapsulée dans un grenat poecilitique présentant des fractures radiales autour de la pyrite, (B) détail montrant que la pyrite présente un liseré de chalcopyrite et des factures constituées de chalcopyrite, (C) autre pyrite en inclusion dans un grenat. La pyrite présente un liseré de chalcopyrite avec par endroit du bismuth natif et de l'électrum ; (D) MO1289 à 125.8m, 10.3g/t Au UFZ centre, photomicrographie en LR de fractures et d'inclusions remplies d'électrum riche en Ag dans un grenat ; (E) MO14161 à 145.6m, 0.6g/t Au FWZ, image MEB en électrons rétrodiffusés d'arsénopyrites présentant des fractures remplies de freibergite (Ag,Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃ et de galène ; (F) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographies en LR montrant des phases complexes de bismuth (bismuthinite (Bi₂S₃), bismuth natif, hedleyite (Bi₇Te₃)) autour de pyrites automorphes. Échelle : demicarotte NQ (4.77cm de diamètre).

5.2.3 Migration et remobilisation de l'or

La minéralisation du gisement de Montagne d'Or montre des migrations de sulfures à plus grande échelle que celle du microscope. Ces migrations occupent des structures secondaires recoupant les structures primaires des roches encaissantes dans les zones riches en sulfures (figure 5.7 A). Ces injections de sulfures constituent des structures dites de « piercement » ou percement (Maiden et al. 1986; Marshall et Gilligan 1989) qui se mettent en place de façon sécante par rapport à l'interface entre deux matériaux avec un contraste de compétence modéré à faible (Maiden et al. 1986; Marshall et Gilligan 1989). Ils sont souvent associés à des plissements et remplissent des fractures planaires dans l'encaissant, par un fluage ductile des sulfures. Sur l'exemple de la figure 5.7 A, l'indentation de pyrites ductiles dans la matrice altérée est accompagnée d'or visible. De telles structures permettent de concentrer l'or et révèlent des remobilisations sur des distances de plusieurs centimètres. D'après Maiden et al. (1986), les percements peuvent se produire à différentes échelles, de l'ordre du millimètre (figures 5.7, B, C, D, E et F) à plusieurs dizaines de mètres. Sur le gisement de Montagne d'Or, ces structures de percement semblent relativement précoces puisqu'elles sont partiellement transposées et boudinées selon la schistosité (figures 5.7, B, C, D, E et F).


Figure 5.7 Migration dans les structures de percement : (A) MO1281 à 110.1m, 56g/t Au UFZ Prio2, photographie d'une structure de percement présentant des grains d'or visible associés à la pyrite dans un tuf felsique fortement minéralisé en pyrite ; (B et C) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographie en LR (B) et image MEB en électrons rétrodiffusés (C) montrant des injections de sulfures riches en métaux précieux provenant d'une pyrite. Cette veinule de percement, transposée dans la schistosité, contient de la chalcopyrite, de l'électrum riche en or, du bismuth natif et de la bismuthinite (Bi₂S₃) ; (D, E et F) MO12105 à 211m, 19g/t Au LFZ centre, photomicrographies en LR (D et E) et image MEB en électrons rétrodiffusés (F) d'une injection d'électrum riche en or provenant d'une pyrite. Cette veinule de percement est transposée dans la schistosité. Échelle : demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

En plus de la minéralisation principale constituée de sulfures disséminés, de veinules de type « stringer » et de sulfures semi-massifs, un autre type de minéralisation aurifère est présent sur le gisement de Montagne d'Or. Ce type de minéralisation est constitué de veines de quartz portées par des structures secondaires.

Une première population de veines de quartz-sulfures aurifères possède des caractéristiques clairement tardives. Ce sont des veines avec des épontes franches et linéaires de quelques centimètres de puissance en moyenne (figure 5.8 A), certaines de ces veines forment un stockwerk (figure 5.8 B). Leur géométrie, leur aspect et leur texture indiquent une mise en place dans un régime cassant. Les paragenèses de ces veines sont irrégulières, mais dominées par du quartz, et associant le plus souvent de la chlorite, épidote et carbonates en proportions variables. Quelques veines contiennent de la tourmaline (figure 5.8 B). Certaines de ces veines génèrent une altération pervasive des roches encaissantes avec la formation d'un halo d'altération de quelques centimètres riche en chlorite, carbonate, épidote et quartz, ceci étant généralement plus apparent dans les encaissants mafiques. Les veines contiennent des sulfures en abondance uniquement quand elles recoupent les enveloppes minéralisées (figure 5.8 C). Les concentrations en sulfures montrent la plupart du temps une forte teneur en or, même lorsqu'elles se mettent en place dans des intrusions stériles recoupant et/ou dans les enveloppes minéralisées (figures 5.8 A et B). La pyrite domine la paragenèse sulfurée de ces veines et est associée à de la pyrrhotite et de la chalcopyrite en concentration variable. Aucun grain d'or visible n'a été observé. Les veines sont parfois présentes dans les intrusions tardives post-minéralisation, comme les intrusions de porphyre feldspathique (figure 5.8 B) ou encore des intrusifs post-D1 voir syn-D2, par exemple, les intrusions de diabase (figure 5.8 A). Elles sont plus fréquentes dans les roches volcaniques mafiques et plutôt rares dans les tufs felsiques. Leurs caractéristiques indiquent clairement une minéralisation secondaire sans apports de métaux de base, traces et précieux, reliées uniquement à une remobilisation

relativement proximale de la minéralisation primaire. En dehors des enveloppes minéralisées, ces veines sont pratiquement stériles et ne présentent aucun intérêt économique sauf, éventuellement le filon Gustave à l'est du gisement.

Une deuxième population de veines de quartz aurifères est présente dans le gisement de Montagne d'Or. Ce sont des veines de quartz présentant des contacts irréguliers et diffus avec l'encaissant (figure 5.8 C et figure 5.9) qui sont présentes à proximité de la minéralisation haute teneur riche en veinules de type « stringer » et en sulfures semimassifs (figure 5.8 C et figure 5.9). Elles sont généralement tortueuses et contiennent parfois des lambeaux d'encaissant. Ces veines recoupent la schistosité régionale, mais celle-ci est entrainée sur leurs bordures, suggérant une origine syn- à tardi D1, probablement en remplissage de fentes de tension (figure 5.8 C et figure 5.9). Dominées par le quartz, les paragenèses peuvent être à chlorite-biotite-épidote-calcite ou à plagioclases-biotite-trémolite-pyrite. La pyrite est dominante parmi les sulfures présents, mais chalcopyrite et pyrrhotite lui sont souvent associées, avec, dans de rares occasions, de l'or visible, de l'électrum et des sulfosels de bismuth et tellure (figure 5.8 C). Au microscope, ces veines contiennent d'ailleurs de nombreuses phases de sulfosels d'argent et/ou de bismuth, des tellurures d'argent et de l'électrum (figures 5.8 D, E et F). La structuration lamellaire de certains sulfosels de bismuth peut s'interpréter comme une figure d'intercroissance résultant d'une cristallisation rapide (c.-à-d. phénomène de trempe) d'un fluide riche en sulfosel fondu (figure 5.8 E). Cette population de veines de quartz est très riche en or et en métaux (p. ex., le forage MO14206, à 179,5 m, a livré un échantillon titrant 47 g/t Au).



Figure 5.8 Veines secondaires minéralisées par la remobilisation des métaux : (A) MO14149 à 77m, photographie d'une veine secondaire aurifère à quartz-chalcopyrite-pyrite recoupant une intrusion de diabase recoupant la UFZ; (B) MO1282 à 160.2m, photographie d'une veinule tardive à carbonate-tourmaline-quartz (séricite-chlorite-épidote) associée à une dissémination de pyrite et chalcopyrite dans une intrusion porphyrique à feldspaths stérile sauf dans l'intervalle concerné par ces veinules avec 0.34g/t Au et s'élevant à 1.1g/t Au dans la zone échantillonnée ; (C à F) MO14206 à 179.5m, (C) photographie d'une veine secondaire aurifère à quartz-plagioclases-biotite-trémolite-pyrite-sulfures riche en Cu-Au-Bi-Te-Sb-As-Pb recoupant un tuf felsique minéralisée. (D) photomicrographie en LR montrant une plage de bismuth natif associée à des sulfosels complexes (pavonite AgBi₃S₅ et matildite AgBiS₂, cervelleite Ag₄TeS). L'ensemble est entouré par de la chalcopyrite et de la pyrrhotite. (E) photomicrographie en LR d'une structure interne lamellaire de sulfosels de bismuth (matildite et pavonite) riche en inclusion de bismuth natif avec aussi de la chalcopyrite en bordure. (F) photomicrographie en LR d'une plage d'électrum riche en or associé à de la pavonite, hedleyite (Bi₇Te₃), hessite (Ag₂Te). Échelle demi-carotte NQ (4.77cm de diamètre).

La coexistence de biotite et chlorite dans ces veines indique une formation à plus haute température que la première population de veines de quartz (Eilu *et al.* 1999), ce qui est cohérent avec une mise en place pénécontemporaine de la déformation régionale et durant le métamorphisme M1. Ces veines présentent un intérêt économique uniquement dans les zones initialement aurifères, et constituent des cibles (« *ore shoot* ») locales, tout en nécessitant une meilleure compréhension de leur répartition spatiale et de leur orientation. S'ajoutent à cette dernière famille, de rares veines de quartz blanc plissées avec des traces d'or visible n'ayant été observées que très localement (deux ou trois fois) dans les roches volcaniques mafiques.

La figure 5.9 illustre un exemple typique des relations entre la déformation et la minéralisation ainsi que les différents processus de modification et de remobilisation du minerai. Dans les zones fortement minéralisées, notamment en sulfures semimassifs, la remobilisation s'effectue par fluage des sulfures, ce qui est représenté par les structures de «*durchbewegung*». Le contraste rhéologique entre les sulfures et l'encaissant génèrent des plis d'entrainement et des réorientations structurales produisant des structures secondaires et, localement, génèrent des fractures de tension comblées par la précipitation de quartz, accompagné de sulfures et métaux précieux tels que l'Au et Cu. Cette remobilisation s'effectue de manière locale à partir des fluides environnants. Les différents modes de remobilisation sont accentués par la désulfurisation des sulfures avec les réactions métamorphiques documentées dans la section 5.1.1 et 5.1.3 de ce chapitre.



Figure 5.9 Profil synthétique des lithologies, de l'altération, de la minéralisation et de la déformation le long du forage MO-12-74 de 100 à 125m, zone Est de l'UFZ.

5.3 L'isotopie du plomb

L'origine de l'or dans les SMV déformés et métamorphisés est souvent débattue, à savoir si l'or est d'origine syngénétique ou secondaire (Mercier-Langevin *et al.* 2015). La minéralisation aurifère du gisement de Montagne d'Or est principalement portée par des sulfures syngénétiques. Comme présenté dans les sections précédentes, le métamorphisme et la déformation remobilise la minéralisation aurifère vers des structures secondaires notamment dans des veines de quartz tardives et contiennent donc une partie de la minéralisation. Bien que les deux générations de veines décrites ci-dessus présentent toutes les caractéristiques d'un enrichissement aurifère par remobilisation secondaire, un apport aurifère par surimpression orogénique ne peut être totalement ignoré dans le système minéralisé de Montagne d'Or. Les isotopes du plomb peuvent apporter des éléments de réponse à une telle problématique en permettant d'identifier et dater un ou plusieurs évènements ayant affecté ce système isotopique et, par conséquent, de conforter une origine primaire ou secondaire de l'or.

Les analyses isotopiques du plomb ont été réalisées sur 5 échantillons de sulfures (2 galènes, 1 chalcopyrite et 2 pyrites) afin de contraindre la source et l'âge du plomb. Tous les échantillons analysés proviennent de veines, veinules de type « stringer » ou de minerais de sulfures semi-massifs de forages interceptant les deux principales zones minéralisées (UFZ et LFZ). Les échantillons de galène fournissent les meilleurs résultats isotopiques pour contraindre l'âge et la source de la minéralisation. En effet, ce sulfure de plomb se compose essentiellement de plomb commun contrairement aux autres sulfures, pauvres en plomb, et qui sont plus sensibles à une surimpression par du plomb radiogénique. Les zones minéralisées présentant de la galène macroscopique sont plutôt rares dans le gisement. Seulement deux échantillons contiennent de la galène. Le premier présente une minéralisation de type primaire et provient d'une veinule de type « stringer » à arsénopyrite-galène encaissée dans un QFP clair (161-

154.6). Le second échantillon de galène provient d'une veine de quartz-chloritecarbonates-sulfures qui recoupe un tuf felsique altéré en carbonate, épidote et chlorite (206-179.85). Cette veine de quartz représente vraisemblablement un évènement secondaire de minéralisation lié à la déformation et au métamorphisme. L'échantillon de chalcopyrite a pour origine une veine de quartz blanc à chlorite-chalcopyritepyrrhotite encaissée dans un tuf mafique (74-120.8). Il constitue le deuxième échantillon de minéralisation de type secondaire. Les deux échantillons de veine de quartz interprétés comme issus d'une minéralisation secondaire permettent de tester une surimpression orogénique ou une contribution dans la minéralisation de Montagne d'Or. Enfin, les deux échantillons de pyrite proviennent de veines de type « stringer » ou de sulfures semi-massifs afin de compléter l'échantillonnage sur la minéralisation primaire. Un premier échantillon est encaissé dans la tuffite de la LFZ (154-130.7) tandis que le second l'est dans un tuf felsique altéré (172-168.5).

5.3.1 Méthodologie

La préparation des échantillons pour la chimie du plomb est adaptée de Manhes *et al.* (1978). Pour chaque analyse, environ 1 mg de sulfure monocristallin a été utilisé. Le grain est nettoyé du plomb de surface par un bain de HCl SB dilué pendant quelques minutes avant d'être ensuite dissout dans une solution HBr 0.8N. Chaque échantillon est introduit dans une colonne de résine anionique et purifié par lixiviation avec une solution HBr 0.8N. Le plomb est élué avec de l'HCl 6N SB et récupéré dans un bécher en Teflon avant d'être séché.

Les analyses ont été réalisées au laboratoire du Géotop (UQAM) à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif multicollecteur (MC-ICP-MS) de marque NuPlasma II et Aridus II en utilisant un dopage au thallium selon la méthode de Woodhead (2002). Les échantillons sont normalisés avec le NBS 981 (reproductivité de 2σ grâce au standard interne CGPB1 analysé durant l'acquisition) et

fournissent des ratios isotopiques de 15.685 ($\pm 0.5\%$), 18.578 ($\pm 0.6\%$) et 37.967 ($\pm 1.5\%$) respectivement pour le ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, le ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb et le ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. L'erreur maximale du standard interne est considérée comme plus importante que celle des échantillons analysés. Les calculs sont réalisés par le programme ISOPLOT 4.15 développé par Ludwig (2012).

5.3.2 Traçage des isotopes du plomb

Parmi les échantillons de minerai analysés, deux proviennent de veines secondaires et trois de la minéralisation primaire. Les minéraux analysés comprennent deux assemblages à galène-arsénopyrite, une chalcopyrite et deux pyrites (tableau 5.2). La galène étant le minéral riche en plomb commun, les échantillons de galène-arsénopyrite livrent donc les compositions isotopiques les plus rapprochées et les moins radiogéniques avec des valeurs de 14,789-14,915 pour le ²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb et de 15,062-15,092 pour le ²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb. Respectivement, ces deux échantillons proviennent d'une veinule de type « stringer » et d'une veine de quartz secondaire aurifère syn- à tardi D1. La composition isotopique des autres sulfures, chalcopyrite et pyrite, est plus contrastée avec une forte contribution en plomb radiogénique. Les rapports isotopiques de la chalcopyrite montrent des valeurs intermédiaires de 15,184 pour le ²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb et de 15,132 pour le ²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb par rapport aux ratios isotopiques plus larges livrés par les pyrites, avec 16,314-19,269 pour le ²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb et 15,305-15,67 pour le ²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb.

Tableau 5.2 Composition isotopique du plomb des galènes et des sulfures du gisement de Montagne d'Or.

Échantillon	Minéral analysé	Type de minéralisation	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Âge modèle Pb (Ma) ^{1*}	μ corrigé à l'âge (²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb) ^{2*}	Caractéristiques de l'isochrone secondaire ^{1*}
161-145.6	Apy-Gn	Stringer primaire	14.789	15.062	34.383	2121±15	9.53	Âge = 2156±190 Ma (2σ)
206-179.85	Apy-Gn	Veine secondaire	14.915	15.092	34.432	2055±15	9.86	MSWD = 40
74-120.8	Сру	Veine secondaire	15.184	15.132	34.703	-	10.57	Intercepts sur la courbe
154-130.7	Ру	Semi-massif primaire	16.314	15.305	36.311	-	13.53	d'évolution du plomb
172-168.5	Ру	Semi-massif primaire	19.269	15.670	35.076	-	21.27	terrestre à -191 et 2238 Ma

Apy = arsénopyrite, Gn = galène, Cpy = chalcopyrite, Py = pyrite; ^{1*}: modèle de Stacey-Kramers (1975) avec µ=9.74; ^{2*}: µ recalculé à 2140 Ma correspondant à l'âge moyen de la minéralisation défini par la relation de recoupement d'un intrusif tardif (âge U/Pb sur zircon). Incertitude analytique (20) est ±0.5% ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ±0.6% ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, et ±1.5% ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb.

Tous les rapports isotopiques mesurés s'alignent sur une droite de corrélation qui définit un isochrone secondaire avec un âge de 2156 ±190 Ma dans le diagramme 207 Pb/ 204 Pb vs 206 Pb/ 204 Pb (figure 5.10). Cet isochrone suggère donc l'existence d'un seul évènement plombifère. L'isochrone a été fixé avec une erreur de corrélation des rapports 206 Pb/ 204 Pb et 207 Pb/ 204 Pb égale à 0,9. L'indice MSWD est large, à une valeur de 40, et suggère une perturbation métamorphique, tel que l'indique la signature en plomb «J» de l'échantillon de pyrite 154-130.7 qui contient un excès de plomb radiogénique. Les âges modèles en plomb, calculés à partir des échantillons de galène-arsénopyrite selon le modèle d'évolution du plomb de Stacey et Kramers (1975), livrent des valeurs autour de 2121 et 2055 ±15 Ma.

L'âge de formation de la minéralisation livré par l'isochrone secondaire de 2156 ±190 Ma et les âges modèles des galènes de 2121-2055 ±15 Ma sont cohérents avec l'âge minimal défini pour la minéralisation à 2117,6 ±5,1 Ma (U-Pb sur zircon), tel que contraint par l'intrusion porphyrique à feldspaths recoupant la minéralisation ainsi que par l'âge de formation de la minéralisation au moins plus jeune que le QFP clair daté à \approx 2146 Ma. Sur le diagramme ²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb vs ²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb (figure 5.10), les données sont légèrement inférieures à la courbe d'évolution du plomb de Stacey et Kramers (1975), suggérant une source légèrement plus juvénile que celle de ces auteurs, qui est considérée comme représentant la composition moyenne de la croûte continentale du Protérozoïque. Considérant que l'âge de la minéralisation du gisement de Montagne d'Or est d'approximativement 2140 Ma en prenant en compte le magmatisme multi-cyclique s'échelonnant de \approx 2152 Ma à \approx 2130 Ma, le rapport ²³⁸U/²⁰⁴ Pb (le rapport µ), corrigé selon cet âge est compris entre 9,53 et 21,27 (tableau 5.2).



Figure 5.10 Diagramme ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb de la composition isotopique du plomb des galènes et des sulfures sur le gisement de Montagne d'Or. La ligne bleue représente le modèle d'évolution moyen du plomb terrestre de Stacey et Kramers (1975) et les deux autres représentent l'évolution du plomb issue du manteau et des orogènes de Zartman et Doe (1981). Les lignes noires et grises correspondent à l'isochrone primaire selon le modèle de Stacey et Kramers. La ligne bleue en pointillée définie l'isochrone secondaire à partir des galènes et des sulfures du gisement de Montagne d'Or qui livre un âge de 2156±190Ma (modèle 2 d'ajustement dans Isoplot).

Les analyses suggèrent une contribution de plomb radiogénique avec l'augmentation du rapport µ, ce qui est interprété comme l'effet du métamorphisme (Cumming et Richards, 1975; Zartman et Doe, 1981). L'échantillon d'arsénopyrite-galène 161-145.6, qui provient d'une veinule de type « stringer », a livré la signature isotopique la plus juvénile avec un rapport µ de 9,53. Cet échantillon représente vraisemblablement la source primaire du plomb. L'échantillon d'arsénopyrite-galène 206-179.85 provenant quant à lui d'une veine de quartz secondaire, livre un rapport μ de 9,86 et un âge modèle plus jeune, à 2055 ±15 Ma. Cet échantillon appartient à l'isochrone secondaire. Par conséquent, sa signature peut être interprétée comme un mélange entre la signature isotopique de la minéralisation primaire avec du plomb radiogénique issu de l'encaissant plutôt que d'un nouvel apport en plomb. L'échantillon de chalcopyrite (74-120.8), provenant d'une veine de quartz secondaire livre un résultat cohérent avec cette interprétation, dans la mesure où il se trouve sur l'isochrone secondaire qui définit une source primaire commune. Une seule source de plomb semble donc être impliquée dans la minéralisation du gisement de Montagne d'Or. Avec un rapport μ de 9,74, l'intercept inférieur de l'isochrone secondaire avec la courbe d'évolution du plomb de Stacey et Kramers (1975) indique un âge Rhyacien pour la source du plomb (≈ 2238 Ma), un âge cohérent avec celui de la formation du gisement. Si le rapport μ estimé du gisement (\approx 9,50) est intégré dans un modèle d'évolution du plomb, alors l'âge de la source en plomb donné par l'intersection inférieure de l'isochrone secondaire avec la courbe d'évolution du plomb ajustée se rapproche de l'âge de formation du gisement.

La signature isotopique en plomb de la minéralisation indique une source unique de Pb, ainsi qu'une origine principalement crustale avec une légère contribution mantellique. La signature crustale peut être reliée au plomb magmatique de l'encaissant felsique calco-alcalin ou bien est lessivée de celle-ci. La faible contribution mantellique traduit peut-être du plomb libéré de l'encaissant mafique par un lessivage hydrothermal lors de la formation du gisement. Les teneurs en U et en Pb et la composition isotopique des roches encaissantes (les volcanites mafiques tholéiitiques et les tufs felsiques calco-alcalins) n'ont toutefois pas été déterminées, ce qui ne permet pas de confirmer ou infirmer une telle hypothèse. Dans la marge d'erreur, l'âge isochrone et l'âge modèle sur galène le plus ancien définissant l'âge de formation du gisement de Montagne d'Or sont les mêmes, entre 2156 \pm 190 Ma et 2121 \pm 15 Ma, et semblent, *de facto*, exclure toute contribution crustale Archéenne.

5.4 Interprétation et discussion

Les estimations des conditions métamorphiques à partir des connaissances empiriques couplées par plusieurs méthodes de géothermométrie montrent que le gisement a atteint une température maximale inférieure à 490 °C, vraisemblablement autour de 450 °C et une pression maximale de 3,8 kbar correspondant à la zone de transition entre le faciès des schistes verts et des amphibolites durant un premier épisode métamorphique M1 interprété comme la phase prograde. Le gisement a ensuite atteint des conditions de plus faibles températures durant un second épisode métamorphique M2, compris entre 350-300 °C dans le faciès des schistes verts, interprété comme la phase rétrograde.

La schistosité régionale pénétrative caractérisant l'évènement de déformation D1 du gisement de Montagne d'Or contient de la biotite et est aussi soulignée par les porphyroblastes de type sigma qui sont donc syn-D1. Or, la biotite et les grenats sont le produit des réactions métamorphique définissant l'évènement M1. Par conséquent, la phase métamorphique M1 est clairement associée à l'événement D1. La phase de déformation D2 est très mal définie sur le gisement lié aux conditions d'affleurement et aux limites d'observation structurale en forage. La phase D2 est attribuée à aucune structure planaire et contrôle éventuellement la mise en place des dykes de diabase (cf. chapitre II). L'épisode métamorphique M2 peut lui être attribué, par défaut, bien que cela soit discutable.

Par l'effet du métamorphisme combiné à la déformation, les pyrites sont presque toutes recristallisées libérant de leur structure cristalline les éléments précieux, traces et chalcophiles. Les minéraux aurifères, les tellures et les divers sulfosels se répartissent principalement en phases interstitielles, notamment dans les jonctions triples des pyrites, ou en phase libre autour des sulfures et plus rarement en inclusions dans la pyrite. Ces différentes phases initialement piégées dans les pyrites sont libérées et subissent avec d'autres sulfures des remobilisations par l'effet de la déformation.

La remobilisation s'effectue selon différents processus et modes de transport : (i) à l'état solide tel que le fluage des sulfures et la formation structures de type «*durchbewegung*»; (ii) assistée par un fluide notamment avec la pression-solution remarquable par la formation d'ombres de pression de sulfures pour les plus ductiles et aussi par la formation de veines secondaires de remobilisation; (iii) et éventuellement par la fusion anatectique des phases comprenant les métaux précieux et traces (c.-à-d. les sulfosels et les tellurures), car les conditions thermiques pour ces phases sulfurées rendent la fusion possible (Frost *et al.* 2002; Tomkins *et al.* 2007). Ce dernier mode de transport est possiblement anecdotique, compte tenu des conditions thermiques ne permettant pas la fusion d'une phase sulfurée majeure dans le gisement. Cependant, la présence de figures intercroissances observées localement dans des sulfosels de bismuth, notamment dans les veines syn-D1, peuvent éventuellement résulter d'un phénomène de trempe de sulfosels fondus (Tomkins *et al.* 2007). Ainsi il n'est pas possible d'écarter ce genre de processus de fusion de sulfures sur le gisement de Montagne d'Or.

La remobilisation de l'or s'effectue à diverses échelles :

 Microscopique par des enrichissements de sulfosels, de tellurures et d'or dans les zones abritées et les ombres de pression de minéraux plus compétents. La chalcopyrite et la pyrrhotite sont aussi remobilisées, car elles présentent un comportement ductile. Elles peuvent se concentrer dans les mêmes endroits que les phases riches en métaux précieux et les métaux traces. La chalcopyrite et la pyrrhotite migrent aussi dans l'extrados des plis affectant les sulfures semimassifs. Des fractures de certains silicates et de sulfures peuvent présenter des concentrations de sulfosels.

- Millimétrique à pluri-centimétrique avec une concentration de l'or dans les structures secondaires liées aux fluages des sulfures dans les zones de percement plus connues sous le nom de « piercement »
- 3) Pluri- centimétrique à décamétrique où l'or et les sulfures, majoritairement riches en métaux traces et chalcophile, migrent dans des veines syntectoniques. Ces veines sont rares sur le gisement, mais peuvent présenter de fortes valeurs aurifères. Ces veines sont riches en or uniquement quand elles se trouvent dans les enveloppes de zones minéralisées. Les quelques anomalies aurifères associées à une altération à chlorite (et pyrite) sont reliées à la présence de ces structures de veine de remobilisation.

Au moins deux générations de veines de quartz remobilisant l'or de la minéralisation primaire ont été identifiées. Une première génération, précoce présente des caractéristiques syn-déformation régionale (D1) et s'établit durant le métamorphisme prograde (M1) en association avec de la chlorite et de la biotite. Cette génération syn-D1 forme des fentes de tension. De l'or visible peut s'observer dans ces structures qui constituent des cibles aurifères locales dans les zones minéralisées. Une deuxième génération tardive se met en place dans un régime cassant et préférentiellement dans les volcanites mafiques. Ces veines peuvent générer des concentrations en or dans les intrusions post-volcaniques initialement stériles comme les diabases ou les intrusions intermédiaires porphyriques. Cette génération est clairement tardive et syn à post-D2, car elle recoupe les intrusions de diabase dont leurs mises en place sont associées à la phase D2 (cf. chapitre II). L'or semble contenu dans les sulfures pour cette génération de veine. Ces structures minéralisées secondaires, bien que riches en or, demeurent exceptionnelles et constituent une faible proportion du minerai du gisement de Montagne d'Or.

L'isotopie du plomb montre une seule signature, avec un plomb d'origine crustale et une légère contribution mantellique. Elle confirme l'absence de surimpression orogénique associée aux veines de quartz aurifères secondaires. L'isochrone secondaire définit par les analyses des différents sulfures livre un âge de formation à 2156 ± 190 Ma et deux âges modèles en plomb sur galène autour de 2121 ± 15 et 2055 ± 15 Ma. Ces résultats sont conformes avec l'âge minimal inféré de la minéralisation à $2117,6 \pm 5,1$ Ma (U-Pb sur zircon) ainsi que par son âge maximal au moins plus jeune que $2146,5 \pm 4,7$ Ma (U-Pb sur zircon).

La figure 5.11 illustre la phase de déformation D1 et l'évènement M1 qui lui est associé. La séquence a été basculée, verticalisée et est affectée par la déformation D1 marquée par une compression N-S à NNO-SSE avec un aplatissement d'environ 2 : 1 et un étirement subvertical. En réponse à la déformation, des zones de cisaillement E-O se développent avec un mouvement inverse, du sud vers le nord. La faille Chauve-Souris se trouvant au sud de la séquence, constitue la structure la plus importante de ce type. La déformation transpose le litage, la minéralisation ainsi que de nombreux contacts intrusifs dans la schistosité. Des plis intrafoliaux se développent notamment dans les zones riches en sulfures qui présentent un comportement ductile. La modification du minerai sulfuré et les processus de remobilisation sont majoritairement associés à cette phase de déformation D1. Le paroxysme de la remobilisation de la minéralisation se matérialise par la formation de veines de quartz syntectoniques (syn-D1), sous la forme de fente de tension, qui sont aurifères uniquement dans les enveloppes minéralisées UFZ et LFZ voir HWZ et FWZ. Cette déformation se développe dans les conditions pression température de l'évènement M1, soit inférieur à 3,8 kbar et une température estimée autour de 450 °C, mais ne dépassant pas 490 °C. Ces conditions correspondent à la zone de transition entre les faciès des schistes verts supérieurs et les amphibolites inférieures. Les réactions métamorphiques progrades produisent dans les zones altérées de la biotite et du grenat au détriment de la séricite et de la chlorite et forme très

localement de l'andalousite. Ainsi, les zones d'altérations dans les volcanites mafiques contenant de la biotite correspondent aux zones d'altération primaire comprenant de la séricite. Le métamorphisme M1 génère aussi la recristallisation des pyrites libérant les métaux traces et les métaux précieux en marge des pyrites recristallisées notamment dans les points triples, un phénomène souvent observé dans les gisements SMV déformés et métamorphisés (Larocque *et al.* 1995; Marshall *et al.* 2000). Les réactions progrades produisent une phase fluide qui peut contribuer à faciliter les processus de remobilisation. Cette libération de fluide ainsi que les réactions de désulfurisation et d'oxydation des sulfures composant la minéralisation peuvent générer des altérations secondaires autour des zones minéralisées (Marshall *et al.* 2000; Corriveau et Spry 2014). Ce processus permettrait d'expliquer le nombre limité de contacts francs entre les tufs felsiques et les QFP clairs initialement affectés par l'altération synvolcanique ainsi qu'une partie des altérations des développés dans les QFP sombres régulièrement localisés dans les zones minéralisées et de faibles épaisseurs.



Figure 5.11 Bloc diagramme illustrant la déformation D1 et l'évènement métamorphique M1 sur le gisement de Montagne d'Or.

La figure 5.12 propose un modèle structural pour la phase de déformation D2 sur le gisement en associant l'évènement métamorphique rétrograde M2 compris entre 350 °C et 300 °C. Ce modèle interprétatif nécessite des travaux complémentaires afin d'être confirmé. L'orientation des contraintes ENE-OSO à NE-SO est définie par l'orientation des dykes de diabases se mettant en place le long de fracture en extension. Cette configuration explique la géométrie sigmoïdale par le mouvement rotationnel induit par le cisaillement senestre résultant des contraintes ainsi que les variations de puissance de ces dykes à l'échelle du gisement. Cette déformation bien qu'elle ne produise pas de clivage ou de schistosité peut expliquer les quelques figures de déformation en bordure des dykes de diabases, la présence de plis dans certaines veines de quartz syn-D1 et la formation de bandes froissées et de plis mineurs sans plan axial dans la schistosité. Les veines de quartz tardives qui recoupent les intrusions de diabases se forment possiblement à la fin de cette phase D2 ou pendant une phase D3. dans un régime cassant et constituent les derniers évènements de remobilisation de la minéralisation aurifère. Des failles N-S cassantes beaucoup plus tardives recoupent le gisement comme la faille Infirme et constituent la phase D4 de déformation.



Figure 5.12 Bloc diagramme illustrant la déformation D2 et l'évènement métamorphique M2 sur le gisement de Montagne d'Or.

La figure 5.13 synthétise l'évolution du métamorphisme sur le Bouclier Guyanais d'après Delor et al. (2003b) en intégrant l'évolution métamorphique du gisement de Montagne d'Or. Le métamorphisme associé aux phases géodynamiques D1 et D2 demeure dans des conditions de basse à moyenne pression (Ledru et al. 1991; Gibbs et Barron 1993; Milési et al. 1995; Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003b). Le métamorphisme des ceintures de roches vertes est croissant en direction des intrusions de TTG allant jusqu'à former des paragenèses avec de l'andalousite et du staurolite à proximité des TTG et est interprété comme un métamorphisme de contact syn-D1 (Delor et al. 2003b). La phase métamorphique D2 enregistre un métamorphisme plus élevé, marquée par la transformation de l'andalousite (D2a) par du disthène (D2b) suivant un refroidissement isobare dans l'EDS (Ledru et al. 1991; Egal et al. 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998) et de l'apparition successive de biotite, grenat, sillimanite et disthène vers le sud, dans la Ceinture Sud du Groupe de Paramaca (Delor et al. 2003b). L'évènement métamorphique M1 du gisement de Montagne d'Or est de plus faible température que le métamorphisme de contact associé à D1. Cependant, la déformation D1 du gisement est plus en accord avec le régime tectonique qui caractérise l'évènement D1 à l'échelle du Bouclier Guyanais (cf. chapitre II) tel que défini par Delor et al. (2003a, b). Les conditions métamorphiques de l'évènement M1 sur le gisement sont proches des conditions enregistrées dans l'EDS durant la phase géodynamique D2a. Cependant, le métamorphique du gisement de Montagne d'Or suit une évolution adiabatique (M1 vers M2) et est de plus basses pressions que l'évolution métamorphique isobare de l'EDS (D2a vers D2b).



Figure 5.13 Évolution P-T de l'évolution du métamorphisme du gisement de Montagne d'Or comparés aux évènements métamorphiques de certaines formations géologiques du Bouclier Guyanais.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les travaux présentés dans cette thèse ont un impact sur la compréhension métallogénique de ce territoire sous-exploré qui offre un potentiel de découverte de gisements majeurs. La compréhension du gisement de Montagne d'Or et son intégration régionale apportent une contribution non négligeable sur la compréhension géodynamique et l'évolution du Bouclier Guyanais pendant l'orogénèse Transamazonienne. Ci-dessous sont exposées les réponses, discussions et conclusions aux questions entourant les problématiques énoncées en introduction.

Quels sont les éléments géologiques permettant d'affirmer que le gisement de Montagne d'Or est un SMV ?

Le gisement de Montagne d'Or se met en place dans un environnement sous-marin, comme le démontrent les coulées de lave coussinées qui par ailleurs, présentent des amygdules parfois remplies de sulfures (notamment de chalcopyrite). De plus, un environnement d'arrière-arc explique le volcanisme bimodal calco-alcalin et tholéiitique génétiquement dissocié sur le gisement de Montagne d'Or. Ce genre d'environnement induit un contexte géodynamique extensif, dans des conditions favorables à la formation des gisements de SMV (Franklin 1996; Franklin *et al.* 2005).

Les altérations à séricite-chlorite telles que rencontrées sur le gisement de Montagne d'Or sont dominantes dans les gisements SMV et constituent un des critères de reconnaissance de ces gisements (Franklin *et al.* 2005; Galley *et al.* 2007). Certaines propriétés des altérations du gisement de Montagne d'Or sont très caractéristiques des systèmes SMV, tels que les enrichissements importants en Mg au toit notamment, ou la présence d'épidote en abondance à la base des zones minéralisées et/ou adjacente aux intrusions subvolcaniques, ainsi que la présence de grenats riches en Mn et d'enrichissement en Mn dans les roches altérées (Franklin *et al.* 2005; Galley *et al.* 2007).

Le minerai aurifère du gisement de Montagne d'Or est essentiellement constitué de sulfures, presque dépourvu de quartz et est exprimé sous la forme de veinules et de lits de sulfures semi-massifs. Les gisements de SMV sont reconnus pour ce genre de minéralisation, contrairement aux gisements orogéniques où la minéralisation est associée à des veines de quartz (Robert et Poulsen 1997; Goldfarb *et al.* 2005; Robert *et al.* 2005), ou aux gisements porphyriques qui sont riches en quartz et ne présentent pas de sulfures semi-massifs sauf dans les environnements carbonatés (Sillitoe 2010).

Le gisement de Montagne d'Or a une concentration élevée en métaux de base (Cu, Pb et Zn) bien que ceux-ci ne constituent pas de ressources économiques (<1%pds. respectivement). Il est aussi riche en As, Bi, Cd, Te, Sb et surtout en métaux précieux (Au, Ag). Cette suite d'éléments souligne le caractère polymétallique de la minéralisation, très fréquent dans les SMV (Galley et al. 2007). Cependant, ces éléments ne sont pas distribués de façon homogène dans le gisement de Montagne d'Or, que ce soit à l'échelle du gisement ou au sein d'une même enveloppe minéralisée. Des zonalités métalliques caractérisent les gisements SMV (Lydon 1984). Les gisements d'or orogénique ne présentent pas de zonalités métalliques aussi contrastées tels qu'on en retrouve dans les gisements liés à un système magmatique ou volcanique (Groves *et al.* 2003).

L'âge minimal inféré pour la minéralisation est de $2117,6 \pm 5,1$ Ma (U-Pb sur zircon). Il est contraint par une intrusion porphyrique à feldspaths recoupant la minéralisation. Cet âge est très proche de l'âge du volcanisme encaissant la minéralisation et des roches intrusives (2150 et 2130 Ma). Enfin, cet âge est proche de l'âge de formation des TTG de 2^{ème} génération (c.-à-d. 2150 à 2123 Ma ; Delor et al. 2003b; Enjolvy 2008). Donc la minéralisation, bien plus ancienne que ≈ 2117 Ma, ne peut pas appartenir à une minéralisation orogénique précoce. La minéralisation affecte des roches intrusives datées à \approx 2146 et \approx 2130 Ma et donc se met en place par remplacement dans cet intervalle temporel. Vraisemblablement, la minéralisation synvolcanique s'est formée peu après la cristallisation de l'intrusion de QFP clair daté à 2146,5 ±4,7 Ma. En effet, les intrusions de QFP sombre datés à 2129,9 ±5,3 Ma, bien que localement altérées, encaisse uniquement une minéralisation disséminée à faible teneur (<0,5 g/t) et non les veinules et les lits semi-massifs sulfurés riches en or. Cette phase de minéralisation est interprétée comme mineure et tardive qui se produit peu après la mise en place du dernier épisode magmatique felsique (QFP sombres). Le gisement est caractérisé par une seule source de Pb ce qui implique un seul évènement de minéralisation majeure, dont l'âge isochrone serait de 2156 ± 190 Ma. Bien que le résultat de datation présente une grande incertitude, il se rapproche de l'âge de formation des roches volcaniques. Cela est renforcé par les âges modèles des galènes de $2121-2055 \pm 15$ Ma, qui indiquent une source ancienne de Pb d'au moins 2121 Ma. Ainsi, les datations dans leur ensemble confirment une origine synvolcanique de la minéralisation sur le gisement de Montagne d'Or dont l'âge de formation serait autour de 2146 Ma avec une reprise mineure et tardive autour de 2130 Ma.

À partir des caractéristiques des roches volcaniques, volcanoclastiques et des faciès sédimentaires, on peut en déduire que la séquence volcanique s'est mise en place à une profondeur comprise entre 500 et 1000 m. La séquence volcanique est bimodale, provient de sources magmatiques spécifiques comme l'indiquent les signatures lithogéochimiques distinctes des coulées mafiques et des roches felsiques. Cependant, le magmatisme mafique et felsique est contemporain. Une alternance d'éruptions magmatiques mafiques et felsiques est suggérée par la présence d'intercalations entre ces deux types de roches sans former de faciès mélangés et remaniés. La distribution des faciès volcaniques suggère la présence d'un centre mafique à l'est, avec des coulées abondantes et épaisses qui se réduisent à un seul niveau à l'ouest. À l'inverse, le centre volcanique felsique est localisé à l'ouest de la séquence. D'une part, les tufs à lapilli au sommet de la séquence et les QFP clairs, sont épais et abondants à l'ouest, puis s'amenuisent progressivement vers l'est pour être remplacés par les tufs felsiques. D'autre part, les tufs felsiques se réduisent et disparaissent dans les zones de hyaloclastites entre les coulées mafiques massives. Les filons-couches de QFP sombres, bien que tardifs, soutiennent la localisation du centre felsique à l'ouest, car ils sont abondants et épais à l'ouest puis s'amenuisent et se perdent à l'est dans les roches mafiques. Plusieurs hiatus volcaniques sont présents dans la séquence. Le dépôt de roches sédimentaires entre certains intervalles de roches volcaniques mafiques dans l'Unité Inférieure marque l'arrêt de l'activité volcanique. Bien que la séquence bimodale semble se mettre en place rapidement, la tuffite matérialise une pause dans le volcanisme et marque la fin du premier cycle volcanique bimodal. Malgré la nature indéterminée de ce faciès, ce niveau définit spatialement la limite supérieure de la LFZ. Au-dessus de ce faciès, le volcanisme bimodal reprend la même séquence qui commence par la mise en place de roches felsiques marquant le deuxième cycle. Les roches mafiques et felsiques ne présentent aucune distinction géochimique de part et

d'autre de ce niveau de tuffite. La partie supérieure de la séquence felsique est clairement constituée d'une succession litée de matériaux volcanoclastiques. Leurs caractéristiques indiquent des éruptions alimentant des courants subaquatiques. Les niveaux de tufs felsiques sous-jacents, notamment ceux encaissant la minéralisation, sont faiblement stratifiés et l'action de l'altération, de la minéralisation ainsi que de la déformation empêchent la caractérisation de leur origine. Le QFP clair montre clairement une relation intrusive sous la forme de filon-couches épais à l'ouest et s'amincissant à l'est. L'absence d'interaction de ces intrusions dans les tufs felsiques ne permet pas de leur définir clairement un caractère synvolcanique. Les tufs felsiques semblent déjà consolidés au moment des intrusions de QFP clairs. Néanmoins, les tufs felsiques blanchis peuvent constituer de bons candidats de texture d'interaction avec les QFP clairs, mais ne constituent pas des pépérites.

Les altérations, la distribution des éléments métalliques et leur répartition dans la séquence stratigraphique dans le gisement de Montagne d'Or impliquent deux phases de minéralisation par remplacement, diachroniques et de composition distincte.

La première phase de minéralisation se produit durant le premier cycle volcanique bimodal et forme les zones minéralisées LFZ et FWZ à partir d'un fluide de température faible à modérée et riche en métaux de base à Zn-As-Pb-Cd-Au \pm Ag transportés sous forme de thio-complexes (p. ex. Au(HS)₂⁻), typique des fluides d'affinité épithermale (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). Les fluides hydrothermaux à dominances magmatiques sont plus tamponnés latéralement que verticalement par l'introduction d'eau de mer produisant une altération à séricite-quartz dominante dans la LFZ et une altération à biotitechlorite-grenat (Mn) plus distale caractérisant la FWZ. Une ébullition locale peut potentiellement se produire avec la formation d'andalousite dans les roches mafiques lié à une contribution d'eau de mer plus limitée par le caractère imperméable de cette unité.

La deuxième phase se produit à la fin du deuxième cycle volcanique bimodal et forme les zones minéralisées UFZ et HWZ. Pour la formation de ces zones, le fluide est de haute température transportant les métaux sous forme de chloro-complexes (p. ex. AuCl₂⁻; Huston et Large (1989)) et présente une forte affinité magmatique par la signature métallique à Au-Cu-Bi-Te \pm Sb de la minéralisation du secteur (Hannington *et al.* 1999; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). L'altération acide, riche en séricite, est plus intense dans les colonnes minéralisées aurifères des secteurs 1^{ère} et 2^{ème} Priorité de l'UFZ et peut-être reliée à une localisation favorable (au-dessus et en bordure de l'intrusion synvolcanique) ou à de possibles failles synvolcaniques. Le système a ensuite été neutralisé par une introduction importante d'eau de mer depuis le sommet de la séquence vers les zones fortement altérées en séricite avec la formation de profil d'altération à chlorite/biotite-séricite-grenat de manière distale (Sillitoe *et al.* 1996; Mercier-Langevin 2005; Dubé *et al.* 2007b, 2014). La perméabilité importante des niveaux de tufs à lapilli, abondants et épais au sommet et à l'ouest du gisement semble jouer un rôle important dans l'introduction d'eau de mer dans le système.

Une phase de minéralisation tardive et mineure est associée à la mise en place des intrusions de QFP sombres. Ces intrusions sont localement fortement altérées et contiennent des disséminations de sulfures faiblement aurifères. Elles ont été datées à 2129,9 \pm 5,3 Ma soit 16 Ma plus jeune que les QFP clairs génétiquement associés et datés à 2146,5 \pm 4,7 Ma. L'activité hydrothermale a vraisemblablement repris son activité brièvement peu après la mise en place de QFP sombres, mais de manière limitée.

Quel est l'âge de la séquence volcanique et comment s'intègre-t-elle dans la géodynamique du Bouclier Guyanais?

Le gisement s'établit dans un environnement de bassin arrière-arc avec un volcanisme bimodal contemporain, mais dont les sources sont différentes, avec des signatures tholéiitiques pour les volcanites mafiques, et des signatures calco-alcalines pour les roches felsiques. Ce magmatisme bimodal s'établit entre 2150 et 2130 Ma pour le gisement de Montagne d'Or. Un environnement de bassin d'arrière-arc océanique associé à des processus de subduction et à la formation d'arc immature est souvent évoqué dans la Formation de Paramaca (Voicu et al. 1997; Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003b). Le volcanisme bimodal est fréquent dans la Formation de Paramaca, notamment dans la partie supérieure, dont les âges varient entre 2,15 et 2,13 Ga (figure 6.1; Delor et al. 2003a, b). Par exemple, la séquence bimodale du gisement de Saint Élie, à l'ouest du lac de Petit-Saut, comprend des basaltes tholéitiques, des andésites et des rhyolites calco-alcalines et est recoupée par une intrusion de granodiorite (Lafrance et al. 1999). La géochronologie U-Pb sur zircon donne un âge de 2148 (+4/-3) Ma pour la rhyolite et de 2146 ± 2 Ma pour la granodiorite, des âges similaires à ceux du gisement de Montagne d'Or. À quelques dizaines de kilomètres à l'est de Montagne d'Or, sur la rivière Mana, une intrusion de gabbro tholéiitique est datée à 2143 ±4 Ma (U-Pb sur zircon) et donc de même âge que les TTG calco-alcalins environnants (Enjolvy 2008). Le gisement de Montagne d'Or s'intègre parfaitement bien dans ce genre d'environnement de bassins d'arrière-arc et d'arc immature formés entre 2.15 et 2,13 Ga (figure 6.1). Cependant, la Formation de Paramaca semble exposer des portions d'arc volcanique plus mature et émergent (Kroonenberg et al. 2016). En effet, il comprend aussi des domaines où les roches calco-alcalines et felsiques sont dominantes par rapport aux roches mafiques tholéiitiques. De plus, la Formation d'Armina enregistre des apports détritiques felsiques abondants par endroit (cf. chapitre III; Daoust et al. 2011; Voicu 1999). Cet environnement géodynamique

d'arcs volcaniques plus matures et émergents est favorable à la formation de gisements porphyriques. Ce genre de gisement est par ailleurs envisagé sur le Bouclier Guyanais pour certains gîtes aurifères (p. ex. Eagle Mountain, Guyana, Las Cristinas et Kilometro 88, Venezuela; Voicu 1999; Voicu *et al.* 2001; Ristorcelli *et al.* 2007; Billa *et al.* 2013). La ceinture de roches vertes du Groupe de Paramaca sur le Bouclier Guyanais révèle des environnements potentiellement favorables à la formation de gisements magmatiques-hydrothermaux et volcanogènes encore sous-estimés dans la métallogénie régionale.



Figure 6.1 Chronologie des ensembles géologiques guyanais et des périodes métallogéniques sur le Bouclier Guyanais. Les âges des formations et des évènements tectoniques sont tirés de Delor *et al.* (2003a,b). La compilation des données de géochronologie des gisements établie d'après Marcoux et Milési (1993); Milési *et al.* (1995); Milési *et al.* (2003); Lafrance *et al.* (1999); Norcross *et al.* (2000); Klein *et al.* (2009) et les références qu'ils citent.

Quelles sont les similitudes et les spécificités que possède le gisement de Montagne d'Or avec les SMV à or? Le gisement de Montagne d'Or peut-il apporter une contribution dans le modèle des SMV à or?

Le gisement de Montagne d'Or présente des altérations assez proches de celles observées dans la mine Bousquet 2-Dumagami (district minier Doyon-Bousquet-LaRonde, Canada), sauf pour l'altération très proximale à andalousite et pyrophyllite qui est absente dans le gisement de Montagne d'Or (Dubé et al. 2007b, 2014). Le gisement de Montagne d'Or présente de fortes similitudes avec le gisement de Westwood (district minier Doyon-Bousquet-LaRonde, Canada), notamment les lentilles Nord et Westwood qui présentent essentiellement des altérations à chloritegrenat-biotite-carbonate ± séricite-pyrite, ainsi que des altérations argileuses proximales métamorphisées en assemblage à séricite-quartz-pyrite (Yergeau 2015). Ce dernier présente aussi des rétromorphose d'andalousite en séricite-quartz peu commune qui sont présentes de manière anecdotique sur le gisement de Montagne d'Or (Yergeau 2015). Cette rétromorphose implique une substitution d'un Al au détriment d'un Si et l'ajout de K dans la pyrophyllite pour former la séricite (Meunier 2005). Néanmoins, pour ces gisements SMV à or, la minéralisation comprend des lentilles de sulfures massifs qui se forment pour la plupart sur le fond marin. Des processus de remplacement sont documentés, mais plutôt rares dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde (Canada), sauf pour le gisement de Westwood ou ce processus est dominant (Dubé et al. 2007b, 2014; Mercier-Langevin et al. 2007; Yergeau 2015). La mise en place de filons-conches, de dôme et de coulées massives imperméables pardessus des roches volcanoclastiques favorise les minéralisations par processus de remplacement (Mercier-Langevin et al. 2007; Yergeau 2015) Contrairement à ces derniers gisements, les filons-couches sont nombreux et puissants sur le site de Montagne d'Or et peuvent expliquer l'expression de la minéralisation uniquement par

remplacement. Enfin, ces processus de remplacement tendent à favoriser l'enrichissement en or (Mercier-Langevin *et al.* 2007; Yergeau 2015).

Les SMV du district de Doyon-Bousquet-LaRonde montrent des paragenèses de métaux traces similaires à celles du gisement de Montagne d'Or, tel que des sulfosels Bi-Ag, des tellurures et du Bi natif. Plus particulièrement, le gisement de Bousquet 2 se rapproche de la minéralisation de Montagne d'Or, avec sa paragenèse sulfurée qui est dominée par de la pyrite-chalcopyrite-bornite avec la sphalérite et la galène en phase mineure (Dubé *et al.* 2007a). Cependant, le style de minéralisation est différent pour ces gisements qui présentent des zones de veines de sulfures en stockwerk surmontées de lentilles de sulfures massifs. De plus, ils contiennent des teneurs en Au, Cu et Zn plus élevés que sur le gisement de Montagne d'Or.

Le gisement SMV à or de Rainy River (Canada) possède des caractéristiques similaires à celles du gisement de Montagne d'Or, telles que : i) une stratigraphie bimodale avec une minéralisation intimement liée à des coulées ou des dômes dacitiques subvolcaniques se rapprochant des intrusions de QFP clairs de Montagne d'Or, ii) une minéralisation exprimée par des pyrites disséminées et en veinules, iii) une enveloppe d'altération principalement composée de séricite et de chlorite et, iv) une zonalité métallique entre les lentilles évoluant depuis des affinités à Au-Ag-As-Pb-Zn±Cu vers des affinités à Au-Cu±Bi±Zn (Pelletier 2016). Seuls les affinités volcaniques (c. à d. source magmatique), les aluminosilicates abondants et l'omniprésence des carbonates dans l'ensemble du gisement de Rainy River contrastent avec le gisement de Montagne d'Or.

Le gisement de Montagne d'Or montre une forte influence magmatique qui est souvent identifiée dans les gisements des SMV aurifères (Hannington *et al.* 1999; Huston 2000; Mercier-Langevin *et al.* 2011, 2015). Cette influence magmatique est présente à la fois dans la LFZ-FWZ, où la minéralisation contient une suite d'éléments métalliques à affinité épithermale (As, Sb, Au, Ag), et aussi dans la UFZ-HWZ qui présente des affinités magmatiques (Au, Cu, Bi, Te). La coexistence de signatures épithermales et magmatiques associées à une intrusion au sein d'un même gisement s'observe notamment à Westwood et LaRonde-Penna (Mercier-Langevin 2005; Dubé *et al.* 2007b). Le gisement de Montagne d'Or constitue donc un nouvel exemple de gisement SMV à or présentant ce genre de double signature métallique. Contrairement à la distribution classique des métaux dans les SMV à or, le gisement de Montagne d'Or présente les zones les plus riches en métaux de base à la base de la séquence et les minéralisations à Au-Cu au sommet. Ce type de configuration est observé sur le gisement de LaRonde-Penna ou des lentilles à Zn-Au-Cu sont sous-jacentes (Zone 6 et 7) à la minéralisation principale à Cu-Au (Mercier-Langevin 2005; Mercier-Langevin *et al.* 2007; Dubé *et al.* 2007b, 2014). Pour le gisement de Montagne d'Or, la formation de la minéralisation à Zn, As, Pb, Cd, Au et \pm Ag est interprété comme l'initiation du système SMV par des fluides de température modérée à faible.

Contrairement à de nombreux gisements de SMV à or notamment ceux du type aurifère et riche en or de la classification de Mercier-Langevin *et al.* (2011), le gisement de Montagne d'Or ne possède pas d'altération argileuse avancée ou du moins celle-ci se produit de manière très limitée dans les altérations hyperchloriteuses à rétromorphose d'aluminosilicate. Un apport abondant en eau de mer qui se mélange avec le fluide magmatique ascendant peut entrainer la neutralisation de ce fluide et empêcher la formation de ce type d'altération (Sillitoe *et al.* 1996; Dubé *et al.* 2007a). Les gisements SMV à or, principalement avec une teneur faible à modérée (c.-à-d. <2 g/t), présentent des altérations avec des paragenèses à quartz-séricite ±chlorite (p. ex. Horne, Canada et Yavapai, États-Unis) et sont interprétés comme typiques des systèmes fortement influencés par l'eau de mer comme pour le gisement de Montagne d'Or ce qui rapprochent ces gisements aux modèles de SMV à métaux de base (Hannington *et al.* 1999; Huston *et al.* 2000).

Quel est l'impact du métamorphisme combiné à la déformation sur la minéralisation sulfurée synvolcanique? Le gisement de Montagne d'Or présente-t-il des structures attestant d'une remobilisation de la minéralisation primaire? L'or dans le gisement est-il primaire, relié au système SMV, ou secondaire, associé à la déformation par le biais d'un fluide orogénique ou bien de la combinaison des deux processus?

Le gisement de Montagne d'Or a atteint des conditions P-T maximale de 490 °C et 3,8 kbar. Dans ces conditions, la minéralisation sulfurée synvolcanique du gisement a subi de profonds changements : i) les pyrites recristallisent; ii) une désulfurisation du minerai se produit notamment avec la transformation de la pyrite en pyrrhotite; iii) les éléments traces, précieux et chalcophiles, piégés dans les sulfures primaires, sont libérés par la recristallisation; et iv) les conditions sont réunies pour qu'une fusion des minéraux précieux et traces se produisent, bien que ce genre de processus soit difficile à démontrer, cependant le gisement contient localement des figures d'intercroissance de sulfosels de bismuth pouvant provenir de sulfosels fondus (Frost *et al.* 2002; Tomkins *et al.* 2007).

La déformation qui est associée au métamorphisme, génère aussi des transformations du minerai, comme la formation de structure « durchbewegung » ainsi que des processus de fluage et de migration des phases sulfurées les plus ductiles. La libération des éléments traces, précieux et chalcophiles par la recristallisation métamorphique permet de les concentrer lors de la déformation. La minéralisation du gisement de Montagne d'Or montre des remobilisations des phases aurifères et des éléments traces : i) vers les ombres de pression et les zones abritées; ii) dans des fractures tardives et/ou des processus de cataclase par contraste rhéologique de certains sulfures et silicates; iii)
dans les fractures secondaires ductiles, telles que les structures de percement; et iv) dans des veines de quartz secondaires. La remobilisation dans ces dernières structures est souvent l'objet de débat dans le contexte de minéralisations SMV déformés (p. ex. Marquis et al. 1990; Tourigny et al. 1993; Groves et al. 2003; Dubé et al. 2007a). Deux types de veines de quartz ont été identifiés sur le gisement, une provenant d'une phase précoce syn-déformation régionale (D1), vraisemblablement sous la forme de fente de tension (figure 6.2) et une tardive, post-diabase et syn à post-D2 dans un régime cassant. Dans le cadre d'une remobilisation de la minéralisation, ces structures présentent des enrichissements en métaux et en éléments traces dans la limite des corps minéralisés synvolcaniques (Dubé et al. 2007a), ce qui est le cas dans le gisement de Montagne d'Or. Enfin, deux de ces structures ont été analysées pour les isotopes du plomb et montrent une source unique de plomb ainsi qu'un âge isochrone associé de 2156 ± 190 Ma. Bien que l'incertitude soit importante, l'âge est cohérent avec l'âge de formation des roches volcaniques. Les signatures isotopiques du plomb de ces structures sont identiques avec celles des phases sulfurées synvolcaniques et confirment le caractère remobilisé de la minéralisation de ces veines de quartz secondaires.

Montagne d'Or constitue-t-il le seul exemple de gisement SMV sur le Bouclier Guyanais ? Sinon, en quoi ce gisement d'or est-il unique ? Quelles similitudes et particularités partagent le gisement de Montagne d'Or avec les gisements volcanogéniques suggérés ou confirmés sur le Bouclier Guyanais et le Bouclier Ouest-Africain d'après les connaissances actuelles ?

La synthèse de la littérature régionale montre qu'il existe d'autres gisements synvolcaniques dont certains sont aurifères sur le Bouclier Guyanais, ou qui présentent des caractéristiques compatibles avec les SMV. Les gisements SMV sont rares à l'échelle du Bouclier Guyanais alors que classiquement, ce type de gisement forme d'importants districts comprenant des dizaines de systèmes minéralisés (Franklin *et al.*

2005). Nous attribuons cette rareté au caractère sous-exploré du bouclier, la sousévaluation du potentiel de ces gisements et l'absence de recherches et de publications sur ce genre de systèmes minéralisés.

Le Bouclier Guyanais, par cette présente étude, révèle quatre autres gisements volcanogènes en plus du gisement de Montagne d'Or. Parmi ces gisements, trois présentent des caractéristiques très similaires au gisement de Montagne d'Or et deux contiennent de l'or dans leurs minéralisations. Cependant, beaucoup de leurs caractéristiques demeurent inconnues. Le gisement de Dorlin (Guyane française), le seul gisement synvolcanique de la classification de Milési *et al.* (2003), constitue un cas particulier, car il est considéré comme un système exhalatif de type tourmalinite aurifère et ne constitue donc pas un SMV à proprement dit, mais un système volcanogène similaire au gisement de sulfure massif à Zn-Pb-Ag de Sullivan encaissé dans des sédiments (Colombie-Britannique, Canada ; Milési *et al.* 1988; Lerouge *et al.* 1999; Milési *et al.* 2003; Jébrak et Marcoux 2008; Pirajno 2009). À notre connaissance, le gisement de Montagne d'Or est unique au sein du Bouclier Guyanais, et ce par le mode de mise en place de la minéralisation qui se fait par un processus de remplacement sous le fond marin et par son contenu métallique, riche notamment en métaux traces.

La partie sud du Bouclier Ouest-Africain, le domaine Baoulé Mossi, partage une histoire géologique commune avec le Bouclier Guyanais et présente un cadre géodynamique assez similaire entre 2160 et 2140 Ma. Ce cadre comprend un environnement complexe d'arcs et de bassins d'arrière-arc avec des unités sédimentaires qui se déposent dans un environnement profond (Grenholm *et al.* 2019). La figure 6.2 représente la paléo-reconstruction des deux boucliers pendant l'orogénèse Transamazonienne et Birimienne à 2 Ga avec la localisation des gisements d'or ainsi que les gisements volcanogènes aurifères et à métaux de bases. Le domaine de Baoulé

Mossi contient les deux gisements SMV reconnus sur le Bouclier Ouest-Africain avec les gisements de Perkoa et de Nabénia-Tiébélé (Burkina Faso), ce qui parait peu comparativement au Bouclier Guyanais. Ces deux SMV sont zincifères et dépourvus d'or dans leur minéralisation et seul le gisement de Perkoa contient un peu d'argent. Leur environnement géodynamique contraste avec leur équivalent guyanais. Le gisement de Perkoa se met en place dans un environnement de subduction intraocéanique (Schwartz et Melcher 2003) et le gisement de Nabénia-Tiébélé est associé à des rhyolites tholéilitiques (Ilboudo et al. 2017). Ces deux gisements présentent des âges très contrastés. Le gisement de Perkoa est recoupé par une diorite quartzifère avec un âge de 2175 Ma qui fixe un âge minimum de la minéralisation, relativement ancien (Schwartz et Melcher 2003). Le gisement de Nabénia-Tiébélé est significativement plus jeune avec une séquence datée autour de 2156 Ma (Ilboudo et al. 2017). À la lumière de ces données très limitées sur le domaine de Baoulé Mossi, il parait difficile de déterminer le potentiel en gisement SMV. Le contexte géodynamique apparait plutôt favorable à la formation de ce type de gisement, cependant, il est représenté uniquement par deux gisements avec des caractéristiques assez spécifiques. L'environnement du domaine de Baoulé Mossi est possiblement moins favorable à la formation de SMV aurifère que le Bouclier Guyanais. Cependant, comme pour le Bouclier Guyanais, ce territoire reste encore sous-exploré et très peu étudié.



Figure 6.2 Reconstruction paléo-géographique autour de 2 Ga des boucliers Guyanais et Ouest Africain avec la localisation des gisements d'or et de métaux de bases. Modifié de la paléo-reconstruction de Nomade *et al.* (2003) et des cartes géologiques du BRGM de Delor *et al.* (2003a) et de Milési *et al.* (2004).

Conclusion générale : Les amas sulfurés volcanogènes à or, un nouveau potentiel de gisement sur le Bouclier Guyanais ?

Les roches felsiques intrusives et volcaniques de Montagne d'Or représentent un système magmatique multi-cyclique de ≈ 2152 Ma à ≈ 2130 Ma exceptionnellement long. En effet, les systèmes volcaniques les plus longs documentés à notre connaissance peuvent impliquer des périodes de 2,8 à 6,5 Ma entre les roches encaissant les gisements SMV et les roches volcaniques recoupant ou recouvrant celles-ci (Bleeker et Parrish 1996; Galley 2003; Gibson *et al.* 2007; Piercey *et al.* 2008; Piercey 2011). Il apparait nécessaire d'approfondir les contraintes temporelles notamment avec l'utilisation de méthode de datation plus précise (p. ex. TIMS) afin de mieux contraindre les âges de formation des roches volcaniques et intrusives et leur lien avec la minéralisation. Cette confirmation des âges permettrait de définir le gisement SMV de Montagne d'Or comme un exemple de système magmato-hydrothermal à longue période d'activité.

Bien que le gisement de Montagne d'Or n'appartienne pas à la catégorie des gisements SMV aurifères ou riches en or tel que défini dans la classification de Mercier-Langevin *et al.* (2011), il constitue un exemple de gisement SMV dit anomal en or dont seul ce métal précieux est économique sans contribution des métaux usuels, contrairement à de nombreux gisements de cette catégorie. De plus, il présente certaines caractéristiques le rapprochant des SMV à or et aurifères tels : qu'une forte concentration en As, Bi, Cd, Te, Sb, Ag; la présence de zones d'affinité épithermale; une forte influence magmatique; une minéralisation riche en veine de sulfures et en sulfures semi-massifs. Cependant, il présente aussi des altérations plus typiques des SMV à métaux de base. De plus, le mode de mise en place exclusivement par remplacement sans formation de lentille de sulfure avec une forte dissémination de sulfures distingue le gisement de Montagne d'Or des modèles classiques de formation des SMV. Par ses caractéristiques, le gisement de Montagne d'Or a une forte incidence sur la compréhension des modèles de formation des SMV notamment à or.

Les amas sulfurés volcanogènes à or constituent un nouveau potentiel de gisement sur le Bouclier Guyanais. Le gisement de Montagne d'Or constitue le gisement de référence sur le territoire. C'est le premier gisement de ce type à être identifié sur le Bouclier Guyanais par Franklin et al. (2000). Notre étude a confirmé le modèle SMV proposé à l'époque. Il a été considérablement complété et amélioré, permettant ainsi de documenter les caractéristiques complètes de ce type de gisement dans le bouclier Guyanais, dont le potentiel est sous-estimé. En effet, l'étude bibliographique avancée sur des travaux anciens et récents révèle des gisements présentant des caractéristiques similaires à Montagne d'Or ou un modèle de SMV semble le plus approprié. Cependant, il sera nécessaire de réaliser des travaux complémentaires et des études sur ces possibles SMV afin de valider leur typologie. Ces travaux permettront d'avoir une vue d'ensemble sur ce type de gisement dans la région et permettront à terme de définir des guides de prospection à l'échelle du bouclier. Il apparait clairement par cette étude qu'une approche trop sélective de l'exploration sur les types de gisements les plus récurrents (c. à d. orogéniques et paléoplacers) sur les boucliers Guyanais et Ouest-Africain peut limiter la découverte de types de gisements méconnus comme Montagne d'Or. À la lumière de cette étude, il semble nécessaire de réévaluer la métallogénie régionale et de mener des études plus approfondies sur des gisements considérés par défaut comme « atypiques ».

ANNEXE A

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES U-Pb SUR ZIRCON

Tableau A.1 : La méthodologie analytique appliquée au laboratoire du Géotop pour les échantillons datés.

Tableau A.2 : Résultats analytiques de l'échantillon de QFP clair.

Tableau A.3 : Résultats analytiques de l'échantillon de QFP sombre.

Tableau A.4 : Résultats analytiques de l'échantillon de l'intrusion porphyrique à feldspaths.

Tableau A.5 : Résultats analytiques de l'échantillon de tuf felsique.

Tableau A.6 : Résultats analytiques du standard 91500.

Laboratory & Sample Preparatio	n
Laboratory name	Geotop; Université du Québec à Montréal
Sample type/mineral	Zircon
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, $1 \mu m$ polish to finish and thin section
Imaging	Centorus CL imager on a Hitachi S3400N SEM
Laser ablation system	
Make, Model & type	Photon-Machines G2
Ablation cell	Helix two-volume cell
Laser wavelength (nm)	193 nm
Pulse width (ns)	4 ns
Fluence (J.cm ⁻²)	3 J/cm ²
Repetition rate (Hz)	5 Hz
Ablation duration (secs)	30 secs
Ablation pit depth / ablation rate	Not available
Spot diameter (µm) nominal/actual	30 µm
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Comion and	100% He in ablation cell, Ar make-up gas combined using a Y-piece 35% along the sample
Carrier gas	transport line to the torch. Squid smoothing device.
Cell carrier gas flow (1/min)	0.7 l/min in first volume cell
	0.5 l/min in second volume cell
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Nu Instruments, Nu Attom HR-ICP-MS
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power (W)	1300W
Make-up gas flow (l/min)	Ar (ca. 0.75 l/min, optimized daily)
Detection system	Ion counter; full size discrete dynode type
Masses measured	202, 204, 206, 207, 208, 232, 235, 238
Integration time per peak/dwell times (µs)	500µs per isotope, 20 sweeps per cycle
Total integration time per output datapoint (secs)	0.1 seconds
'Sensitivity' as useful yield (%,	0.4% U (NIST 610 = 500ppm, #atoms sampled:
element)	500ppm*85µm*5hz*3J/cm2: >25M cps ²³⁸ U)
IC Dead time (ns)	12 ns
Data Processing	
Gas blank	30 second on-peak zero subtracted
Calibration strategy	91500 used as primary reference material, in-house secondary
Reference Material info	91500 (Wiedenbeck et al. 1995)
Data processing package used / Correction for LIEF	Nu Instruments NuAttom TRA software and Iolite (Paton et al., 2011) for data normalization, uncertainty propagation and age calculation. LIEF correction assumes reference material and samples behave identically.
M ass discrimination	Down-hole correction and standard bracketing (Iolite)
Common-Pb correction,	No common-Pb correction applied to the data.
Uncertainty level & propagation	A ges are quoted at 2σ absolute error propagation is by Jolite
Quality control / Validation	In house secondary standard
Quality control / Validation	Tircon dating using laser ablation are limited to uncertainties of no better than 3% (2 σ) of
Other information	the determined age due to matrix and/or ablation related effects (Klotzli et al., 2009).

Tableau A.1 : La méthodologie analytique appliquée au laboratoire du Géotop pour les échantillons datés.

Comments	Final207 235	Final207 235 Fi	nal206 238 Fir	nal206 238 Er	rorCorrelation	6 38vs7 3
1 1C #84	7.56479723	0.17	0.4119	0.0072	0.48117	
2 11C #85 I core	7.62944916	0.11	0.4173	0.0057	0.5113	
3 11C #86 core	6.43577788	0.11	0.3499	0.0049	0.42642	
4 11C #87 I core	7.6680073	0.18	0.4141	0.0079	0.35918	
5 I1C #88 II core	7.57007252	0.15	0.4079	0.0062	0.56916	
6 I1C #89 II core	7.00583585	0.096	0.3761	0.0041	0.48958	
7 I1C #90 II core	7.07607054	0.077	0.385	0.0034	0.51997	
8 I1C #91 II core	7.1431988	0.11	0.3872	0.0045	0.28494	
9 I1C #92 II core	7.23704544	0.11	0.3888	0.0049	0.47185	
10 I1C #93 III	7.02697423	0.09	0.3809	0.0038	0.46671	
11 11C #94 III core	7.46214281	0.16	0.4003	0.0048	0.43386	
12 11C #95 III rim	7.16017045	0.11	0.3861	0.0054	0.57907	
13 I1C #96 III core	7.01473876	0.1	0.3831	0.0045	0.3516	
14 I1C #97 III core	7.24542027	0.11	0.3881	0.0046	0.48176	
15 I1C #98 IV	7.104813	0.11	0.3834	0.0056	0.35434	
16 I1C #99 IV core+ rim	7.26958512	0.11	0.392	0.0049	0.33808	
17 I1C #100 IV core	7.00180837	0.18	0.377	0.01	0.83698	
18 I1C #101 IV core+ rim	7.01290771	0.18	0.383	0.011	0.91375	
19 I1C #102 V core + crack	7.07360249	0.1	0.382	0.0047	0.35219	
20 I1C #103 V core	7.28066378	0.13	0.3897	0.0049	0.3813	
21 I1C #104 V	7.11999221	0.13	0.3811	0.005	0.40005	
22 I1C #105 V	7.17268306	0.13	0.3941	0.004	0.26216	
23 I1C #106 VI	7.17686082	0.24	0.387	0.014	0.86573	
24 I1C #107 VI	6.81985503	0.16	0.3733	0.0083	0.74552	
25 I1C #108 VI	7.11020825	0.11	0.3857	0.0051	0.38743	
26 I1C #109 VI core + rim	6.28782437	0.1	0.3416	0.0052	0.62097	
27 I1C #110 VI	7.08627366	0.1	0.3807	0.0039	0.50064	
28 I1C #111 VII core	7.49338642	0.14	0.4002	0.0058	0.47011	
29 I1C #111 VII white rim	5.86333045	0.089	0.3183	0.004	0.56839	
30 I1C #112 VII	7.69003088	0.15	0.4104	0.0075	0.64	
31 I1C #113 VII	6.88614636	0.1	0.3716	0.005	0.52226	
32 I1C #114 VII rim	7.2122684	0.12	0.393	0.0049	0.30278	
33 I1C #115 VII core + rim	6.72160588	0.093	0.3682	0.0037	0.45066	
34 I1C #116 VII core + rim	6.76475818	0.11	0.3731	0.0046	0.46881	
35 I1C #117 VIII	7.10797735	0.12	0.3879	0.0036	0.11937	
36 I1C #118 VIII	6.8612535	0.12	0.375	0.0049	0.37918	
37 I1C #119 VIII	6.88242773	0.17	0.3673	0.0081	0.72936	
38 I1C #120 VIII	7.26499234	0.14	0.4013	0.0046	0.43795	
39 I1C #121 VIII core	7.21446759	0.13	0.3949	0.0065	0.76939	
40 I1C #121 VIII rim	7.09164271	0.12	0.3873	0.0051	0.43871	
41 I1C #122 Spe	6.86288324	0.15	0.3788	0.0065	0.55508	
42 I1C #123 Spe	7.15554319	0.18	0.3989	0.0071	0.33479	
43 I1C #124 Spe	7.28670706	0.16	0.3906	0.0059	0.4467	
44 I1C #125 Spe core	7.23687171	0.16	0.3914	0.0061	0.24486	
45 I1C #125 Spe rim	7.48639453	0.096	0.4055	0.0046	0.59371	
46 I1C #126 Spe	7.21866466	0.15	0.3881	0.0054	0.51538	
47 I1C #127 Spe	7.44831207	0.14	0.4077	0.0062	0.44795	
48 I1C #128 Spe core + rim	7.323652	0.13	0.4027	0.0044	0.34293	
49 I1C #129 Spe core + rim	7.3327838	0.1	0.3899	0.0046	0.43245	
50 I1C #132 I core	7.21994832	0.11	0.4028	0.0043	0.36596	
51 I1C #130 I	7.31494764	0.16	0.4004	0.0057	0.32156	
52 I1C #137 II	7.16283842	0.099	0.3906	0.0039	0.29415	
53 I1C #134 II	7.32319976	0.15	0.4039	0.0054	0.33052	
54 I1C #139 III	7.12696343	0.11	0.3907	0.0053	0.46354	
55 I1C #144 VI rim	7.23807954	0.14	0.395	0.0059	0.42546	
56 I1C #146 V	7.43304186	0.16	0.3935	0.0058	0.29818	
57 I1C #153 VI	7.20252029	0.11	0.391	0.0043	0.2688	
58 I1C #155 VII	7.32112466	0.18	0.391	0.0077	0.40889	
59 I1C #158 VII core	6.94278746	0.13	0.3769	0.0065	0.82646	
60 I1C #160 VIII	7.60866789	0.17	0.4146	0.0087	0.67018	
61 I1C #164 VIII core+ rim	7.65546298	0.12	0.4159	0.0049	0.43098	

Tableau A.2 : Résultats analytiques de l'échantillon de QFP clair.

C	Comments	Final207_235	Final207_235	Final206_238	Final206_238	ErrorCorrelation_6_38vs7_3
11	1P-A #1 II	7.23048511	0.079	0.3873	0.0041	0.63585
2 1	1P-A #2 II	7.45827666	0.067	0.4061	0.003	0.58538
3 1:	1P-A #3 II	7.67489717	0.092	0.4154	0.0055	0.78201
4 1	1P-A #4 Rejected for ag	7.9441837	0.1	0.4221	0.0047	0.82086
51.	1P-A #51 1P-A #61	7.58167374	0.083	0.4158	0.0036	0.0511
7 1	1P-A #7 IV	7.50589765	0.087	0.409	0.0044	0.73637
8 13	1P-A #8 IV	7.65822748	0.08	0.41	0.004	0.81097
9 1:	1P-A #9 IV	7.65743604	0.077	0.4182	0.0038	0.69195
10 1	1P-A #10 IV	7.58042455	0.097	0.4109	0.0042	0.70361
11 13	1P-A #11 III	7.75330125	0.11	0.4209	0.0052	0.68198
12 I:	1P-A #12 III	7.5236759	0.088	0.4054	0.0042	0.66915
13 13	1P-A #13 III	7.67186381	0.096	0.414	0.0053	0.45886
14 13	1P-A #14 VI	7.64873857	0.075	0.4067	0.0038	0.68011
15 1.	1P-A #15 VI 1D A #16 VI	7.44/64335	0.086	0.4031	0.0044	0.09350
17 1	1P-Δ #17 V	7 95356506	0.12	0.4271	0.0050	0.89054
18 13	1P-A #18 V	7.39444456	0.082	0.4061	0.0041	0.79008
19 H	1P-A #19 V Rejected for a	7.15293588	0.09	0.3743	0.0054	0.79228
20 1	1P-A #18 bis Spe	7.75357425	0.08	0.4206	0.0042	0.66462
21 I:	1P-A #19 bis Spe	7.37563139	0.088	0.4016	0.0048	0.79973
22 I	1P-A #20 Spe	7.4082924	0.09	0.398	0.0046	0.64568
23 1	1P-A #21 Spe	7.63045844	0.1	0.4161	0.0052	0.8246
24 1	1P-A #22 VII	7.68330233	0.078	0.4171	0.0048	0.67821
25 1	1P-A #23 VII 1D A #24 VII	7.80791	0.1	0.4245	0.0049	0.75179
201.	1P-A #24 VII 1P-A #25 VII Rejected for	7.40419998	0.085	0.4040	0.0036	0.70751
28 1	1P-B #50 I	7.46260747	0.075	0.4091	0.0035	0.38136
29 1	1P-B #51 I	7.75301998	0.075	0.4212	0.0041	0.54766
30 1:	1P-B #52 I	7.60520159	0.093	0.4141	0.0052	0.48518
31 I:	1P-B #53 II	7.55505187	0.13	0.408	0.0064	0.2669
32 I:	1P-B #54 II	7.2236435	0.079	0.3969	0.0035	0.6077
33 I:	1P-B #55 II	7.45210515	0.061	0.408	0.0028	0.61823
34 I:	1P-B #56 III	7.39654502	0.077	0.4064	0.0038	0.38477
35 1	1P-B #57 III	7.50232518	0.1	0.4119	0.0054	0.67359
36 1	1P-B #58 III	7.83421751	0.078	0.4285	0.004	0.6852
37 1.	1P-B #59 IV 1P-B #60 IV	6 65706701	0.073	0.4101	0.0038	0.05825
39 1	1P-B #61 IV	7.48046844	0.082	0.4107	0.0037	0.5025
40 1	1P-B #62 V	7.11063981	0.072	0.3901	0.0036	0.69342
41 1	1P-B #63 V	7.32788492	0.072	0.3993	0.0031	0.60136
42 I:	1P-B #63 bis V	7.4297355	0.068	0.4104	0.0034	0.61807
43 I	1P-B #64 VI	7.7017231	0.096	0.4181	0.0051	0.65021
44 1	1P-B #65 VI	6.90855048	0.082	0.3793	0.0038	0.66863
45 I:	1P-B #66 VI	7.31617891	0.088	0.3951	0.0045	0.75575
46 13	1P-B #67 VII	7.29708032	0.061	0.3981	0.0028	0.6305
4/13	1P-B #68 VII 1B B #60 VII	/.318436	0.076	0.4015	0.0037	0.68912
401.	1P-B #09 VII	6 90150067	0.18	0.2033	0.0055	0.54800
50 1	1P-A #26 II	7.85625763	0.075	0.4333	0.0037	0.56117
51 1	1P-A #27 II	7.23074984	0.066	0.3946	0.003	0.55672
52 I:	1P-A #28 II	7.76497417	0.08	0.4299	0.0033	0.54211
53 I:	1P-A #29 II	8.06767592	0.077	0.447	0.0039	0.72081
54 I:	1P-A #30 II	7.75817669	0.078	0.4315	0.0036	0.67394
55 I:	1P-A #31 I	7.96017502	0.089	0.4377	0.0041	0.71439
56 1	1P-A #32 I	7.80191222	0.082	0.4336	0.0042	0.5212
5/13	1P-A #33 1D A #34 V	8.19081242	0.11	0.4497	0.0048	0.53863
59 1	1P-A #34 IV 1P-Δ #35 IV	8 04527732	0.084	0.4399	0.0044	0.44812
60 1	1P-A #36 IV	8.02502964	0.11	0.446	0.004	0.51296
61 1	1P-A #37 IV	8.01515192	0.077	0.4424	0.004	0.73836
62 1	1P-A #38 III	7.98385688	0.075	0.4447	0.0038	0.7258
63 H	1P-A #39 III Rejected for-	8.38569614	0.061	0.428	0.0033	0.19036
64 I:	1P-A #40 III	8.18860082	0.083	0.4537	0.005	0.80434
65 I:	1P-A #41 III	8.04835342	0.068	0.4532	0.0032	0.58783
66 H	1P-A #42 III Rejected for	8.84250913	0.15	0.4429	0.0048	0.79889
6/1	1P-A #43 VI	7.90280729	0.088	0.4382	0.005	0.63662
60 1	1P-A #44 VI 1P-Δ #45 V	7 76250261	0.094	0.4197	0.0057	0.70089
70 1	1P-Δ #46 V	8 10497246	0.083	0.4230	0.0044	0.5100
71 1	1P-A #47 V	7.78558585	0.075	0.4281	0.0037	0.67113
72 1	1P-A #48 VII	8.32467611	0.09	0.4591	0.0045	0.74552
73 I:	1P-A #49 VII	8.31307475	0.097	0.4645	0.0053	0.67366
74 1	1P-B #71 II	8.50394755	0.13	0.4676	0.0067	0.49322
75 I:	1P-B #72 II	8.06915676	0.083	0.4464	0.0041	0.48543
76 1	1P-B #73 I	8.45302571	0.13	0.4648	0.0058	0.68344
77 1:	1P-B #74 I	8.34396676	0.097	0.4595	0.0047	0.44961
/8 1	1P-B#75 IV	8.02646911	0.11	0.4437	0.0055	0.54325
79 13	1P-B #75 III	8 16611207	0.086	0.4596	0.0043	0.44199
81 1	1P-R #78 V	7 97352722	0.095	0.4528	0.005	0.37313
82 1	1P-B #79 V	7.54016773	0.12	0.4165	0.0048	0.81976
83 1	1P-B #80 V	8.02801612	0.088	0.4391	0.0039	0.52405
84 1	1P-B #81 VII	6.74973064	0.12	0.3703	0.0059	0.76762
85 I:	1P-B #82 VII	8.04525939	0.098	0.4444	0.0043	0.66014
86.11	1P-B #83 VI	7.91132	0.093	0.4298	0.0041	0.54796

Tableau A.3 : Résultats analytiques de l'échantillon de QFP sombre.

	Comments	Final207 235	Final207 235	Final206 238	Final206 238	ErrorCorrelation 6 38vs7 3
1	I2P #252 I	7.60460181	0.12	0.4207	0.0072	0.78819
2	I2P #253 I	7.54921955	0.13	0.417	0.0047	0.73961
3	I2P #254 I	7.51571195	0.13	0.4117	0.0059	0.53872
4	I2P #255 I	7.73075787	0.14	0.4238	0.0055	0.38717
5	I2P #256 I	7.46807993	0.095	0.4094	0.0036	0.33983
6	I2P #257 I core + rim	7.1346006	0.1	0.395	0.0049	0.46499
7	I2P #258 II rim	7.81509907	0.11	0.4281	0.0056	0.48058
8	12P #259 II core + rim	7.50451196	0.12	0.4139	0.0057	0.45184
9	I2P #260 II core (+ rim)	7.6143127	0.077	0.419	0.0035	0.46539
10	I2P #261 II rim	7.23635742	0.12	0.3979	0.0054	0.6472
11	I2P #262 III homo zone	7.40746512	0.12	0.407	0.0052	0.33672
12	12P #263 III core	7.81662678	0.088	0.4321	0.0034	0.66485
13	I2P #264 III	7.77168066	0.095	0.4306	0.0045	0.56653
14	12P #265 III core	7.89780501	0.11	0.4346	0.0051	0.63463
15	12P #266 III core	7.74821762	0.11	0.4293	0.0047	0.18519
16	12P #267 IV	7.65076817	0.12	0.4252	0.0063	0.64395
17	12P #268 IV core	7,71694367	0.15	0.4205	0.0057	0.3914
18	12P #269 IV	7.6698935	0.091	0.4211	0.0038	0.4532
19	12P #270 IV	7.40100544	0.12	0.4045	0.0064	0.55165
20	I2P #271 V	7.38366703	0.13	0.406	0.0057	0.50741
21	I2P #272 V	7.74973154	0.11	0.4307	0.0047	0.5425
22	I2P #273 V core + rim	7.48279724	0.093	0.4194	0.004	0.33318
23	12P #274 V core + rim	7.73614346	0.091	0.427	0.0042	0.51782
24	12P #275 V core + rim	7.62849228	0.092	0.4217	0.0046	0.52359
25	12P #276 VI rim	7.51029602	0.12	0.4158	0.0063	0.36323
26	12P #277 VI core + rim	8.01156152	0.089	0.4382	0.0043	0.41162
27	12P #278 VI core + rim	7.69832987	0.096	0.4285	0.0037	0.49422
28	12P #279 VII rim	7.84501351	0.13	0.434	0.0056	0.61344
29	12P #280 VII	7.75242433	0.11	0.4266	0.0043	0.35155
30	I2P #281 VII core + rim	7.93112647	0.13	0.4435	0.0052	0.51599
31	12P #282 VII	7.93477339	0.13	0.442	0.0062	0.61194
32	12P #283 Spe	6.76987215	0.14	0.3774	0.0053	0.25624
33	12P #284 Spe	8.13950037	0.11	0.4479	0.006	0.70373
34	I2P #285 Spe core	7.40928514	0.18	0.414	0.0099	0.74715
35	12P #285 Spe rim	7.84426896	0.091	0.431	0.0044	0.48942
36	12P #286 Spe	7.55398882	0.16	0.4179	0.0088	0.82072
37	I2P #287 Spe core	7.85447208	0.085	0.4382	0.0039	0.49832
38	12P #287 Spe rim	7.3283868	0.099	0.4117	0.0042	0.49777
39	I2P #288 Spe core	7.66970185	0.081	0.4256	0.0035	0.4012
40	I2P #289 I	7.40605874	0.2	0.406	0.012	0.78816
41	I2P #290 I	7.41964406	0.11	0.4043	0.0049	0.34342
42	I2P #291 I	7.57180153	0.1	0.4154	0.0042	0.40825
43	I2P #297 II core	7.02429108	0.11	0.3883	0.0053	0.47785
44	I2P #298 III core	7.57153818	0.087	0.4157	0.0051	0.56364
45	I2P #301 IV	7.32889007	0.11	0.4036	0.0055	0.4561
46	I2P #303 IV	7.27651221	0.09	0.3992	0.0041	0.29779
47	I2P #306 V rim	7.5086001	0.11	0.411	0.0043	0.3959
48	I2P #307 VI rim	7.08893612	0.07	0.3857	0.0033	0.46787
49	I2P #308 VII	7.26376107	0.11	0.3967	0.0049	0.2779
50	I2P #309 VII	7.51032084	0.11	0.4071	0.005	0.2979

Tableau A.4 : Résultats analytiques de l'échantillon de l'intrusion porphyrique à feldspaths.

	Comments	Final207 235	Final207 235	Final206 238	Final206 238	FrrorCorrelatio	n 6 38vs7 3
1	T1-A #165 I core	6.93575006	0.099	0.3768	0.0052	0.56071	
2	T1-A #166 I	6.9429474	0.099	0.373	0.0041	0.44996	
3	T1-A #167 I	7.60220683	0.15	0.4177	0.0055	0.4893	
4	T1-A #168 II	7.21539139	0.13	0.3885	0.0055	0.24123	
5	T1-A #169 II	7.43095987	0.11	0.401	0.004	0.21876	
7	T1-A #170 III rim	7 3/70285/	0.095	0.3939	0.0044	0.3751	
8	T1-Δ #172 III	7 32923477	0.12	0.3961	0.0043	0.36165	
9	T1-A #173 IV core	7.75213065	0.16	0.4125	0.0062	0.63708	
10	T1-A #174 IV core	7.27759319	0.11	0.3904	0.0055	0.44445	
11	T1-A #175 IV core	7.04827117	0.1	0.3832	0.0039	0.47532	
12	T1-A #176 V	7.49292314	0.16	0.399	0.0054	0.38066	
13	T1-A #177 V	6.55472558	0.12	0.3561	0.0059	0.68697	
14	T1-A #178 V rim	7.29209265	0.12	0.3906	0.0046	0.32078	
15	T1-A #179 VI	5.79962576	0.13	0.3165	0.0066	0.64791	
10	11-A #180 VI core	7.10583883	0.088	0.3846	0.0033	0.42255	
19	T1-A #181 VI	7 20/01/02	0.15	0.3991	0.0053	0.60921	
10	T1-A #183 VII rim	7.05477911	0.10	0.3807	0.0038	0.53831	
20	T1-A #184 VII	7.19628122	0.16	0.3945	0.0061	0.35417	
21	T1-A #185 Spe core	4.5496236	0.14	0.2437	0.0058	0.64918	
22	T1-A #185 Spe rim	7.26193002	0.09	0.3966	0.0039	0.47976	
23	T1-B #215 I	6.94862116	0.13	0.3815	0.0049	0.47045	
24	T1-B #216 I	7.36592739	0.13	0.3969	0.004	0.4033	
25	T1-B #217 III core + rim	7.05627787	0.1	0.3845	0.0046	0.38021	
26	11-B #218 III	7.1810703	0.12	0.3913	0.0048	0.4848	
27	11-B #219 III	6.78187047	0.08	0.3622	0.0036	0.54957	
∠ŏ 20	T1-B #220 IV	7 03031504	0.15	0.3792	0.0059	0.2409	
30	T1-B #221 IV	7 16596554	0.13	0.3703	0.0043	0.32493	
31	T1-B #223 V	7.14082726	0.14	0.3842	0.0045	0.39145	
32	T1-B #224 V rim topo	7.30614538	0.13	0.3902	0.0041	0.27962	
33	T1-B #225 V core	6.52645328	0.08	0.3445	0.0033	0.52497	
34	T1-B #226 VI core	6.49700487	0.15	0.3527	0.0076	0.64607	
35	T1-B #227 VI core Rejecte	7.06033843	0.15	0.3556	0.0061	0.8613	
36	T1-B #228 VI	6.95745238	0.11	0.3794	0.0043	0.28577	
37	T1-B #229 VII core (+rim)	6.3136355	0.11	0.3469	0.0043	0.423	
38	11-B #230 VII	7.30839558	0.11	0.3938	0.0045	0.47386	
39	T1-B #231 VII COTE	7.24038081	0.15	0.3925	0.004	0.5555	
40	T1-B #233 Sne core	5 81395838	0.003	0.4051	0.0042	0.02125	
42	T1-A #186 core	7.81150867	0.12	0.4292	0.0051	0.60006	
43	T1-A #187 I core	8.03507282	0.14	0.4336	0.0055	0.38366	
44	T1-A #188 I	8.09946002	0.16	0.4374	0.005	0.22247	
45	T1-A #189 II	6.17095728	0.087	0.334	0.0037	0.76518	
46	T1-A #190 II core	7.45476072	0.1	0.4002	0.0036	0.31301	
47	T1-A #191 II	7.8568836	0.14	0.4243	0.0048	0.32532	
48	T1-A #192 II Rejected for	2.38162882	0.052	0.217	0.0027	0.39347	
49	T1-A #193 III core	4.70295168	0.087	0.2497	0.0042	0.67185	
50	T1-A #194 III T1-A #195 III rim	6 977/670/	0.13	0.4132	0.0053	0.2751	
52	T1-A #196 III core + rim	7.52556486	0.16	0.4046	0.0057	0.49073	
53	T1-A #197 IV core	7.67313782	0.12	0.4098	0.0049	0.60841	
54	T1-A #198 IV core	7.72795477	0.16	0.4211	0.0068	0.59187	
55	T1-A #198 IV rim	6.55951691	0.087	0.3577	0.0038	0.53416	
56	T1-A #199 IV	7.46060959	0.13	0.4026	0.0044	0.3577	
57	T1-A #200 IV	7.55944887	0.12	0.3999	0.0047	0.47483	
58	T1-A #201 IV	8.19324738	0.15	0.4379	0.0059	0.33552	
59	T1-A #202 IV	7.96088373	0.13	0.4351	0.0052	0.5364	
6U 61	T1-A #203 IV	7.58581979	0.14	0.4115	0.0057	0.35361	
62	T1-A #204 IV	7 75610849	0.12	0.3331	0.0041	0.335506	
63	T1-A #206 V core + rim	7.62470058	0.11	0.4133	0.0039	0.28048	
64	T1-A #207 V core + rim	7.95211732	0.14	0.4269	0.0055	0.25899	
65	T1-A #208 VI core	7.9613084	0.13	0.4293	0.0046	0.12446	
66	T1-A #209 VI rim	7.77850572	0.13	0.4136	0.0038	0.20118	
67	T1-A #210 VI core + rim	7.63248528	0.11	0.42	0.0041	0.37615	
68	T1-A #211 VI core + rim	6.33435749	0.089	0.3431	0.0051	0.7992	
69 	T1-A #212 VI core	7.95018148	0.11	0.4287	0.0043	0.35506	
70	T1-A #213 VI core	7.38184839	0.11	0.3957	0.0046	0.59862	
71	T1-A #214 VI COTE	2 22727478	0.096	0.4208	0.0052	0.54305	
73	T1-B #235 III core + rim	7 4505278	0.12	0.4475	0.0041	0.077162	
74	T1-B #236 IV	7.67041607	0.16	0.413	0.0054	0.52107	
75	T1-B #237 IV	8.43223754	0.18	0.4581	0.0059	0.43526	
76	T1-B #238 V rim	7.79207311	0.1	0.4208	0.0042	0.27349	
77	T1-B #239 V rim	6.79373366	0.11	0.3623	0.0048	0.53411	
78	T1-B #240 VI rim	7.19013866	0.12	0.3915	0.0043	0.38369	
79	T1-B #241 VI core inclu	7.49582414	0.11	0.4033	0.0037	0.35112	
80	11-B #242 VI rim	7.31867867	0.12	0.3982	0.0039	0.33461	
81 87	11-0 #243 VI CORE + rim	7 31039391	0.084	0.3249	0.004	0./3365	
97 83	T1-B #245 VI core + rim	7.38644118	0.13	0.3542	0.0046	0.54715	
84	T1-B #246 VII rim	7.66377577	0.11	0.4093	0.0040	0,32908	
85	T1-B #247 VII rim	7.26973955	0.13	0.3923	0.0065	0.42565	
86	T1-B #248 VII	7.20859804	0.13	0.3928	0.0053	0.32189	
87	T1-B #249 VII	7.1871963	0.098	0.3943	0.005	0.562	
88	T1-B #250 VII	5.94235224	0.079	0.3265	0.004	0.70549	
89	T1-B #251 VII core + rim	7.42813057	0.11	0.3973	0.004	0 37143	

Tableau A.5 : Résultats analytiques de l'échantillon de tuf felsique.

Comments	Einal207 225	Einal207 225	Einal206 228	Einal206 228	ErrorCorrelati	00 6 28/67 2
91500	1 88/176307	0.061	0 1801	0.003	0 27673	011_0_38837_3
91500 1	1 83602387	0.001	0.1785	0.0024	0 23728	
91500_2	1 85042406	0.040	0.1799	0.0024	0.065984	
91500_2	1 8315083	0.042	0.1783	0.0021	0.08585	
91500_3	1 8458685	0.04	0.1785	0.0023	0.058949	
91500_4	1 86363572	0.044	0 1807	0.0023	0 24614	
91500_5	1 86467257	0.043	0.1796	0.0023	0.39689	
91500_0	1 8315083	0.043	0.1790	0.0022	0 32969	
91500_7	1 84988081	0.043	0.1705	0.002	0.32303	
91500_0	1 875/217	0.054	0.1816	0.0021	0.31312	
91500_5	1 920/701/	0.034	0.1010	0.0021	0.31312	
91500_10	1 92256271	0.040	0.1795	0.0021	0.20313	
91500_11	1 80/26265	0.044	0.1783	0.0023	0.20284	
91500_12	1 82156026	0.047	0.1782	0.0027	0.13901	
91500_13	1.02130020	0.043	0.1795	0.0022	0.13180	
91500_14	1.04517550	0.047	0.1800	0.0024	0.20031	
01500_15	1.04322322	0.044	0.1782	0.0021	0.28029	
91500_10	1.84095577	0.044	0.1797	0.0020	0.30434	
91500_17	1.00091121	0.040	0.179	0.003	0.26564	
91500_18	1.0500925	0.041	0.1765	0.0022	0.20911	
91500_19	1.80157303	0.045	0.1805	0.0026	0.20535	
91500_20	1.80323311	0.038	0.1797	0.0022	0.15345	
91500_21	1 9/200957	0.045	0.1765	0.0023	0.2505	
91500_22	1.04300037	0.040	0.1612	0.0027	0.19557	
91500_25	1.07295009	0.048	0.1778	0.0024	0.1255	
91500_24	1.82882377	0.044	0.1778	0.0023	0.20277	
91500_25	1.04/514/9	0.049	0.1801	0.0023	0.21608	
91500_20	1.8/0/8342	0.051	0.179	0.0022	0.21100	
91500_27	1.84400481	0.052	0.1791	0.0026	0.26437	
91500_28	1.84193892	0.047	0.1825	0.0028	0.25224	
91500_29	1.88085060	0.047	0.1791	0.0024	0.17596	
91500_30	1.88085969	0.047	0.1814	0.0024	0.32052	
91500_51	1.80171952	0.039	0.1734	0.0019	0.20529	
91500_32	1.83700006	0.04	0.1798	0.0027	0.31508	
91500_55	1.97405554	0.030	0.1845	0.0033	0.20373	
91500_34	1.79273044	0.049	0.1769	0.0028	0.37864	
91500_35	1.83002387	0.046	0.1785	0.0021	0.31355	
91500_50	1.0740255	0.042	0.1815	0.0023	0.25271	
91500_37	1.03003330	0.041	0.1793	0.0024	0.30252	
91500_38	1.87302103	0.040	0.1797	0.0018	0.31339	
91500_59	1.05229047	0.037	0.1777	0.0010	0.23274	
91500_40	1.00142274	0.044	0.1817	0.0019	0.0807	
91500_41	1.85017829	0.038	0.1778	0.0018	0.22021	
91500_42	1 92617024	0.04	0.1785	0.0016	0.23433	
91500_43	1 995 22772	0.030	0.1785	0.0010	0.20033	
91500_44	1 85616124	0.040	0.1752	0.0010	0.27212	
91500_45	1 9/29002	0.044	0.1307	0.002	0.31313	
91500_40	1 85556608	0.047	0.1703	0.0010	0.37350	
91500_47	1 81122/77	0.045	0.1004	0.0019	0.32215	
91500_40	1 9722/609	0.041	0.1700	0.0019	0.30333	
91500_50	1 80777620	0.04	0.1001	0.0018	0.20311	
91500_51	1 92583329	0.033	0.1822	0.0024	0 21607	
91500_52	1 92198102	0.055	0 1778	0.0023	0 20232	
91500_53	1 81073/77	0.05	0.1202	0.0027	0 30506	
91500_54	1 83077505	0.031	0.1005	0.0025	0.30300	
91500_55	1 81901775	0.058	0 1779	0.0025	0.30-03	
91500_56	1 85762415	0.055	0 1206	0.003	0.208	
91500 57	1 85373455	0.025	0 1795	0.0022	0 31313	
91500 58	1.8001144	0.052	0 1786	0.0023	0 2018	
91500 59	1.8926305	0.053	0.1785	0.0025	0.9166	

Tableau A.6 : Résultats analytiques du standard 91500.

ANNEXE B

ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES DE ROCHES TOTALE ET ANALYSES ICP POUR LES ZONES MINÉRALISÉES

Tableau B.1 : Éléments, techniques et limites de détection des différentes campagnes d'échantillonnage lithogéochimique de roche totale

Tableau B.2 : Éléments, techniques et limites de détection de l'échantillonnage pour les éléments métalliques en ICP

Tableau B.3 : Compositions moyennes des roches felsiques de Montagne d'Or.

	Campagne de terrain		Car	npagne	Guyanor	Campagne Columbus				
	n : 54	44 r 10 ro	oches volcaniques oches sédimentaires	n : 263	roches	volcaniques	n : 698	roc	hes volcaniques	
Lab. :		AcmeLa	os, BC, Canada	Chem	ex-Alber	ta, Canada	Fi	ilab Ams	ud/ALS Perou	
				Forag	e, 3-6m,	résidus de				
Nature	Affle	urement	et forage, 5-20 cm	pulp	bes d'éch	antillons	Forage, 15-30 cm			
					compos	sites				
Élément	Unité	Seuil	Méthode	Unité	Seuil	Méthode	Unité	Seuil	Méthode	
SiO2	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
Al2O3	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
Fe2O3	%	0.04	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
CaO	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
MgO	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
Na2O	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
K2O	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
Cr2O3	%	0.002	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
TiO2	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
MnO	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
P2O5	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
SrO	-	-	-	-	-	-	%	0.01	XRF	
BaO	-	-	-	-	-	-	%	0.01	XRF	
LOI	%	-5.1	Fus. Li. B. ICP-MS	%	0.01	XRF	%	0.01	XRF	
Total	%	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	-	-	-	%	0.01	XRF	
Ag	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	0.20	ICP-MS	-	-	-	
As	ppm	0.5	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	1.00	ICP-MS	-	-	-	
Au	ppb	0.5	Aqua-Regia ICP-MS	ppb	1.00	ICP-MS	-	-	-	
Ва	ppm	1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS	
Ве	ppm	1	Fus. Li. B. ICP-MS	-	-	-	-	-	-	
Bi	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	-	-	-	-	-	-	
Cd	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	-	-	-	-	-	-	
Ce	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS	
Cr	-	-	-	-	-	-	ppm	1	Fus. Li. B. ICP-MS	
Со	ppm	0.2	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	1	ICP-MS	-	-	-	
Cs	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	
Cu	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	5	ICP-MS	-	-	-	
Dy	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS	
Er	ppm	0.03	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.03	Fus. Li. B. ICP-MS	
Eu	ppm	0.02	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.03	Fus. Li. B. ICP-MS	
Ga	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	1	ICP-MS	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	
Gd	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS	
Hf	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	1	ICP-MS	ppm	0.2	Fus. Li. B. ICP-MS	
Hg	ppm	0.01	Aqua-Regia ICP-MS	ppb	10	ICP-MS	-	-	-	
Но	ppm	0.02	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	
La	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS	
Lu	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	
Мо	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	-	-	-	-	-	-	
Nb	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	1	ICP-MS	ppm	0.2	Fus. Li. B. ICP-MS	
Nd	ppm	0.3	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	
Ni	ppm	20	Fus. Li. B. ICP-MS	-	-	-	-	-	-	
Ni	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	5	ICP-MS	-	-	-	
Pb	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	5	ICP-MS	-	-	-	
Pr	ppm	0.02	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.03	Fus. Li. B. ICP-MS	
Rb	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.2	ICP-MS	ppm	0.2	Fus. Li. B. ICP-MS	
Sb	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	maa	0.2	ICP-MS	-	-	-	

Sc	ppm	1	Fus. Li. B. ICP-MS	-	-	-	-	-	-
Se	ppm	0.5	Aqua-Regia ICP-MS	-	-	-	-	-	-
Sm	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.03	Fus. Li. B. ICP-MS
Sn	Sn ppm 1 Fus. Li. B. ICP-MS		ppm	1	ICP-MS	ppm	1	Fus. Li. B. ICP-MS	
Sr	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS
Та	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS
Tb	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS
Th	ppm	0.2	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	1	ICP-MS	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS
TI	ppm	0.1	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	-	-	-
Tm	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.01	Fus. Li. B. ICP-MS
TOT/C	%	0.02	Pyroanalyse IR	-	-	-	-	-	-
TOT/S	%	0.02	Pyroanalyse IR	-	-	-	-	-	-
U	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS
v	ppm	8	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	5	ICP-MS	ppm	5	Fus. Li. B. ICP-MS
w	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	1	ICP-MS	ppm	1	Fus. Li. B. ICP-MS
Y	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	0.5	Fus. Li. B. ICP-MS
Yb	ppm	0.05	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.1	ICP-MS	ppm	0.03	Fus. Li. B. ICP-MS
Zn	ppm	1	Aqua-Regia ICP-MS	ppm	5	ICP-MS	-	-	-
Zr	ppm	0.1	Fus. Li. B. ICP-MS	ppm	0.5	ICP-MS	ppm	2	Fus. Li. B. ICP-MS

Fus. Li. B. : fusion lithium borate ; ICP-MS : spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif ; XRF : fluorescence de rayon X ; IR : infrarouge

Tableau B.1 : Éléments, techniques et limites de détection des différentes campagnes d'échantillonnage lithogéochimique de roche totale

	Campagnes Columbus 2013-2016										
Lab. :	Filab Amsud										
		Nbr. éc	hantillon								
Au :		30787									
Métaux :		10	645								
Nature	Forage	e, 0.5-1.5	m, moyenne 1m								
Élément	Unité	Seuil	Méthode								
Au	ppm	0.005	Pyro-analyse								
Ag	ppm	0.005	ICP-MS								
Al	%	0.01	ICP-MS								
As	ppm	0.05	ICP-MS								
Ва	ppm	0.5	ICP-MS								
Ве	ppm	0.01	ICP-MS								
Bi	ppm	0.01	ICP-MS								
Cd	ppm	0.005	ICP-MS								
Со	ppm	0.01	ICP-MS								
Cr	ppm	0.05	ICP-MS								
Cu	ppm	0.05	ICP-MS								
Fe	%	0.01	ICP-MS								
Ge	ppm	0.01	ICP-MS								
Li	ppm	0.1	ICP-MS								
Mn	ppm	0.1	ICP-MS								
Мо	ppm	0.05	ICP-MS								
Nb	ppm	0.05	ICP-MS								
Ni	ppm	0.05	ICP-MS								
Pb	ppm	0.05	ICP-MS								
Sb	ppm	0.05	ICP-MS								
Se	ppm	0.05	ICP-MS								
Sn	ppm	0.05	ICP-MS								
Sr	ppm	0.05	ICP-MS								
Те	ppm	0.05	ICP-MS								
Ti	%	0.001	ICP-MS								
Tİ	ppm	0.01	ICP-MS								
v	ppm	0.05	ICP-MS								
W	ppm	0.05	ICP-MS								
Y	ppm	0.05	ICP-MS								
Zn	ppm	0.05	ICP-MS								
Zr	ppm	0.05	ICP-MS								

Tableau B.2 : Éléments, techniques et limites de détection de l'échantillonnage pour les éléments métalliques en ICP

	Intrusions f porphyriques QFP son	ielsiques sombres / nbres	QFP sombres voire tufs f	altérées elsiques	Intrusions f claires / QI	elsiques FP clairs	Tufs fels	iques	Tufs felsique appauvris er	s lessivés n Ti et Zr	Tufs felsiques monogén	à lapillis iques	Tufs felsique polygéni	s à lapillis ques	Possible tufs	à lapillis
#	11F 80	,	T1/I1	P	V1		T1 314		T1b	1	T1La)	T1Lap p	ioly.	ND T1L	ар
Valeurs	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ
SiO2 (%)	65.59	1.62	65.03	2.39	70.09	2.04	70.60	2.90	72.99	5.10	66.95	1.92	66.17	2.34	70.13	1.33
AI2O3 (%)	15.09	0.45	14.38	0.83	14.78	0.56	14.22	0.82	13.32	1.66	14.91	0.37	14.48	0.44	14.36	0.53
Fe2O3 (%)	6.15	2.70	8.12	3.41	3.05	0.90	4.30	2.52	3.96	5.07	4.95	1.60	6.45	0.18	3.82	1.89
CaO (%)	2.63	1.44	1.59	1.35	2.54	0.70	1.68	1.08	0.92	0.66	2.28	0.85	3.59	1.16	2.21	0.52
MgO (%)	1.64	0.42	1.42	0.30	0.92	0.27	0.84	0.33	0.48	0.26	1.33	0.30	1.80	0.46	0.79	0.12
Na2O (%)	3.07	1.50	1.65	1.19	4.34	0.91	2.98	1.57	2.58	1.34	3.03	0.94	2.26	0.75	3.08	0.95
K2O (%)	2.81	1.03	3.33	0.84	2.09	0.54	2.66	0.98	2.89	0.61	2.89	0.61	2.50	0.68	2.44	0.60
Cr2O3 (%)	0.03	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01
TiO2 (%)	0.41	0.03	0.40	0.05	0.28	0.07	0.25	0.07	0.10	0.02	0.38	0.04	0.58	0.04	0.27	0.02
MnO (%)	0.08	0.04	0.10	0.04	0.05	0.02	0.07	0.05	0.07	0.09	0.06	0.03	0.15	0.04	0.08	0.03
P2O5 (%)	0.18	0.03	0.15	0.05	0.09	0.02	0.07	0.03	0.03	0.01	0.13	0.04	0.14	0.00	0.07	0.01
SrO (%)	0.05	0.03	0.01	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	-	-
BaO (%)	0.13	0.05	0.14	0.05	0.11	0.05	0.10	0.04	0.21	0.40	0.11	0.04	0.08	0.01	-	-
LOI (%)	2.26	0.77	3.18	0.92	1.47	0.51	1.97	0.88	2.22	2.18	2.51	0.63	1.81	0.36	2.04	0.61
Total (%)	100.13	0.42	99.42	0.87	99.90	0.49	99.73	0.72	99.69	0.85	99.54	1.00	100.05	0.05	99.30	0.90
Ce (ppm)	65.80	11.99	57.57	12.60	39.23	4.46	37.79	5.96	35.35	7.05	50.11	12.03	48.67	7.32	32.15	3.82
Cs (ppm)	1.66	0.92	1.87	0.73	0.71	0.25	1.17	0.65	0.88	0.51	1.12	0.36	1.11	0.38	1.39	0.30
Dy (ppm)	1.70	0.21	1.61	0.26	1.01	0.13	1.01	0.19	1.11	0.19	1.38	0.33	2.14	0.19	0.99	0.20
Er (ppm)	0.72	0.10	0.76	0.13	0.46	0.08	0.50	0.10	0.54	0.12	0.61	0.16	1.19	0.34	0.53	0.09
Eu (ppm)	1.22	0.20	1.07	0.23	0.72	0.12	0.69	0.14	0.47	0.11	1.01	0.24	1.13	0.08	0.76	0.16
Ga (ppm)	20.96	1.66	20.56	2.47	19.91	1.33	19.05	1.88	19.32	2.41	19.68	1.80	19.17	0.55	17.46	0.52
Gd (ppm)	2.95	0.44	3.15	0.51	1.69	0.23	1.81	0.40	1.77	0.37	2.59	0.64	2.92	0.12	2.06	0.26
Hr (ppm)	3.06	0.25	3.08	0.40	2.81	0.28	2.73	0.37	2.06	0.35	3.01	0.15	2.93	0.15	2.85	0.55
Ho (ppm)	0.29	0.04	0.28	0.05	0.18	0.03	0.17	0.05	0.20	0.05	0.23	0.06	0.44	0.09	0.16	0.08
La (ppm)	32.0b	5.51	28.05	6.21	20.09	1.61	19.38	3.22	18.14	4.07	24.48	5.87	24.27	4.01	15.92	1.59
Lu (ppm)	0.09	0.02	0.06	0.06	0.06	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.16	0.04	0.01	0.04
Nd (ppm)	3.73	4 99	3.24	1.40 E 40	2.93	1.69	4.34	20.27	4.03	1.45	2.50	0.37 E 20	3.67	2.00	2.00	2.26
Nu (ppm)	29.74	4.00	6.09	1.22	10.31	0.44	13.70	2.50	14.31	2.70	22.07 E 80	1.23	20.37	0.74	2.07	2.50
Ph (ppm)	74.62	27 //	85.94	22.02	52 47	16.45	67 70	26.00	60.22	15 20	72.90	19.27	50.27	14.26	61.97	16.99
Sm (ppm)	4.05	0.75	4.51	0.71	2.55	0.24	2.52	0.45	2.46	0.46	2 76	0.92	3 50	0.27	2.60	0.47
Sn (nom)	1.83	2 94	1 12	0.71	1.58	3.57	0.95	0.45	0.84	0.40	0.93	0.76	1.00	0.00	0.23	0.47
Sr (nnm)	423.67	266.60	163.69	134 41	422.19	154 93	237 19	147.45	145 53	83 10	346.46	171.89	255 33	50.21	249.65	97 24
Ta (ppm)	0.34	0.11	0.12	0.21	0.31	0.16	0.86	11.27	0.21	0.25	0.18	0.20	0.30	0.00	-0.05	0.00
Tb (ppm)	0.35	0.05	0.37	0.06	0.21	0.03	0.22	0.06	0.23	0.06	0.31	0.08	0.40	0.05	0.25	0.07
Th (ppm)	4.13	0.67	4,60	2.86	2.65	0.28	3.11	1.23	3.57	0.77	3.54	0.68	2.73	0.38	3.92	3.71
Tm (ppm)	0.11	0.04	0.08	0.07	0.07	0.02	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.05	0.18	0.04	0.01	0.06
U (ppm)	1.75	0.36	1.72	0.29	1.01	0.15	1.10	0.35	1.61	0.53	1.50	0.39	1.03	0.04	0.96	0.38
V (ppm)	60.41	9.04	61.10	13.62	35.80	13.67	31.87	11.66	8.90	8.94	51.42	8.18	111.67	9.07	31.92	2.53
W (ppm)	4.71	4.72	7.38	3.83	1.73	0.97	3.67	4.65	6.95	31.80	5.15	3.11	4.00	1.00	2.22	1.65
Y (ppm)	8.21	0.98	7.17	1.36	5.28	0.57	5.03	0.80	5.68	0.89	6.53	1.43	11.60	1.80	4.73	0.33
Yb (ppm)	0.64	0.10	0.66	0.10	0.43	0.08	0.50	0.11	0.55	0.11	0.55	0.10	1.16	0.19	0.58	0.08
Zr (ppm)	125.18	9.90	113.07	14.46	108.33	13.92	97.04	14.55	58.82	8.21	115.62	10.48	111.33	6.11	99.58	6.00
Zr/Y	15.43	1.98	16.16	2.84	20.60	2.48	19.55	3.08	10.52	1.91	18.19	2.56	9.69	0.93	21.08	1.01
Zr/Ti	0.05	0.00	0.05	0.01	0.07	0.01	0.07	0.01	0.10	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00
Zr/Nb	34.01	4.30	38.55	10.74	38.19	7.58	37.13	9.82	15.80	5.25	39.79	5.93	28.86	2.63	49.79	3.00
La/Yb (CN) ¹	34.39	6.37	29.09	7.92	32.44	6.96	27.52	7.50	22.84	5.76	30.16	6.17	14.58	4.43	18.64	3.04
La/Sm (CN) ¹	4.31	0.29	3.89	0.48	5.02	0.67	4.93	0.93	4.67	0.76	4.11	0.45	4.35	0.56	3.91	0.41
Gd/Lu (CN) ¹	4.15	0.97	4.11	0.79	4.04	2.66	3.39	1.80	3.06	1.04	5.14	6.35	2.36	0.51	2.99	0.18
Hf/Sm (CN) ¹	0.96	0.15	1.00	0.19	1.60	0.19	1.61	0.37	1.24	0.26	1.21	0.27	1.21	0.14	1.59	0.29
Nb/Th	0.92	0.14	0.80	0.38	1.12	0.35	1.42	6.65	1.16	0.42	0.87	0.22	1.43	0.16	0.68	0.24
Al ²	0.47	0.21	0.64	0.21	0.30	0.07	0.46	0.22	0.52	0.17	0.45	0.11	0.43	0.10	0.39	0.11
CCPI	0.54	0.10	0.62	0.10	0.36	0.07	0.43	0.14	0.37	0.19	0.49	0.08	0.62	0.02	0.42	0.10
Mg#"	20.40	6.26	15.00	6.49	20.75	3.70	16.27	5.47	14.18	6.72	19.36	3.93	19.31	4.48	16.49	3.57

¹ Normalisé à la valeur de la chondrite C1 (Palme et O'Nelli, 2004) ² Al : Index d'altération d'Hashimoto = 100°[(MgD + K2O)(MgD + K2O + Na2O + CaO)] (Ishikawa et al., 1976) ³ CCPI = Index d'altération à chiorite-carbonate-pyrite = 100°[(MgO + FeO)/(MgO + FeO + K2O + Na2O)] (Ishikawa et al., 1976) ⁴ Mg : "Magnesium number" = 100°[Mg/(Mg+Fe]]

Tableau B.3 : Compositions moyennes des roches felsiques de Montagne d'Or.

	Volcanites n tholéiitiques centra	nafiques de l'unité Ile	Volcanites ma altéré	fiques très es	Volcanites ma l'unité sédime volcanique su	afiques de entaire et upérieure	Volcanite mafique de l'unité inférieure
	M-TI	ı	V3 Hyperch	lorytized	V3 su	p	V3 inf
#	118		22		5		1
Valeurs	Moyenne	σ	Moyenne	σ	Moyenne	σ	Valeur
SiO2 (%)	48.82	2.19	46.92	4.50	50.19	1.31	52.90
Al2O3 (%)	13.66	1.22	13.24	1.32	15.24	0.63	14.48
Fe2O3 (%)	14.18	1.33	24.69	5.09	12.83	0.94	12.11
CaO (%)	10.02	1.88	2.18	2.66	9.51	0.87	8.37
MgO (%)	5.89	1.09	4.87	1.42	5.73	0.97	5.27
Na2O (%)	2.01	0.97	1.01	1.13	1.88	0.86	2.35
K2O (%)	0.66	0.60	1.63	1.31	0.18	0.12	0.75
Cr2O3 (%)	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01
TiO2 (%)	1.35	0.15	1.33	0.15	1.13	0.08	1.04
MnO (%)	0.23	0.16	0.25	0.17	0.22	0.03	0.17
P2O5 (%)	0.12	0.03	0.12	0.02	0.07	0.02	0.09
SrO (%)	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
BaO (%)	0.03	0.03	0.03	0.02	-0.01	0.00	0.02
LOI (%)	3.05	1.85	3.92	1.68	2.62	0.59	2.06
Total (%)	100.04	0.81	100.19	0.79	100.72	0.80	99.92
Ce (ppm)	14.19	2.16	15.27	3.54	9.32	0.86	8.80
Cs (ppm)	1.28	1.45	4.26	2.95	0.10	0.24	0.60
Dy (ppm)	4.51	0.47	4.53	0.87	3.98	0.15	3.56
Er (ppm)	2.85	0.34	2.81	0.49	2.56	0.11	2.26
Eu (ppm)	1.15	0.15	0.72	0.27	0.93	0.05	0.83
Ga (ppm)	18.51	2.46	23.01	5.52	16.20	1.32	17.00
Gd (ppm)	4.19	0.49	4.10	0.62	3.36	0.25	3.03
Hf (ppm)	2.17	0.45	2.15	0.41	1.92	0.15	1.60
Ho (ppm)	0.98	0.10	0.98	0.16	0.88	0.03	0.72
La (ppm)	5.72	0.87	7.03	1.94	3.70	0.40	3.20
Lu (ppm)	0.42	0.06	0.40	0.07	0.39	0.02	0.33
Nb (ppm)	4.19	1.15	4.48	1.21	3.14	0.09	2.90
Nd (ppm)	10.46	1.30	10.65	2.01	7.58	0.34	7.00
Pr (ppm)	2.11	0.26	2.15	0.45	1.47	0.08	1.35
Rb (ppm)	19.61	21.30	50.06	36.14	4.04	2.63	21.60
Sm (ppm)	3.07	0.37	2.95	0.52	2.39	0.15	2.28
Sn (ppm)	1.25	0.93	1.77	1.45	-0.60	0.64	-1.00
Sr (ppm)	185.25	61.00	66.73	63.30	183.28	18.82	150.20
Ta (ppm)	0.36	0.99	0.32	0.23	0.20	0.04	0.20
Tb (ppm)	0.71	0.08	0.71	0.12	0.60	0.03	0.52
Th (ppm)	0.41	0.32	0.57	0.27	-0.08	0.19	0.20
Tm (ppm)	0.42	0.06	0.42	0.07	0.39	0.01	0.33
U (ppm)	0.09	0.12	0.25	0.16	-0.10	0.00	-0.10
V (ppm)	322.98	29.84	319.00	34.37	313.00	22.00	300.00
W (ppm)	10.50	57.43	20.10	30.45	-0.28	0.35	0.60
Y (ppm)	25.31	3.38	25.72	4.77	22.84	1.01	20.30
Yb (ppm)	2.79	0.33	2.68	0.45	2.48	0.11	2.14
Zr (ppm)	83.26	10.89	81.79	10.67	68.16	7.11	58.00
Zr/Y	3.31	0.36	3.23	0.40	2.98	0.26	2.86
Zr/Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Zr/Nb	20.48	2.91	18.87	3.01	21.68	2.08	20.00
La/Yb (CN)	1.39	0.21	1.83	0.67	1.01	0.14	1.01
La/Sm (CN)	1.17	U.14	1.53	0.43	0.98	0.10	0.88
Ga/Lu (CN)	1.25	0.16	1.28	0.15	1.09	0.10	1.14
Ht/Sm (CN)	1.01	0.17	1.07	0.24	1.16	0.09	1.01
ND/Th	8.67	2.65	8.75	2.26	8.00	0.00	14.50
AI ²	0.35	0.05	0.73	0.17	0.34	0.03	0.36
	0.88	0.04	0.91	0.06	0.90	0.04	0.84
Mg#"	26.24	3.99	14.95	5.47	27.61	2.98	27.28

 Ng#
 26.24
 3.99
 14.95
 5.47
 27.61
 2.98
 27.28

 * Normalisé à la valeur de la chondrite C1 (Palme et O'Neill, 2004)
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *
 *

Tableau B.4 : Compositions moyennes des roches mafiques de chaque unité de Montagne d'Or.

	Intrusions inter porphyric	médiaires Jues	Intrusion inte Horizon mar l'UF2	rmédiaire queur de Z	Tuffite de la LFZ		
	12P 34		I2-M 31	н	TuffAndM 10	x-Ca+	
Valeurs	Movenne	σ	Movenne	σ	Movenne	σ	
SiO2 (%)	64.81	0.74	57.95	1.70	46.70	5.81	
Al2O3 (%)	15.20	0.43	17.04	0.92	11.65	1.52	
Fe2O3 (%)	5.12	0.22	6.84	0.49	12.55	3.91	
CaO (%)	4.22	0.46	5.88	0.87	9.86	4.45	
MgO (%)	1.75	0.12	3.06	0.66	8.81	3.67	
Na2O (%)	4.11	0.96	2.99	0.76	1.66	1.48	
K2O (%)	1.89	0.49	2.46	0.58	2.07	0.59	
Cr2O3 (%)	0.03	0.01	0.03	0.01	0.07	0.03	
TiO2 (%)	0.48	0.02	0.65	0.06	0.87	0.17	
MnO (%)	0.09	0.02	0.11	0.02	0.20	0.06	
P2O5 (%)	0.13	0.01	0.22	0.02	1.14	0.48	
SrO (%)	0.07	0.01	0.07	0.02	0.22	0.05	
BaO (%)	0.13	0.02	0.09	0.03	0.28	0.16	
LOI (%)	2.06	0.66	2.80	0.67	3.31	1.19	
Total (%)	100.07	0.40	100.18	0.47	99.23	0.73	
Ce (ppm)	43.04	3.41	56.53	6.33	323.05	142.97	
Cs (ppm)	1.91	0.84	2.75	1.24	3.47	1.72	
Dy (ppm)	2.24	0.18	2.47	0.19	6.83	2.35	
Er (ppm)	1.23	0.10	1.35	0.14	2.38	0.69	
Eu (ppm)	1.01	0.08	1.28	0.11	6.18	2.89	
Ga (ppm)	19.03	1.51	20.87	2.01	16.80	1.05	
Gu (ppm)	2.88	0.22	3.22	0.25	10.03	0.07	
Hi (ppm)	2.67	0.21	5.10	0.29	3.87	0.03	
	21.06	1 51	0.46	3.03	1/2 22	62.22	
La (ppm)	21.00	0.02	0.10	0.02	0.22	02.25	
Nb (npm)	5 29	0.02	4.95	0.52	6.57	2.45	
Nd (ppm)	20.38	1 37	26 31	1 93	165 91	74 50	
Pr (ppm)	5.15	0.33	6.73	0.55	40.70	17.57	
Rb (ppm)	51.81	12.95	70.00	19.54	67.73	26.63	
Sm (ppm)	3.62	0.24	4.32	0.31	26.79	12.06	
Sn (ppm)	1.15	0.56	1.35	0.55	0.77	0.68	
Sr (ppm)	582.99	114.30	611.87	190.24	1437.30	781.45	
Ta (ppm)	0.47	0.07	0.35	0.07	0.29	0.26	
Tb (ppm)	0.40	0.03	0.44	0.04	1.68	0.59	
Th (ppm)	2.77	0.17	2.45	0.31	14.36	4.14	
Tm (ppm)	0.19	0.02	0.20	0.02	0.28	0.11	
U (ppm)	1.54	0.11	0.77	0.12	4.61	1.54	
V (ppm)	97.06	7.81	125.71	20.53	173.50	48.66	
W (ppm)	1.59	1.58	4.52	10.86	11.30	20.14	
Y (ppm)	12.49	0.94	13.39	1.02	28.26	9.70	
Yb (ppm)	1.21	0.10	1.29	0.11	1.74	0.36	
Zr (ppm)	100.03	7.23	127.13	11.96	183.45	35.54	
Zr/Y 7=/T:	8.05	0.71	9.53	1.05	7.09	2.55	
Zr/11 7=/Nh	0.03	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	
	10.90	1.55	25.72	1.40	29.47	5.49 15 1/	
	3.66	0.27	3 96	0.40	3 53	0.84	
Gd/Lu (CN) ¹	1.98	0.27	2 11	0.19	9.17	3 48	
Hf/Sm (CN) ¹	1.07	0.11	1.04	0.10	0.29	0.25	
Nb/Th	1.91	0.12	2.03	0.15	0.48	0.18	
Al ²	0.31	0.05	0.38	0.05	0.49	0.11	
CCPI ³	0.52	0.03	0.63	0.05	0.83	0.11	
Mg# ⁴	22.75	1.26	27.53	3.42	37.35	12.72	

 Ngg
 22.7.5
 27.7.5
 27.7.5

 1 Normalisè à la valeur de la chondrite C1 (Palme et O'Neill, 2004)
 2 Al : Index d'altération d'Hashimoto = 100*[(MgO + K2O)/(MgO + K2O + Na2O + CaO)] (Ishikawa et al., 1976)
 3 CCPI = Index d'altération à chlorite-carbonate-pyrite = 100*[(MgO + FeO)/(MgO + FeO + K2O + Na2O)] (Ishikawa et al., 1976)

⁴ Mg : "Magnesium number" = 100*[Mg/(Mg+Fe)]

Tableau B.5 : Compositions moyennes de la tuffite de la LFZ et des intrusions intermédiaires anté-déformations de Montagne d'Or.

	Intrusions andés flammèch	itiques à les	Intrusions andés flammèches et quartz	itiques à yeux de	Intrusions andé rhyo-dacitiqi feldspaths idioi	sitiques à ues et morphes	Intrusions m microlithic carbonat	afiques ques ées	Intrusions andé calco-alcalines en Ti et l	ésitiques pauvres Zr	Intrusions bass riches en Ti	iltiques et Zr	ntrusions and calco-alca	ésitiques a lins	Intrusions amy	gdalaires	Intrusions and de l'Oue	ésitiques I ist	ntrusions inter inférieur	nédiaires ws
	13Flb 10		12-FIbBq 21	~	IBas-Ca 11		I3M-C		IAnd-Ca	±	IBas-Zr 7		IAnd-Mer 4	dCa	13Amy 12		I2And-Ou	lest	13Inf 3	
Valeurs	Movenne	b	Movenne	b	Movenne	υ	Movenne	b	Movenne	b	Movenne	Ľ	Movenne	b	Movenne	υ	Movenne	b	Movenne	5
SiO2 (%)	53.90	3.80	51.61	1.45	58.52	6.63	50.77	2.27	48.96	0.51	51.88	1.03	55.61	1.53	56.95	0.95	59.95	0.33	61.56	3.27
AI203 (%)	14.80	2.00	14.74	0.79	14.13 0.65	1.07	12.29	0.59	11.00	0.76	15.86	0.50	14.58	0.47	13.35	0.25	16.28 6.26	0.18	14.33	0.72
CaO (%)	9.30 7.28	1.39	9.16 9.16	1.35	9.05 6.08	3.60 1.78	8.94 8	1.31	9.88	0.73	9.94 8.68	0.88	66.99	0.84	7.73	0.90 0.90	5.50	0.25	4.06	3.28 1.62
MgO (%)	6.12	3.37	7.99	1.40	3.82	1.93	11.07	1.17	12.61	1.79	5.44	0.81	5.15	0.86	6.71	0.49	2.78	0.10	2.88	1.08
Na2O (%)	3.24	1.09	1.71	0.51	2.90	1.11	2.05	0.61	1.13	0.22	2.44	0.58	4.13	0.59	4.04	1.51	5.58	0.49	2.02	1.37
K20 (%)	1.57	0.21	1.55	0.62	1.51	0.60	1.39	0.96	2.33	0.61	0.92	0.54	1.79	0.79	1.69	0.94	1.49	0.47	2.48	1.05
TiO2 (%)	0.81	60.0	0.66	0.05	0.75	0.15	0.54	0.03	0.65	0.05	0.94	0.15	10.0	0.17	0.0	0.02	0.82	0.01	0.42	0.0
MnO (%)	0.16	0.03	0.17	0.05	0.14	0.03	0.15	0.01	0.24	0.07	0.15	0.01	0.12	0.01	0.12	0.02	0.0	0.00	0.10	0.01
P2O5 (%)	0.22	0.01	0.12	0.01	0.13	0.03	0.11	0.01	0.37	0.03	0.20	0.05	0.34	0.06	0.23	0.01	0.38	0.01	0.10	0.03
SrO (%)	0.08	0.03	0.07	0.01	0.04	0.02	0.03	0.01	0.10	0.02	0.06	0.01	0.10	0.03	0.11	0.05	0.17	0.02	0.05	
BaO (%)	0.10	0.03	0.07	0.05	0.06	0.01	0.05	0.02	0.12	0.01	0.05	0.01	0.06	0.02	0.17	0.09	0.14	0.11	0.06	, i
Total (%)	100.12	0.37	100.29	0.72	100.05	0.95	100.25	0.68	100.54	0.57	100.09	0.46	100.15	0.88	100.08	0.43	100.03	0.04	99.33	0.95
Ce (ppm)	45.63	4.62	27.05	2.07	34,44	6.53	19.85	2.09	102.25	11.55	28.17	3.13	100.28	10.96	97.28	4.88	130.50	1.41	35.13	4.21
Cs (ppm)	2.22	0.88	1.30	1.04	1.34	0.75	1.88	3.06	4.25	1.83	0.97	0.68	1.59	1.23	2.41	1.94	1.88	0.67	2.06	1.05
Dy (ppm)	3.66	0.44	2.18	0.16	2.71	0.49	1.72	0.12	3.70	0.35	3.22	0.29	3.38	0.37	2.48	0.15	2.79	0.06	1.54	0.16
Er (ppm)	2.10	0.33	1.31	0.09	1.60	0.41	1.08	0.08	1.57	0.10	1.97	0.11	1.56	0.20	1.08	0.10	1.32	0.17	0.74	0.08
Eu (ppm)	1.58	0.22	0.92	0.08	1.07	0.12	0.75	0.10	2.54	0.20	1.11	0.19	2.12	0.18	1.93	0.12	2.11	0.05	0.83	0.13
Gd (nnm)	4 77 4 77	19/ 034	16.91 2.53	0.1 0.21	3 15	0.46	2 06 2 06	0.20	14.18 6.60	1.34 0.39	3.35	1.43 0.37	18.83 5.43	0.16	4 55	0.10	4 70	0.13	06.EL	1.71
Hf (ppm)	2.62	0.39	2.19	0.16	2.54	0.60	1.60	0.27	2.33	0.26	2.87	0.15	3.38	0.57	2.52	0.13	4.30	0.14	2.53	0.42
(mdd) oH	0.73	60.0	0.47	0.04	0.57	0.10	0.35	0.02	0.61	0.05	0.65	0.04	0.63	0.06	0.43	0.01	0.54	0.06	0.27	0.03
La (ppm)	22.00	2.57	12.60	1.20	16.74	3.51	8.46 0.45	0.83	50.08	5.60	13.56	1.56	48.05	5.03	47.97	1.79	65.45	1.06	16.93	1.43
Nb (ppm)	3.91	0.85	2.56	1.51	4.12	1.57	1.88	0.38	2.65	0.41	5.00	1.25	0.20	0.82	2.97	0.16	6.45	0.49	2.67	0.35
(mdd) pN	24.70	1.63	14.63	0.91	16.70	2.54	11.30	0.84	52.05	4.67	14.90	2.04	46.30	4.28	45.32	1.40	56.75	1.77	16.93	1.43
Pr (ppm)	5.73	0.43	3.44	0.20	4.06	0.73	2.54	0.22	12.66	1.15	3.53	0.48	11.78	1.39	11.22	0.43	14.25	0.28	4.37	0.81
Rb (ppm)	46.49	10.47	50.77	23.51	42.43	18.41	42.06 3.10	38.48	103.68	37.82	27.43	17.55	48.73	19.22	46.70	30.18	43.90	15.56	71.83	44.12 0.75
Sn (nnm)	1 20	06.0	2.82	0.19 1 37	3.19	0.66 0.66	2.38 0.86	/T'0	9.49 1.25	0.50	3.10	0.42 1 13	1.85	0.75	42.7 117	0.30	1001	90.0	3.02	67.U
Sr (ppm)	631.20	259.48	570.52	147.37	399.75	191.01	283.94	88.22	877.50	124.76	436.14	75.49	878.45	242.37	972.92	426.57	1380.00	183.85	379.67	128.94
Ta (ppm)	0.31	0.10	0.23	0.10	1.97	5.65	0.22	0.18	0.20	0.08	0.39	0.09	0.38	0.10	0.29	0.11	0.45	0.07	0.15	0.18
Tb (ppm)	0.66	0.06	0.37	0.02	0.47	0.08	0.30	0.04	0.82	0.01	0.54	0.05	0.67	0.06	0.52	0.02	0.59	0.01	0.31	0.08
Tm (ppm)	2.48	0.56	1.33	0.22	2.05	0.54	0.72	0.12	00.7	0.62	1.00	11.0	4.79 0.22	11.1	7.11	0.27	6.98 0.10	0.43	2.19	0.70
(mdd) U	1.23	0.25	0.38	0.07	0.70	0.33	0.22	0.12	2.58	0.32	0.36	0.04	1.36	0.50	2.05	0.07	1.25	0.02	0.91	0.51
V (pp m)	211.00	18.36	182.90	17.03	165.45	31.75	151.25	14.52	180.25	15.59	195.71	7.70	151.25	22.25	122.75	8.60	111.50	3.54	79.33	20.65
(mdd) W	1.50	0.71	8.24	14.75	5.23	8.41	1.99	1.33	3.25	1.89	1.14	0.38	2.13	1.75	2.17	2.44	1.50	0.71	3.17	3.33
(mng) Y	19.86	2.59	1 26	0.88	15.4	3.45	9.70	0.95	01./I	1.37	1 22	1.08	16.45 1.42	2.18	0 06	0.62	1 20	0.49	7.13	0.81
Zr (ppm)	101.10	14.36	88.88	7.99	95.52	15.79	65.44	3.98	91.25	6.18	126.57	9.27	139.05	23.27	99.67	6.31	204.50	4.95	92.43	2.40
Zr/Y	5.13	0.80	7.16	0.73	6.60	1.65	6.77	0.33	5.34	0.26	6.84	0.24	8.46	0.91	8.37	0.49	13.24	0.10	13.09	1.78
Zr/TI	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00
Zr/Nb La/Yh (CN) ¹	26.32 7.64	2.98 0.88	39.56 6.69	10.45 0.96	71.25 7.9.6	6.29 3.87	36.71 5.81	10.62	34.86 28.02	3.83 2.06	27.28	9.72	23.01	3.47	33.62 34.05	3.83	31.83	3.21	35.02 17.18	4.15 1.39
La/Sm (CN) ¹	2.72	0.45	2.81	0.23	3.30	0.58	2.25	0.26	3.32	0.29	2.76	0.16	3.84	0.16	4.00	0.11	5.26	0.04	3.53	0.17
Gd/Lu (CN)	2.03	0.37	1.61	0.21	1.73	0.33	1.85	0.52	5.01	0.39	1.48	0.15	3.47	0.53	4.04	0.38	3.17	0.21	2.72	0.57
Hf/Sm (CN) ¹	0.75	0.18	1.12	0.11	1.16	0.27	0.97	0.17	0.35	0.05	1.35	0.17	0.62	0.09	0.48	0.04	0.79	0.02	1.20	0.10
Al ²	0.41	0.11	0.47	0.04	2.22	0.05	0.53	0.07	0.57	0.04	5.02 0.36	0.03	0.38	15.0	0.42	0.07	0.28	0.03	0.48	0.16
CCP1 ³	0.74	0.08	0.84	0.02	0.73	0.08	0.85	0.03	0.86	0.02	0.81	0.03	0.67	0.05	0.69	0.03	0.54	0.01	0.68	60.0
Mg# ⁴	34.02	10.23	41.59	6.13	25.41	8.66	53.05	2.57	52.25	3.00	31.97	3.33	35.84	3.46	46.04	1.97	28.34	0.34	25.12	9.71
¹ Normalisé à la v ² Al · Index d'alté	/aleur de la chond. ration d'Ha shimot	rite C1 (Pai	me et 0'Neill, 20 MgO + K2O \/{Ms	004) =0+ K20+	Na20 + CaOl	(Ishikawa et	al 1976)													
³ CCPI = Index d ¹	altération à chlorit	e-carbona	te-pyrite = 100*	[(Mg0 + F	eo)/(MgO + FeO	0 + K2O + Na	20)] (Ishikawa	et al., 197	(9											
⁴ Mg : "Magnesiu	im number" = 100	*[Mg/(Mg	+Fe)]																	

Tableau B.6 : Compositions moyennes des intrusions mineures de Montagne d'Or.

	Intrusion de diabase du sud	Intrusion transition diabasio	ons inelles ques	Possibles ir transitio diabasi	ntrusions nnelles iques	Intrusifs tran porphyr	sitionnels iques
	M16-Tr	I3B		ND I	3B	I3P	,
# Valeurs	Valeur	Movenne	a	/ Movenne	đ	Moyenne	
	59.62	51 24	1 5/	50.05	1 90	18 07	1 15
AI2O2 (%)	10.02	12.02	0.41	12 72	4.50	46.57	0.62
AI203 (%)	10.96	12.92	1.22	13.75	1.25	13.71	0.02
Fe2O3 (%)	14.06	16.09	1.23	12.40	1.95	13.57	0.51
	0.55	8.00	0.57	9.40	2.18	8.79	0.55
MgO (%)	3.15	4.30	0.40	5.69	1.78	4.87	0.26
Na2O (%)	2.05	2.42	0.38	2.05	0.97	2.50	0.72
K2O (%)	0.25	0.94	0.47	0.96	0.44	0.66	0.46
Cr2O3 (%)	0.00	0.02	0.01	0.04	0.04	0.02	0.01
TiO2 (%)	1.78	1.99	0.26	1.16	0.42	1.72	0.11
MnO (%)	0.19	0.22	0.01	0.19	0.03	0.18	0.01
P2O5 (%)	0.27	0.30	0.05	0.17	0.05	0.40	0.04
SrO (%)	-	0.03	0.01	0.05	0.02	0.06	0.01
BaO (%)	-	0.05	0.01	0.05	0.03	0.03	0.01
LOI (%)	0.90	1.65	1.01	4.13	3.44	3.04	1.17
Total (%)	99.82	100.21	0.50	100.19	0.87	100.52	0.32
					6.07		
Ce (ppm)	28.30	39.19	4.42	34.01	6.87	44.00	4.72
Cs (ppm)	1.20	1.88	1.22	1.64	1.01	1.24	0.98
Dy (ppm)	5.42	6.79	0.89	4.06	0.90	5.00	0.39
Er (ppm)	3.55	4.30	0.61	2.43	0.67	2.87	0.22
Eu (ppm)	1.35	1.85	0.21	1.29	0.27	1.78	0.08
Ga (ppm)	15.00	19.84	1.68	17.99	2.65	21.04	2.58
Gd (ppm)	4.64	6.49	0.74	4.19	0.95	5.39	0.46
Hf (ppm)	3.20	3.68	0.53	2.17	0.72	3.28	0.44
Ho (ppm)	1.22	1.46	0.19	0.85	0.21	1.01	0.12
La (ppm)	13.40	18.20	2.30	15.27	3.18	19.00	2.91
Lu (ppm)	0.48	0.63	0.09	0.34	0.10	0.40	0.05
Nb (ppm)	5.40	6.26	2.04	5.00	3.99	6.38	1.73
Nd (ppm)	15.60	21.87	2.15	17.73	3.38	24.06	2.44
Pr (ppm)	3.57	4.88	0.47	4.14	0.84	5.55	0.45
Rh (nnm)	4.60	30.90	20.63	29.67	14 66	22 94	21.68
Sm (ppm)	3 74	5 10	0.48	2 60	0.72	5 10	0.50
Sin (ppin)	3.74	1 17	0.40	1 20	0.72	1.40	0.50
Sir (ppiri)	2.00	1.17	0.76	1.29	194.00	1.40	0.55
Sr (ppm)	238.70	277.09	55.55	405.57	184.00	454.80	99.72
Ta (ppm)	0.40	0.48	0.34	0.37	0.24	0.34	0.18
Tb (ppm)	0.83	1.09	0.14	0.64	0.16	0.80	0.06
Trin (ppm)	1.70	1.92	0.32	1.39	0.36	0.91	0.22
Im (ppm)	0.52	0.63	0.09	0.38	0.09	0.44	0.03
U (ppm)	0.40	0.63	0.11	0.46	0.13	0.32	0.07
V (ppm)	347.00	441.74	54.83	286.71	52.72	250.00	13.10
W (ppm)	0.60	1.45	1.25	2.29	1.60	1.80	0.84
Y (ppm)	30.60	38.88	5.65	22.34	5.96	26.90	3.82
Yb (ppm)	3.24	4.11	0.57	2.30	0.65	2.61	0.32
Zr (ppm)	115.80	137.55	16.17	84.00	28.07	153.40	23.75
7r/V	2 79	2 57	0.27	2 77	0.85	5 70	0 17
Zr/Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
21/11 7r/Nh	21 44	22 45	2 50	10.00	5 40	24 54	2 24
	21.44	22.00	2.50	13.30	3.49	24.54	2.34
La/YD (CN)	2.79	3.03	0.51	4./1	1.20	4.91	0.44
La/Sm (CN)	2.25	2.21	0.23	2.62	0.40	2.33	0.17
Gd/Lu (CN)	1.20	1.29	0.10	1.57	0.30	1.68	0.16
Ht/Sm (CN) ¹	1.23	1.02	0.11	0.84	0.23	0.93	0.08
Nb/Th	3.18	3.29	0.85	3.59	2.49	6.99	0.74
Al ²	0.28	0.33	0.03	0.36	0.05	0.33	0.02
CCPI ³	0.87	0.85	0.02	0.85	0.05	0.84	0.05
Mg# ⁴	16.19	18.79	1.92	28.24	8.66	23.67	1.63

 Wight
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 10:19
 <th

⁴ Mg : "Magnesium number" = 100*[Mg/(Mg+Fe)]

Tableau B.7 : Compositions moyennes des intrusions post-volcaniques tardives de Montagne d'Or.

	TOP 09 k	ТОР 09 ј	TOP 09 c	CHA 03 c	TOP 08 b	TOP 08 a	CHA 01 a	INF 05 b	MO-96-18 97	MO-96-18 96.8
	Grauwacke	Grauwacke	Grauwacke	Grauwacke	Grauwacke	Pélites schisteuses	Pélites schisteuses	Pélites schisteuses	Argilites / pélites graphiteuses	Chert graphiteux à épidotes
SiO2 (%)	85.44	48.47	47.00	49.40	59.01	71.49	50.79	46.87	63.95	57.55
Al2O3 (%)	7.52	21.79	17.66	15.42	11.93	8.89	17.39	13.54	11.03	3.89
Fe2O3 (%)	2.20	14.43	14.30	14.94	9.62	9.83	12.37	17.57	7.96	5.55
CaO (%)	0.39	1.76	7.95	5.81	7.23	1.93	2.41	10.29	4.87	15.48
MgO (%)	0.65	4.21	5.91	1.77	4.85	1.75	6.19	4.68	3.40	5.86
Na2O (%)	0.28	0.62	0.05	2.64	3.55	0.13	3.39	0.40	0.99	0.14
K2O (%)	0.98	1.03	0.01	0.63	0.25	0.78	0.40	0.12	0.80	0.49
Cr2O3 (%)	0.00	0.02	0.02	0.02	0.09	0.09	0.03	0.01	0.01	0.00
TiO2 (%)	0.22	1.55	1.24	1.10	1.39	1.11	1.23	2.23	0.55	0.16
MnO (%)	0.02	0.15	0.23	0.07	0.13	0.23	0.16	0.29	0.12	0.13
P2O5 (%)	0.03	0.05	0.05	0.05	0.16	0.08	0.02	0.24	0.08	0.03
SrO (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2.20	5.50	5.30	8.00	1.60	3.40	5.40	3.50	0.1U 2 0 2	2 14
TOT/S (%)	-0.02	-0.02	-0.03	7 1/	-0.02	0.00	-0.04	-0.02	5.95 -0.02	5.14
Total (%)	99.89	99.57	99.73	99.87	99.82	99.74	99.81	99.74	99.85	99.87
10(01(70)	53.05		55.15	55.67	55.62	55.74	55.01	55.74	55.65	55.67
Ba (ppm)	654.00	1762.00	25.00	66.00	102.00	1207.00	112.00	51.00	108.00	45.00
Ce (ppm)	33.20	17.80	7.80	7.20	13.70	6.50	4.60	23.40	52.30	17.50
Cs (ppm)	0.90	1.70	32.30	1.10	2.30	2.70	0.70	0.40	1.40	0.50
Dy (ppm)	1.51	3.33	3.32	1.96	3.22	1.82	1.31	8.20	5.74	2.35
Er (ppm)	0.82	1.84	2.08	1.13	1.69	1.03	1.03	4.53	3.71	1.53
Eu (ppm)	0.61	1.04	0.83	0.46	1.09	0.48	0.48	2.75	1.28	0.63
Ga (ppm)	10.20	23.70	19.30	1.82	9.20	10.20	14.20	19.20	10.80	3.60
Hf (ppm)	2 30	2 30	2.82	1.82	2 10	1.61	1.80	3.90	5.55 4 10	1 30
Ho (ppm)	0.26	0.60	0.71	0.40	0.62	0.36	0.33	1.60	1 31	0.50
La (ppm)	23.60	13.80	3 70	3 30	6.40	3.00	2 90	13.40	30.10	9.90
Lu (ppm)	0.10	0.29	0.30	0.18	0.22	0.14	0.19	0.57	0.55	0.22
Nb (ppm)	6.70	4.90	3.40	2.90	4.10	3.50	2.90	10.60	9.60	3.80
Nd (ppm)	15.00	13.80	6.20	4.80	10.20	4.50	2.40	26.30	26.90	9.40
Pr (ppm)	4.31	3.33	1.29	1.01	2.12	0.97	0.61	5.62	7.03	2.27
Rb (ppm)	27.30	31.30	3.10	17.40	13.10	40.00	13.00	3.10	25.70	15.40
Sc (ppm)	2.00	49.00	53.00	38.00	38.00	23.00	45.00	37.00	11.00	4.00
Sm (ppm)	2.45	3.07	2.03	1.44	3.01	1.31	0.53	7.15	5.38	1.85
Sn (ppm)	-1.00	1.00	1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	2.00	-1.00	-1.00
Sr (ppm)	131.00	236.60	252.20	132.40	248.10	95.40	50.40	389.80	160.20	60.20
Ta (ppm)	0.50	0.60	0.50	0.20	0.30	0.30	0.20	0.70	0.60	0.20
Tb (ppm)	0.28	0.57	0.53	0.31	0.55	0.29	0.18	1.36	0.95	0.37
Th (ppm)	3.60	0.40	0.40	0.30	0.30	-0.20	0.40	1.10	4.70	1.50
Tm (ppm)	0.09	0.28	0.30	0.17	0.24	0.14	0.16	0.64	0.58	0.22
U (ppm)	0.90	0.20	-0.10	-0.10	0.10	-0.10	-0.10	0.30	4.70	1.30
v (ppm)	32.00	454.00	443.00	338.00	250.00	215.00	3/1.00	392.00	127.00	50.UU
vv (ppm)	1.90	91.00	19.20	-0.50	-0.50	58.40 9.20	7.40	1.00	2.10	1.20
r (ppm)	7.20 0.67	1 78	2 00	9.10 1 10	1 /2	0.20	1.40	37.00	40.20	1 28
7r (ppm)	78 /0	80.90	68 70	60.20	73 30	54 10	64.20	161 20	153 /0	55.40
As (ppm)	22.90	190.90	16.70	36.30	0.70	27.10	4.00	4.40	46.30	23.70
Co (ppm)	3.20	13.40	32.20	73.00	32.20	74.80	13.40	73.20	12.90	10.80
Cu (ppm)	12.00	108.30	255.20	143.10	43.10	130.10	40.40	66.70	17.90	18.00
Ni (ppm)	12.10	64.60	55.90	62.70	42.90	105.50	26.80	28.30	59.40	25.30
Pb (ppm)	1.50	2.20	3.00	0.90	0.60	7.10	0.80	1.40	5.30	1.60
Sb (ppm)	0.40	1.50	1.60	0.50	0.30	1.10	0.10	2.50	2.20	0.80
Zn (ppm)	36.00	203.00	158.00	24.00	23.00	121.00	105.00	98.00	49.00	21.00
Eu/Eu ¹ *	1.24	1.46	1.53	1.26	1.50	1.47	2.93	1.66	1.05	1.42
Ce/Ce ² *	0.72	0.57	0.75	0.83	0.78	0.81	0.75	0.57	0.80	0.80
Log Na ₂ O/K ₂ O	-0.54	-0.22	0.70	0.62	1.15	-0.78	0.93	0.52	0.09	-0.54
$Log SiO_2/Al_2O_3$	1.06	0.35	0.43	0.51	0.69	0.91	0.47	0.54	0.76	1.17
La/Yb (CN) ³	23.72	5.22	1.25	2.02	3.01	2.04	1.84	2.43	5.42	4.83
La/Sm (CN) ³	6.05	2.83	1.15	1.44	1.34	1.44	3.44	1.18	3.52	3.36

 $\begin{array}{c} \frac{GG(U(UN)}{G} = \frac{2.48}{1.43} = \frac{1.43}{1.43} = \frac{1.17}{1.26} \\ Eu/Eu^{14} \text{ calculé } [(2^*Eu)/(Gd+Sm)]_{NASC} d^*après Kato, Y., et al. (1998) \\ Ce/Ce^{24} \text{ calculé } [(3^*Ce)/(2^*ta+Nd)]_{NASC} d^*après Kato, Y., et al. (1998) \\ * Normalisé à la valeur du North American Shale Composite "NASC" (Condie 1993) \\ ^3 Normalisé à la valeur de la chondrite C1 (Palme et O'Neill, 2004) \\ \end{array}$

Tableau B.8 : Compositions représentatives des unités de roches sédimentaires de Montagne d'Or.

ANNEXE C

TRAITEMENT DES ALTÉRATIONS

Tableau C.1: Composition moyenne des intrusions de QFP clair de Montagne d'Or (altérées et non altérées)

Tableau C.2: Composition moyenne des intrusions de QFP clair de Montagne d'Or dans l'ensemble des zones (altérées et non altérées)

Tableau C.3: Composition moyenne des intrusions de QFP sombre de Montagne d'Or (altérées et non altérées)

Tableau C.4: Composition moyenne des intrusions de QFP sombre de Montagne d'Or par zones (altérées et non altérées)

Tableau C.5: Composition moyenne des tufs felsiques de Montagne d'Or (altérées et non altérées)

Tableau C.6: Composition moyenne des tufs felsiques de Montagne d'Or par zones (altérées et non altérées)

Tableau C.7: Composition moyenne des coulées volcaniques mafiques de Montagne d'Or (altérées et non altérées)

Tableau C.8: Composition moyenne des roches mafiques de Montagne d'Or par zones (altérées et non altérées)

		QFP	clair				Précurseur		
	Altére	ée	Pas alté	érée	Moyer	nne	50615	F1000	F1147
#	56		7		3		50615	51090	51147
Valeurs	Moyenne	σ	Moyenne	σ	Moyenne	σ	Valeur	Valeur	Valeur
SiO2 (%)	70.30	2.13	68.76	0.30	69.28	1.36	70.77	68.10	68.98
Al2O3 (%)	14.70	0.55	15.34	0.11	14.88	0.61	14.18	15.15	15.30
Fe2O3 (%)	3.03	0.97	3.09	0.28	3.19	0.36	3.59	3.07	2.90
CaO (%)	2.47	0.72	3.00	0.20	2.80	0.67	2.03	3.29	3.07
MgO (%)	0.89	0.28	1.09	0.06	1.08	0.22	0.83	1.25	1.16
Na2O (%)	4.29	0.98	4.54	0.25	4.73	0.12	4.61	4.85	4.72
K2O (%)	2.12	0.58	1.99	0.12	1.82	0.14	1.68	1.82	1.95
Cr2O3 (%)	0.04	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	0.07	0.03	0.04
TiO2 (%)	0.27	0.07	0.34	0.01	0.32	0.03	0.29	0.35	0.33
MnO (%)	0.05	0.02	0.05	0.02	0.06	0.01	0.07	0.06	0.05
P2O5 (%)	0.08	0.02	0.11	0.01	0.10	0.02	0.08	0.11	0.11
SrO (%)	0.05	0.02	0.06	0.02	0.07	0.02	0.04	0.08	0.08
BaO (%)	0.11	0.06	0.09	0.01	0.10	0.01	0.09	0.10	0.10
LOI (%)	1.47	0.55	1.61	0.13	1.29	0.24	1.14	1.57	1.17
Total (%)	99.89	0.51	100.13	0.36	99.75	0.25	99.47	99.82	99.96
Ba (ppm)	981.57	514.32	827.86	88.49	873.33	47.08	819.00	899.00	902.00
Ce (ppm)	39.14	4.62	40.56	2.69	37.67	5.30	31.60	41.40	40.00
Cs (ppm)	0.73	0.26	0.62	0.13	0.62	0.14	0.63	0.48	0.75
Dy (ppm)	1.00	0.14	1.10	0.05	1.08	0.11	0.96	1.12	1.16
Er (ppm)	0.46	0.08	0.48	0.06	0.50	0.05	0.54	0.45	0.52
Eu (ppm)	0.70	0.12	0.81	0.06	0.81	0.10	0.76	0.75	0.93
Ga (ppm)	19.76	1.19	21.00	1.85	20.03	1.76	18.00	21.00	21.10
Gd (ppm)	1.66	0.22	1.93	0.14	1.74	0.24	1.47	1.82	1.92
Hf (ppm)	2.79	0.29	2.97	0.17	2.93	0.12	3.00	3.00	2.80
Ho (ppm)	0.18	0.03	0.19	0.02	0.19	0.02	0.19	0.17	0.20
La (ppm)	20.04	1.58	20.61	1.20	19.80	3.20	16.10	21.70	21.60
Lu (ppm)	0.06	0.02	0.05	0.02	0.07	0.01	0.07	0.06	0.08
Nb (ppm)	2.97	1.00	2.90	0.13	2.70	0.26	2.40	2.90	2.80
Nd (ppm)	16.14	1.66	17.50	1.12	16.70	2.62	13.70	18.50	17.90
Pr (ppm)	4.36	0.43	4.75	0.29	4.37	0.68	3.58	4.76	4.76
Rb (ppm)	54.23	17.66	51.00	4.52	44.97	3.23	41.50	47.90	45.50
Sm (ppm)	2.51	0.35	2.83	0.14	2.63	0.28	2.32	2.88	2.69
Sn (ppm)	1.64	3.87	1.14	0.38	1.33	0.58	1.00	1.00	2.00
Sr (ppm)	404.83	150.18	505.29	136.59	552.33	214.31	306.00	696.00	655.00
Ta (ppm)	0.32	0.17	0.27	0.08	0.23	0.06	0.30	0.20	0.20
Tb (ppm)	0.20	0.03	0.23	0.03	0.22	0.03	0.19	0.24	0.23
Th (ppm)	2.65	0.29	2.74	0.14	2.54	0.32	2.18	2.78	2.66
Tm (ppm)	0.07	0.02	0.07	0.01	0.09	0.01	0.09	0.08	0.09
U (ppm)	1.00	0.15	1.11	0.06	1.05	0.20	0.84	1.23	1.08
V (ppm)	34.50	14.31	44.14	3.63	40.67	8.62	33.00	50.00	39.00
W (ppm)	1.75	0.98	1.71	1.11	1.33	0.58	1.00	2.00	1.00
Y (ppm)	5.25	0.61	5.41	0.34	5.53	0.21	5.30	5.70	5.60
Yb (ppm)	0.44	0.08	0.40	0.08	0.44	0.11	0.55	0.45	0.33
Zr (ppm)	107.07	14.40	117.43	6.60	110.67	10.97	107.00	123.00	102.00
CCPI ¹	0.36	0.08	0.37	0.01	0.38	0.02	0.39	0.38	0.36
Al ²	0.31	0.08	0.29	0.01	0.28	0.01	0.27	0.27	0.29

² AI : Index d'altération d'Hasimoto = 100*[(MgO + K2O)/(MgO + K2O + Na2O + CaO)] (Ishikawa et al. 1976)

² CCPI = Index d'atération à chlorite-carbonate-pyrite = 100*[(MgO + FeO)/(MgO + FeO + K2O + Na2O)] (Large et al. 2001)

Tableau C.1: Composition moyenne des intrusions de QFP clair de Montagne d'Or (altérées et non altérées)

		WH WH			MXI	MF			FW H	M	╞		HW UF2	2	-	2	X UFZ		EW UFZ	-	HW LFZ		MX LFZ		FW LFZ	
-	Altér 5	ee.	Pas altérée 1	Altér 3	ée	Pas alt	érée	Altéré 3	۵	Pas altéi 2	ée	Altérée 8		Pas altérée 2		Altérée 16	Pa	: altérée 1	Altérée 15		Altérée 2		Altérée 2		Altérée 2	
Valeurs	Movenne		Valeur	Movenne		Movenne		Movenne		Movenne		Anvenne	UN UN	Invenne	W U	oup on o		Alpur A	Anvenne	2	Anne nne	2	avenne.	Ψ υ	annavo	
SiO2 (%)	67.67	0.71	68.98	67.84	0.57	68.65	0.25	68.41	1.04	68.31	0.30	69.24	1.66	69.88	27	20.11	2.02	59.21	72.13	98	72.30	1.68	71.81	1.98	72.01	1.35
AI2O3 (%)	15.08	0.24	15.30	15.18	0.34	15.37	0.04	15.01	0.19	15.25	0.13	15.01	0.48	14.64 (.65	14.79	0.62	15.43	14.30	0.33	14.10	0.39	14.17	0.88	14.80	0.32
Fe2O3 (%)	4.12	1.16	2.90	3.69	0.50	3.20	0.30	3.43	0.37	3.13	0.08	3.43	1.02	3.23	0.51	3.11	1.04	2.81	2.46	0.55	2.34	0.03	2.02	0.59	2.55	0.35
CaO (%) MeO (%)	2.99	0.18	3.07	3.55	0.47	2.97	0.27	2.86	0.38	3.14	0.22	2.63 0.48	0.89	2.58	121	2.42	0.86	3.03	2.10	0.38	2.03 0.68	0.54	2.11	0.89	2.23	0.04
Na 20 (%)	3.37	1.70	4.72	2.29	1.30	4.51	0.35	4.73	0.26	4.73	0.17	4.34	0.61	4.56	101	4.17	0.69	4.61	4.74	0.37	5.43	1.20	4.78	0.94	4.83	0.18
K20 (%)	2.58	1.00	1.95	3.17	0.34	1.95	0.12	1.75	0.43	1.93	0.15	2.11	0.45	1.83	0.21	2.22	0.51	2.16	1.88	0.21	1.34	0.69	1.83	0.78	1.93	0.13
Cr203 (%)	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.05	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01
TiO2 (%)	0.34	0.03	0.33	0.33	0.03	0.34	0.01	0.31	0.04	0.35	0.00	0.31	0.07	0.32 (0.04	0.27	0.06	0.32	0.23	0.06	0.22	0.04	0.22	0.06	0.25	0.06
MnO (%)	0.08	0.03	0.05	0.10	0.02	0.06	0.02	0.06	0.01	0.06	0.00	0.05	0.01	0.06	0.02	0.05	0.01	0.04	0.04	0.01	0.05	0.02	0.02	0.04	0.05	0.01
P205 (%)	0.11	0.01	0.11	0.11	0.01	0.11	0.01	0.10	0.01	0.11	0.01	0.10	0.02	0.09	101	0.09	0.02	0.11	0.07	10.0	0.07	0.01	0.06	0.03	0.07	0.01
SrO (%)	0.05	0.03	0.08	0.02	0.02	0.06	0.02	0.05	0.02	0.07	0.02	0.05	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.05	0.05	10.0	0.06	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01
BaO (%)	0.12	0.03	0.10	0.11	0.02	0.10	0.01	0.10	0.01	60.0	0.01	0.15	0.14	0.10	10.0	0.10	0.02	0.09	0.11	20.02	0.10	0.04	0.09	0.05	0.11	0.01
Total (%)	99.79	0.60	96.66	99.82	0.25	100.00	0.39	 99.72	0.58	100.04	0.30	99.92	0.31	99.76	141	68.66	0.47	00.60	100.11	1.56	99.22	0.23	99.27	0.93	06.96	0.57
Ba (ppm)	1049.40	285.73	902.00	926.33	139.85	844.25	83.86	807.00	96.16	800.00	140.01	1315.50 1	257.35 1	868.00 6	9.30	88.00 2	20.07 8	00.00	971.27 2	37.67	912.00	393.15	767.00	93.15 9	31.00	87.68
Ce (ppm)	41.38	2.27	40.00	37.40	2.46	41.15	3.63	37.90	4.51	40.70	0.99	39.31	2.49	35.90	80.9	10.13	6.96	39.10	37.81	3.19	40.65	4.17	36.25	4.03	10.90	6.79
Cs (ppm)	0.85	0.43	0.75	0.74	0.15	0.58	0.08	0.63	0.20	0.50	0.02	0.73	0.29	0.66	0.04	0.65	0.17	0.85	0.74	0.30	0.76	0.42	0.78	0.43	0.99	0.01
Dy (ppm)	1.12	0.05	1.16	1.03	0.11	1.09	0.07	1.02	0.06	1.13	0.01	1.03	0.07	1.04 (0.11	1.00	0.13	1.11	0.95	0.19	0.91	0.11	0.95	0.09	0.94	0.13
Er (ppm)	0.52	0.08	0.52	0.44	0.03	0.47	0.07	0.51	0.06	0.46	0.01	0.45	0.04	0.52 (0.04	0.43	0.07	0.53	0.47	0.11	0.40	0.08	0.46	0.05	0.45	0.05
Eu (ppm)	0.85	0.10	0.93	0.78	0.06	0.83	0.08	0.71	0.05	0.78	0.04	0.70	0.11	0.79 (0.04	0.72	0.14	0.74	0.63	0.09	0.67	0.03	0.61	0.19	0.69	0.08
Ga (ppm)	20.04	0.77	21.10	20.07	2.22	21.68	1.78	19.27	0.21	21.20	0.28	20.24	1.05	18.00	00.0	19.74	1.41	20.90	19.47	1.13	20.30	0.71	19.15	0.78	19.85	1.77
Gd (ppm)	1.96	0.27	1.92	1.76	0.21	1.92	0.18	1.74	0.17	1.94	0.16	1.72	0.19	1.68	0.30	1.65	0.18	1.86	1.54	0.21	1.57	0.09	1.58	0.07	1.55	0.25
Hf (ppm)	3.00	0.23	2.80	3.07	0.23	2.98	0.17	2.80	0.00	2.90	0.14	2.94	0.32	2.95	.07	2.79	0.29	3.20	2.67	0.21	2.50	0.42	2.50	0.42	2.60	0.14
(mdd) oH	0.21	0.01	0.20	0.17	0.02	0.20	0.02	0.17	0.01	0.17	0.00	0.18	0.02	0.18	5 5	0.17	8.0	0.18	0.17	8 [0.17	0.02	0.18	0.01	0.19	0.04
La (ppm)	20.80	0.83	0.08	0.01	0.02	21.10	1:46	06.61 70.0	5.5	5/.07	1.34	20.05	1.34	18.15	8.6	20.05	55.1	0.05	20.01	/9.1	0.05	1.98	25.91 0.08	797	01.12	5,00
Nb (ppm)	2.70	0.12	2.80	2.57	0.15	2.95	0.10	2.57	0.12	2.80	0.14	3.66	2.57	2.70	.42	2.77	0.18	2.80	3.05	0.33	3.05	0.21	3.00	0.14	2.95	0.64
(mdd) pN	18.08	1.16	17.90	16.13	1.44	17.55	1.47	16.77	2.24	17.70	1.13	16.60	1.03	15.95	8.18	16.31	2.12	17.20	15.22	0.93	16.10	0.28	14.60	0.85	15.60	1.70
Pr (ppm)	4.71	0.33	4.76	4.23	0.34	4.81	0.37	4.45	0.41	4.68	0.11	4.48	0.31	4.24 (0.93	4.43	0.56	4.51	4.21	0.34	4.28	0.15	3.85	0.32	4.25	0.52
Rb (ppm)	70.16	28.05	45.50	93.10	14.02	50.55	3.19	44.43	5.33	50.05	3.04	54.24	13.24	43.05	.19	56.26	3.68	58.00	45.71	5.64	34.80	14.57	43.35	20.01	48.75	1.91
Sm (ppm)	2.99	0.31	2.69	2.67	0.20	2.81	0.16	2.73	0.41	2.79	0.13	2.63	0.27	2.58	0.36	2.53	0.39	3.01	2.29	0.18	2.36	0.09	2.25	0.06	2.28	0.01
Sn (ppm)	1.00	0.00	2.00	1.33	0.58	1.25	0.50	1.00	0.00	1.00	0.00	1.13	0.35	1.00	0.0	3.00	7.21	1.00	1.13	0.35	1.00	0.0	1.00	0.00	1.00	0.00
Ta (ppm)	0.30	0.00	0.20	0.30	0000	0.30	0.08	0.27	0.12	0.25	0.07	0.45	0.39	0.25	, 600	0.31	0.12	0.20	0.30	108	0.30	0.00	0.30	0.00	0.25	20.0
Tb (ppm)	0.22	0.02	0.23	0.20	0.05	0.24	0.03	0.21	0.02	0.25	0.01	0.22	0.03	0.20	101	0.20	0.03	0.22	0.19	0.03	0.17	0.01	0.19	0.02	0.21	0.03
Th (ppm)	2.98	0.27	2.66	2.66	0.21	2.77	0.10	2.45	0.31	2.82	0.06	2.62	0.17	2.48 (0.42	2.65	0.30	2.46	2.57	0.27	2.74	0.25	2.52	0.37	2.73	0.72
Tm (ppm)	0.06	0.02	0.09	0.07	0.01	0.07	0.02	0.07	0.01	0.08	0.01	0.07	0.02	0.07	0.03	0.08	0.03	0.08	0.08	0.02	0.08	0.01	0.08	0.02	0.08	0.01
(mqq) U	1.16	0.09	1.08	1.04	0.06	1.10	0.08	0.99	0.24	1.17	0.09	1.07	0.13	1.01	0.23	1.01	0.15	1.10	0.94	0.13	0.93	0.01	0.81	0.23	0.80	0.20
V (ppm)	49.00	8.06	39.00	44.00	7.00	43.50	2.89	42.33	6.11	47.50	3.54	39.50	13.79	36.50	1.95	33.06	3.13	50.00	26.73 1	5.27	34.00	7.07	25.50	26.16	31.50	9.19
W (ppm)	2.20	0.45	1.00	2.67	0.58	2.00	1.41	1.00	0.00	1.50	0.71	2.00	1.31	1.50	1.71	2.00	1.21	1.00	1.27	0.46	2.00	1.41	1.50	0.71	1.00	0.00
(mdd) Y	5.62	0.08	5.60	5.20	0.10	5.50	0.45	5.53	0.25	5.45	0.35	5.15	0.21	5.35	6.	5.23	0.45	5.30	5.19	5 5	5.20	0.57	5.10	0.85	5.15	0.07
(mdd) av	0.45	6.0	0.33	0.42	0.03	0.41	11.0	0.40	90 G	0.43	0.03	0.41	0.06	0.48		0.40	9.09	0.36	0.49		0.40	0.04	0.4/	0.07	0.48	80.0
Zr (ppm)	120.80	5.67	102.00	118.00	1.2.1	118.25	9.07	115.00	1.73	120.00	4.24	115.00	13./1	110.50	56.1	10.44	2.05	18.00	56.93	1.57	103.00	26.87	93.00	22.63	95.00	1.07
CCPI	0.45	0.09	0.36	0.46	0.08	0.38	0.01	0.39	0.02	0.38	0.00	0.38	0.07	0.38	0.02	0.36	0.07	0.35	0.30	0.05	0.29	0.02	0.26	0.05	0.30	0.03
A ²	0.38	0.14	0.29	0.44	0.09	0.29	0.01	0.28	0.03	0.29	0.02	0.31	0.04	0.28 1	101	0.32	0.06	0.30	0.27	0.02	0.21	0.08	0.25	0.07	0.26	0.01
² CCPI = Index d'altéi	ation d'Hasin ération à chl	noto = 100 'orite-carbo	[(MgO + K2O) nate-nvrite = .	1/(MgO + K2t 100*(/MgO -	5 + Na 20 + + Fe01/(Me	· CaO)] (Ishik. D + FeO + K2	awa et al. 1 :0 + Na 2011	976) 'fian geeetal.'	(100																	

Tableau C.2: Composition moyenne des intrusions de QFP clair de Montagne d'Or dans l'ensemble des zones (altérées et non altérées)

Alterice Pas shterice To Soli26 Sol	
μ 76 26 7 50128 50213 501081 51108 5111	
Valeurs Moyenne a Moyenne a Valeur	'
SiO2 (k) 66.95 1.89 66.69 1.23 66.12 1.08 66.25 66.75 66.11 66.83 63.75 66.55 66.55 66.55 AI203 (%) 1.4.70 0.64 15.43 0.38 15.31 15.22 14.57 15.21 14.70 15.16 15.33 CaO (%) 1.78 1.39 3.62 0.55 3.91 0.66 3.84 3.29 3.65 3.85 5.35 3.70 3.68 MgO (%) 1.61 0.44 1.47 0.28 1.64 0.47 0.28 1.64 1.47 0.28 1.64 1.47 0.28 1.64 4.95 4.48 4.95 4.49 4.95 4.49 4.95 4.45 0.44 0.49 0.40 0.49 0.33 0.06 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.06 0.03 0.02 0.02 0.01 0.05 0.03 0.06 0.03 0.02 0.01 0.01 0.03	r
Al203 (%) 14.70 0.64 15.43 0.38 15.11 0.35 15.53 15.57 14.57 15.21 14.70 15.16 15.38 Fe203 (%) 1.78 1.29 5.65 0.65 4.08 0.38 4.63 3.75 4.28 3.95 4.48 3.76 3.86 Ca0 (%) 1.61 0.44 1.47 0.28 1.61 0.36 1.84 1.22 1.44 1.51 2.31 1.57 1.34 Na20 (%) 3.66 0.33 0.02 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.02 0.02 0.01 0.05 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.02 0.07 0.05 0.08 0.02 0.07 0.05 0.06 0.09 0.07 0.07 0.05 0.06 0.09 0.07 0.07 0.05 0.06 0.09 0.07 0.07 0.50 0.60 0.09 0.07 0.01 0.06 0.07 0.05	
Fe203 (%) 7.81 2.95 4.05 0.65 4.08 0.38 4.63 3.72 4.28 3.95 4.48 3.72 3.78 Ca0 (%) 1.78 1.39 3.62 0.55 3.91 0.66 3.84 3.29 3.65 3.85 3.35 3.70 3.86 Mg0 (%) 1.61 0.44 1.47 0.28 1.61 0.36 1.84 1.28 1.44 1.51 2.31 1.57 1.34 Na20 (%) 2.03 0.02 0.03 0.02 0.03 0.02 0.03 0.02 0.03 0.02 0.03 0.06 0.02 0.03 0.06 0.02 0.01 0.05 0.03 0.66 0.03 0.07 0.05 0.09 0.04 0.07 0.05 0.09 0.09 0.07 0.07 0.05 0.06 0.03 0.06 0.02 0.04 0.07 0.05 0.06 0.03 0.06 0.03 0.06 0.07 0.05	1
CaO (%) 1.78 1.39 3.62 0.55 3.91 0.66 3.84 3.29 3.65 3.85 5.35 3.70 3.68 MgO (%) 1.61 0.44 1.41 1.51 0.34 1.28 1.44 1.51 2.31 1.57 1.14 Na2O (%) 3.36 0.93 2.06 0.30 1.86 0.40 1.09 2.35 1.64 1.92 2.02 2.00 2.01 Cr203 (%) 0.41 0.04 0.44 0.42 0.04 0.49 0.44 0.43 0.39 0.44 0.39 0.41 MO (%) 0.09 0.04 0.41 0.04 0.42 0.04 0.49 0.40 0.43 0.39 0.44 0.16 0.17 0.05 0.09 0.07 0.07 P205 (%) 0.17 0.05 0.18 0.012 0.012 0.011 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10	
Mg20 (%) 1.61 0.44 1.47 0.28 1.61 0.36 1.84 1.28 1.44 1.51 2.31 1.57 1.44 Na20 (%) 2.02 1.32 4.18 0.68 4.50 0.50 4.89 4.48 4.95 4.20 3.58 4.95 4.46 K20 (%) 0.33 0.02 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.06 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.06 0.03 0.01 0.06 0.07 0.05 0.09 0.04 0.38 0.49 0.40 0.05 0.09 0.07 0.07 Processor 0.03 0.06 0.02 0.07 0.01 0.06 0.07 0.05 0.06 0.09 0.07 0.07 Sr0 (%) 0.14 0.05 0.13 0.04 0.01 0.05 0.05 0.09 0.09 0.07 0.01 0.05 0.05 0.06 0.99.32 9.61 9.24	
Na20 (%) 2.02 1.32 4.18 0.68 4.50 0.50 4.89 4.48 4.96 4.20 3.38 4.95 4.66 K20 (%) 3.36 0.93 2.06 0.30 1.86 0.40 1.09 2.35 1.64 1.92 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 0.02 0.01 0.05 0.03 0.02 0.02 0.01 0.05 0.09 0.09 0.09 0.07 0.07 0.05 0.08 0.03 0.06 0.07 0.07 0.05 0.08 0.03 0.06 0.07 0.02 0.04 0.15 0.16 0.18 0.44 0.55 0.66 0.09 0.00 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.11	
k20 (%) 3.36 0.93 0.26 0.30 1.86 0.40 1.09 2.35 1.64 1.92 2.02 2.00 2.01 Cr203 (%) 0.03 0.02 0.03 0.02 -0.01 0.05 0.03 0.02 0.01 0.05 0.03 0.03 0.02 0.01 0.05 0.09 0.04 0.33 0.07 0.01 0.06 0.07 0.05 0.09 0.09 0.07 0.07 0.07 0.05 0.06 0.09 0.07 0.07 0.05 0.06 0.09 0.01 0.10 0.16 0.18 0.44 0.18 0.14 0.16 0.11 0.02 0.04 0.07 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 0.16 0.11 0.10 0.16 0.11 0.10 0.12 0.11 0.11 0.10 0.12 0.11 0.11 0.10 0.12 0.13 0.16 1.30 0.10 0.00 0.10 0.10 0.10	
Cr203 (%) 0.03 0.02 0.03 0.02 0.02 0.01 0.05 0.03 0.06 0.03 0.02 TiO2 (%) 0.41 0.04 0.41 0.04 0.42 0.04 0.49 0.40 0.43 0.39 0.44 0.39 0.41 MnO (%) 0.03 0.04 0.03 0.07 0.01 0.06 0.07 0.05 0.09 0.09 0.07 0.07 P2O5 (%) 0.17 0.05 0.18 0.04 0.11 0.06 0.07 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 Ba (%) 0.44 0.05 0.13 0.04 0.11 0.01 0.16 0.11 LiO(%) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.88 1.30 0.15 0.10 0.00 99.33 99.61 99.42 99.63 99.42 99.63 99.42 99.63 99.42 99.63 1.35 0.12 1.26 1.12 1.12 1.55.0 76.40 <td></td>	
TiO2 (%) 0.41 0.04 0.41 0.04 0.42 0.04 0.43 0.33 0.44 0.39 0.41 MnO (%) 0.09 0.04 0.08 0.03 0.07 0.05 0.09 0.09 0.07 0.07 P2O5 (%) 0.03 0.03 0.06 0.02 0.07 0.02 0.04 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 BaO (%) 0.14 0.05 0.013 0.04 0.11 0.02 0.04 0.07 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 BaO (%) 0.14 0.057 0.13 0.04 0.11 0.02 0.08 0.12 0.11 0.10 0.16 0.11 LO(%) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.98 1.30 Total (%) 99.87 0.66 100.22 0.62 0.60 0.63.6 56.70 55.50 76.0 55.50 76.0 55.00 76.0 75.0 77 0.87 <td></td>	
MhO (%) 0.09 0.04 0.08 0.03 0.07 0.01 0.06 0.07 0.07 0.07 P205 (%) 0.17 0.05 0.18 0.04 0.03 0.18 0.16 0.15 0.16 0.18 0.24 0.16 Sr0 (%) 0.14 0.05 0.13 0.04 0.17 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 Ba (0%) 0.14 0.05 0.13 0.04 0.11 0.02 0.08 0.12 0.11 0.11 0.10 0.16 0.11 L0 (%) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.98 1.30 Total (%) 99.81 95.61 0.40 100.35 100.00 99.31 99.61 99.63 9.44 9.43 99.63 9.42 Ba (ppm) 1211.04 457.69 1157.65 344.68 98.5.7 183.39 754.00 1020.00 <td></td>	
P205 (%) 0.17 0.05 0.18 0.04 0.18 0.03 0.16 0.15 0.16 0.18 0.24 0.16 SrO (%) 0.03 0.03 0.06 0.02 0.07 0.02 0.04 0.07 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 Ba (pm) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.98 1.30 Total (%) 9.87 0.66 100.22 0.62 99.65 0.40 100.35 100.00 99.33 99.61 99.24 99.63 99.42 Ba (ppm) 1211.04 457.69 1157.65 344.68 985.57 183.39 754.00 100.00 951.00 866.00 918.00 1335.00 1055.0 1.64 1.64 1.74 0.83 0.67 1.86 1.60 1.04 Dy (pm) 1.67 0.23 1.62 1.70 0.20 2.01 1.52 1.72	
SrO (%) 0.03 0.03 0.06 0.02 0.07 0.02 0.04 0.07 0.05 0.06 0.09 0.10 0.10 BaO (%) 0.14 0.05 0.13 0.04 0.11 0.02 0.08 0.12 0.11 0.11 0.10 0.16 0.11 L01 (%) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.98 99.61 99.63 99.42 99.63 99.42 Ba (ppm) 121.04 457.69 1157.65 344.68 985.57 183.39 754.00 1020.00 951.00 866.00 918.00 1335.00 1055.00 Cs (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.62 1.60 1.42 0.83 0.67 1.86 1.60 1.04 Dy (ppm) 1.67 0.23 1.26 1.15 0.99 1.12 1.32 1.55 1.44 Ga (ppm) 3.01 0	
Ba0 (%) 0.14 0.05 0.13 0.04 0.11 0.02 0.08 0.12 0.11 0.10 0.16 0.11 L01 (%) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.98 1.30 Total (%) 99.81 99.61 99.82 99.61 99.42 99.63 99.42 Ba (ppm) 1211.04 457.69 1157.65 344.68 985.57 183.39 754.00 1020.00 951.00 866.00 918.00 1335.00 1055.00 Ce (ppm) 63.16 12.93 65.12 12.53 62.84 10.76 80.10 60.80 54.50 56.70 55.50 76.40 55.90 Cs (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Ev (ppm) 1.14 0.21 1.28 0.23 1.22 0.11<	
LOI (%) 2.81 0.87 1.84 0.49 1.57 0.42 1.40 2.07 1.83 1.32 2.07 0.98 1.30 Total (%) 99.87 0.66 100.22 0.62 99.65 0.40 100.35 100.00 99.33 99.61 99.24 99.63 99.42 Ba (ppm) 121.04 457.69 1157.65 344.68 98.57 183.39 76.40 102.00 951.00 866.00 918.00 1335.00 1055.0 Cs (ppm) 1.95 0.88 1.16 0.61 1.18 0.45 0.87 1.42 0.83 0.67 1.86 1.60 1.04 Dy (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Ev (pm) 1.14 0.21 1.22 0.25 1.30 2.010 20.90 20.50 21.00 20.10 20.90 Gd (ppm) 3.01	
Total (%) 99.87 0.66 100.22 0.62 99.65 0.40 100.35 100.00 99.33 99.61 99.24 99.63 99.42 Ba (ppm) 1211.04 457.69 1157.65 344.68 985.57 183.39 754.00 1020.00 951.00 866.00 918.00 1335.00 1555.00 Ce (ppm) 63.16 12.93 65.12 12.53 62.84 10.76 80.10 60.80 54.50 55.70 55.50 76.40 55.90 Cs (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Fr (ppm) 0.73 0.11 0.72 0.11 0.79 0.10 0.96 0.65 0.80 0.77 0.79 0.87 0.72 Eu (ppm) 1.14 20.05 1.14 20.54 0.39 20.30 20.10 20.00 20.10 20.00 20.10 20.10 20.10	
Ba (ppm) 1211.04 457.69 1157.65 344.68 985.57 183.39 754.00 1020.00 951.00 866.00 918.00 1335.00 1055.00 Ce (ppm) 63.16 12.93 65.12 12.53 62.84 10.76 80.10 60.80 54.50 56.70 55.50 76.40 55.90 Cs (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Fr (ppm) 0.73 0.11 0.72 0.11 0.79 0.10 0.96 0.65 0.80 0.77 0.79 0.87 0.72 Eu (ppm) 1.14 0.21 1.28 0.23 1.22 0.18 1.26 1.15 0.99 1.12 1.32 1.55 1.14 Ga (ppm) 3.01 0.47 2.99 0.41 3.52 2.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 H (ppm) 3.06	
Ce (ppm) 63.16 12.93 65.12 12.53 62.84 10.76 80.10 60.80 54.50 56.70 55.50 76.40 55.90 Cs (ppm) 1.95 0.88 1.16 0.61 1.18 0.45 0.87 1.42 0.83 0.67 1.86 1.60 1.04 Dy (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Fu (ppm) 1.14 0.21 1.28 0.23 1.22 0.18 1.26 1.15 0.99 1.12 1.32 1.55 1.14 Ga (ppm) 3.01 0.47 2.99 0.48 2.89 0.41 3.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 H' (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.00 3.30 3.00 3.30 2.60 3.00 3.00 3.00 3.00 3.00 3.00 3.00 <td< td=""><td>0</td></td<>	0
Cs (ppm) 1.95 0.88 1.16 0.61 1.18 0.45 0.87 1.42 0.83 0.67 1.86 1.60 1.04 Dy (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Er (ppm) 0.73 0.11 0.72 0.11 0.79 0.10 0.96 0.65 0.80 0.77 0.79 0.73 0.72 0.12 1.32 1.55 1.14 Ga (ppm) 2.115 2.11 20.05 1.14 20.54 0.39 20.30 20.10 20.90 21.00 20.10 20.90 Gd (ppm) 3.01 0.47 2.99 0.48 2.89 0.41 3.52 2.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 H (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 0.04 3.51 3.79 28.90 2.560 2.770 2.70 3.70 2	,
Dy (ppm) 1.67 0.23 1.68 0.22 1.70 0.20 2.01 1.59 1.46 1.52 1.72 1.87 1.74 Fr (ppm) 0.73 0.11 0.72 0.11 0.79 0.10 0.96 0.65 0.80 0.77 0.79 0.87 0.72 Eu (ppm) 1.14 0.21 1.28 0.23 1.22 0.18 1.26 1.15 0.99 1.12 1.32 1.55 1.14 Ga (ppm) 3.01 0.47 2.99 0.48 2.89 0.41 3.52 2.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 H' (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.09 0.25 3.30 3.00 3.30 2.60 3.00 3.10 3.30 La (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.30 0.29 0.27 0.36 0.32 0.31 La (ppm) 0.86 6.04 31.52	
Fr (ppm) 0.73 0.11 0.72 0.11 0.79 0.10 0.96 0.65 0.80 0.77 0.79 0.87 0.72 Eu (ppm) 1.14 0.21 1.28 0.23 1.22 0.18 1.26 1.15 0.99 1.12 1.32 1.55 1.14 Ga (ppm) 21.15 2.11 20.05 1.14 20.54 0.39 20.30 20.10 20.90 20.50 2.100 20.10 20.90 Gd (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.09 0.25 3.30 3.00 3.30 2.60 3.00 3.10 3.30 Ho (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.03 0.29 0.27 0.36 0.32 0.31 Lu (ppm) 3.08 0.04 0.08 0.04 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.01 0.10 1.010 Nb (ppm) 3.55 0.92 3.64	
Eu (ppm) 1.14 0.21 1.28 0.23 1.22 0.18 1.26 1.15 0.99 1.12 1.32 1.55 1.14 Ga (ppm) 21.15 2.11 20.05 1.14 20.54 0.39 20.30 20.10 20.90 20.50 21.00 20.10 20.90 Gd (pm) 3.01 0.47 2.99 0.48 2.89 0.41 3.52 2.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 H' (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.09 0.25 3.30 3.00 3.30 2.60 3.01 3.30 Ho (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.03 0.31 0.30 0.29 0.27 0.36 0.32 0.31 La (ppm) 3.08 0.04 0.08 0.03 0.10 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.30 4.30 2.80 2.40 1.55 8.1.0 Nd	
Ga (ppm) 21.15 2.11 20.05 1.14 20.54 0.39 20.30 20.10 20.90 20.50 21.00 20.10 20.90 Gd (ppm) 3.01 0.47 2.99 0.48 2.89 0.41 3.52 2.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 Hf (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.09 0.25 3.30 3.00 3.30 2.60 3.00 3.10 3.30 Ho (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.03 0.31 0.30 0.29 0.27 0.36 0.32 0.31 La (ppm) 3.08 6.04 31.52 6.06 30.51 5.13 37.90 28.90 25.60 27.70 27.00 37.80 28.70 Lu (ppm) 0.08 0.04 0.08 0.03 0.10 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.43 3.70 Mt (ppm) 29.10	
Gd (ppm) 3.01 0.47 2.99 0.48 2.89 0.41 3.52 2.52 2.55 2.70 2.71 3.40 2.80 Hf (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.09 0.25 3.30 3.00 3.30 2.60 3.00 3.10 3.30 Ho (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.30 0.29 0.27 0.36 0.22 0.31 La (ppm) 3.086 6.04 31.52 6.06 30.51 5.13 37.90 28.90 25.60 27.70 27.00 37.80 28.70 Lu (ppm) 0.08 0.04 0.08 0.03 0.10 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.01 0.10 1.00 Nd (ppm) 3.55 0.92 3.64 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nd (ppm) 7.46 1.35 7	,
Hf (ppm) 3.06 0.31 3.07 0.28 3.09 0.25 3.30 3.00 3.30 2.60 3.00 3.10 3.30 Ho (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.03 0.31 0.30 0.29 0.27 0.36 0.32 0.31 La (ppm) 30.86 6.04 31.52 6.06 30.51 5.13 37.90 28.90 25.60 27.70 27.00 37.80 28.70 Lu (ppm) 0.88 0.44 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nb (ppm) 3.55 0.92 3.64 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nd (ppm) 29.10 5.09 29.05 5.57 28.94 4.67 34.00 28.50 23.50 27.00 27.20 36.60 25.80 Pr (ppm) 7.46	
Ho (ppm) 0.29 0.05 0.28 0.04 0.31 0.03 0.31 0.30 0.29 0.27 0.36 0.32 0.31 La (ppm) 30.86 6.04 31.52 6.06 30.51 5.13 37.90 28.90 25.60 27.70 27.00 37.80 28.70 Lu (ppm) 0.08 0.04 0.08 0.03 0.10 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.10 0.11 0.10 Nb (ppm) 3.55 0.92 3.64 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nd (ppm) 29.10 5.09 29.05 5.57 28.94 4.67 34.00 28.50 23.50 27.00 27.20 36.60 25.80 Pr (ppm) 7.46 1.35 7.58 1.35 7.31 1.07 8.93 6.84 6.20 6.61 6.84 8.73 7.03 Sm (ppm)	
La (ppm) 30.86 6.04 31.52 6.06 30.51 5.13 37.90 28.90 25.60 27.70 27.00 37.80 28.70 Lu (ppm) 0.08 0.04 0.08 0.03 0.10 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.10 0.11 0.10 Nb (ppm) 3.55 0.92 3.64 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nd (ppm) 29.10 5.09 29.05 5.57 28.94 4.67 34.00 28.50 27.00 27.20 36.60 25.80 Pr (ppm) 7.46 1.35 7.58 1.35 7.31 1.07 8.93 6.84 6.20 6.61 6.84 8.73 7.03 Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 1.90	
Lu (ppm) 0.08 0.04 0.08 0.03 0.10 0.02 0.12 0.07 0.11 0.08 0.10 0.11 0.10 Nb (ppm) 3.55 0.92 3.64 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nd (ppm) 29.10 5.09 29.05 5.57 28.94 4.67 34.00 28.50 23.50 27.00 27.20 36.60 25.80 Pr (ppm) 7.46 1.35 7.51 1.07 8.93 6.84 6.20 6.61 6.84 8.73 7.03 Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 2.64.75 239.77 542.04 190.55 632.29 213.36 377.00 652.00 392.00 498.00 892.00 846.00 769.00 Ta (ppm) 0.36	,
Nb (ppm) 3.55 0.92 3.64 0.64 3.99 0.91 3.80 3.30 5.90 3.40 3.50 4.30 3.70 Nd (ppm) 29.10 5.09 29.05 5.57 28.94 4.67 34.00 28.50 23.50 27.00 27.20 36.60 25.80 Pr (ppm) 7.46 1.35 7.58 1.35 7.31 1.07 8.93 6.84 6.20 6.61 6.84 8.73 7.03 Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 2.64.75 239.77 542.04 10.05 632.29 213.36 377.00 652.00 392.00 498.00 892.00 846.00 769.00 T	
Nd (ppm) 29.10 5.09 29.05 5.57 28.94 4.67 34.00 28.50 23.50 27.00 27.20 36.60 25.80 Pr (ppm) 7.46 1.35 7.58 1.35 7.31 1.07 8.93 6.84 6.20 6.61 6.84 8.73 7.03 Rb (ppm) 87.93 25.00 55.08 10.34 49.77 11.55 31.50 56.70 43.60 44.30 68.20 52.70 51.40 Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 1.90 3.05 1.03 0.36 1.00 0.00 1.00	
Pr (ppm) 7.46 1.35 7.58 1.35 7.31 1.07 8.93 6.84 6.20 6.61 6.84 8.73 7.03 Rb (ppm) 87.93 25.00 55.08 10.34 49.77 11.55 31.50 56.70 43.60 44.30 68.20 52.70 51.40 Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 1.90 3.05 1.03 0.36 1.00 0.00 1	,
Rb (ppm) 87.93 25.00 55.08 10.34 49.77 11.55 31.50 56.70 43.60 44.30 68.20 52.70 51.40 Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 1.90 3.05 1.03 0.36 1.00 0.00 1.	
Sm (ppm) 4.64 0.73 4.61 0.83 4.59 0.67 5.33 4.13 3.90 4.38 4.27 5.71 4.44 Sn (ppm) 1.90 3.05 1.03 0.36 1.00 0.00 1.03 1.03 1.03	J.
Sn (ppm) 1.90 3.05 1.03 0.36 1.00 0.00 1.00	
Sr (ppm) 264.75 239.77 542.04 190.55 632.29 213.36 377.00 652.00 392.00 498.00 892.00 846.00 769.00 Ta (ppm) 0.27 0.19 0.30 0.13 0.34 0.08 0.30 0.50 0.30 0.30 0.40 0.30 Tb (ppm) 0.36 0.05 0.36 0.07 0.36 0.05 0.41 0.29 0.34 0.38 0.31 0.44 0.37 Th (ppm) 4.30 1.83 4.18 0.75 3.99 0.67 4.91 3.76 3.23 3.47 3.84 4.94 3.81 Tm (ppm) 0.10 0.06 0.11 0.02 0.11 0.03 0.17 0.06 0.12 0.10 0.12 0.11 0.11 U(pom) 1.73 0.35 1.78 0.35 1.64 0.30 1.82 1.52 1.39 1.40 1.42 2.22 1.71	
Ta (ppm) 0.27 0.19 0.30 0.13 0.34 0.08 0.30 0.50 0.30 0.30 0.40 0.30 Tb (ppm) 0.36 0.05 0.36 0.07 0.36 0.05 0.41 0.29 0.34 0.38 0.31 0.44 0.37 Th (ppm) 4.30 1.83 4.18 0.75 3.99 0.67 4.91 3.76 3.23 3.47 3.84 4.94 3.81 Tm (ppm) 0.10 0.06 0.11 0.02 0.11 0.03 0.17 0.06 0.12 0.10 0.12 0.11 0.11 U(pom) 1.73 0.35 1.78 0.35 1.64 0.30 1.82 1.52 1.39 1.40 1.42 2.22 1.71	C
Tb (ppm) 0.36 0.05 0.36 0.07 0.36 0.05 0.41 0.29 0.34 0.38 0.31 0.44 0.37 Th (ppm) 4.30 1.83 4.18 0.75 3.99 0.67 4.91 3.76 3.23 3.47 3.84 4.94 3.81 Tm (ppm) 0.10 0.06 0.11 0.02 0.11 0.03 0.17 0.06 0.12 0.10 0.12 0.11 0.11 0.14 0.27 1.71 U(pom) 1.73 0.35 1.78 0.35 1.64 0.30 1.82 1.52 1.39 1.40 1.42 2.72 1.71	
Th (ppm) 4.30 1.83 4.18 0.75 3.99 0.67 4.91 3.76 3.23 3.47 3.84 4.94 3.81 Tm (ppm) 0.10 0.06 0.11 0.02 0.11 0.03 0.17 0.06 0.12 0.10 0.12 0.11 0.11 U (pom) 1.73 0.35 1.78 0.35 1.64 0.30 1.82 1.52 1.39 1.40 1.42 2.22 1.71	
Tm (ppm) 0.10 0.06 0.11 0.02 0.11 0.03 0.17 0.06 0.12 0.10 0.12 0.11 0.11 U (pom) 1.73 0.35 1.78 0.35 1.64 0.30 1.82 1.52 1.39 1.40 1.42 2.22 1.71	
U (ppm) 1.73 0.35 1.78 0.35 1.64 0.30 1.82 1.52 1.39 1.40 1.42 2.22 1.71	
wr /	
V (ppm) 60.82 10.74 59.00 9.33 64.14 10.56 81.00 73.00 70.00 53.00 58.00 55.00 59.00	J
W (ppm) 6.83 4.81 2.38 1.83 1.43 0.53 2.00 2.00 2.00 1.00 1.00 1.00 1.00	
Y (ppm) 7.94 1.21 7.81 1.17 8.27 0.93 10.00 7.50 8.20 7.40 8.10 9.00 7.70	
Yb (ppm) 0.65 0.10 0.62 0.09 0.67 0.13 0.90 0.60 0.66 0.76 0.60 0.66 0.50	
Zr (ppm) 120.32 12.58 126.31 11.71 123.57 10.75 123.00 132.00 117.00 106.00 120.00 128.00 139.00	D
CCPI ¹ 0.61 0.20 0.31 0.03 0.29 0.03 0.25 0.32 0.26 0.30 0.33 0.29 0.29	
Al ² 0.60 0.09 0.45 0.05 0.45 0.05 0.50 0.41 0.44 0.45 0.53 0.41 0.42	

$$\label{eq:alpha} \begin{split} & \frac{2}{4} \text{Al}: \text{Index d'altération d'Hasimoto} = 100*[(MgO + K2O)/(MgO + K2O + Na2O + CaO)] (Ishikawa et al. 1976) \\ & \frac{2}{4} \text{CCPI} = \text{Index d'atération à chlorite-carbonate-pyrite} = 100*[(MgO + FeO)/(MgO + FeO + K2O + Na2O)] (Large et al. 2001) \end{split}$$

Tableau C.3: Composition moyenne des intrusions de QFP sombre de Montagne d'Or (altérées et non altérées)



Tableau C.4: Composition moyenne des intrusions de QFP sombre de Montagne d'Or par zones (altérées et non altérées)

		Tufs fe	lsiques				Pré	curseur		
#	Altér	ée	Pas alt	érée	Moyer	nne	50013	50024	50055	50205
# Valeurs	Movenne	σ	Movenne	σ	4 Movenne	σ	Valeur	Valeur	Valeur	Valeur
SiO2 (%)	70.38	3.63	72.35	1.54	72.43	1.01	73.57	72.05	72.85	71.24
AI2O3 (%)	14.12	1.09	14.25	0.43	14.20	0.22	14.28	14.33	14.32	13.87
Fe2O3 (%)	4.63	3.06	2.27	0.40	2.34	0.25	2.59	2.37	2.00	2.40
CaO (%)	1.55	1.12	2.14	0.39	2.40	0.33	2.07	2.86	2.29	2.39
MgO (%)	0.85	0.39	0.64	0.15	0.62	0.06	0.60	0.61	0.57	0.70
Na2O (%)	2.69	1.48	4.35	0.33	4.20	0.30	4.13	3.80	4.44	4.41
K2O (%)	2.84	0.91	1.85	0.14	1.94	0.14	1.98	1.97	2.06	1.73
Cr2O3 (%)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.05	0.06	0.02	0.06
TiO2 (%)	0.24	0.10	0.22	0.04	0.23	0.01	0.21	0.22	0.23	0.24
MnO (%)	0.07	0.06	0.04	0.01	0.05	0.00	0.05	0.05	0.05	0.04
P2O5 (%)	0.07	0.04	0.06	0.02	0.07	0.00	0.06	0.06	0.07	0.07
SrO (%)	0.03	0.02	0.05	0.01	0.04	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04
BaO (%)	0.12	0.16	0.10	0.01	0.10	0.01	0.09	0.09	0.10	0.10
LOI (%)	2.15	1.19	1.41	0.39	0.99	0.31	0.71	0.73	1.29	1.22
Total (%)	99.70	0.77	99.69	0.73	99.62	0.92	100.40	99.23	100.35	98.51
Ba (ppm)	992.31	371.27	923.67	156.57	864.75	99.15	791.00	770.00	970.00	928.00
Ce (ppm)	38.09	7.76	38.03	5.23	42.03	1.89	42.30	39.40	42.50	43.90
Cs (ppm)	1.15	0.65	1.00	0.38	1.12	0.19	0.85	1.16	1.15	1.31
Dy (ppm)	1.07	0.25	0.96	0.12	0.93	0.07	0.93	0.89	1.02	0.86
Er (ppm)	0.53	0.13	0.48	0.07	0.45	0.01	0.45	0.44	0.46	0.43
Eu (ppm)	0.69	0.20	0.67	0.08	0.70	0.04	0.65	0.67	0.75	0.71
Ga (ppm)	19.14	1.99	18.67	1.72	19.63	1.20	19.20	18.20	21.00	20.10
Gd (ppm)	1.90	0.48	1.73	0.29	1.55	0.10	1.56	1.42	1.66	1.57
Hf (ppm)	2.64	0.45	2.77	0.37	2.73	0.19	2.60	2.70	3.00	2.60
Ho (ppm)	0.18	0.06	0.15	0.04	0.17	0.01	0.17	0.16	0.19	0.17
La (ppm)	19.40	3.98	19.63	2.96	22.00	0.80	22.40	21.10	21.60	22.90
Lu (ppm)	0.04	0.04	0.03	0.04	0.07	0.01	0.07	0.07	0.08	0.06
Nb (ppm)	3.24	5.75	11.12	61.10	3.00	0.16	3.00	2.80	3.20	3.00
Nd (ppm)	16.11	3.54	15.27	1.62	15.68	1.08	15.20	14.50	16.00	17.00
Pr (ppm)	4.38	0.88	4.22	0.52	4.32	0.26	4.24	4.00	4.44	4.60
Rb (ppm)	71.60	24.11	46.05	5.45	49.73	7.44	47.30	45.00	60.80	45.80
Sm (ppm)	2.63	0.60	2.38	0.29	2.33	0.10	2.23	2.26	2.40	2.43
Sn (ppm)	0.93	0.85	0.77	0.88	1.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Sr (ppm)	207.66	138.21	375.84	108.40	386.25	39.24	331.00	389.00	422.00	403.00
Ta (ppm)	0.18	0.25	4.05	26.90	0.23	0.05	0.20	0.20	0.20	0.30
Tb (ppm)	0.24	0.07	0.21	0.05	0.20	0.02	0.21	0.18	0.22	0.17
Th (ppm)	3.26	1.38	2.98	0.77	2.77	0.17	2.69	2.58	2.91	2.91
Tm (ppm)	0.05	0.05	0.04	0.04	0.08	0.01	0.09	0.07	0.08	0.06
U (ppm)	1.21	0.42	1.09	0.47	0.94	0.07	0.90	0.91	1.04	0.90
V (ppm)	30.99	17.04	27.07	8.94	29.75	3.86	28.00	26.00	30.00	35.00
W (ppm)	4.58	13.53	1.81	1.54	1.75	0.96	3.00	2.00	1.00	1.00
Y (ppm)	5.32	1.15	4.83	0.52	5.23	0.29	5.00	5.00	5.60	5.30
Yb (ppm)	0.52	0.13	0.50	0.08	0.48	0.06	0.49	0.48	0.54	0.40
Zr (ppm)	92.84	20.64	93.67	13.49	102.00	5.83	97.00	97.00	108.00	106.00
CCPI ¹	0.45	0.15	0.30	0.03	0.31	0.03	0.32	0.32	0.27	0.32
Al ²	0.50	0.21	0.28	0.01	0.28	0.01	0.29	0.28	0.28	0.26

² AI : Index d'altération d'Hasimoto = 100*[(MgO + K2O)/(MgO + K2O + Na2O + CaO)] (Ishikawa et al. 1976)

² CCPI = Index d'atération à chlorite-carbonate-pyrite = 100*[(MgO + FeO)/(MgO + FeO + K2O + Na2O)] (Large et al. 2001)

Tableau C.5: Composition moyenne des tufs felsiques de Montagne d'Or (altérées et non altérées)



Tableau C.6: Composition moyenne des tufs felsiques de Montagne d'Or par zones (altérées et non altérées)

		Roches n	nafiques				Pré	curseur		
	Altér	ée	Pas alt	érée	Moyer	nne	18	50097	50112	50662
#	10)	37		4		10	50057	50112	50002
Valeurs	Moyenne	σ	Moyenne	σ	Moyenne	σ	Valeur	Valeur	Valeur	Valeur
SiO2 (%)	48.21	3.04	49.18	1.64	50.08	0.70	49.14	50.75	49.97	50.46
Al2O3 (%)	13.50	1.41	13.85	0.63	14.08	0.61	13.26	14.08	14.24	14.72
Fe2O3 (%)	16.41	5.18	14.43	0.89	13.91	0.53	14.55	13.97	13.87	13.25
CaO (%)	8.58	4.09	9.29	0.97	9.58	0.50	9.73	9.48	8.95	10.15
MgO (%)	5.46	1.23	6.34	0.85	6.73	0.29	7.11	6.53	6.79	6.48
Na2O (%)	1.75	1.15	2.08	0.73	2.29	0.42	1.96	2.25	2.90	2.06
K2O (%)	0.90	0.92	0.58	0.49	0.51	0.22	0.25	0.49	0.50	0.79
Cr2O3 (%)	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04
TiO2 (%)	1.34	0.16	1.34	0.12	1.43	0.03	1.45	1.44	1.43	1.38
MnO (%)	0.23	0.18	0.23	0.09	0.21	0.02	0.19	0.20	0.21	0.23
P2O5 (%)	0.12	0.03	0.12	0.03	0.13	0.01	0.12	0.14	0.14	0.13
SrO (%)	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	-	0.02	0.02	0.02
BaO (%)	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	-	0.01	0.02	0.02
LOI (%)	3.49	2.06	2.51	0.72	1.49	0.35	2.00	1.27	1.43	1.25
Total (%)	100.06	0.78	100.02	0.87	100.48	0.51	99.77	100.70	100.50	100.95
Ba (ppm)	253.05	297.83	181.96	208.03	95.38	31.76	59.00	92.20	136.50	93.80
Ce (ppm)	14.35	2.52	14.23	2.41	15.03	1.20	13.60	15.50	16.40	14.60
Cs (ppm)	2.04	2.29	1.09	1.06	0.43	0.38	0.20	0.23	0.99	0.29
Dy (ppm)	4.50	0.60	4.53	0.44	4.64	0.22	4.37	4.70	4.90	4.58
Er (ppm)	2.83	0.40	2.85	0.29	3.02	0.09	2.93	3.14	2.98	3.01
Eu (ppm)	1.05	0.25	1.14	0.15	1.26	0.14	1.17	1.29	1.45	1.13
Ga (ppm)	19.47	3.98	18.48	1.89	19.05	2.05	16.20	19.00	20.90	20.10
Gd (ppm)	4.16	0.54	4.17	0.48	4.42	0.24	4.12	4.38	4.71	4.48
Hf (ppm)	2.15	0.46	2.15	0.41	2.55	0.06	2.60	2.50	2.50	2.60
Ho (ppm)	0.97	0.12	0.98	0.08	1.03	0.05	1.03	0.96	1.08	1.03
La (ppm)	5.96	1.29	5.81	1.00	5.85	0.40	5.50	5.90	6.40	5.60
Lu (ppm)	0.42	0.06	0.42	0.05	0.45	0.03	0.43	0.46	0.49	0.43
Nb (ppm)	4.30	1.30	4.00	0.68	4.63	0.22	4.50	4.40	4.70	4.90
Nd (ppm)	10.44	1.54	10.48	1.25	10.95	0.66	10.70	10.80	11.90	10.40
Pr (ppm)	2.10	0.31	2.12	0.30	2.13	0.17	2.01	2.16	2.36	2.00
Rb (ppm)	27.39	29.35	16.79	16.01	15.50	7.11	7.00	15.60	15.00	24.40
Sm (ppm)	3.04	0.41	3.06	0.40	3.13	0.14	2.93	3.23	3.20	3.16
Sn (ppm)	1.30	1.04	1.40	1.07	1.00	1.41	-1.00	1.00	2.00	2.00
Sr (ppm)	160 39	81 56	184 28	53.88	164 48	25.43	129 90	170 50	191.00	166 50
Ta (nnm)	0.39	1 07	0.26	0.32	0.35	0.06	0.30	0.30	0.40	0.40
Th (nnm)	0.71	0.10	0.20	0.07	0.77	0.04	0.72	0.80	0.77	0.79
Tb (ppm)	0.71	0.10	0.71	0.33	0.53	0.04	0.60	0.48	0.53	0.51
Tm (ppm)	0.43	0.02	0.45	0.07	0.33	0.05	0.44	0.45	0.35	0.31
II (ppm)	0.42	0.00	0.91	0.07	0.44	0.01	-0.10	0.45	0.45	0.99
V (ppm)	221 02	21 12	221.80	20.12	229.75	22 11	247.00	212.00	266.00	220.00
V (ppm)	15 11	62 50	2 62	29.21	0.00	1 02	-0.50	2 00	1 00	1 00
V (ppm)	10.44	2 94	3.02 25.14	2.00	0.00	1.05	-0.50	2.00	29.70	28.00
r (hhiii)	23.33	0.04 0.20	23.14	5.00	27.33	1.47	23.40 2 77	20.10	20.70	20.00
TD (ppm)	2.75	0.39	2.13	0.25	2.07	2 45	2.77	2.00	2.10	2.70
	02.00	11.50	02.20	9.97	90.20	2.43	00.00	92.00	92.00	90.00
CCPI ¹	0.43	0.19	0.38	0.01	0.38	0.01	0.39	0.37	0.38	0.37
AI*	0.88	0.05	0.88	0.02	0.87	0.02	0.90	0.87	0.85	0.87

² AI : Index d'altération d'Hasimoto = 100*[(MgO + K2O)/(MgO + K2O + Na2O + CaO)] (Ishikawa et al. 1976)

² CCPI = Index d'atération à chlorite-carbonate-pyrite = 100*[(MgO + FeO)/(MgO + FeO + K2O + Na2O)] (Large et al. 2001)

Tableau C.7: Composition moyenne des coulées volcaniques mafiques de Montagne d'Or (altérées et non altérées)



Tableau C.8: Composition moyenne des roches mafiques de Montagne d'Or par zones (altérées et non altérées)

ANNEXE D

ISOCONES DE GRANT

Figure D.1 : Tufs felsiques

- Figure D.2 : Tufs felsiques blanchis
- Figure D.3 : QFP clairs
- Figure D.4 : QFP sombres
- Figure D.5 : Volcanites mafiques



Figure D.1 : Isocones de Grant pour les tufs felsiques



Figure D.2 : Isocones de Grant pour les tufs felsiques blanchis



Figure D.3 : Isocones de Grant pour les QFP clairs

381


Figure D.4 : Isocone de Grant pour les QFP sombres



Figure D.5 : Isocones de Grant pour les volcanites mafiques

ANNEXE E

PROFILS DES ÉLÉMENTS MÉTALLIQUES DANS LES FORAGES

1^{ère} Priorité UFZ MO14171 de 100,92 à 257 m Section 3030
LFZ Ouest MO14173 de 171,76 à 260 m Section 3070
UFZ Centre MO14201 de 173 à 353 m Section 3590
2^{ème} Priorité UFZ MO14175 de 78 à 223 m Section 3870
LFZ Est et FWZ MO14185 de 202 à 349,05 m Section 3825
UFZ Est MO14229 de 168 à 290 m Section 4560
LFZ Est MO14229 de 168 à 290 m Section 4660















ANNEXE F

ANALYSES À LA MICROSONDE DES SILICATES

Tableau E.1: Analyses à la microsonde des micas blancs du gisement de Montagne d'Or

Tableau E.2: Analyses à la microsonde des biotites du gisement de Montagne d'Or

Tableau E.3: Analyses à la microsonde des chlorites du gisement de Montagne d'Or

Tableau E.4: Analyses à la microsonde des grenats du gisement de Montagne d'Or

Microprobe A	vnalyses (of Musc	ovite fr	om the	Monta	gne d'C	Sr depo	sit														
Assemblage	Hyd.PI-B Grt-S	st-Chl- ier	Bt-Chl-S	er-Ep	Ep-Zo-G	rt-Cal-	Py-Bt-Ek	p-Chl-	Ser(Ex An Bt-Qtz-F	h-Ch- I y-Po	łyd.Pl-Py Qtz	-Ser- (Qtz-Po-Se	er-Bt G	rt-Qtz-Cl Bt-Cp-Py	1-Ep- F	lyd.PI-Se rt-Qtz-C	r-Py- py-Po H	yd.Pl-Ser	-Grt Ch	l-Ser-Al	xMmu
Zone				Fels. F	ZW ²	Į.	5		H.Maf.	LFZ	Fels. L	FZ	H.Maf. I	JFZ		Fels. U	FZ		Fels. HV	ZN	South S	ed.
Sample	MO.12.89	288.13	185-31	16.7	161-1	45.6	138-7	1.1	MO.12.77	7 169.9	105-2	Ħ	74-11	6	172-16	8.5	89-125	8.	ESTE 0	ž	TOP 0	9j
wt.%	3	std	2	std	3	std	3	std	7	std	3	std	3	std	3	std	3	std	6	std	7	std
SiO ₂	45.43	0.17	46.66	1.87	47.61	0.41	45.33	0.11	45.94	0.39 4	15.78 (0.94 2	15.29 (0.26 4	15.47	1.04 2	15.86	0.12 4	4.60 1	.02 4	3.27	2.10
TiO 2	0.22	0.05	0.34	0.10	0.23	0.06	0.54	0.06	0.41	0.34	0.22 (0.01	0.51 (0.08	0.76 (0.12	0.20	0.05 (0.43 0	60.	0.20	0.11
Al ₂ O ₃	34.36	0.76	31.86	1.99	32.48	1.21	32.03	0.42	34.86	1.06	33.67 (0.48	84.21 (0.85	33.63 (0.58	33.93	0.24 3	2.80 0	.97 3	7.74	2.37
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.07	0.06	0.01	0.02	0.06 (0.01	0.00	0.01	00.0	0.00	0.03 0	.03	0.05	0.07
FeO	3.47	0.56	3.64	0.21	1.98	0.02	4.90	0.38	2.60	0.57	3.69 (0.44	3.39 (06.0	3.86 (0.50	2.97	0.03	5.13 1	.62	7.97	0.43
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01 (0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01 0	.01	0.01	0.01
MgO	0.66	0.18	1.90	0.80	1.85	0.28	1.03	0.12	0.77	0.23	0.89	0.06	0.81 (0.31	0.81 (0.16	1.03	0.05 (0.88 0	60.	0.38	0.12
CaO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03 (0.01	0.01 (0.00	0.02	0.00	0.03 0	.02	0.82	1.39
Na ₂ O	0.30	0.07	0.29	0.06	0.20	0.02	0.33	0.02	0.79	0.26	0.53 (0.09	0.65 (0.10	0.53 (0.02	0.49	0.07 (0.37 0	.05	1.14	0.29
K ₂ O	10.78	0.04	10.71	0.05	10.86	0.04	10.46	0.08	06.6	0.23	0.42 (0.15 1	0.21 (60.0	10.20 (0.13 1	10.43	0.13 1	0.28 0	.23	7.68	1.23
H ₂ 0	4.40	0.06	4.43	0.07	4.45	0.05	4.32	0.08	4.46	0.04	4.35 (0.04	4.37 (0.05	4.42 (, 60.0	4.30	0.03 4	1.31 O	.07	4.43	0.14
ш	0.11	0.11	0.05	0.06	0.08	0.10	0.16	0.16	0.06	0.08	0.19 (0.12	0.15 (90.0	0.05 (0.04	0.32	0.07 (0.12 0	60.	0.02	0.04
C	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01 (00.0	0.01 (0.00	0.01	0.01 (0.02 0	.01	0.01	0.01
Total	100.47	0.31 1	00.48	1.16	100.07	0.56	100.03	0:30	99.97	0.67 1	00.01	1.02) 68.6	0.22 1	00.06	2.37 9	9.91	0.06 9	9.22 0	5 22	9.52	1.16
Number of io	ns on the	: basis o	f 22 (0)	-																		
Si	6.12	0.04	6.28	0.22	6.36	0.09	6.19	0.01	6.14	0.03	6.17 (0.05	6.10 (0.01	6.13 (0.02	6.18	0.02 (5.11 0	90.	5.84	0.23
Ξ	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01	0.04	0.03	0.02	0.00	0.05 (0.01	0.08	0.01	0.02	0.01 (0.04 0	.01	0.02	0.01
Ы	5.46	0.11	5.06	0.33	5.11	0.16	5.15	0.05	5.49	0.15	5.35 (0.05	5.43 (0.11	5.35 (0.05	5.39	0.03	5.30 0	60.	9.00	0.29
ŗ	0.00	0.00	0.00	0.01	00.0	0.00	00.0	00.0	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01 (00.0	0.00	00.0	00.0	0.00	0.00	00.	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.39	0.06	0.41	0.02	0.22	0.00	0.56	0.04	0.29	0.06	0.42 (0.06	0.38 (0.10	0.43 (0.05	0.33	0.00	0.59 0	.20	0.11	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	00.0	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.	0.00	0.00
Mg	0.13	0.04	0.38	0.16	0.37	0.06	0.21	0.03	0.15	0.05	0.18 (0.01	0.16 (90.0	0.16 (0.03	0.21	0.01 (0.18 0	.02	0.08	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	00.0	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.	0.12	0.20
Na	0.08	0.02	0.08	0.02	0.05	0.01	0.09	00.0	0.20	0.07	0.14 (0.02	0.17 (0.02	0.14 (0.01	0.13	0.02 (0.10 0	.01	0.30	0.07
¥	1.85	0.00	1.84	0.02	1.85	0.01	1.82	0.01	1.69	0.05	1.79 (0.02	1.76 (0.02	1.76 (0.04	1.79	0.02	L.80 0	02	1.32	0.21
но	3.95	0.05	3.97	0.02	3.96	0.04	3.93	0.07	3.97	0.04	3.92 (0.05	3.93 (0.03	3.98 (0.02	3.86	0.03	3.94 0	04	3.99	0.02
ш	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.07	0.02	0.04	0.08	0.05	0.07 (0.03	0.02	0.02	0.14	0.03 (0.05 0	.04	0.01	0.02
G	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	00.0	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	00.0	00.0	0.00	0.00	00.	00.0	00.0
Fe/(Fe+Mg)	0.75	0.02	0.53	0.10	0.38	0.04	0.73	0.02	0.66	0.03	0.70 (0.03	0.71 (0.03	0.73 (0.02	0.62	0.01 (0.76 0	.04	0.58	0.07

Tableau E.1: Analyses à la microsonde des micas blancs du gisement de Montagne d'Or

Assemblage	Bt-Cal-S	er-Grt	Hyd.Pla Grt	-Bt-Chl- -Ser	Bt-Chl-	Ser-Ep	Hyd.Pla-S Bt-Ep-C	p-Po-Py- hl-Ser	Qtz-Pl-B	t-Tr-Py	Ser(Ex Ar Bt-Qtz-	id)-Chl- Py-Po	Chl-Bt-Q	tz-Grt	Qtz-Po-(Ser-Bt	Grt-Qtz-C Cpy-P	hl-Ep-Bt- y-Po	Hyd.Pla-S	er-Grt
Zone	Maf.	FWZ			Felsiqu	es FWZ			۷N.	LFZ	Maf.H	. LFZ	Mafique	es hyper	chlorite	ux UFZ	Felsique	es UFZ	Fels. F	MZ
Echantillon	-11-	52	MO.12.8	9 288.13	185-3	316.7	138-7	1.1	206-1	79.85	MO.12.7	7 169.9	74-1	65	74-1	19	172-1	.68.5	ESTE	33
%pds.	4	std	8	std	9	std	2	std	m	std	4	std	٢	std	5	std	2	std	m	std
siO ₂	33.39	2.24	35.53	3.45	36.74	0.16	32.87	2.10	36.34	0.07	34.88	0.54	33.86	0.69	34.50	0.76	31.88	2.08	23.30	3.46
TIO ₂	1.68	0.39	1.34	0.63	1.15	0.12	06.0	0.22	1.58	0.56	1.56	0.12	1.84	0.19	1.67	0.21	0.97	0.61	1.43	0.51
Al ₂ O ₃	15.23	0.25	15.65	3.58	17.56	0.23	17.02	0.25	16.28	0:30	17.55	0.57	16.12	0.41	16.70	0.28	15.95	1.68	9.84	1.35
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	00.0	0.00	00.0	0.00
FeO	27.73	2.57	28.84	1.20	18.16	0.37	27.79	2.35	17.49	0:30	22.41	0.29	29.53	0.40	25.66	0.54	27.11	1.47	43.60	4.36
OnM	0.55	0.12	0.66	0.48	0.35	0.01	0.86	0.26	0.47	0.06	0.14	0.02	0.13	0.03	0.29	0.03	0.62	0.10	0.10	0.03
MgO	7.56	0.56	4.20	0.68	11.91	0.12	6.18	0.25	12.43	0.27	9.04	0.10	5.05	0.70	6.53	0.98	9.98	1.22	2.45	0.52
CaO	0.09	0.07	0.06	0.05	0.04	0.02	0.07	0.09	0.02	0.03	0.04	0.06	0.03	0.05	0.06	0.06	0.11	0.01	0.10	0.05
Na ₂ O	0.07	0.03	0.15	0.18	0.09	0.02	0.05	0.03	0.07	0.02	0.08	0.01	0.08	0.05	0.07	0.04	0.05	0.01	0.16	0.04
K ₂ O	7.41	1.67	8.52	2.07	69.6	0.13	7.23	2.06	9.62	0.19	9.21	0.58	8.97	0.26	8.95	0.66	5.73	2.88	4.36	1.04
H ₂ O	3.62	0.10	3.61	0.06	3.79	0.02	3.52	0.06	3.70	0.01	7.84	4.90	3.69	0.05	3.58	0.11	3.44	0.10	2.86	0.19
Ľ	0.16	0.07	0.25	0.10	0.36	0.05	0.31	0.08	0.45	0.01	0.55	0.08	0.07	0.06	0.39	0.06	0.50	0.25	0.18	0.04
G	0.05	0.01	0.05	0.02	0.04	0.01	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.06	0.02	0.17	0.08
Total	97.58	2.29	98.91	1.68	99.94	0.60	96.89	2.09	98.58	0.11	103.07	4.49	99.48	1.40	98.49	2.43	96.41	1.30	88.59	3.28
Nombre d'ion	sur une	s base d	le 22 (O)																	
Si	5.39	0.18	5.69	0.59	5.54	0.03	5.35	0.19	5.56	0.01	5.42	0.02	5.43	0.06	5.49	0.04	5.18	0.31	4.67	0.35
μ	0.20	0.04	0.16	0.08	0.13	0.01	0.11	0.02	0.18	0.06	0.18	0.02	0.22	0.02	0.20	0.02	0.12	0.07	0.21	0.06
Ы	2.90	0.06	2.95	0.66	3.12	0.03	3.27	0.14	2.94	0.05	3.22	0.07	3.05	0.11	3.13	0.07	3.06	0.34	2.33	0.16
ŗ	0.00	00.0	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	00.0	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	3.76	0.48	3.86	0.19	2.29	0.04	3.79	0.43	2.24	0.04	2.91	0.02	3.96	0.07	3.41	0.14	3.69	0.22	7.39	1.19
Mn	0.08	0.02	0.09	0.07	0.04	0.00	0.12	0.04	0.06	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.09	0.01	0.02	0.00
Mg	1.82	0.12	1.00	0.16	2.68	0.03	1.50	0.02	2.84	0.06	2.10	0.04	1.20	0.15	1.54	0.20	2.42	0.31	0.73	0.10
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	00.0	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01
Na	0.02	0.01	0.05	0.06	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.06	0.02
¥	1.52	0.31	1.74	0.42	1.86	0.03	1.50	0.39	1.88	0.03	1.83	0.11	1.83	0.04	1.81	0.09	1.19	0.59	1.11	0.19
Ю	3.91	0.03	3.86	0.06	3.82	0.02	3.83	0.04	3.77	0.00	3.86	0.16	3.95	0.03	3.80	0.03	3.73	0.13	3.83	0.03
ш	0.08	0.03	0.13	0.05	0.17	0.02	0.16	0.04	0.22	0.00	0.13	0.16	0.04	0.03	0.19	0.03	0.25	0.13	0.11	0.02
C	0.01	00.0	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	00.0	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.06	0.03
Fe/(Fe+Mg)	0.67	0.03	0.79	0.03	0.46	0.01	0.72	0.03	0.44	0.01	0.58	0.00	0.77	0.03	0.69	0.04	0.60	0.02	0.91	0.03

Tableau E.2: Analyses à la microsonde des biotites du gisement de Montagne d'Or

RQD0.010.010.010.010.010.010.010.010.010.02 <t< th=""><th>Assemblage ^H</th><th>yd.Pla-Bt-(Ser</th><th>chl-Grt-</th><th>Bt-Chl-S</th><th>er-Ep</th><th>Hyd.Pla-Sf Bt-Ep-Cl</th><th>o-Po-Py- hl-Ser</th><th>Act-Clz-Ep</th><th>-Qtz-Chl</th><th>Ser(Ex Anı Qt</th><th>d)-Chl-Bt- z</th><th>Grt-Qtz-C Cpy-Py-F</th><th>hl-Ep-Bt- ^o-Mag</th><th>Hyd.Pla-S Qtz-Cl</th><th>er-Py-Grt py-Po</th><th>· Qtz-Po- Ser-Bt</th><th>Chl-Bt-C</th><th>Qtz-Grt</th><th>Chl-Se</th><th>r-Als</th></t<>	Assemblage ^H	yd.Pla-Bt-(Ser	chl-Grt-	Bt-Chl-S	er-Ep	Hyd.Pla-Sf Bt-Ep-Cl	o-Po-Py- hl-Ser	Act-Clz-Ep	-Qtz-Chl	Ser(Ex Anı Qt	d)-Chl-Bt- z	Grt-Qtz-C Cpy-Py-F	hl-Ep-Bt- ^o-Mag	Hyd.Pla-S Qtz-Cl	er-Py-Grt py-Po	· Qtz-Po- Ser-Bt	Chl-Bt-C	Qtz-Grt	Chl-Se	r-Als
ChannillonM0.1138 38.31138-316138-314138-314M0.128 28.13138-31617.168317.2168317.21683Kpdk.5std5std15316153161531617.16317.163317.163317.2168317020.330.320.330.320.3324.940.3324.940.3324.940.3324.940.330.	Zone		-	Felsique	s FWZ			Mafiqu	es LFZ	Maf.H	I. LFZ		Felsiqu	ies UFZ		Maf. hyp	erchlorit	eux UFZ	Sed.	Sud
%pds.fkpdjkpdjkpdjjj	Echantillon N	10.12.89	88.13	185-3	316	138-7	1.1	MO.12.82	263.17a	MO.12.7	7 169.9	172-1	68.5	89-1	25.8	74-119	74-	49	TOP	(60
jot23470.232.630.232.640.240.240.240.240.250.240.250.	%pds.	S	std	2	std	2	std	9	std	4	std	m	std	2	std	1	9	std	7	std
HQ1003002004003003003004003004003004003 $Jq0$ 20280462078043147033147033147033147033	sio ₂	23.47	0.32	26.29	0.33	24.94	0.29	25.28	0.59	24.57	0.29	25.22	0.30	24.80	0.23	24.32	23.25	0.66	23.76	0.43
J_1Q_1 20.28 0.46 20.79 0.61 10.76 <t< th=""><th>тю₂</th><th>0.03</th><th>0.02</th><th>0.07</th><th>0.02</th><th>0.01</th><th>0.01</th><th>0.03</th><th>0.02</th><th>0.07</th><th>0.03</th><th>0.04</th><th>0.03</th><th>0.04</th><th>0.03</th><th>0.05</th><th>0.07</th><th>0.03</th><th>0.11</th><th>0.12</th></t<>	тю ₂	0.03	0.02	0.07	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.07	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.07	0.03	0.11	0.12
	Al ₂ O ₃	20.28	0.46	20.79	0.63	19.59	0.73	21.58	0.93	21.41	0.38	19.57	0.58	21.12	0.46	20.04	21.10	0.71	23.63	0.56
FeO 39.19 0.28 23.61 0.31 31.17 0.01 25.99 0.86 39.34 0.15 0.03 MnO 1.02 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.04 0.04 0.04 0.05 0.05 MgO 5.43 0.22 17.10 0.39 10.72 0.10 0.13 0.23 0.23 0.23 12.32 0.23 12.32 0.23 0.24 0.04 MgO 0.05 0.01 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.01 0.01 0.01 0.02 0.02 Ma2O 0.05 0.03 0.03 0.02 0.01 0.02 0.02 0.02 0.01 0.01 0.01 0.02 0.02 Ma2O 0.05 0.03 0.02 0.01 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 Ma2O 10.65 0.02 0.01 0.02 0.02 0.02 0.02 0.01 0.01 0.02 0.02 Ma2O 10.64 0.02 0.01 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 Ma2O 10.64 0.02 0.01 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 Ma2O 10.64 0.02 0.01 0.02 0.02 0.02 <th>Cr₂O₃</th> <th>0.01</th> <th>0.01</th> <th>0.02</th> <th>0.01</th> <th>0.07</th> <th>0.01</th> <th>0.00</th> <th>00.00</th> <th>0.04</th> <th>0.03</th> <th>0.00</th> <th>00.0</th> <th>0.01</th> <th>0.02</th> <th>0.01</th> <th>0.04</th> <th>0.03</th> <th>0.04</th> <th>0.05</th>	Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.01	0.07	0.01	0.00	00.00	0.04	0.03	0.00	00.0	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.04	0.05
Mn0 102 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.04 </th <th>FeO</th> <th>39.19</th> <th>0.28</th> <th>23.61</th> <th>0.37</th> <th>31.17</th> <th>0.01</th> <th>25.99</th> <th>0.86</th> <th>29.34</th> <th>0.15</th> <th>30.35</th> <th>0.39</th> <th>29.27</th> <th>0.50</th> <th>33.34</th> <th>37.32</th> <th>0.58</th> <th>30.17</th> <th>0.71</th>	FeO	39.19	0.28	23.61	0.37	31.17	0.01	25.99	0.86	29.34	0.15	30.35	0.39	29.27	0.50	33.34	37.32	0.58	30.17	0.71
Mg0 5.43 0.22 17.10 0.39 10.72 0.10 0.32 12.40 0.32 12.40 0.32 CaO 0.02 0.01 0.03 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.02 0.03 Ma ₂ O 0.05 0.03 0.03 0.03 0.02 0.02 0.03 0.01 0.01 0.02 0.03 Ma ₂ O 0.05 0.03 0.03 0.01 0.02 0.03 0.03 0.01 0.01 0.02 0.03 Ma ₂ O 0.05 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.01 0.01 0.01 0.02 0.03 Ma ₂ O 0.05 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.01 0.01 0.01 0.01 0.02 0.03 Momber/Hole 10.024 0.03 11.45 0.03 11.45 0.03 11.47 0.03 0.03 0.03 Momber/Hole 10.024 0.03 10.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 Momber/Hole 10.02 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 Momber/Hole 10.02 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 Momber/Hole 10.02 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03	MnO	1.02	0.05	0.56	0.05	1.33	0.03	0.37	0.06	0.42	0.04	0.81	0.05	1.25	0.07	0.56	0.29	0.09	0.37	0.08
	MgO	5.43	0.22	17.10	0.39	10.72	0.10	15.23	0.38	12.32	0.32	12.40	0.42	12.31	0.02	9.52	7.44	0.47	10.16	0.49
Na ₂ O0.050.030.040.020.040.020.040.030.010.010.030.03K ₂ O0.050.080.030.110.010.010.010.010.010.010.010.01H ₂ O0.050.0311.590.0311.590.0511.450.0311.110.000.01H ₂ O10.680.0311.590.0511.450.0311.450.030.010.010.00H ₂ O10.680.0311.590.0511.450.0311.450.030.010.010.01H ₂ O10.610.0310.6110.610.010.010.010.010.010.010.010.01H ₂ O0.060.010.010.010.010.020.030.030.030.040.030.04H ₂ O0.030.040.010.010.010.010.010.010.010.010.01H ₂ O0.030.010.010.010.010.010.010.010.010.010.01H ₂ O0.030.040.040.040.050.040.050.040.010.010.01H ₂ O0.030.030.010.010.010.010.010.010.010.010.01H ₂ O0.030.040.040.040.050.040.030.040.030.04	CaO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
K,0 0.05 0.08 0.02 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.00 0.01 H,0 10.68 0.03 11.59 0.06 10.24 0.03 11.59 0.06 11.11 0.06 11.11 0.00 0.01 Total 100.24 0.30 100.24 0.31 100.24 0.30 100.24 0.31 100.24 0.31 0.31 0.32 0.32 0.31 0.32 0.32 0.32 0.31 0.32 <	Na ₂ O	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
H ₀ 10.660.0311.590.0610.310.0511.450.0611.110.0611.110.00Total100.240.30100.310.030.030.3998.890.54100.200.7899.380.4499.560.13Nombre d'ions sur une base de 28 (N)5.260.065.470.060.000.000.000.010.000.010.00Ji5.370.135.030.040.000.000.000.000.000.000.000.00Ji5.370.135.030.145.050.165.330.215.370.035.430.01Ji0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Ji5.370.135.030.145.260.165.330.215.430.010.00Ji5.370.135.030.140.050.010.000.000.000.00Ji5.370.135.030.145.270.035.270.010.000.00Ji0.140.050.000.000.000.000.000.000.000.00Ji0.140.130.140.140.140.140.140.140.120.14Ji0.140.140.140.140.140.140.140.140.14Ji0.14 <th>K₂O</th> <th>0.05</th> <th>0.08</th> <th>0.02</th> <th>0.01</th> <th>0.04</th> <th>0.06</th> <th>0.01</th> <th>0.01</th> <th>0.01</th> <th>0.01</th> <th>0.00</th> <th>0.01</th> <th>0.01</th> <th>00.0</th> <th>0.01</th> <th>0.00</th> <th>0.00</th> <th>0.02</th> <th>0.03</th>	K ₂ O	0.05	0.08	0.02	0.01	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	00.0	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03
Total100.240.30100.130.3998.890.54100020.7899.360.4499.560.13Nombre d'ions sur la size0.00100100100100100100100100100100di molto site0.00 <th>H₂O</th> <th>10.68</th> <th>0.03</th> <th>11.59</th> <th>0.06</th> <th>10.95</th> <th>0.07</th> <th>11.45</th> <th>0.08</th> <th>11.17</th> <th>0.06</th> <th>11.11</th> <th>0.00</th> <th>11.22</th> <th>0.07</th> <th>10.86</th> <th>10.84</th> <th>0.08</th> <th>11.16</th> <th>0.15</th>	H ₂ O	10.68	0.03	11.59	0.06	10.95	0.07	11.45	0.08	11.17	0.06	11.11	0.00	11.22	0.07	10.86	10.84	0.08	11.16	0.15
Mombre diforms with base details and the first of the first	Total 1	100.24	0.30	100.13	0.39	98.89	0.54	100.02	0.78	99.38	0.44	99.56	0.18	100.04	0.81	98.80	100.42	0.61	99.47	1.37
Si5.260.065.440.065.450.095.290.145.270.055.430.01T0.000.000.000.010.000.000.000.000.010.000.010.00Cr0.000.000.010.000.000.000.000.010.010.010.00He ³⁺ 0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Fe ³⁺ 0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Fe ³⁺ 0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Fe ³⁺ 0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Fe ³⁺ 0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Fe ³⁺ 0.000.000.000.000.000.000.000.000.000.000.00Fe ³⁺ 0.010.010.010.010.020.010.010.010.000.000.00Fe ³⁺ 0.010.010.010.010.010.010.010.010.010.000.00Mm0.140.010.010.010.010.010.010.010.010.010.01Mm0.01<	Nombre d'ions s	sur une b	ase de 2	8 (O)																
$\mathbf{T1}$ 0.00 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 0.01 0.00 $0.$	Si	5.26	0.06	5.44	0.06	5.45	0.09	5.29	0.14	5.27	0.05	5.43	0.07	5.30	0.09	5.37	5.13	0.11	5.10	0.07
Al 5.37 0.13 5.07 0.15 5.06 0.16 5.33 0.21 5.42 0.10 4.98 0.15 Cr 0.00<	H	0.00	0.00	0.01	0.00	00.0	00.0	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	00.0	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02
Cr 0.00	Ы	5.37	0.13	5.07	0.15	5.06	0.16	5.33	0.21	5.42	0.10	4.98	0.15	5.32	0.08	5.22	5.50	0.22	5.99	0.10
Fe^{3*} 0.00 0.00	ŗ	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	00.0	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe^{2+} 7.40 0.05 4.10 0.08 5.72 0.03 4.59 0.14 5.27 0.03 5.53 0.08 Mn 0.19 0.01 0.10 0.01 0.25 0.00 0.66 0.01 0.15 0.01 0.15 0.01 Mg 1.81 0.07 5.27 0.11 3.49 0.01 4.75 0.11 3.94 0.09 3.98 0.14 Mg 1.81 0.07 5.27 0.11 3.49 0.01 4.75 0.11 3.94 0.09 3.98 0.14 Mg 0.80 0.01 0.00 0.00 0.01	Fe ³⁺ *	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	00.0	00.0	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.12	0.09
Mn 0.19 0.01 0.10 0.01 0.25 0.00 0.06 0.01 0.35 0.01 0.35 0.01 0.35 0.01 0.35 0.01 0.35 0.01 0.35 0.01 0.36 0.01 0.36 0.01 0.35 0.01 0.36 0.01 0.36 0.01	Fe ²⁺	7.40	0.05	4.10	0.08	5.72	0.03	4.59	0.14	5.27	0.03	5.53	0.08	5.26	60.0	6.17	6.97	0.15	5.30	0.20
Mg 1.81 0.07 5.27 0.11 3.49 0.01 4.75 0.11 3.94 0.09 3.98 0.14 Ca 0.00 0.01 0.01 0.00 0.00 0.01<	Mn	0.19	0.01	0.10	0.01	0.25	00.0	0.06	0.01	0.08	0.01	0.15	0.01	0.23	0.01	0.11	0.05	0.02	0.07	0.01
Ca 0.00 0.01 <th>Mg</th> <th>1.81</th> <th>0.07</th> <th>5.27</th> <th>0.11</th> <th>3.49</th> <th>0.01</th> <th>4.75</th> <th>0.11</th> <th>3.94</th> <th>0.09</th> <th>3.98</th> <th>0.14</th> <th>3.92</th> <th>0.03</th> <th>3.13</th> <th>2.45</th> <th>0.14</th> <th>3.25</th> <th>0.16</th>	Mg	1.81	0.07	5.27	0.11	3.49	0.01	4.75	0.11	3.94	0.09	3.98	0.14	3.92	0.03	3.13	2.45	0.14	3.25	0.16
Na 0.04 0.03 0.04 0.02 0.03 0.04 0.02 0.01 0.01 0.01 0.02 0.02 0.02 K 0.03 0.05 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.00 0.00 0.01 0.00 0.00 Front 307 7 289 7 287 10 304 14 307 5 289 7 Front 282 2 281 2 281 2 283 7	Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	00.0	0.00	0.01	0.01	00.0	0.00	0.01	0.01	00.0	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	00.0
K 0.03 0.05 0.01 0.01 0.02 0.03 0.01 0.01 0.00 0.00 0.01 0.00 0	Na	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
T°CAIIV ¹ 307 7 289 7 287 10 304 14 307 5 289 7 T°COct ¹ 282 2 281 2 281 2 283 7	¥	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	00.0	0.01	0.00	0.00	0.01	00.0	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
T^oCOct¹ 282 2 281 2 281 2 283 2 281 0 284 1	$T^{\circ}C$ Al IV 1	307	7	289	7	287	10	304	14	307	S	289	7	304	∞	296	321	12	324	∞
	T°C Oct ¹	282	2	281	2	281	2	283	2	281	0	284	Ч	283	ŝ	281	286	2	274	9
T°C Fe Mg² 367 7 322 7 334 10 341 13 349 6 332 8	T°C Fe Mg ²	367	7	322	7	334	10	341	13	349	9	332	∞	347	6	346	375	12	371	∞

Tableau E.3: Analyses à la microsonde des chlorites du gisement de Montagne d'Or

Assemblage	Bt-Cal-9	er-Grt	Hyd.Pla-Bt-C	Chl-Grt-Ser	Hyd.Pla-Qtz Grt-Cal-	-Ser-Ep-Zo- Apy-Gn	Chl-Bt-C	ltz-Grt	Grt-Qtz-Chl Py-	-Ep-Bt-Cpy- Po	Hyd.Pla-Ser- Cpy	-Py-Grt-Qtz- -Po	Hyd.PI-	ser-Grt
Zone	Mafiqu	es FWZ		Felsique	es FWZ		Maf.H	. UFZ		Felsiqu	ses UFZ		Felsiqu	es HWZ
Echantillon	1	52	MO.12.8	9 288.13	161-1	45.6	74-	49	172-1	168.5	89-1	25.8	ESTE	03c
%pds.	4	std	8	std	2	std	9	std	6	std	3	std	7	std
si0 ₂	35.18	0.41	33.54	1.63	34.68	0.41	35.34	0.51	35.22	0.41	36.11	0.26	35.96	0:30
TIO2	0.10	0.02	0.04	0.04	0.06	0.02	0.06	0.05	0.06	0.05	0.02	0.02	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	20.93	0.14	20.84	0.45	21.15	0.12	21.26	0.16	20.89	0.16	21.01	0.16	21.04	0.11
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.00	0.01	0.06	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02
FeO	24.09	1.19	19.17	6.11	15.46	0.54	36.78	0.31	18.58	0.72	18.26	0.91	21.83	2.92
Fe ₂ O ₃	0.04	0.08	0.04	0.11	0.00	00.0	00.0	00.0	00.0	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00
MnO	10.99	0.64	20.29	6.57	21.29	0.08	1.08	0.19	21.78	0.73	21.12	1.15	18.23	3.63
MgO	0.86	0.08	0.59	0.41	1.43	0.05	1.92	0.26	1.13	0.16	1.19	0.35	1.05	0.34
CaO	7.15	1.02	3.41	0.59	4.45	0.33	2.67	0.40	1.81	0.38	2.82	0.05	2.33	0.27
Na ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	00.0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Total	99.50	0.44	97.99	1.80	98.60	0.14	99.19	0.62	99.53	0.47	100.61	0.18	100.59	0.38
Nombre d'ions su	ir une base	e de 12 (O)												
Si	2.88	0.02	2.83	0.07	2.87	0.02	2.91	0.02	2.91	0.02	2.93	0.02	2.93	0.02
ц	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0
АІ	2.03	0.02	2.08	0.05	2.07	0.02	2.06	0.02	2.04	0.02	2.02	0.01	2.02	0.01
ŗ	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0	00.0	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	00.0
Fe ²⁺	1.58	0.09	1.27	0.45	1.02	0.04	2.51	0.02	1.24	0.05	1.20	0.05	1.45	0.20
Fe ³⁺	0.07	0.01	0.08	0.04	0.05	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01
Mn	0.76	0.04	1.45	0.48	1.49	00.0	0.08	0.01	1.52	0.05	1.45	0.08	1.26	0.25
Mg	0.10	0.01	0.07	0.05	0.18	0.01	0.24	0.03	0.14	0.02	0.14	0.04	0.13	0.04
Ca	0.63	0.09	0.31	0.06	0.39	0.03	0.24	0.03	0.16	0.03	0.25	0.00	0.20	0.02
Fe/(Fe+Mn+Mg)	0.66	0.02	0.47	0.15	0.39	0.01	0.89	0.01	0.44	0.01	0.44	0.02	0.52	0.07
Almandin	48.11	3.30	34.89	16.84	28.14	0.57	81.20	0.68	37.34	1.86	37.18	1.09	45.79	6.37
Andradite	3.69	0.55	4.23	2.22	2.66	0.03	1.23	0.18	2.40	0.45	2.09	09.0	1.78	0.32
Grossulaire	17.96	2.45	6.74	1.48	10.85	0.94	6.81	1.12	3.04	1.02	6.20	0.64	5.10	0.80
Pyrope	3.63	0.39	2.60	1.75	6.13	0.16	8.11	1.15	4.79	0.66	4.93	1.45	4.35	1.43
Spessartine	26.47	1.54	51.53	17.19	52.00	0.43	2.59	0.44	52.38	1.98	49.54	2.48	42.92	8.39

Tableau E.4: Analyses à la microsonde des grenats du gisement de Montagne d'Or

ANNEXE G

ANALYSES À LA MICROSONDE DES SULFURES

Tableau F.1: Analyses à la microsonde des pyrites du gisement de Montagne d'Or

Tableau F.2: Analyses à la microsonde des pyrrhotites et des chalcopyrites du gisement de Montagne d'Or

Tableau F.3: Analyses à la microsonde des sulfures mineurs

Tableau F.4: Analyses à la microsonde des sulfures de la famille de la tétraédrite

Tableau F.5: Analyses à la microsonde des minéraux à Bi, Ag et autres sulfosels complexes

Tableau F.6: Analyses à la microsonde des alliages à Au-Ag, des tellurures et de bismuth natif

Assemblage	Hyd.Pla-Sph-Po-Py- Bt-Ep-Chl-Ser	Ser(Ex Ant Qtz-P	d)-Chl-Bt- y-Po		Act-Clz-E	p-Qtz-Chl		Hyd.Pla-P	/-Ser-Qtz	Qtz-Pl-E	3t-Tr-Py	Qtz-Po-	Ser-Bt	Grt-Qtz-C Cpy-Py-I	hl-Ep-Bt- Po-Mag	Hyd.Pla-Se Qtz-Cj	r-Py-Grt- y-Po
Zone	Felsiques FWZ	Maf.F	ł. LFZ		Mafiqu	Jes LFZ		Felsiqu	es LFZ	Vein	e LFZ	Maf.H	l. UFZ		Felsiqu	es UFZ	
Echantillon	138-71.1	MO.12.7	7 169.9	MO.12.82	263.17a	MO.12.82	263.17b	105-	211	206-1	79.85	74-	119	172-1	168.5	89-1	25.8
%pds.	1	m	std	2	std	6	std	m	std	ß	std	9	std	11	std	8	std
Fe	47.50	46.94	1.06	47.29	0.62	46.61	1.24	47.33	0.34	47.42	0.29	46.26	1.91	47.31	0.46	47.77	0.63
Zn	0.25	0.06	0.10	0.07	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.05	0.06	0.07	0.03	0.05	0.01	0.01
S	53.50	53.44	0.20	53.44	0.02	53.49	0:30	53.32	0.10	53.42	0.08	53.39	0.11	53.24	0.21	53.71	0.14
Pb	0.13	0.19	0.05	0.14	0.02	0.16	0.05	0.16	0.04	0.14	0.07	0.17	0.05	0.17	0.03	0.14	0.03
Sb	0.010	0.004	0.004	600.0	0.013	0.00	0.014	0.008	0.013	0.018	0.014	0.001	0.001	0.010	0.012	0.002	0.004
C	0	0.03	0.03	0	0	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0	0	0.02	0.03	0.02	0.03
N	0.057	0	0	0.004	0.006	0.032	0.071	0.004	0.007	0.003	0.006	0.027	0.063	0.002	0.004	0.006	0.006
S	0.045	0.013	0.012	0	0	0.092	0.264	0	0	0.003	0.007	0.042	0.031	0.001	0.002	0.004	0.008
As	0.003	0.023	0.016	0.042	0.047	0.003	0.006	0.049	0.017	0.004	0.005	0.032	0.023	0.077	0.082	0.033	0.028
Total	101.49	100.69	06.0	101.01	0.58	100.44	1.18	100.89	0.38	101.08	0.34	99.98	1.85	100.86	0.47	101.69	0.69

Tableau F.1: Analyses à la microsonde des pyrites du gisement de Montagne d'Or

Assemblage	Grt-Qtz-Ch Cpy-Py-P	ıl-Ep-Bt- o-Mag			Act-Clz-Ep	-Qtz-Chl			Hyd.Pla-S Bt-Ep-	ph-Po-Py- Chl-Ser	Ser(Ex Anı Qtz-P	d)-Chl-Bt- 'y-Po	Grt-Qtz-C Cpy-Py-F	ոl-Ep-Bt- Նօ-Mag
Zone	Felsique	ss UFZ			Mafiqu	les LFZ			Felsiqu	ies FWZ	Maf.F	ł. LFZ	Felsiqu	es UFZ
Echantillon	172-1	68.5			MO.12.82	263.17b			138	-71.1	M0.12.7	7 169.9	172-1	68.5
%pds.	Сру	1	Сру	1	Сру	1	Сру	1	Ро	1	Ро	1	Ро	1
Fe	29.3	4	29.79	6	26.4	45	29.7	∞	60	.47	59.	40	.09	23
Zn	0.0	7	0.04		0.0	14	0.15	10	Ō	03	0.0	0	0.0	0
S	34.1	6	34.0(c	34.8	83	34.7	∞	38	.80	39.	51	38.	71
Pb	0.0	4	0.0	_	0.1	.6	0.11	_	Ō	17	ú.0	15	0.1	1
Sb	0.0	0	0.00	_	0.0	0	0.00	0	Ō	00	0.0	02	0.0	0
Cu	33.8	6	34.0	S	34.	44	34.4	ŝ	Ō	00	0.0	0	0.0	ũ
Ni	0.0	0	0.00	-	0.0	11	0.00	0	0.	00	0.0	60	0.0	0
S	0.0	0	0.00	_	0.0	0	0.00	0	0.	00	0.0	00	0.0	0
As	0.0	0	0.00	-	0.0	0	0.00	0	0.	00	0.0	00	0.0	1
Total	97.5	4	97.9	6	95.9	92	99.2	4	56	.46	.66	17		10

Tableau F.2: Analyses à la microsonde des pyrrhotites et des chalcopyrites du gisement de Montagne d'Or

		Galène							Arseno	pyrite	1				-				Sp	halerite	0			
Zone		•				Ę	ZN			Veir	ie 2 nd Lł	2			>	FZ						FWZ		
Ech.		•		138-	71.1		161-:	145.6		20(5-179.8	5		89-125	8.		172	-168		138-7	1.1		77-5	2
Nbr.		8		2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1		~		7			4	
%pds.	min	тах	moy.	cœur	bord	cœur	bord	ds. grt	•	cœur	bord	-	coeur ce	intre b	ord	Е -	in m	ах тс	y. mii	n may	x mo	y. mi	n max	moy.
Fe	0	0.39	0.06	37.13	36.06	34.99	34.62	35.57	35.02	35.90	36.45	36.07	36.16 3	5.74 35	5.70 5.	65 5.8	80 6.	33 6.(14 4.5	1 6.33	3 5.1	3 6.0	1 6.48	6.21
z	0	0.35	0.10	0.06	0.09	0	0.14	0.04	0	0	0.05	0	0.08 0	0.06 0	0.05 61	.36 58	.93 60	.11 59.	59 60.4	11 62.9	3 61.3	35 60.	51 61.7	t 60.99
s	12.11	13.61	13.16	24.14	22.31	20.55	20.14	21.18	21.15	20.73	22.11	22.74	22.29 2	1.94 2:	1.24 33	.70 32	.88 33	.44 33.	23 33.1	l6 33.5	2 33.3	34 33.	20 33.5	2 33.38
Pb	71.72	87.60	84.02	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0	0.08	0.05	0.05	0.05 0	0.04 0	0.14) 60	0.	11 0.(0.0 0.0	1 0.09	0.0	4 0.1	0 0.15	0.13
Bi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-	5	0	0	0	0	0	0
Ag	0.16	2.17	0.61	0.02	0.02	0.01	0	0.01	0	0.02	0.03	0.04	0.03 0	0.03	0	0	0.	0.4 0.0	0.0	1 0.04	0.0	2	0.0	0.02
ខ	0	0.11	0.03	0	0.02	0.02	0.03	0	0.02	0	0.01	0.05	0.04 0	0.02	0	47 0	34 0.	39 0.5	17 0.2	4 0.35	5 0.2	8 0.1	9 0.36	0.25
Sb	0	0.57	0.17	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0	0.07	0.15	0.07	0.03 (0.04 0	.11	0	0.	02 0.(1 0	0.01	1 0	0	0.0	0.02
5	0	0.05	0.01	0.02	0	0	0	0	0	0	0.02	0.06	0	0	0.05 0.	20 (0.	01 0.(1 0	0.01	1 0	0	0.0	0.02
ï	0	0	0	0	0.005	0.037	0.021	0	0	0	0	0.014 (0.021	0	0.0) 08 (). O.C)13 C	0	0.02	2 0.00	96 0	0	0
8	0	0.047	0.015	0.009	0	0	0	0.014	0.050	0	0	0	0	0	0.0) 80(0.0	115 0.0	05 0	0.02	6 0.00	0 20	0.02	3 0.017
As	0	0.04	0.01	39.92	42.51	44.09	44.46	43.05	43.09	43.89	42.39	41.45	42.34 4	2.21 4	3.30 0.) 00	-	5	0	0.03	3 0.0	1 0	0	0
Total	86.36	101.37	98.17	101.37	101.08	99.75	99.49	99.91	99.33	100.68	101.25 1	100.55	101.04 1(00.08 1C	0.59 10	1.48 99	.03 99	.74 99.	34 99.0	8 101.1	17 100.	19 100	55 101.5	8 101.03
%at.																								
Fe	0	0.85	0.13	34.05	33.79	33.73	33.60	34.00	33.66	34.26	34.15	33.79	33.89 3	3.87 3:	3.95 4.	82 5.1	02 5.:	50 5.2	5 3.9	3 5.43	3 4.4	3 5.1	6 5.58	5.32
zn	0	0.65	0.18	0.04	0.07	0	0.12	0.03	0	0	0.04	0	0.06 0	0.05 0	0.04 44	.72 43	.71 44	.55 44.	24 44.2	28 46.1	9 45.2	25 44.	t8 45.0	2 44.66
s	48.25	50.42	49.68	38.56	36.41	34.51	34.05	35.26	35.42	34.46	36.09	37.11	36.39 3	6.22 3!	5.18 50	.09 50	.03 50	.58 50.	31 49.6	3 50.5	2 50.1	l6 49.	56 49.9	3 49.84
Pb	46.21	49.97	49.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01 0	0.01 0	0.04	02 (0.	03 0.(1 0	0.02	2 0.0	1 0.0	2 0.03	0.03
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-	5	0	0	0	0	0	0
Ag	0.18	2.68	0.72	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0.02	0.02 0	0.02	0	0	0.	02 0.(1 0	0.02	2 0.0	1	0.0	0.01
ខ	0	0.13	0.03	0	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0	0	0.02	0.02 0	0.01	0.	20 0.	15 0.	17 0.5	.6 0.1	1 0.15	5 0.1	2 0.0	8 0.15	0.11
Sb	0	0.55	0.16	0.02	0	0.01	0.01	0.00	0	0.03	0.06	0.03	0.01 0	0.02 0	0.05	0	0.	01 0.0	1 0	0	0	0	0.0	0.01
3	0	0.09	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0.05	0	0	0.04	15 (0.	01 0.(1 0	0.01	1 0	0	0.0	0.01
ïz	0	0	0	0	0	0.03	0.02	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0	01 (0.	01 0	0	0.02	2 0.0	1	0	0
8	0	0.10	0.03	0.01	0	0	0	0.01	0.05	0	0	0	0	0	0	01 (0.	01 C	0	0.02	2 0.0	1	0.0	0.01
As	0	0.07	0.01	27.29	29.69	31.69	32.17	30.67	30.87	31.22	29.61	28.95	29.58 2	9.81 3(0.70	0	-	0	0	0.02	2 0.0	1	0	0
т°с	ı	ı	ī	128	280	407	438	343	356	378	275	233	273	288 3	344 3.	10 3.	14 3.	24 31	8 29	4 321	1 302	2 31	6 324	319
Fe/Zn	,	,	'	,	,	,	,	,	,	,	,	,	,	,	ю г	11 0.	11 0.	13 0.1	.2 0.0	9 0.12	2 0.1	0 0.1	1 0.13	0.12

Tableau F.3: Analyses à la microsonde des sulfures mineurs

Minéral	Échantillon	Zone						Pour	cent pc	sids					
Tétraédrite			Fe	Zn	s	βb	Bi	Ag	G	Sb	cn	iz	S	As	Total
(Cu,Fe,Zn) ₁₂ (Sb) ₄ S ₁₃	138-71.1	FWZ	5.58	1.71	22.07	0	0	23.12	1.18	25.13	21.57	0	0	0	100.38
	161-145.6	FWZ	4.21	1.78	22.73	0.03	0	21.35	1.71	24.62	22.48	0	0	0.53	99.43
	89-125.8	UFZ	5.13	1.03	22.97	0.11	0.45	17.19	0.93	24.81	26.07	0	0.017	0	98.71
			5.10	1.01	22.97	0.08	0.33	18.14	1.10	24.80	25.27	0.033	0	0.04	98.86
	206-179.85	LFZ	2.38	4.25	23.33	0	1.90	13.71	1.24	23.72	27.32	0	0	0.18	98.03
			5.41	1.13	25.17	0	2.79	4.48	0.38	16.89	35.80	0	0	5.63	97.68
			2.34	4.88	25.10	0.03	1.23	3.05	0.40	19.06	35.53	0	0	4.60	96.20
Freibergite (Ag,Cu,F	e) ₁₂ (Sb,As) ₄ S ₁	ι.	4.76	1.28	19.48	0.04	0	34.90	1.87	21.61	13.88	0	0.013	0	98.02
Minéral	Échantillon	Zone					Prop	ortions	atomiq	lues				_	Formule déduite
Tétraédrite			Fe	Zn	s	Ρb	B	Ag	cq	Sb	G	iz	S	As	
(Cu,Fe,Zn) ₁₂ (Sb) ₄ S ₁₃	138-71.1	FWZ	6.30	1.65	43.42	0	0	13.52	0.66	13.02	21.41	0	0	0	(Cu _{6.4} ,Fe _{1.9} ,Zn _{0.5} ,Cd _{0.2} ,Ag ₄)(Sb _{3.9})S ₁₃
	161-145.6	FWZ	4.74	1.71	44.66	0.01	0	12.46	0.96	12.74	22.28	0	0	0.45	(Cu _{6.5} ,Fe _{1.4} ,Zn _{0.5} ,Cd _{0.3} ,Ag _{3.6})(Sb _{3.7} ,As _{0.1})S ₁₃
	89-125.8	UFZ	5.71	0.98	44.53	0.03	0.13	9.91	0.51	12.67	25.50	0	0.02	0	(Cu _{7.5} ,Fe _{1.7} ,Zn _{0.3} ,Cd _{0.2} ,Ag ₃)(Sb _{3.7})S ₁₃
			5.68	0.96	44.63	0.02	0.10	10.47	0.61	12.69	24.77	0.04	0	0.03	(Cu _{7.2} ,Fe _{1.7} ,Zn _{0.3} ,Cd _{0.2} ,Ag ₃)(Sb _{3.7})S ₁₃
	206-179.85	LFZ	2.65	4.04	45.21	0	0.57	7.90	0.69	12.10	26.70	0	0	0.15	(Cu _{7.7} ,Fe _{0.8} ,Zn _{1.2} ,Cd _{0.2} ,Ag _{2.3})(Sb _{3.5} ,Bi _{0.2})S ₁₃
			5.59	1.00	45.26	0	0.77	2.40	0.20	7.99	32.47	0	0	4.33	(Cu _{9.3} ,Fe _{1.6} ,Zn _{0.3} ,Ag _{0.7})(Sb _{2.3} ,As _{1.2} ,Bi _{0.2})S ₁₃
			2.44	4.35	45.68	0.01	0.34	1.65	0.21	9.13	32.62	0	0	3.58	(Cu _{9.3} ,Fe _{0.7} ,Zn _{1.2} ,Ag _{0.5})(Sb _{2.6} ,As ₁ ,Bi _{0.1})S ₁₃
Freibergite (Ag,Cu,Ft	e) ₁₂ (Sb,As) ₄ S ₁	3	5.87	1.35	41.86	0.01	0	22.29	1.15	12.23	15.05	0	0.02	0.18	(Cu _{4.7} ,Fe _{1.8} ,Zn _{0.4} ,Cd _{0.4} ,Ag _{6.9})(Sb _{3.8})S ₁₃
*: Échantillon relié à	ו une veine m	inéralli	sée iss	ne de	la remo	bilisat	ion								

Tableau F.4: Analyses à la microsonde des sulfures de la famille de la tétraédrite

Minéral	Formule	Échantillon	Zone						Pour	cent po	ids					
Sulfosels de Bi				Fe	uz	s	Рb	Bi	Ag	G	Sb	C	ïz	S	As	Total
Galenobismutite	$PbBi_2S_4$	105-211	LFZ	0.05	0	16.80	27.59	46.52	0.04	0.05	0.75	0.03	0.021	0	0	91.84
				3.25	0.08	16.84	33.12	26.61	1.10	0.21	1.74	0.34	0	0	0	83.29
Lindstromite	$Pb_3Cu_3Bi_7S_{15}$	206-179.85	LFZ	0.01	0	17.54	21.88	47.68	0.50	0.09	0.14	6.49	0	0	0	94.33
Matildite	$AgBiS_2$	206-179.85	LFZ	0.09	0.08	16.72	0.11	54.21	27.59	1.43	0	0	0	0	0	100.23
				0.06	0.23	16.49	7.62	46.50	25.37	1.29	0.05	0.19	0	0	0.021	97.80
Pavonite	AgBi ₃ S ₅	206-179.85	LFZ	0.36	0.07	17.89	1.95	65.45	11.62	1.51	0.17	0	0	0	0	99.03
				0.01	0.01	16.95	19.65	43.45	8.34	0.45	0.11	6.10	0	0	0	95.07
				0	0	17.07	18.24	48.87	9.89	0.59	0.79	0	0	0	0	95.45
Sulfosels d'Ag																
Argentite type	Ag_2S	206-179.85	LFZ	0.10	0.15	7.87	0.01	0	65.87	3.08	7.75	0.16	0	0	0.034	85.01
Sulfosels complexes																
Bournonite type	PbCuSbS ₃	105-211	LFZ	0	0	14.29	26.52	31.19	0.06	0.12	14.36	9.70	0	0	0	96.25
Freieslebenite type	AgPbSbS ₃	161-145.6	FWZ	0.05	0.04	20.55	34.12	0	6.08	5.60	30.88	0	0	0.046	0.024	97.39
Minéral	Formule	Échantillon	Zone					Prope	ortions	atomiq	ues					Formule déduite
Sulfosels de Bi				Fe	νz	S	Рb	Bi	Ag	Cd	Sb	Сц	Ni	ĉ	As	
Galenobismutite	$PbBi_2S_4$	105-211	LFZ	0.09	0	59.00	14.99	25.06	0.04	0.05	0.69	0.05	0.04	0	0	$Pb_1Bi_{1.7}S_4$
				6.45	0.14	58.13	17.69	14.09	1.13	0.20	1.58	0.58	0	0	0	$Pb_{1.2}(Bi_{1.7}, Fe_{0.4}, Sb_{0.1})S_4$
Lindstromite	$Pb_3Cu_3Bi_7S_{15}$	206-179.85	LFZ	0.02	0	55.27	10.67	23.05	0.47	0.08	0.12	10.33	0	0	0	Pb _{2.9} Cu _{2.8} Ag _{0.1} Bi _{6.3} S ₁₅
Matildite	$AgBiS_2$	206-179.85	LFZ	0.15	0.12	49.54	0.05	24.64	24.29	1.21	0	0	0	0	0	Ag _{0.98} Bi _{0.99} S ₂
				0.10	0.34	50.01	3.58	21.64	22.88	1.11	0.04	0.29	0	0	0.03	$Pb_{0.1}Ag_{0.9}Bi_{0.9}S_2$
Pavonite	AgBi ₃ S ₅	206-179.85	LFZ	0.64	0.10	55.21	0.93	30.99	10.66	1.33	0.14	0	0	0	0	Cd _{0.1} Ag _{0.9} Bi _{2.8} S ₅
				0.01	0.02	52.36	9.39	20.59	7.65	0.40	0.09	9.50	0	0	0	Cu _{0.9} Ag _{0.7} Bi ₂ S ₅
				0	0	55.60	9.19	24.41	9.58	0.55	0.68	0	0	0	0	$Pb_{0.8}Ag_{0.9}Bi_{2.2}S_5$
Sulfosels d'Ag																
Argentite type	Ag_2S	206-179.85	LFZ	0.18	0.23	25.73	0	0	64.01	2.87	6.67	0.26	0	0	0.05	Ag ₅ (Cd _{0.2} ,Sb _{0.5})S ₂
Sulfosels complexes																
Bournonite type	PbCuSbS ₃	105-211	LFZ	0	0	44.78	12.86	15.00	0.05	0.11	11.85	15.34	0	0	0.01	Pb _{0.9} Cu ₁ Bi ₁ Sb _{0.8} S ₃
Freieslebenite type	AgPbSbS ₃	161-145.6	FWZ	0.08	0.06	54.87	14.10	0	4.83	4.26	21.71	0	0	0.07	0.03	$Ag_{1}Pb_{3}Cd_{0.9}Sb_{4.8}S_{12}$
*: Échantillon relié à	une veine min	nérallisée issue	de la	remob	ilisatio	L										

Tableau F.5: Analyses à la microsonde des minéraux à Bi, Ag et autres sulfosels complexes

Analyses à la mic	croson	de des	alliage	s à Au-	Ag, des	tellur	ures et	de bisr	nuth n	atif														
Minéral	Zone						ourcen	it poids									Pro	ontion	is aton	niques				
Électrum		Fe	Zn	G	Au	Bi	Ag	Te	As	Se	Total		-	Fe	uz	G	٩u	Bi	Ag	Te	As	Se Al	J/Ag	
172-168	UFZ	0.06	0	0	29.65	0.28	58.96	0.11	0.03	0.032	89.12		0	.15	0	0 2	1.47 0	.19 7	7.96 (0.13 0	0.05	0.06 0	.28	
89-125.8	UFZ	0	0.12	0.04	38.61	0.29	59.04	0.05	0	0.056	98.20			0 0	.24 C	.08 2	5.20 C	19 7	3.15 (.05	0	0.10 0	.36	
105-211	LFZ	0	0.01	0.09	73.28	0.58	21.69	0.04	0.03	0.073	95.77			0 0	.02 C	.23 6	4.26 C	.48 3.	4.73 (0.05 C	0.07	0.16 1	.85	
206-179.85*	LFZ	0.08	0	0	75.60	0.62	25.41	0.06	0	0.034	101.80		0	.22	0	0 6	1.45 0	.48 3	7.71 0	.08	0	1.07	.63	
		0.03	0.09	0	63.91	0.57	34.72	0.11	0.02	0.023	99.48		0	0 60.	.20	0	9.73 0	.42 4	9.33 (0.13 0	0.04	0.04 1	.01	
		0.17	0.02	0.17	79.71	0.62	20.80	0.04	0.03	0.004	101.57		0	.49 0	.05 0	.44 6	5.64 C	.49 3	1.76 0	0.05 C	.08	0.01 2	.10	
		0	0.13	0.11	22.16	0.11	77.20	0.08	0.02	0.014	99.82			0	.23 C	.22 1	3.50 C	.06 8	5.87 0	0.08	0.03	0.02 0	.16	
		0	0.05	0.12	78.83	0.67	20.27	0.05	0	0.045	100.03			0	.12 0	.32 6	7.27 0	.54 3	1.59 (90.0	0	0.10 2	.13	
		0	0.01	0.01	32.71	0.24	66.53	0.11	0.02	0.029	9 9. 65			0	.03	.01 2	1.13 0	.15 7	8.50 0	0.11 0	0.03	0.05 0	.27	
Hedleyite Bi ₇ Te ₃																								
105-211	LFZ	0.09	0	0	0	67.56	0.06	18.82	0	0.719	87.24		0	.33	0	0	0 6	7.07 0	.11 3	0.59	0	1.89		
		0	0	0.02	0.06	73.69	0.07	19.96	0	0.732	94.53			0	0	90.	.06 6	7.87 0	0.13 3	0.10	0	1.78		
Hessite Ag ₂ Te																								
206-179.85*	LFZ	0.08	0.06	0.04	0.02	0	62.51	35.70	0	0.035	98.44		0	.16 0	.10 0	.07	.01	9 0	7.17 3	2.43	0	0.05		
		0.05	0	0.10	0.04	0	63.03	35.57	0.07	0.019	98.88		0	.11	0	.18 (.02	9 0	7.40 3	2.15 0	0.11 (0.03		
Bismuth natif		Fe	z	s	Рb	Bi	Ag	ខ	sb	£	S	As .	Total	Fe	L Z	s	Pb P	Bi	Ag	8	sb	Ð	8	As
105-211	LFZ	0.09	0.09	0.17	1.34	94.36	0.06	0.12	0.86	0.02	0.059	0	97.16 0	.33 0	.30	.08	.36 9	4.84 0	.12 (0.23 1	1.49 (0.05 0	.21	0
		0.04	0.00	2.38	1.81	73.43	0.03	0.10	1.07	0.02	0	0.02	78.89 0	.17 0	.00	6.64	.96	8.88 0	.06 0	0.20	.98	0.07	0	90.
206-179.85*	LFZ	0.13	0.09	0.03	0.00	98.79	0.10	0.15	0.11	00.0) 0).01	99.40 0	.49 0	.28 C	.19 (9 00.	8.37 0	0.20 0	0.27 0	.19 (00.0	0 0	.02
*: Échantillon	relié à	une v	eine n	ninérai	llisée i	ssue o	le la re	imobil	isatio	۔														

Tableau F.6: Analyses à la microsonde des alliages à Au-Ag, des tellurures et de bismuth natif

ANNEXE H

COUPES GÉOLOGIQUES

Section 172 650 Est

Section 172 970 Est

Section 173 010 Est

Section 173 590 Est

Section 173 875 Est

Section 174 175 Est

Section 174 675 Est















RÉFÉRENCES

- Aggarwal P et Nesbitt B. 1987. Pressure and temperature conditions of metamorphism in the vicinity of three massive sulfide deposits, Flin Flon – Snow Lake belt, Manitoba. Canadian Journal of Earth Sciences, 24 : 2305-2315.
- Allen RL, Weihed P et Svenson S-A. 1996a. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte District, Sweden. Economic Geology, 91 : 1022-1053.
- Allen RL, Lundstrom I, Ripa M et Christofferson H. 1996b. Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. Economic Geology, 91 : 979-1008.
- Araujo SM. 2000. The Palmeiropolis deposit, Tocantins State, Brazil : A typical metamorphosed volcanogenic massive sulphide deposit. In : R Sherlock, MAV Logan, VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication : 453-462.
- Avelar VGd, Lafon J-M, Delor C, Guerrot C et Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb–Pb and Sm–Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. Géologie de la France, 2-3-4 : 83-99.
- Barrie CT et Hannington MD. 1999. Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Society of Economic Geologists.
- Barton Jr PB et Toulmin III P. 1966. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. Economic Geology, 61 : 815-849.
- Bekker A, Slack JF, Planavsky N, Krapez B, Hofmann A, Konhauser KO et Rouxel OJ. 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay

among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. Economic Geology, 105 : 467-508.

- Benn K. 2016. Structural model for the Montagne d'Or deposit, Northwestern French Guiana. Terracognita Geological Consulting Inc, Nord Gold, 25 p.
- Bhatia MR et Crook KA. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to mineralogy and petrology, 92 : 181-193.
- Bhattacharya A, Mohanty L, Maji A, Sen S et Raith M. 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg– Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to mineralogy and petrology, 111 : 87-93.
- Billa M, Chevillard M, Tourlière B, Marteau P, Cassard D et Théveniault H. 2013. Guyane et gisements, hors Or : État des connaissances et réexamen du potentiel minier., BRGM, 157 p.
- Bleeker W et Parrish RR. 1996. Stratigraphy and U–Pb zircon geochronology of Kidd Creek: implications for the formation of giant volcanogenic massive sulphide deposits and the tectonic history of the Abitibi greenstone belt. Canadian Journal of Earth Sciences, 33 : 1213-1231.
- Bosma W, Kroonenberg SB, Maas K et de Roever EWF. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. Geologie Mijnbouw, 62 : 241-254.
- Boström K, Kraemer T et Gartner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. Chemical Geology, 11 : 123-148.
- Bout JP, Millo L, Taquet B et Voglet G. 1998. Projet Paul Isnard Projet Eau Blanche - Secteur de la Montagne d'Or - Rapport d'étape n°4. Guyanor Ressources, 50 p.
- Boynton WV. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Dans : Rare earth element geochemistry.

- Bryndzia LT et Scott SD. 1987. The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity; an experimental study. American journal of Science, 287 : 50-76.
- Capdevila R, Arndt N, Letendre J et Sauvage J-F. 1999. Diamonds in volcaniclastic komatiite from French Guiana. Nature, 399 : 456-458.
- Carey R, Soule SA, Manga M, White JD, McPhie J, Wysoczanski R, Jutzeler M, Tani K, Yoerger D et Fornari D. 2018. The largest deep-ocean silicic volcanic eruption of the past century. Science advances, 4 : e1701121.
- Caricchi L et Blundy J. 2015. The temporal evolution of chemical and physical properties of magmatic systems. Geological Society, London, Special Publications, 422 : 1-15.
- Caté A. 2016. Geology of the Paleoproterozoic Zn-Cu-Au Lalor volcanogenic massive sulphide deposit and its gold-rich lenses, Snow Lake, Manitoba./Géologie du gisement de sulfures massifs volcanogène Paléoprotérozoïque à Zn-Cu-Au de Lalor et de ses lentilles riches en or, Snow Lake, Manitoba. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 430.
- Cathelineau M et Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to mineralogy and petrology, 91 : 235-244.
- Chang Z, Large RR et Maslennikov V. 2008. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. Geology, 36: 971-974.
- Channer DMD et Anderson PFN. 2000. Volcanogenic massive sulphide occurrences and potential in Venezuela, with emphasis on the Guiana Shield. In : R Sherlock, MAV Logan, VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication : 293-314.
- Choubert B. 1974. Le Precambrien des Guyanes. Mem BRGM, 81 : 213.
- Choudhuri A. 1978. Geochemical trends in tholeiite dykes of different ages from Guiana. Chemical Geology, 22 : 79-85.

- Choudhuri A, Sial A et Oliveira E. Unmetamorphosed Proterozoic tholeiite dykes from the northern Amazon Craton, Guiana, the evolution of basaltic magmatism. Dans : Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms: Proceedings of the Second International Dyke Conference, Adelide, South Australia, 1990, 275-283.
- Clark LA. 1960. The Fe-As-S system--Phase relations and applications. Economic Geology, 55 : 1345-1381.
- Clarke FW. 1920. The data of geochemistry. US Government Printing Office.
- Combes V. 2020. Les minéralisations aurifères de Yaou et Couriège (Bouclier Guyanais) : des modalités de l'enrichissement primaire aux processus secondaires. PhD Thesis. Université de Lorraine, 248 p.
- Condie KC. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104 : 1-37.
- Condie KC et Aster RC. 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. Precambrian Research, 180 : 227-236.
- Cook NJ et Hoefs J. 1997. Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu-(Zn) volcanogenic massive sulphide deposits in the Norwegian Caledonides. Chemical Geology, 135 : 307-324.
- Cordani UG et Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. Geological Society of America Memoirs, 200 : 297-320.
- Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PW et Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53 : 469-500.
- Corriveau L et Spry PG. 2014. Metamorphosed hydrothermal ore deposits. Dans : Holland HD et Turekian KK éds. Treatise on Geochemistry (Second Edition), Volume 13: Geochemistry of Mineral Deposits. Elsevier Amsterdam, p. 175-194.
- Cumming G et Richards J. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. Earth and Planetary Science Letters, 28 : 155-171.

- Da Rosa-Costa LT, Lafon J-M, Cocherie A et Delor C. 2008. Electron microprobe U– Th–Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 26 : 445-462.
- Da Rosa-Costa LT, Ricci PSF, Lafon J-M, Vasquez ML, Carvalho JMA, Klein EL et Macambira EMB. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil–southeastern Guiana Shield. Géologie de la France, 2-3-4 : 101-120.
- Daoust C. 2016. Caractérisation stratigraphique, structurale et géochimique du district minéralisé de Rosebel (Suriname) dans le cadre de l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais. PhD Thesis. Université du Québec à Montréal, 330 p.
- Daoust C, Voicu G, Brisson H et Gauthier M. 2011. Geological setting of the Paleoproterozoic Rosebel gold district, Guiana Shield, Suriname. Journal of South American Earth Sciences, 32 : 222-245.
- Dardenne M et Schobbenhaus C. 2003. Metallogeny of the Guiana Shield. Géologie de la France, 2-3-4 : 291-319.
- De Caritat P et Walshe L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. Clays and Clay Minerals, 41, 219-239.
- De Roever EWF, Kroonenberg SB, Delor C et Phillips D. 2003a. The Käyser dolerite, a Mesoproterozoic alkaline dyke suite from Suriname. Géologie de la France, 2-3-4 : 161-174.
- De Roever EWF, Lafon J-M, Delor C, Cocherie A, Rossi P, Guerrot C et Potrel A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P–T path at 2.07–2.05 Ga. Géologie de la France, 2-3-4 : 175-205.
- de Ronde CE, Hannington M, Stoffers P, Wright I, Ditchburn R, Reyes A, Baker E, Massoth G, Lupton J et Walker S. 2005. Evolution of a submarine magmatichydrothermal system: Brothers volcano, southern Kermadec arc, New Zealand. Economic Geology, 100 : 1097-1133.

- de Ronde CE, Massoth GJ, Butterfield DA, Christenson BW, Ishibashi J, Ditchburn RG, Hannington MD, Brathwaite RL, Lupton JE et Kamenetsky VS. 2011. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand. Mineralium Deposita, 46 : 541-584.
- Deckart K, Féraud G et Bertrand H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 150 : 205-220.
- Deckart K, Bertrand H et Liégeois J-P. 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. Lithos, 82 : 289-314.
- Delor C, Lahondère D, Egal E et Marteau P. 2001. Carte géologique de la Guyane Française au 1: 500 000. BRGM.
- Delor C, de Roever EWF, Lafon J-M, Lahondère D, Rossi P, Cocherie A, Guerrot C et Potrel A. 2003a. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname):
 II. implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised. Géologie de la France, 2-3-4 : 207-230.
- Delor C, Lahondère D, Egal E, Lafon J-M, Cocherie A, Guerrot C, Rossi P, Truffert C, Théveniaut H, Phillips D et Avelar VGd. 2003b. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500000 scale geological map of French Guiana. Géologie de la France, 2-3-4 : 5-57.
- Doyle MG et Allen RL. 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. Ore Geology Reviews, 23 : 183-222.
- Dubé B, Gosselin P, Mercier-Langevin P, Hannington M et Galley A. 2007a. Goldrich volcanogenic massive sulphide deposits. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5 : 75-94.
- Dubé B, Mercier-Langevin P, Hannington M, Lafrance B, Gosselin G et Gosselin P. 2007b. The LaRonde Penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi, Québec: mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration. Economic Geology, 102 : 633-666.
- Dubé B, Mercier-Langevin P, Kjarsgaard I, Hannington M, Bécu V, Côté J, Moorhead J, Legault M et Bédard N. 2014. The Bousquet 2-Dumagami World-Class Archean Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi, Quebec: Metamorphosed Submarine Advanced Argillic Alteration Footprint and Genesis. Economic Geology, 109 : 121-166.
- Eastoe C, Gustin M, Hurlbut D et Orr R. 1990. Sulfur isotopes in Early Proterozoic volcanogenic massive sulfide deposits: new data from Arizona and implications for ocean chemistry. Precambrian Research, 46 : 353-363.
- Egal E, Mercier D, Itard Y et Mounié F. 1992. L'ouverture de bassins en pull-apart au Protérozoïque inférieur: nouveaux arguments dans le nord du craton guyanais. Comptes rendus de l'Académie des sciences Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 314 : 1499-1506.
- Egal E, Milesi J-P, Vanderhaeghe O, Ledru P, Cocherie A, Thiéblemont D, Cautru JP, Vernhet Y, Hottin AM, Tegyey M et Martel-Jantin B. 1995. Ressources minérales et évolution minière de la Guyane. Carte thématique minière à 1/100 000 Feuille Régina : Carte et notice, BRGM Report R 38458, p. 64.
- Eilu PK, Mathison CI, Groves DI et Allardyce WJ. 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. The University of Western Australia, Nedlands 50 p.
- Eldridge CS, Barton PB, Jr. et Ohmoto H. 1983. Mineral Textures and Their Bearing on Formation of the Kuroko Orebodies. Dans : Ohmoto H et Skinner BJ éds. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Society of Economic Geologists, p. 0.
- Enjolvy R. 2008. Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes: signatures géochimiques et thermochronologiques au transamazonien (2250-1950Ma). PhD Thesis. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc, 305 p.
- Faraco MTL, Fuzikawa K, Ramboz C et McReath I. 2006. A fluid inclusion study in the hydrothermal volcanogenic sulfide and orogenic gold mineralization at the Serra do Ipitinga, Amazon, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 36 : 51-58.

- Faraco MTL. 1997. Evoluçao petroquimico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suite Vila Nova na serra do Ipitinga (NW do Parà). UFPa, 245 p.
- Farquhar J, Wu N, Canfield DE et Oduro H. 2010. Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal sulfide deposits. Economic Geology, 105 : 509-533.
- Fraga LM, Reis NJ, Dall'Agnol R et Armstrong R. Cauarane-Coeroeni Belt–The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Sheild, northern Amazonian craton. Dans : International Geological Congress, 2008.
- Fraga LM, Reis NJ et Dall'Agnol A. 2009a. Cauarane-coeroeni belt–the main tectonic feature of the central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. Simposio de Geologia da Amazônia 11, Manaus.
- Fraga LM, Macambira MJB, Dall'Agnol R et Costa JBS. 2009b. 1.94–1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single-zircon evaporation data and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences, 27 : 247-257.
- Franklin JM. 1996. Volcanic-associated massive sulphide base metals. Dans : Eckstrand OR, *et al.* éds. Geology of Canadian mineral deposit types. Geological Survey of Canada, p. 158-183.
- Franklin JM, Lydon JW et Sangster DF. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Dans : Skinner BJ éd. Economic geology 75th Anniversary Volume. The Economic Geology Publishing Company, p. 485-627.
- Franklin JM, Bertoni C, Boudrie M, Bout J, Costelloe D, Lillie F, Millo L et Sauvage J. 2000. The Paul Isnard gold–copper occurrence, French Guiana: the first volcanogenic massive sulphide occurrence in the Guiana Shield? In : R Sherlock, MAV Logan, VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication : 509-542.

- Franklin JM, Gibson HL, Jonasson IR et Galley AG. 2005. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Dans : Hedenquist JW, *et al.* éds. Economic Geology 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, p. 523-560.
- Fraser R et Waberi H. 2013. Mineral Resource Estimate, NI 43-101 Technical Report. Coffey Mining Pty Ltd, Columbus Gold, 122 p.
- Frenzel M, Hirsch T et Gutzmer J. 2016. Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type—A meta-analysis. Ore Geology Reviews, 76 : 52-78.
- Frost BR, Mavrogenes JA et Tomkins AG. 2002. Partial melting of sulfide ore deposits during medium-and high-grade metamorphism. The Canadian Mineralogist, 40 : 1-18.
- Gaboury D. 2004. Paramètres des altérations hydrothermales des gisements de type VMS et aurifères: Comparaison de la performance d'indicateurs d'altération. CONSOREM 2000-2A, 77 p.
- Gaboury D et Pearson V. 2008. Rhyolite geochemical signatures and association with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from the Abitibi Belt, Canada. Economic Geology, 103 : 1531-1562.
- Galley AG. 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. Mineralium Deposita, 38 : 443-473.
- Galley AG, Hannington MD et Jonasson IR. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. Dans : Goodfellow WD éd. Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 141-161.
- Genna D, Gaboury D et Roy G. 2014. The Key Tuffite, Matagami Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada: petrogenesis and implications for VMS formation and exploration. Mineralium Deposita, 49 : 489-512.
- Gibbs AK et Barron CN. 1993. The geology of the Guiana Shield. Oxford University Press, USA, 246 p.

- Gibson HL, Morton RL et Hudak GJ. 1999. Submarine Volcanic Processes, Deposits, and Environments Favorable for the Location of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits. Dans : Barrie CT et Hannington MD éds. Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Society of Economic Geologists, p. 13-52.
- Gibson HL, Kerr DJ et Cattalani S. 2000. The Horne mine: Geology, history, influence on genetic models, and a comparison to the Kidd Creek mine. Exploration and Mining Geology, 9 : 91-111.
- Gibson HL, Allen RL, Riverin G et Lane TE. The VMS model: advances and application to exploration targeting. Dans : Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 2007. p. 713-730.
- Goldfarb R, Baker T, Dubé B, Groves DI, Hart CJ et Gosselin P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. Dans : Economic Geology 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, p. 407–450.
- Goldfarb RJ, Bradley D et Leach DL. 2010. Secular variation in economic geology. Economic Geology, 105 : 459-465.
- Goodfellow WD et Peter JM. 1996. Sulphur isotope composition of the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst Mining Camp, New Brunswick: implications for ambient environment, sulphur source, and ore genesis. Canadian Journal of Earth Sciences, 33 : 231-251.
- Gorton MP et Schandl ES. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist, 38 : 1065-1073.
- Grant JA. 1986. The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic Geology, 81 : 1976-1982.
- Grenholm M, Jessell M et Thébaud N. 2019. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton–Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. Earth-Science Reviews, 192 : 138-193.

- Gross GA. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. The Canadian Mineralogist, 18 : 215-222.
- Groves DI, Goldfarb RJ, Robert F et Hart CJ. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. Economic Geology, 98 : 1-29.
- Guiraud J, Tremblay A, Jébrak M, Ross P-S et Lefrançois R. Auriferous volcanogenic massive sulphide, A new type of gold deposit in the Guiana shield. Dans : Joint Assembly AGU-GAC-MAC-CGU, Montréal, Canada, 3-7 May 2015.
- Hackler RT et Wood BJ. 1989. Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg mixing properties in garnet. American mineralogist, 74 : 994-999.
- Hannington MD et Scott SD. 1989. Sulfidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulfides; evidence from sulfide mineralogy and the composition of sphalerite. Economic Geology, 84 : 1978-1995.
- Hannington MD, de Ronde CD et Petersen S. 2005. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. Economic Geology 100th Anniversary Volume : 111-141.
- Hannington MD, Poulsen KH, Thompson JFH et Sillitoe RH. 1999. Volcanogenic Gold in the Massive Sulfide Environment. Dans : Barrie CT et Hannington MD éds. Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Society of Economic Geologists, p. 325-355.
- Hanski E. 2015. Synthesis of the geological evolution and metallogeny of Finland. Mineral Deposits of Finland, Elsevier, Oxford : 39-71.
- Hart T, Gibson H et Lesher C. 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. Economic Geology, 99 : 1003-1013.
- Hawke ML, Meffre S, Stein H, Hilliard P, Large R et Gemmell JB. 2015. Geochronology of the DeGrussa volcanic-hosted massive sulphide deposit and

associated mineralisation of the Yerrida, Bryah and Padbury Basins, Western Australia. Precambrian Research, 267 : 250-284.

- Herron MM. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Research, 58.
- Herzig PM et Hannington MD. 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor a review. Ore Geology Reviews, 10 : 95-115.
- Hey MH. 1954. A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society, 30 : 277-292.
- Holdaway M. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. American journal of Science, 271 : 97-131.
- Holdaway M. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. American mineralogist, 85 : 881-892.
- Hou G, Santosh M, Qian X, Lister GS et Li J. 2008. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms. Gondwana Research, 14 : 395-409.
- Hubé D. 1997. Rapport de stage ENSG 3ème année. ENSG, 36 p.
- Huston DL. 1999. Stable Isotopes and Their Significance for Understanding the Genesis of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: A Review. Dans : Peter JM et Scott SD éds. Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Society of Economic Geologists, p. 157-179.
- Huston DL. 2000. Gold in Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Distribution, Genesis, and Exploration. Dans : Hagemann SG et Brown PE éds. Gold in 2000. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, p. 401-426.
- Huston DL et Large RR. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. Ore Geology Reviews, 4 : 171-200.

- Huston DL, Pehrsson S, Eglington BM et Zaw K. 2010. The Geology and Metallogeny of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Variations through Geologic Time and with Tectonic Setting. Economic Geology, 105 : 571-591.
- Huston DL, Relvas JM, Gemmell JB et Drieberg S. 2011. The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic-hydrothermal contributions. Mineralium Deposita, 46 : 473-507.
- Ilboudo H, Lompo M, Wenmenga U, Naba S, Kagambega N et Traore S. 2008. Caractères pétrographiques et structuraux des formations paléoproterozoïques (Birimien) du gîte à sulfures de Tiébélé, Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Journal des Sciences, 8 : 37-50.
- Ilboudo H, Lompo M, Wenmenga U, Napon S, Naba S et Ngom PM. 2017. Evidence of a Volcanogenic Massive Sulfide (ZnPbCuAg) district within the Tiébélé Birimian (Paleoproterozoic) Greenstone Belts, Southern Burkina Faso (West– Africa). Journal of African Earth Sciences, 129 : 792-813.
- Ishikawa Y, Sawaguchi T, Iwaya S et Horiuchi M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology, 26 : 105-117.
- Jébrak M et Marcoux É. 2008. Géologie des ressources minérales. Ministère des ressources naturelles et de la faune.
- Jones C, Sperinck M et Hearne J. 2004. Yaou, Dorlin & Paul-Isnard Projects, French Guiana : Independent Resource Estimations. RSG Global, Golden Star Resources Limited, 100 p.
- Kajiwara Y et Krouse H. 1971. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. Canadian Journal of Earth Sciences, 8 : 1397-1408.
- Kato Y, Ohta I, Tsunematsu T, Watanabe Y, Isozaki Y, Maruyama S et Imai N. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62 : 3475-3497.

- Keith M, Haase KM, Schwarz-Schampera U, Klemd R, Petersen S et Bach W. 2014. Effects of temperature, sulfur, and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents. Geology, 42 : 699-702.
- Kelly WC et Clark BR. 1975. Sulfide deformation studies; III, Experimental deformation of chalcopyrite to 2,000 bars and 500 degrees C. Economic Geology, 70 : 431-453.
- Kioe-A-Sen NM, van Bergen MJ, Wong TE et Kroonenberg SB. 2016. Gold deposits of Suriname: geological context, production and economic significance. Netherlands Journal of Geosciences, 95 : 429-445
- Klaver M, De Roever EWF, Nanne JAM, Mason PRD et Davies GR. 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: Evidence for two separate UHT events. Precambrian Research, 262 : 1-19.
- Klaver M, De Roever EWF, Thijssen ACD, Bleeker W, Söderlund U, Chamberlain K, Ernst R, Berndt J et Zeh A. 2016. Mafic magmatism in the Bakhuis Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and UHT metamorphism. GFF, 138 : 203-218.
- Klein EL et Rosa-Costa LT. 2011. Metallogenesis of Eastern Guiana Shield in Brazil. 11th SGA Biennal Meeting Let's Talk Ore Deposit, 26-29 september, Antofagasta, Chile.
- Klein EL, Lafon J-M, Harris C, Brito RS et Vaconcelos P. 2009. Fluid inclusion and isotopic constraints on the genesis of vein-quartz gold deposits of the Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil. Contribuições à Geologia da Amazônia, 6 : 15-42.
- Klug C et Cashman KV. 1996. Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. Bulletin of Volcanology, 58 : 87-100.
- Kneller B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Geological Society, London, Special Publications, 94 : 31-49.

- Kokelaar P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. Bulletin of Volcanology, 48 : 275-289.
- Kranidiotis P et MacLean W. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, 82 : 1898-1911.
- Kretschmar U et Scott S. 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian mineralogist, 14 : 364-386.
- Kroonenberg SB et de Roever EWF. 2010. Geological evolution of the Amazonian Craton. Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past : 7-28.
- Kroonenberg SB, de Roever EWF, Fraga LM, Reis NJ, Faraco T, Lafon J-M, Cordani U et Wong TE. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. Netherlands Journal of Geosciences, 95 : 491-522.
- Lafrance J, Bardoux M, Voicu G, Stevenson R et Machado N. 1999. Geological and metallogenic environments of gold deposits of the Guiana Shield; a comparative study between St-Elie (French Guiana) and Omai (Guyana). Exploration and Mining Geology, 8 : 117-135.
- Lanari P, Wagner T et Vidal O. 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al 2 O 3–SiO 2–H 2 O: applications to P–T sections and geothermometry. Contributions to mineralogy and petrology, 167 : 968.
- Large RR, Allen RL, Blake MD et Herrmann W. 2001. Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Rosebery K lens volcanic-hosted massive sulfide deposit, western Tasmania. Economic Geology, 96 : 1055-1072.
- Large RR, Huston DL, McGoldrick PJ, Ruxton PA et Mcarthur G. 1989. Gold Distribution and Genesis in Australian Volcanogenic Massive Sulfide Deposits and Their Significance for Gold Transport Models. Dans : Keays RR, *et al.* éds. The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Society of Economic Geologists, p. 520-535.

- Larocque AC, Hodgson CJ, Cabri LJ et Jackman JA. 1995. Ion-microprobe analysis of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite from the Mobrun VMS deposit in northwestern Quebec; evidence for metamorphic remobilization of gold. The Canadian Mineralogist, 33 : 373-388.
- Lawrence DM, Allibone AH, Chang Z, Meffre S, Lambert-Smith JS et Treloar PJ. 2017. The Tongon Au Deposit, Northern Côte d'Ivoire: An Example of Paleoproterozoic Au Skarn Mineralization. Economic Geology, 112 : 1571-1593.
- Le Mignot E, Reisberg L, André-Mayer A-S, Bourassa Y, Fontaine A et Miller J. 2017a. Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton. Economic Geology, 112 : 145-168.
- Le Mignot E, Siebenaller L, Béziat D, André-Mayer A-S, Reisberg L, Salvi S, Velasquez G, Zimmermann C, Naré A et Franceschi G. 2017b. The Paleoproterozoic Copper-Gold Deposits of the Gaoua District, Burkina Faso: Superposition of Orogenic Gold on a Porphyry Copper Occurrence? Economic Geology, 112 : 99-122.
- Le Mignot É. 2014. Les gisements d'or comme témoins de l'histoire géologique du craton oues-africain: apports de la datation. Université de Lorraine, 335 p.
- Ledru P, Lasserre J, Manier E et Mercier D. 1991. Le Proterozoique inferieur nord guyanais; revision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sedimentaires. Bulletin de la Société Géologique de France, 162 : 627-636.
- Ledru P, Johan V, Milési J-P et Tegyey M. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. Precambrian Research, 69 : 169-191.
- Lerouge C, Milési J-P et Fouillac A-M. 1999. The Paleoproterozoic Dorlin gold deposit, French Guiana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry. Chemical Geology, 155 : 131-149.
- Lesher C, Goodwin A, Campbell I et Gorton M. 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 23 : 222-237.

- Ludwig K. 2012. User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft. Excel Berkley Geochronological Center Special Publication.
- Lydon J. 1984. Some observations on the morphology and ore textures of volcanogenic sulfide deposits of Cyprus. Geol Surv Canada, Curr Res, Paper : 601-610.
- MacLean W et Barrett T. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration, 48 : 109-133.
- Maiden K, Chimimba L et Smalley T. 1986. Cuspate ore-wall rock interfaces, piercement structures and the localization of some sulfide ores in deformed sulfide deposits. Economic Geology, 81 : 1464-1472.
- Manhes G, Minster J et Allegre C. 1978. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Severin amphoterite: Consequences for early solar system chronology. Earth and Planetary Science Letters, 39 : 14-24.
- Marcoux É et Milési J-P. 1993. Lead isotope signature of early Proterozoic ore deposits in western Africa; comparison with gold deposits in French Guiana. Economic Geology, 88 : 1862-1879.
- Marot A. 1988. Carte géologique du Sud de la Guyane à 1/500 000 et notice. BRGM.
- Marquis P, Hubert C, Brown A et Rigg D. 1990. Overprinting of early, redistributed Fe and Pb–Zn mineralization by late-stage Au–Ag–Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 27 : 1651-1671.
- Marquis P, Hubert C, Brown A, Scherkus E, Trudel P et Hoy L. 1992. Géologie de la mine Donald J. LaRonde (Abitibi). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 106 p.
- Marsh BD. 2006. Dynamics of magmatic systems. Elements, 2 : 287-292.
- Marshall B et Gilligan LB. 1989. Durchbewegung structure, piercement cusps, and piercement veins in massive sulfide deposits; formation and interpretation. Economic Geology, 84 : 2311-2319.

- Marshall B, Vokes F et Larocque A. 2000. Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits. Reviews in economic geology, 11 : 19-38.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46 : 411-429.
- Martin H, Smithies R, Rapp R, Moyen J-F et Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79 : 1-24.
- McDonough WF et Sun S-S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120 : 223-253.
- McLennan S, Hemming S, McDaniel D et Hanson G. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geological Society of America Special Papers, 284 : 21-40.
- McPhie J, Doyle M, Allen RL et Allen R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES-University of Tasmania, 198 p.
- McReath I et Faraco M. Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. Dans : South American symposium on isotope geology, 1997. p. 194-196.
- Meert JG. 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. Gondwana Research, 21 : 987-993.
- Mercier-Langevin P. 2005. Géologie du gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères Laronde, Abitibi, Québec. Institut National de la Recherche Scientifique, 723 p.
- Mercier-Langevin P, Hannington MD, Dubé B et Bécu V. 2011. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, 46 : 509-539.
- Mercier-Langevin P, Dubé B, Hannington MD, Davis D, 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 : 585-609.

- Mercier-Langevin P, Hannington MD, Dubé B, Piercey SJ, Peter JM et Pehrsson SJ. 2015. Precious metal enrichment processes in volcanogenic massive sulphide deposits — A summary of key features, with an emphasis on TIGI-4 research contributions. Geological Survey of Canada, 117-130 p.
- Meunier A. 2005. Clays. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, 472 p.
- Milési J-P et Picot JC. 1995. L'Or en Guyane française : Contexte et potentiel géologiques. Rapport BRGM/RP-38517-FR. BRGM, 31 p.
- Milési J-P, Lambert A et Ledru P. 1988. Résultats préliminaires à l'étude gîtologique et structurale de Dorlin (Guyane). Mission du 06 au 26.11.1987. Rapport BRGM 88 GUF 052 DEX, 47 p., BRGM, 40 p.
- Milési J-P, Ledru P, Feybesse J-L, Dommanget A et Marcoux E. 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. Precambrian Research, 58 : 305-344.
- Milési J-P, Egal E, Ledru P, Vernhet Y, Thiéblemont D, Cocherie A, Tegyey M, Martel-Jantin B et Lagny P. 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. Chronique de la recherche Miniere, 518 : 5-59.
- Milési J-P, Feybesse J-L, Pinna P, Deschamps Y, Kampunzu H, Muhongo S, Lescuyer J-L, Le Goff E, Delor C, Billa M, Ralay F et Heinry C. Geological map of Africa 1: 10,000,000, SIG Afrique project. Dans : 20th Conference of African Geology, BRGM, Orléans, France, 2004. p. 2-7.
- Milési J-P, Lerouge C, Delór C, Ledru P, Billa M, Cocherie A, Egal E, Fouillac A-M, Lahondère D, Lasserre J-L, Marot A, Martel-Jantin B, Rossi P, Tegyey M, Théveniault H, Thiéblemont D et Vanderhaeghe O. 2003. Gold deposits (goldbearing tourmalinites, gold-bearing conglomerates, and mesothermal lodes), markers of the geological evolution of French Guiana: geology, metallogeny, and stable-isotope constraints. Géologie de la France, 2-3-4 : 257-290.

- Miller CF, McDowell SM et Mapes RW. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology, 31 : 529-532.
- Millo L. 1999. Projet Paul Isnard Projet Eau Blanche Rapport d'étape n°5. Guyanor Resources, 80 p.
- Montgomery CW et Hurley PM. 1978. Total-rock UPb and RbSr systematics in the Imataca Series, Guayana Shield, Venezuela. Earth and Planetary Science Letters, 39 : 281-290.
- Montgomery CW. 1979. Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guayana Shield. Contributions to mineralogy and petrology, 69 : 167-176.
- Mosier DLB, Singer VI et Donald A. 2009. Volcanogenic massive sulfide deposits of the world: Database and grade and tonnage models. USGS.
- Mullen ED. 1983. MnO/TiO 2/P 2 O 5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62 : 53-62.
- Naipal R et Kroonenberg SB. 2016. Provenance signals in metaturbidites of the Paleoproterozoic greenstone belt of the Guiana Shield in Suriname. Netherlands Journal of Geosciences, 95 : 467-489.
- Napon S. 1988. Le Gisement d'amas sulfuré (Zn-Ag) de Perkoa dans la province du Sangyé (Burkina Faso-Afrique de l'Ouest): cartographie, étude pétrographique, géochimique et métallogénique. PhD Thesis. Université de Besançon, 310 p.
- Nomade S. 2001. Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques (40Ar/39Ar) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire. Université d'Orléans, 303 p.
- Nomade S, Pouclet A et Chen Y. 2002. The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. Journal of Geodynamics, 34 : 595-614.

- Nomade S, Chen Y, Pouclet A, Féraud G, Théveniaut H, Daouda BY, Vidal M et Rigolet C. 2003. The Guiana and the West African shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. Geophysical Journal International, 154 : 677-694.
- Nomade S, Knight K, Beutel E, Renne P, Verati C, Féraud G, Marzoli A, Youbi N et Bertrand H. 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244 : 326-344.
- Norcross C, Davis DW, Spooner ET et Rust A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. Precambrian Research, 102 : 69-86.
- Ohmoto H. 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. Ore Geology Reviews, 10 : 135-177.
- Palme H et O'Neill HSC. 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. Treatise on geochemistry, 2 : 1-38.
- Parker RL et Fleischer M. 1967. Data of geochemistry. US Government Printing Office Washington, DC, 23 p.
- Pattison DR et Tracy R. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. Dans : Kerrick DM éd. Contact metamorphism. Mineralogical Society of America, p. 105-206.
- Paulick H et Franz G. 2001. Greenschist facies regional and contact metamorphism of the Thalanga volcanic-hosted massive sulfide deposit (northern Queensland, Australia). Mineralium Deposita, 36 : 786-793.
- Pearce JA et Cann J. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19 : 290-300.
- Pearce JA et Harris NB. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology, 25, 956-983.

- Pehrsson SJ, Gibson HL et Gilmore K. 2016. A Special Issue on Volcanogenic Massive Sulfide Deposits of the Trans-Hudson Orogen: Preface. Economic Geology, 111 : 803-816.
- Pehrsson SJ, Eglington BM, Evans DA, Huston D et Reddy SM. 2015. Metallogeny and its link to orogenic style during the Nuna supercontinent cycle. Geological Society, London, Special Publications, 424 : 83-94.
- Pelletier M. 2016. The Rainy River gold deposit, Wabigoon Subprovince, western Ontario: style, geometry, timing and structural controls on ore distribution and grades. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 404 p.
- Perchuk LL et Lavrent'Eva IV. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. Dans : Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer, p. 199-239.
- Perchuk LL. 1991. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. Progress in metamorphic and magmatic petrology : 93-112.
- Peter JM et Scott SD. 1999. Windy Craggy, Northwestern British Columbia: The World's Largest Besshi-Type Deposit. Dans : Barrie CT et Hannington MD éds.
 Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Society of Economic Geologists, p. 261-295.
- Peter JM et Goodfellow WD. 2003. Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steele belt, Bathurst mining camp, New Brunswick: part 3. Application of mineralogy and mineral and bulk compositions to massive sulfide exploration. Econ Geol Monogr, 11 : 417-433.
- Peter JM et Goodfellow WD. 1996. Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick. Canadian Journal of Earth Sciences, 33 : 252-283.
- Pettijohn F, Potter PE et Siever R. 1987. Sand and Sandstone. Springer Science & Business Media, 553 p.

Picot P et Johan Z. 1982. Atlas des minéraux métalliques. 455 p.

- Piercey SJ. 2010. An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 10 : 119-136.
- Piercey SJ. 2011. The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, 46 : 449-471.
- Piercey SJ, Peter JM, Mortensen JK, Paradis S, Murphy DC et Tucker TL. 2008. Petrology and U-Pb geochronology of footwall porphyritic rhyolites from the Wolverine volcanogenic massive sulfide deposit, Yukon, Canada: Implications for the genesis of massive sulfide deposits in continental margin environments. Economic Geology, 103 : 5-33.
- Pinti DL, Hashizume K, Sugihara A, Massault M et Philippot P. 2009. Isotopic fractionation of nitrogen and carbon in Paleoarchean cherts from Pilbara craton, Western Australia: Origin of 15 N-depleted nitrogen. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73 : 3819-3848.
- Pirajno F. 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer, Geological Survey of Western Australia, 1273 p.
- Poulsen K et Hannington M. 1996. Volcanic-associated massive sulphide gold. Dans : Eckstrand OR, *et al.* éds. Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Geological Survey of Canada, p. 183-196.
- Poulsen KH. 2000. Geological classification of Canadian gold deposits. Bulletin of the Geological Survey of Canada, 540 : 1-106.
- Pupin J. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to mineralogy and petrology, 73 : 207-220.
- Reis NJ, Fraga LMB, Faria MSGd et Almeida ME. 2003. Geologia do estado de Roraima, Brasil. Géologie de la France, 2-3-4 : 121-134.
- Reis NJ, Faria MSGd, Fraga LMB et Haddad RC. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism ana the Orocaima event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil, 380-383.

- Reis NJ, Teixeira W, Hamilton MA, Bispo-Santos F, Almeida ME et D'Agrella-Filho MS. 2013. Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. Lithos, 174 : 175-195.
- Ristorcelli S, Spencer R, Dyer T, Goode J, Evans D, Josic L, Sangam H et Jackson H. 2007. Technical Report Update on the Las Cristinas Project, Bolivar State, Venezuela. Crystallex International Corporation, 279 p.
- Robert F et Poulsen KH. 1997. World class Archaean gold deposits in Canada: An overview. Australian Journal of Earth Sciences, 44 : 329-351.
- Robert F, Poulsen KH, Cassidy KF et Hodgson CJ. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. Dans : Economic Geology 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, p. 1001-1033.
- Rollinson HR. 1993. Using geochemical data evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical J. Wiley, Harlow, New York, 352 p.
- Ross P-S. 2014. Examination of drill cores and lithogeochemical data from the Montagne d'Or deposit, Paul Isnard project, French Guiana. Columbus Gold Corp. & SOTRAPMAG SAS, 77 p.
- Ross P-S et Bédard JH. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences, 46 : 823-839.
- Rye RO et Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. Economic Geology, 69 : 826-842.
- Santos JOS, Hartmann LA, Gaudette HE, Groves DI, Mcnaughton NJ et Fletcher IR. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3 : 453-488.
- Santos JOS, Potter PE, Reis NJ, Hartmann LA, Fletcher IR et McNaughton NJ. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. Geological Society of America Bulletin, 115 : 331-348.

- Schwartz M et Melcher F. 2003. The Perkoa zinc deposit, Burkina Faso. Economic Geology, 98 : 1463-1485.
- Shanks WC, Pat SIII et Thurston R. 2012. Volcanogenic massive sulfide occurrence model. US Department of the Interior, US Geological Survey, 345 p.
- Sharp ZD, Essene EJ et Kelly WC. 1985. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer; pressure considerations and applications to natural assemblages. The Canadian Mineralogist, 23 : 517-534.
- Sharpe GC. 2011. NI 43-101 Technical Report on the Groete Creek and Georgetown West Properties Guyana. MCIM, Consulting Mineral Exploration Geologist, Gold Port Resources Ltd., 106 p.
- Sherlock R et Michaud M. 2000. Volcanogenic massive sulphide deposits of Latin America; An Overview. In : R Sherlock, MAV Logan, VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication : 19-46.
- Sidder GB. 1995. Mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield. USGS, USGPO, 20 p.
- Sidder GB, Garcia A et Stoeser J. 1995. Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield. USGPO, 320 p.
- Siebenaller L, Béziat D, Salvi S, Naba S, Le Mignot E, Baratoux L, André-Mayer A-S, Naré A et Franceschi G. 2015. WITHDRAWN: The Gaoua porphyry Cu–Au deposit, SW Burkina Faso. Ore Geology Reviews : 5.
- Sillitoe RH. 2010. Porphyry copper systems. Economic Geology, 105 : 3-41.
- Sillitoe RH, Hannington MD et Thompson JF. 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. Economic Geology, 91 : 204-212.
- Stacey JS et Kramers JD. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26 : 207-221.
- Sullivan WA. 2013. L tectonites. Journal of Structural Geology, 50 : 161-175.

- Sverjensky DA. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. Earth and Planetary Science Letters, 67 : 70-78.
- Tassinari CC, Munhá JM, Teixeira W, Palácios T, Nutman AP, Sosa C, Santos AP et Calado BO. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences, 27 : 3-12.
- Tassinari CCG, Bettencourt JS, Geraldes MC, Macambira MJB et Lafon J-M. The Amazonian Craton. Dans : Tectonic evolution of South America C, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A. & Campos, D.A., 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 2000.
- Tedeschi MT, Hagemann SG et Davis J. 2018. The Karouni Gold Deposit, Guyana, South America: Part I. Stratigraphic Setting and Structural Controls on Mineralization. Economic Geology, 113 : 1679-1704.
- Tedeschi MT, Hagemann SG, Kemp AIS, Kirkland CL et Ireland TR. 2020. Geochronological constrains on the timing of magmatism, deformation and mineralization at the Karouni orogenic gold deposit: Guyana, South America. Precambrian Research, 337.
- Thomas SJ. 2014. Report on processing and analysis of a VTEM EM & magnetic survey Paul Isnard project French Guiana. Condor Consulting, Inc., COLUMBUS GOLD CORPORATION, 76 p.
- Tomkins AG, Frost BR et Pattison DR. 2006. Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide ore deposits. The Canadian Mineralogist, 44 : 1045-1062.
- Tomkins AG, Pattison DR et Frost BR. 2007. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis. Journal of petrology, 48 : 511-535.
- Toulmin III P et Barton Jr PB. 1964. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28 : 641-671.
- Toulmin III P, Barton Jr PB et Wiggins L. 1991. Commentary on the sphalerite geobarometer. American mineralogist, 76 : 1038-1051.

- Tourigny G, Doucet D et Bourget A. 1993. Geology of the Bousquet 2 Mine; an example of a deformed, gold-bearing, polymetallic sulfide deposit. Economic Geology, 88 : 1578-1597.
- Trépanier S. 2011. Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. CONSOREM 2008-07, 209 p.
- Vanderhaeghe O, Ledru P, Thiéblemont D, Egal E, Cocherie A, Tegyey M et Milési J-P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. Precambrian Research, 92 : 165-193.
- Voicu G. 1999. The geology, geochemistry and metallogeny of the Omai gold deposit, Guyana, South America. PhD Thesis. Université du Québec à Montréal, 271 p.
- Voicu G, Bardoux M et Stevenson R. 2001. Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. Ore Geology Reviews, 18 : 211-236.
- Voicu G, Bardoux M, Harnois L et Crepeau R. 1997. Lithological and geochemical features of igneous and sedimentary rocks at the Omai gold mine, Guyana, South America. Exploration and Mining Geology, 2 : 153-170.
- Voicu G, Bardoux M, Jebrak M et Crepeau R. 1999. Structural, mineralogical and geochemical studies of the Paleoproterozoic Omai gold deposit, Guyana. Economic Geology, 94 : 1277-1303.
- Voortman LA et Stangler R. 2014. NI43-101 Montagne d'Or Prospect. Coffey Geotechnics, Columbus Gold Coporation, 185 p.
- Walker GP. 1989. Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. Australian Journal of Earth Sciences, 36 : 149-165.
- Walker RG. 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Journal of Sedimentary Research, 37:25-43.
- White JDL. 2000. Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. Precambrian Research, 101 : 87-109.

- White JDL et Houghton BF. 2006. Primary volcaniclastic rocks. Geology, 34 : 677-680.
- Williams NC et Davidson GJ. 2004. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, Western Tasmania, Australia. Economic Geology, 99 : 987-1002.
- Winchester J et Floyd P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20 : 325-343.
- Winter JD. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, U.S.A., 697 p.
- Wood DA. 1980. The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planetary Science Letters, 50 : 11-30.
- Woodhead J. 2002. A simple method for obtaining highly accurate Pb isotope data by MC-ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 17 : 1381-1385.
- Wright I et Gamble J. 1999. Southern Kermadec submarine caldera arc volcanoes (SW Pacific): caldera formation by effusive and pyroclastic eruption. Marine Geology, 161 : 207-227.
- Yergeau D. 2015. Géologie du gisement synvolcanique aurifère atypique Westwood, Abitibi, Québec., Université du Québec, 671 p.
- Zartman R et Doe B. 1981. Plumbotectonics—the model. Tectonophysics, 75 : 135-162.