

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
PATRICE BARBE
B. ING

CARACTÉRISATION D'UNE MINÉRALISATION AURIFÈRE
CENTRÉE SUR UNE BRÈCHE INTRUSIVE, PROPRIÉTÉ DUBUSSON,
VAL D'OR, QUÉBEC, CANADA

SEPTEMBRE 2011

REMERCIEMENTS

Je tiens en premier lieu à remercier et à dédier ce mémoire à mes parents, qui m'ont appris à ne jamais abandonner et sans qui le travail n'aurait pu être finalisé. Je tiens également à remercier tout particulièrement mon directeur de recherche, Damien Gaboury, tant pour sa grande patience que pour son soutien et les nombreuses discussions géologiques qui m'ont fait évoluer en tant que géologue. Le travail de mentorat effectué représente sans l'ombre d'un doute un point tournant dans ma carrière. Je remercie l'ensemble de mon comité, Réal Daigneault, James Moorhead et Pierre Cousineau pour leurs commentaires qui ont assurément amélioré la qualité de ce mémoire. Un remerciement spécial à Wulf Mueller de qui je garde de très bons souvenirs de sa personnalité colorée et de son amour du terrain. Tchuss Wulf! Je remercie également tous les gens chez Métanor pour le support et pour m'avoir permis de réaliser une étude sur un affleurement d'une rare qualité, en particulier André Tremblay et Cindy St-Amant pour tous les bons moments! Merci au CRSNG pour leur important soutien financier. Merci à l'ensemble des professeurs et des étudiants en sciences de la terre à l'UQAC, en particuliers l'équipe de LAMEQ, pour avoir fait de mon séjour dans cet établissement une aventure inoubliable. Merci à Dany Savard et Paul Bédard pour l'aide avec les analyses et plus encore, à Julie Meunier pour l'aide avec certaines figures, à Renaud Gagnon Morin pour l'aide avec les annexes et ses gilets de loups, à Marie-Josée Dubois pour les corrections, à Martin Demers pour les interminables discussions géologiques et la compréhension du fardeau. Finalement, merci tout spécial à l'ensemble de ma famille, collègues et amis pour leur soutien et leur amour dans cette étape de ma vie!

RÉSUMÉ

La propriété Dubuisson, appartenant à ressources Métanor, se situe à la limite Ouest de la ville de Val d'Or. Elle est l'hôte de l'ancienne mine Stabell, productrice d'une faible quantité d'or et de cuivre au courant des années 1930. Plus récemment, un important décapage à permis de mettre à jour une minéralisation aurifère associée à une veine de quartz carbonate. Cette dernière est encaissée dans une zone de cisaillement à décrochement dextre recoupant un complexe intrusif polyphasé dont la phase la plus importante renferme un faciès de brèche intrusive polygénique.

Les phases sont pour la plupart tardives à la déformation régionale et au pic métamorphique. Elles suivent une évolution de magmas intermédiaires à felsiques d'affinité sub-alcaline vers des magmas de plus faible volumes progressivement plus mafiques et/ou alcalins. Outre l'association spatiale évidente, les relations de terrain suggèrent une certaine proximité temporelle entre l'hydrothermalisme et les dernières phases magmatiques.

L'assemblage métallique et une caractérisation isotopique sommaire ont permis de souligner certaines différences avec d'autres gisements filoniens plus classiques du camp minier. Certaines de ces caractéristiques sont également mentionnées dans le cas de minéralisations aurifères génétiquement liées au magmatisme, tant pour des cas archéens que des équivalents plus jeunes. Un des dykes tardifs du complexe intrusif a été daté à $2672.6 +2.1/-1.5$ Ma et représenterais une nouvelle limite inférieure pour l'âge du champ de veine à quartz-carbonate dans le secteur de Val d'Or.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
RÉSUMÉ	viii
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ANNEXES.....	xii
CHAPITRE 1 – INTRODUCTION	1
1.1 PRÉSENTATION DU TEXTE	1
1.2 GÉNÉRALITÉS.....	2
1.3 PROBLÉMATIQUE.....	3
1.4 CADRE DE L’ÉTUDE	7
1.5 OBJECTIFS	8
1.6 MÉTHODOLOGIE.....	9
1.6.1 Approche générale	9
1.6.2 Cartographie et échantillonnage.....	10
1.6.3 Étude pétrographique	11
1.6.4 Analyses lithogéochimiques	12
1.6.5 Analyse en éléments traces des pyrites	14
1.6.6 Analyse à la microsonde	15
CHAPITRE 2 - GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	16
2.0 INTRODUCTION	16
2.1 ROCHES VOLCANIQUES	20
2.2 STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME	21
2.3 ROCHES INTRUSIVES.....	23
2.4 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE.....	25
2.5 PROPRIÉTÉ DUBUISSON	27
CHAPITRE 3 - LITHOLOGIES DU SECTEUR DE LA VEINE #5	31
3.0 INTRODUCTION	31
3.1 ROCHES VOLCANIQUES	32
3.1.1 Aspects mégascopiques et pétrographiques	32
3.1.1.1 Basalte de type I	33
3.1.1.2 Basalte de type II.....	34
3.1.1.3 Basalte de type III	38
3.1.1.4 Komatiite.....	39

3.1.1.5 Schiste à chlorite	39
3.1.2 Éléments majeurs	40
3.1.3 Éléments terres rares et traces	42
3.1.3.1 Éléments du groupe des terres rares (ETR)	42
3.1.3.2 Éléments traces	43
3.2 ROCHES INTRUSIVES.....	47
3.2.1 Aspects mégascopiques et pétrographiques	48
3.2.1.1 Diorite à phénocristaux de feldspath et hornblende (I2J \blacksquare FP+HB)	48
3.2.1.2 Diorite à phénocristaux de feldspath (I2J \blacksquare FP)	51
3.2.1.3 Tonalite (I1D)	51
3.2.1.4 Hornblendite (I4A).....	52
3.2.1.5 Diorite quartzifère à phénocristaux de feldspath (I2I \blacksquare FP).....	52
3.2.1.6 Diorite quartzifère (matrice intrusive de la brèche) (I2I).....	53
3.2.1.7 Diorite à grain fin (I2Ja).....	54
3.2.1.8 Diorite à grain moyen (I2Jb).....	55
3.2.1.9 Monzodiorite quartzifère (I2G).....	57
3.2.1.10 Lamprophyre mafique (I3O).....	57
3.2.1.11 Lamprophyre ultramafique (I4O).....	58
3.2.1.12 Syénite quartzifère (I2C).....	59
3.2.2 Éléments majeurs	61
3.2.3 Éléments terres rares et traces	62
3.2.3.1 Éléments du groupe des terres rares (ETR)	62
3.2.3.2 Éléments traces	66
3.2.4 Interprétation.....	72
3.3 CHRONOLOGIE RELATIVE	72
3.3.1 Évolution géochronologique de secteur de la veine #5.....	81
CHAPITRE 4 - GÉOLOGIE STRUCTURALE	85
4.0 INTRODUCTION	85
4.1 FABRIQUES ASSOCIÉES À LA DÉFORMATION DUCTILE.....	86
4.1.1 Fabrique Sp	86
4.1.2 Fabrique Sp+1	88
4.1.3 Fabrique Sp+2	88
4.1.4 Fabrique Sp+3	89
4.2 ÉVÉNEMENTS DE DÉFORMATION.....	90

4.2.1 Déformation régionale (D1: Sp)	90
4.2.2 Faille antérieure au CBI (D2: Sp)	91
4.2.3 Zone de cisaillement principale (D3: Sp; Sp+1; Sp+2)	92
4.2.3.1 Fabriques planaires	93
4.2.3.2 Fabriques linéaires	93
4.2.3.3 Indicateurs de cisaillement.....	96
4.2.3.3.1 Plissement	96
4.2.3.3.2 Clivages en cisaillement (shear band) (D3: Sp+2).....	96
4.2.3.3.3 Indicateurs de type sigma/delta.....	99
4.2.3.3.4 Décalage des unités.....	99
4.2.3.3.5 Relation cisaillement (C) - schistosité (S).....	100
4.3.2 Relation déformation-magmatisme.....	101
4.3.2.1 Dykes NO.....	101
4.3.2.2 Position CBI vs cisaillement	103
4.3.2.3 Injections restreintes à la zone de cisaillement dextre	104
4.4 STRUCTURES TARDIVES (D4 : Sp+3)	105
4.5 ÉVOLUTION STRUCTURALE DU SECTEUR	109
CHAPITRE 5 – MINÉRALISATION	113
5.0 INTRODUCTION	113
5.1 HYDROTHERMALISME SUR LA PROPRIÉTÉ DUBUSSON	113
5.1.1 Veines riches en sulfures (Au-Cu)	114
5.1.2 Veines quartz ± tourmaline-pyrite	114
5.1.3 Veines de quartz ± tourmaline à faible pendage	116
5.1.4 Autres minéralisations mineures répertoriées sur le décapage	117
5.2 MINÉRALISATION AURIFÈRE DE LA VEINE #5	118
5.2.1 Aspects mégascopiques.....	120
5.2.1.1 Géométrie.....	120
5.2.1.2 Gangue	121
5.2.1.3 Minéraux métalliques.....	122
5.2.2 Aspects microscopiques	123
5.3 ALTÉRATION HYDROTHERMALE	125
5.4.1 Silicification	128
5.4.2 Carbonatation	128
5.4.3 Chloritisation.....	129

5.4.4 Biotisation	129
5.4.5 Séricitisation.....	130
5.4.6 Albitisation.....	130
5.4.7 Tourmalinitisation.....	130
5.5 ÉLÉMENTS TRACES DANS LES PYRITES	131
5.5.1 Sélection des échantillons	131
5.5.2 Résultats	132
5.5.2.1 Spectres de type I	132
5.5.2.2 Spectres de type II.....	139
5.5.2.3 Spectres de type III	140
5.5.2.4 Autres minéralisations aurifères.....	140
5.6 ÉTUDES ISOTOPIQUES.....	143
5.6.1 Isotope du soufre	143
5.6.2 Isotope de l'oxygène	143
CHAPITRE 6 - MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE	146
6.0 INTRODUCTION	146
6.1 RÔLE DE LA DÉFORMATION	146
6.1.1 Implications sur le magmatisme	146
6.1.2 Implications sur l'hydrothermalisme	149
6.2 RÔLE DU MAGMATISME SUR LA MINÉRALISATION	151
6.2.1 Synchronisme magmatisme-hydrothermalisme	151
6.2.2 Génération de fluides magmatiques.....	155
6.2.3 Signature métallique et isotopique de la minéralisation	159
6.2.4 Implications de l'évolution magmatique.....	160
6.2.5 Discussion	163
6.3 MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE	171
6.4 MÉTALLOTECTES	180
6.4.1 Métallotectes de 1er ordre.....	180
6.4.2 Métallotectes de 2e ordre	181
6.4.3 Métallotectes de 3e ordre	182
CHAPITRE 7 - CONCLUSION	183
BIBLIOGRAPHIE	188

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Géologie simplifiée de la Sous-province Abitibienne et localisation du secteur de Val d'Or	16
Figure 2.2 : Géologie du secteur de Val d'Or	19
Figure 2.3 : Distribution spatiale des champs de veines, secteur de Val d'Or.....	29
Figure 2.4 : Géologie et zones minéralisées de la propriété Dubuisson	30
Figure 3.1 : Carte géologique simplifiée du décapage de la veine #5.....	35
Figure 3.2 : Aspects discriminants des basaltes de types I et II	37
Figure 3.3 : Diagramme binaire des concentrations en éléments alcalins versus la teneur en silice des diverses unités volcaniques	41
Figure 3.4 : Diagramme AFM de classification tertiaire montrant l'affinité des unités volcaniques.....	42
Figure 3.5 : Diagramme des signatures en terres rares des unités volcaniques et du schiste à chlorite.....	44
Figure 3.6 : Diagramme multi-éléments des unités volcaniques et du schiste à chlorite.....	45
Figure 3.7 : Composition minéralogique des échantillons de phases intrusives antérieures au CBI.....	49
Figure 3.8 : Composition minéralogique moyenne des phases intrusives du CBI... ..	50
Figure 3.9 : Aspect général et délimitation des limites de la brèche intrusive.....	56
Figure 3.10 : Phase de syénite quartzifère (I2C) tardive bréchifiant une veinule de quartz (VQZ) en bordure de la veine #5	59
Figure 3.11 : Diagramme binaire des concentrations en éléments alcalins versus la teneur en silice des diverses unités intrusives	63
Figure 3.12 : Diagramme des signatures en terres rares des phases intrusives « fraîches ».....	65
Figure 3.13 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives felsiques.....	67
Figure 3.14 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives porphyriques en feldspaths (FP) et hornblende (HB).....	68
Figure 3.15 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives équigranulaires intermédiaires à mafiques.....	69
Figure 3.16 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives ultramafiques.....	70
Figure 3.17 : Évidences de mélanges magmatiques.....	75
Figure 3.18 : Cadre de chronologie relative des phases intrusives.....	81

Figure 3.19 : Diagramme de l'âge Concordia d'un dyke de monzonite quartzifère (I2G) à partir de la méthode U-Pb.....	84
Figure 4.1 : Schistosité principale (Sp) vue en affleurement et en lame mince.....	87
Figure 4.2 : Fabrique. Sp+1 recouplant et perturbant la fabrique Sp dans l'unité de komatiite (V4)	89
Figure 4.3 : Clivage en cisaillement (Sp+2) recouplant les bandes de cisaillement (Sp, Sp+1) au sein du schiste à chlorite	90
Figure 4.4 : Ouverture en extension (Sp+3) recouplant la zone de cisaillement (Sp, Sp+1).....	91
Figure 4.5 : Zone de faille précoce (D2) dans l'extrémité est du décapage.....	94
Figure 4.6 : Contour des diverses branches de la zone de cisaillement principale ..	95
Figure 4.7 : Indicateurs cinématiques indiquant une forte composante de mouvement horizontal.....	97
Figure 4.8 : Plissement en « Z » de la veine #5	98
Figure 4.9 : Décalage dextre d'un dyke de I2G	100
Figure 4.10 : Décalage d'un dyke de pegmatite par la fabrique planaire Sp+2 au sein de la zone de cisaillement.	101
Figure 4.11 : Relation de type S (Sp) – C (Sp+1) compatible avec une composante de décrochement dextre	102
Figure 4.12 : Orientation NO des dykes d'extension compatible avec une composante de décrochement dextre	103
Figure 4.13 : Position des contours approximatifs du CBI (orange) par rapport aux zones de cisaillement dextre (rouge).....	104
Figure 4.14 : Injection magmatique en dyke de tension et au sein du cisaillement	106
Figure 4.15 : Lamprophyre ultramafique injecté au sein de la zone de cisaillement	107
Figure 4.16 : Compression tardive matérialisée par des placages de veines à quartz-tourmaline (VQZ-TL) et des ouvertures de tension (Sp+3) parallèles aux contraintes principales (σ_1) recouplant la zone de cisaillement et remplies de quartz.....	108
Figure 5.1 : Zone riche en sulfures, secteur de la veine #7	115
Figure 5.2 : Localisation des zones pyriteuses non directement associées à la veine #5.....	119
Figure 5.3 : Aspects mégascopiques de la veine #5	121
Figure 5.4 : Association spatiale de filonnets de carbonates (rouillées) avec des phases intermédiaires à mafiques.....	122
Figure 5.5 : Exemples types de minéralisations associées à la veine #5.....	126

Figure 5.6 : Altérations des échantillons en bordure de la veine #5	127
Figure 5.7 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon MIN-006-05	134
Figure 5.8 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon DH-001-06	134
Figure 5.9 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon DH-004-06	135
Figure 5.10 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon SH-008-05	135
Figure 5.11 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon DH-003-06	136
Figure 5.12 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon MIN-003-05	136
Figure 5.13 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon I-018-05.....	137
Figure 5.14 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon Veine #2	137
Figure 5.15 : Éléments traces des pyrites de Goldex.....	141
Figure 5.16 : Éléments traces des pyrites de Croinor	142
Figure 5.17 : Éléments traces des pyrites de East Amphi	142
Figure 5.18 : Localisation et valeurs des analyses isotopiques associées au quartz et à la pyrite pour le secteur de la veine #5	145
Figure 6.1 : Cadre de chronologie relative du secteur de la veine #5	147
Figure 6.2 : Position des pegmatites répertoriées sur le décapage principal	158
Figure 6.3 : Juxtaposition des différentes unités volcaniques	175
Figure 6.4 : Mise en place des intrusions précoces (I2J _{FP} , I2J _{FP+HB}) et de la veine #2	176
Figure 6.5 : Déformation régionale (D1) en compression causant le développement de la schistosité principale (Sp) suivi des structures précoces (D2) à mouvement inverse	176
Figure 6.6 : Transition vers un régime en décrochement dextre (D3 : Sp, Sp+1) accompagné par la mise en place des premières phases du CBI (I1D, I4A, I2I _{FP} , I2I) et d'une auréole métamorphique	177
Figure 6.7 : Mise en place des phases intrusives dioritiques (I2Ja, I2Jb) montrant un fort contrôle spatial par les zones de cisaillement	177
Figure 6.8 : Mise en place des dykes de monzodiorite quartzifère (I2G) et possiblement d'une partie de l'hydrothermalisme de la veine #5 lors d'une période d'extension	178
Figure 6.9 : Reprise du décrochement dextre, mise en place des lamprophyres (I3O, I4O), de la syénite quartzifère (I2C) et de la veine #5	178
Figure 6.10 : Derniers stades du décrochement dextre provoquant un léger plissement et boudinage de la veine #5 de même que le développement de bandes de cisaillement (Sp+2)	179

Figure 6.11 : Reprise de la compression (D4) matérialisée par des fractures de tension conjuguées recoupant le cisaillement (Sp+3) et la mise en place de veines tardives à quartz-tourmaline à faible pendage 179

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Caractéristiques des gisements de type « <i>intrusion related gold systems</i> » et des possibles équivalents archéens.....	5
Tableau 2.1 : Résumé des caractéristiques magmatiques de la Sous-province de l’Abitibi	24
Tableau 3.1 : Caractéristiques des roches volcaniques.....	36
Tableau 3.2 : Relations de chronologie relative des phases intrusives répertoriées sur le décapage principal.....	76
Tableau 3.3 : Position et interprétation des relations de chronologie relative répertoriées sur le décapage principal	77
Tableau 5.1 : Principales caractéristiques des échantillons minéralisés sélectionnés pour analyse au LA-ICP-MS	133
Tableau 6.1 : Comparaison des caractéristiques de la minéralisation à l’étude avec d’autres types de minéralisations aurifères spatialement associés au magmatisme..	168

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Cartes géologiques et position des échantillons	197
Annexe 2 : Liste des échantillons.....	203
Annexe 3 : Analyses lithogéochimiques	206
Annexe 4 : Données LA-ICP-MS	221
Annexe 5 : Données microsonde.....	237
Annexe 6 : Localisation des secteurs d’observation des relations de chronologiques	244

CHAPITRE 1 – INTRODUCTION

1.1 PRÉSENTATION DU TEXTE

Le présent chapitre présente la mise en contexte du projet de recherche et la problématique de même que la méthodologie employée pour tenter de répondre aux questions soulevées. Le chapitre suivant traitera de la géologie régionale avant d'aborder les caractéristiques pétrologiques, géochimiques et de la chronologie relative des diverses roches hôtes au troisième chapitre. Les éléments structuraux pertinents au projet seront décrits au quatrième chapitre. Les altérations ainsi que les types d'assemblages métalliques et minérales des zones minéralisées suivront au chapitre cinq. Celui-ci traitera également de la composition en éléments traces des différentes pyrites échantillonnées et analysées au LA-ICP-MS. L'intégration et l'interprétation de tous ces résultats se fera au sixième chapitre, faisant ainsi ressortir les divers facteurs exerçant un contrôle sur la mise en place de la minéralisation aurifère et de sa morphologie actuelle, en plus de placer cet événement dans son contexte géologique régional. Les principales conclusions du projet seront soulignées à nouveau au septième chapitre. À noter que l'abréviation des points cardinaux (N : nord, S : sud, E : est, O : ouest) est utilisée pour alléger le texte.

1.2 GÉNÉRALITÉS

La propriété Dubuisson, hôte de la minéralisation aurifère à l'étude, a fait l'objet de plusieurs campagnes d'exploration dans les dernières décennies étant donné sa proximité à de nombreux gisements historiques du camp minier de Val d'Or. La mine Stabell, exploitée entre 1933 et 1937, a été la seule mise en production minière effectuée sur cette propriété. La compagnie Greene-Stabell Mines Ltd y a extrait 15 000 onces d'or provenant d'un filon de quartz -chalcopyrite. La découverte de la minéralisation aurifère de la veine #5, environ 600 mètres au sud-ouest, est relativement récente étant donné qu'elle était recouverte de mort-terrain et que les travaux d'exploration antérieurs étaient principalement focalisés aux alentours immédiats de l'ancienne mine Stabell. De 2001 à 2003, un important décapage (annexe 1) ainsi 43 trous de forages, pour un total de 5 838 mètres, ont été effectués afin de préciser la morphologie et l'importance de cette minéralisation. Les ressources inférées sont actuellement de 3 245 222 tonnes à 4,15 g / t Au (432 995 onces d'or). L'extension de cette veine reste ouverte en profondeur ainsi que latéralement. La propriété est présentement entièrement détenue par Ressources Metanor Inc. (MTO).

La veine #5 est encaissée dans une zone de cisaillement E-O à fort pendage recoupant un complexe intrusif polyphasé tardi-tectonique de petite taille (Barbe, 2005). La principale phase est une brèche intrusive montrant des fragments polygéniques centimétriques à métriques dans une matrice de composition intermédiaire à felsique, d'où le terme « complexe de la brèche intrusive ». Ce terme, résumé par l'abréviation

« CBI » est utilisé dans ce texte et désigne l'ensemble des phases composant ce complexe intrusif. L'association spatiale entre la minéralisation aurifère et ce magmatisme particulier est à l'origine de ce projet de recherche. Les travaux ont démontré que l'or est associé à un faible pourcentage de pyrite en bordure de la veine de quartz #5 dont les épontes sont généralement déformées, altérées et injectées de veinules de quartz et carbonates. La faille de Cadillac, important métallotecte de ce secteur, se trouve 4 km plus au sud et est sub-parallèle à la zone de cisaillement et à la veine #5.

1.3 PROBLÉMATIQUE

L'association spatiale entre certains types d'intrusions et de minéralisations aurifères est un élément reconnu depuis longtemps (Sawkins, 1972; Wyman et Kerrich, 1988; Burrows et al., 1989; Witt, 1992; Hodgson, 1993; Cassidy et al., 1998; Robert, 2001). Pour certains types de minéralisations aurifères, le lien génétique avec le magmatisme n'est plus à prouver. Tel est le cas par exemple des gisements de Cu-Au porphyriques où plusieurs études ont démontré le rôle primaire des fluides magmatiques dans l'événement minéralisateur (Titley et Beane, 1981; Heinrich et al., 1999; 2002; Ulrich et Günther, 2002; Halter et al., 2002; 2005). Toutefois, cette relation n'est pas sans équivoque pour tous les gisements aurifères spatialement associés à des roches intrusives, ce qui provoque de nombreux débats sur le rôle joué par les intrusions. Depuis un peu plus d'une décennie, plusieurs chercheurs ont tourné leur attention vers un autre groupe de gisements qui semble montrer une association génétique entre la minéralisation aurifère et le magmatisme. Ces gisements présentent un éventail de caractéristiques

communes et sont regroupés sous le nom de « *intrusion related gold systems* » (Lang et Baker, 2001). Les cas répertoriés sont généralement d'âge phanérozoïque, mais certains équivalents archéens ont également été proposés (Morasse et al., 1986; 1993; 1995; Morasse, 1998; Robert, 2001; Jebrak et Doucet, 2002; Beakhouse, 2007). Ces derniers peuvent toutefois différer des cas protérozoïques sur plusieurs points, rendant ainsi leur identification plus ardue. Les principales différences se retrouvent au niveau de la mise en place relative de la minéralisation par rapport aux autres éléments de l'histoire géologique, de la géométrie, de la nature du contrôle structural, de l'altération et de l'assemblage métallique (Beakhouse, 2007). Les principales caractéristiques des gisements « *intrusion related gold systems* » ainsi que des synthèses portant sur leurs possibles équivalents archéens sont énumérées au tableau 1.1. Malgré des relations temporelles clairement établies entre magmatisme, régime tectonique et minéralisation comme dans les cas étudiés de la ceinture de Tintina (Alaska, Yukon), le rôle génétique spécifique du magmatisme dans la minéralisation est encore controversé.

Au sein de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, environ 4% des roches sont composées de dykes, stocks et de plutons syn- à tardi-tectoniques de petites dimensions. Contrairement aux grandes masses platoniques qui composent plus de 40% de cette Sous-province géologique, ces intrusions de petite taille sont généralement restreintes aux environs immédiats des grandes zones de failles, lesquelles sont également utilisées pour la circulation de fluides hydrothermaux (Hodgson et al., 1982; 1984; Kerrich et Watson, 1984; Colvine et al., 1988; Wyman et Kerrich, 1988; Burrows, et al., 1989; Barron, 1991; Groves, 1993; Hodgson, 1993; Robert, 2001). Il est donc commun d'observer une

Tableau 1.1 : Caractéristiques des gisements de type « *intrusion related gold systems* » et des possibles équivalents Archéens.

	« <i>Intrusion related gold systems</i> » (Lang et Baker, 2001)	« <i>Syenite associated disseminated archeen gold deposits</i> » (Robert, 2001)	« <i>LMDP*</i> related archeen gold deposits » (Beakhouse, 2007)
TYPE DE MAGMATISME	Polyphasé: -Sub-alkalins, métalumineux, réduits, type-I, intermédiaires à felsiques -Alkalins ± mafiques, lamprophyres, souvent oxydés, riches en CO ₂	Polyphasé, Magmas monzonitiques à syénitiques	Polyphasé, série sanukitoïde montrant continuum compositionnel avec série alcaline Dualité caractère primitif/évolué Etats d'oxydation variable
TEXTURES MAGMATIQUES	Mélanges magmatiques Porphyriques à équigranulaires Pegmatites, aplites Auréole métamorphique	Mélanges magmatiques Porphyriques à équigranulaires	Mélanges magmatiques
MORPHOLOGIE DES INTRUSIONS	Intrusions souvent de faible dimension avec extension verticale plus importante	Petites stocks étirés parallèlement aux zones structurales et dykes satellites	Plutons
ENVIRONNEMENT TECTONIQUE	Orogenèse reliée à subduction Légère période d'extension + loin des zones de suture Provinces reconnues pour dépôts de W et Sn	Associé à failles régionales, au sein de bassins sédimentaires d'âge Timiskaming, durant régime en extension (ou en décrochement selon Mueller et al. (1996))	Associé à failles régionales, au sein de bassins sédimentaires d'âge Timiskaming, durant régime en extension (ou en décrochement selon Mueller et al. (1996))
CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DES INTRUSIONS	Tardi à post-tectonique En général post-métamorphisme régional	Synchrone à sédimentation de type Timiskaming (interprété pré-déformation régionale par Robert (2001) et post-déformation régionale par Mueller et al. (1996))	Synchrone à sédimentation de type Timiskaming, post-déformation et métamorphisme régional
PROFONDEUR DE MISE EN PLACE	En général faible, mais plus variable que Cu-Au porphyrique causé par exsolution de fluides CO ₂ à plus grande profondeur.	Faible profondeur, équivalents volcaniques localement préservés	Plus profond (8-12 km) que leurs équivalents Phanérozoïques (~3 km)
STYLE DE MINÉRALISATION	Centré sur magmatisme: assemblage de veines en feuillets, stockwerk, dissemination, brèche, aplite, pegmatite Proximal: veines dans failles, brèche, remplacement, dissemination Distal: évolue vers veines mésozonales à épithermales	Minéralisation disséminée + stockwerk centrés sur magmatisme Rares veines à quartz-carbonates encaissées dans cisaillements rares	Chevauche les styles des gisements orogéniques (de veines à contrôle structural jusqu'à dissémination plus intimement centrée sur intrusion)
ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES ET MÉTALLIQUES	Au-Bi-Te-W±Mo, As, Pb (proximal) Au-As±Ag, Pb, Zn (plus distal) Assemblage réducteur (Py-Cpy-Aspy) (Faible % volumique)	Au-Cu-As-Te ±Pb, Mo, Sb Assemblage réducteur (dominé par Py, Aspy) et oxydant (Hm/Mt ± Ay, Fl), δ ³⁴ S négatives, rapport Au/Ag : 1-5	Assemblages variables pouvant refléter plus d'une source de fluides
ALTÉRATIONS ET NATURE DES FLUIDES	Albite/ feldspath potassique Séricitisation Carbonatation Chloritisation Calc-silicates (si encaissant carbonaté) Silicification Faible volume de fluide riche en CO ₂ (avec proportions variables de H ₂ O et CH ₄) : altération restreinte	Albite/ feldspath potassique Dolomite-Fe Sérécite Fluides magmatiques oxydants riche en CO ₂	Altération variées reflétant plus d'une source, Mélange de fluides magmatiques oxydants avec fluides mantelliques/métamorphiques réduits comportant du CH ₄ (processus important de précipitation de l'or)

*LMPD : Late mantle-derived plutons, Py: pyrite, Cpy: chalcopyrite, Aspy: arsénopyrite, Hm: hematite, Mt: magnetite, Ay: Anhydrite, Fl: fluorite

association spatiale entre ces roches et les minéralisations aurifères. La présence de failles transcrustales semble être fondamentale, particulièrement lors de leur régime en décrochement, pour permettre la montée de magmas issus de différentes profondeurs, incluant des magmas d'origine mantellique (Wyman et Kerrich, 1988; Cameron, 1990; Thurston et Chivers, 1990; Rock, 1991; 1993; Stevenson et al., 1999; Chown et al., 2002). Il est mentionné que le métasomatisme du manteau supérieur, par dévolatilisation de la croûte subductée dans les derniers stades orogéniques, peut enrichir significativement ces magmas en or et autres éléments, tels que le potassium et le reste du spectre des éléments lithophiles à large rayon ionique (LILE) (Shirey et Hanson, 1984; Hamlyns et al., 1985; Wyborn, 1988; Lorand et al., 1989; Tatsumi et Koyaguchi, 1989; Stern et Hanson 1992; Taylor et al., 1994). Ceci peut expliquer en partie pourquoi les magmas alcalins sont fréquemment associés aux failles majeures. Ces magmas mantelliques, par fractionnement et interaction avec la croûte ou autres magmas lors de leur ascension, peuvent directement influencer la composition, le bagage métallique et le contenu en volatiles des magmas spatialement associés aux zones de déformation (Perring et Rock, 1991; Spooner, 1993; Taylor et al., 1994; Keith et al., 1998; Lang et Baker, 2001; Maughan et al., 2002). De plus, ces magmas peuvent avoir également joué un rôle dans la génération d'un flux thermique nécessaire à la formation de cellules de convection hydrothermales (Cathles et al., 1997).

Il demeure toutefois essentiel de différentier les minéralisations aurifères pouvant appartenir à la famille des « *intrusion related* » de celles du type « *intrusion hosted* », où l'intrusion ne joue le rôle que de simple réceptacle pour la minéralisation. Une telle

distinction peut s'avérer ardue, car plusieurs des méthodes utilisées pour démontrer le lien génétique entre magmatisme et minéralisation en terrains plus jeunes (signatures isotopiques, bilan de masse, inclusions fluides, datations, etc.) ne sont pas aussi précises et efficaces pour les équivalents archéens (Kerrich et Cassidy, 1994; Beakhouse, 2007). Ceci rappelle l'importance cruciale des observations de terrain. En effet, une minéralisation génétiquement liée au magmatisme montrera non seulement une relation spatiale mais également temporelle entre ces deux éléments. Le décapage de la veine #5, de par sa taille imposante et les nombreuses relations observables entre les phases intrusives, la déformation et la minéralisation, est l'un des rares laboratoires naturels archéens idéals pour vérifier une telle hypothèse. Bien que cette minéralisation se rapproche des gisements filoniens de type orogénique sur certains points de vue (veine de quartz-carbonate encaissée dans une zone de cisaillement avec altération en carbonates et chlorite), son association spatiale intime avec un complexe intrusif polyphasé tarditectonique (Barbe, 2005) mérite une attention particulière. Les caractéristiques similaires aux gisements filoniens de type orogéniques sont d'ailleurs fréquemment énumérées dans le cas des minéralisations aurifères de type « *intrusion related* » (Lang et Baker, 2001).

1.4 CADRE DE L'ÉTUDE

Ce projet s'intègre dans une série de projets de recherche du professeur-chercheur Damien Gaboury visant à mieux comprendre le rôle du magmatisme dans les minéralisations aurifères en terrains archéens. Au niveau académique, cette étude pourrait permettre de mieux cerner les caractéristiques de certains types d'intrusions archéennes

pouvant potentiellement contribuer aux fluides minéralisateurs et au bilan métallique des minéralisations aurifères qui leurs sont spatialement associées. Ces informations pourraient s'avérer profitables pour les compagnies procédant à des campagnes d'exploration dans des environnements intrusifs et même révéler un potentiel jusqu'à aujourd'hui ignoré pour d'anciennes propriétés minières. Ce projet est exécuté sous la direction de Damien Gaboury, professeur-chercheur à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) et chercheur au Centre d'Études sur les Ressources Minérales (CERM) à Chicoutimi de même qu'au Laboratoire en Métallogénie Expérimentale et Quantitative (LAMEQ) à Chicoutimi.

1.5 OBJECTIFS

Le but général de ce travail de recherche est de déterminer les facteurs à l'origine de la minéralisation aurifère de la veine # 5, en particulier le rôle joué par le complexe intrusif dans le processus de minéralisation. Afin de tester cette hypothèse, les objectifs suivants devront être atteints :

- 1) définir l'environnement géologique hôte de la minéralisation aurifère à l'étude;
- 2) préciser l'histoire magmatique du secteur à l'aide des observations de terrain et en caractérisant les différentes phases intrusives sur une base mégascopique, pétrologique et géochimique;
- 3) caractériser la minéralisation en termes de relation spatiale avec le complexe intrusif, d'altération ainsi que de signature en éléments traces des pyrites;

- 4) reconstruire l'histoire géologique du secteur en positionnant l'épisode de minéralisation par rapport au magmatisme et à la déformation;
- 5) proposer un modèle métallogénique tenant compte de ces divers facteurs, comparer avec les modèles reconnus dans le secteur et ailleurs dans le monde et établir une liste de métallotectes applicables pour l'exploration minérale.

1.6 MÉTHODOLOGIE

1.6.1 Approche générale

Afin de répondre à ces objectifs, une approche classique de terrain a été adoptée. Au cours des étés 2005 et 2006, le décapage de la veine #5 a été sujet à une cartographie détaillée. L'analyse des éléments géologiques cartographiés a ainsi permis de préciser un cadre de chronologie relative des événements. L'information en forage a été peu utilisée étant donnée la grande variété et la complexité lithologique du secteur. Les différentes lithologies du secteur ont d'abord été déterminées sur une base mégascopique. Cette interprétation s'est ensuite raffinée à l'aide des observations microscopiques et des données géochimiques. Les similitudes entre spectres d'éléments traces et terres rares ont contribué à reconnaître les phases intrusives de même affiliation. De même, différents échantillons minéralisés furent prélevés en bordure de la veine #5 ou ailleurs dans le secteur afin d'établir une base comparative. Des 58 échantillons prélevés, 32 lames minces ont été confectionnées, dont une ayant servi pour une analyse minéralogique à la microsonde. De plus, 12 lames minces polies (30µm) et 14 lames polies (100µm) ont été

produites afin de préciser les assemblages métalliques des zones minéralisées. Le faible pourcentage de sulfures et la similitude entre la plupart des échantillons minéralisés expliquent ce nombre limité de lames minces polies pour l'étude en lumière réfléchie. Parmi ces échantillons, 8 ont été le sujet d'une quantification des éléments traces des pyrites à l'aide d'un appareil d'ablation au laser de type LA-ICP-MS. Des études isotopiques sur l'oxygène et le soufre ainsi qu'une datation par la méthode U/Pb ont été effectuées à l'externe et viennent compléter les autres résultats. L'annexe 2 dresse une liste complète des échantillons, des lames produites pour l'étude pétrographique ainsi que les types d'analyses effectuées. Les échantillons provenant des lithologies décrites dans les prochaines sections sont indiqués entre parenthèses.

1.6.2 Cartographie et échantillonnage

La carte géologique du secteur a été réalisée durant les étés 2005 et 2006. Une maille N-S et E-O aux 5 mètres a été utilisée en se basant sur les points déjà arpentés aux 25 m en coordonnées UTM Nad83¹. La cartographie a été effectuée à l'échelle 1:25 pour ultimement produire une carte suffisamment détaillée à l'échelle 1:500 (carte en pochette). Les relations pertinentes observées sur le terrain, qui sont de trop petites dimensions pour être visibles à cette échelle, ont été illustrées séparément au besoin. La carte présente la morphologie en surface des différentes lithologies répertoriées, leurs relations spatiales avec la déformation et la veine aurifère. La position des différents échantillons ayant servi aux études pétrologiques et lithogéochimiques est reportée sur les cartes des différents secteurs du décapage aux annexes 1A à 1E, de même que sur la carte

¹ Nad83 : North American datum of 1983

en pochette. Ceux-ci portent un nom utilisant la codification suivante : « I » pour les phases intrusives; « V » pour les phases volcaniques; « SH » pour les échantillons cisaillés et « MIN » pour les échantillons minéralisés ainsi qu'un numéro d'analyse géochimique correspondant à chaque échantillon. La correspondance entre le numéro d'analyse géochimique et le nom de l'échantillon est indiquée à l'annexe 2. La plupart des échantillons ont été prélevés au marteau, sauf pour 4 échantillons minéralisés provenant de trous de forage. Certains échantillons, ne figurant pas sur les cartes en annexe, ont été analysés à des fins comparatives. Ils proviennent du secteur de la veine#2 (hf-04; du-4), directement au nord du décapage, ainsi que des affleurements de « Placer Dome », environ 5 km à l'est, où des phases intrusives d'aspects similaires ont été identifiées (ft-45; ft-46). Certaines photos représentatives de ces lithologies, tant mégascopiques que microscopiques, sont présentées si nécessaire dans le texte. À noter que le marteau utilisé comme échelle sur plusieurs photos est d'une longueur de 32 cm.

1.6.3 Étude pétrographique

Cette phase de l'étude permet souvent de confirmer certains éléments observables à l'échelle mégascopique mais aussi d'amener de nouveaux éléments de compréhension. L'analyse microscopique des différentes phases échantillonnées permet de préciser entre autre la composition des phases, de qualifier l'intensité et le type d'altération. Les lames minces orientées viennent préciser certains vecteurs de déformation affectant la roche. Les lames polies informent quant à elles sur les assemblages et les paragenèses

métalliques des zones minéralisées, permettant également de sélectionner les grains de sulfures à analyser pour leur contenu en éléments traces.

1.6.4 Analyses lithogéochimiques

Des 58 échantillons prélevés, 46 ont été le sujet d'une analyse des terres-rares et autres éléments traces alors que 42 de ceux-ci ont été analysés pour les éléments majeurs. Ces résultats sont utilisés pour caractériser les lithologies provenant des échantillons « frais », tout en permettant l'identification de leurs équivalents déformés et altérés. D'autres éléments considérés comme immobiles lors de la déformation et de l'altération (terres rares lourdes, Zr, Al, Ti) peuvent s'avérer utiles pour reconnaître le protolith de certaines lithologies fortement déformées. Même les éléments lithophiles à larges rayons ioniques (LILE), tels que Cs, Rb, Ba et K, considérés comme facilement mobilisables (Dickin and Jones 1983), peuvent tout de même permettre de percevoir des enrichissements d'un même ordre de grandeur démontrant une certaine consistance entre certains groupes de lithologies.

Les échantillons ont été préparés au laboratoire de l'UQAC, où ils ont été débarrassés de leur altération de surface à la scie à roche avant d'être concassés puis broyés dans un pulvérisateur (*shatter box*) en alumine. Ce dernier a été préféré à celui en carbure de tungstène pour éviter une contamination, le tungstène étant potentiellement présent en faible quantité dans certaines lithologies, particulièrement en contexte intrusif.

Chaque nouvel échantillon broyé a été précédé d'un nettoyage à la silice et d'une pré-contamination du pulvérisateur par le même échantillon.

Les éléments majeurs sont utilisés dans la production de diagrammes discriminants renseignant sur la composition des lithologies et sur leurs processus de formation de même que sur l'influence de l'altération. Ces éléments ont été analysés au laboratoire commercial ALS Chemex Chimitec de Val d'Or où ils ont été mis en solution par une fusion au borate avant d'être analysés par XRF.

Les éléments du groupe des terres rares (ETR) et autres éléments traces représentent des regroupements d'éléments incompatibles pouvant nous informer sur le processus de genèse des magmas, même dans le cas de lithologies déformées et altérées. Ils ont été irradiés par activation neutronique aux laboratoires de l'École Polytechnique de Montréal et analysés par activation neutronique au laboratoire d'analyse de l'UQAC, où le traitement des résultats s'est effectué sous la supervision de Dany Savard. À des fins de représentation graphique, ces valeurs ont été normalisées par rapport aux valeurs du manteau primitif de McDonough et Sun (1995) et positionnées dans un ordre le plus linéaire possible afin d'éviter de créer de fausses anomalies positives ou négatives. Ces diagrammes multi-éléments présentent les éléments lithophiles à large rayon ionique (LILE) vers la gauche, les ETR et les éléments à champ de force élevé (HFSE) vers le centre et certains métaux de transition vers la droite. D'autres éléments tels que l'or font également partie du spectre. Les limites de détection pour les différents éléments analysés par ces méthodes sont indiquées à l'annexe 3A et l'ensemble des résultats géochimiques

des valeurs brutes et normalisées à 100% après la perte au feu sont présentés aux annexes 3B à 3D.

1.6.5 Analyse en éléments traces des pyrites

La composition en éléments traces des grains de pyrite reflète en partie la composition des fluides minéralisateurs à leur origine et peut témoigner de l'évolution du système minéralisateur. L'analyse de ces éléments par la méthode LA-ICP-MS peut alors donner de précieuses informations sur les processus de minéralisation. Les analyses ont été effectuées à l'UQAC. Le calibrage de l'appareil a été effectué par Richard Cox et la prise de données s'est effectuée sous sa supervision. Une petite partie de l'échantillon (cratère de 100 μm de diamètre) est pulvérisée par ablation au laser. Le matériel d'ablation est transporté dans le ICP-MS pour être atomisé par le plasma et ionisé (ICP). Ensuite, les éléments sont quantifiés par le spectromètre de masse. Le traitement des spectres obtenus a été effectué à l'aide du logiciel PlasmaLAB et vise entre autre à limiter l'effet des micro-inclusions. L'annexe 4 présente les résultats bruts des analyses. Certains éléments, tels l'or, l'argent et le cuivre, possèdent une certaine imprécision sur la valeur. Toutefois, la constance du rapport (Au/Ag)_{normalisé} témoigne d'une certaine cohérence et ces éléments seront donc utilisés pour aider à discriminer les différentes générations de pyrite.

1.6.6 Analyse à la microsonde

La microsonde a été utilisée afin de préciser la minéralogie d'un échantillon spécifique présentant diverses relations de recouplement entre une phase intrusive, des évidences d'hydrothermalisme (fragments de veines de quartz) associés à la veine #5 et la zone de cisaillement principale. L'analyse s'est effectuée sous la supervision de Marc Choquette sur une grande lame de 100 µm d'épaisseur à l'aide de la microsonde de l'Université Laval à Québec.

CHAPITRE 2 - GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.0 INTRODUCTION

La Sous-province géologique de l’Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970), illustrée à la figure 2.1, est la plus grande ceinture archéenne de roches vertes au monde (Card, 1990). Cette partie de la province géologique du Supérieur s’est avérée l’un des plus importants producteurs aurifères du Canada des dernières décennies, notamment du à la présence de nombreux gisements de classe mondiale. Cette ceinture archéenne a été abondamment prospectée depuis la découverte de filons aurifères dans le secteur de Val d’Or en 1911 (Tardif, 1989) et son potentiel économique demeure important encore à ce jour.

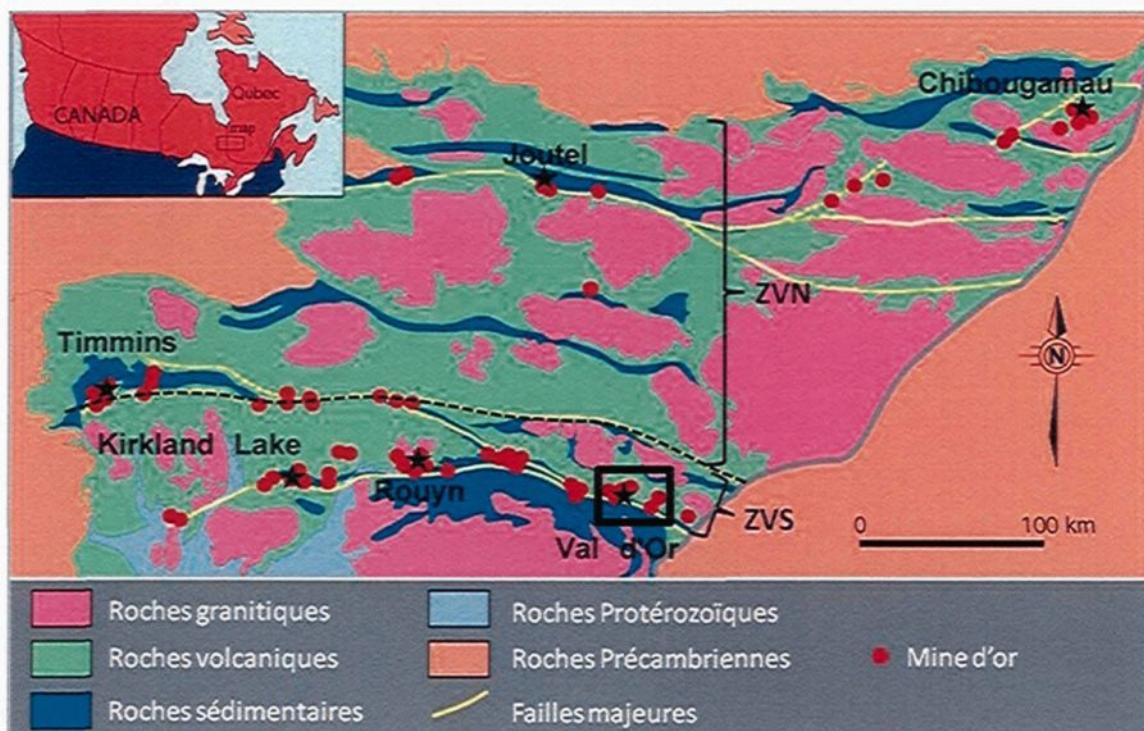


Figure 2.1 : Géologie simplifiée de la Sous-province abitibienne et localisation du secteur de Val d’Or (modifiée de Daigneault, 2004). ZVN = Zone volcanique Nord; ZVS = Zone Volcanique Sud.

Chown et al. (1992) ont divisé la Sous-province abitibienne en deux parties. La Zone Volcanique Nord (ZVN), qui compose près de 90% de sa superficie, est caractérisée par un premier cycle volcanique entre 2735 et 2720 Ma, ainsi qu'un second cycle entre 2720 et 2705 Ma (Daigneault et al., 2004). Elle est bordée au sud par la faille Destor-Porcupine qui marque la limite avec la Zone Volcanique Sud (ZVS) qui est composée du segment de Blake River à l'ouest et du segment de Malartic à l'est. Le volcanisme a été daté entre 2714 et 2701 Ma pour le segment de Malartic (Pilote et al. 1999) et entre 2703 et 2698 Ma pour le segment du Blake River (Mortensen, 1993). Seules les roches du segment de Malartic, dans lesquelles se retrouve le camp minier de Val d'Or, méritent une description plus approfondie pour la présente étude. Ces roches volcaniques sont verticalisées, orientées grossièrement E-O et montrent une polarité dominante vers le sud. Une schistosité de flux est orientée de façon subparallèle aux grandes enveloppes volcano-sédimentaires (Dimroth et al., 1986). Son intensité est variable à l'échelle de la ceinture volcanique. Elle est accompagnée d'un métamorphisme régional généralement au faciès des schistes verts. Dans le segment de Malartic, la base de cette séquence volcanique est dominée par des laves ultramafiques et mafiques tandis que le sommet de la séquence montre une transition vers des laves intermédiaires à felsiques de composition transitionnelle à calco-alcaline. Certains auteurs suggèrent qu'il s'agit d'une séquence stratigraphique homoclinale représentant une transition d'un plancher océanique vers un volcanisme d'arc sous-marin (Dimroth et al., 1982). D'autres mentionnent plutôt que les diverses lithologies présentent des contacts faillés et qu'aucune corrélation stratigraphique simple ne peut être effectuée entre les unités, puisque ceci implique un collage tectonique de plusieurs blocs indépendants (Desrochers

et al., 1993; Kimura et al., 1993). Au cours de cette étude, le terme « segment de Malartic » sera utilisé pour désigner le groupe de roches de la partie est de la ZVS, indépendamment des processus responsables de leur morphologie actuelle.

Quelques bandes étroites de roches sédimentaires sont également disposées parallèlement aux couches volcaniques et sont interprétées comme étant des dépôts turbiditiques de type flysh provenant de l'érosion des édifices volcaniques et déposés dans des bassins interarcs (Mueller et Donaldson, 1992). Davis (1992) suggèrent quant à lui sur la base de datations U-Pb que ces sédiments sont d'origine orogénique, provenant de l'érosion du « orogenic wedge » plus au nord. D'autres dépôts de type molasse (connus comme étant de type Timiskaming) sont plutôt associés aux bassins en décrochement de type *pull-apart* développés dans les zones de failles majeures (Mueller et al., 1996). D'autres auteurs mentionnent suggèrent que l'extension est le phénomène dominant associée à ce type de sédimentation (Robert, 2001; Beakhouse, 2007). Toutefois, aucune roche sédimentaire n'est retrouvée sur la propriété. Conséquemment, elles ne seront plus abordées au cours de cette étude.

L'empilement volcanique est recoupé par différentes familles d'intrusions dont les âges varient de syn-volcaniques à post-tectoniques (Chown et al., 2002). La faille de Cadillac-Larder-Lake (FCLL) se trouve à environ 2 km de la limite sud de la ville de Val d'Or et délimite le contact avec la Sous-province du Pontiac au sud. Les principaux éléments géologiques du secteur de Val d'Or sont repris plus en détail dans les paragraphes suivants et sont illustrés à la figure 2.2.

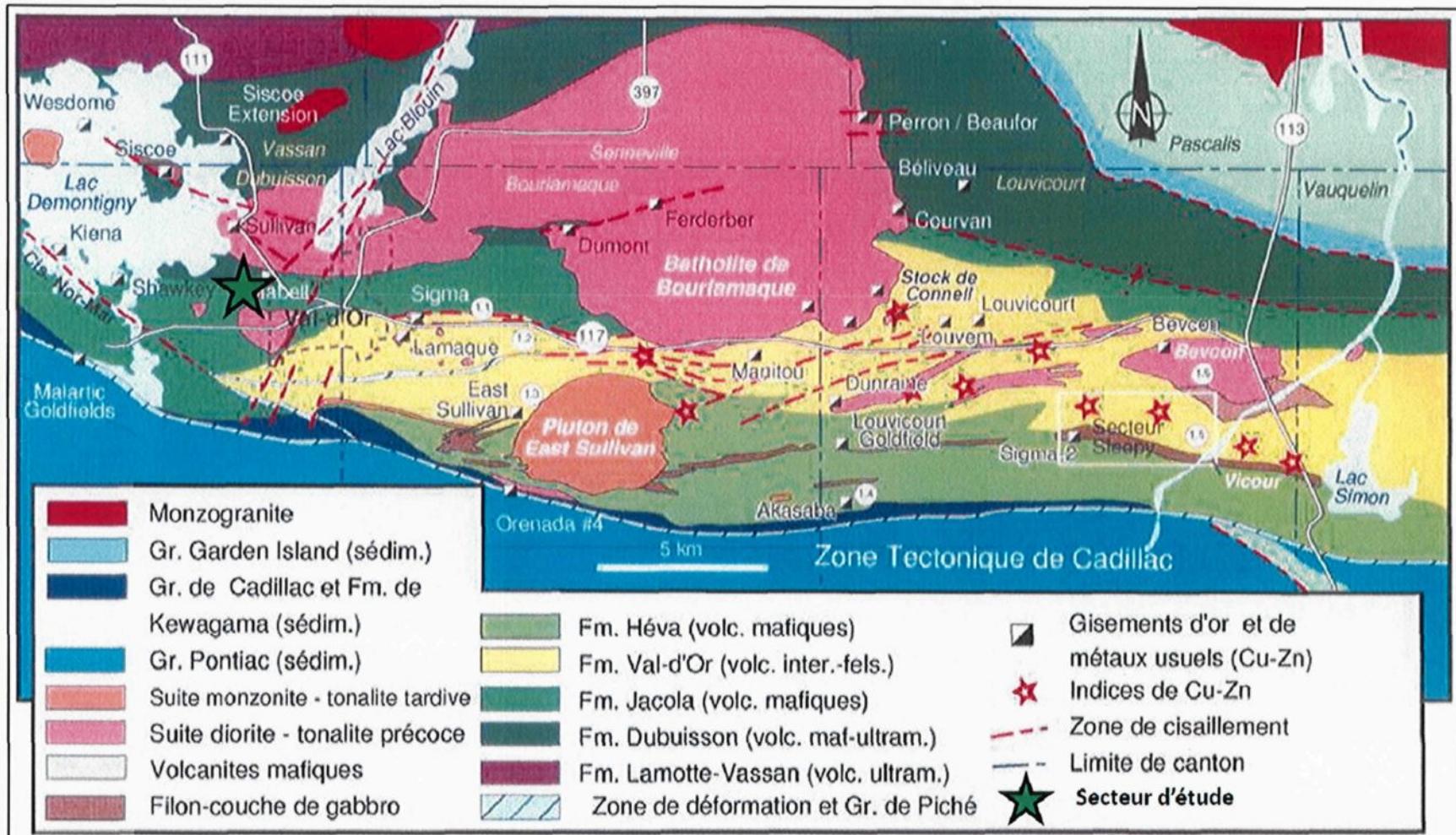


Figure 2.2 : Géologie du secteur de Val d'Or (modifiée de Pilote et al. (2000) et références ci-incluses). Cis. Nor-Mar = cisaillement Norbenite-Marbenite.

2.1 ROCHES VOLCANIQUES

La base de la séquence volcanique comprend les Formations de LaMotte-Vassan (komatiites) et de Dubuisson (basaltes et komatiites) (Imreh, 1984). Ces coulées d'affinités komatiitiques et tholéitiques sont interprétées comme étant un plateau océanique créé en régime extensif sous l'influence d'un plume mantellique (Scott et al., 2002). Un tuf felsique intercalé entre des coulées komatiitiques a livré un âge de 2714 ± 2 Ma (Pilote et al., 1997; 1998b; 1998c). Selon les travaux de Pilote et al. (2000), ces laves sont surmontées stratigraphiquement par une unité de transition, soit la Formation de Jacola. Celle-ci se compose de coulées et de brèches volcaniques à prédominance basaltique, avec quelques lambeaux komatiitiques. Elle est interprétée comme représentant la base et les flancs d'un complexe volcanique d'arc insulaire. Elle présente une affinité magmatique variant de tholéitique à transitionnelle. Au sommet de cette dernière se trouve la Formation de Val d'Or, dont la composition varie d'intermédiaire à felsique. Elle est également caractérisée par la présence de faciès pyroclastiques et est d'une affinité magmatique essentiellement transitionnelle à calco-alcaline (Gaboury et Pearson, 2008). Un échantillon de cette formation dans le secteur de la mine Lamaque a révélé un âge de 2704 ± 1 Ma (Machado et Gariepy, 1994), alors qu'une rhyolite dans le secteur de Colombière a livré un âge de 2705 ± 1 Ma (Wong et al., 1991). Ce volcanisme d'arc insulaire est lui-même surmonté par les laves mafiques à felsiques d'affinité tholéitique de la Formation de Héva (Pilote et al., 2000). Un tuf felsique au sommet de cette formation volcanique a donné un âge de 2702 ± 1 Ma (Pilote et al., 1998c).

2.2 STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME

Les séquences de laves montrent une polarité généralement vers le sud, due à un basculement des couches lors de l'orogenèse kénoréenne. Ces roches semblent affectées par deux épisodes de déformation, dont la première (D_1) demeure encore controversée. Celle-ci serait responsable de la formation de plis E-O à NO-SE sans schistosité (Babineau 1983; Dimroth, Imreh et al. 1983; 1985). La seconde phase de déformation (D_2) est associée à une compression N-S et est responsable de la schistosité de flux ainsi que du métamorphisme régional au faciès schiste vert (Chown et al., 1992; Dimroth et al., 1983; Robert, 1989; Hubert, 1990; Desrochers et Hubert, 1996; Mueller et al., 1996). Il est également possible d'observer des auréoles métamorphiques au faciès amphibolite en bordure des intrusions tardi-tectoniques (Pilote et al., 2000).

La région de Val d'Or est bordée au nord et au sud par deux structures majeures orientées grossièrement E-O. Il s'agit de la faille Destor-Porcupine-Manneville (FDPM), qui sépare la ZVN de la ZVS ainsi que de la FCLL, qui représente la limite entre la ZVS et la Sous-province du Pontiac au sud. Ces deux structures transcrustales sont interprétées par certains auteurs comme représentant d'anciennes zones de subduction à pendage vers le nord ayant permis l'accrétion de la ZVS puis du Pontiac sur une marge préexistante, soit la ZVN (Mueller et al., 1996; Daigneault et al., 2002). L'étude des indicateurs cinématiques indique que ces zones de déformation ont subi une histoire structurale complexe. Les travaux de Daigneault et al. (1996; 2002; 2004) résument bien l'état actuel des connaissances. Il est entre autre démontré que ces structures ont enregistré près de 60

Ma de déformation à l'Archéen au cours de laquelle une subduction oblique est à l'origine des divers mouvements enregistrés. Une phase de compression serait responsable du plissement ainsi que du développement de failles inverses. Une phase de décrochement dextre aurait ensuite été active le long de failles SE entre 2700 et 2692 Ma; un exemple type étant la faille de Parfouru séparant le segment de Malartic de celui du Blake River. Un décrochement dextre est par la suite enregistré le long des failles majeures E-O avant d'être réactivées en mouvement inverse. Les âges estimés pour les périodes de décrochement sont de 2690-2680 Ma pour la ZDPM et de 2680-2670 Ma pour la ZCLL, ce qui démontre une migration du front de déformation vers le sud. Toujours selon Daigneault et al. (2002), la compétition entre le mouvement inverse et celui en décrochement est un phénomène commun des ceintures orogéniques modernes. Certains indicateurs de mouvement normal enregistrés dans ces zones faillées sont les témoins d'une période d'exhumation de l'arc vers 2660 Ma, responsable de la juxtaposition de différents faciès métamorphiques. Ces structures d'extension sont toutefois postdatées par un dernier épisode de décrochement. Ces zones de déformation majeures s'accompagnent de plusieurs structures subsidiaires. Ces structures, souvent hôte de minéralisations aurifères, ont enregistré différentes composantes de mouvement. La faille de Norbenite-Marbenite (figure 2.2), située non loin à l'ouest de la ville de Val d'Or, en est un bon exemple.

2.3 ROCHES INTRUSIVES

Le secteur de Val d'Or, tout comme le reste de la Sous-province abitibienne, est recoupé par une multitude d'intrusions d'âges, de compositions et de morphologies variés. Les travaux de Chown et al. (2002) démontrent que les intrusions peuvent être associées aux différentes périodes de volcanisme et de déformation actives durant l'histoire géologique du secteur. On y mentionne la présence de grandes masses synvolcaniques de tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). De nombreux petits stocks et dykes de monzodiorite ou de TTG se seraient mis en place lors du régime transpressif de déformation. Certaines petites intrusions tardi-tectoniques à caractère alcalin sont associées à des zones de failles affectées par un décrochement dextre. Finalement, de grandes masses granitiques à grenat et à deux micas sont associées à une période d'extension tardive vers 2660 Ma. Ces caractéristiques se rapprochent de celles énumérées par Feng et Kerrich (1992) et présentées au tableau 2.1. Beakhouse (2007) mentionne quant à lui que les intrusions tardives associées aux failles majeures dans la province du Supérieur appartiennent à deux suites magmatiques intermédiaires à felsiques et à composante mantellique, soit la suite des sanikutoides (riche en Mg) et la suite alcaline (riche en K et Na). Il mentionne toutefois que ces deux suites se retrouvent au sein d'un même contexte tectonique et peuvent présenter un continuum compositionnel. Ces magmas sont caractérisés par la dualité primitif/évolué de leur nature.

Tableau 2.1 : Résumé des caractéristiques magmatiques de la Sous-province de l’Abitibi (modifié de Feng et Kerrich, 1992).

Cadre Tectonique	Série magmatique	Âge (Ma)	Minéraux Clés	Commentaires
(1) Synvolcanique	Tonalite-trondjemite-granodiorite	TTG	2700 Ferro-edenite, actinolite-edenite, trace de feldspath-K	Plutons volumétriquement mineurs et laccolites, associés à des centres volcaniques
(2) Syntectonique	Tonalite-granodiorite-granite-monzonite à quartz	TGGM	2690-2685 Edenite, ferro-edenite, epidote, titanite, biotite-Mg	Batholites volumineux, intrusions multiphasées
(3) Tardi- à post-tectonique	Syenite-monzonite-granite	SMG	2681-2676 Edenite, Biotite-Mg, titanite	Larges batholithes et petits stocks
(4) Post-tectonique	Syenite à feldspaths alcalins-syenite à quartz	SS	2680-2675 Biotite-Mg, clinopyroxène, néphéline, felspaths alcalins	Confiné à grabens dans des structures régionales

Une des masses intrusives les plus importantes du secteur de Val d’Or est le batholithe de Bourlamaque, avec une superficie de 120 km². Cette intrusion est interprétée comme étant cogénétiques aux laves de la Formation de Val d’Or (Campiglio, 1977; Imreh, 1984; Tessier et al., 1990). Celle-ci est formée de plusieurs injections (Campiglio, 1977) avec une composition variant de diorite à diorite quartzifère. Un âge de 2700 ± 1 Ma (Wong et al., 1991) argumente en faveur d’une origine synvolcanique pour ce pluton, du moins pour la phase analysée. De nombreux filons couches, tels ceux de Dunraine et de Vicour, semblent également cogénétiques aux roches volcaniques les surmontant. Ces hypothèses sont basées sur des similitudes au niveau des compositions, des âges et des rapports (La/Yb) entre ces lithologies (Hebert et al., 1991; Machado et

Gariepy, 1994). La région est également recoupée par une série d'intrusions syntectoniques de formes et de compositions diverses, dont plusieurs générations de dykes porphyriques en feldspath d'affiliation souvent peu connue. Parmi ceux-ci, notons les « G-dykes » retrouvés à la mine Sigma qui ont révélé un âge de 2694 ± 2 Ma (Wong et al., 1991). Plusieurs petites intrusions tardi-tectoniques ont une forme cylindrique tel que la « *main plug* » de la mine Lamaque, datée à 2682 ± 2 Ma (Jemielita et al., 1989). Le pluton East-Sullivan se démarque par sa composition plus potassique. Pilote et al. (2000) mentionnent que cette intrusion présente plusieurs similitudes avec des intrusions du côté ontarien de la ceinture abitibienne, suggérant un âge Timiskaming (2680-2685 Ma). Robert (2001) rapporte également la présence de petites intrusions alcalines porphyriques dans des bassins en décrochement dans le secteur de Malartic, quelques kilomètres à l'ouest de Val d'Or. Les monzogranites porphyriques à grenat de Lamotte et Preissac, au NO de Val d'Or, sont quant à eux des exemples de magmatisme tardif associé à l'exhumation de l'arc volcanique vers 2660 Ma (Chown et al., 2002). Aucune intrusion de ce type n'est toutefois répertoriée sur la propriété Dubuisson.

2.4 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le secteur de Val d'Or a produit dans le passé et demeure encore aujourd'hui un secteur à fort potentiel pour des gisements Cu-Zn-Au-Ag de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). Notons entre autre le gisement de la mine Louvicourt avec ses 12,5 millions de tonnes à 3,6% Cu, 1,7% Zn, 0,8 g/t Au et 28 g/t Ag. La plupart des gisements de type SMV de la ceinture abitibienne est associée à des environnements démontrant

une transition d'un volcanisme mafique tholéitique vers un volcanisme felsique calco-alcalin ainsi que la présence d'intrusions cogénétiques (Franklin, 1990; Chartrand, 1991; Jenkins et Brown, 1999; Gaboury et Pearson, 2008).

Le plus grand attrait économique du camp minier de Val d'Or provient toutefois de ses nombreuses veines de quartz aurifères (Robert, 1990a; 1990b; 1996; Jenkins and Brown, 1999; Gaboury, 2001), dont le gisement de classe mondiale de Sigma-Lamaque. Au minimum deux familles de gisements filoniens ont été répertoriées dans le secteur en fonction de relations de recouplement avec des intrusions dont les âges sont connus (Robert, 1990b; Sauvé et al., 1993; Couture et al., 1994). Un premier groupe se compose de veines déformées et de brèches à matrice de quartz et carbonates encaissées dans des zones de cisaillement. La plus grande partie de cette minéralisation précoce est plus vieille que 2692 ± 2 Ma, âge des apophyses de granodiorite centrale recoupant la minéralisation à la mine Norlartic (Pilote et al., 1993; Couture et al., 1994; Robert, 1994; Pilote et al., 2000). Le second groupe est représenté par des veines associées à des zones de cisaillement inverses à fort pendage de même que des veines d'extensions subhorizontales. Le recouplement mutuel de ces deux géométries implique une formation synchrone (Robert et Brown, 1986; Boullier et Robert, 1992). Gaboury et al. (2001) ont cependant démontré que les veines subhorizontales sont légèrement tardives à celles en cisaillement. Néanmoins, ces veines recoupent plusieurs plutons dont les âges peuvent être aussi jeunes que 2682 ± 2 Ma, âge de la cheminée intrusive principale de la mine Lamaque (Jemielita et al., 1989). Cette famille de veines tardives se distingue des veines précoces par une déformation nettement moins importante, voire nulle par endroits, de

même que par la présence de tourmaline dans les veines (Pilote et al., 2000). Selon Robert (1994; 1996), ces veines tardives sont associées à un même système hydrothermal d'envergure régional dont les dimensions sont estimées à 15 km par 40 km (Beaudoin et Pitre, 2005). Il est également possible d'observer une différence entre les deux familles de gisements filoniens au niveau de leur distribution spatiale. Les minéralisations précoces sont distribuées préférentiellement à l'ouest de la ville de Val d'Or et plusieurs d'entre elles sont spatialement associées à la faille de Norbenite (Pilote et al., 2000) alors que les veines tardives à tourmaline sont plus abondantes à l'est de la ville (figure 2.3). Plusieurs questions demeurent en ce qui a trait aux différences entre les processus hydrothermaux des différentes minéralisations filoniennes du secteur. Il est intéressant de constater que la propriété Dubuisson est spatialement située à la jonction de ces deux systèmes filoniens. D'autres parts, quelques gisements dans le secteur de Val d'Or et de Malartic présentent des caractéristiques suggérant un possible lien génétique entre la minéralisation et le magmatisme qui lui est spatialement associé (Morasse et al., 1993; 1995; 1998; Robert, 2001). Elles seront traitées plus en détail dans les chapitres suivants.

2.5 PROPRIÉTÉ DUBUISSON

La propriété Dubuisson (figure 2.4) se retrouve à la limite ouest de la ville de Val d'Or. Elle couvre une superficie de 432 hectares, principalement dominée par les laves mafiques et ultramafiques de la Formation de Jacola, non loin de la terminaison interprétée de la Formation de Val d'Or. Une petite partie de la propriété couvre également le sud du Batholite de Bourlamaque. Le sud de la propriété est occupé par le

Pluton de Valentin. Celui-ci se distingue du Batholithe de Bourlamaque par son caractère nettement plus potassique (Sauvé et al., 1986). La FCLL se retrouve à environ 4 km au sud du secteur étudié. Le complexe intrusif sur lequel est centrée la minéralisation aurifère de la veine #5 se retrouve près de la bordure nord du Pluton de Valentin. Plusieurs minéralisations aurifères de petite taille sont présentes sur cette propriété. Outre la minéralisation à l'étude, quelques veines de quartz d'orientation NO riches en sulfures sont présentes. Ces minéralisations, telles les veines Stabell, #2, #4 et #7, présentent un aspect rouillé en surface. Leur extension est toutefois limitée étant donné leur recouplement et leur déplacement par d'autres structures plus tardives, dont les failles d'orientation ENE au sein desquelles de petites veines aurifères (veines #1, #3 et #8) sont développées. L'abondance et les différentes orientations des failles présentes sur la propriété Dubuisson peuvent grandement compliquer la localisation des extensions de certaines minéralisations. Les failles les plus tardives, telles que celle encaissant la veine #5, démontrent donc un plus grand potentiel d'extension latérale.

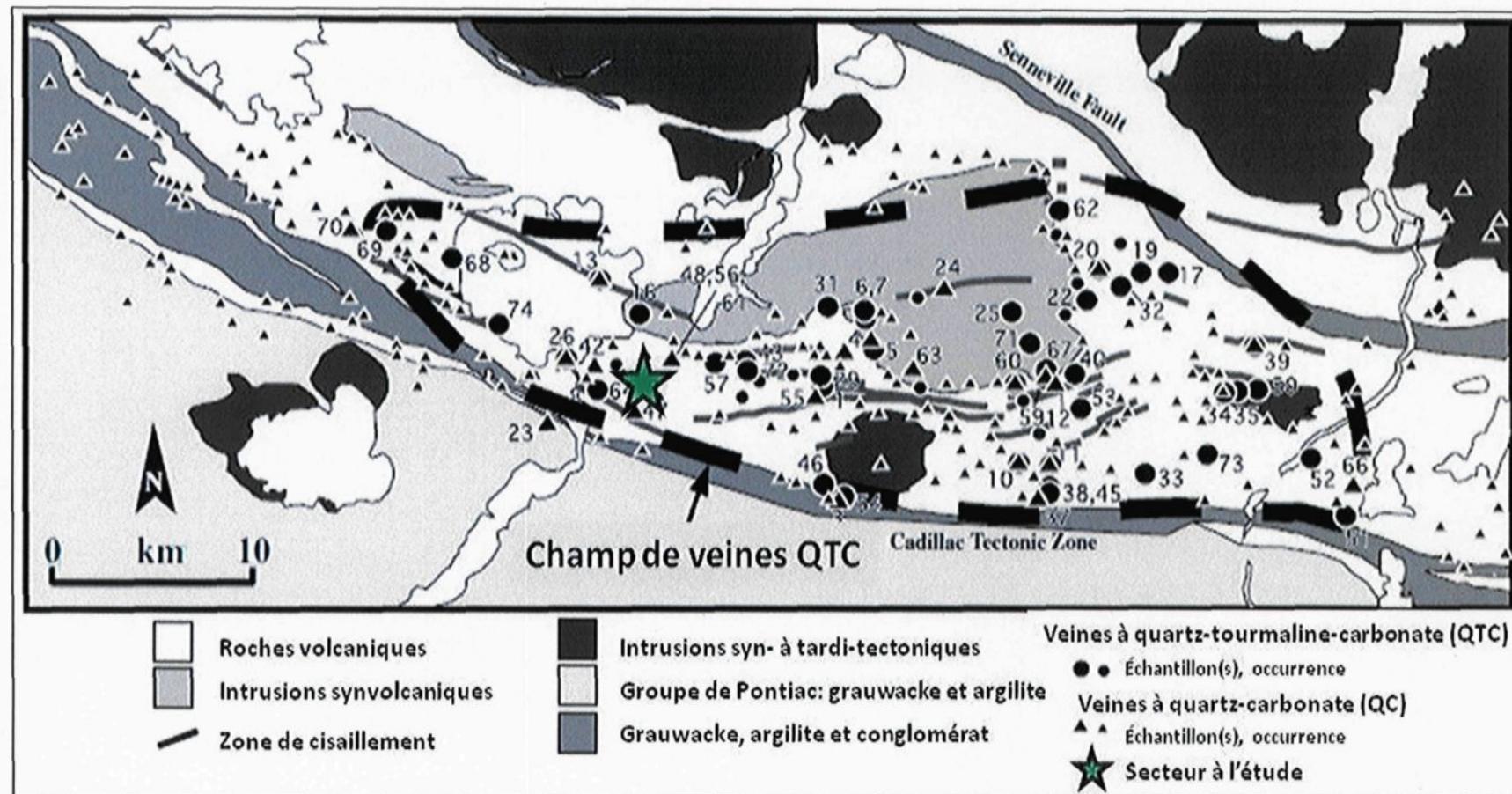


Figure 2.3 : Distribution spatiale des champs de veines, secteur de Val d'Or (modifiée de Beaudoin et Pitre, 2005; Robert, 1994).

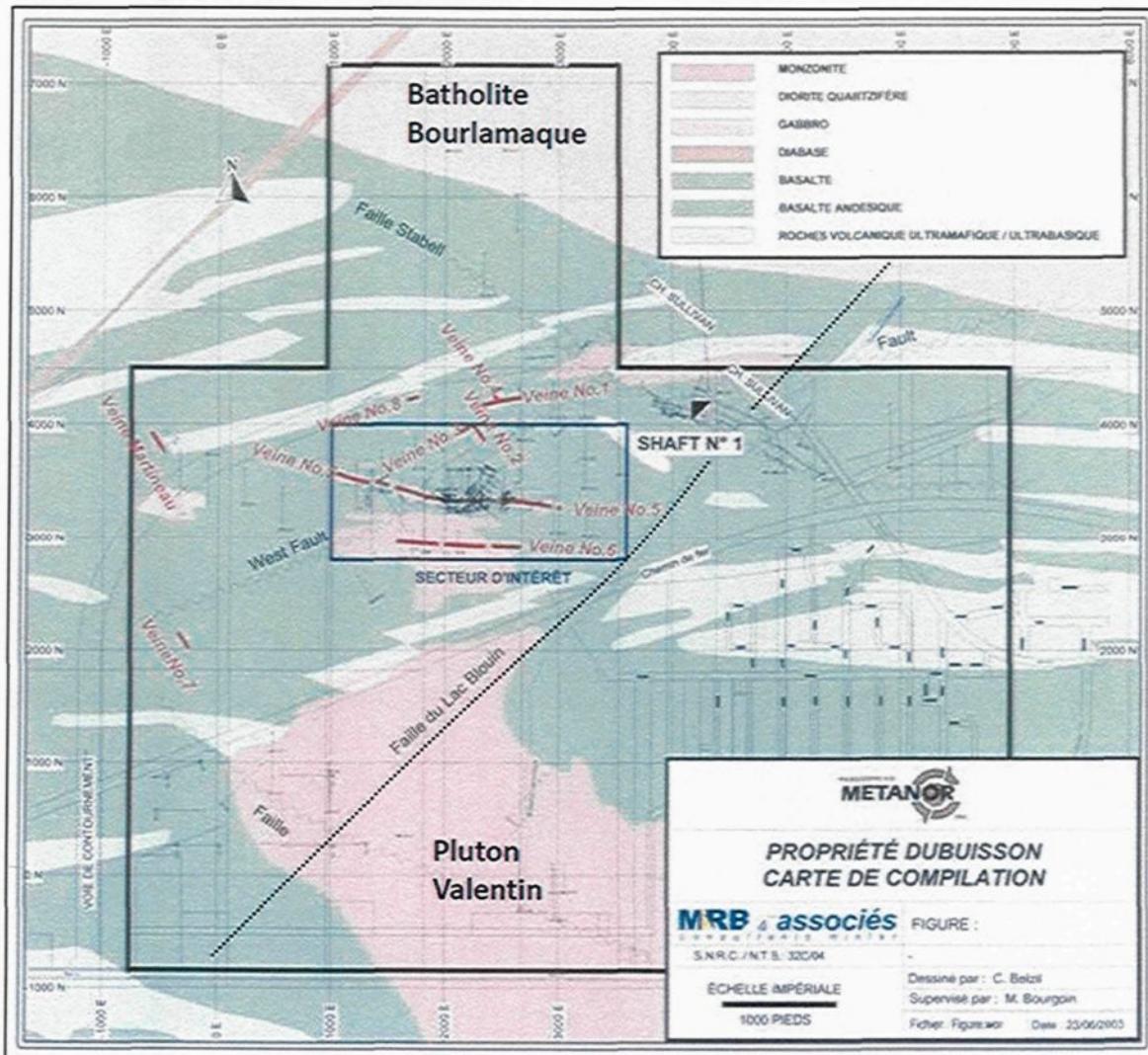


Figure 2.4 : Géologie et zones minéralisées de la propriété Dubuisson (figure modifiée de www.metanor.ca).

CHAPITRE 3 - LITHOLOGIES DU SECTEUR DE LA VEINE #5

3.0 INTRODUCTION

La veine #5 a été découverte en 1988 par forage avant de faire l'objet d'un important décapage ayant débuté à l'été 2000. Celui-ci s'étend sur plus de 300 mètres selon un axe E-O, avec une largeur variant généralement entre 25 et 50 mètres. Ces travaux ont permis de révéler la présence d'un complexe intrusif polyphasé avec un nombre important de phases variant de felsiques à ultramafiques. Celles-ci sont spatialement associées à une zone de décrochement dextre et leur mise en place est fréquemment cohérente avec ce régime de déformation. La phase la plus importante en termes de volume montre un faciès de brèche intrusive, d'où le nom « complexe de la brèche intrusive » (CBI) pour déterminer l'ensemble de ces phases co-magmatiques. Celles-ci recoupent les laves mafiques et ultramafiques de la Formation de Jacola. Les différentes lithologies sont montrées à la figure 3.1 et des cartes permettant de mieux visualiser les détails et la position des échantillons sont présentées aux annexes 1A à 1E. Afin de bien évaluer l'influence de cette complexité magmatique sur la minéralisation aurifère, il est primordial de documenter ses caractéristiques afin d'aider à positionner ces diverses phases par rapport aux événements structuraux et hydrothermaux dans un cadre de chronologique relative. En effet, aucun lien génétique ne peut être inféré entre la minéralisation et le magmatisme si les relations de terrain démontrent qu'ils sont clairement séparés dans le temps. Dans ce cas, le rôle de l'intrusion devient tout au plus celui d'un réceptacle passif pour la minéralisation. Les sections suivantes décrivent les

différentes caractéristiques des unités lithologiques retrouvées sur le décapage. La prochaine section (3.1) traitera plus en détail des roches volcaniques du secteur selon leurs aspects morphologiques, pétrographiques et géochimiques. Il en sera de même pour les roches intrusives à la section 3.2. La section 3.3 sera consacrée aux diverses relations de terrain permettant d'établir la séquence de chronologie relative. Finalement, ces observations seront intégrées dans un modèle d'évolution magmatique à la section 3.4.

3.1 ROCHES VOLCANIQUES

Bien que la problématique soit concentrée sur le rôle joué par un complexe intrusif tardi-tectonique, il demeure pertinent de jeter un regard à l'environnement hôte, dans le but de nous renseigner sur les processus actifs avant la mise en place des intrusions et de la minéralisation. Quatre types de roches volcaniques ont pu être identifiés sur la base d'aspects mégascopiques tels que la couleur, le magnétisme, les faciès volcaniques et les polarités, de même que sur les bases pétrographique et géochimique. Chacune de ces unités est décrite plus en détail ci-bas. À noter que les chiffres utilisés dans les noms des unités n'impliquent pas d'ordre stratigraphique ou chronologique.

3.1.1 Aspects mégascopiques et pétrographiques

Diverses roches volcaniques ont été répertoriées sur le décapage de la veine #5 en se basant uniquement sur leur aspect mégascopique. Le tableau 3.1 résume ces

caractéristiques, de même que la pétrographie des unités volcaniques échantillonnées.

Ces dernières sont décrites plus en détails ci-bas.

3.1.1.1 Basalte de type I

Le premier type de basalte, le plus important en termes de superficie sur le décapage, est constitué de coulées de basalte coussinées à massives (échantillons V-001-05; V-002-05; V-008-05; V-001-06) de couleur gris foncé-verdâtre, caractérisé par une abondance d'amphibole et par l'absence de chlorite. La texture varie entre aphanitique à microgrenue. Certains porphyroblastes d'amphibole englobent des microlites de plagioclase, donnant localement une texture poeciloblastique. Cette recristallisation, issue du métamorphisme de contact, oblitère par endroits la schistosité régionale. La minéralogie et la texture suggère que le faciès des cornéennes à amphiboles a été atteint pour cette lithologie. Ces laves sont non magnétiques, rarement vésiculaires, et présentant parfois de petites veinules diffuses de quartz comprenant des cristaux idiomorphes de hornblende pouvant atteindre 3 mm. Ces veinules, observées en surface, sont restreintes à ce type de roches volcaniques. Elles se distinguent des différentes injections magmatiques par leurs contacts diffus et par le fait qu'elles ne traversent pas les bordures de coussins (figure 3.2A). Elles pourraient représenter une altération métasomatique (Moorhead, communication personnelle) ou encore un processus relié au métamorphisme de contact, la texture observée semblant d'origine métamorphique (Sawyer, communication personnelle). Les coussins montrent une polarité principalement vers le sud et leur rapport moyen de largeur sur hauteur est d'environ 2. Certains d'entre eux

montrent une zonalité concentrique très bien développée, soit un cœur présentant des porphyroblastes idiomorphes de hornblende (≤ 3 mm), bordée d'une zone aphanitique riche en epidote et quartz et qui pourrait représenter une zone d'altération analogue aux zones sub-concordantes à quartz-épidote répertoriées sous certains amas de sulfures massifs volcanogènes (Franklin et al., 1981). Cet élément n'est toutefois pas directement associé à la minéralisation de la veine#5 ou aux phases intrusives et ne sera pas étudié plus en détails.

3.1.1.2 Basalte de type II

Le second type de basalte se retrouve dans la partie centrale du décavage, de part et autre du cisaillement principal. Ce type se distingue facilement des autres par ses faciès volcaniques. Il est en effet le seul à montrer la présence de tuf. Au sud de la zone de cisaillement, on y retrouve des horizons de tuf à blocs présentant des variations verticales et latérales vers des coulées coussinées (échantillon V-005-05) ainsi que de tufs fins (échantillon V-006-05). La stratification à cet endroit (S0: 150/45) et la forme en molaire des coussins à proximité (figure 3.2B) témoignent d'un regard structural (Borradaile, 1976; Poulsen et al., 1980; Kehlenbeck, 1984) approximativement vers l'ouest. Ailleurs, les coussins à sommet vers le sud ne sont que grossièrement aplatis selon un axe E-O. La partie immédiatement au nord du cisaillement (échantillon V-009-05) est majoritairement coussinée et montre localement un faciès similaire de tuf à blocs. Il n'est pas clair si cette partie représente la même unité volcanique que celle au sud de la zone de cisaillement, mais les observations mégascopiques vont dans cette direction. Les formes en molaires

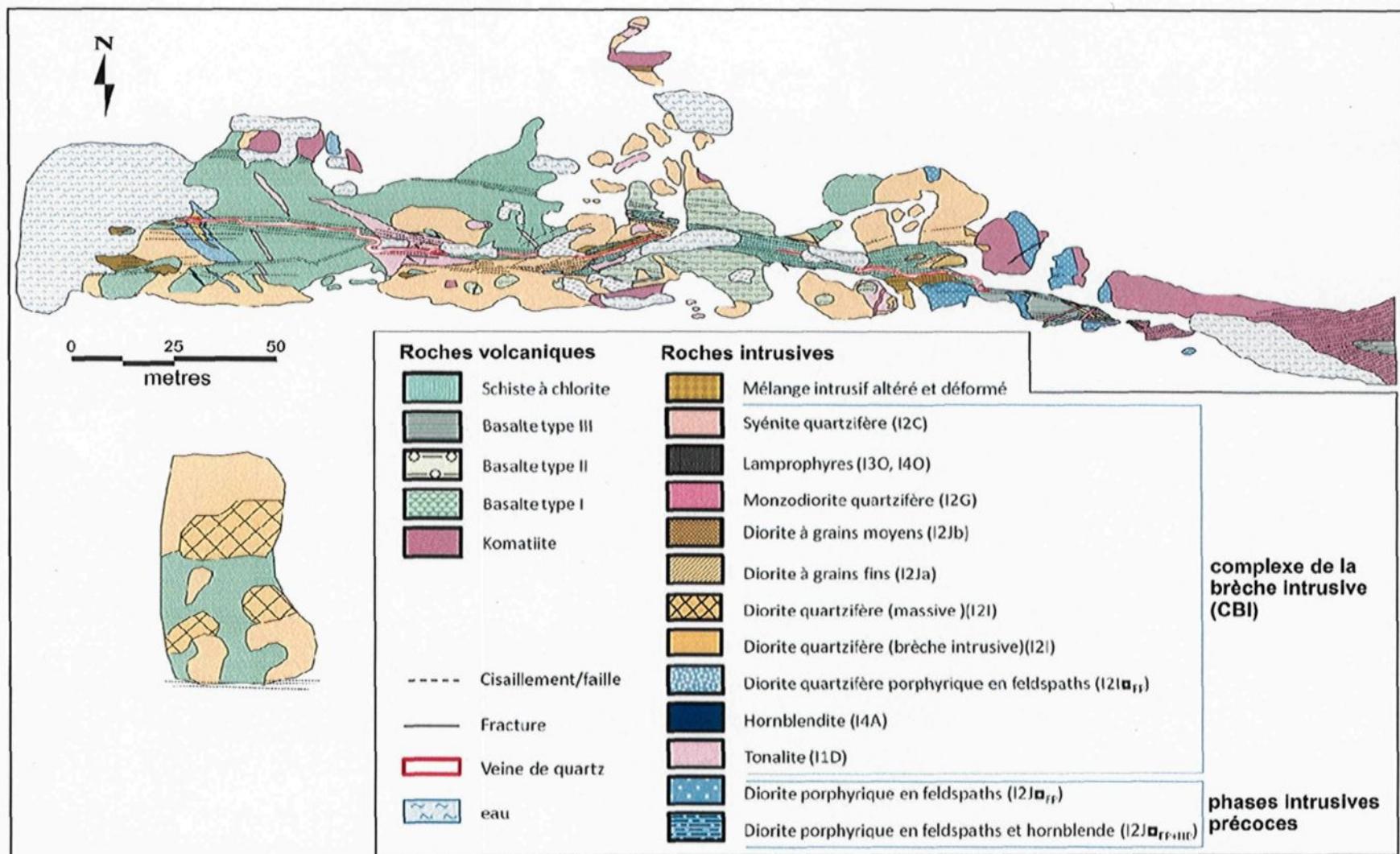


Figure 3.1 : Carte géologique simplifiée du décapage de la veine #5. À noter que les différents lamprophyres (I4O, I3O) ne peuvent être différenciés à cette échelle.

Tableau 3.1 : Caractéristiques des roches volcaniques (Sp = schistosité principale, L = longueur des coussins, l = largeur des coussins).

unité	Basalte type I	Basalte type II	Basalte type III	Komatiite
Nom échantillon	V-001-05; V-002-05; V-008-05; V-001-06	V-005-05; V-006-05; V-009-05	V-004-05	V-003-05; MIN-009-05; MIN-010-05 SH-007-05
Couleur	Gris foncé verdâtre	Gris foncé verdâtre à vert moyen	Gris foncé brunâtre	Gris violacé
Granulométrie	Fine à moyenne (porphyroblastes d'amphiboles)	Matrice fine Fragments de 5-15 cm	Fine	Fine
Texture	Micro-granulaire à sub-ophitique, localement porphyroblastique	Micro-granulaire, localement bréchique	Micro-granulaire	Micro-granulaire
Structure	Shistosité Sp (E-O, sauf si fragment), parfois oblitéré par recristallisation	Shistosité Sp (E-O, sauf si fragment)	Shistosité Sp (E-O, sauf si fragment)	Shistosité Sp (E-O, sauf si fragment), parfois moins bien développée
Faciès	Coussiné (L/l = 2), Massif	Tuf à blocs avec transition vers coussins	Coussiné (L/l = 5)	Massif
Polarité	Sud	Composante dominante vers l'ouest (coussins en molaires)	Sud	Indéterminé
Autres	Tholéitique, Veinules diffuses à quartz-horblende témoigne le mieux du métamorphisme de contact	Tholéithique à transitionnel, Le seul à présenter MgO > Fe ₂ O ₃	Calco-alcalin, Faible MgO + Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃ élevé	Tholéitique, Fortement magnétique >25% MgO

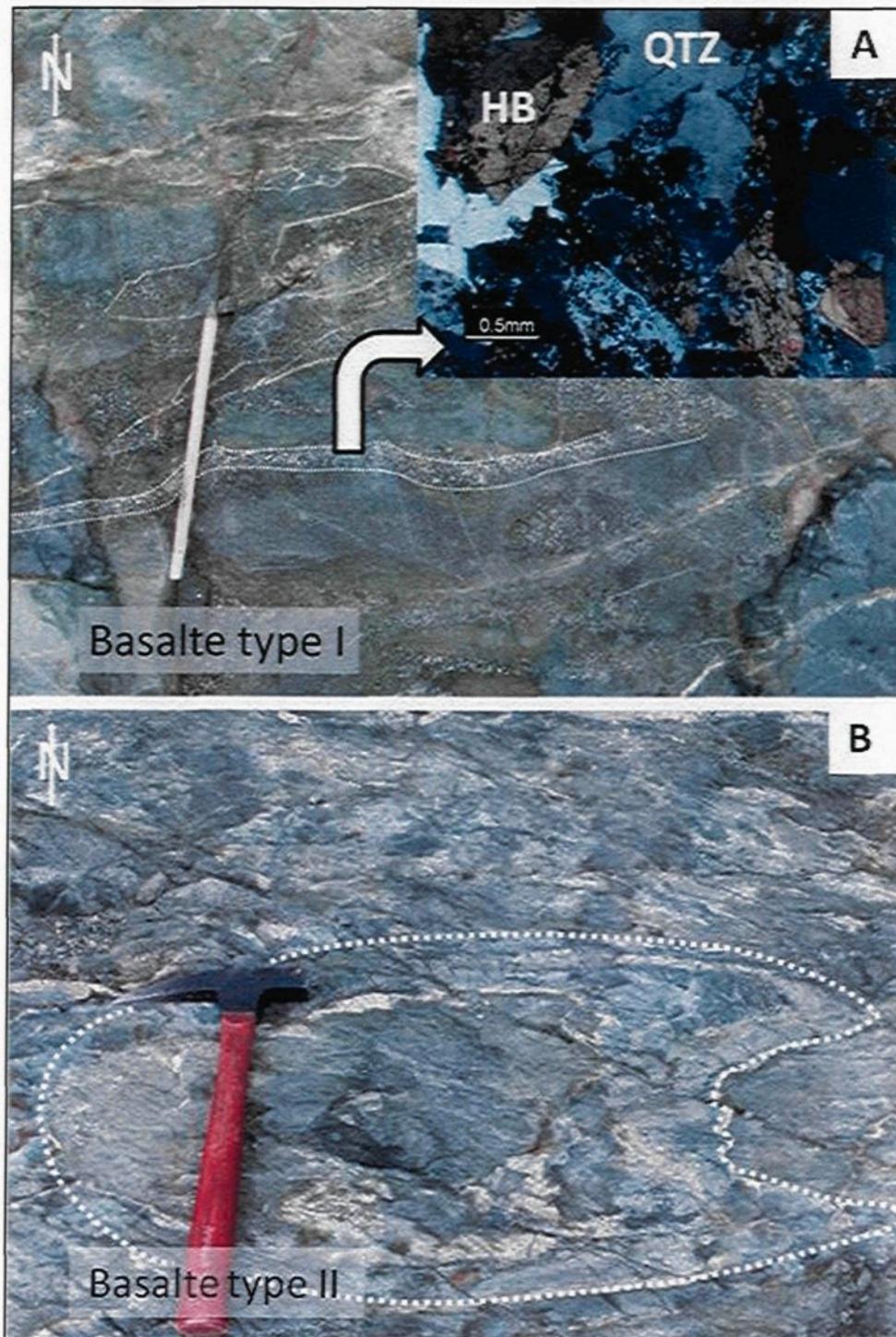


Figure 3.2 : Aspects discriminants des basaltes de types I et II. A) Zones à veinules diffuses à quartz-amphibole au sein du basalte de type 1 (HB=hornblende, QTZ=quartz). B) Coussins en molaires du basalte de type 2.

y sont plus difficilement identifiables, mais la concentration de vésicules (entre 5 et 15%) dans les sommets des coussins suggère un regard structural également vers l'ouest. Ces vésicules sont parfois allongées selon un axe SE. La partie centrale des coussins comporte parfois de fines injections d'épidote-albite-quartz de mêmes orientations. Cette lithologie se caractérise par une forte chloritisation pouvant représenter 65% modale de la roche. Les limites du décapage permettent difficilement de savoir si cette unité volcanique est en place ou s'il s'agit d'un important fragment transporté dans la brèche intrusive. La schistosité de flux (Sp) affectant ces roches est toutefois parallèle à celle retrouvée dans les autres types de roches volcaniques. Ceci suggère qu'il s'agit réellement d'un bloc qui n'a pas subi de rotation importante lors de son transport.

3.1.1.3 Basalte de type III

Le troisième type de basalte (échantillon V-004-05) est essentiellement observé dans l'extrême est du décapage, cette fois uniquement au sud du cisaillement principal. Ces laves se distinguent des autres basaltes par une couleur moins verdâtre, plutôt noirâtre avec une patine plus brunâtre, ainsi que par des coussins plus aplatis dont le rapport moyen largeur sur hauteur est d'environ 5. Leur polarité, quoique difficilement observable, semble également indiquer un sommet vers le sud. Le magnétisme de ces laves varie de faible à nul. Ces roches se caractérisent par une forte chloritisation de couleur brunâtre et par une proportion d'épidote avoisinant les 20%. La schistosité régionale y est faiblement développée.

3.1.1.4 Komatiite

Le dernier groupe est représenté par des laves ultramafiques massives et aphanitiques de couleur gris-violet (échantillons V-003-05; MIN-009-05; MIN-010-05; SH-007-05). Elles sont de loin les roches les plus magnétiques du secteur, sauf au contact de certaines phases intrusives, où elles sont démagnétisées. Ces caractéristiques sont dues à l'altération en magnétite-talc-chlorite lors du métamorphisme régional. Elles se retrouvent principalement à l'extrémité est du décapage, au nord du cisaillement principal. D'autres lambeaux de petite taille sont toutefois observables ailleurs sur le décapage. Les données provenant de la carte géologique de la propriété indiquent que ces lambeaux de laves ultramafiques sont intercalés avec les coulées basaltiques et sont orientés ENE dans ce secteur.

3.1.1.5 Schiste à chlorite

La majeure portion de la zone de cisaillement encaissant la minéralisation est matérialisée par un schiste à chlorite de puissance métrique (échantillons SH-002-05; SH-003-05; SH-004-05; SH-005-05). Il n'apparaît pas évident à première vue si ce schiste est issu de la déformation des roches volcaniques encaissantes ou d'un dyke mafique à ultramafique recoupant les autres phases intrusives. L'étude géochimique de ces roches et la comparaison avec les autres roches mafiques du secteur, tant volcaniques qu'intrusives, a permis de préciser la nature du protolith et sera présentée dans les sections suivantes.

3.1.2 Éléments majeurs

L'analyse des éléments majeurs (annexe 3) vient appuyer certaines différences qui ont été énumérées à partir des observations mégascopiques décrites précédemment. Le basalte de type I est nettement plus ferrifère (jusqu'à 16,52% Fe₂O₃) comparativement aux autres roches volcaniques. Le basalte de type II est quant à lui nettement plus magnésiens que les autres et est également le moins riche en SiO₂, à l'exception de l'échantillon V-005-09 qui est nettement moins riche en MgO. Le basalte de type III se caractérise par une plus faible teneur en Fe₂O₃ et MgO ainsi que par un contenu plus important en alcalins. Les komatiites, tels qu'anticipés, possèdent les teneurs les plus fortes en MgO, soit jusqu'à 25,72%. La figure 3.3 présente un diagramme de la teneur en éléments alcalins (Na₂O + K₂O) en fonction de la silice. On peut y voir un regroupement des échantillons provenant des mêmes lithologies. Leurs équivalents déformés et altérés provenant de la zone de cisaillement montrent cependant des variations. Les éléments traces (section suivante) s'avèrent toutefois plus efficaces pour déterminer le protholite des roches au sein de la zone de déformation. La figure 3.4 montre que la majeure partie des roches volcaniques présentes sur la propriété sont d'affinité tholéïtique, ce qui est caractéristique des laves de la Formation de Jacola. Cependant, le basalte de type III montre une affinité calco-alcaline mais provient toutefois d'un secteur fortement epidotisé. Sa position sur le diagramme de la figure 3.4 pourrait donc être contrôlée par l'altération. Une interprétation similaire pourrait s'appliquer à un échantillon de basalte de type II (V-009-05) se retrouvant directement au nord du cisaillement et dont la position sur le diagramme tombe dans le champ des roches calco-alcalines. Il n'est pas

impossible qu'il s'agisse d'une unité basaltique de type III mais d'autres critères tels que les faciès, la polarité et les spectres de terres rares pointent plutôt vers le basalte de type II.

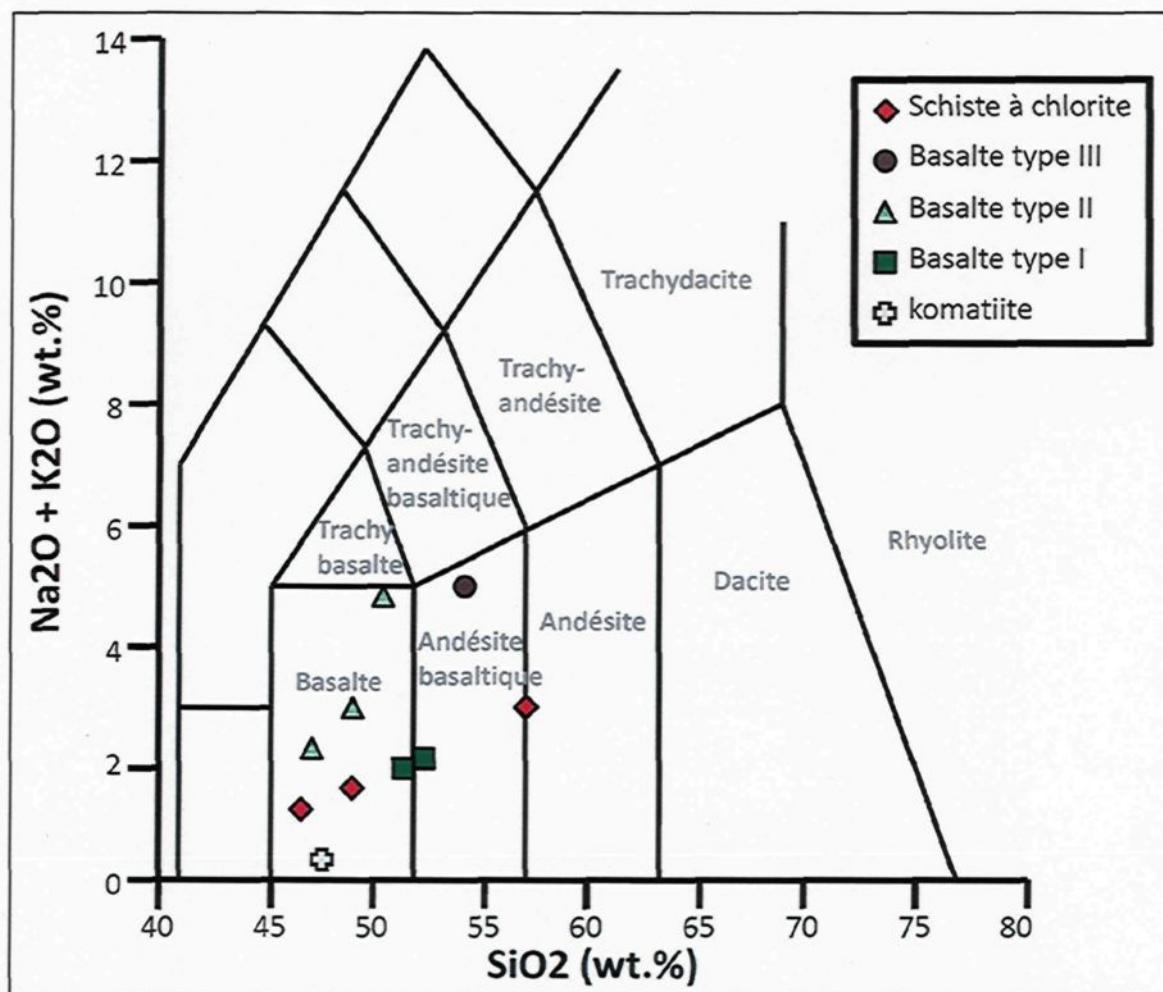


Figure 3.3 : Diagramme binaire des concentrations en éléments alcalins versus la teneur en silice des diverses unités volcaniques. Le schiste à chlorite est illustré à titre comparatif. La position des champs est tirée de Lebas et al. (1986).

3.1.3 Éléments terres rares et traces

3.1.3.1 Éléments du groupe des terres rares (ETR)

Les spectres des ETR normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun et McDonough, 1995) supportent également la coexistence spatiale de roches volcaniques de différentes compositions (figure 3.5). Le basalte de type I montrent un spectre plutôt plat avec un léger enrichissement en terres rares lourdes par rapport aux légères. Le basalte de type II présente un spectre caractéristique en « U » se rapprochant de celui des boninites (Hickey et Frey, 1982). Il s'en distingue toutefois par une teneur plus faible en SiO_2 et plus élevée

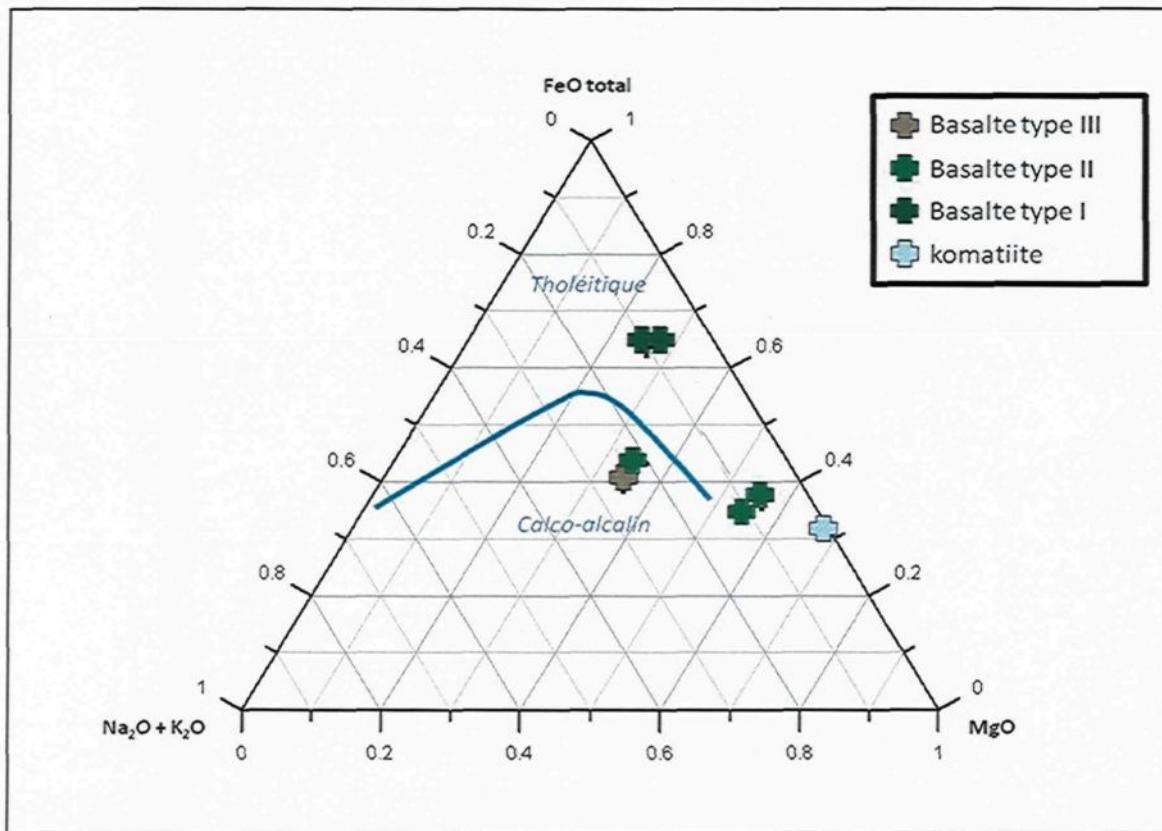
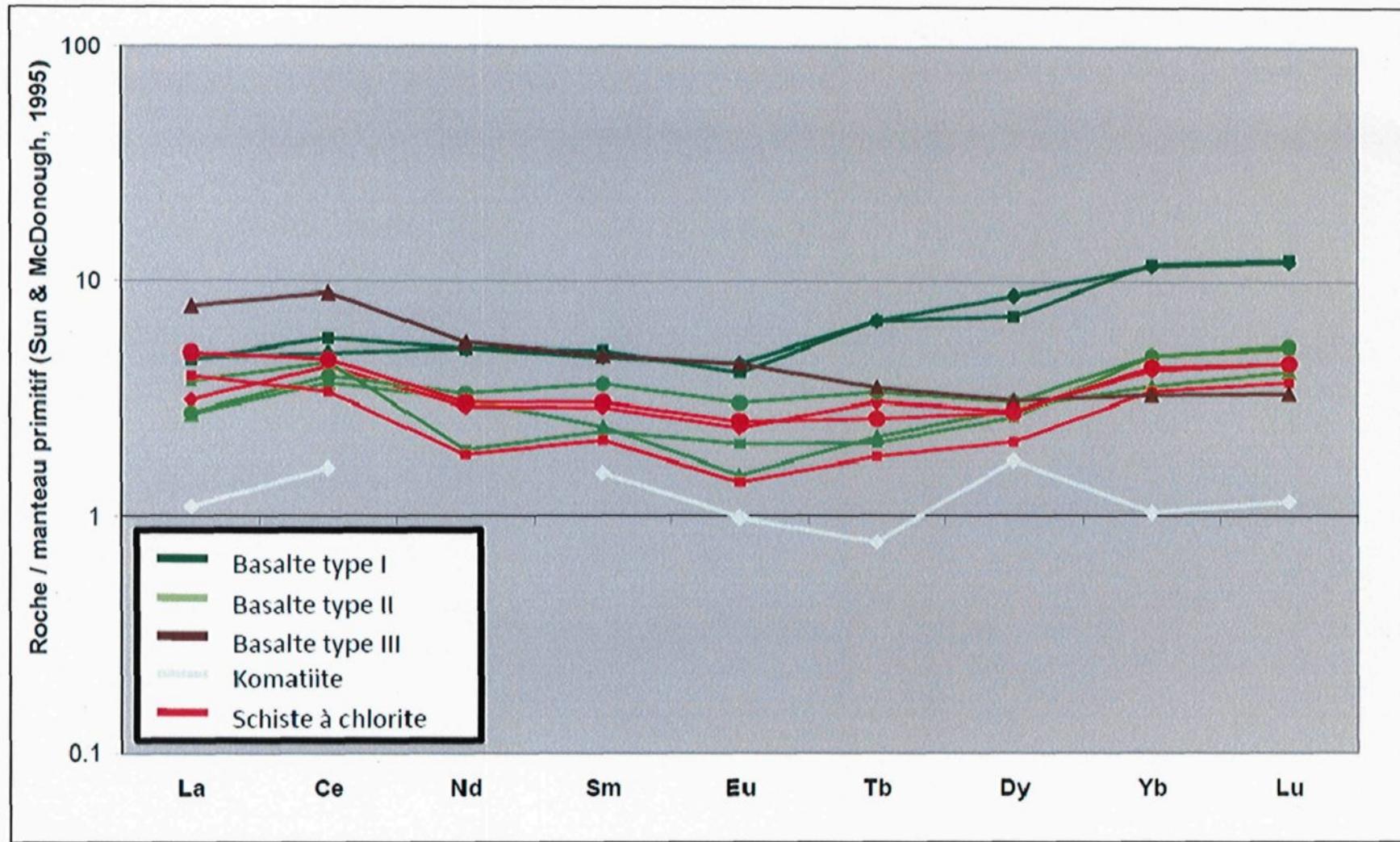


Figure 3.4 : Diagramme AFM (Irvine and Baragar 1971) de classification ternaire montrant l'affinité des unités volcaniques.

en TiO_2 . Les échantillons provenant du schiste à chlorite encaissant la veine #5 dans la partie centre-est du décapage (échantillons SH-002-05 ; SH-003-05 ; SH-005-05) possèdent des spectres en « U » identiques, suggérant qu'il s'agit d'un lambeau de basalte de type II cisaillé, du moins à cet endroit. L'échantillon de basalte de type III est le seul possédant un enrichissement des terres rares légères par rapport aux lourdes. Les komatiites présentent un spectre relativement plat, avec un enrichissement faible à nul par rapport aux valeurs du manteau primitif.

3.1.3.2 Éléments traces

Les spectres d'éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1995) permettent de distinguer les différentes compositions de roches volcaniques (figure 3.6). Outre les ETR, les éléments lithophiles à larges rayons ioniques (LILE), tels que Cs, Rb, Ba et K, s'avèrent discriminant pour la reconnaissance des unités volcaniques. Bien que ces derniers soient considérés comme facilement mobilisables (Dickin et Jones, 1983), leur concentration très importante dans certaines lithologies contrebalance leur mobilité et exprime une certaine cohérence d'une lithologie à une autre, indépendamment du degré de déformation ou d'altération. La seule exception répertoriée dans le secteur provient de l'échantillon de komatiite présentant un enrichissement en Au et en LILE (SH-007-05). Celui-ci se retrouve directement en bordure d'un lamprophyre (SH-006-05) et a subi une recristallisation partielle suite à la mise en place de ce dernier, modifiant ainsi sa signature en LILE. Ces deux lithologiques sont partiellement cisaillées et recoupées de minces veinules minéralisées. On peut



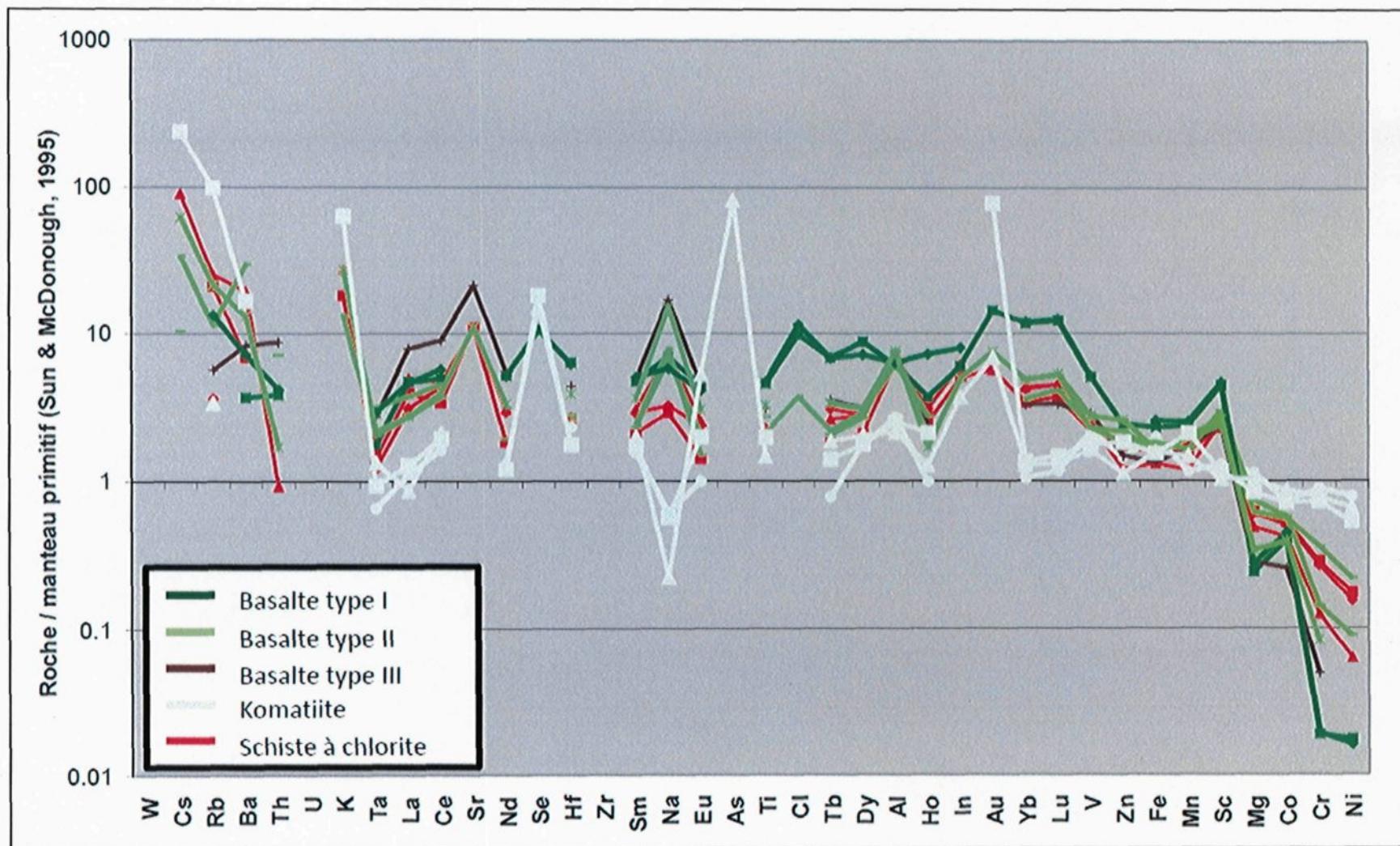


Figure 3.6 : Diagramme multi-éléments des unités volcaniques et du schiste à chlorite.

également remarquer que le basalte de type II et le schiste à chlorite du même secteur ont des spectres quasi identiques et sont les seuls à présenter un enrichissement en LILE. Ceux-ci se sont particulièrement avérés utiles afin de séparer les lamprophyres et leurs équivalents déformés des unités volcaniques, nous informant par le fait même de la nature du schiste à chlorite encaissant la veine #5.

3.1.4 Interprétation

Les roches volcaniques sur le décapage de la veine #5 peuvent être divisées en 4 groupes distincts, en se basant sur des caractéristiques mégascopiques, pétrographiques et géochimiques. Le basalte de type I possède une minéralogie et des textures représentant soit un métamorphisme de contact au faciès amphibolite, soit un phénomène d'altération métasomatique. S'il s'agit d'un métamorphisme de contact lors de la mise en place du CBI, il est probable que la composition initiale des roches volcaniques ait été critique au développement de ce phénomène, les effets de ce métamorphisme étant difficilement observables dans les autres unités encaissantes au CBI. Le basalte de type I et l'unité komatiïtique sont caractéristiques de la Formation de Jacola. Toutefois, le basalte de type II, de par ses faciès (tuf à blocs, coussins plissés démontrant une polarité différente) et leur composition (généralement très riche en Mg, spectre des ETR en « U »), constituent une lithologie particulière. Ces faciès se retrouvent dans les roches volcaniques de la Formation de Val d'Or, mais celle-ci se distingue par une affinité transitionnelle à calco-alcaline. Au-delà des interprétations des environnements génétiques de chacune de ces lithologies, le fait de retrouver autant d'unités volcaniques distinctes dans un secteur aussi restreint est particulier. De plus, les diverses unités montrent différentes polarités

mais sont toutes affectées par la même déformation régionale, ce qui suggère l'existence d'une structure d'échelle restreinte ou d'une zone de plissement antérieures à la déformation régionale pour permettre la juxtaposition et la rotation des blocs volcaniques démontrant diverses orientations de coussins.

3.2 ROCHES INTRUSIVES

Les observations de terrain ont révélé la présence d'au moins 12 phases intrusives distinctes. Celles-ci ont été identifiées sur la base de leur couleur, minéralogie, granulométrie, concentration en fragments, relation avec les éléments structuraux et signatures géochimiques. Deux des unités semblent avoir une origine précoce puisqu'elles sont les seules phases intrusives à être affectées par la déformation régionale. Les autres présentent des relations suggérant une appartenance à un même complexe intrusif multiphasé. Il est fréquent d'observer certaines phases présentant un aspect intermédiaire entre deux autres phases intrusives, telle une transition graduelle entre certaines phases équigranulaires et porphyriques. Des noms de terrains ont été donnés aux différentes lithologies répertoriées lors de la cartographie. Cette classification de terrain a été retenue dans le mémoire car les classifications standards basées sur la minéralogie, telles que celle de Streickensen, peuvent parfois regrouper sous un même nom des unités d'aspects visuels très différents. De plus, il est parfois difficile de différencier le quartz du feldspath lorsque le grain est plus fin, ces derniers ne présentant pas toujours les macles caractéristiques. La coloration au cobaltinitrite n'ayant été effectuées que sur quelques échantillons, l'abondance exacte de feldspath potassique

demeure également imprécise. Les caractéristiques mégascopiques, pétrographiques et géochimiques de chacune des phases seront abordées en détail dans les prochaines sections. La figure 3.8 illustre la composition minéralogique des phases intrusives antérieures au CBI et la figure 3.7 résume les concentrations minéralogiques moyennes des diverses phases du CBI, sans considérer les échantillons trop déformés ou altérés. Les cartes des différents secteurs du décapage présentées à l'annexe 1 permettent de mieux visualiser les unités de faibles dimensions et la position des échantillons utilisés pour les études pétrographiques et minéralogiques

3.2.1 Aspects mégascopiques et pétrographiques

3.2.1.1 Diorite à phénocristaux de feldspath et hornblende (I2J_{FP+HB})

Cette unité (I-011-05) se retrouve sous la forme d'un dyke transposé le long de la schistosité régionale, dans la partie est du décapage. On y retrouve jusqu'à 20% de phénocristaux de plagioclase et 10% de phénocristaux de hornblende. La présence de chlorite, de séricite et d'épidote témoigne du métamorphisme régional. Elle montre une ressemblance avec un dyke retrouvé à proximité des infrastructures de la mine Stabell, également affecté par le métamorphisme régional et qui possède une signature géochimique comparable aux « G-dykes » de la mine Sigma (Barbe, 2005).

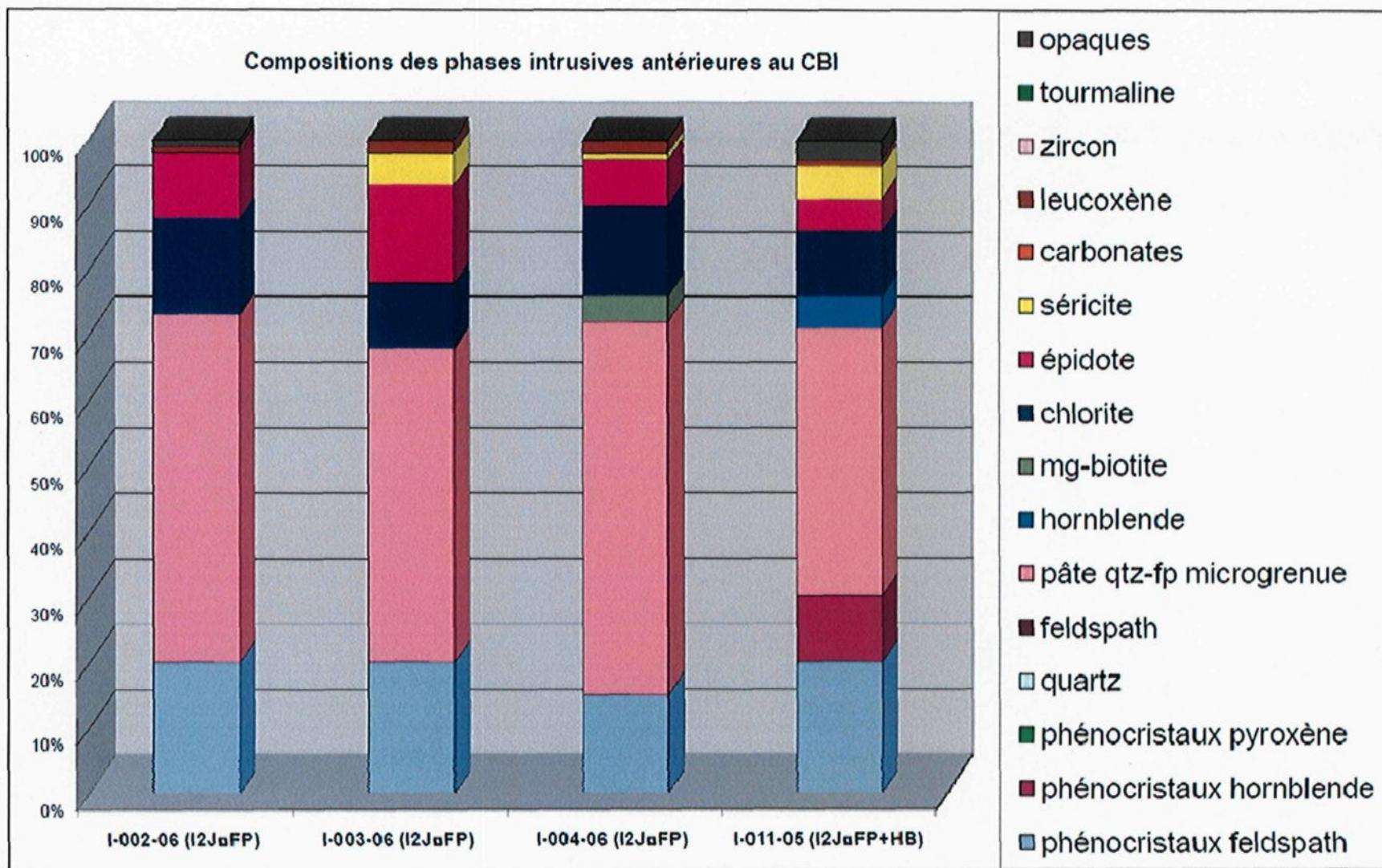


Figure 3.7 : Composition minéralogique des échantillons de phases intrusives antérieures au CBI.

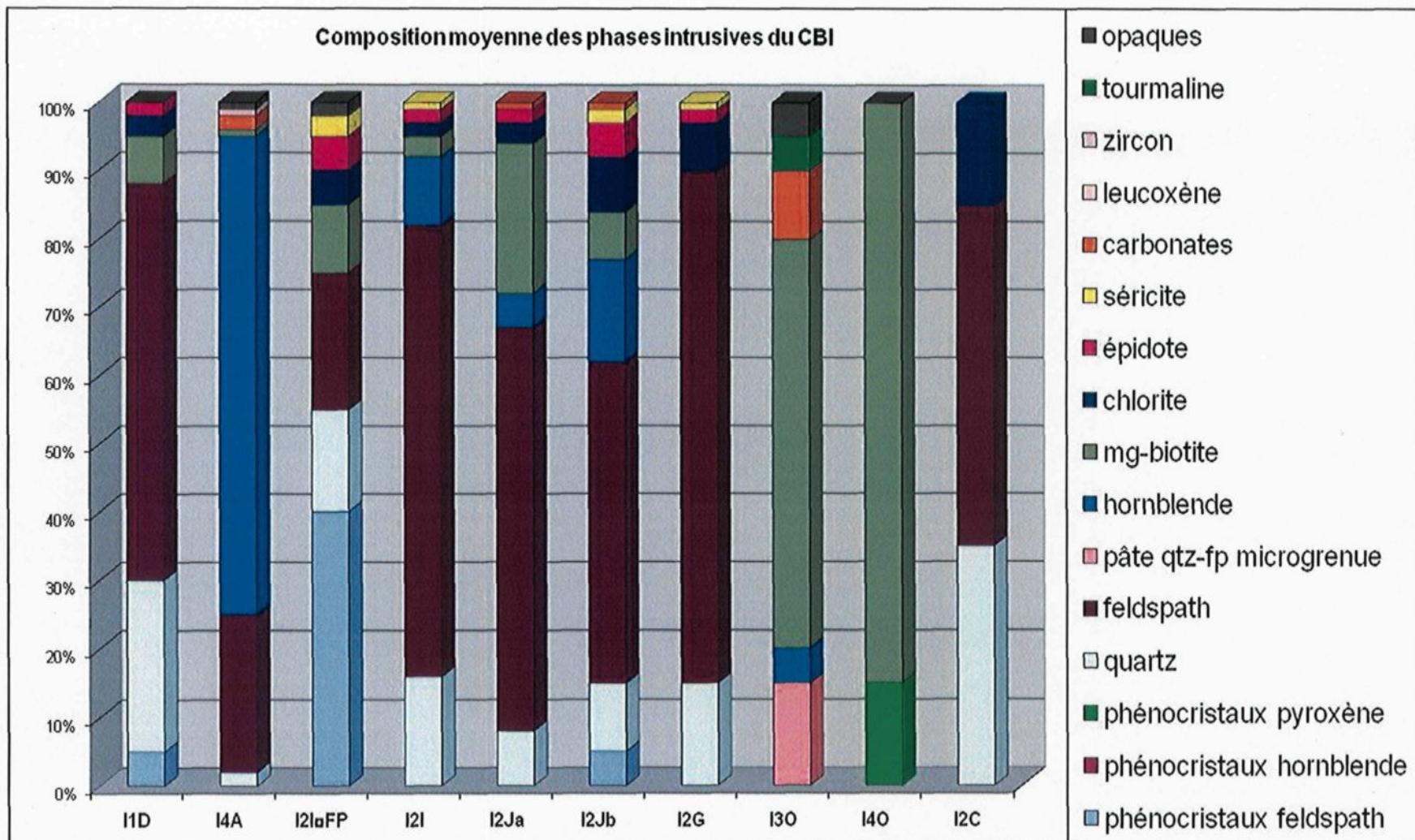


Figure 3.8 : Composition minéralogique moyenne des phases intrusives du CBI. Les échantillons utilisés pour déterminer la composition moyenne sont ceux dont l'existence d'une lame mince est indiquée à l'annexe 2.

3.2.1.2 Diorite à phénocristaux de feldspath (I2J_{FP})

Cette phase (I-009-05; I-002-06; I-003-06; I-004-06) se retrouve principalement sous forme d'un dyke NO d'une épaisseur moyenne d'environ 5 mètres. On le retrouve dans la partie est du décapage, de part et d'autre de la zone de cisaillement, démontrant un décalage dextre d'environ 35 mètres. Il semble correspondre au dyke (I-004-06) retrouvé en bordure de la veine #2, environ 75 mètres au nord de la partie centrale du décapage. Cette lithologie se présente également au sein d'une zone de déformation parallèle à la zone de cisaillement principale, au sud de cette dernière. Elle peut être observée sous forme de fragments à l'intérieur de certaines autres phases intrusives. La schistosité de flux associée à la déformation régionale y est visible par endroits. On retrouve jusqu'à 20% de phénocristaux de plagioclase (≤ 8 mm) dans une pâte quartzofeldspathique aphanitique à microgrenue. La présence d'épidote, de chlorite et de séricite témoigne d'un métamorphisme au faciès des schistes verts. Le quartz montre des textures de recristallisation, se présentant localement sous forme polygonale et parfois en amas plus grossiers avec des contacts ondulants. Avec la lithologie précédente, elles sont les seules phases à montrer des évidences de la déformation régionale et du métamorphisme associé.

3.2.1.3 Tonalite (I1D)

Cette unité (échantillons I-004-05; I-005-05) se présente sous forme de dykes d'orientation NO dans la partie ouest du décapage et sous formes irrégulières ainsi qu'en

fragments ailleurs. Elle présente une texture microporphyrque (en moyenne 1 mm) en feldspaths xénomorphes d'aspect arrondi et jusqu'à 10% de petits fragments anguleux et allongés de basalte. Cette phase est la plus leucocrate, avec des teneurs en quartz pouvant excéder 20% et une très faible proportion de minéraux mafiques, principalement la biotite.

3.2.1.4 Hornblendite (I4A)

Seul un mince dyke d'environ 50 centimètres d'épaisseur et d'orientation NO (échantillon I-010-05) a été répertorié pour cette lithologie. On la retrouve dans le secteur ouest du décapage. Cette unité se compose de 70 % de hornblende, le reste étant dominé par le plagioclase et un faible pourcentage de quartz. Bien que cette composition minéralogique corresponde à une diorite selon la classification de Streickeisen, le terme de terrain « horblendite » est utilisé pour distinguer cette unité des autres unités dioritiques, étant donné son abondance particulière en hornblende. Cette lithologie ne montre pas d'évidence de déformation ni d'altération significative.

3.2.1.5 Diorite quartzifère à phénocristaux de feldspath (I2I \blacksquare _{FP})

Retrouvée sous forme de dyke NO ou sous forme irrégulière, cette phase (échantillon I-008-05) présente généralement une proximité spatiale avec la matrice de la brèche intrusive (I2I), avec qui elle montre parfois des contacts graduels. Elle se distingue mégascopiquement des autres diorites porphyriques décrites précédemment par

les critères suivants : plus grande proportion de phénocristaux de feldspath (40 %); absence d'évidences de déformation; plus grande teneur en quartz (15%); et présence de biotite magnésienne.

3.2.1.6 Diorite quartzifère (matrice intrusive de la brèche) (I2I)

Cette unité (échantillons I-002-05; I-011a-05; I-017-05; I-019-05; SH-001-05), illustrée à la figure 3.9A, correspond à la matrice (mésostase + rares phénocristaux) de la brèche intrusive à fragments polygéniques et représente la phase intrusive la plus volumineuse répertoriée sur le décantage. Elle prend la forme d'injections irrégulières de dimensions variables ou distribuées selon un réseau de fractures NO et NE principalement. Le petit décantage au sud du décantage principal montre que cette phase devient particulièrement importante entre les 2 zones de cisaillement E-O (encaissant les veines #5 et #6 : figure 2.4), où il est d'ailleurs possible d'observer un noyau de diorite quartzifère sans fragments (voir annexe 1E). Ailleurs, l'échantillonnage de cette unité est grandement compliqué par l'abondance de fragments, ce qui peut affecter les résultats des analyses géochimiques. Une limite arbitraire a dû être établie afin de déterminer la distinction entre l'encaissant injecté par le magma et la brèche intrusive à proprement parler. Cette limite a été fixée à 50% de I2I, pourcentage approximatif où les fragments d'encaissant sont suffisamment isolés dans le magma pour afficher un début de transport ou de rotation. La figure 3.9B illustre l'aspect mégascopique de la brèche intrusive avec la position arbitraire de la limite lithologique. La matrice ne montre pas d'évidence claire de déformation, sauf où elle est traversée par la zone de cisaillement. Un fluage

magmatique est toutefois observable, surtout à la périphérie des fragments. Ces derniers montrent fréquemment une orientation préférentielle parallèle à la zone de cisaillement. La texture dominante est équigranulaire bien que quelques phénocristaux feldspathiques (5%) ou quelques zones pegmatitiques soient présents pas endroits. Les minéraux mafiques sont représentés par des proportions variables d'amphibole et de biotite qui comptent pour environ 20% de la roche. Localement des fragments de cette lithologie, dont les minéraux mafiques sont dominés par la hornblende, ont été observés au sein d'une phase similaire, mais dont les éléments mafiques sont dominés par la biotite, ce qui suggère une évolution vers un magmatisme plus enrichi en potassium. Il n'est pas rare d'observer une couronne d'albite non-maclée en bordure des cristaux plus ou moins saussauritisés de feldspath, témoignant d'une altération par un fluide sodique. La coloration au cobaltinitrite indique que sa teneur en feldspath potassique est d'environ 10%, ce qui la positionne près de la limite du champ des monzodiorites quartzifères selon la classification de Streckeisen.

3.2.1.7 Diorite à grain fin (I2Ja)

Cette phase (échantillons I-006-05; I-015-05; I-016-05, MIN-007-05) se retrouve généralement sous forme de dykes NO, en lambeaux restreints à la zone de cisaillement et plus rarement en injection irrégulière au sein d'une autre phase magmatique non consolidée. Texturalement similaire à l'unité précédente, elle s'en distingue par une plus forte abondance en minéraux mafiques (25-30% biotite magnésienne ± hornblende), et par l'absence de fragments. Le quartz semble primaire et ne possède qu'une très faible

extinction roulante, indiquant un faible degré de déformation, même lorsque retrouvé au cœur de la zone de cisaillement. Ces roches se retrouvent également ailleurs dans le secteur de Val d'Or, en particulier au sein des décapages effectués par Placer Dome à l'est de la mine Sigma, où elles sont appelées lamprophyre dû à leur contenu élevé en biotite. Rock et al. (1991) mentionnent que les lamprophyres sont un terme général désignant des roches alkalines et généralement porphyrique où les macrocristaux (phénocristaux \pm xénocristaux) sont essentiellement composés de phases mafiques. Ceci diffère de la texture équigranulaire dominante pour cette phase et pour les rares phénocristaux de plagioclase. Dans cette optique, nous utiliserons donc la nomenclature « diorite » afin d'éviter la confusion avec les autres unités lamprophyriques, nettement plus mafiques et alcalines, décrites plus loin.

3.2.1.8 Diorite à grain moyen (I2Jb)

Similaire aux deux phases précédentes, cette diorite (échantillons I-013-05; I-001-06; MIN-003-06) est principalement observée dans l'extrême ouest du décapage principal, où elle prend la forme d'un lambeau irrégulier spatialement associé à des zones de cisaillement E-O secondaires. Elle se distingue de la phase précédente par une granulométrie plus grossière (2-3 mm), par un rapport hornblende/biotite plus élevé et par la présence de jusqu'à 10% de fragments millimétriques à centimétriques, essentiellement de composition basaltique. On y retrouve localement jusqu'à 5 % de phénocristaux de feldspaths.

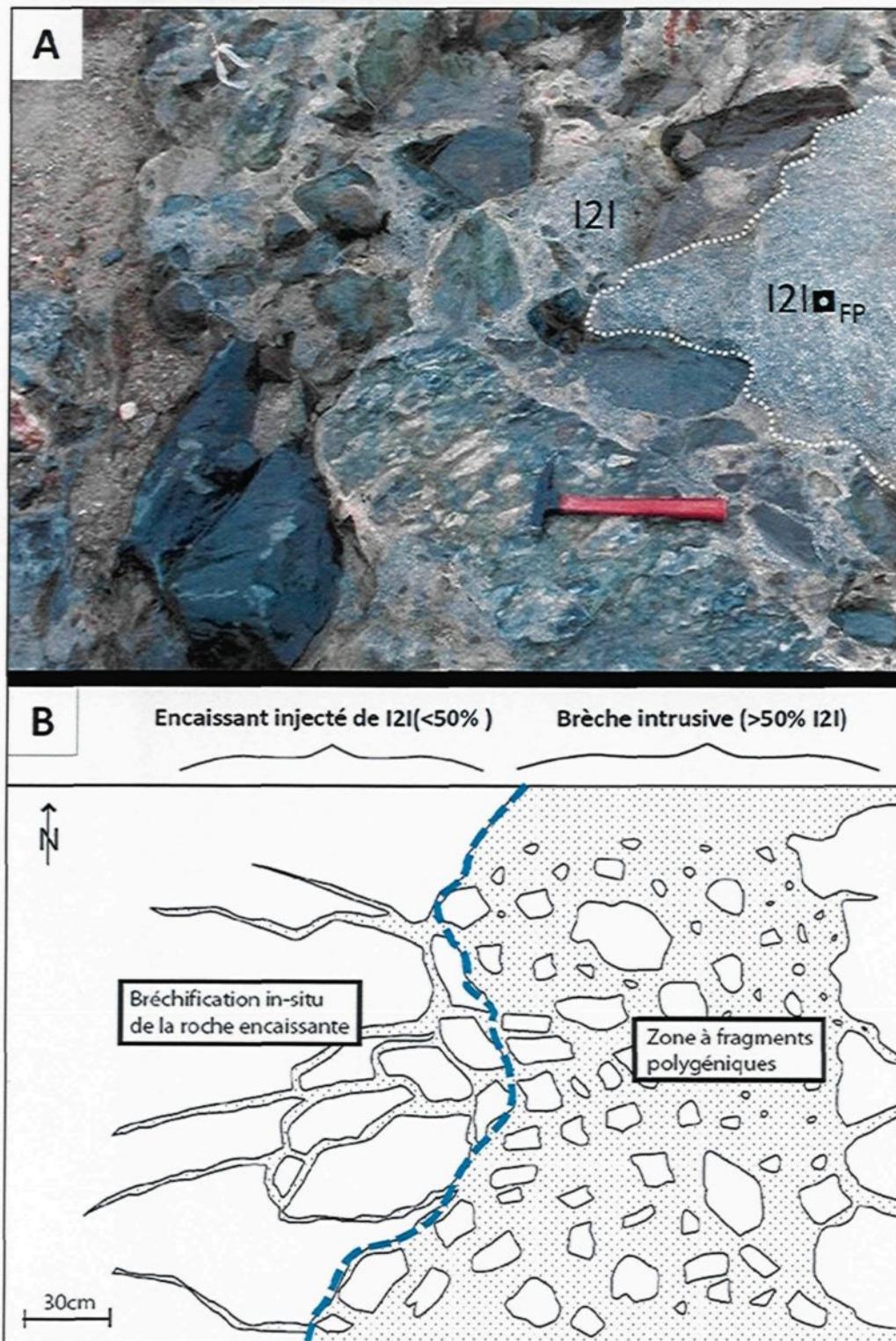


Figure 3.9 : Aspect général et délimitation des limites de la brèche intrusive. A) Brèche intrusive à fragments polygéniques. Notez les contacts progressifs avec la diorite quartzifère porphyrique (I2I_{FP}) qui moulent les fragments de la brèche (extrême droite de la photo). B) Schématisation idéalisée de la limite arbitraire des contacts de la brèche intrusive.

3.2.1.9 Monzodiorite quartzifère (I2G)

Cette unité (échantillon I-012-05) se retrouve presque exclusivement sous forme de petits dykes aplitiques rosés d'orientation NE. Ces dykes recoupent toutes les lithologies rencontrées sauf la veine #5 ainsi que les lamprophyres et la syénite quartzifère où aucune relation de recouplement n'a pu être observée. Ils sont affectés par un déplacement dextre à l'approche de la zone de cisaillement. Les dykes les plus larges (≤ 40 cm) montrent une granulométrie plus grossière (1-2 mm) et une texture équigranulaire. La minéralogie est caractérisée par une abondance de quartz d'environ 20%. Les minéraux mafiques sont exclusivement composés de cristaux idiomorphes de chlorite, bien qu'aucune fabrique ne soit présente dans la roche. Ceci contraste avec les autres phases intrusives où la partie mafique est clairement dominée par la biotite et les amphiboles. Ceci peut s'expliquer par une concentration élevée en H₂O au sein de ce magma. La coloration au cobaltinitrite montre une abondance de feldspath potassique avoisinant les 15%.

3.2.1.10 Lamprophyre mafique (I3O)

Cette lithologie (échantillon MIN-003-05) n'a été observée que dans l'extrême ouest du décapage où elle se présente sous la forme d'un mince dyke massif d'environ 15 cm de largeur, de couleur noire, au sein d'un petit cisaillement subsidiaire à la zone de cisaillement principale. Ce dyke n'est pas visible sur la carte géologique à la figure 3.1 mais sa position est illustrée à l'annexe 1B. De plus, son aspect mégascopique est visible

à la figure 4.3, où sa relation avec le régime de déformation lors de sa mise en place est abordée. Il se compose d'environ 60% de phlogopite et de quelques cristaux d'amphibole avec près de 20% de matériel quartzo-feldspathique interstitiel. On y retrouve également environ 10% de carbonates disséminés sur l'ensemble de l'échantillon ou en veinules de tension. On peut y voir environ 5% de bâtonnets de tourmaline ne démontrant aucun alignement préférentiel. Il n'est pas clair si la présence de carbonate et de tourmaline est attribuable à la composition du magma ou à la coexistence avec une phase fluide. Aucune évidence de déformation n'est observée au sein de l'échantillon. Les phases opaques (environ 5%) sont dominées par des grains de magnétite et de pyrite idiomorphes et se retrouvent au sein de toutes les phases minérales sans contrôle apparent par des microfractures.

3.2.1.11 Lamprophyre ultramafique (I4O)

Ce type de lamprophyre (échantillons MIN-004-05; MIN-005-05; SH-006-05; SH-008-05; SH-009-05) est retrouvé à l'extrême est du décapage et se distingue de ceux décrits précédemment par l'absence de matériel quartzo-feldspathique et de minéraux opaques dans les échantillons non déformés. La minéralogie est composée de 20 à 30% de phénocristaux de pyroxènes de composition indéterminée baignant dans une pâte composée exclusivement de phlogopite. Le quartz apparaît sous forme de veinules, souvent accompagné de pyrite fine (jusqu'à 10%) pour les échantillons montrant un certain degré de déformation. Ceci s'accompagne également d'une destruction partielle des phénocristaux et d'une chloritisation plus ou moins intense de la phlogopite.

3.2.1.12 Syénite quartzifère (I2C)

L'échantillon MIN-002-06 (figure 3.10) a été prélevé dans la partie centrale du décapage et au cœur de la zone de cisaillement, à moins d'un mètre de la veine #5, dans une phase intrusive leucocratique initialement interprétée comme appartenant aux dykes tonalitiques retrouvés de part et d'autre. Cet échantillon avait été prélevé dans le but

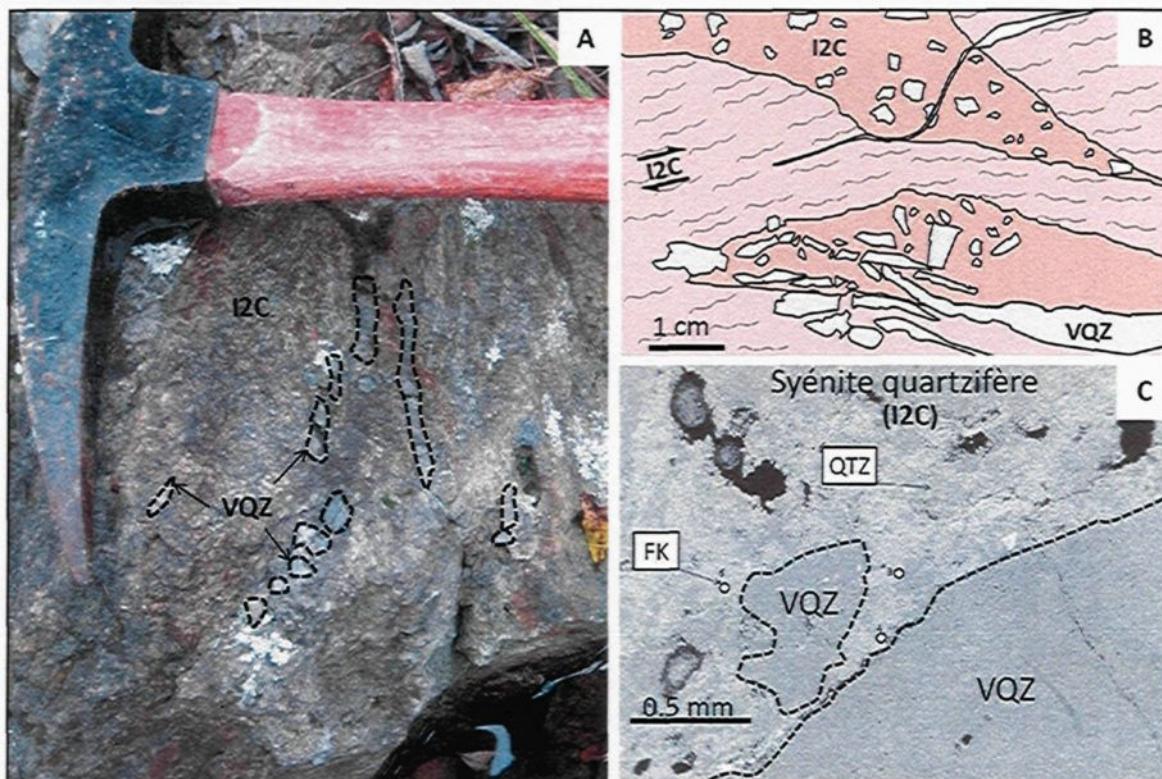


Figure 3.10 : Phase de syénite quartzifère (I2C) tardive bréchifiant et recoupant une veinule de quartz (VQZ) en bordure de la veine #5. A) Aspect mégascopique des fragments de veinules de quartz au sein de I2C. B) Schématisation d'une des lames minces de l'échantillon MIN-002-06 montrant la bréchification de VQZ par une injection de I2C non déformée recoupant son équivalent cisaillé (plus pâle). C) Vue au binoculaire de la phase de I2C bréchifiant des fragments de VQZ (gris moyen uniforme). Les analyses à la microsonde (points blancs) ont permis d'identifier une matrice composée d'une proportion similaire de cristaux de feldspath potassique (FK, gris pâle) et de quartz (QTZ, gris moyen).

d'étudier les indicateurs cinématiques dans une phase intrusive déformée. Les observations de la lame mince ont toutefois démontré une relation pouvant suggérer un synchronisme avec l'hydrothermalisme. Ceci est en opposition avec la période de mise en place interprétée pour la phase tonalitique. On y observe un matériel à grain très fin, de couleur gris-beige rosé, sans foliation apparente, recouplant et bréchifiant des fragments de veinules de quartz (figure 3.10). L'analyse subséquente de cette phase à la microsonde de l'Université Laval (données à l'annexe 5) a révélé une minéralogie dominée par le feldspath potassique et le quartz. La granulométrie très fine de cette phase ne permet cependant pas de bien distinguer l'abondance réelle du quartz et des différents feldspaths. La partie affectée par le cisaillement est quant à elle plus grossière et sa minéralogie largement dominée par des grains millimétriques de feldspath rosé, également identifiés comme étant du feldspath potassique à l'aide de la microsonde. On y retrouve également jusqu'à 20% de chlorite. Étant donné ces variations minéralogiques entre les différentes parties de la lame mince et les incertitudes reliées aux abondances réelles de chaque phase minérale, le terme de terrain « syénite quartzifère » a été utilisé. Cette nomenclature est utilisée à la figure 3.10, mais il est nécessaire de considérer d'autres hypothèses pouvant expliquer la relation observée, comme une zone d'altération à quartz et feldspath potassique affectant une tonalite déformée ou encore une pegmatite cataclasée au sein du cisaillement. Ces hypothèses et leurs implications seront discutées au chapitre 6. Étant donné les similitudes mégascopiques avec la phase tonalitique, la présence d'une aire sans affleurement en bordure du site d'échantillonnage et la complexité reliée à la zone de cisaillement, aucun contact net n'a pu être documenté pour cette unité. Elle semble toutefois confinée à la zone de cisaillement car les échantillons

des phases leucocratiques de part et d'autre du cisaillement (I-005-05 et I-014-05) sont bien de composition tonalitique selon les études minéralogiques et géochimiques. La position de l'échantillon est visible à l'annexe 1B

3.2.2 Éléments majeurs

La comparaison des valeurs de Al_2O_3 par rapport aux concentrations de CaO , Na_2O et K_2O indique que tous les magmas du CBI, à l'exception de la phase de hornblendite (I4A), ont un caractère métalumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). La figure 3.11 montre la teneur en éléments alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction de la silice des diverses phases intrusives échantillonnées, ainsi que leurs équivalents déformés et altérés. La position des échantillons sur le graphique indique que l'enrichissement en éléments alcalins n'est pas relié à la teneur en silice. Les diorites porphyriques à feldspaths (I2J_a) sont les plus appauvries en éléments alcalins. Les phases tonalitiques (I1D) et à diorite quartzifère à porphyres de feldspath (I2I_{FP}) se retrouvent sur une droite d'enrichissement similaire, avec une composition nettement sub-alcaline. La matrice de la brèche polygénique (I2I) et les phases dioritiques équigranulaires (I2Ja, I2Jb) montrent une position similaire sur le graphique, chevauchant la limite des champs alcalins et sub-alcalins. La matrice de la brèche présente une teneur en Na_2O avoisinant les 6%, ce qui laisse supposer l'importance de l'albite au sein de la proportion totale de feldspaths. Ceci se manifeste parfois par une partie secondaire sous forme de couronne albitique autour des grains de plagioclase préexistants. L'échantillon d'hornblendite (I4A) et celui de monzodiorite quartzifère (I2G) chevauchent également cette limite de champ, mais avec

des teneurs en silice beaucoup moins et beaucoup plus importante respectivement. Les échantillons provenant de lamprophyre plus ou moins déformé se démarquent par leur caractère clairement alcalin. Ce type de diagramme permet de bien différentier cette phase intrusive des échantillons de schistes à chlorite (figure 3.3) au sein dans la zone de cisaillement. Deux échantillons minéralisés (MIN-006-05 et MIN-003-06) en bordure de la veine principale proviennent d'une zone complexe de phases intrusives altérées et déformées. Ces échantillons montrent des similitudes pétrographiques avec les phases de diorite à phénocristaux de feldspaths et les diorites équigranulaires mais leur position sur le graphique indique clairement l'effet d'un métasomatisme alcalin. Ces caractéristiques seront reprises plus en détail dans le chapitre portant sur l'altération et la minéralisation.

3.2.3 Éléments terres rares et traces

3.2.3.1 Éléments du groupe des terres rares (ETR)

La figure 3.12 illustre les enveloppes de spectres des ETR normalisés pour les échantillons « frais » des diverses lithologies analysées. Certaines lithologies d'affinités similaires ont été regroupées afin d'alléger la figure. Au besoin, les valeurs en ETR normalisés pour chaque échantillon de chaque lithologie sont visibles dans les graphiques 3.13 à 3.16, qui incluent l'ensemble des éléments traces, et les valeurs brutes sont présentées à l'annexe 3B. Plusieurs caractéristiques intéressantes illustrées sur la figure 3.12 sont cohérentes avec les observations de terrain. Tout d'abord, la majorité des phases intrusives possède un spectre fortement fractionné avec un enrichissement

considérable en ETR légères et un rapport normalisé $(\text{La/Lu})_N$ pouvant atteindre 35.1.

Ces caractéristiques ont été répertoriées pour les suites magmatiques tardives en Abitibi (Feng and Kerrich 1992). L'unité de diorite à phénocristaux de feldspath

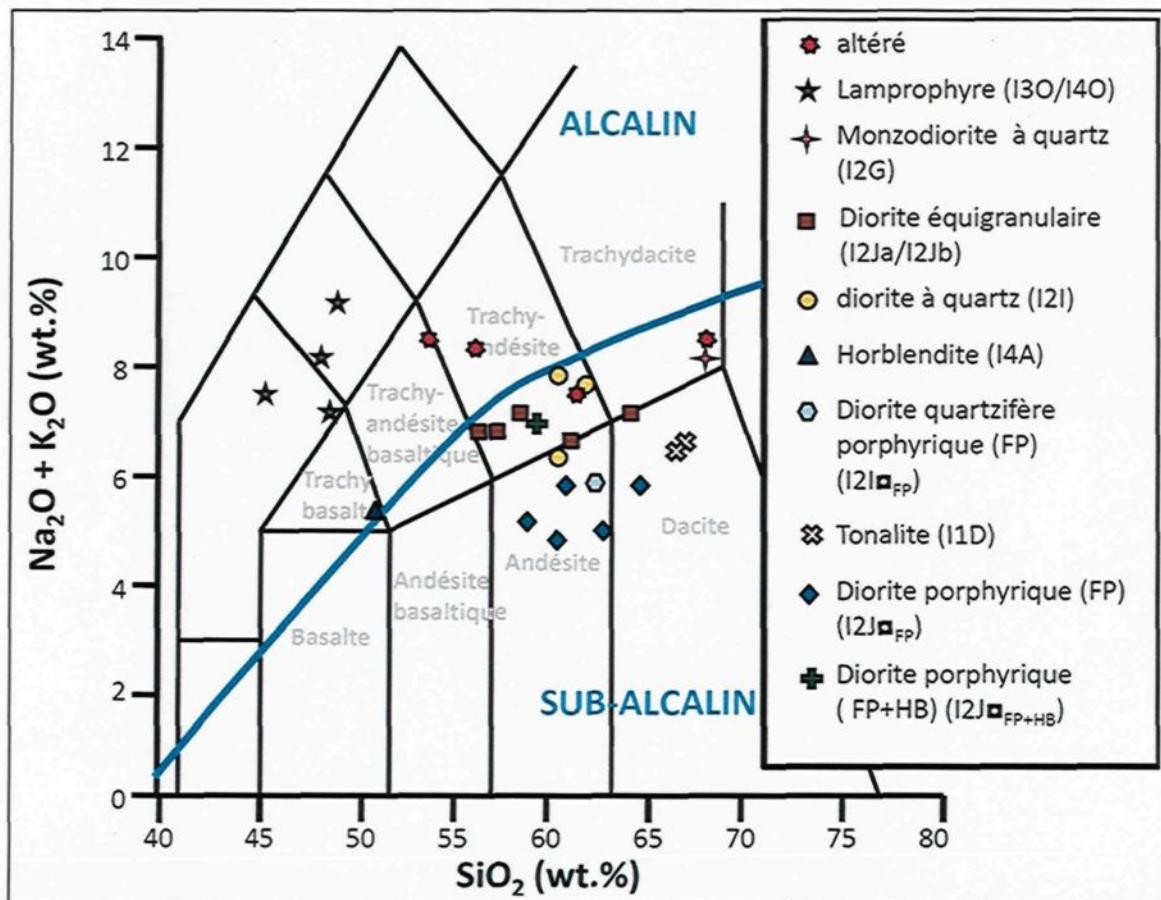


Figure 3.11 : Diagramme binaire des concentrations en éléments alcalins versus la teneur en silice des diverses unités intrusives (FP=feldspath, HB=hornblende). La position des champs est tirée de LeBas et al. (1986) et la ligne de partage entre alcalin et sub-alcalin est tirée de Irvine et Baragar (1971).

et hornblende (I2J $\square_{\text{FP+HB}}$) est la seule phase intrusive, autre que le lamprophyre (I4O), à présenter un spectre nettement moins fractionné ($(\text{La/Lu})_N = 1,9$). Elle est d'ailleurs la phase qui a enregistré le mieux la déformation régionale, rendant ainsi difficile toute affiliation magmatique avec les autres phases du CBI. Certains échantillons provenant de

l'unité dioritique à phénocristaux de feldspaths (I2J_{FP}) ont également enregistré les influences de la déformation régionale. Ces phases ont toutefois un spectre des ETR normalisé plus fractionné que l'unité précédente et pourraient représenter les premières phases associées au CBI. L'échantillon le plus fractionné correspond au dyke de monzodiorite quartzifère (I2G) avec rapport $(\text{La/Lu})_{\text{N}}$ de 35.1. L'ensemble des phases intrusives équigranulaires du CBI, à l'exception du lamprophyre et de la tonalite, montrent un fractionnement des ETR sensiblement du même ordre. La similitude entre les spectres normalisés est en accord avec les similarités mégascopiques et pétrographiques entre ces unités, de même qu'avec la chronologie interprétée de mise en place des diverses phases du CBI (section 3.3). La minéralogie semble également exercer un certain contrôle sur les ETR. En effet, la phase tonalitique est celle qui présente la moins grande concentration en minéraux mafiques ainsi que l'enveloppe de spectres la moins enrichie en ETR, particulièrement au niveau des ETR légères (figure 3.12). Toutefois la pente de leurs terres rares lourdes est similaire à celles des échantillons les plus fractionnés. La hornblende, qui possède un coefficient de partage élevé en particulier pour les ETR moyennes et lourdes (Pearce et Norry, 1979; Watson et Harrison, 1983) pourrait en partie expliquer l'enrichissement de ces éléments pour les phases plus mafiques du CBI. L'échantillon de hornblendite (I4A) possède d'ailleurs le plus fort enrichissement en ETR légères (données : annexe 3). La présence de minéraux tels que l'apatite, la titanite et le zircon peut également contrôler la concentration en ETR (Le Marchand et al., 1987). Les lamprophyres sont les unités intrusives possédant le spectre le plus distinct. Leur spectre montre un enrichissement des ETR lourdes par rapport aux ETR légères, ce qui diffère grandement des spectres fortement fractionnés normalement

observés pour les lamprophyres à travers le monde (Taylor et al., 1994). L'échantillon de lamprophyre mafique se distingue des lamprophyres ultramafiques par des valeurs normalisées globalement plus élevées et par une forme plutôt en « U » du spectre. Un spectre similaire avait été observé pour le basalte de type II mais le lamprophyre mafique s'en distingue par une concentration plus importante en ETR lourdes. Les éléments traces, tels que démontrés à la section suivante, offrent d'autres arguments permettant de raffiner la distinction entre les unités intrusives.

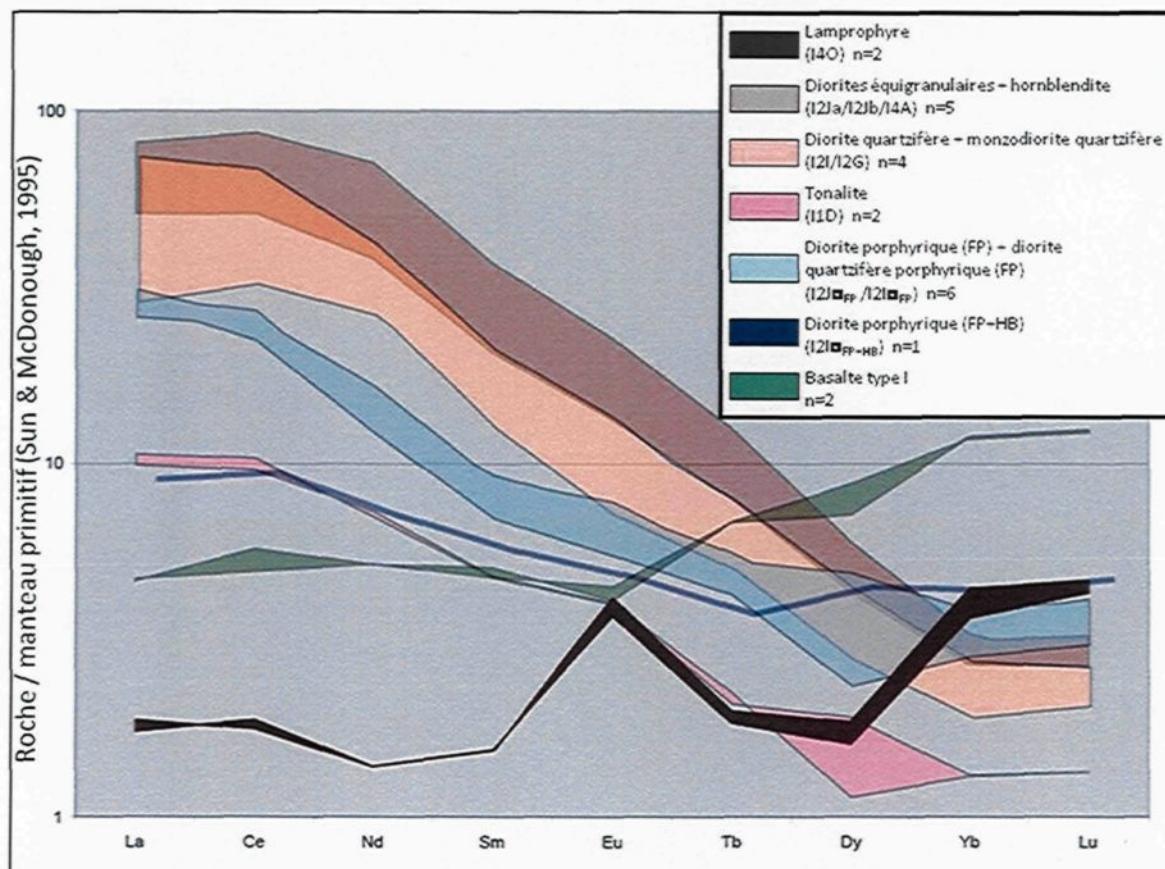


Figure 3.12 : Diagramme des signatures en terres rares des phases intrusives « fraîches ». Le spectre du basalte de type I est ajouté à titre comparatif. (FP=feldspath, HB=hornblende).

3.2.3.2 Éléments traces

Les diagrammes multi-éléments offrent un outil supplémentaire, lorsque les spectres des ETR et les caractéristiques pétrographiques s'avèrent inefficaces pour discriminer les différentes lithologies analysées. Les figures 3.13 à 3.16 montrent les diagrammes multi-éléments des roches felsiques, intermédiaires à mafiques, porphyriques et lamprophyriques. On remarque que la plupart des unités intrusives, à l'exception de certaines unités porphyriques et des lamprophyres, possèdent des anomalies négatives marquées en Ta et Ti, caractéristiques des magmas générés en environnement de supra-subduction (Pearce 1982). La grande similitude entre les spectres des phases I2I, I2Ja, I2Jb, I2G et I4A témoigne d'un lien génétique (figures 3.12; 3.13; 3.15). La phase tonalitique (I1D : figure 3.13) présente également des anomalies négatives, quoique moins évidentes, en Ta et Ti pouvant suggérer jusqu'à un certain point un environnement de formation similaire aux phases précédentes. Il est toutefois facile de cerner cette phase sur une base géochimique. Outre les différences au niveau des ETR, cette lithologie se démarque par une concentration moins importante en Ba, Th et U. Le caractère leucocratique de cette phase peut expliquer en partie les variations géochimiques avec les autres phases intrusives. Les unités porphyriques (I2J \square_{FP+HB} ; I2J \square_{FP} ; I2I \square_{FP} : figure 3.14) présentent un spectre très similaire d'un échantillon à l'autre. Ils se distinguent des lithologies décrites précédemment par l'absence d'anomalies négatives significatives en Ta et Ti et par un spectre globalement plus plat. À noter que ces phases sont les seules à présenter systématiquement un enrichissement en Au. Elles sont par contre les seules (sauf I2I \square_{FP}) à avoir enregistré la fabrique Sp associée à la déformation régionale.

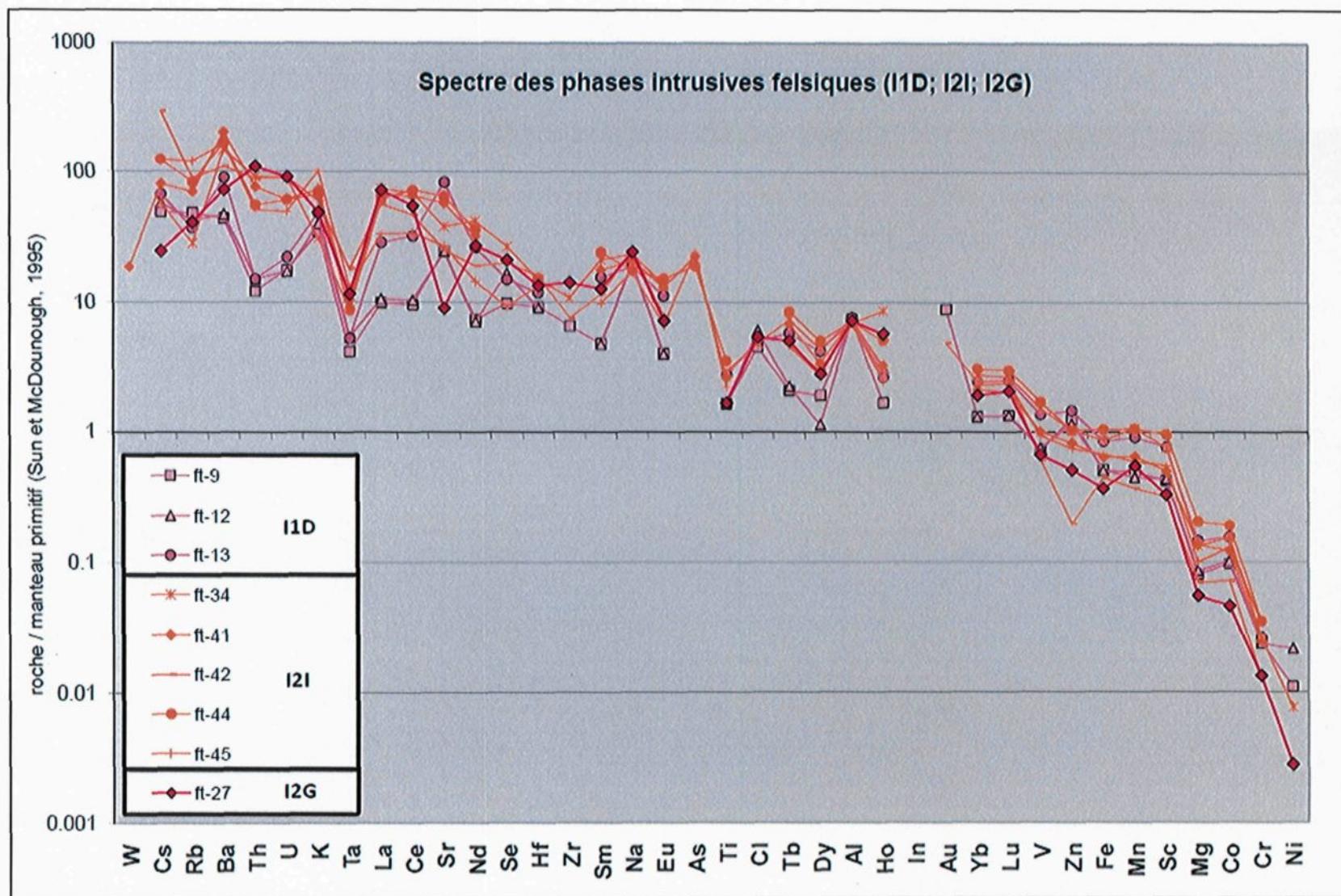


Figure 3.13 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives felsiques.

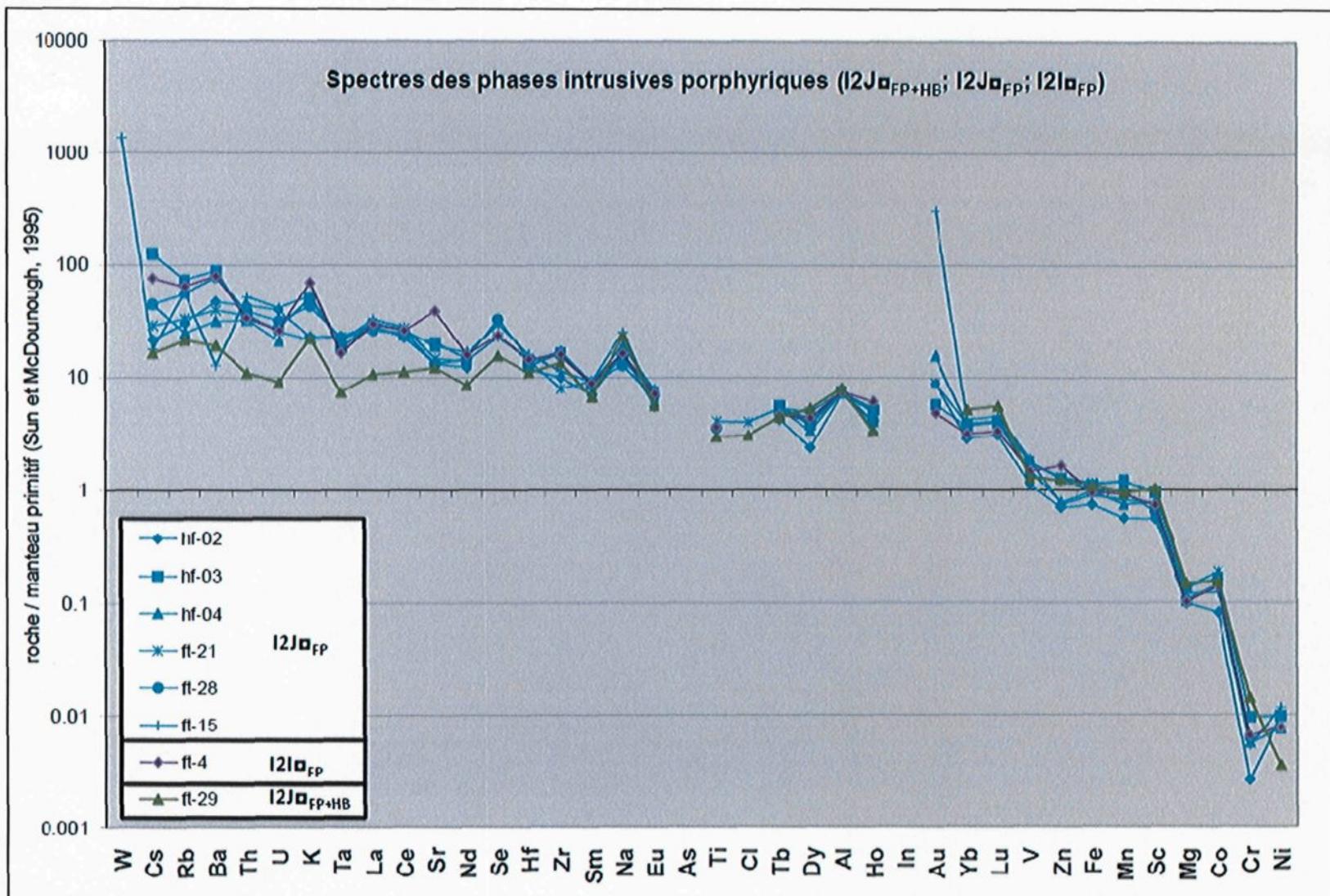


Figure 3.14 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives porphyriques en feldspaths (FP) et hornblende (HB).

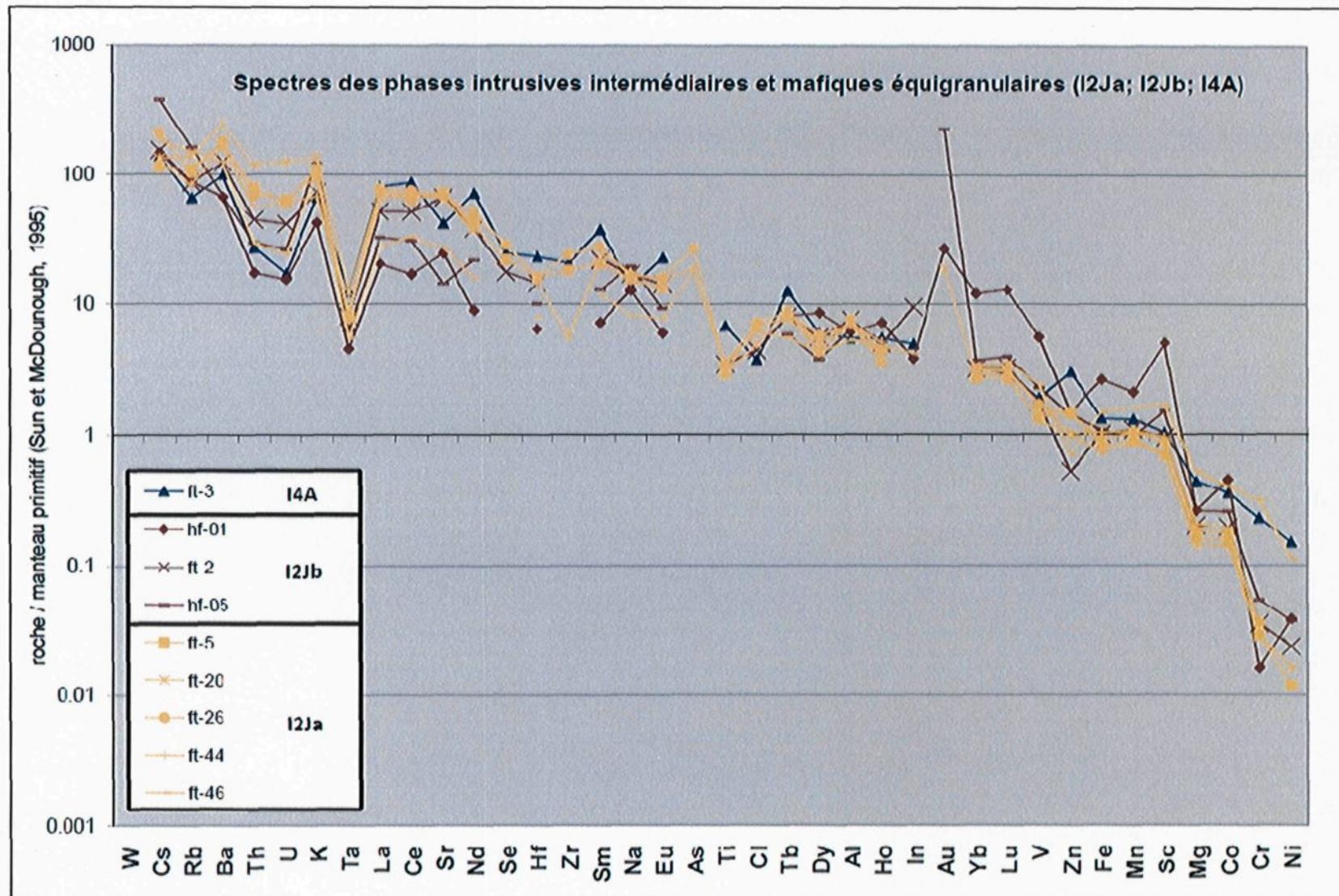


Figure 3.15 : Diagramme multi-éléments des phases intrusives équigranulaires intermédiaires à mafiques.

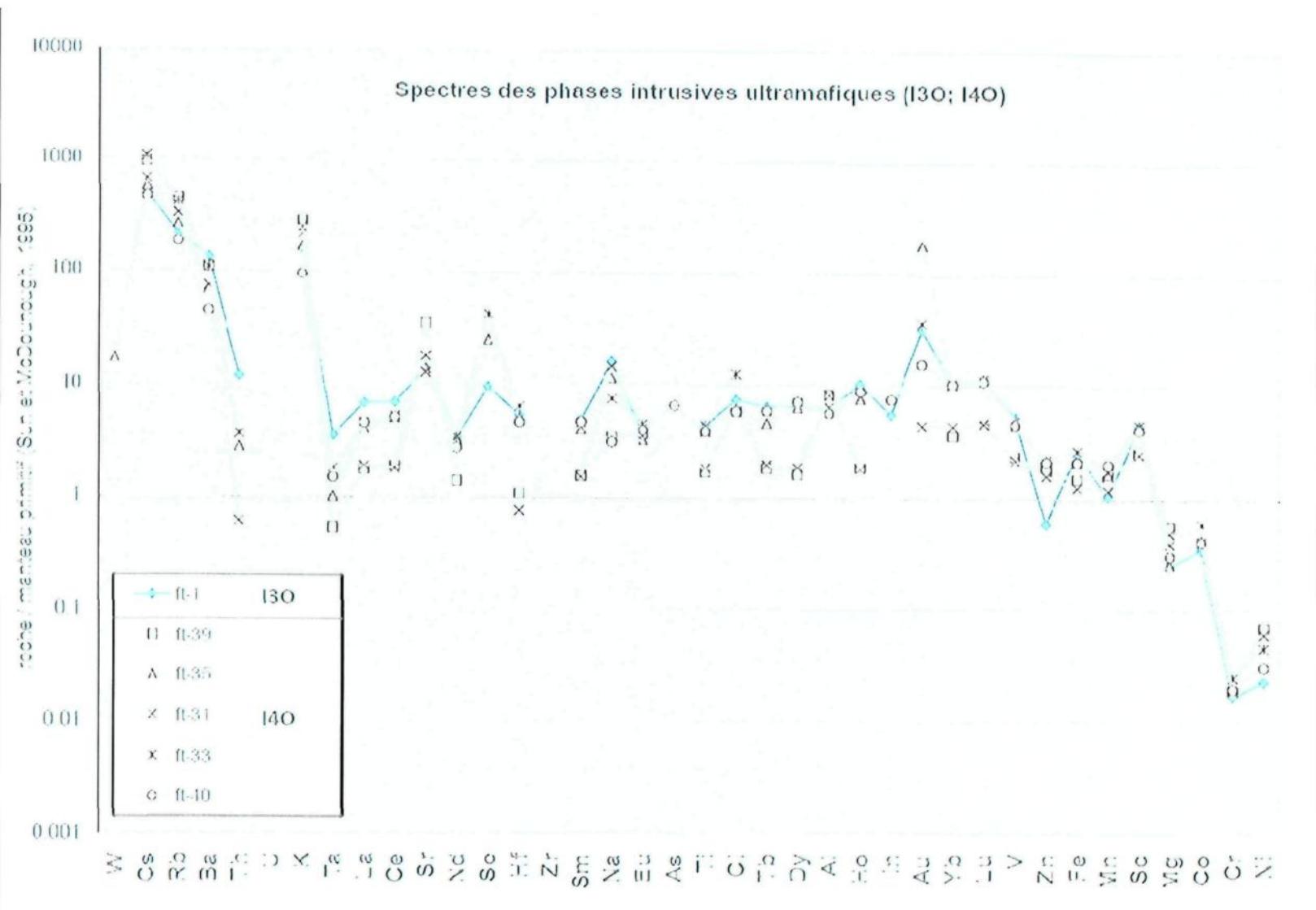


Figure 3.16 : Diagramme multi-éléments des phases ultramafiques.

L'interprétation des données de la phase I2I_{FP} est quelque peu problématique. Elle possède un spectre multi-éléments quasi identique aux autres phases porphyriques à l'exception d'une faible anomalie positive en Sr. Toutefois, l'absence évidente de déformation, la minéralogie et la granulométrie légèrement plus importante de la pâte se rapprochent nettement plus des caractéristiques de la pâte de la brèche intrusive (I2I). Le groupe des lamprophyres possèdent également un spectre multi-éléments distinct (figure 3.16). Les échantillons de lamprophyre ultramafique (I4O) « frais » (ft-39; ft-31) présentent des variations (principalement au niveau des ETR et de l'or) avec leurs équivalents plus déformés et altérés (ft-33; ft-35; ft-40). Les valeurs anomalies en or combinées à un gain en ETR pour ces échantillons altérés n'est toutefois pas un phénomène observé pour la majorité des autres lithologies du secteur. L'échantillon de lamprophyre mafique (I3O : ft-1) possède toutefois un enrichissement en or et spectre similaire aux échantillons altérés de lamprophyre ultramafiques mais s'en distingue par l'absence de déformation. Si leur similarité au niveau des ETR est attribuable à un fluide hydrothermal, il devient alors probable que le fluide et le lamprophyre mafique soient synchrones. Ces éléments seront discutés au chapitre 5.

Les lamprophyres sont les seules phases à présenter un enrichissement aussi important en LILE et K. Une exception notable est l'échantillon de komatiite recristallisée (SH-007-05) en bordure d'un lamprophyre ultramafique (SH-006-05). Il montre des enrichissements similaires en LILE, accompagnés d'un enrichissement en Au d'environ 100 fois les valeurs du manteau primitif, sans être injectés de veines de quartz. Ceci démontre que les LILE, considérés comme facilement mobilisables, s'avèrent tout

de même utiles pour reconnaître certaines phases comme les lamprophyres. Cet enrichissement peut même être perceptible dans les roches aux contacts ayant subi l'influence thermique de ces magmas alcalins. L'étendue de ce phénomène semble toutefois restreinte.

3.2.4 Interprétation

Au moins 12 phases intrusives distinctes sont répertoriées sur le décapage principal. Ces phases varient de felsique à ultramafique et occupent généralement une faible superficie (dykes, petites injections irrégulières). La pâte de la brèche intrusive polygénique (I2I) est la phase intrusive la plus volumineuse et représente la seule phase intrusive observée sur le décapage plus au sud (voir figure 3.1). Deux groupes peuvent être circonscrits en relation avec le métamorphisme régional.

- 1) Le premier groupe comprend les unités I2J \blacksquare_{FP+HB} et I2J \blacksquare_F : elles sont les seules phases à être affectées par la déformation régionale et le métamorphisme associé.
- 2) Le second groupe, qui inclut toutes les autres phases, possède des textures et une minéralogie représentatives d'une mise en place postdatant le pic métamorphique.

3.3 CHRONOLOGIE RELATIVE

L'établissement d'un cadre de chronologie relative à partir des relations de terrain représente une étape cruciale afin d'évaluer le rôle du magmatisme sur la minéralisation

aurifère. En effet, aucun rôle génétique ne peut être attribué à l'intrusion si l'ensemble des observations indique que sa mise en place et celle de la minéralisation sont deux événements clairement séparés dans le temps. La cartographie de détail est indispensable afin de répertorier l'ensemble des relations permettant d'établir la chronologie relative. Le tableau 3.2 présente la synthèse des observations de terrain. Les relations chronologiques invoquées dans ce tableau sont représentées par des chiffres et des symboles dans des cases. Leur position dans le tableau indique que l'unité sur l'axe horizontal est plus jeune que celle sur l'axe vertical. Ces relations sont de 4 différents types et ont été établies de la façon suivante.

- 1) Par des relations de recouplement ou d'inclusion entre les phases intrusives. Le chiffre dans la case fait référence à une relation où la lithologie correspondante sur la ligne dans le haut du tableau est plus jeune que celle dans la colonne à gauche du tableau. Cette relation est alors illustrée et expliquée à l'annexe 6 où elle est également localisée sur le décapage.
- 2) Par l'intermédiaire d'un élément structural (S). Par exemple, les phases affectées par la déformation régionale (et le métamorphisme associé) sont clairement plus vieilles que les autres.
- 3) Par la signature géochimique (G). Les unités les plus précoces présentant généralement des spectres des ETR moins fractionnés que les unités plus jeunes. Cette présomption n'est faite que pour tenter de préciser la chronologie entre les phases affectées par la déformation régionale mais corrobore généralement bien avec les 2 autres types de relation décrits ci-haut.

4) Par interprétation de relation indirecte (I). Par exemple, si A est plus jeune que B et que B est plus jeune que C, alors A est plus jeune que C ($A < B < C$). Ceci est nécessaire car les différentes phases ne sont pas toutes en contact les unes avec les autres.

Les relations de chronologie relatives observées sur le décapage et représentées par les numéros dans le tableau 3.2 sont illustrées et décortiquées au tableau 3.3, où leur localisation est indiquée à l'aide des zones noires au sein des carrés de 25m x 25m appartenant à la maille arpentée (coordonnées UTM Nad83, zone 18) illustrée sur la carte à l'annexe 6. La position des secteurs d'observation sur le décapage principal est également illustrée sur la carte à l'annexe 6.

Le symbole de « ? » signifie qu'aucune relation chronologique n'a pu être interprétée entre les deux phases. Parfois, les relations observées peuvent suggérer une proximité temporelle entre les phases magmatiques. Tel est le cas pour certaines unités démontrant communément un contact graduel entre elles (figure 3.9A), générant ainsi une phase « hybride » sur quelques centimètres. Il est également possible d'observer des relations chronologiques contradictoire entre 2 mêmes phases à différents endroits sur le décapage, suggérant qu'elles s'entrecoupent dans le temps. Ceci se visualise sur le tableau 3.2 par des numéros d'observation de part et d'autre de la diagonale marquée par les « X ». De plus, certaines phases présentent localement des morphologies suggérant le mélange de phases magmatiques non consolidées (figure 3.17) ce qui milite également pour une coexistence temporelle entre différents magmas.

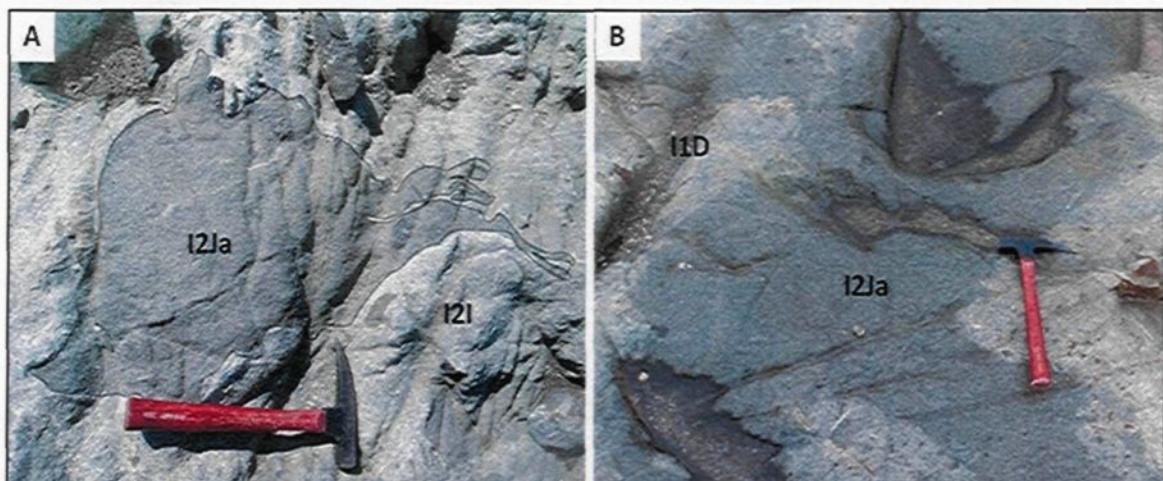


Figure 3.17 : Évidences de mélanges magmatiques. A) Fragment amiboïde étiré de diorite (I2Ja) dans la matrice intrusive de la brèche (I2I). B) Injection de I2Ja de forme irrégulière dans I1D. L'absence de fabrique planaire et de déformation du quartz de I2Ja, observée au binoculaire, indique que la géométrie d'apparence plissée est causée par l'injection dans un magma non consolidé.

Tableau 3.2 : Relations de chronologie relative des phases intrusives répertoriées sur le décapage principal.

		I2J _{FP+HB}	I2J _{FP}	I1D	I4A	I2I _{FP}	I2I	I2Ja	I2Jb	I2G	I3O	I4O	I2C*
+ vieux	I2J _{FP+HB}	X	(G)	(S)	(S)	(S)	(S)	(S)	(S)	(S)	(S)	(S)	(S)*
	I2J _{FP}		X	(S)	(S)	12	12	(I)	(I)	10	(S)	(S)	(S)*
	I1D			X	?	?	3; 4; 8	4	11	4	?	(I)	(S)*
	I4A				X	?	11	(I)	(I)	(I)	?	(I)	(S)*
	I2I _{FP}					X	6; 12	1	(I)	1	?	(I)	(S)*
	I2I					6; 9	X	5	2	1; 2; 4; 10	?	10	(S)*
	I2Ja						7	X	?	1	?	?	(S)*
	I2Jb								X	2	?	?	(S)*
	I2G									X	?	?	(S)*
	I3O										X	?	?
	I4O											X	?
+ jeune	I2C*												X

Les numéros font référence à une relation de recouvrement ou d'inclusion et sont présentés au tableau 3.3. (G) représente une interprétation basée sur les signatures géochimiques, (S) sont les interprétations tirées de relations avec un élément structural et (I) représentent les interprétations de relations indirectes. La relation indique que l'unité sur l'axe horizontal est plus jeune que celle sur l'axe vertical.

* : l'interprétation de la chronologie relative basée sur la structure n'est valable que s'il s'agit réellement d'une injection de syénite quartzifère à grain fin recoupant le cisaillement (voir discussion au chapitre 6)

Tableau 3.3 : Position et interprétation des relations de chronologie relative répertoriées sur le décapage principal.

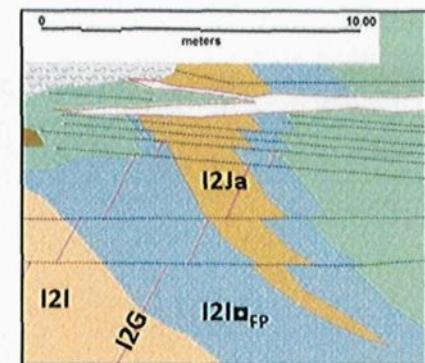
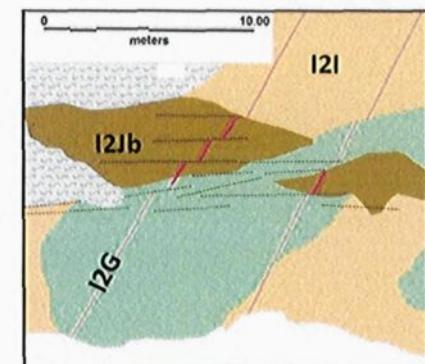
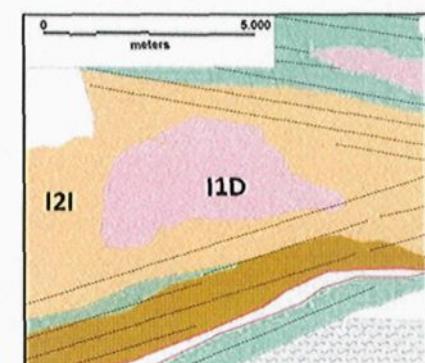
site	Localisation	Observation	Interprétation	Figure
1)	289275E 5332300N	Dyke de tension I2Ja injecté dans dyke I2I \blacksquare_{FP} ; dykes d'aplite I2G recoupent toutes les lithologies	$I2G < I2Ja < I2I \blacksquare_{FP}$ $I2G < I2I$	
2)	289250E 5332300N	Dyke I2Jb injecté dans cisaillement subsidiaire et recouplant I2I; recoupés par dykes d'aplite I2G	$I2G < I2Jb < I2I$	
3)	289375E 5332300N	Fragment de I1D entouré et injecté de I2I	$I2I < I1D$	

Tableau 3.3 (suite)

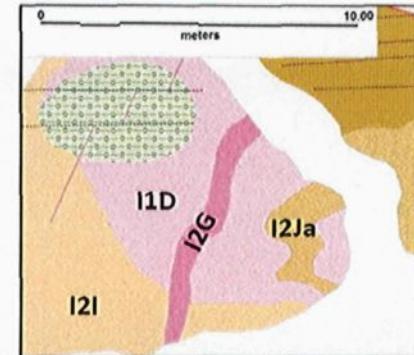
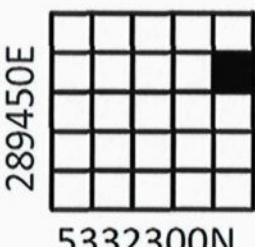
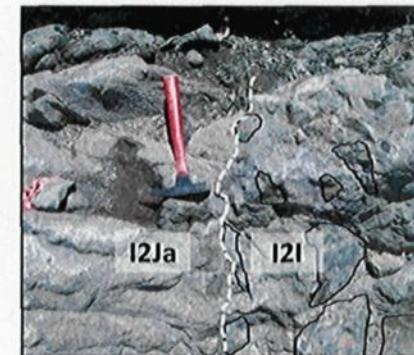
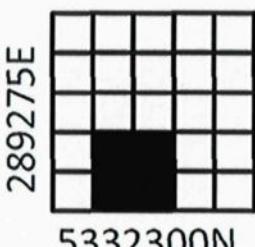
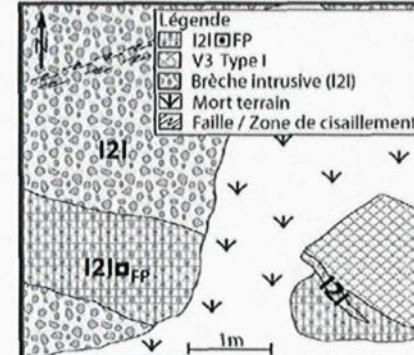
site	Localisation	Observation	Interprétation	Figure
4)	 289425E 5332275N	Dyke I2Ja recoupe I1D; I2I englobe I1D; I2G recoupe I2I et I1D	$I2G < I2I < I1D$ $I2Ja < I1D$	
5)	 289450E 5332300N	Injection I2Ja recoupe matrice et fragments de I2I	$I2Ja < I2I$	
6)	 289275E 5332300N	Dyke $I2I \blacksquare_{FP}$ recoupe I2I mais est recoupé par apophyse de I2I	$I2I \blacksquare_{FP} < I2I$ $I2I < I2I \blacksquare_{FP}$	

Tableau 3.3 (suite)

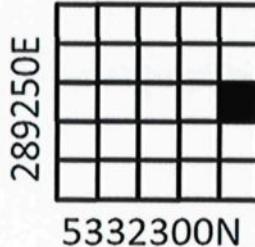
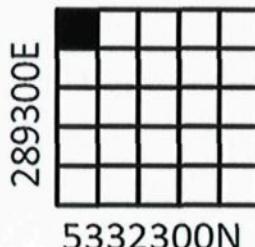
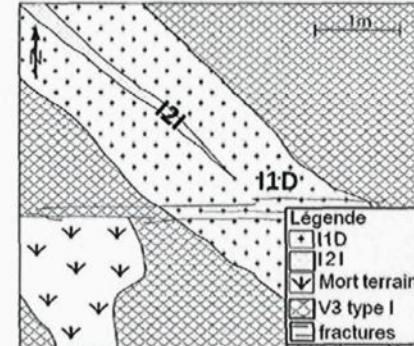
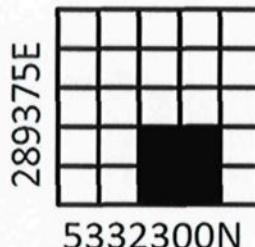
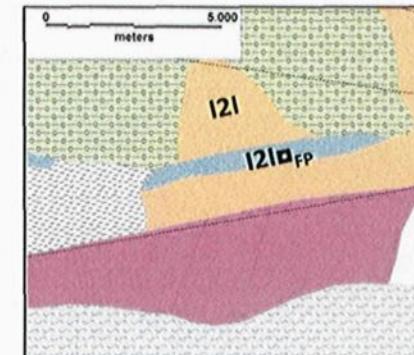
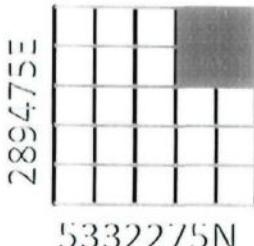
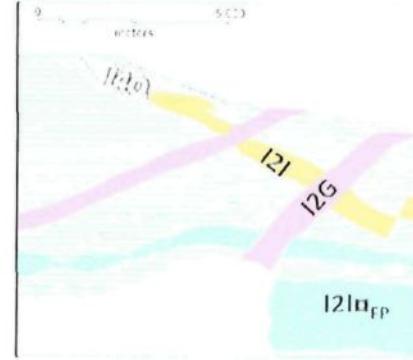
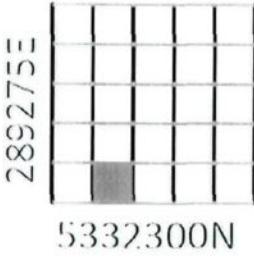
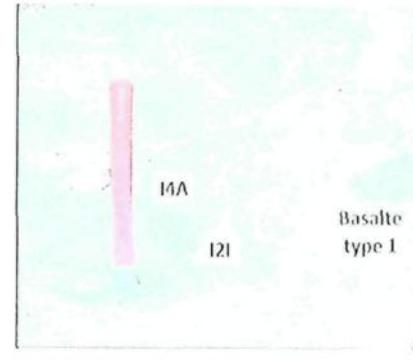
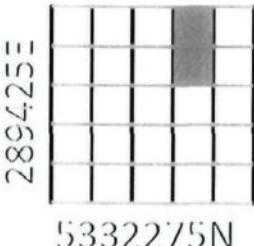
site	Localisation	Observation	Interprétation	Figure
7)	 289250E 5332300N	Fragment amiboïde de I2Ja dans I2I (mélange de magmas)	$I2I \leq I2Ja$	
8)	 289300E 5332300N	Dyke de I2I mise en place au centre de dyke de I1D	$I2I < I1D$	
9)	 289375E 5332300N	Dyke $I2I \blacksquare_{FP}$ recoupe I2I	$I2I \blacksquare_{FP} < I2I$	

Tableau 3.3 (suite)

site	Localisation	Observation	Interprétation	Figure
10)	 289475E 5332275N	2G recoupe 2I et 2J _{FP} 4O recoupe 2I	2G< 2I et 2J _{FP} 4O< 2I	
11)	 289275E 5332300N	Injection 2I recoupe dyke 4A	2I< 4A	
12)	 289425E 5332275N	Fragments 2J _{FP} à l'intérieur d'un fragment de 2I _{FP} au sein de 2I	2I< 2I _{FP} < 2J _{FP}	

3.3.1 Évolution géochronologique de secteur de la veine #5

L'intégration des observations de terrain ainsi que des données géochimiques et pétrographiques permet l'élaboration du cadre géochronologique présenté à la figure 3.18.

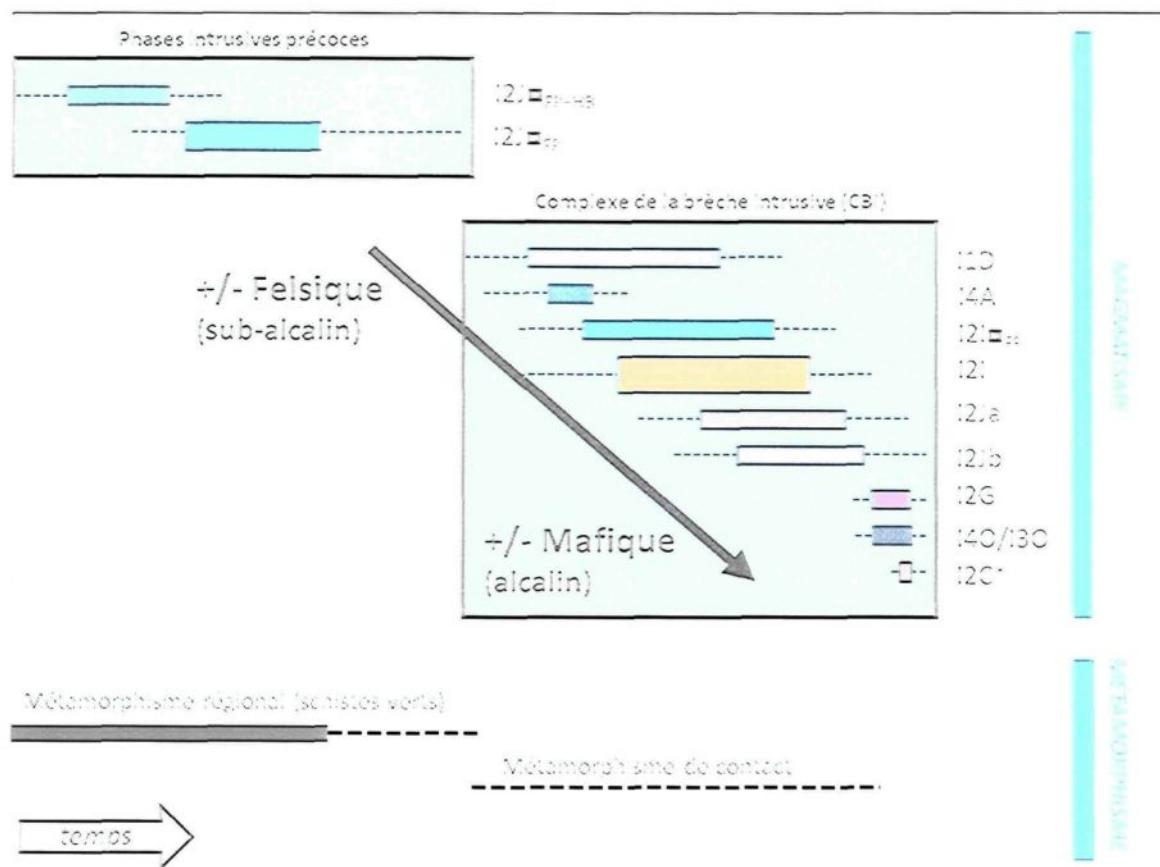


Figure 3.18 : Cadre de chronologie relative des phases intrusives.

Les diverses phases intrusives peuvent être classées en deux principaux groupes, soit les phases intrusives précoces et les phases appartenant au CBI. Cette distinction se fait à la fois grâce aux affinités géochimiques et également grâce aux relations avec la déformation régionale et le métamorphisme associé. Les deux premières phases

(I2J_{FP+HB} et I2J_{FP}), tel que mentionné précédemment, sont les seules à être clairement affectées par le métamorphisme au faciès des schistes verts associé à la déformation régionale. Leurs caractéristiques géochimiques les distinguent facilement des autres phases intrusives, notamment par l'absence d'anomalies négatives en Ta et Ti et par un enrichissement moindre en terres rares légères. Ces phases sont clairement antérieures au magmatisme associé au complexe de la brèche intrusive (CBI) et par le fait même n'ont aucun rôle actif sur la minéralisation aurifère de la veine #5. Toutes les autres phases montrent des similitudes géochimiques et des relations mégascopiques permettant d'établir un caractère co-magmatique pour la plupart d'entre elles.

Aucune des phases du CBI n'est clairement affectée par la déformation régionale et le métamorphisme régional mais plusieurs d'entre elles semblent intimement liées à la zone de cisaillement dextre. La complexité magmatique devient d'ailleurs nettement moindre en s'éloignant de la zone de cisaillement principale. Le décapage au sud du décapage principal (figure 3.1) le démontre bien, avec la diorite quartzifère (I2I) comme seule phase intrusive répertoriée. La synthèse des informations recueillies fait ressortir un certain nombre de tendances qui méritent une attention particulière à ce stade-ci.

- 1) Le CBI semble démontrer une évolution vers des phases possédant des spectres de ETR de plus en plus fractionnés (sauf pour les lamprophyres) :
- 2) Exception faite des dykes de monzodiorite quartzifère (I2G) et de syénite quartzifère (I2C), la proportion de minéraux mafiques devient généralement de

plus en plus importante au détriment du quartz, jusqu'à la mise en place des lamprophyres dans les derniers stades :

- 3) L'analyse des éléments majeurs souligne également une évolution vers des magmas plus enrichis en éléments alcalins ($K_2O + Na_2O$).

Les implications de cette évolution magmatique seront discutées au chapitre 6. Toutes les phases répertoriées sur le terrain sont antérieures à l'hydrothermalisme de la veine #5. Seule la syénite quartzifère (I2C) est potentiellement synchrone à l'hydrothermalisme, à condition que la relation de bréchification observée (figure 3.10) soit due à une injection magmatique plus tardive plutôt qu'à une zone cataclasée. Les quelques relations de chronologie contradictoires entre certaines phases (tableau 3.2) de même que les textures de mélange magmatique (figure 3.17), en particulier celle entre une phase mafique plus jeunes (I2Ja) et une phase felsique plus vieille (I1D), suggèrent qu'une grande partie des unités du CBI se sont chevauchées temporellement. Une datation par la méthode U/Pb a été effectuée sur un dyke de monzodiorite quartzifère (I2G) et a livré un âge de 2672.6 +2.1/-1.5 Ma (David et al., 2011), tel qu'illustré par le diagramme concordia à la figure 3.19. Cet âge se rapproche de l'âge maximal pour la minéralisation et représente un âge anormalement jeune pour le secteur de Val d'Or. Ces aspects seront élaborés plus en détails dans les prochaines sections.

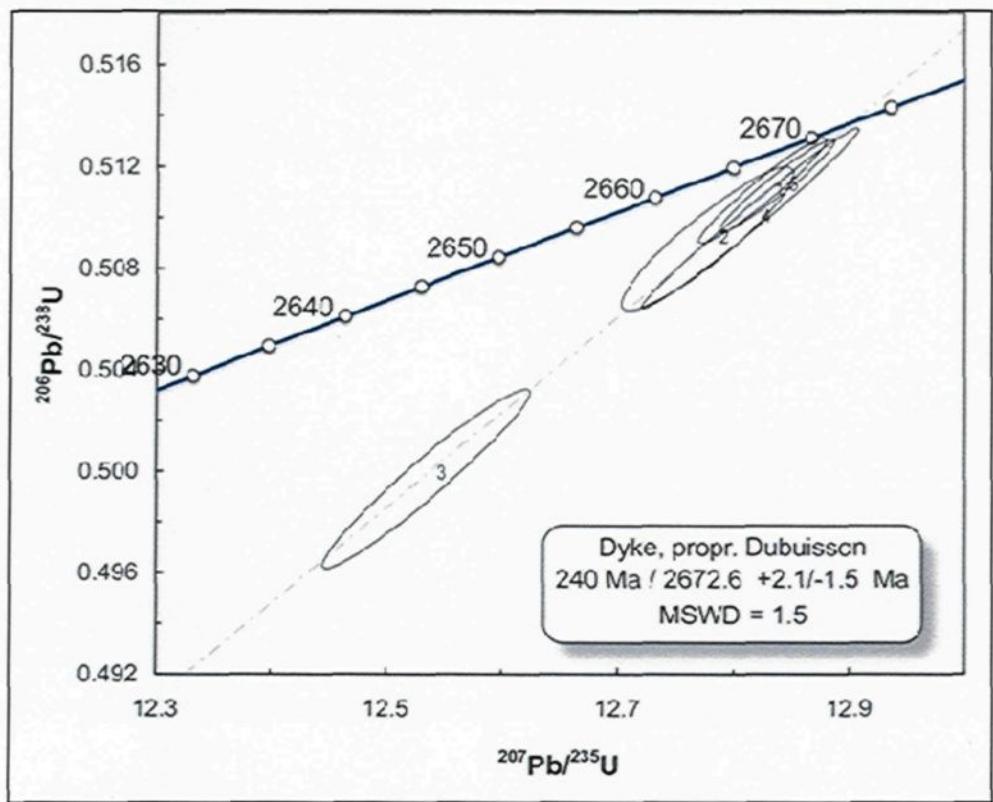


Figure 3.19 : Diagramme de l'âge Concordia d'un dyke de monzonite quartzifère (I2G) à partir de la méthode U-Pb (David et al., 2011)

CHAPITRE 4 - GÉOLOGIE STRUCTURALE

4.0 INTRODUCTION

Au cours du présent chapitre, les différents éléments structuraux observés sur le décapage seront décrits et intégrés au sein des divers épisodes de déformation ayant affecté les lithologies du secteur. Ceci permettra de mieux positionner la mise en place du CBI et de la minéralisation aurifère au sein de l'évolution structurale de la Sous-province abitibienne.

Plusieurs études structurales ont été effectuées en Abitibi afin d'établir l'évolution tectonique de cette partie du Supérieur (Dimroth et al., 1983; Robert, 1989; 1990; Chown et al., 1992; Desrochers et al., 1993; Kimura et al., 1993; 1994; Daigneault, 1996; Desrochers et Hubert, 1996; Mueller et al., 1996; Daigneault et al., 2002; 2004). Divers événements tectoniques communs à ces études sont associés à une nomenclature commune faisant référence à leur chronologie. Par exemple, on mentionne la présence d'au moins deux phases de compression principale résultant en deux fabriques planaires, soit S1 et S2, l'évidence de cette première compression n'étant toutefois pas clairement observable partout, ce qui a pour effet de compliquer la correspondance entre les différentes fabriques structurales d'un secteur à l'autre. Afin d'éviter ce problème, la nomenclature utilisée ici ne fera référence qu'aux éléments structuraux présents sur le décapage de la veine #5. La schistosité principale issue de la déformation régionale, couramment nommée S2 dans la nomenclature, sera donc représentée ici par le symbole

Sp. Toutes les fabriques structurales distinctes de cette dernière auront un symbole représentatif de leur chronologie (Sp+1, Sp+2, etc.). Les événements de déformation sont quant à eux définis par la lettre « D » (D1, D2, etc.). Il est possible que plus d'une fabrique structurale appartienne à un même événement de déformation et inversement, qu'une même fabrique soit associée à deux événements de déformation distincts. À noter que la nomenclature « précoce » désigne ici un événement antérieur à la zone de cisaillement principal sans être obligatoirement d'origine syn-volcanique.

4.1 FABRIQUES ASSOCIÉES À LA DÉFORMATION DUCTILE

4.1.1 *Fabrique Sp*

La fabrique Sp représente la schistosité principale associée à la déformation régionale et au métamorphisme au faciès des schistes verts. Cette fabrique pénétrante se matérialise souvent par un alignement des plans de chlorite et par un aplatissement des grains, tel qu'illustré à la figure 4.1. L'orientation de cette fabrique est généralement E-O avec un pendage subvertical bien qu'elle soit localement perturbée par les autres fabriques structurales. Son orientation dans les fragments de la brèche intrusive est complètement aléatoire alors que la matrice intrusive (I2I) ne présente pas cette fabrique (Barbe, 2005).

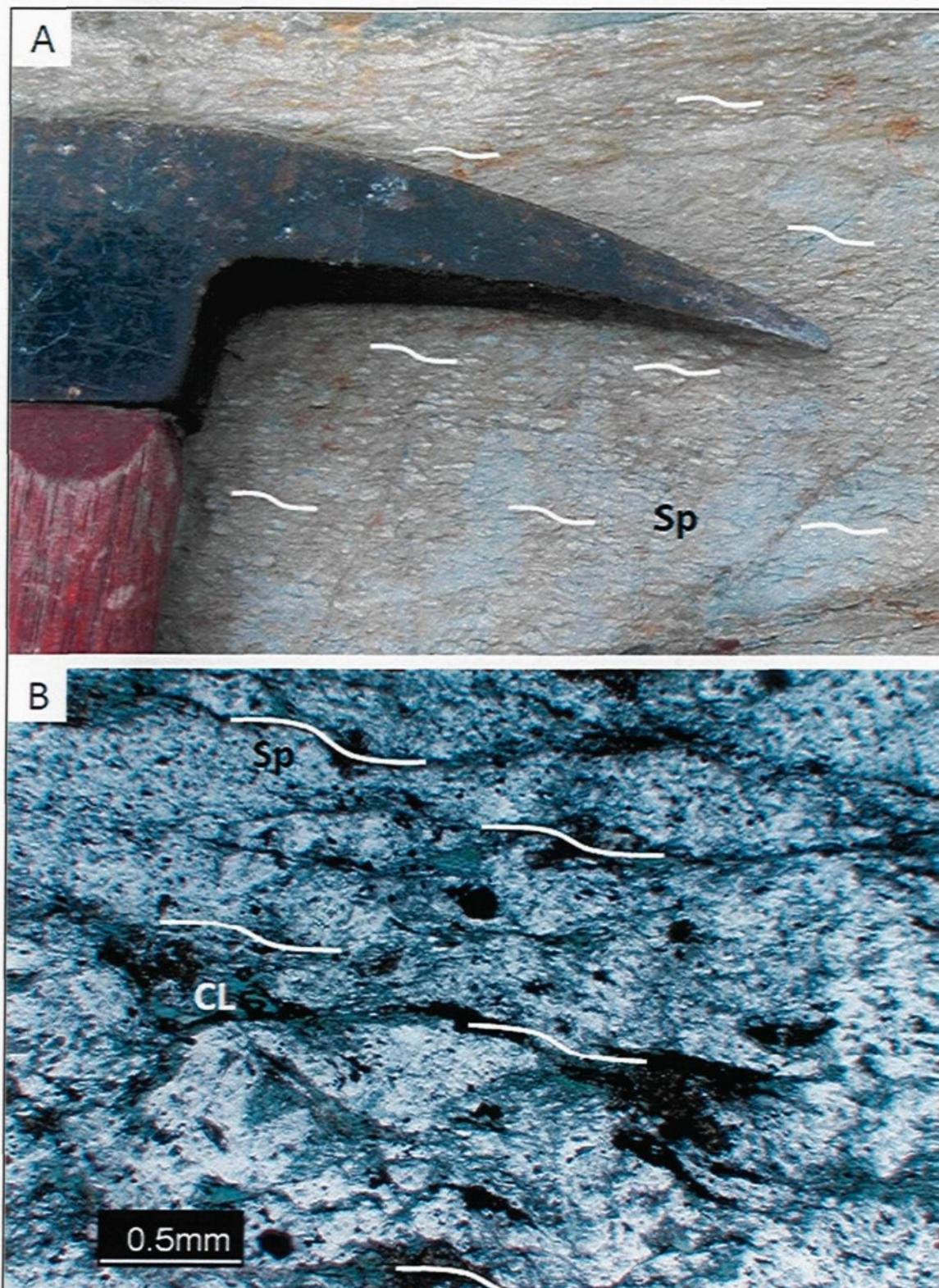


Figure 4.1 : Schistosité principale (Sp) vue en affleurement et en lame mince : A) Fabrique Sp au sein d'une phase intrusive précoce (I2J_{FP}). La pointe du marteau indique l'est. B) Fabrique Sp en lame mince au sein de la phase précoce de I2J_{FP+HB} (échantillon I-011-05, lumière naturelle) matérialisée par l'alignement des plans de chlorite (CL).

4.1.2 Fabrique Sp+1

La fabrique Sp+1 représente les bandes de cisaillement associées à la zone de déformation encaissant la veine #5. Elle montre souvent une très forte chloritisation et un fort étirement des grains lorsque ceux-ci sont suffisamment gros pour être visible. Son orientation varie légèrement étant donné que les différentes branches de la zone de cisaillement forment un système anastomosé. Les segments les plus longs ont une direction moyenne de 280° avec un pendage avoisinant les 75° vers le nord alors que certains segments plus petits ont une orientation près de 070° avec un pendage similaire (figure 3.1). On différentie la fabrique Sp+1 de la fabrique Sp lorsque celles-ci ne sont plus parallèles. Il est alors fréquent d'observer un entraînement de Sp par Sp+1 (figure 4.2), ce qui peut nous renseigner sur le mouvement le long des plans Sp+1 alors qu'au cœur de la zone de cisaillement, ces fabriques sont généralement parallèles (figure 4.3).

4.1.3 Fabrique Sp+2

Cette fabrique est limitée à la zone de cisaillement principale. Elle se présente sous la forme de clivages en cisaillement « *shear bands* » subverticaux d'orientation NO (varie entre N110 et N135) qui recoupent et entraînent les fabriques Sp et Sp+1 au sein du cisaillement (figure 4.3), ce qui peut également informer sur le sens de mouvement enregistré par le corridor de déformation.

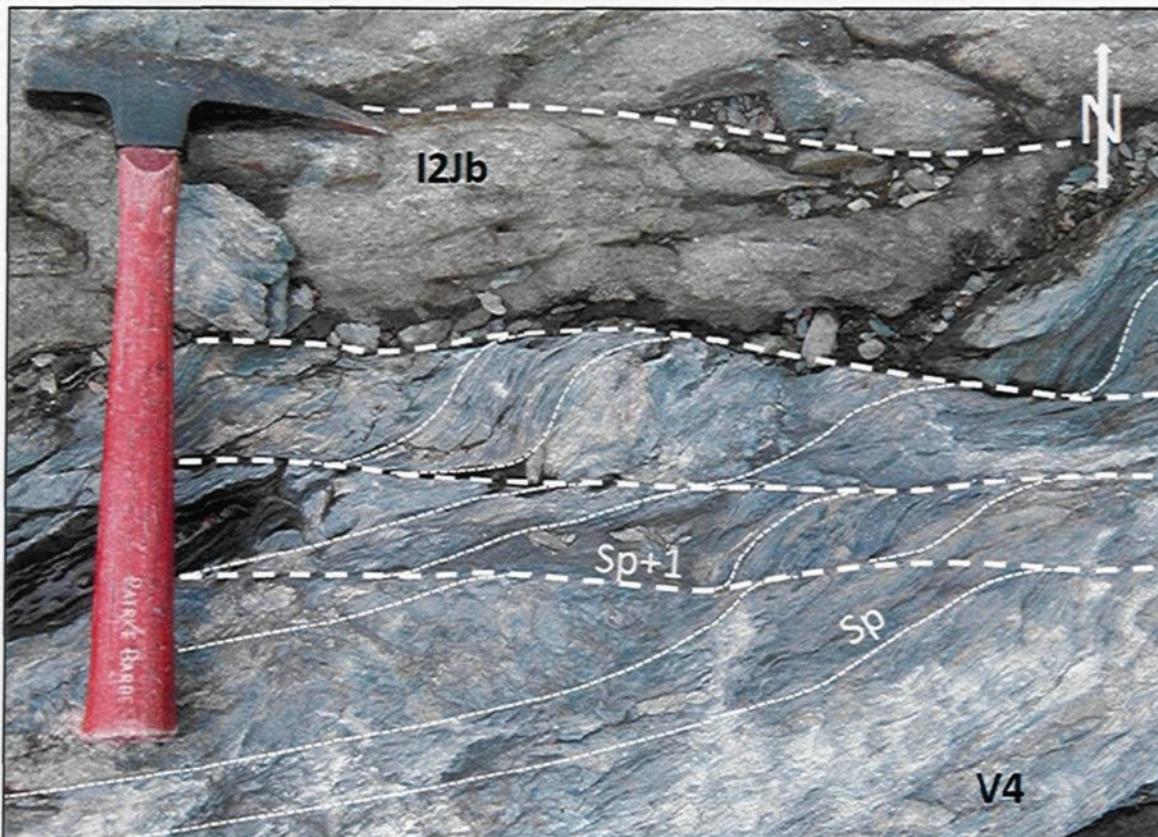


Figure 4.2 : Fabrique Sp+1 recoupant et perturbant la fabrique Sp dans l'unité de komatiite (V4). À noter que seule la fabrique Sp+1 est observée dans l'unité dioritique (I2Jb) adjacente.

4.1.4 Fabrique Sp+3

Cette fabrique se matérialise par une série d'ouvertures en tension recoupant le cisaillement. Ces ouvertures sont disposées selon un système conjugué NNE et NNO et sont localement remplies de cristaux de quartz à texture de peigne (figure 4.4). Elles n'ont été observées qu'au sein de la branche du cisaillement la plus au nord.

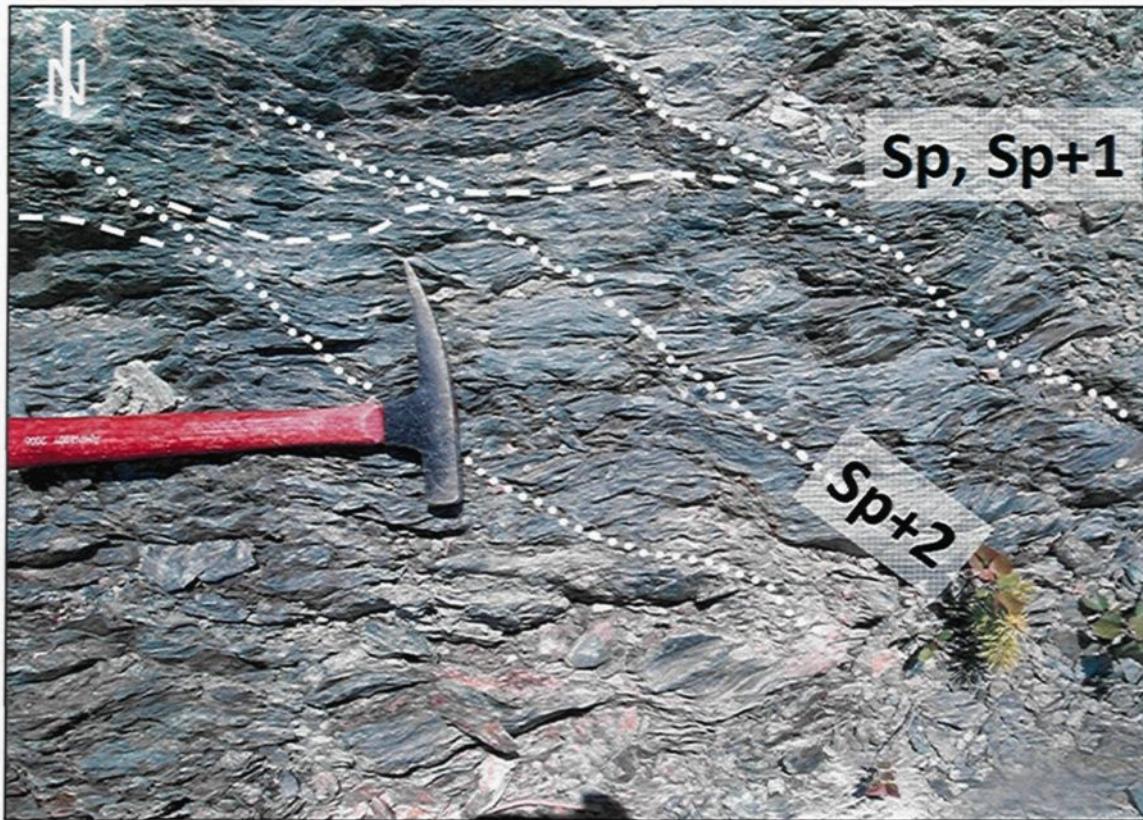


Figure 4.3 : Clivage en cisaillement (Sp+2) recoupant les bandes de cisaillement (Sp, Sp+1) au sein du schiste à chlorite. Notez que Sp et Sp+1 sont parallèles.

4.2 ÉVÉNEMENTS DE DÉFORMATION

4.2.1 Déformation régionale (D1 : Sp)

La déformation régionale, manifestée par le développement de la schistosité principale (Sp) grossièrement E-O et du métamorphisme au faciès des schistes verts, est associée à une période de raccourcissement horizontal (Chown et al., 1992; Dimroth et al., 1983; Robert, 1989; Hubert, 1990; Desrochers et Hubert, 1996; Mueller et al., 1996). Elle est bien visible dans la plupart des roches volcaniques sauf dans le basalte de type I où elle est parfois oblitérée par la recristallisation due au métamorphisme de contact du CBI. Elle est également observée dans les phases intrusives précoce (I2J \square_{FP+HB}) et

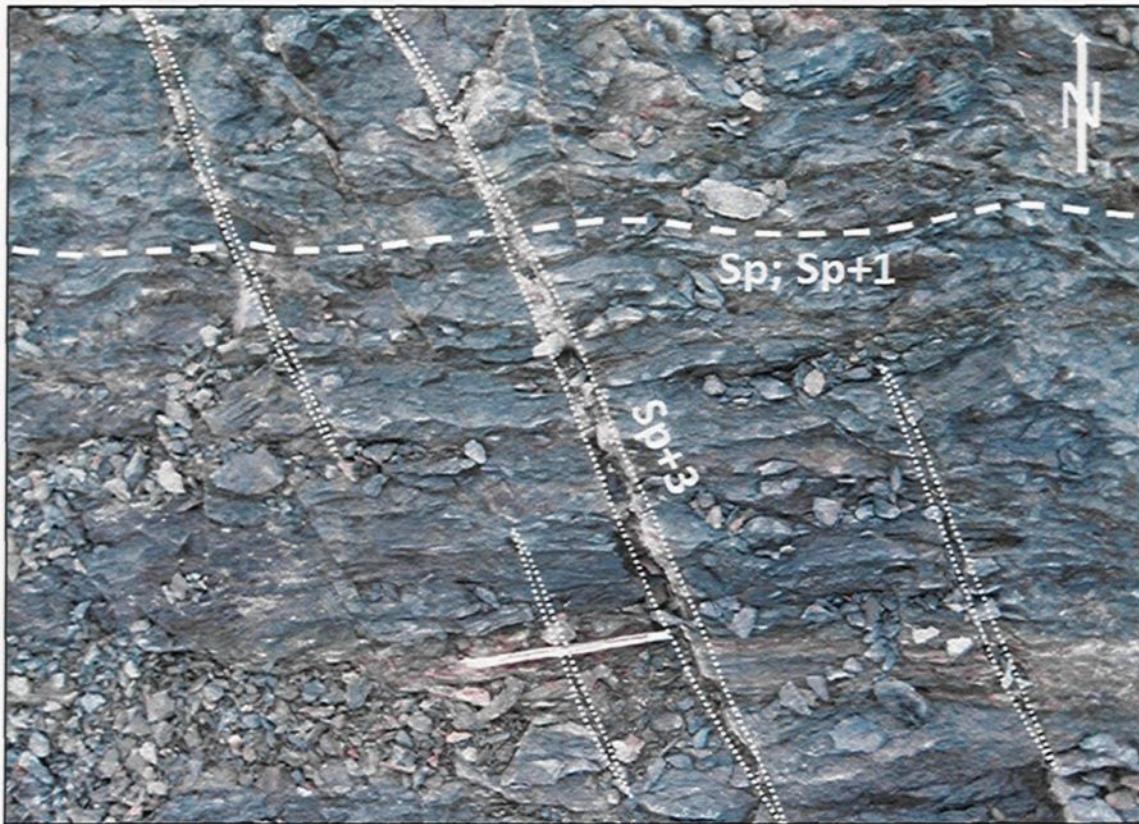


Figure 4.4 : Ouvertures en extension (Sp+3) recoupant la zone de cisaillement (Sp, Sp+1). Notez que Sp et Sp+1 sont parallèles.

I2J \blacksquare_{FP}). Les fragments des lithologies affectés par cette déformation montrent une orientation de Sp complètement aléatoire au sein de la brèche intrusive alors que la matrice ne présente pas cette fabrique, d'où l'interprétation de la mise en place tardive de la brèche intrusive par rapport à la déformation régionale (Barbe, 2005).

4.2.2 Faille antérieure au CBI (D2 : Sp)

Une zone de faille a pu être identifiée dans le secteur est du décapage, une dizaine de mètres au sud de la zone de cisaillement encaissant la veine #5. Elle s'exprime par une zone d'intensification de la fabrique Sp et une enveloppe de plans de fractures orientés quasi parallèlement à la zone de cisaillement principale. Il est difficile d'évaluer

l'épaisseur réelle de cette faille car le contact SE recouvert de dépôts meubles. Géométriquement, ces deux zones de déformation se joignent non loin vers l'est où les komatiites sont les seules roches observables. Cette zone de faille est recoupée par des dykes de I2G alors qu'ils sont décalés par la zone de cisaillement principale directement au nord (figure 4.5). Un dyke de I2J \blacksquare_{FP} encaissé dans cette zone de déformation montre un léger étirement des phénocristaux de plagioclase avec un fort angle de chute (65°) dans le plan subvertical de Sp. Ceci suggère un mouvement à forte composante verticale pour cette faille, se distinguant de celui interprété pour la zone de cisaillement principale (section suivante). Son développement est compatible avec le raccourcissement horizontal responsable de la déformation régionale et de la schistosité associée. Le dyke de I2G recouvrant cette zone de déformation agit à titre de marqueur temporel et appui l'hypothèse du caractère précoce par rapport au CBI des intrusions de I2J \blacksquare_{FP+HB} et I2J \blacksquare_{FP} . Il est possible que cette zone structurale précoce ait favorisé le développement subséquent de la zone de cisaillement principale.

4.2.3 Zone de cisaillement principale (D3 : Sp; Sp+1; Sp+2)

La zone de cisaillement principale, hôte de la minéralisation aurifère de la veine #5, est une faille de puissance variant généralement entre 3 et 10 mètres et peut être corrélée sur une distance d'au moins 700 mètres. Régionalement, elle se retrouve dans l'extension SE du corridor de cisaillement de Norbenite-Marbenite, sans toutefois être tout à fait parallèle à celui-ci. Géométriquement, elle est d'orientation générale E-O. Plus spécifiquement, elle se sépare en deux branches principales dans la moitié ouest du décappage, avec d'autres petites zones de déformation subparallèles de plus faible

puissance. Les segments les plus longs ont une direction moyenne de 280° avec un pendage avoisinant les 75° vers le nord alors que certains segments plus petites ont une orientation près de 250° (figure 4.6). La lithologie la plus fréquente au sein de la zone de cisaillement est un schiste à chlorite bien que de nombreuses phases intrusives appartenant au CBI soient également reconnues au sein du corridor malgré leur degré de déformation parfois fort.

4.2.3.1 Fabriques planaires

Les fabriques planaires sont représentées par bandes de cisaillement (Sp+1 : figure 4.2) parfois parallèle à la fabrique principale (Sp) dans certains segments du cisaillement (figure 4.3). On y retrouve également des clivages en cisaillement (Sp+2) d'orientation NO qui recoupe et entraîne les fabriques planaires précédentes (figure 4.3). Ceux-ci sont mieux observés dans le schiste à chlorite.

4.2.3.2 Fabriques linéaires

Quelques linéations d'étirement (Lé) ont pu être observées au sein du cisaillement. Elles proviennent le plus souvent de porphyroblastes de hornblende au sein du schiste à chlorite mais également de porphyres de plagioclases au sein de phases intrusives du CBI. L'ensemble de ces linéations minérales observées présente un angle de chute subhorizontal (0-30° vers l'est) dans le plan de cisaillement (figure 4.7) une autre fabrique linéaire observée au sein de la zone de cisaillement. Les plongées observées

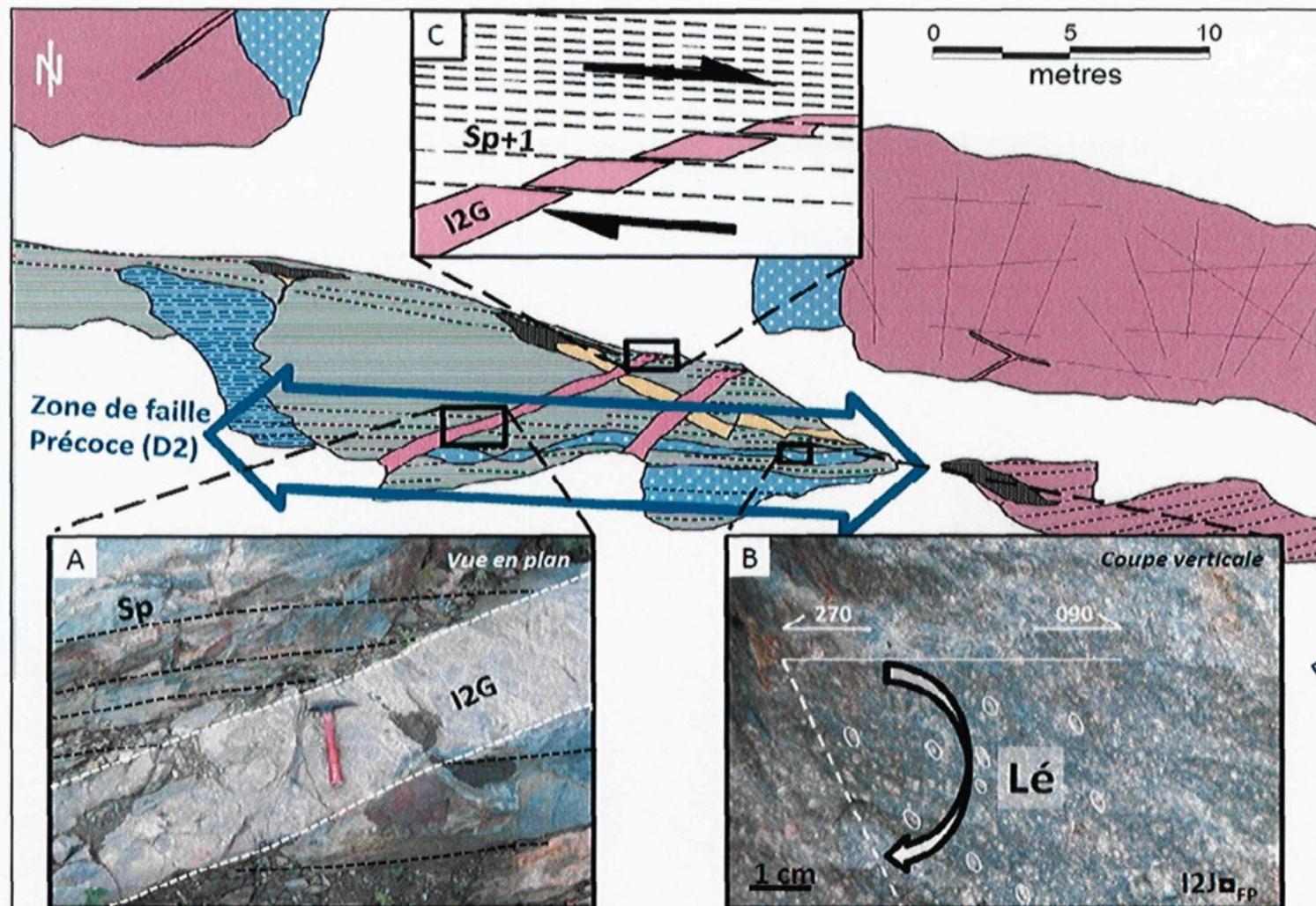


Figure 4.5 : Zone de faille précoce (D2) dans l'extrême est du décapage. A) Dyke de I2G recoupant la zone de fracturation et d'intensification de la fabrique Sp associé à D2. B) Fort angle de chute des linéations d'étirement (Lé) des phénocristaux de plagioclase au sein d'un dyke de I2J_{FP} contenu dans la faille. C) Décalage du dyke de I2G par la zone de cisaillement principale.

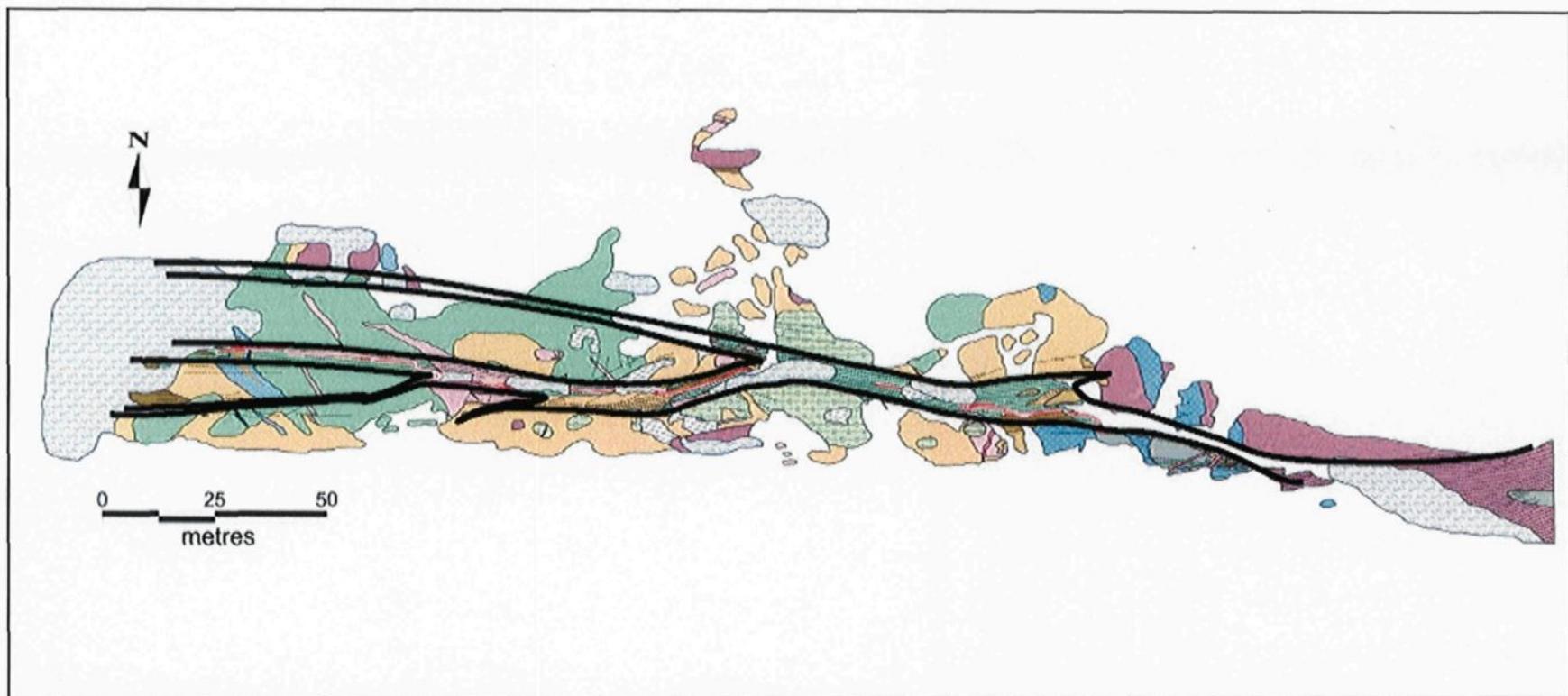


Figure 4.6 : Contour des diverses branches de la zone de cisaillement principale. Voir figure 3.1 pour la légende des lithologies.

pour ces axes de plis sont dans tous les cas subverticales (70-90°). Ces deux éléments témoignent d'une forte composante de mouvement horizontale le long des plans de cisaillement.

4.2.3.3 Indicateurs de cisaillement

4.2.3.3.1 Plissement

Le plus évident des indicateurs cinématiques, le plissement des veines, est manifesté par les quelques plis en « Z » d'amplitude décimétrique à métrique (figure 4.8). Ce type de plis est caractéristique d'une composante de décrochement dextre. Aucun autre événement de plissement n'affecte la veine.

4.2.3.3.2 Clivages en cisaillement (*shear band*) (D3 : Sp+2)

Des clivages en cisaillement (Sp+2) bien développés (figure 4.3) peuvent être observés dans le schiste à chlorite. Ils se sont développés dans les stades tardifs du cisaillement lorsque la déformation ne pouvait plus être uniquement accommodée par les bandes de cisaillement parallèles à l'enveloppe de déformation. Leur orientation NO et l'entraînement des fabriques Sp et Sp+1 sont également compatibles avec un mouvement dextre.

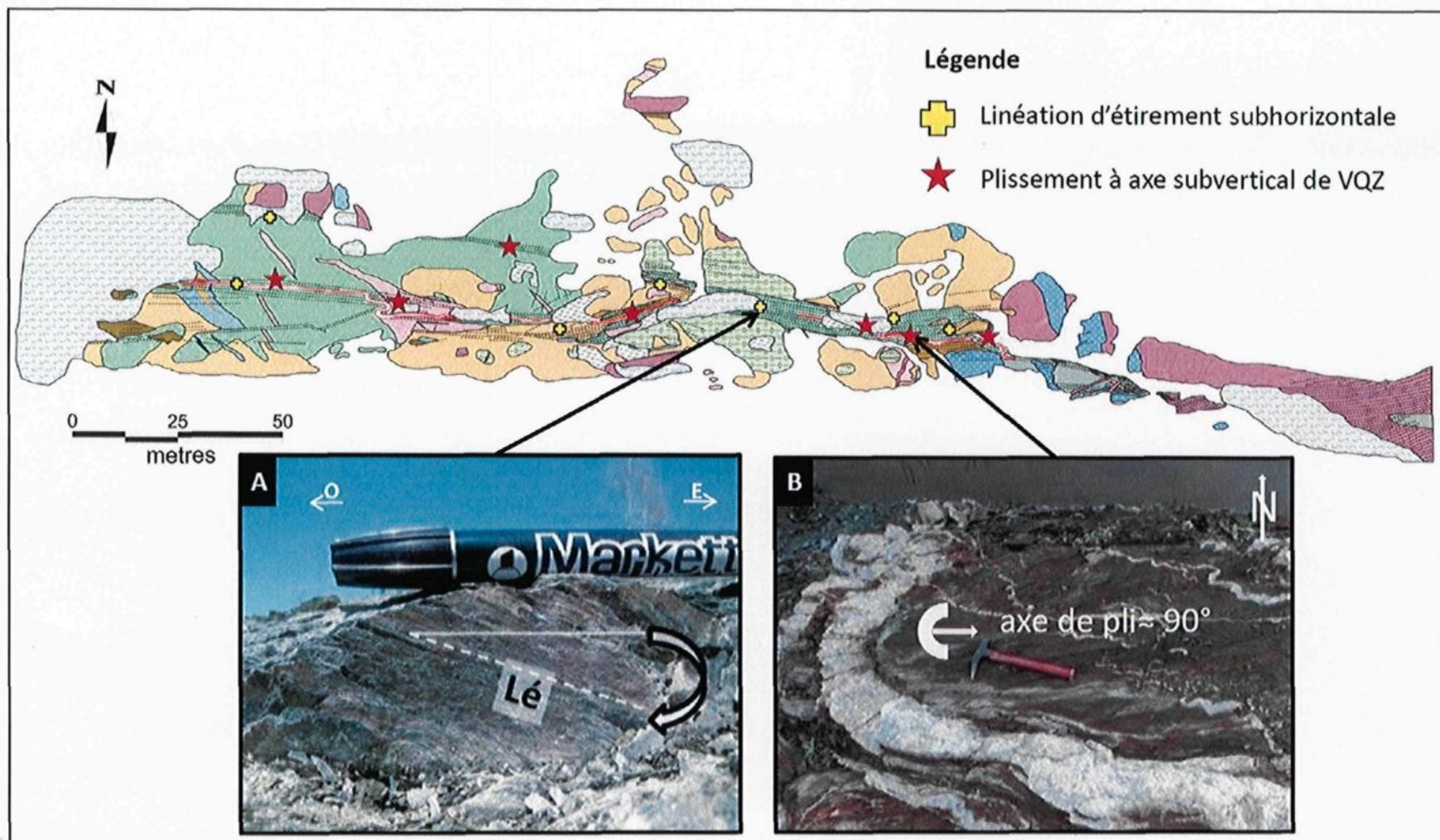


Figure 4.7 : Indicateurs cinématiques indiquant une forte composante de mouvement horizontal : A) des linéations d'étirement (Lé) subhorizontales et B) des axes de plis subverticaux. Voir figure 3.1 pour la légende des lithologies.

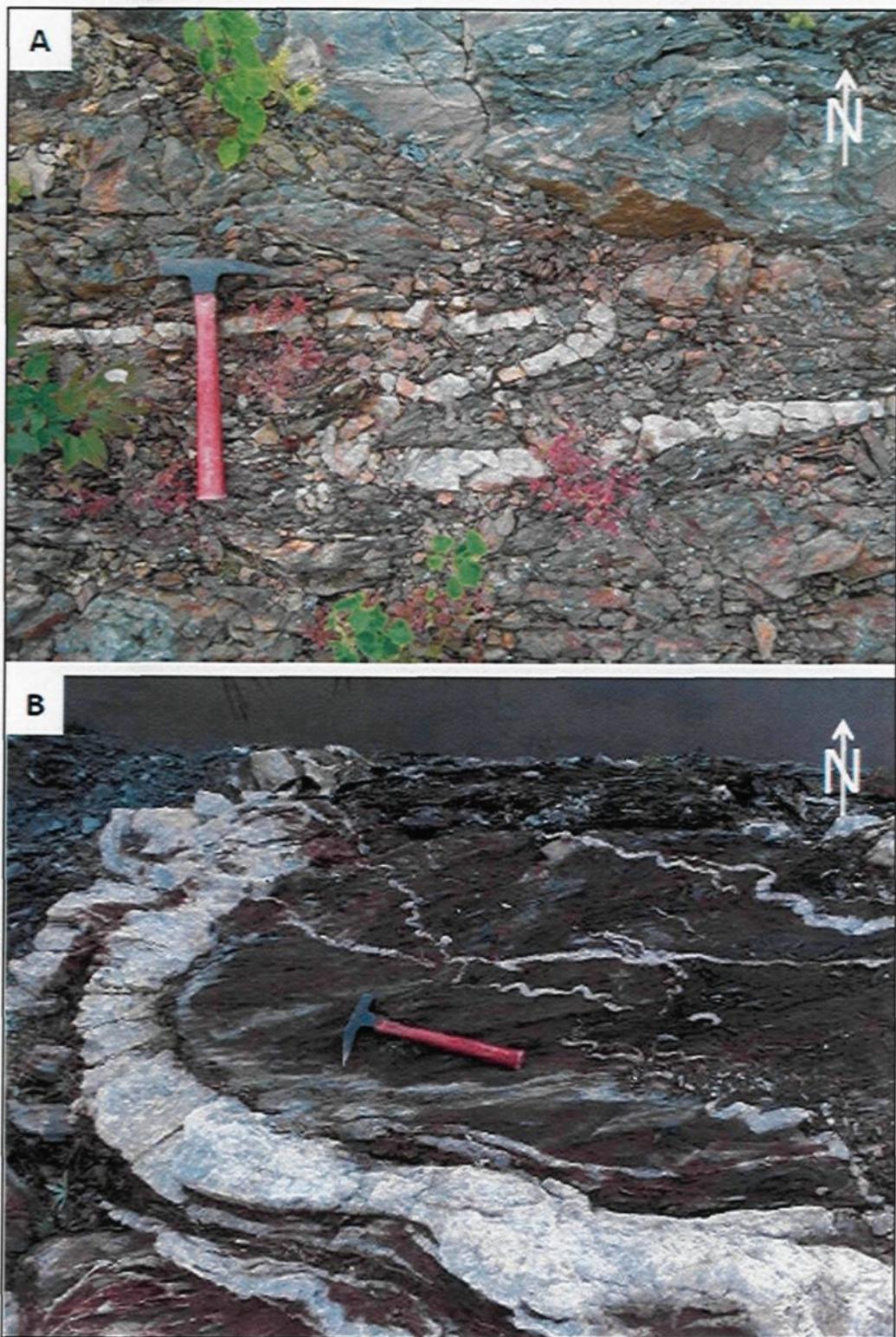


Figure 4.8 : Plissement en « Z » de la veine #5. A) Plis en « Z » d'une mince veine de quartz subsidiaire à la veine #5 au sein du cisaillement B) Plissement en « Z » de la veine #5 et des veines d'extension centimétriques développées au sein de la charnière de la plus grosse veine. À noter que la branche nord du plus gros pli en « Z » se trouve dans l'eau.

4.2.3.3.3 Indicateurs de type sigma/delta

Ces indicateurs de mouvement sont plus rarement observés, mais lorsque qu'ils sont présents, ils démontrent eux aussi un mouvement dextre. Il s'agit généralement de fragments de dykes boudinés.

4.2.3.3.4 Décalage des unités

Plusieurs dykes de natures différentes sont recoupés par la zone de cisaillement principale (figures 3.1, 4.9 et 4.10). Le décalage de ceux-ci indique un décrochement dextre. La puissance de ce décalage est variable selon la nature du dyke et est cohérente avec la chronologie de mise en place interprétée au chapitre 3, les phases les plus anciennes montrant une puissance de décalage plus importante que les phases plus jeunes. Les unités affectées par les bandes de cisaillements Sp+1 à l'approche du cisaillement principal montrent fréquemment des déplacements dextres centimétriques, tel qu'illustré par le dyke de I2G à la figure 4.9. Le décalage dextre peut également être observé au sein même du cisaillement (figure 4.10) où un dyke de pegmatite est décalé par des structures parallèles aux clivages en cisaillement (Sp+2) au sein du schiste à chlorite.



Figure 4.9 : Décalage dextre d'un dyke de I2G

4.2.3.3.5 Relation cisaillement (C) - schistosité (S)

Localement, lorsque l'orientation des bandes de cisaillements ($Sp+1$) varie de celle de la fabrique associée à la déformation régionale (Sp), on peut y observer une relation de type C-S compatible avec un mouvement en décrochement dextre. Le dyke de lamprophyre mafique (I3O, échantillon MIN-003-05) dans la partie ouest du décapage est encaissé dans un des plans de cisaillement ($Sp+1$) en bordure d'une zone de déformation subsidiaire au cisaillement principal (figure 4.11).

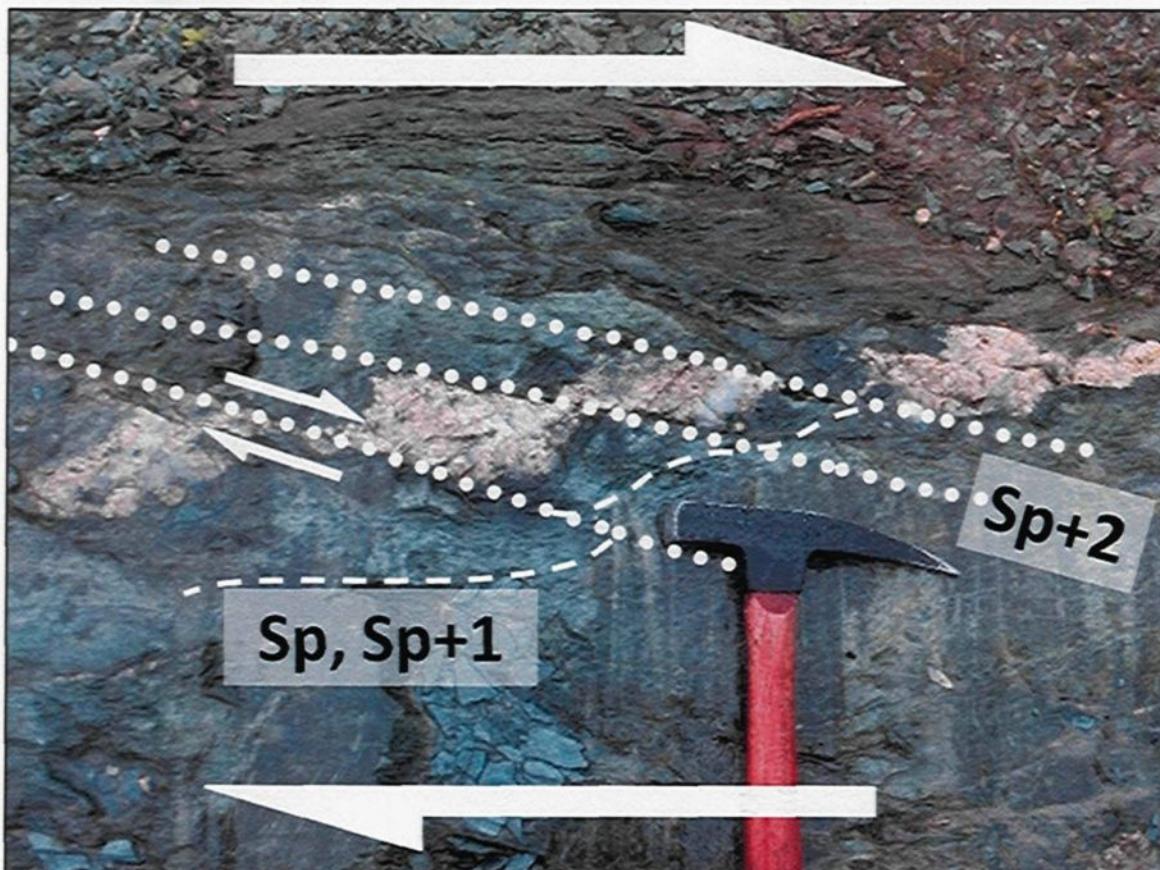


Figure 4.10 : Décalage d'un dyke de pegmatite par la fabrique planaire Sp+2 au sein de la zone de cisaillement. Notez la veine de quartz au sein de la pegmatite.

4.3.2 Relation déformation-magmatisme

Les nombreuses relations de chronologie relative suggèrent un lien intime entre le développement de la zone de cisaillement à décrochement dextre et la mise en place des phases intrusives du CBI. Les arguments suggérant une telle relation sont détaillés dans les sous-sections suivantes.

4.3.2.1 Dykes NO

Plusieurs dykes (diorite à grains fins (I2Ja), diorite quartzifère porphyrique en feldspaths(I2I_{FP}), tonalite (I1D) et hornblendite (I4A)) répertoriés sur le décapage sont

centrés sur la zone de cisaillement et ont une extension limitée, leurs extrémités se pinçant rapidement. Ces dykes semblent être des dykes en extension montrant un remplissage de magma selon une ouverture parallèle à la contrainte minimale (σ_3 : petites flèches blanches). Localement, l'épaisseur diminue en s'éloignant de la zone de cisaillement. L'orientation de ces dykes est parallèle à la contrainte principale (σ_1 : grosses flèches blanches) et la décomposition de celle-ci sur le plan de faille est compatible avec un décrochement dextre (figure 4.12).

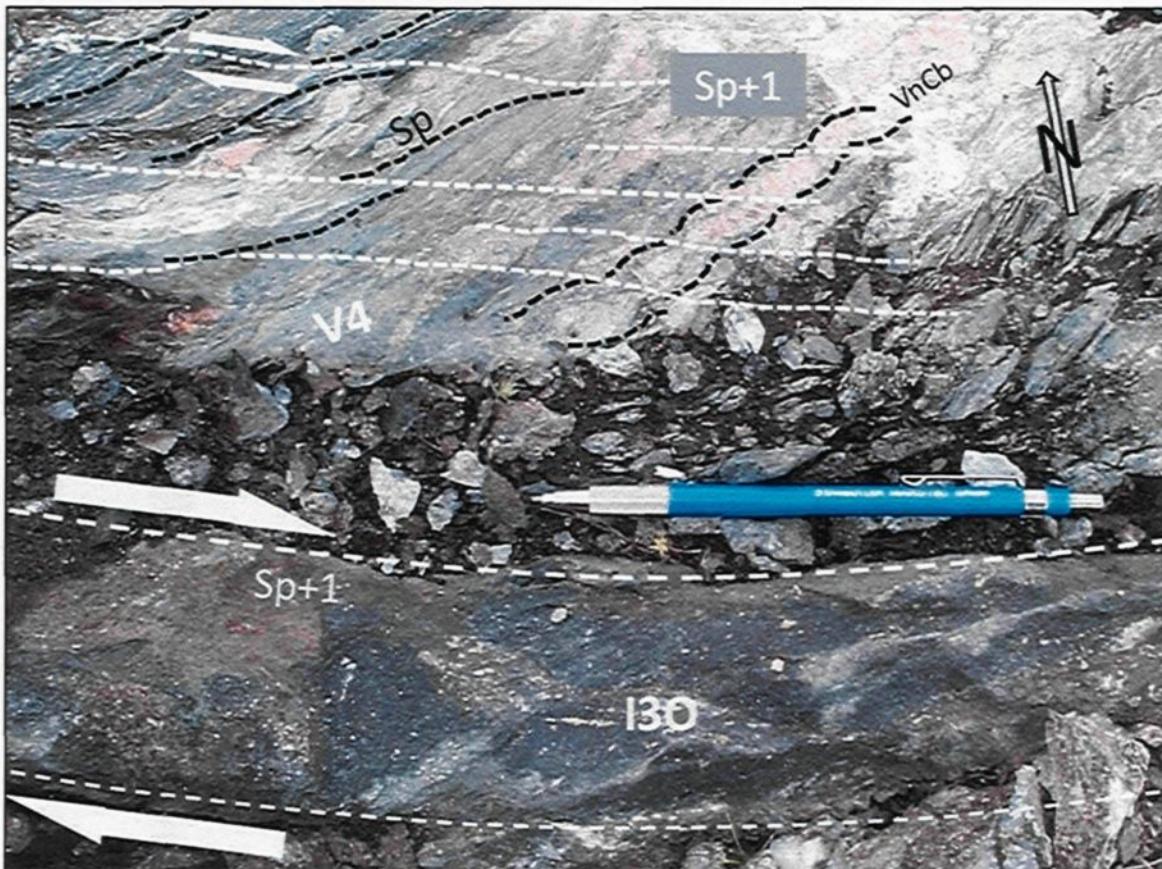


Figure 4.11 : Relation de type S (Sp) - C (Sp+1) compatible avec une composante de décrochement dextre. Le plan de cisaillement Sp+1, matérialisant l'événement de déformation D3, encaisse un dyke de lamprophyre mafique (I3O) massif. À noter la veinule de carbonate (VnCb) concordante à la fabrique principale. Les flèches blanches indiquent le sens du mouvement sur les plans de cisaillement. Le crayon utilisé comme échelle est d'une longueur de 15 cm.

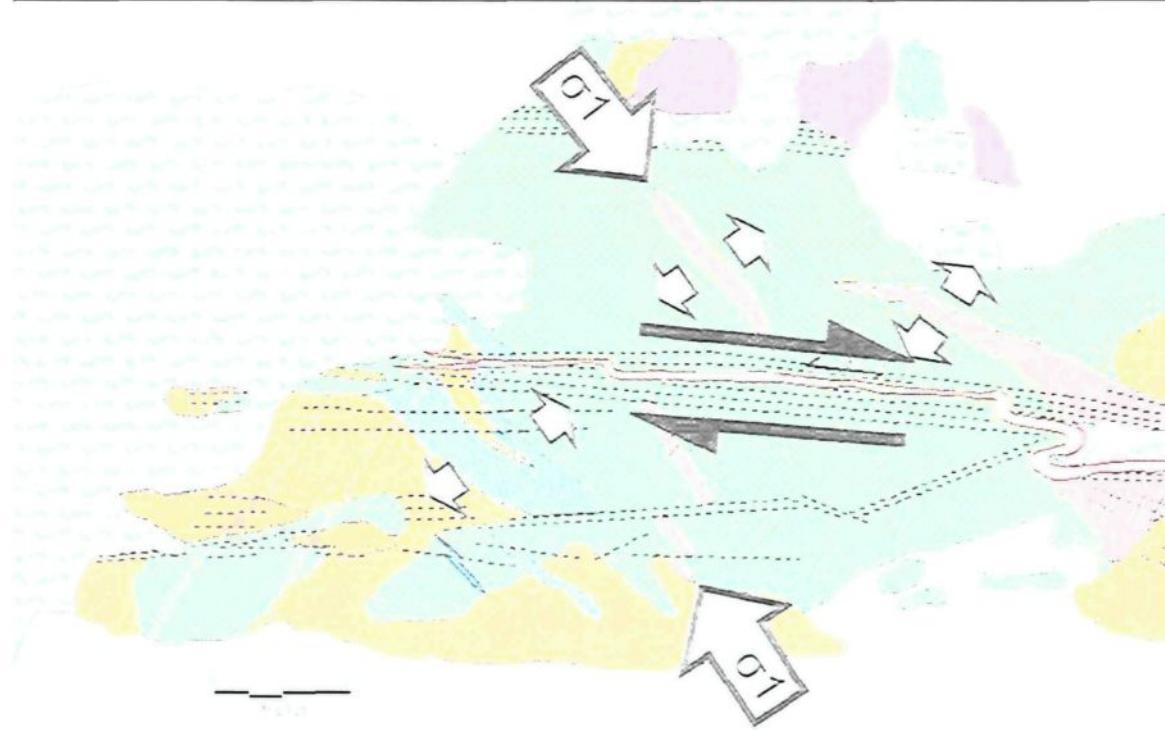


Figure 4.12 : Orientation NO des dykes d'extension compatible avec une composante de décrochement dextre. Voir la figure 3.1 pour la légende des lithologies. Les flèches noires montrent le sens du mouvement de la faille en décrochement.

4.3.2.2 Position CBI vs cisaillement

La figure 4.13 montre le contour approximatif de la projection verticale des phases du CBI, observées en forages et en surface. La visite des différents affoulements de la propriété a révélé que ces phases intrusives disparaissent rapidement en s'éloignant vers le nord et le sud. Elles sont toutefois bien présentes quelques centaines de mètres à l'ouest du découpage principal, dans l'axe de la zone de cisaillement. La zone de cisaillement de la veine #5 apparaît donc centrée sur le CBI. Cette association spatiale pourrait témoigner d'un rôle actif entre le magmatisme et cette zone de déformation.

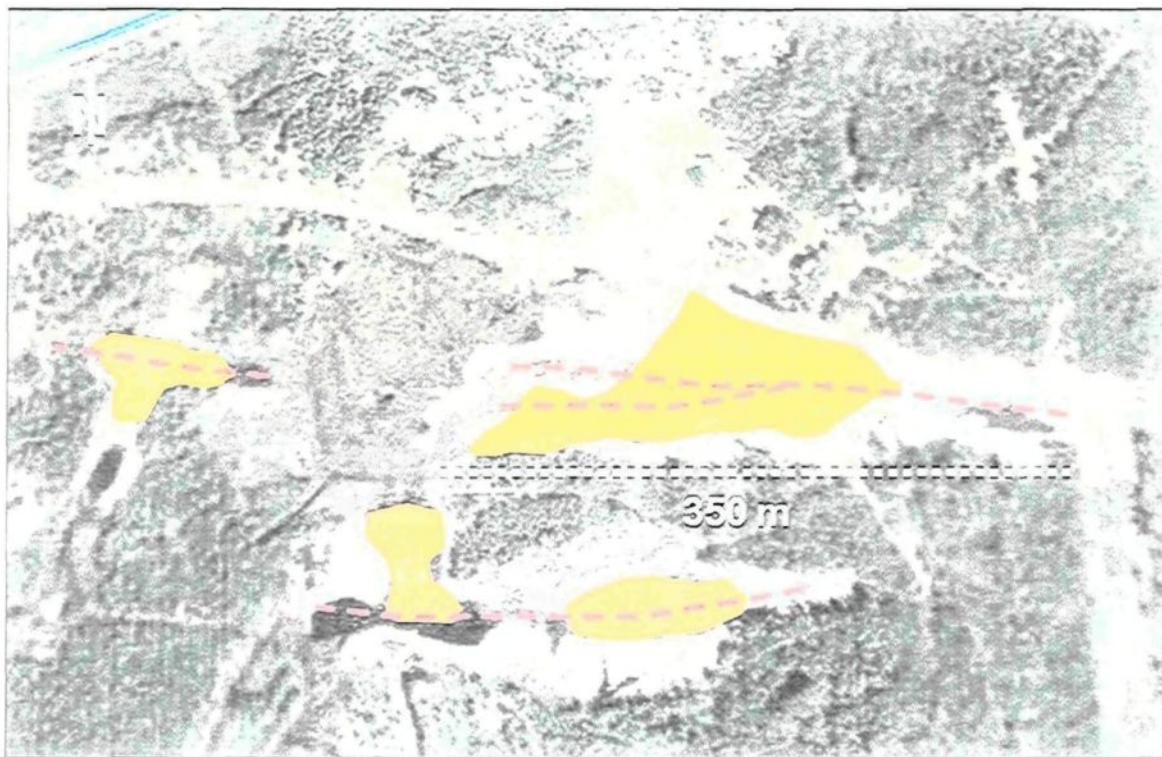


Figure 4.13 : Position des contours approximatifs du CBI (orange) par rapport aux zones de cisaillement dextres (rouge). Photo des décapages tirée de Google Earth.

4.3.2.3 Injections restreintes à la zone de cisaillement dextre

Certaines phases sont partiellement ou encore entièrement restreintes à la zone de cisaillement, pouvant également indiquer une relation intime entre ces deux éléments. Par exemple, un dyke de clorite à grain fin (I2Ja) est présent de part et d'autre de la zone de cisaillement dans la partie ouest du décapage principal (figure 4.14). Il montre un faible décalage d'environ 5 mètres. Il est également présent dans la zone de cisaillement, dans son axe, mais sous la forme d'injections complexes et déformées. Son épaisseur augmente également rapidement à l'approche du cisaillement. Ces observations suggèrent fortement une injection synchrone au décrochement dextre. D'autres phases, comme la clorite à grains moyens (I2Jb) et les lamprophyres (I4O; I3O), sont limitées

spécifiquement à la zone de cisaillement principale ou à ses branches secondaires. Ceci suggère également que cette structure a exercé un certain contrôle pour la mise en place de ces phases intrusives. D'autre part, la présence de magmas primitifs tels que les lamprophyres suggère que cette zone de cisaillement est connectée à une plomberie structurale transcrustale permettant la mise en place de magmas mantelliques. La figure 4.15 montre un lamprophyre ultramafique injecté au sein du cisaillement dans l'extrême est du décapage. On peut y observer une recristallisation des komatiite cisaillées encaissantes matérialisée par des aiguilles de trémolite d'orientations aléatoires en bordure du dyke. Cette observation, combinée à l'absence de chloritisation visible en lame mince (échantillon I-020-05), suggère que la mise en place du dyke est relativement tardive dans l'histoire du cisaillement. Cette unité ne peut toutefois être plus jeune que la totalité de l'événement de décrochement dextre car d'autres échantillons de la même lithologie (SH-006-05; SH-008-05) sont légèrement chloritisés et recoupés par des veinules de quartz associées à la veine #5. Enfin, la phase de syénite quartzifère (I2C), quoique volumétriquement marginale, est elle aussi spécifiquement développée au sein de la zone de cisaillement dextre.

4.4 STRUCTURES TARDIVES (D4 : Sp+3)

Les figures 4.4 et 4.16 illustrent une série de fractures en tension conjuguées d'orientation NNO et NNE qui recoupent la zone de cisaillement sans occasionner de déplacement le long de son plan. Ces fractures sont parfois remplies de cristaux de quartz à texture drussique suggérant un remplissage selon une ouverture en tension. Un

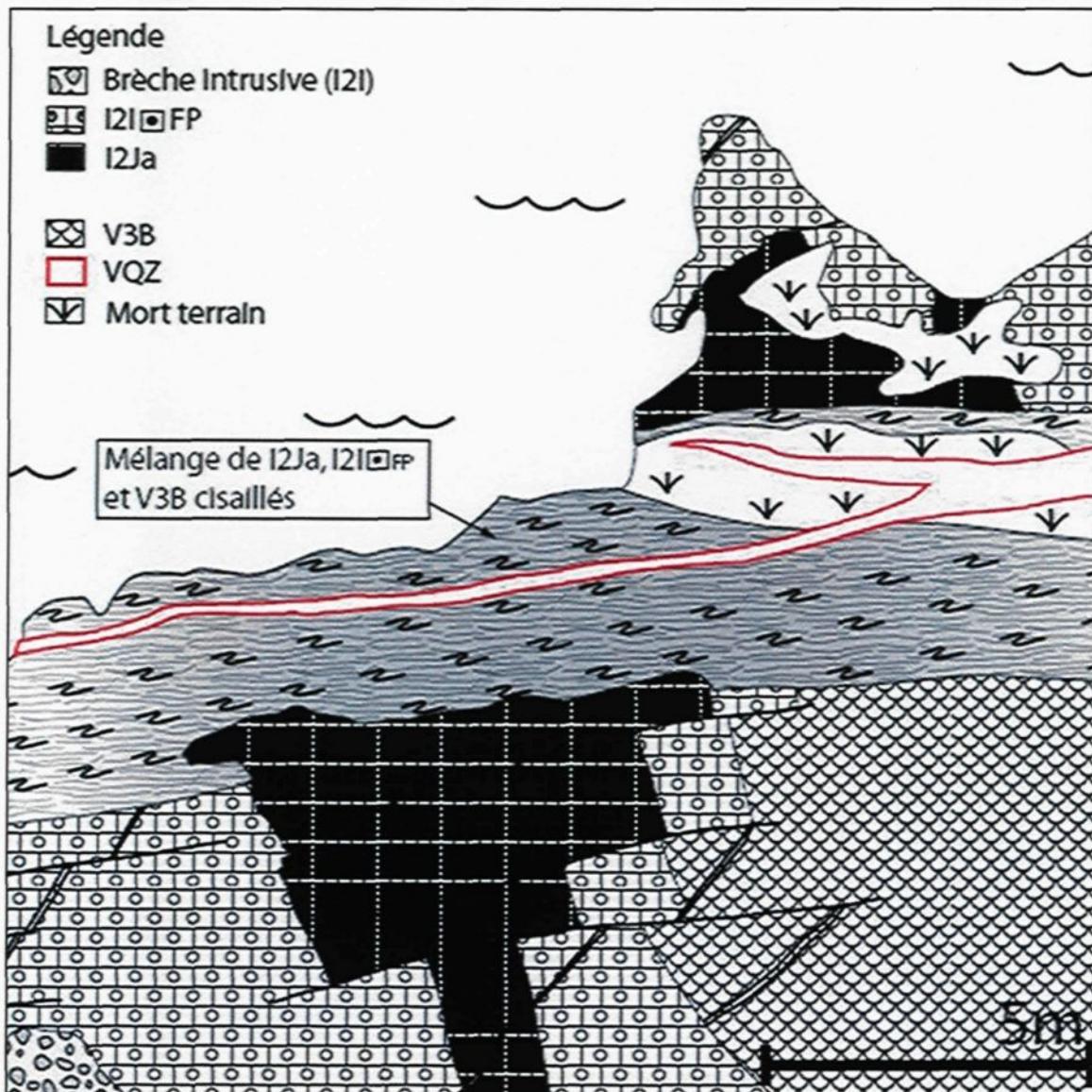


Figure 4.14 : Injection magmatique en dyke de tension et au sein du cisaillement, représenté par une zone complexe de mélange intrusif et volcanique de part et d'autres des extrémités du dyke décalé.

mouvement millimétrique inverse peut être observé à cet endroit. La figure 4.16 illustre également la présence de veines de quartz-tourmaline en plaquage dans des fractures sub-horizontales recoupant plusieurs lithologies. Ces veines sont comparables géométriquement et minéralogiquement avec les veines sub-horizontales de Sigma-Lamaque (excepté au niveau de la minéralisation) et leur formation est compatible avec

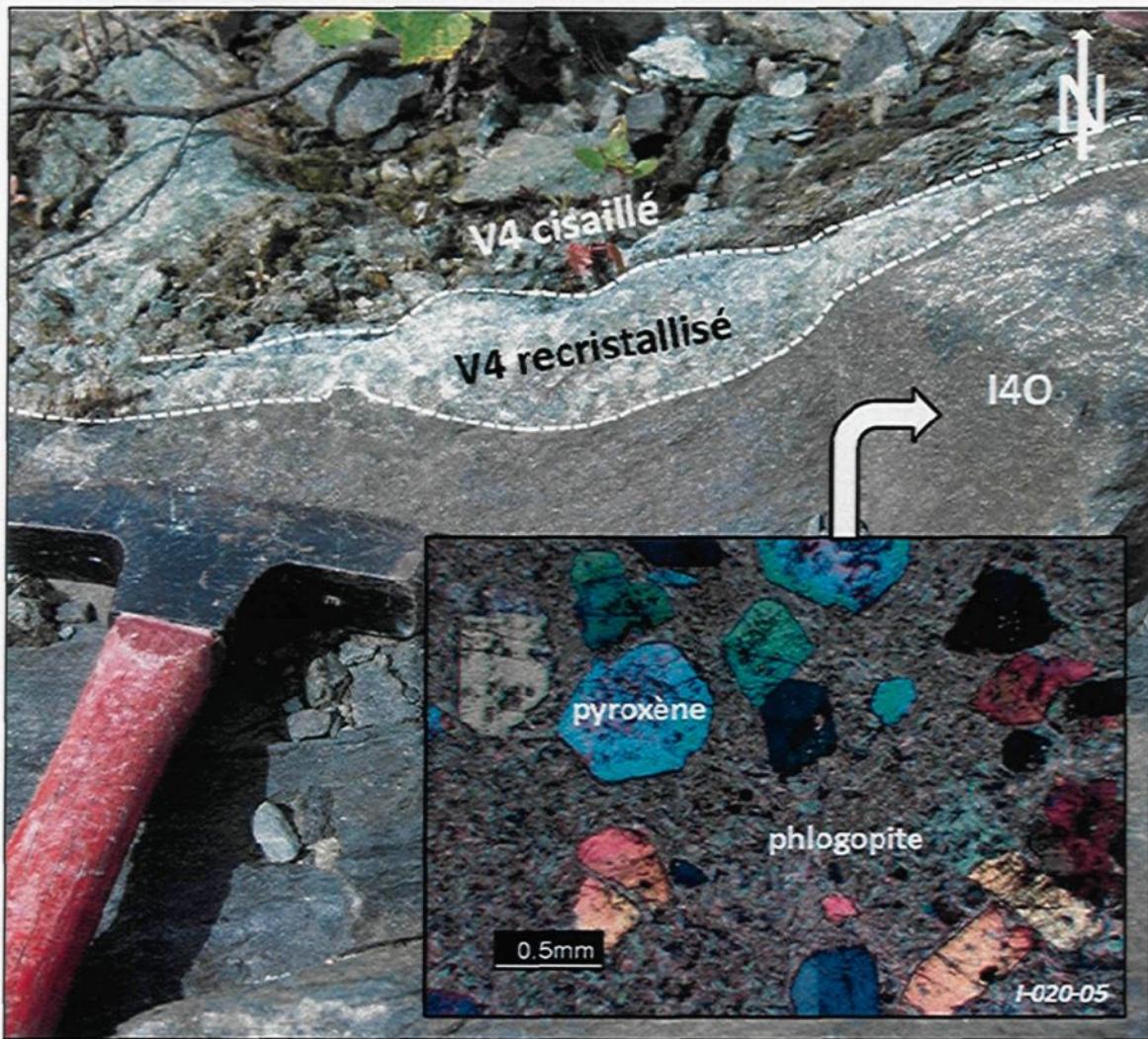


Figure 4.15 : Lamprophyre ultramafique (I4O; échantillon I-020-05) injecté au sein de la zone de cisaillement. Notez la recristallisation de l'unité de komatiite (V4) cisaillée en bordure et l'absence de déformation et de chloritisation du dyke.

un système en compression générant une contrainte minimale (σ_3) verticale. Cette génération de veines présente parfois des stries sub-vertical marquées par les grains de tourmaline dans le plan des veines lorsqu'elles ont un pendage plus abrupt suggérant un mouvement inverse, ce qui est également compatible avec un système en compression. Comme aucune relation de recouplement avec la veine #5 n'est observable sur le terrain, l'hypothèse du caractère tardif est basée principalement sur le fait que ces veines ne.

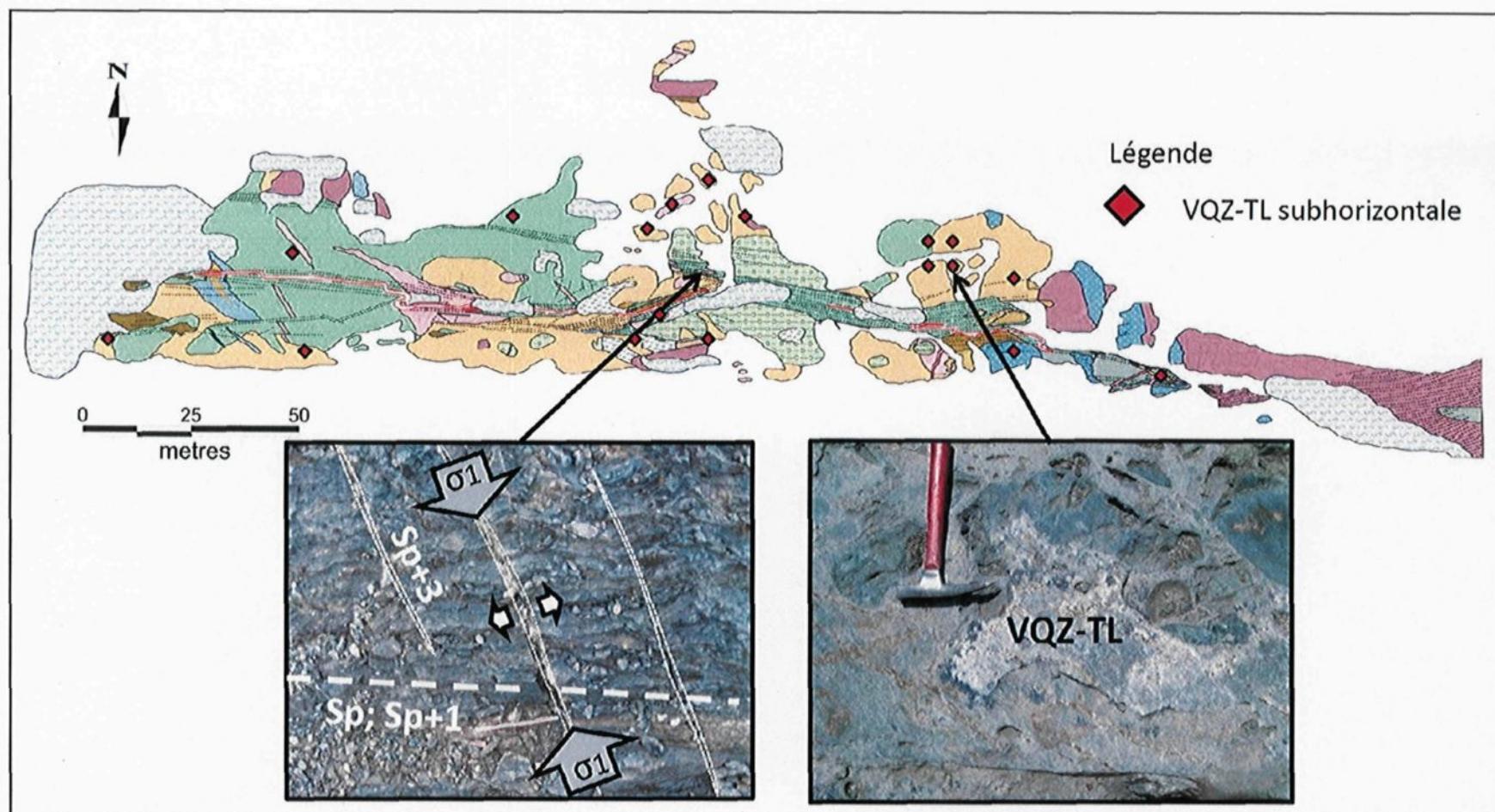


Figure 4.16: Compression tardive matérialisée par des placages de veines à quartz-tourmaline (VQZ-TL) et des ouvertures de tensions (Sp+3) parallèles aux contraintes principales (σ_1) recoupant la zone de cisaillement et remplies de quartz. Voir la figure 3.1 pour la légende des lithologies.

semblent pas compatibles avec le régime en décrochement dextre actif lors de la mise en place du CBI, bien qu'elles recoupent ces phases magmatiques. Les fractures d'extensions recouplant le cisaillement dextre (figure 4.4) suggèrent également qu'un événement de compression ait été enregistré après l'épisode de décrochement.

4.5 ÉVOLUTION STRUCTURALE DU SECTEUR

Un modèle d'évolution structurale pour la Sous-province abitibienne peut être résumé par les travaux des différents auteurs mentionnés à la section 4.0. D'une manière générale, on y propose un modèle basé sur une subduction oblique suivie d'une collision entre terranes engendrant le basculement, le plissement des couches et le développement d'une schistosité pénétrante. Cette compression s'accompagne du développement de failles inverses. Lorsque le raccourcissement ne peut plus être accommodé, il s'en suit une transition vers un régime en décrochement dextre concentré le long des failles majeures et de leurs structures subsidiaires. Plusieurs petits corps intrusifs sont alors mis en place, principalement dans des bassins sédimentaires le long de ces structures majeures. Cette période est connue comme l'événement Timiskaming. Elle est suivie par une reprise de la compression, comme en manifeste la présence d'une schistosité pénétrante dans les intrusions d'âge Timiskaming dans le secteur de Malartic (Robert, 2001). Une période d'exhumation de l'arc suivie d'une phase tardive de décrochement dextre le long des couloirs de faille majeure suit la période d'accrétion.

Tout comme dans le cas des orogènes modernes, il existe une compétition entre la compression et le décrochement au cours de l'accrétion avec le Pontiac au sud (Daigneault, communication personnelle). Cette compétition peut induire certaines variations de l'histoire structurale d'un secteur à l'autre. Pour le secteur de la veine #5, les nombreuses observations répertoriées indiquent l'histoire structurale suivante.

- 1) Hypothétique corridor structural précoce développé avant la déformation régionale, possiblement très tôt, même lors du volcanisme; suggéré par la complexité volcanique du secteur à polarités variables mais de même fabrique Sp;
- 2) Compression responsable de la déformation régionale (D1 : Sp) et du métamorphisme au faciès des schistes verts;
- 3) Poursuite de la compression régionale provoquant le développement de failles inverses (figure 4.5) représentées par une intensification de la fabrique principale (Sp) sur le décapage principal (D2 : Sp). Il est possible que les structures encaissant des veines précoces ailleurs sur la propriété (figure 2.4) se soient développées au même moment;
- 4) Transition vers un régime en décrochement (D3 : Sp, Sp+1, Sp+2 : figure 4.6 à 4.11) avec une période d'extension locale matérialisée par la mise en place des dykes I2G d'orientation NE (figure 4.5A et 4.9). Il se peut aussi que l'orientation de ces dykes s'explique par une variation de la contrainte principale dans le plan horizontal plutôt que par une période d'extension;
- 5) Compression tardive (D4 : Sp+3) matérialisée par des ouvertures de tension recoupant le cisaillement (figure 4.16). Il est possible que les veines de tensions

horizontales à quartz-tourmaline recouplant le CBI soient associées à cet épisode de compression.

Aucune évidence de mouvement normal associé à l'exhumation de l'arc n'a été observée. Une petite période d'extension est toutefois interprétée pour permettre la mise en place des dykes NE de monzodiorite quartzifère (I2G) qui sont incompatibles avec une formation lors du décrochement dextre. Les plis en « z » observés pour la veine #5 indiquent que cette période d'extension est intercalée dans l'événement globalement en décrochement. Il se peut également que l'orientation NE des dykes de I2G soit causée par une variation de la contrainte principale (σ_1) qui demeure subhorizontale mais qui passe d'une orientation NO à NE pour permettre la mise en place des dykes de I2G, dans ce cas en extension, avant de revenir à une orientation NO pour justifier le cisaillement dextre affectant ces dykes. Si les dykes de I2G sont en effet des dykes d'extension au même titre que les dykes NO (figure 4.12), ceci implique que la contrainte principale aurait subi un importante rotation dans le plan horizontal au cours du régime globalement en décrochement dextre. Aucun vestige d'un mouvement senestre attribuable à une contrainte principale (σ_1) NE na pu être observé.

Il n'est pas clair si la zone de cisaillement présente sur le décapage représente un décrochement dextre associé à la sédimentation de type Timiskaming ou encore à l'épisode final de décrochement. Par contre, il a été mentionné que de nombreuses similitudes existent entre le CBI et la cheminée intrusive de la mine Lamaque (Barbe, 2005), 5 km à l'est. L'âge de cette dernière ainsi que l'âge du CBI tombent toutes deux à

proximité de la plage d'âge (2680-2670 Ma) associée à la sédimentation de type Timiskaming pour la limite sud de la ceinture Abitibienne (Daigneault et al., 2002). Le champ de veines de quartz formées en régime de compression et recoupant la cheminée intrusives à Lamaque est lui-même localement affecté par des failles de décrochement dextre (Gaboury, communication personnelle). Il est possible que la zone de cisaillement à l'étude ait été formée au départ dans un régime en compression non relié au champ de veines à quartz et tourmaline puis réactivée en décrochement. Les relations de terrain supportent l'hypothèse que les phases du CBI se soient mises en place progressivement lors du régime en décrochement, sans quoi le décalage des divers dykes de pendage similaire le long d'un même segment du cisaillement serait le même. Ces phases étant localement recoupées par les veines à quartz et tourmaline, il devient plus probable que la période de compression responsable de la mise en place de ces veines soit plus jeune que la période de décrochement active lors de la mise en place de CBI. Les évidences d'une compression tardive au décrochement sont d'ailleurs localement visibles sur le décapage et représentée par des ouvertures de tension recoupant le cisaillement. Les phases intrusives du CBI sont dépourvues d'évidence de déformation à l'extérieur du couloir de cisaillement. Il est toutefois possible que l'hétérogénéité de la déformation ait mieux préservé ce secteur que d'autres.

CHAPITRE 5 - MINÉRALISATION

5.0 INTRODUCTION

L'identification de certaines caractéristiques clés telles que la minéralogie, l'altération, le cortège métallique et la composition en éléments traces des sulfures permettent communément d'interpréter l'affiliation génétique d'une minéralisation (Jebrak et Marcoux, 2008). Le présent chapitre a pour but de bien cerner ces paramètres pour la minéralisation aurifère de la veine #5 afin de mieux comprendre les différents facteurs qui ont influencé sa genèse. Pour ce faire, les échantillons minéralisés ont été soumis à une étude pétrographique en lumière réfléchie pour identifier les phases opaques présentes et en lumière transmise afin de préciser les minéraux d'altération. Certains échantillons sélectionnés ont ensuite été analysés au LA-ICP-MS afin de préciser la chimie des pyrites. D'autre part, la synthèse des différentes observations permet également d'identifier les différents événements minéralisateurs présents sur la propriété. Cette distinction s'avère nécessaire pour ne pas accorder d'importance à certains processus n'étant pas liés à la minéralisation de la veine #5.

5.1 HYDROTHERMALISME SUR LA PROPRIÉTÉ DUBUISSON

Outre la minéralisation à l'étude, différentes veines et autres zones minéralisées ont été répertoriées sur la propriété Dubuisson à ce jour. Leur position a déjà été illustrée à la figure 2.4. Elles semblent toutefois avoir un plus faible potentiel économique que la

minéralisation de la veine #5 étant donné leur extension moins importante. Voici une description de leurs principales caractéristiques.

5.1.1 Veines riches en sulfures (Au-Cu)

Ces minéralisations d'aspect fortement rouillé en surface sont bien représentées par les veines #7 et Stabell. Celles-ci sont d'orientation NO avec un fort pendage. La veine Stabell, de laquelle une petite quantité d'or (15 000 onces à une teneur moyenne de 7,2 g/t) et de cuivre a été extraite entre 1933 et 1936, se trouve à environ 300 mètres au NE du décapage principal. Elle est encaissée dans une zone de déformation spatialement associée à un dyke montrant des similitudes minéralogiques et texturales avec le dyke de diorite porphyrique en feldspath et hornblende (I2J_{FP+HB}) identifié sur le décapage principal. Cette minéralisation est principalement composée de pyrrhotite, pyrite et de chalcopyrite, localement semi-massives. La veine #7 (figure 5.1) se retrouve environ 900 mètres au SO du secteur étudié. Elle possède une orientation et un aspect mégascopique très similaires à la veine Stabell. Les meilleurs résultats de cette veine proviennent d'un échantillon au marteau ayant retourné des valeurs de 18,62g/t Au; 17,1 g/t Ag; 1,01 % Cu. Les 3 forages effectués sur cette minéralisation ont toutefois donné des valeurs moins importantes.

5.1.2 Veines quartz ± tourmaline-pyrite

Une série de petites veines de quartz avec des quantités plus ou moins importantes



Figure 5.1 : Zone riche en sulfures, secteur de la veine #7. À noter que la boussole indique le nord.

de tourmaline est retrouvée dans la partie nord de la propriété. Ces filons peuvent atteindre jusqu'à 1,2 mètre d'épaisseur. Les veines sont d'orientations NO ou NE, de fort pendage, et sont communément associées à des cisaillements silicifiés contentant de la pyrite et des proportions moindres de chalcopyrite. Les veines #1 à 4 (figure 2.4) appartiennent à cette classe de veine. La veine #2 se retrouve directement au nord du décapage. Elle se présente sous forme de zone fracturée remplie de quartz fumé contenant jusqu'à 10% de pyrite avec des quantités moindres de pyrrhotite et chalcopyrite. Les sulfures sont généralement plus grossiers que ceux associés à la veine #5. La veine #2 est exposée sur une longueur de 60 mètres. Le quartz est cataclasé, témoignant un certain degré de déformation. Elle présente localement des cristaux de tourmaline en aiguilles

fines d'orientations aléatoires qui diffèrent de l'aspect de la tourmaline en bande retrouvée dans les veines plus tardives. Cette veine est spatialement associée à un dyke de diorite porphyrique à feldspath qui représente fort probablement l'extension du dyke NO de la même lithologie retrouvée dans la partie est du décapage (échantillon I-003-06). Cette minéralisation a été forée jusqu'à une profondeur de 150 mètres, avec des résultats intéressants tels que 20,8 g/t Au et 1,55% Cu sur 1 mètre. Ces teneurs ont donné lieu à un échantillonnage en vrac qui s'est avéré non concluant. L'extension limitée de ces veines semble également défavoriser leur potentiel économique.

5.1.3 Veines de quartz ± tourmaline à faible pendage

Ces veines se retrouvent principalement sous forme de plaquage le long de plans de fractures à faible pendage. Elles recoupent toutes les lithologies où elles sont répertoriées sur le décapage principal. Tel qu'expliqué au chapitre précédent, ces veines sont compatibles avec une période de compression tardive par rapport à l'épisode de décrochement dextre enregistré par la zone de cisaillement. L'interprétation chronologique et l'aspect de ces veines laissent supposer que cette compression pourrait représenter le même événement hydrothermal responsable de la formation du champ de veines « orogéniques » à quartz-tourmaline typiques du secteur de Val d'Or, telles que celles retrouvées au complexe Sigma-Lamaque. Aucune évidence de minéralisation n'a toutefois été répertoriée pour cette famille de veines sur la propriété Dubuisson.

5.1.4 Autres minéralisations mineures répertoriées sur le décapage

D'autres minéralisations de moindre importance que celle associée à la veine #5 ont été répertoriées sur le décapage principal. Parmi celles-ci, mentionnons quelques zones pyriteuses associées aux roches volcaniques. L'échantillon MIN-009-05 montre la présence de grains de pyrite très grossiers (jusqu'à 2 cm) disséminés au sein de l'unité komatiitique. Cette minéralisation est toutefois très locale et les analyses n'ont retourné aucune concentration significative en substances économiques. L'échantillon MIN-002-05 représente quant à lui une zone moyennement rouillée due à la présence de pyrite associée à des fractures sub-horizontales recoupant le basalte de type I. L'analyse microscopique de cet échantillon montre que les grains de pyrite sont englobés par les porphyroblastes d'amphibole vraisemblablement développés par métamorphisme de contact lors de la mise en place du CBI. Aucune fracture au sein de ces cristaux d'amphibole ne pourrait expliquer une mise en place subséquente des grains de pyrite. Cette minéralisation est donc forcément antérieure à l'événement minéralisateur de la veine #5. L'aspect mégascopique de cette zone rouillée rappelle la veine Stabell et la veine #7, mais celles-ci ont des teneurs aurifères. Il pourrait donc être possible que les secteurs où ce type de minéralisation est recoupé par la veine #5 correspondent à un enrichissement aurifère supplémentaire. Aucune donnée supplémentaire ne peut toutefois appuyer cette hypothèse.

Une autre minéralisation répertoriée sur le décapage mérite une attention particulière. Il s'agit d'une minéralisation en pyrite, magnétite et chalcopyrite retrouvée

au sein du dyke de lamprophyre mafique (échantillon MIN-003-05, figure). Ce dyke n'est pas affecté par l'hydrothermalisme de la veine #5 et présente peu d'évidence de déformation, laissant ainsi supposer que la minéralisation retrouvée à cet endroit est intrinsèque à ce magma. Tel que discuté au chapitre 3, ce dyke semble s'être mis en place dans les derniers stades de l'évolution du secteur, tout comme la veine #5. L'interaction possible entre ces deux éléments à plus grande profondeur dans le système pourrait, jusqu'à un certain point, être favorable à l'enrichissement aurifère du secteur. Cet aspect sera discuté plus en détail au chapitre suivant. Ces minéralisations sont localisées à la figure 5.2.

5.2 MINÉRALISATION AURIFÈRE DE LA VEINE #5

La minéralisation aurifère associée à la veine #5 présente certaines similitudes avec la plupart des veines orogéniques répertoriées dans le secteur de Val d'Or, telle que son association à une zone de cisaillement. Par contre, elle possède des caractéristiques distinctes qui se doivent d'être bien identifiées afin de mieux comprendre les processus à l'origine de cette minéralisation. Cette section abordera les aspects mégascopiques et microscopiques de cette minéralisation avant d'aborder la relation avec le magmatisme.

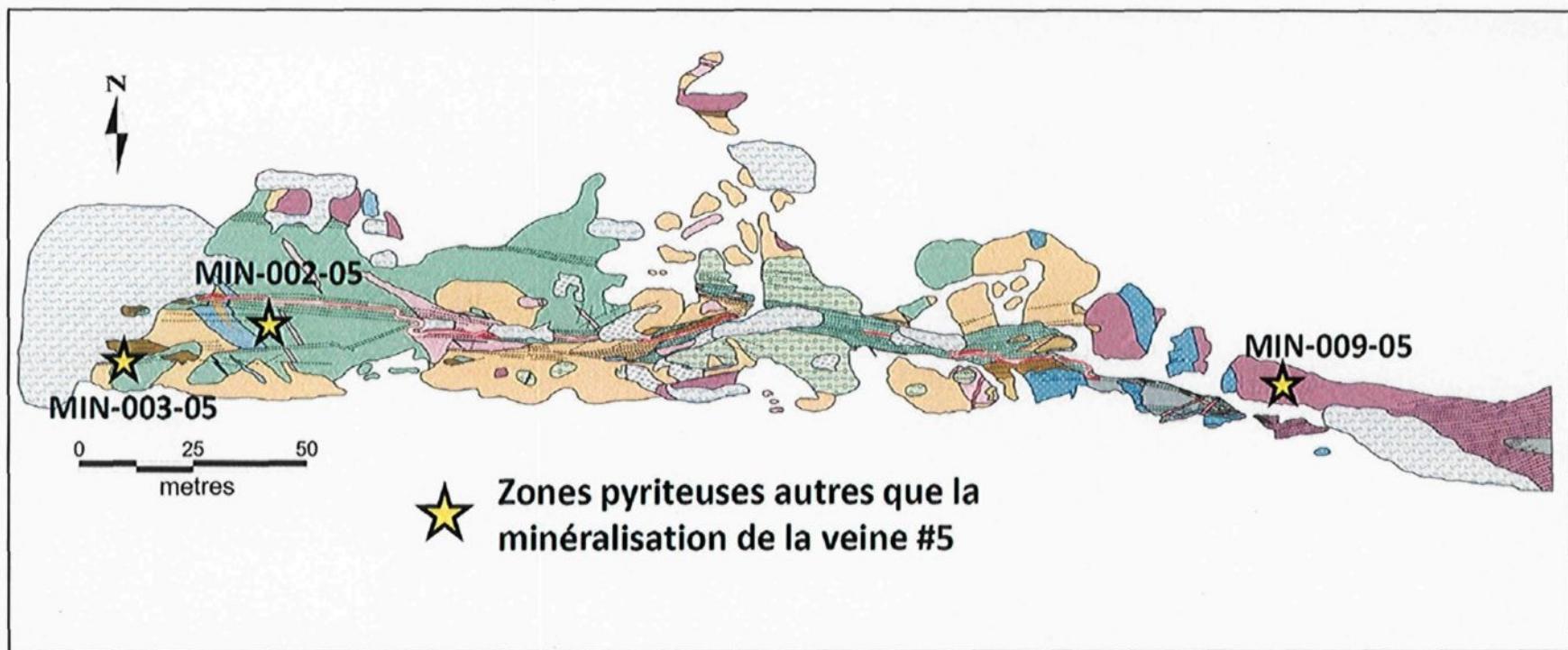


Figure 5.2 : Localisation des zones pyriteuses non directement associées à la veine #5. Voir la figure 3.1 pour la légende des lithologies.

5.2.1 Aspects mégascopiques

5.2.1.1 Géométrie

La minéralisation principale à l'étude est associée à une veine de quartz-carbonate entièrement encaissée dans une zone de cisaillement grossièrement E-O à fort pendage vers le nord. L'épaisseur de la veine varie généralement entre 15 et 70 cm. Les épontes de la veine sont altérées et injectées de veinules de quartz-carbonate (figure 5.3A à 5.3D). Il est possible d'observer localement quelques enclaves de roches encaissantes cisaillées et altérées, principalement de basaltes (figure 5.3A). La veine et l'ensemble des veinules forment une enveloppe pouvant atteindre jusqu'à environ 4 mètres de largeur. Les veinules sont plus abondantes lorsque la veine traverse les unités intrusives plus compétentes par rapport aux unités volcaniques plus ductiles (figure 5.3C). Quelques plis en « z » témoignant du décrochement dextre sont observables (figure 5.3D). La veine est généralement parallèle à la schistosité au sein de la zone de cisaillement (Sp+2), quoique certains secteurs montrent des veinules légèrement plissées recouplant cette fabrique (figure 5.3D). Tout comme pour les dykes d'orientation NO (figure 4.12), leur orientation angulaire avec le couloir de déformation et les petits plis en « z » sont également compatibles avec une formation en régime de décrochement dextre. Autre aspect notable, les vecteurs d'enrichissement aurifères visibles sur la section longitudinale (figure non disponible, André Tremblay, communication personnelle) semblent montrer une plongée d'environ 30 à 40° vers l'ouest. Cette géométrie pourrait donc également être attribuée au décrochement dextre actif lors de la mise en place de la veine #5.

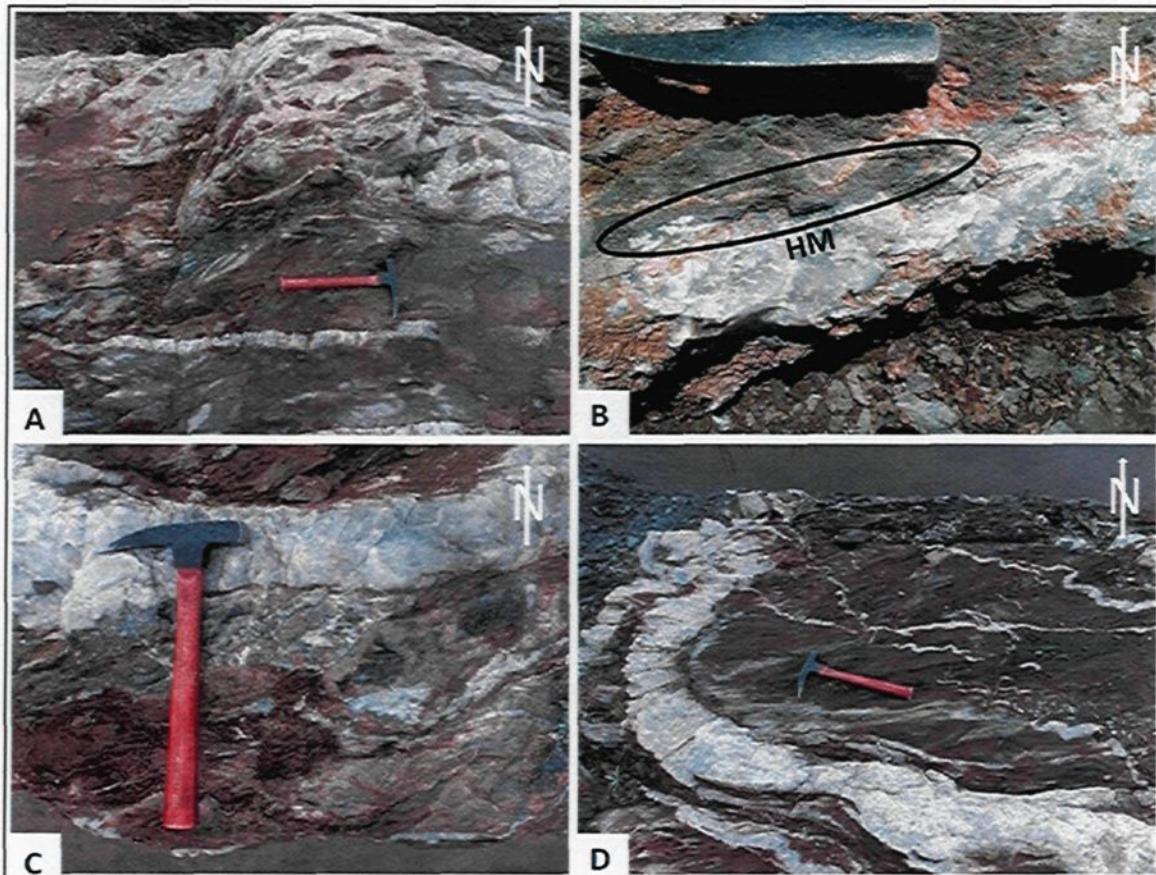


Figure 5.3 : Aspects mégascopiques de la veine #5. A) Aspect bréchique de la veine comportant plusieurs fragments de l'encaissant. B) Veinule de quartz-carbone avec éponte chloritisée avec spécularite au contact. C) Phases intrusives altérées et injectées de veinules de quartz bréchiques en bordure de la veine #5. D) Plissement en « Z » de la veine #5 au sein du cisaillement avec veinules de tension NO recoupant le cisaillement.

5.2.1.2 Gangue

La veine #5 est principalement composée de quartz laiteux avec certains secteurs plus riches en carbonates (figure 5.3B). Les carbonates semblent plus abondants en bordure de la veine ou encore dans le réseau de veinules en bordure de la veine principale (figure 5.3B). Certaines injections composées majoritairement de carbonates sont spatialement associées à des phases mafiques du CBI, telles qu'illustrées à la figure 5.4.

La veine #5 se différencie des autres veines associées aux gisements filoniens du camp minier de Val d'Or par l'absence de tourmaline.

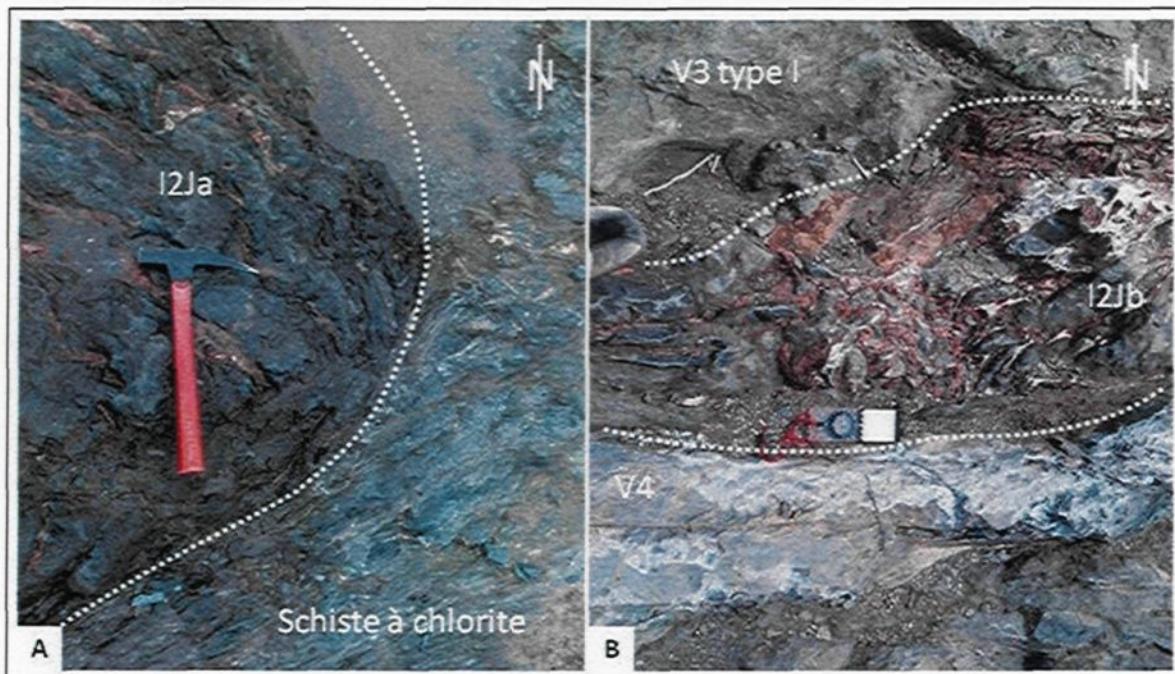


Figure 5.4 : Association spatiale de filonnets de carbonates (rouillés) avec des phases intermédiaires à mafiques: A) Diorite équigranulaire à grain fin (I2Ja) au sein du cisaillement principal. B) Diorite équigranulaire à grains moyens dans un cisaillement secondaire, au contact entre le basalte (V3) de type I et l'unité komatiitique (V4).

5.2.1.3 Minéraux métalliques

La minéralisation se compose de 1 à 5% de sulfures fins associés à la veine #5, principalement dominés par la pyrite, avec des traces locales de chalcopyrite et de magnétite. Aucun grain de sulfure n'est visible à l'intérieur même de la veine principale. Ceux-ci se retrouvent plutôt dans l'encaissant directement en bordure, associé aux veinules de quartz-carbonate ou encore dans des enclave altérées incluses dans la veine. L'absence de sulfures au sein même de la veine principale contraste également avec ce

qui est généralement observé dans le secteur de Val d'Or. La proportion de sulfures peut augmenter jusqu'à 10% lorsque les veinules de quartz-carbonate recoupent certaines unités plus riches en fer, tel le lamprophyre ultramafique (I4O). Les sulfures sont alors plus fins et concentrés dans les plans de cisaillement. De l'hématite sous forme de spéculaire peut-être observée localement, entre autre à proximité de l'échantillon MIN-007-05 où elle se retrouve en bordure de veine de quartz-carbonate principale (figure 5.3B). Ce minéral, tout comme pour la magnétite localement observée, indique une fugacité de l'oxygène plus élevée qui est atypique pour les gisements aurifères orogéniques (Hagemann et Cassidy, 2000; Robert, 2001). Cette caractéristique est toutefois récurrente dans les minéralisations archéennes interprétées comme étant génétiquement liées au magmatisme (Robert, 2001).

5.2.2 Aspects microscopiques

L'étude microscopique des échantillons minéralisés, tout comme les observations de terrain, indiquent que les sulfures peuvent être concentrés au sein de micro-veinules de carbonates-quartz en bordure de la veine #5. Les sulfures peuvent également se retrouver dans les roches encaissantes altérées au contact immédiat des veines et veinules dominées par le quartz. Dans ce cas, il est parfois possible d'observer une diminution de la proportion et de la taille des sulfures en s'éloignant de la veine ou veinule. Les échantillons DH-004-06 et MIN-006-05 (figure 5.5A et B) illustrent bien ce phénomène.

La pyrite est le principal sulfure. Elle se présente souvent sous forme de petits cristaux idiomorphes à subidiomorphes pouvant comporter une forte proportion d'inclusions (figure 5.5C). Il est possible d'observer localement des zones de surcroissance des pyrites matérialisées par une proportion moindre d'inclusions (figure 5.5D). De rares cristaux de chalcopyrite peuvent être observés, moulant les bordures des grains idiomorphes de pyrite (figure 5.5E), mais également en inclusion dans des cristaux de magnétite (figure 5.5F). Il n'est pas clair si cette relation chronologique contradictoire implique un synchronisme entre ces phases métalliques ou si elle résulte de la plus grande capacité de la chalcopyrite à migrer sous l'effet des contraintes. Les grains de magnétite sont très fins et se retrouvent souvent en inclusion dans les grains de pyrite (figure 5.5C). Ces inclusions de magnétite ont localement des contacts ondulants, témoignant d'une déstabilisation par la pyrite. À titre comparatif, l'échantillon MIN-003-05 provenant d'un lamprophyre mafique à l'extérieur du cisaillement de la veine #5 montre une micro-veinule riche en magnétite recoupant un grain de pyrite. Le caractère précoce de cette pyrite par rapport à la magnétite dans ce cas diffère de ce qui est interprété pour la minéralisation en bordure de la veine #5, ce qui argumente en faveur d'une minéralisation intrinsèque au dyke.

Quoi qu'il en soit, la paragenèse métallique de la minéralisation associée à la veine #5 est relativement simple et ne suggère pas la superposition de plusieurs événements minéralisateurs distincts. Certains échantillons possèdent toutefois quelques grains de pyrite plus grossiers et moins bien formés que ceux généralement observés.

Leur morphologie et leur contenu en éléments traces (section 5.5.3.3) suggèrent une origine différente et aucune contribution significative à la minéralisation aurifère.

5.3 ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Différentes altérations hydrothermales associées à la minéralisation ont été répertoriées grâce aux observations mégascopiques et microscopiques. Leur identification visuelle a été complémentée par les données géochimiques (annexe 3) telles que la teneur en éléments alcalins, en silice et la perte au feu. Grossièrement, outre la silicification et la carbonatation associées à la veine #5 et ses veinules adjacentes, certains minéraux d'altération identifiés indiquent la présence d'un métasomatisme alcalin, matérialisé par un enrichissement en Na_2O et K_2O (figure 3.11), mais dominé pas le Na_2O (données annexe 3). Ces minéraux d'altération de ne sont toutefois pas exclusivement limités à la zone de cisaillement encaissant la veine #5 et peuvent être localement observés dans certaines phases du CBI. L'implication de cette caractéristique sera discutée à chapitre suivant. Certains types d'altération d'un secteur donné semblent également en partie contrôlés par la nature du protholite altéré. Il n'est toutefois pas clair, sur la base des observations microscopiques, si le feldspath potassique est présent dans la mésostase quartzo-feldspathique comme minéral d'altération ou comme minéral primaire. Les différents types d'altérations sont décrits plus en détail dans les prochains paragraphes et des exemples types sont présentés à la figure 5.6.

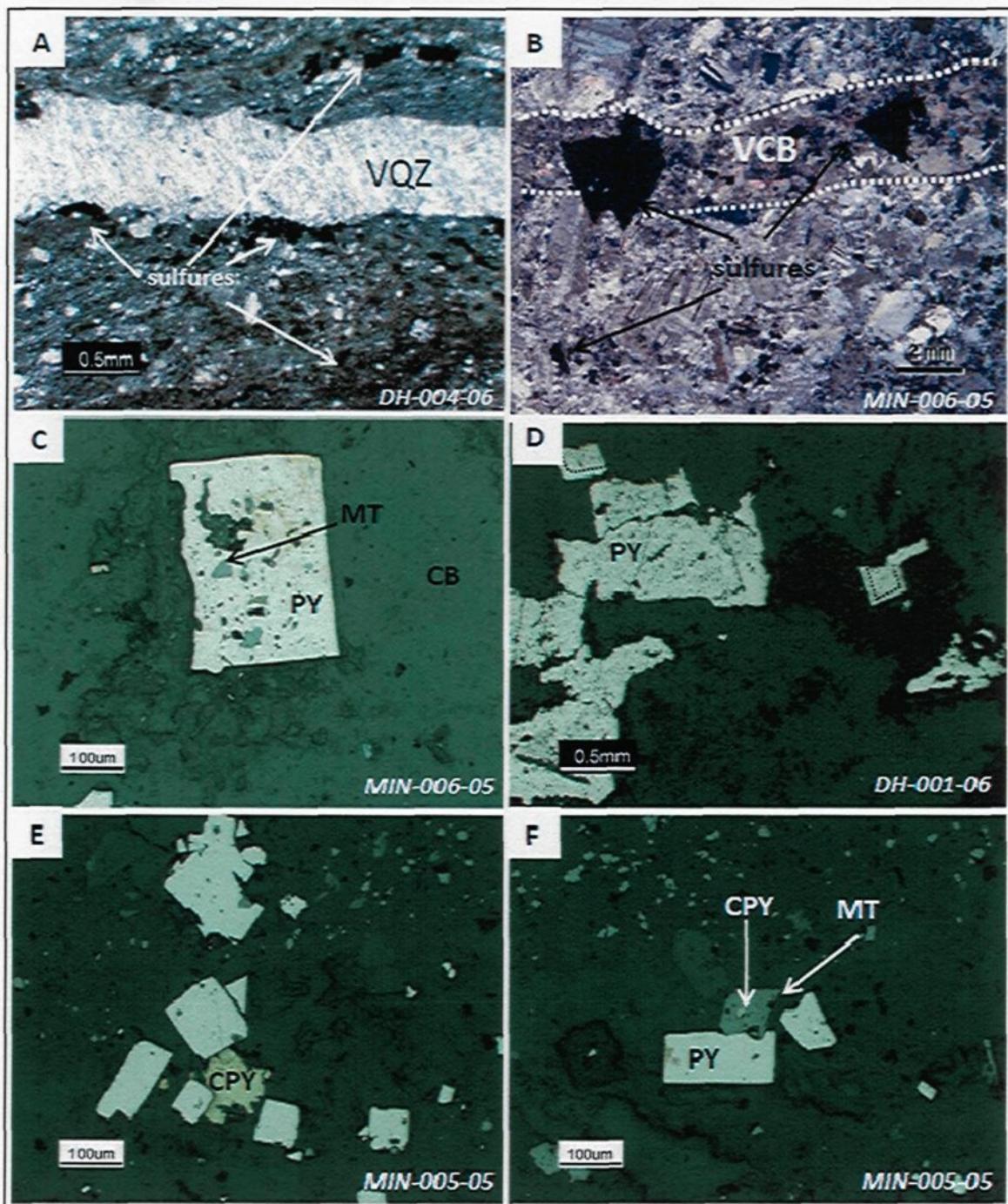


Figure 5.5: Exemples types de minéralisations associées à la veine #5 : Taille décroissante des sulfures en bordure de : A) Veinules de quartz (VQZ) et B) Veinule de carbonates-quartz (VCB-QZ). C) Inclusions de magnétite (MT) dans un grain de pyrite (PY) au sein d'une matrice de carbonates (CB). D) Pyrites irrégulières avec surcroissance locale. E) Remobilisation de chalcopyrite (CPY) en bordure des grains de pyrite idiomorphes. F) Inclusions de chalcopyrite dans un grain de magnétite en bordure d'un grain de pyrite.

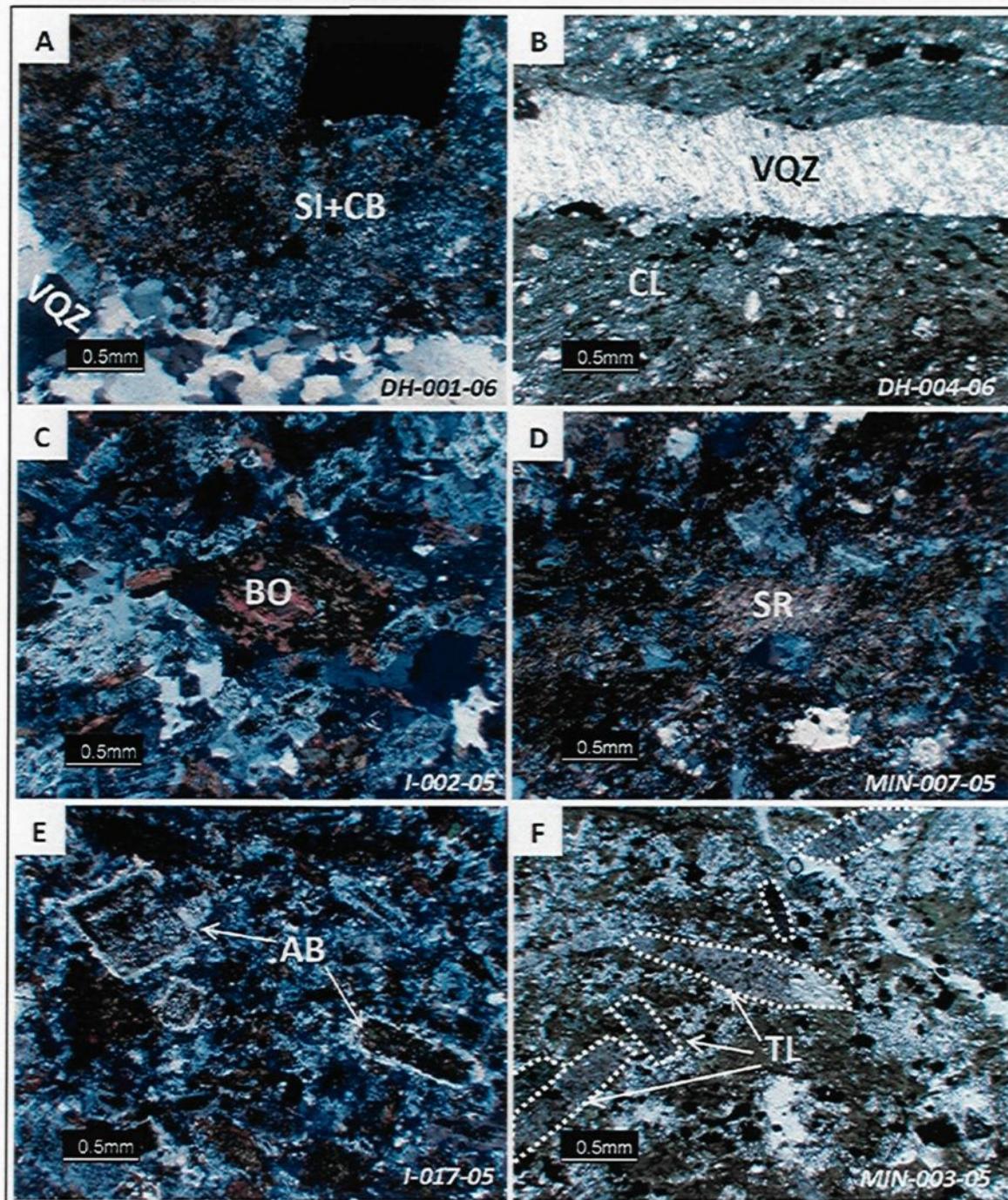


Figure 5.6 : Altérasions des échantillons en bordure de la veine #5 : A) Silification (Si) et carbonatation (Cb) en bordure d'une veinule de quartz. B) Chloritisation (Cl) en bordure d'une veinule de quartz (VnQz). C) Biotisation (Bo) d'un cristal de hornblende. D) séricitisation (Sr). E) Couronnes d'albite (Ab) en bordure de feldspaths primaires. F) Grains de tourmaline développés aléatoirement au sein d'un lamprophyre mafique.

5.4.1 Silicification

La silicification se manifeste communément par la présence de veinules de quartz et par une diffusion de silice pénétrante en bordure de certaines de ces veinules (figure 5.6A). Cette zone s'accompagne souvent d'une carbonatation et d'un remplacement total de la chlorite. Les données géochimiques (annexe 3) démontrent également une silicification pour certains échantillons altérés par rapport à leurs équivalents frais. Par exemple, l'échantillon SH-001-05, représentant une phase déformée de la matrice de la brèche intrusive (I2I), montre un enrichissement significatif (>6%) en SiO₂ par rapport à son équivalent frais (échantillon I-002-05).

5.4.2 Carbonatation

La carbonatation est omniprésente en bordure de la veine #5, indépendamment de la nature du protholite de l'échantillon altéré. Ce type d'altération est facilement reconnaissable sur le terrain par son aspect rouillé dans le schiste à chlorite et par sa couleur beige rosée dans les phases intrusives recoupées par la veine principale (figure 5.3). Les carbonates forment parfois la phase principale des veinules comme pour l'échantillon MIN-006-05 (figure 5.5B). Cette altération peut également se manifester sous forme de diffusion pénétrante, constituant jusqu'à 20% de cristaux de carbonates submillimétriques disséminés. Tel que mentionné précédemment, une coïncidence spatiale est parfois observable entre les carbonates de fer et certaines phases intrusives mafiques et ultramafiques.

5.4.3 Chloritisation

Ce type d'altération est commun surtout dans les roches mafiques où il matérialise fréquemment les plans de déformation. La chlorite est d'ailleurs la phase minérale principale du schiste encaissant la veine #5. Bien que moins fréquente, cette altération est également présente pour certaines phases intrusives intermédiaires à felsiques déformées, comme en témoigne l'échantillon DH-004-06 (figure 5.6B).

5.4.4 Biotisation

Parfois observée sous forme de cristaux primaires dans plusieurs phases intrusives du CBI, la biotite peut également se manifester comme minéral d'altération. Dans ce cas, elle remplace fréquemment des cristaux de hornblende primaires, conservant la forme losangée causée par les clivages à 120° caractéristiques, comme dans l'échantillon I-002-05 (figure 5.6C). Cet échantillon, représentant la matrice de la brèche intrusive (I2I), est situé à l'extérieur des zones de cisaillement, ce qui suggère que la mise en place du fluide responsable de cette altération n'est pas contrôlée structuralement dans ce cas. L'échantillon de la matrice de la brèche intrusive (I2I) au sein du cisaillement encaissant la veine #6 (SH-001-05) renferme une proportion de biotite plus importante que son équivalent non-déformé (10% vs 3%). Ceci suggère que cette altération se développe également au sein des zones de déformation. Elle n'est toutefois observée que pour cette phase.

5.4.5 Séricitisation

Restreinte aux zones de cisaillement encaissant les veines minéralisées, cette altération se manifeste sous forme de petites paillettes millimétriques (jusqu'à 20%) généralement concentrées dans les plans de cisaillement. Ce type d'altération mieux développé dans la phase de diorite à grain fin (I2Ja, figure 5.6D).

5.4.6 Albitisation

Ce type d'altération est avec celui à biotite l'un des seuls qui se retrouve également en dehors de la zone déformée et minéralisée. Il se manifeste alors en surcroissance blanchâtre autour de grains primaires de feldspath qui montrent un faible degré de saussuritisation (figure 5.6E). Il est possible qu'elle se confonde également avec la pâte quartzo-felspathique mais l'absence de macles peut toutefois nuire à son identification. L'enrichissement en Na₂O matérialisant l'albitisation n'est manifesté seulement que pour certaines phases intrusives riches en feldspaths à l'origine. Par exemple, les analyses géochimiques montrent que les échantillons de schiste à chlorite sont caractérisés plutôt par un lessivage du Na₂O par rapport à leur équivalent hors de la zone de cisaillement (basalte de type II).

5.4.7 Tourmalinitisation

La tourmaline n'a été observée qu'au sein de l'échantillon MIN-003-05 provenant

d'un lamprophyre mafique (I3O), dans la partie ouest du décapage. Elle se présente sous forme de cristaux bien formés de taille millimétrique et disposés aléatoirement (figure 5.6F) dans une pâte riche en carbonate et biotite. Il n'est pas clair si la présence de tourmaline est réellement causée par l'altération de la roche suite à l'interaction avec un fluide ou si elle est directement reliée à la composition du magma. L'orientation aléatoire des grains de tourmaline, la nature disséminée des carbonates et l'absence de foliation dans l'échantillon suggèrent que si la minéralogie est liée à un processus d'altération, les fluides pouvaient coexister avec le dyke de I3O lors de sa mise en place plutôt qu'une mise en place subséquente contrôlée par la déformation.

5.5 ÉLÉMENTS TRACES DANS LES PYRITES

5.5.1 Sélection des échantillons

Huit lames polies provenant de zones minéralisées ont été sélectionnées pour l'analyse des éléments traces dans la pyrite par LA-ICP-MS. La sélection des échantillons a été effectuée de façon à étudier la minéralisation aurifère de la veine #5 associée à différents types d'altérations et d'encaissants. Certains échantillons de forages proviennent de secteurs montrant un important enrichissement aurifère mais n'ont pas fait l'objet d'aucune autre analyse en éléments traces. De plus, certains échantillons provenant de minéralisations interprétées comme étant distinctes ont été analysés à des fins comparatives. Parmi ces échantillons, des secteurs spécifiques de grains de pyrite ont été sélectionnés en fonction de leur homogénéité pour limiter l'influence des micro-

inclusions de minéraux sur les concentrations d'éléments mesurées. De rares traverses linéaires ont pu être effectuées dans certains grains de pyrite assez grossiers et homogènes afin d'y rechercher une zonalité potentielle. L'abondance d'inclusions dans certains grains de pyrite limite toutefois l'exécution de telles traverses. Le tableau suivant présente un résumé des principales caractéristiques des échantillons sélectionnés. Les positions des analyses sur les grains de pyrite et les résultats bruts sont présentées en annexe.

5.5.2 Résultats

Les figures 5.7 à 5.14 présentent les concentrations en éléments traces pour chacun des échantillons minéralisés analysés normalisées à la croûte archéenne (Taylor et McLennan, 1995) ainsi qu'au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) pour l'élément Hg car aucune valeur de normalisation n'était disponible pour la croûte archéenne. Trois principaux types de spectres d'éléments traces ont été répertoriés, plus d'un type pouvant être présent au sein d'un même échantillon. Leurs caractéristiques sont décrites dans les paragraphes suivants.

5.5.2.1 Spectres de type I

Le premier type de spectres se retrouve au sein des échantillons riches en Au en bordure de la veine #5. Il est caractérisé par un enrichissement en or et divers éléments tels que Ag, Bi ± Sb, W et Mo. Ces éléments ne sont toutefois pas systématiquement

Tableau 5.1 : Principales caractéristiques des échantillons minéralisés sélectionnés pour analyse au LA-ICP-MS

<i>Nom échantillon</i>	<i>Encaissant</i>	<i>Altération dominante</i>	<i>Type de minéralisation interprétée</i>	<i>Nombre d'analyses</i>
MIN-006-05	Leucodiorite à phénocristaux de feldspaths (I2J \square_{FP} ?)	Ab, Cb	Éponte veine #5	18
DH-001-06	Schiste à chlorite; VnQz-Cb	Si, Cb, Cl,	Éponte veine #5	16
DH-004-06	Phase intrusive déformée (I2I?); VnQz	Si, Cl, Cb	Éponte veine #5	22
SH-008-05	Lamprophyre ultramafique (I4O) déformé	Si, Cb, Cl	Éponte veine #5	18
DH-003-06	Basalte type I veinules diffuses de quartz et hornblende	Si, Hb	Py associée à métamorphisme de contact (?)	10
MIN-003-05	Lamprophyre mafique (I3O) non-déformé	Cb	Py d'origine magmatique dans lamprophyre (?)	9
I-018-05	diorite à phénocristaux de feldspaths (I2J \square_{FP})	Si, Cl, Ep	Minéralisation précoce à veine #5	9
Veine #2	quartz	-	Veine NO, précoce à la veine #5	9

(VnQz : veinule de quartz; Cl=chlorite; Si=silice; Cb=carbonate; Ab=albite; Hb=hornblende, Ep=épidote; NO=nord-ouest; Py=pyrite)

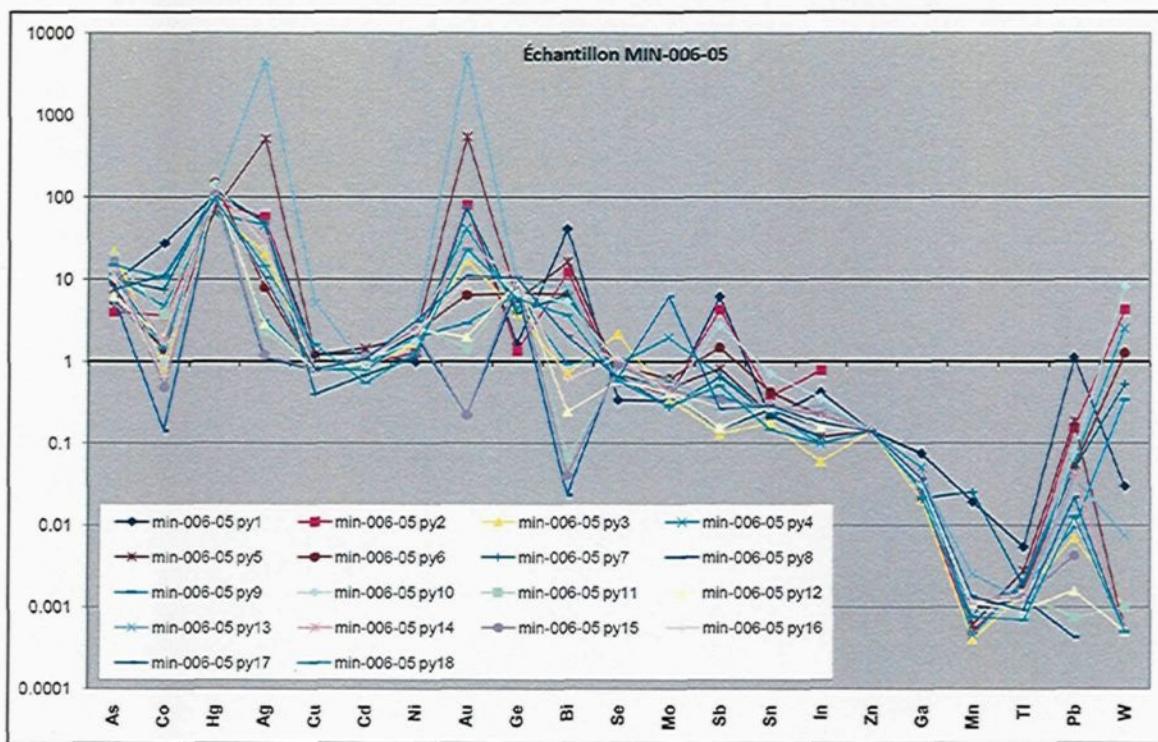


Figure 5.7 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon MIN-006-05.

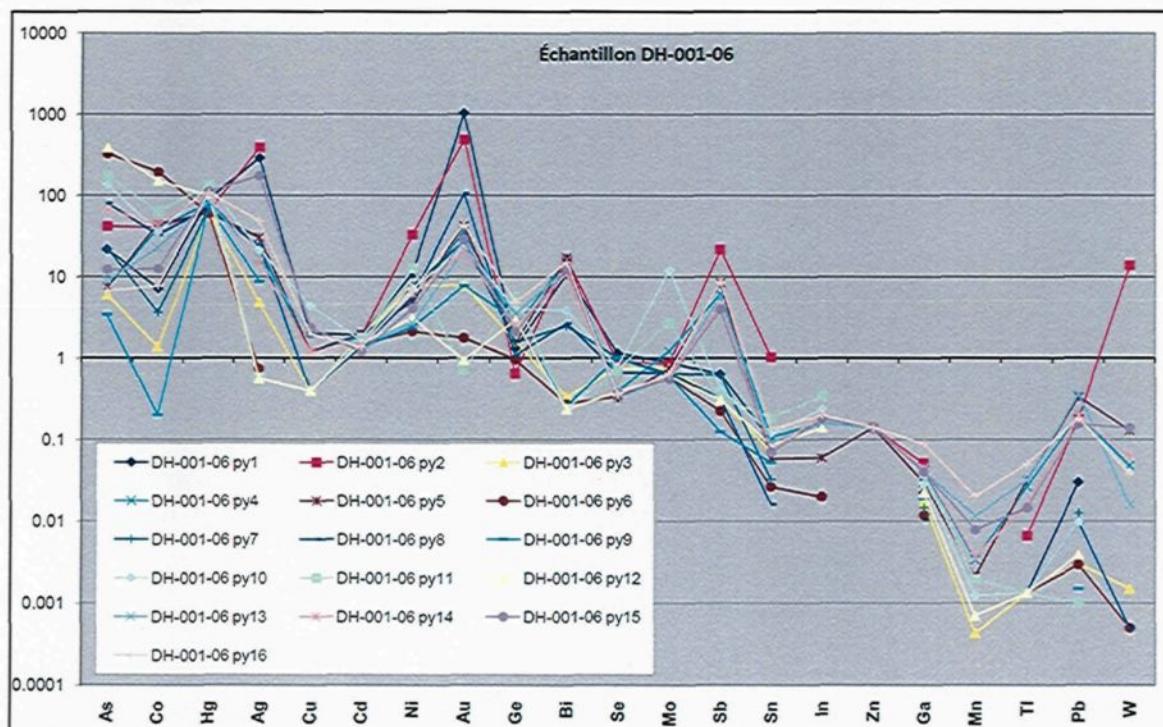


Figure 5.8 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon DH-001-06.

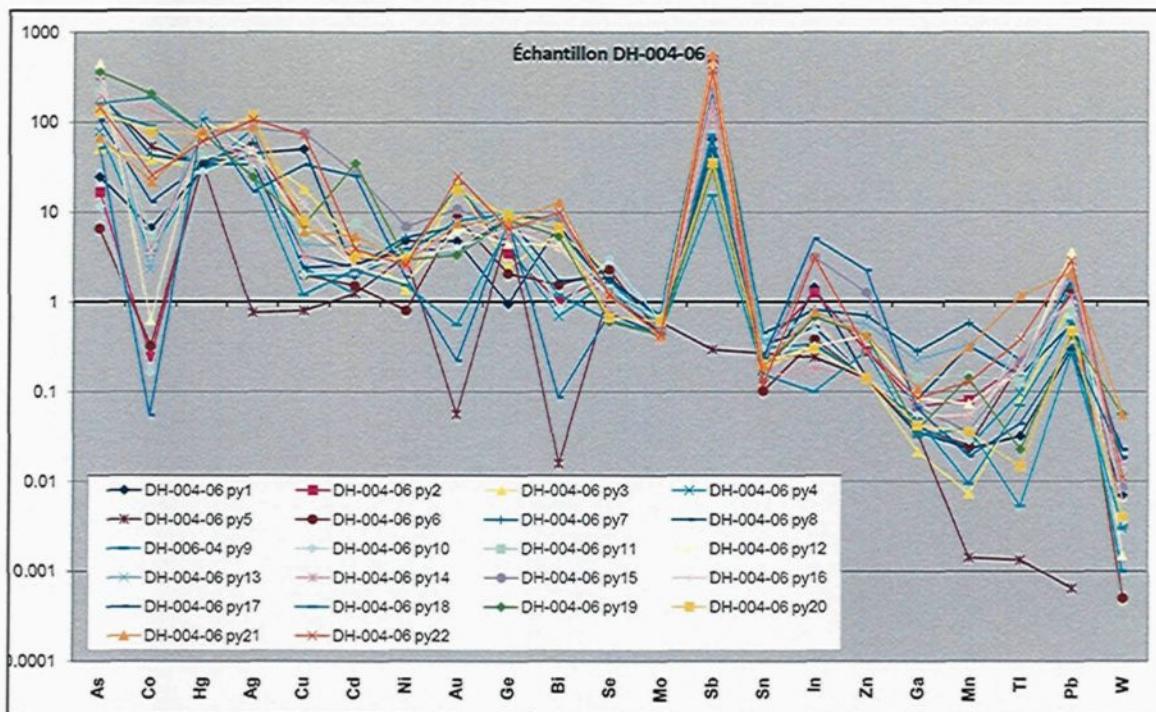


Figure 5.9 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon DH-004-06.

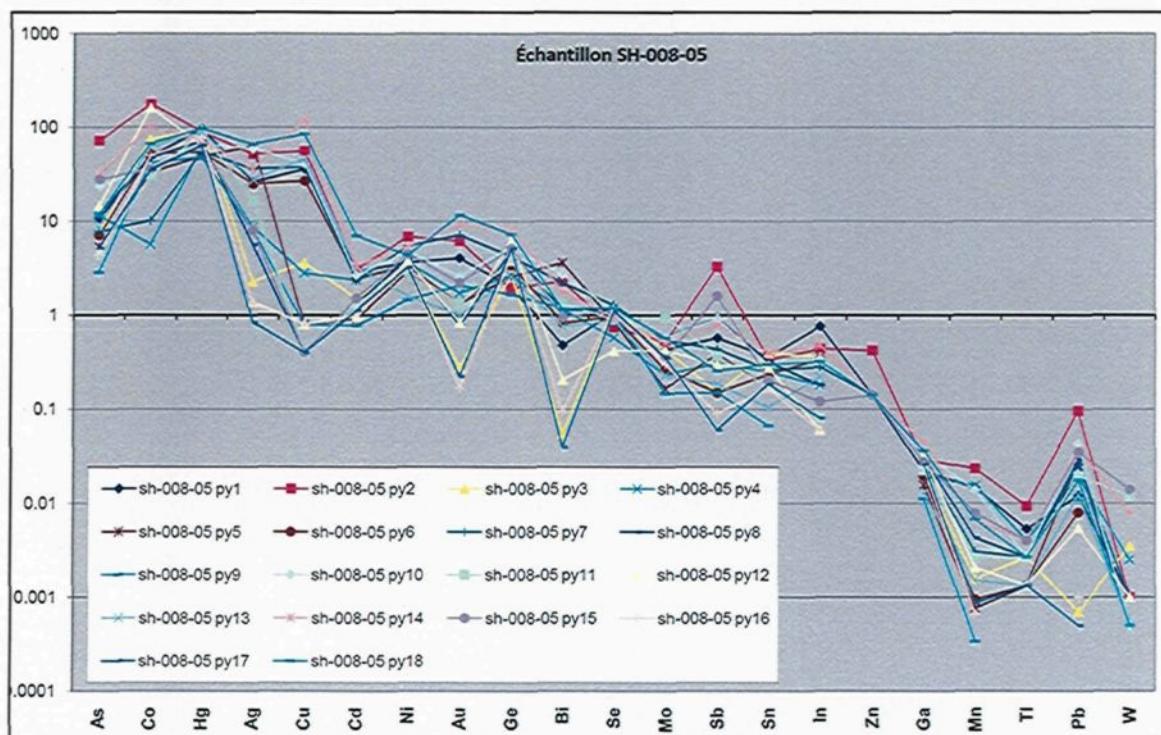


Figure 5.10 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon SH-008-05.

Figure 5.11

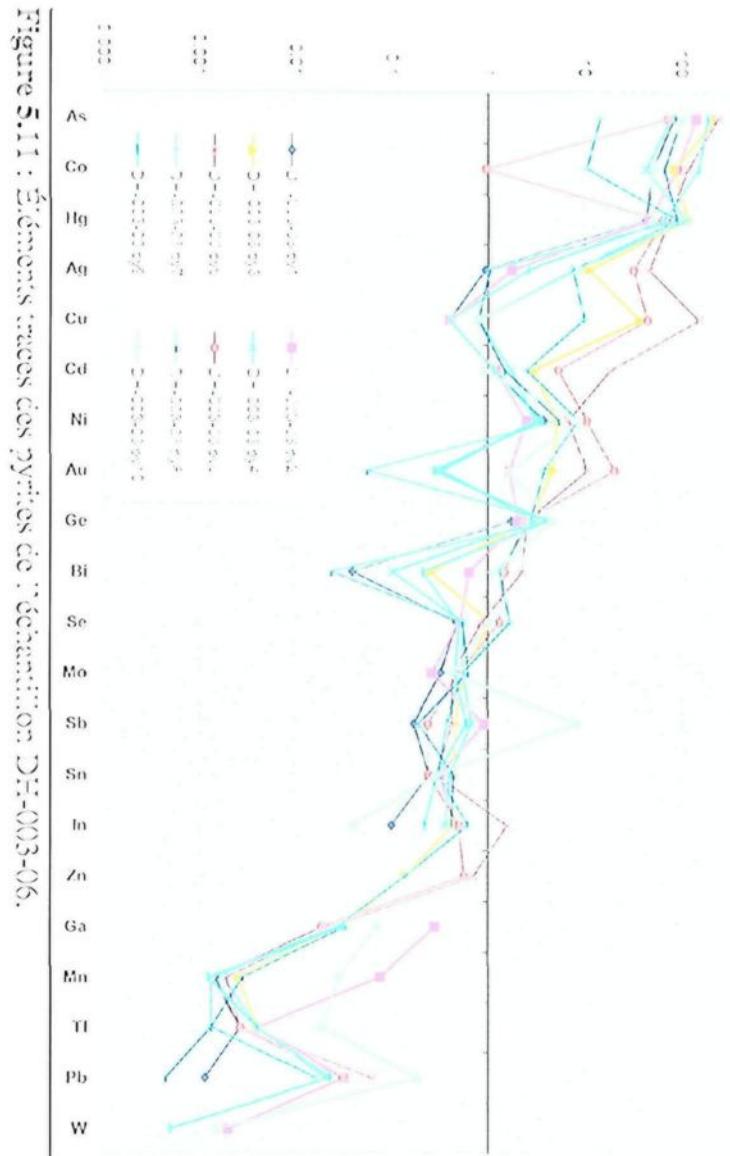


Figure 5.11 : Diagrammes traces des pyrites de l'échantillon CH-003-06.

Figure 5.12

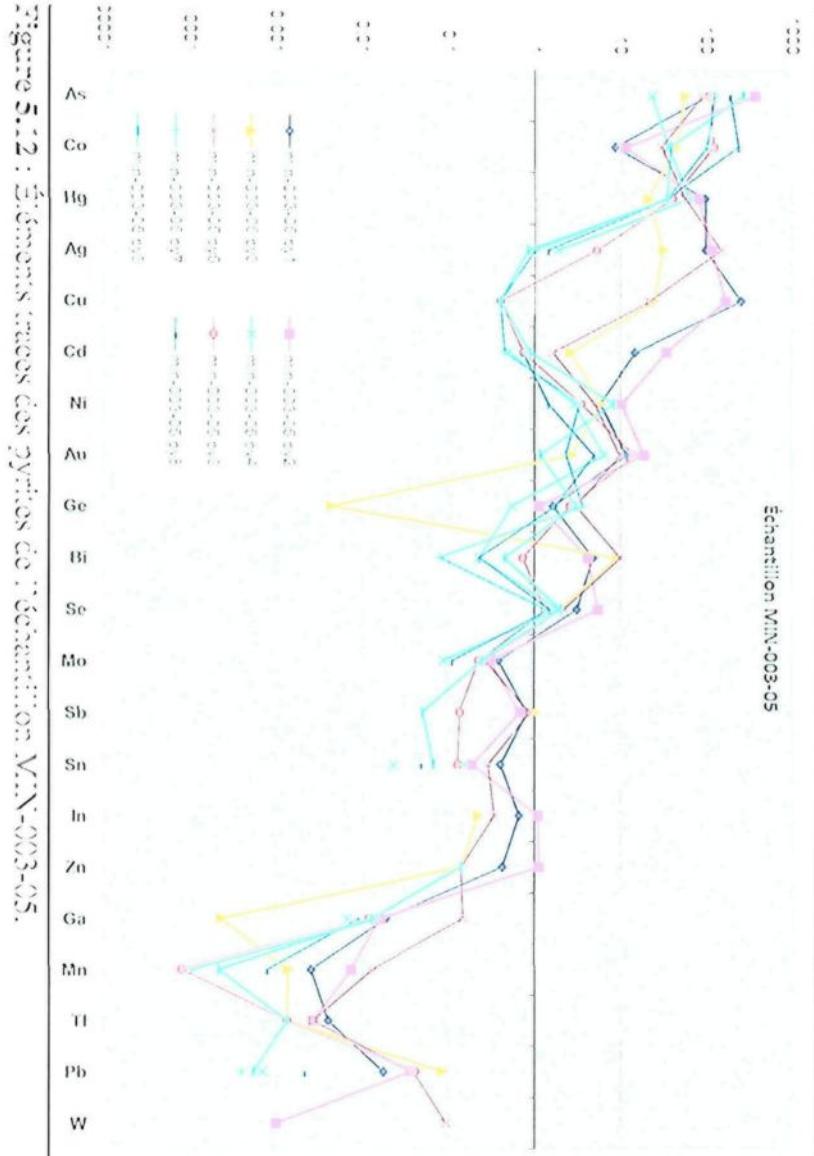


Figure 5.12 : Diagrammes traces des pyrites de l'échantillon MN-003-05.

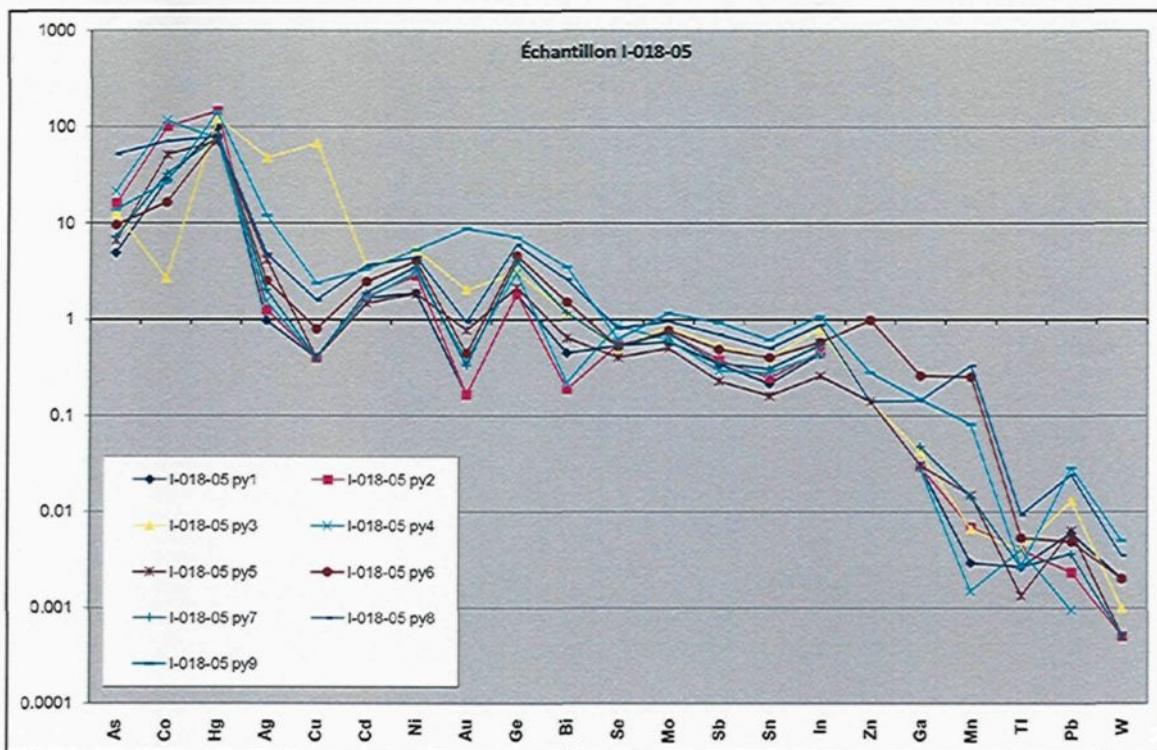


Figure 5.13 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon I-018-05.

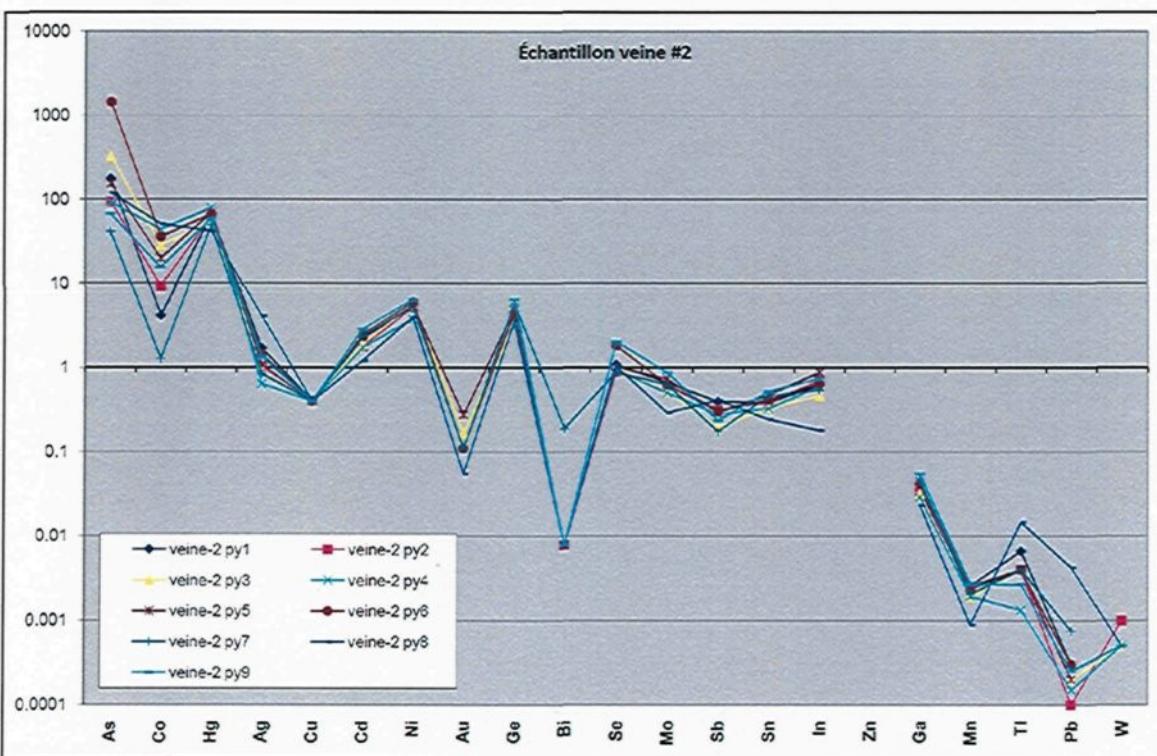


Figure 5.14 : Éléments traces des pyrites de l'échantillon Veine #2.

enrichis avec l'or et l'intensité de l'enrichissement est variable, les pyrites les plus aurifère ne présentant pas nécessairement les plus fortes valeurs pour les autres éléments. L'échantillon MIN-006-05 (figure 5.7) a titré 0.31 g/t Au mais été prélevé en bordure d'un échantillon de rainures ayant donné 8,74 g/t Au. Il est caractérisé par un métasomatisme alcalin (figure 3.11 : 8.43% ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs 56.36% SiO_2). L'échantillon DH-001-06 (figure 5.8) ne provient pas d'un secteur particulièrement riche en Au selon les analyses de forage, mais ses pyrites sont parmi les plus enrichies en Au analysées au LA-ICP-MS. Contrairement à l'échantillon MIN-006-05, l'encaissant n'est pas une phase intrusive leucocratique mais vraisemblablement un schiste à chlorite issu d'une unité volcanique déformée. La signature en éléments traces de plusieurs pyrites de ces échantillons est très similaire, indiquant qu'elle n'est pas le simple reflet de la composition de l'encaissant. Elle se caractérise par un rapport $(\text{Au}/\text{Ag})_{\text{normalisé}}$ près de 1. L'association plus ou moins forte de l'or avec les éléments Bi et Sb pour certaines pyrites se compare aux signatures géochimiques associées aux minéralisations de type « *intrusion related* » (Lang et al, 2001). Quelques analyses montrent également un enrichissement en Mo et W. L'échantillon DH-004-06 (figure 5.9), qui provient d'une phase intrusive déformée recoupée de veinules de quartz, a été sélectionné dans une intersection en forage ayant retourné 18 g/t Au. Les pyrites de cet échantillon se caractérisent par une très forte anomalie positive en Sb ainsi que des valeurs en Pb plus élevées que pour les autres échantillons. Il possède un rapport $(\text{Au}/\text{Ag})_{\text{normalisé}}$ légèrement plus élevé que les 2 échantillons décrits précédemment, mais avec des valeurs en Cu légèrement plus importantes. Il ne montre pas non plus d'enrichissement en W et Mo.

5.5.2.2 Spectres de type II

Le second type de spectres est caractérisé par une tendance plus linéaire, des valeurs souvent plus élevées en Cu, un rapport $(\text{Au}/\text{Ag})_{\text{normalisé}}$ inférieur à 1 et une concentration en Au plus faible que le spectre de type I. Cette signature est retrouvée tant dans des échantillons en bordure immédiate de la veine #5 (SH-008-05, figure 5.10) que dans des échantillons associés à un événement hydrothermal ou magmatique relié à la mise en place du CBI (DH-003-06, figure 5.11). Ce dernier échantillon provient du basalte de type I métamorphisé en cornéenne à amphiboles, où la pyrite a été vraisemblablement formée lors de la mise en place du CBI. La pyrite est associée aux injections de quartz-amphiboles qui semblent issus d'une réaction métamorphique de déshydratation lors du passage vers le faciès amphibolitique (Sawyer, communication personnelle), bien que l'hypothèse d'un métasomatisme par des fluides associés au CBI lors de sa mise en place soit également considérée. Les pyrites analysées provenant du dyke de lamprophyre mafique massif (MIN-003-05, figure 5.12) ont également un spectre similaire. Ce type de spectres montre rarement des anomalies positives en Bi, Sb, W ou Mo, ce qui permet difficilement d'interpréter une source spécifique pour ces fluides. Les lithologies encaissantes pour ce type de pyrite sont généralement de nature mafique, mais il est difficile de déterminer si cet aspect exerce un contrôle sur la concentration en certains éléments tels que le Cu. Quoiqu'il en soit, deux familles de pyrites sont retrouvées au sein de ces échantillons : une enrichie en cuivre et une autre sans cuivre, l'or étant associé à la première famille mais en proportions plus faibles que pour les spectres de type I.

5.5.2.3 Spectres de type III

Le troisième type de spectres est celui des pyrites stériles. Celles-ci sont caractérisées par des anomalies négatives en Cu, Au \pm Bi. Ces spectres sont beaucoup plus homogènes d'un grain de pyrite à l'autre. On les retrouve localement au sein d'échantillons renfermant des pyrites appartenant à l'un des deux autres types de spectre, où elles sont généralement plus grossières et xénomorphes. Elles forment également la totalité des spectres obtenus de l'analyse des minéralisations interprétée comme antérieure à celle de la veine #5 (échantillons I-018-05 et Veine #2, figures 5.13 et 5.14), où l'or, si présent, ne semble pas associé à la pyrite.

5.5.2.4 Autres minéralisations aurifères

D'autres minéralisations aurifères à proximité de Val d'Or ont été également analysées au LA-ICP-MS par Damien Gaboury afin d'établir une base comparative pour la minéralisation de la veine #5. Les échantillons proviennent des gisements aurifères de Goldex (figure 5.15), Croinor (figure 5.16) et East Amphi (figure 5.17). Les deux premiers sont de types veines de quartz-tourmaline et leurs caractéristiques correspondent en grande partie à celles des gisements filoniers orogéniques « classiques » du camp minier de Val d'Or. Le spectre d'éléments traces provenant des pyrites aurifères à Croix-Nord présente de nombreuses similitudes avec le spectre de type I identifié pour le secteur de la veine #5 (plusieurs analyses avec anomalies positives en Ag, Au, Bi, Sb, Pb et faibles teneurs en Cu). Parmi les rares différences, notons l'absence d'anomalies

positives en W et Mo. Les pyrites aurifères provenant de la mine Goldex présentent le spectre le plus différent. Celui-ci se caractérise par l'absence d'anomalies positives en Bi, Sb et Mo. Aucune de ces pyrites ne possède de concentration détectable en W. Le rapport $(\text{Au}/\text{Ag})_{\text{normalisé}}$ est largement supérieur à 1. L'échantillon provenant de la mine East Amphi, dans le secteur de Malartic, présente une chimie des pyrites aurifères similaire à celle de type I. La principale différence est le rapport $(\text{Au}/\text{Ag})_{\text{normalisé}}$ supérieur à 1. Tout comme pour la minéralisation de la veine #5, ce gisement aurifère montre une association spatiale avec une intrusion de petite taille. Plusieurs gisements similaires dans le secteur de Malartic semblent montrer une intime association avec le magmatisme (Robert, 2001). Tout comme pour les spectres de type I, les pyrites de East Amphi possèdent parfois un enrichissement en W.

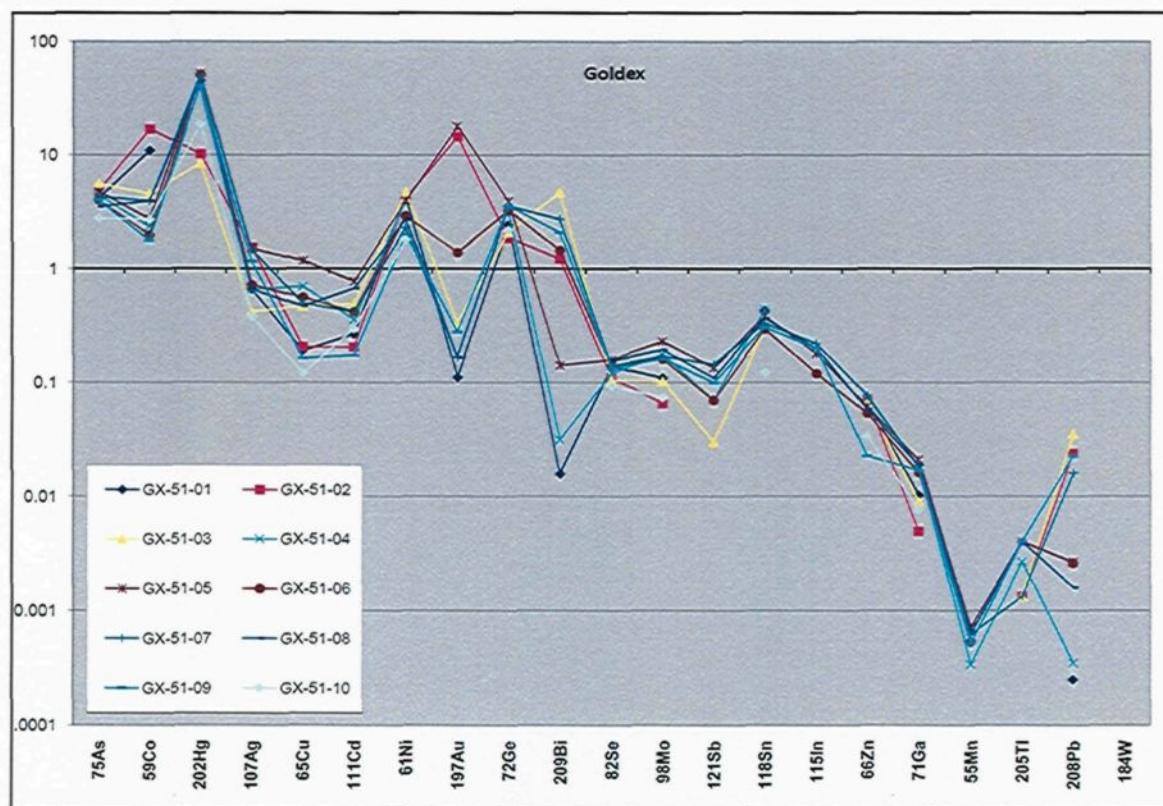


Figure 5.15 : Éléments traces des pyrites de Goldex (données Damien Gaboury).

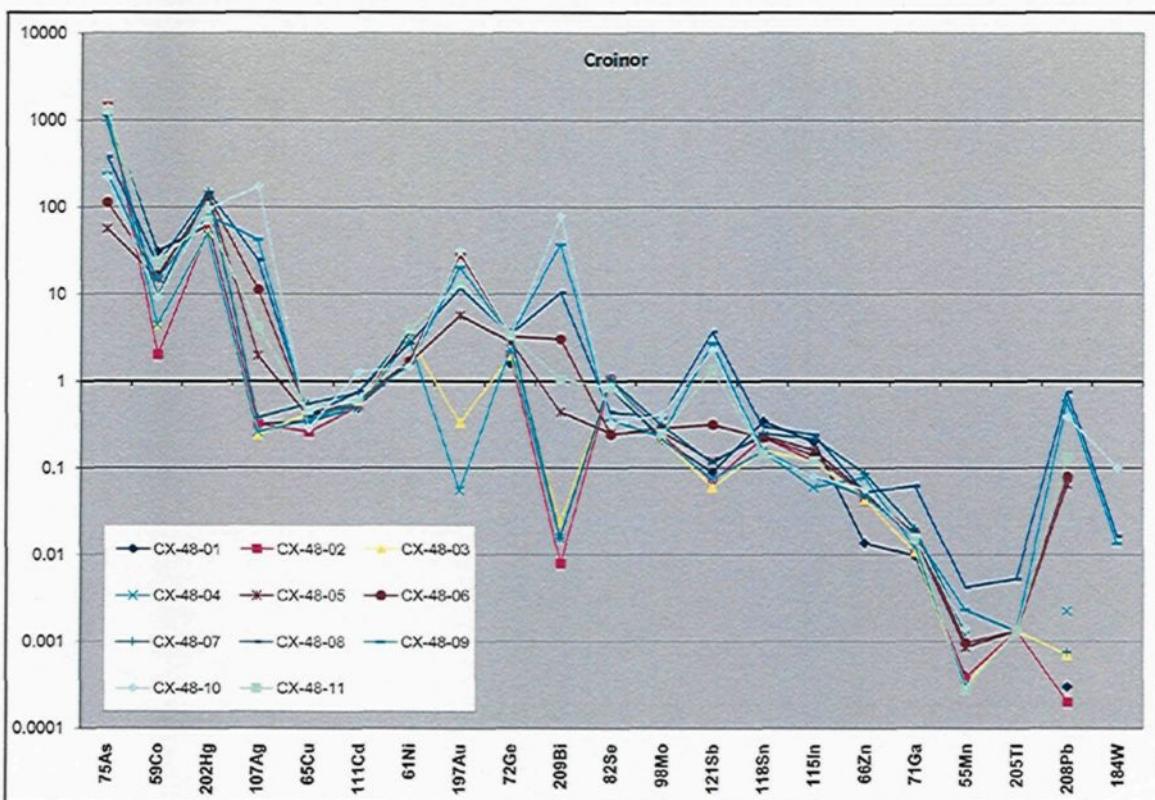


Figure 5.16 : Éléments traces des pyrites de Croinor (données Damien Gaboury).

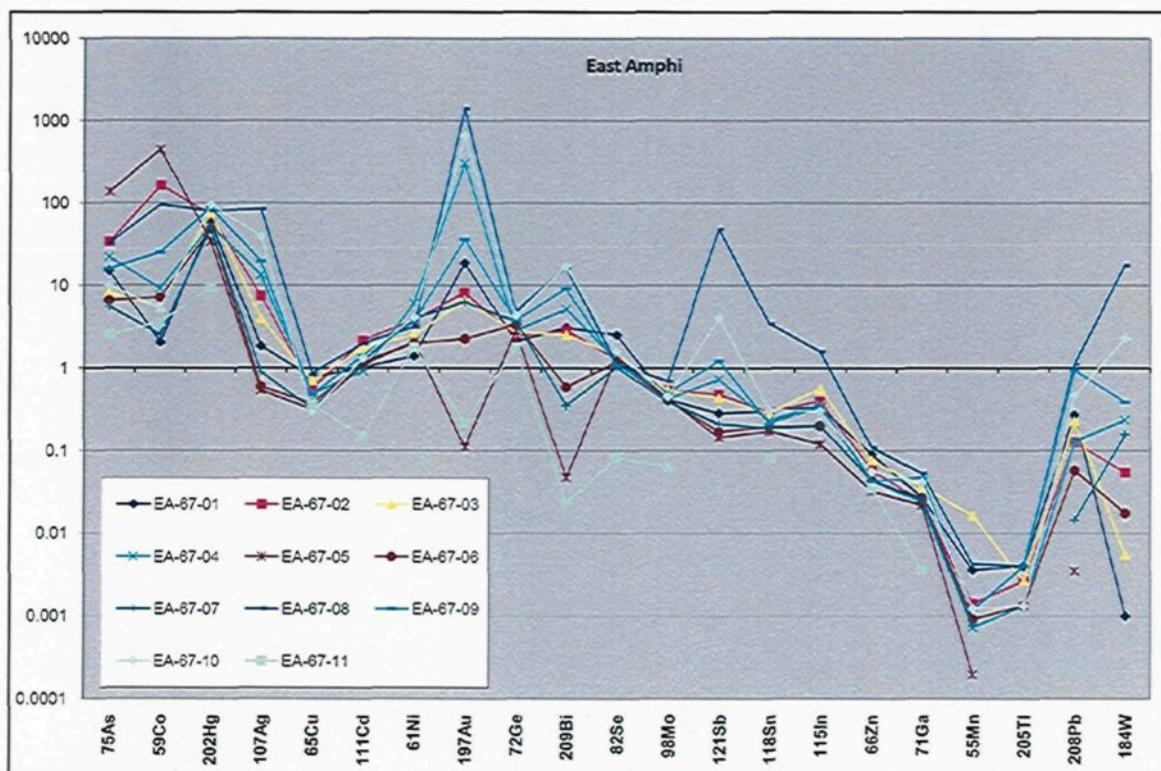


Figure 5.17 : Éléments traces des pyrites de East Amphi (données : Damien Gaboury).

5.6 ÉTUDES ISOTOPIQUES

5.6.1 Isotope du soufre

Les pyrites recueillies à partir de trois échantillons minéralisés ont été analysées pour leur signature isotopique en $\delta^{34}\text{S}$ (figure 5.18). Deux échantillons en bordure de la veine #5 (MIN-005-05 et MIN-006-05) ont donné des valeurs de -0.1‰ et -0.3‰ respectivement. L'échantillon provenant de la veine #2 a quant à lui donné une valeur de 1.9‰. Les valeurs négatives de la veine #5 contrastent avec les valeurs provenant de gisements filoniers dans le camp de Val d'Or, lesquelles se situent entre 0.6 et 6.0‰ (Beaudoin et Pitre, 2005). Des valeurs négatives ont également été obtenues pour des pyrites aurifères associées aux intrusions alcalines dans le secteur de Malartic, où un lien génétique est interprété entre le magmatisme et la minéralisation (Robert, 2001).

5.6.2 Isotope de l'oxygène

À titre indicatif, des échantillons de quartz provenant des veines #2 et #5 ont été analysés pour obtenir leur valeur en $\delta^{18}\text{O}$. La veine #2 a retourné une valeur de 8.6‰. Cette valeur est près de la limite inférieure de la plage de valeurs obtenues pour les veines du camp de Val d'Or, qui est de 9.4‰ à 14.4‰ pour la famille de veines à quartz-carbonate et de 9.2‰ à 13.8‰ pour celle à quartz-tourmaline-carbone (Beaudoin et Pitre, 2005). Toutefois, la valeur de 18.8‰ obtenue pour la veine #5, tel qu'illustré à la figure 5.18, est clairement anomale. D'autre part, la variation de 8‰ obtenue pour les

différents échantillons de quartz de la veine #5 (de 10.8‰ à 18.8‰) diffère du caractère homogène des signatures obtenues pour un même gisement dans le camp de Val d'Or (Beaudoin et Pitre, 2005). Génétiquement, ceci est difficilement explicable par une variation de température d'un même fluide. Pour se faire, il faudrait par exemple considérer l'évolution d'un fluide passant de 500°C jusqu'à environ 200°C (Zheng, 1993). Cette évolution peu probable semble contradictoire avec les conditions isothermales de température de fluides estimées à environ 350°C pour les champs filoniens de Val d'Or (Beaudoin et Pitre, 2005). Il est beaucoup plus probable que cet écart résulte d'une combinaison de plusieurs fluides sans égard à l'aspect génétique. La valeur de 18.8‰, combinée à la grande variabilité des valeurs au sein d'une même veine, reflète le caractère particulier de la minéralisation de la veine #5 par rapport à celles du secteur de Val d'Or.

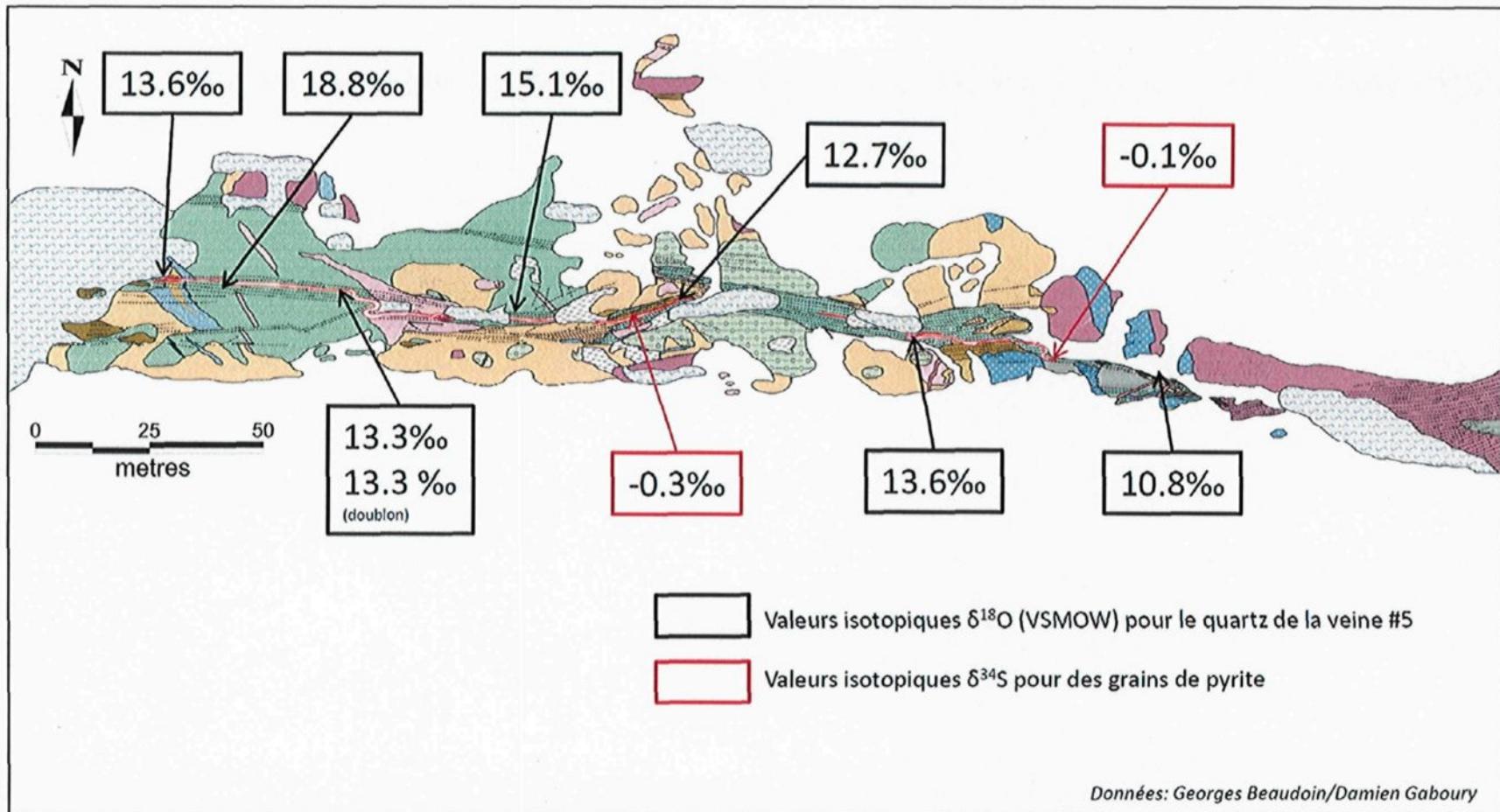


Figure 5.18 : Localisation et valeurs des analyses isotopiques associées au quartz et à la pyrite pour le secteur de la veine #5

CHAPITRE 6 - MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE

6.0 INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but d'établir les facteurs contrôlant la formation de la minéralisation aurifère de la veine #5 à partir de la synthèse des observations décrites dans les chapitres précédents. L'association spatiale, et en partie temporelle, entre la déformation, le magmatisme et la minéralisation laisse supposer que ces éléments ont exercé une certaine influence les uns sur les autres. L'analyse de l'interaction entre ces éléments aidera à l'élaboration d'un modèle métallogénique, celui-ci menant à l'identification de métallotectes dans le but d'optimiser l'exploration pour ce type de minéralisations. La figure 6.1 présente l'interprétation des divers éléments répertoriés sur le terrain et intégrés au sein d'un cadre géodynamique, en mettant l'emphase sur les éléments actifs lors de la mise en place du CBI et de la minéralisation aurifère.

6.1 RÔLE DE LA DÉFORMATION

6.1.1 Implications sur le magmatisme

À l'image des petites intrusions porphyriques et/ou alcalines en Abitibi (Wyman et Kerrich, 1988; Robert, 2001; Chown et al., 2002), le CBI montre une étroite association spatiale avec une zone de cisaillement en décrochement (figure 4.13). Les phases magmatiques du CBI disparaissant d'ailleurs rapidement en s'éloignant vers le

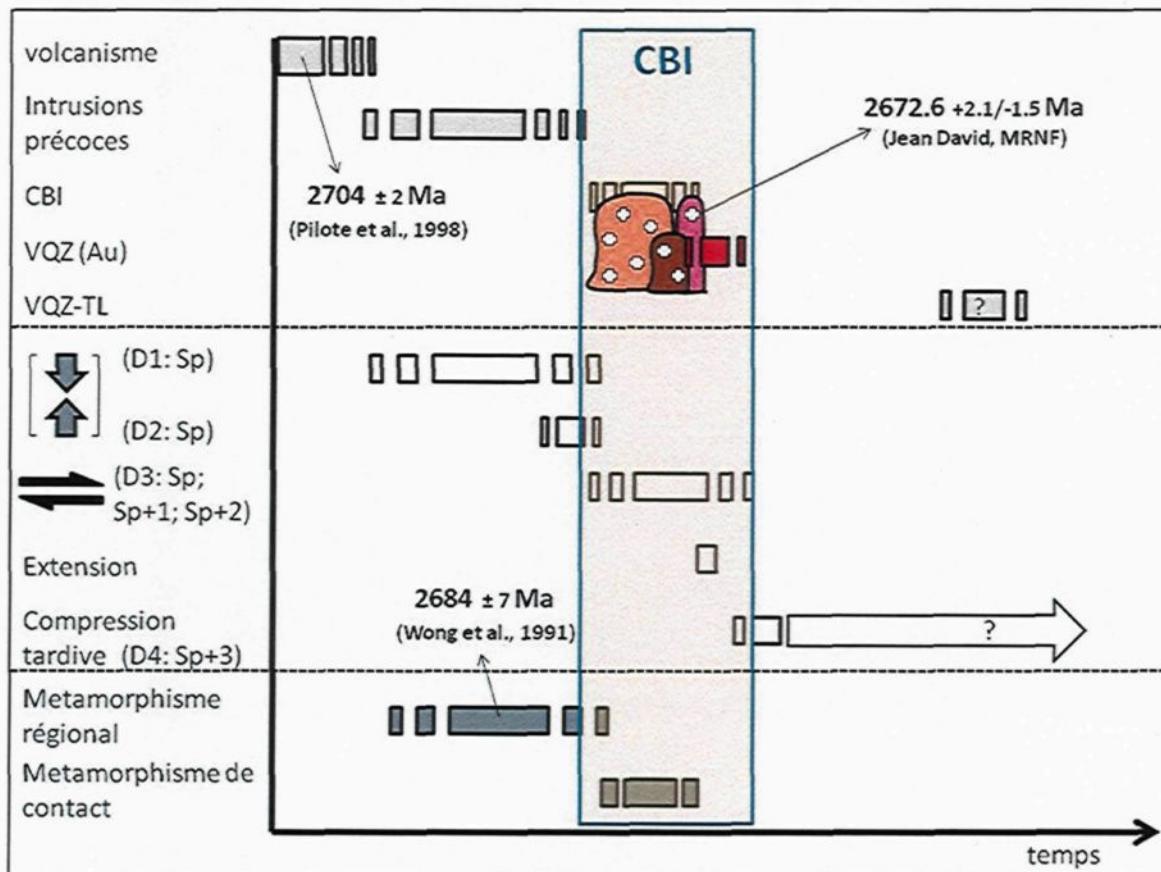


Figure 6.1 : Cadre de chronologie relative du secteur de la veine #5. Quelques âges ont été sélectionnés pour fixer un cadre absolu.

nord, parallèlement à cette structure. De plus, la complexité magmatique est particulièrement focalisée à proximité de la zone de cisaillement de la veine #5 alors que la phase de brèche intrusive est la seule encore présente en s'éloignant vers le sud, dans le secteur de la veine #6 (annexe 1E, veine #6 non visible en affleurement). Plusieurs phases semblent s'être mises en place durant le régime en décrochement dextre (section 4.3.2). On peut citer en exemple les dykes en tension (I1D, I2I_{FP}, I2Ja, I4A) d'orientation NO et les unités concentrées au sein de la zone de cisaillement (I2Ja, I2Jb, I3O, I4O, I2C). La brèche intrusive (I2I), sans démontrer clairement d'évidences de mise en place lors du décrochement dextre, montre une association spatiale à plus grande échelle avec la zone de cisaillement. Ses relations de recouplement indiquent toutefois que sa période de mise

en place est intercalée entre celle des unités compatibles avec le décrochement dextre mentionnées précédemment. Les zones de failles en décrochement peuvent créer suffisamment d'ouverture pour permettre la montée de magmas à partir de la base de la croûte (Wyman et Kerrich, 1988; Cameron, 1990; Thurston et Chivers, 1990; Rock, 1991; 1993; Stevenson et al., 1999; Chown et al., 2002). La présence de lamprophyres au sein de la zone de cisaillement à l'étude appuie cette hypothèse. On peut également mentionner que les dykes de monzodiorite quartzifère (I2G) d'orientation NE sont également restreints aux environs de la zone de cisaillement principale. Ceci suggère un possible événement local d'extension intercalé au sein de l'épisode de décrochement, pouvant être en partie contrôlé par la pressurisation du système magmatique et les conditions structurales particulières à ce secteur, plutôt qu'un régime global en extension. Une autre hypothèse serait que l'événement d'extension se soit fait sentir à plus l'échelle plus régionale mais que l'ascension finale de ce type de magma ait été restreinte à cette zone de déformation. Ces dykes sont recoupés par la veine #5, elle-même affectée par le décrochement dextre. Ceci suggère que la période d'extension soit intercalée dans l'épisode en décrochement. Beakhouse (2007) mentionne la coexistence fréquente de tectonique horizontale et verticale durant la période de mise en place des intrusions de type LMDP (*late mantle derived plutons*) possiblement génétiquement liées à certaines minéralisations aurifères. Dans tous les cas, il apparaît évident que cet environnement représente une zone structuralement complexe active depuis une longue période, depuis la juxtaposition d'unités volcaniques de polarités variables au développement d'une faille à mouvement inverse antérieure au CBI (section 4.2.2), jusqu'au développement du cisaillement à coulissage dextre. Cette histoire structurale semble s'est révélée favorable

à la superposition spatiale de plusieurs types de magmas, dont une bonne partie s'est mise en place de façon contemporaine au décrochement dextre.

6.1.2 Implications sur l'hydrothermalisme

D'un point de vue métallogénique, le caractère tardif de la zone de cisaillement en décrochement associée au CBI simplifie grandement les interprétations. Tout d'abord, l'étude du CBI et de la minéralisation de la veine #5 n'est pas compliquée par le raccourcissement et le métamorphisme régional. Ceci permet de mieux caractériser certains paramètres tels que l'altération et la géométrie du système. Au niveau du potentiel économique, ces structures plus tardives jouissent d'une plus grande continuité par rapport aux autres failles encaissant des veines sur la propriété (figure 2.4), ce qui peut résulter en des minéralisations plus continues et prévisibles. Le décrochement le long de la zone de cisaillement de la veine #5 est responsable de la géométrie de cette dernière. La veine semble s'être mise en place tardivement dans l'histoire du décrochement, limitant la déformation à un boudinage local et à quelques plis en « z » de faible envergure. La connectivité avec des structures majeures, telle la faille de Cadillac, est également un élément important à considérer. Ces structures peuvent jouer le rôle de plomberie structurale principale pour l'ascension de divers magmas et le drainage des fluides, qui utiliseront par la suite des structures de 2^e et 3^e ordre (Robert et Brown 1986; Sibson et al., 1988; Groves, 1993) telles que la zone de cisaillement à l'étude. Le contrôle structural à différentes échelles sur la canalisation tant des magmas que des fluides est un

élément de première importance dans la localisation de la minéralisation pour les gisements de type « *intrusion related* » (Lang et Baker, 2001).

Comme mentionné précédemment pour la mise en place des dykes NE de monzodiorite quartzifère (I2G), il peut être pertinent de considérer la période locale d'extension. Cette unité est l'une des plus tardives du CBI, donc chronologiquement l'une des plus proches de la minéralisation aurifère. Ses minéraux mafiques sont entièrement chloritisés même hors de l'influence du cisaillement où aucune fabrique n'est observée, suggérant ainsi que ce magma ait cristallisé en présence d'une phase fluide aqueuse. La figure 5.3C montre un secteur de la veine #5 où l'on peut entre y voir de petites zones de brèches hydrothermales également orientés NE en bordure de la veine. La lame mince de l'échantillon DH-004-06, représentant une zone minéralisée associée à la veine #5, montre une veinule de quartz parallèle au cisaillement mais dont l'orientation des grains de quartz est perpendiculaire aux épontes (figure 5.5A). Ces observations militent également en faveur d'une composante d'extension, du moins localement, lors de la circulation hydrothermale. Les événements d'extension au sein d'un régime globalement en décrochement ou en compression peuvent coïncider avec certains épisodes minéralisateurs (Mueller et al., 1988; Stephens et al., 2000). La présence de veinules d'orientation NO (figure 5.3D), similaire aux dykes en tension du CBI, suggère toutefois que la circulation hydrothermale ne s'est pas limitée à cette période d'extension et est également active lors du décrochement dextre. Les périodes de transition de régimes tectoniques peuvent représenter une période importante d'une évolution

métallogénique par la variation des conditions physiques affectant les fluides pouvant permettre la précipitation de l'or (Deng et al., 2009).

6.2 RÔLE DU MAGMATISME SUR LA MINÉRALISATION

La présence d'un magmatisme particulier (intrusion tarditectonique polyphasée à caractère bréchique) spatialement associé à une minéralisation aurifère est à la base même de ce projet de recherche. Les prochaines sections résumeront les diverses interprétations de l'impact du CBI sur la minéralisation aurifère de la veine #5.

6.2.1 Synchronisme magmatisme-hydrothermalisme

Le schéma de chronologie relative des événements (figure 6.1) vient positionner le développement de la veine #5 directement à la suite de la mise en place du CBI. Même si le développement de tous ces éléments est compatible avec un même régime globalement en décrochement dextre, il peut être difficile d'évaluer la période de temps les séparant. Certaines observations permettent toutefois de supposer que cette période de temps est relativement courte, même jusqu'à montrer un synchronisme avec les derniers stades de l'évolution magmatique du CBI.

Par exemple, tel que mentionné dans le chapitre 4, certains dykes comme celui de diorite à grain fin (I2Ja, échantillon I-006-05) dans la partie ouest du décapage sont faiblement décalés par la zone de cisaillement en plus de montrer une partie de l'injection

au sein de cisaillement, de part et d'autre des limites du dyke (figure 4.14). Ces relations suggèrent fortement une mise en place du dyke durant le décrochement. La présence de veinules de tension NO faiblement plissées recouplant les plans de cisaillement (figure 5.3D) suggère qu'une même interprétation peut être tirée pour au moins une partie de l'hydrothermalisme de la veine #5. La puissance du décalage du dyke de I2Ja (environ 5 m) est comparable à celle du décrochement ayant affecté la veine #5 dans ce segment du cisaillement, telle que suggérée par l'amplitude du pli en « z ». Ces amplitudes similaires suggèrent que ces deux éléments se sont produits dans un intervalle de temps relativement restreint dans l'histoire du décrochement.

Par ailleurs, il a été mentionné précédemment qu'une relation spatiale existe entre certaines unités intrusives intermédiaires à mafiques et des fluides riches en carbonates. Il est toutefois difficile d'affirmer s'ils ont une source commune et si leur relation spatiale est également temporelle. Néanmoins, le dyke de lamprophyre mafique (I3O, échantillon MIN-003-05), illustré à la figure 4.11, est injecté au sein d'une petite zone de cisaillement subsidiaire. Le mouvement dextre de cette faille est déduit par les crochons d'entraînement matérialisés par la schistosité régionale S1 et par une veine de carbonate boudinée dans les volcanites encaissantes. Le très faible degré de déformation du dyke suggère une mise en place ultérieure à cette veine de carbonate. Ces relations temporelles contradictoires entre les veines de carbonates et les phases intrusives mafiques permettent de supposer un certain synchronisme entre les deux événements. Cette supposition n'est toutefois valable que s'il s'agit de la même génération de veines de carbonate.

Une autre relation pouvant évoquer un synchronisme entre l'hydrothermalisme associé à la veine #5 et une partie du magmatisme provient toutefois de l'échantillon de syénite quartzifère (I2C : MIN-002-06) analysé à la microsonde (figure 3.10). Échantillonné au cœur de la zone de cisaillement dans l'éponte de la veine #5 injectée de veinules millimétriques de quartz, on y voit une injection de matériel leucocratique riche en feldspath potassique (environ 40%) recoupant à fort angle son équivalent cisaillé mais de composition similaire. Cette injection de syénite quartzifère (I2C) à grains très fins et sans foliation vient bréchifier des veinules de quartz et est elle-même recoupée par une veinule de quartz. Cette relation de recouplement suggère un synchronisme entre une partie de l'hydrothermalisme de la veine #5 et une phase intrusive alcaline. Cette observation est toutefois limitée à ce secteur, une bonne partie de l'extension potentielle de cette unité au sein du cisaillement se retrouvant sous l'eau, ce qui complique du fait même la caractérisation géométrique de cette phase. L'analyse géochimique de la phase leucocratique de part et d'autre du cisaillement (échantillons I-005-05 et I-014-05) dans le même secteur du décapage indique qu'il s'agit de tonalite (I1D).

L'unité de syénite quartzifère (I2C) interprétée sur une base minéralogique (section 3.2.1.12) et la relation de recouplement observée avec une veinule de quartz sont des hypothèses basée sur des observations en nombre et en qualité limitée. Cette phase n'a en effet pas été observée ailleurs sur le décapage mais ceci ne peut être suffisant pour discrépiter son existence, les autres phases alcalines (I30/I4O) se retrouvant aussi en très faible volume et se retrouvant au sein du cisaillement ou ses branches secondaires. Bien que l'hypothèse d'une syénite quartzifère recoupant une veinule de quartz suggère un

recouplement temporel entre le magmatisme et l'hydrothermalisme, relation potentiellement clé dans l'étude en cours, des hypothèses alternatives se doivent toutefois d'être mentionnées.

La minéralogie dominée par le quartz et le feldspath potassique, tel que déterminée à la microsonde, est similaire à celle des pegmatites également retrouvées sur la propriété (figure 6.2). Celles-ci se forment généralement en transition avec la pâte de la brèche intrusive (I2I) et sont donc génétiquement reliées au CBI. Elles se caractérisent par des cristaux souvent de taille centimétrique et par l'absence ou la très faible proportion de minéraux mafiques (figure 6.2). Sur une base minéralogique, il est possible que la lithologie illustrée à la figure 3.2.1.12 soit une pegmatite complètement broyée au sein du cisaillement et que cette déformation cataclastique soit responsable de l'effet de bréchification de la veinule de quartz. Il est toutefois important de mentionner que dans l'échantillon analysé à la microsonde, un certain pourcentage de minéraux mafiques, en l'occurrence de la chlorite, a pu être observé. Celle-ci peut représenter jusqu'à 20% de la roche, particulièrement dans la partie cisaillée (figure 3.2.1.12B) où le feldspath potassique a été identifié à la microsonde comme une phase minérale importante. Ceci contraste avec la minéralogie des pegmatites retrouvées sur l'ensemble du décapage qui est dépourvue de minéraux mafiques. De plus, bien que des fragments centimétriques de veine de quartz soient préservés au sein de la zone bréchique, aucun fragment à texture pegmatitique n'a été observé.

Une autre possibilité pour expliquer la minéralogie déterminée à la microsonde et la bréchification observée serait l'altération en feldspath potassique d'une phase tonalitique (I1D) telle que celle retrouvée de part et d'autre du cisaillement à cet endroit. D'ailleurs, les similitudes au niveau de la couleur et de la granulométrie font en sorte qu'aucun contact clair n'a pu être déterminé entre la tonalite et la phase riche en feldspath potassique. Les relations de terrains démontrent cependant que la phase tonalitique fait partie des phases les plus vieilles de CBI, rendant ainsi peu probable un synchronisme avec l'hydrothermalisme. La bréchification de la veinule de quartz observée aurait alors une origine tectonique plutôt qu'intrusive. La phase de monzodiorite quartzifère (I2G) présente elle aussi des similitudes au niveau de la couleur et de la granulométrie mais sa teneur en feldspath potassique est de 15%, ce qui nécessiterait aussi une altération potassique pour expliquer la proportion d'environ 40% déterminée à la microsonde. De plus, aucun dyke de I2G n'a été observé hors du cisaillement dans ce secteur. Bien que le synchronisme entre magmatisme et hydrothermalisme ne puisse être invoqué directement dans ces deux cas, la présence d'une altération en feldspath potassique demeure toutefois typique des systèmes magmatiques-hydrothermaux associés aux gisements aurifères génétiquement liés au magmatisme (Lang et Baker, 2001; Robert, 2001).

6.2.2 Génération de fluides magmatiques

Un certain nombre d'observations supporte la production de fluides hydrothermaux d'origine magmatique directement associée au CBI. Tout d'abord, le caractère bréchique de la phase principale du CBI (I2I) témoigne de la vitesse de ce

magma lors de sa mise en place. Ceci s'explique par une concentration importante en volatiles (Wright et Bowes, 1968). La présence de pegmatites et de dykes aplitiques de monzodiorite quartzifère (I2G) indique également une saturation en eau à un certain point de l'évolution du CBI. Les pegmatites sont de faibles volumes et de formes souvent irrégulières. Localement, elles présentent une transition graduelle avec les injections de monzodiorite quartzifère (I2G) et la matrice de la brèche intrusive (I2I). La figure 6.2 illustre leur abondance et leur position. D'autre part, un dyke pegmatitique décalé au cœur de la zone de cisaillement montrant une transition graduelle vers une veine de quartz est illustré à la figure 4.10. Aucune minéralisation n'est toutefois associée à ces unités. Quoiqu'il en soit, les magmas métalumineux intermédiaires à felsiques associés au magmatisme tardi-tectonique dans les ceintures de roches vertes archéennes constituent des candidats de choix pour la production de fluides magmatiques (Beakhouse 2007).

Certains types d'altération peuvent suggérer l'influence d'une composante magmatique-hydrothermale. Robert (2001) mentionne que le métasomatisme alcalin, notamment la prédominance de l'albite sur la séricite, pourrait refléter l'influence de fluides magmatiques, tel qu'interprété pour certaines minéralisations spatialement associées à de petites intrusions alcalines le long de failles majeures en Abitibi.

Les analyses pétrographiques et géochimiques semblent démontrer que les échantillons minéralisés ont subi un tel métasomatisme. Plusieurs minéraux d'altération provenant du secteur à l'étude sont en effet enrichis en éléments alcalins, cohérent avec la

teneur en K_2O+Na_2O de certains échantillons altérés présentés à la figure 3.11. Le remplacement de cristaux d'amphiboles par de la biotite (figure 5.6C) et les couronnes secondaires d'albite observées autour des cristaux primaires de feldspaths (figure 5.6E) témoignent d'une altération pervasive de la matrice de la brèche, vraisemblablement lors des derniers stades de sa cristallisation où une coexistence avec une phase fluide aurait pu être possible. Il s'agit des seuls types d'altération répandus hors des zones de cisaillements où se concentre la majeure partie de la circulation hydrothermale. On peut noter également que si l'abondance du feldspath potassique de la phase intrusive illustrée à la figure 3.10 ne reflète pas la composition primaire du magma, il est alors possible que ce minéral soit issu d'un processus d'altération ayant affecté une phase intrusive au sein du cisaillement.

D'autres échantillons (MIN-007-05, figure 5.6D) montrent toutefois une prédominance de la séricite, élément couramment observé dans les minéralisations orogéniques typiques. Beakhouse (2007) soulève cependant le point que les cas archéens actuellement exposés sont caractérisés par une altération plus restreinte que leurs équivalents phanérozoïques où la percolation des fluides à grande échelle et les brèches hydrothermales sont plus fréquentes. Les minéraux d'altération peuvent toutefois être retrouvés en proportions variables dans le cas de gisements typiquement orogéniques, où ils pourraient représenter une influence sous-évaluée de magmas dans l'environnement de génération des fluides.

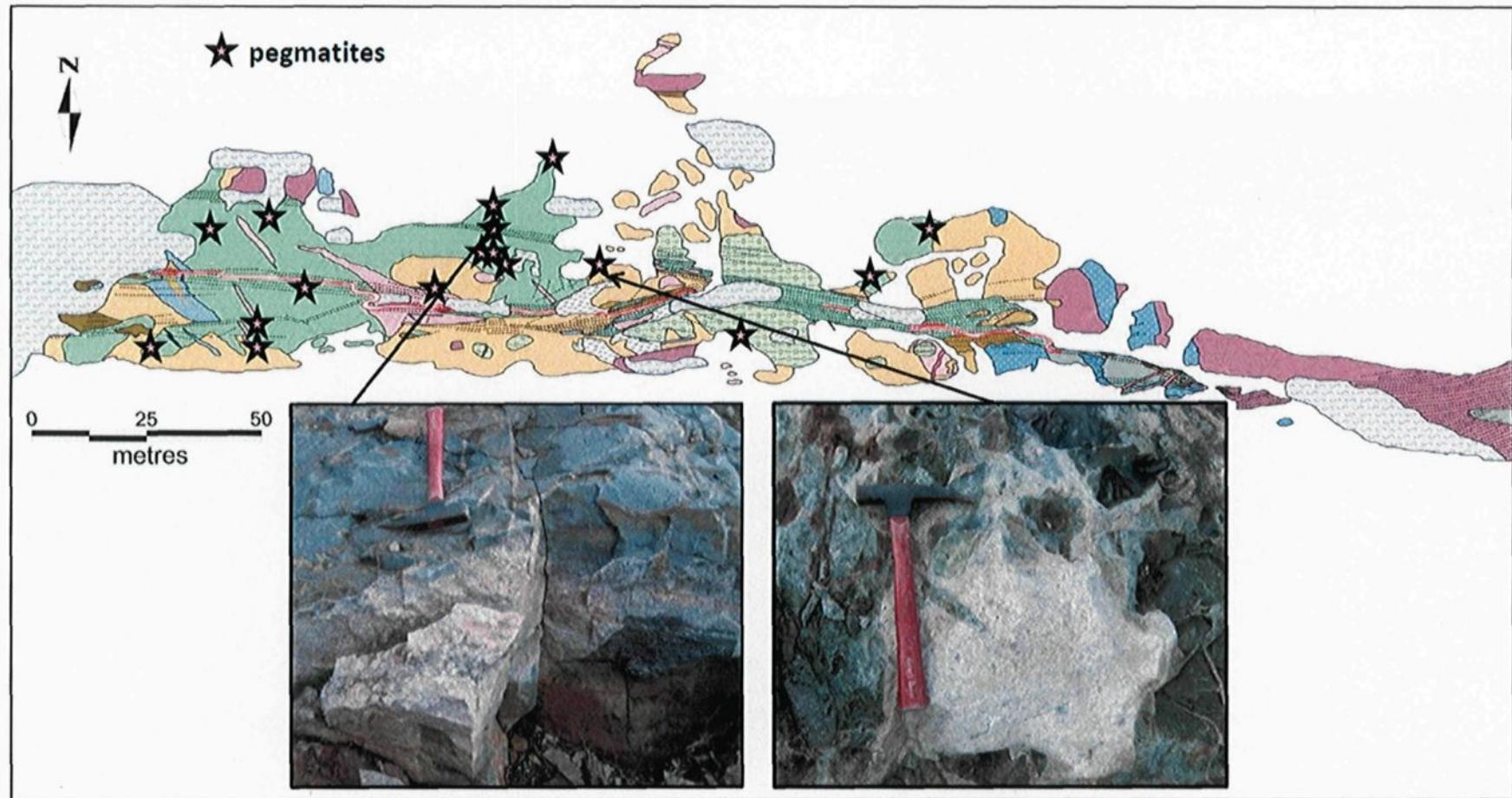


Figure 6.2 : Position des pegmatites répertoriées sur le décapage principal. Voir figure 3.1 pour la légende des lithologies.

6.2.3 Signature métallique et isotopique de la minéralisation

La signature métallique observée pour certaines pyrites aurifères des échantillons minéralisés en bordure de la veine #5 (Au ±Ag, Cu, Bi, Sb, Mo, W, Pb) chevauche les signatures documentées dans le cas de gisements qui semblent démontrer un lien génétique avec leur encaissant intrusif (Robert, 2001; Lang et Baker, 2001). Bien que l’or ne soit pas associé systématiquement à tous ces éléments au sein d’une même pyrite, la variabilité des signatures géochimiques obtenues, parfois au sein d’un même échantillon, suggère une variabilité des processus hydrothermaux responsables de la minéralisation pouvant se traduire par plus d’une source de fluides. Les rapports Au/Ag entre 1 et 5 dans le cas des intrusions syénitiques archéennes susceptibles d’être génétiquement liées à la minéralisation aurifère (Robert, 2001) diffèrent des gisements aurifères orogéniques « classiques », où ce rapport est plus souvent de l’ordre de 5 à 9 (Robert, 1996). La plupart des échantillons aurifères associées à la veine #5 présente un rapport (Au/Ag)_{normalisé} près de 1 et un rapport des valeurs brutes inférieur à 1. Il faut toutefois mentionner que les valeurs de Au et Ag comparées dans cette étude proviennent des éléments traces des pyrites plutôt que de la roche totale, les valeurs en Ag par activation neutroniques n’étant pas utilisables. Il devient alors prieux de baser une interprétation uniquement sur ces valeurs. On peut cependant noter que les rapports (Au/Ag)_{normalisé} nettement supérieurs à 1 à la mine Goldex, minéralisation aurifère de type orogénique du secteur de Val d’Or, sont cohérents avec les rapports Au/Ag élevés mentionnés dans la littérature.

Les valeurs négatives de $\delta^{34}\text{S}$ obtenues à partir de pyrites associées à la veine #5 contrastent avec les valeurs positives (0 à 9 ‰) généralement obtenues à partir des veines de quartz-carbonate dans les ceintures de roches vertes (Taylor, 1987; Hagemann et Cassidy, 2000; Beaudoin et Pitre, 2005). Selon Cameron et Hattori (1987), ces valeurs négatives peuvent s'expliquer en partie par une fugacité de l'oxygène élevée, consistant avec la présence d'hématite et de magnétite localement associée à la minéralisation de la veine #5. Ces oxydes de fer sont plus caractéristiques des cas archéens présentant un lien génétique entre l'or et le magmatisme (Robert, 2001).

Tel que mentionné à la section 5.6.2, l'écart entre les différentes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues pour la veine #5 s'expliquent difficilement par une simple variation de température du fluide (Zhang, 1993). Il est plus probable que cet écart reflète la coexistence de différents types de fluides circulant simultanément au sein d'une même plomberie structurale. La valeur de 18.8 ‰ est de beaucoup supérieure à celles provenant de gisements orogéniques typiques dans le camp de Val d'Or (Beaudoin et Pitre, 2005), où un fluide métamorphique profond auraient joué un rôle prédominant (Kerrich et Ludden, 2000; Beaudoin et Pitre, 2005). Cette particularité s'ajoute aux autres pour supporter la singularité de cette minéralisation.

6.2.4 Implications de l'évolution magmatique

Les relations de terrain et les aspects géochimiques démontrent que le CBI est un système magmatique polyphasé complexe où plusieurs phases semblent interagir les unes

avec les autres. L'évolution du CBI vers des phases généralement plus mafiques et/ou plus enrichies en éléments alcalins diffère d'un système contrôlé par la cristallisation fractionnée où les phases les plus tardives peuvent être enrichies en alcalins mais sont également plus évoluées. Il est mentionné que l'injection de magmas mafiques alcalins au sein de magmas calco-alcalins felsiques peut fournir une quantité de soufre et de métaux nécessaire à la formation d'une minéralisation économique. Une telle conclusion a été tirée par Maughan et al. (2002) dans le cas du gisement Cu-Au géant de Bingham. Par ailleurs, Sillitoe (1997) mentionne que 20% des gisements importants de Cu-Au porphyriques et épithermaux de la ceinture circum-pacifique sont associés à des magmas à caractère alcalin ou shoshonitique, ceux-ci ne formant vraisemblablement pas plus de 3% de l'ensemble des roches. Rock et al. (1998) mentionne que les magmas shoshonitiques sont générés à partir de la fusion d'un manteau appauvri métasomatifié impliquant la dévolatilisation d'une croûte océanique subductée, dans les derniers stades d'une orogénie accrétionnaire. Il mentionne également que ces environnements sont généralement enrichis en K et sous saturés en S, ce qui permet à l'or de se comporter comme un élément incompatible et de se retrouver dans le magma lors de la fusion partielle. Même dans les environnements saturés en S, l'oxydation du manteau appauvri et l'apport en halogènes (Cl, F) qui accompagnent fréquemment le métasomatisme auront pour effet de déstabiliser les sulfures et de libérer l'or. Ces facteurs font en sorte que les magmas shoshonitiques possèdent des concentrations en or de l'ordre de 25 fois plus importantes que celles du manteau primitif. La présence de tels magmas au sein de complexes intrusifs polyphasés peut donc potentiellement conduire à un enrichissement aurifère intrinsèque du système ou du moins en augmenter la teneur du bruit de fond

préalable à un enrichissement d'ordre économique. En conséquence, ceci peut favoriser l'enrichissement aurifère des fluides de toutes autres sources interagissant avec ces magmas au sein de leurs conduits structuraux utilisés pour leur ascension.

L'échantillon I-015-05 (analyse ft-20), provenant d'une diorite à grain fin (I2Ja) et se situant près de la limite entre les roches alcalines et sub-alcalines (figure 3.11), montre un enrichissement intrinsèque en or d'environ 19 fois la valeur du manteau primitif (figures 3.15). C'est échantillon n'est ni altéré, ni cisaillé. L'échantillon MIN-003-05 (analyse ft-1), provenant d'un lamprophyre mafique (I3O), montre également un enrichissement intrinsèque de 32 fois par rapport au manteau primitif (figure 3.16), mais la présence de carbonates pourrait suggérer un certain niveau d'altération même si le dyke ne présente pas d'alignement préférentiel des minéraux (figure 5.6F). Cette observation peut toutefois militer en faveur d'une production de fluides riches en CO₂ associés aux magmas alcalins, importante composante des systèmes hydrothermaux des gisements de type « *intrusion related* » (Lang et Baker, 2001). Par contre, l'échantillon I-020-05 provenant d'un secteur non déformé du lamprophyre ultramafique (I4O) (analyse ft-39, figure 4.15) ne montre pas d'enrichissement intrinsèque en or. Il est possible qu'une interaction avec d'autres magmas lors de son ascension ait modifié leur bagage métallique. Leur signature particulière en terres rares, matérialisée par un enrichissement des terres rares lourdes par rapport aux légères, témoigne néanmoins d'une signature particulière de ces magmas qui n'a pas été modifiée par une altération hydrothermale.

Il demeure que l’interaction de magmas mafiques et alcalins avec d’autres magmas plus évolués et enrichis en volatiles est une caractéristique commune de nombreux gisements aurifères associés au magmatisme (Lang et Baker, 2001; Maughan et al., 2002) et n’est pas un critère systématiquement répertorié pour les intrusions spatialement associées aux minéralisations aurifères orogéniques « classiques ». Le nombre élevé de phases appartenant au CBI de même que l’évolution vers des phases généralement plus mafiques suggèrent que le moteur thermique à cet endroit a pu être actif et efficace pendant une certaine période de temps. Cet élément aurait pu s’avérer déterminant dans les processus de dévolatilisation et de dégazage ainsi que pour la mise en mouvement de fluides hydrothermaux de différentes origines, tant magmatiques que métamorphiques.

6.2.5 Discussion

L’intégration des observations de terrain dans un cadre géodynamique permet de conclure que la minéralisation aurifère de la veine #5 démontre une proximité spatiale et temporelle avec un complexe intrusif polyphasé et que ces deux éléments se sont formés lors d’un épisode de décrochement dextre. L’âge 2672.6 +2.1/-1.5 Ma (David et al., 2011) obtenu pour un dyke de monzodiorite quartzifère (I2G) se rapproche de la fin du magmatisme et du début de l’hydrothermalisme associé à la veine #5. Le dyke daté recoupe des phases intrusives s’étant mises en place de façon synchrone au décrochement et la veine #5 recoupant ce dyke est elle-même affectée par le décrochement. Cette relation indique par conséquent que l’âge obtenu est inclus dans l’intervalle de temps ou

le régime en décrochement a été actif. Cet âge représente l'événement magmatique le plus jeune connu à ce jour dans le secteur de Val d'Or (Pilote et al., 2000). La minéralisation aurifère de la veine #5 ne représente pas pour autant la minéralisation aurifère la plus jeune du secteur, la période de temps séparant la mise en place du champ filonien à quartz-tourmaline-carbonate de la mise en place des diverses intrusions qu'il recoupe n'étant pas clairement établie. Cet âge correspond toutefois à une nouvelle limite pour le champ de veine de quartz-carbonate, précédemment établi à 2692 ± 2 Ma (Pilote et al., 1993; Couture et al., 1994), à moins que la minéralisation de la veine #5 ne représente un type non répertorié à ce jour dans le secteur de Val d'Or.

À plusieurs égards, la minéralisation à l'étude chevauche les caractéristiques des gisements aurifères orogéniques « classiques » retrouvés dans le secteur, dont l'exemple le mieux documenté dans le secteur est le complexe Sigma-Lamaque. Le chevauchement entre ces deux types est un élément déjà largement reconnu (Goldfarb et al., 2000; Lang et Baker, 2001). Les similitudes incluent la présence de veines de quartz-carbonate encaissées dans des cisaillements, l'association spatiale avec des intrusions, la proximité de failles régionales ainsi qu'un chevauchement des assemblages métalliques (dominé par un faible % de sulfures), des minéraux d'altération (carbonate, silice, chlorite, albite, sérécite, biotite) et des signatures en éléments traces des pyrites (Au-Ag, As, W, Sb, Bi, Te, B, Pb) (Groves, 1993). Ces caractéristiques sont toutefois également mentionnées dans le cas de gisements aurifères génétiquement liés au magmatisme, résumées au tableau 1.1 (Lang et Baker, 2001; Robert, 2001; Beakhouse, 2007). Il n'est pas non plus

impossible que ce chevauchement reflète une contribution magmatique sous-estimée dans certains cas étudiés et classifiés comme orogéniques « classiques ».

Certaines particularités de la minéralisation de la veine #5 sont toutefois dignes de mention. Outre le synchronisme entre une partie du magmatisme et la minéralisation, condition essentielle pour inférer un quelconque lien génétique, la mise en place lors d'un régime tectonique en décrochement dextre contraste avec le régime en compression communément interprété pour les minéralisations filoniennes du secteur (Robert, 1990).

L'âge obtenu pour une phase tardive du CBI et le régime tectonique actif à cette époque sont compatibles avec l'événement de déformation et de sédimentation de type Timiskaming observée à la grandeur de la Sous-province de l'Abitibi. Les cas proposés de minéralisations aurifères archéennes génétiquement liées au magmatisme (Robert, 2001; Beakhouse, 2007) sont également associés à cette période de l'évolution tectonique.

Plusieurs parallèles peuvent également être établis au niveau des caractéristiques magmatiques entre le CBI et les intrusions associées aux cas archéens proposés. On peut mentionner la taille des intrusions, le caractère polyphasé, la variabilité texturale des phases, les évidences de mélanges magmatiques ainsi que la dualité du caractère primitif/évolué matérialisées par la présence de phases ultramafiques/alcalines jusqu'à felsique/subalcalines.

On ne peut évidemment pas écarter la présence de fluides métamorphiques, communément impliqués dans la formation des gisements orogéniques filoniens (Beaudoin et Pitre, 2005), mais la grande variabilité de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ de la veine #5 suggère l'implication de différents fluides. La présence de pegmatites, d'aprites ainsi que le caractère bréchique de la principale phase intrusive suggèrent une abondance relative en eau et en volatiles nécessaires au développement de fluides magmatiques. Le métasomatisme alcalin, représenté entre autre par une altération en biotite et en albite au sein de la matrice de la brèche intrusive, hors de l'influence du cisaillement, appuie cette hypothèse. L'association spatiale étroite entre certaines phases intrusives (I3O, I2Ja, I2Jb) et des fluides riches en CO_2 , tout comme les veinules diffuses à quartz-amphibole générées par métamorphisme de contact, sont également des éléments à considérer. Beakhouse (2007) mentionne que le mélange de différents fluides synchrone au magmatisme au sein des environnements tectoniques peut représenter un élément efficace à la précipitation de l'or. En ce sens, le cisaillement aurait pu drainer ces solutions, menant au développement de la veine #5.

Bien que les caractéristiques de la minéralisation et de l'altération chevauchent en plusieurs points celles des minéralisations orogéniques plus classiques, certains éléments se doivent d'être soulignés.

- 1) la prédominance de l'albite sur la séricite;
- 2) la présence d'anomalies positives en Cu et Mo au sein des signatures en éléments traces des pyrites (spectres de types I et II) pour certains échantillons

aurifères pouvant refléter une contribution magmatique (Robert, 2001; Beakhouse, 2007);

- 3) le caractère oxydant matérialisé par la présence locale de magnétite et d'hématite dans l'assemblage métallique de la minéralisation;
- 4) les valeurs isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ négatives provenant de pyrites en bordure de la veine #5.

Le tableau 6.1 présente les similitudes de la minéralisation aurifère de la veine #5 avec celle des minéralisations aurifères orogéniques « classiques » (Robert, 1996; Groves et al., 1998) et les minéralisations aurifères suggérant un lien génétique avec le magmatisme spatialement associé dont les caractéristiques sont énumérées au tableau 1.1. Ces dernières sont ici séparées en trois types, soit les minéralisations de type « *intrusion related gold systems* » (Lang et Baker, 2001), les minéralisations de type « *syenite associated disseminated archean gold deposits* » (Robert, 2001), de même que celles de type « *LMPD* » associée aux plutons archéens tardifs dérivés du manteau (Beakhouse, 2007).

Dans la détermination des processus à l'origine de la minéralisation aurifère de la veine #5, la plus grande difficulté se situe au niveau de la quantification de l'influence réelle de chacun des éléments mentionnés précédemment sur la minéralisation aurifère. En effet, bien que plusieurs éléments répertoriés dans cette étude chevauchent ceux communément énumérés dans le cas de minéralisations génétiquement liées au magmatisme, peu de critères discriminants semblent dominants ou omniprésents. Citons

Tableau 6.1 : Comparaison des caractéristiques de la minéralisation à l'étude avec d'autres types de minéralisations aurifères spatialement associés au magmatisme.

	<i>Minéralisation aurifère de la veine #5</i>	<i>Minéralisations aurifères orogéniques "classiques"</i> (Robert, 1996; Groves et al., 1998)	<i>« Intrusion related gold systems »</i> (Lang et Baker, 2001)	<i>« Syenite associated disseminated archean gold deposits »</i> (Robert, 2001)	<i>« LMDP* related archean gold deposits »</i> (Beakhouse, 2007)
TYPE DE MAGMATISME	Polyphasé, métalumineux, sub-alcalin à alcalin, primitif/évolué	X	X	X	XX
TEXTURES MAGMATIQUES	Bréchique, Porphyrique, équigranulaire, pegmatitique, aplittique, mélanges magmatiques	X	XX	XX	XX
MORPHOLOGIE DES INTRUSIONS	stocks et dykes de faible volume	X	X	X	X
ENVIRONNEMENT TECTONIQUE	Zones de faille en décrochement à proximité de faille majeure	X		X	X
CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DU MAGMATISME	Tardi-tectonique et post-métamorphisme régional, lors de l'épisode en décrochement et localement extension	X	X	X	XX
PROFONDEUR DE MISE EN PLACE DES INTRUSIONS	Profondeur moyenne (?), sans équivalents volcaniques associés et sans sédimentation de type Timiskaming	X	X	X	XX
STYLE DE MINÉRALISATION	Veine de quartz-carbonates avec zones de remplacement et enveloppe de veinules en bordure, localement bréchique au sein d'un cisaillement	X	X	X	X
ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES ET MÉTALLIQUES	Assemblage sulfuré dominé par <5% Py ± Cpy avec oxydes de fer localement Signature (Au±Ag, Sb, Bi, Cu, Pb, Mo, W)	X	X	XX	X
ALTÉRATIONS ET NATURE DES FLUIDES	Métagmatisme alcalin, possible mélanges de fluides métamorphiques et magmatiques	X	XX	X	XX
CHRONOLOGIE ENTRE MAGMATISME ET HYDROTHERMALISME	Hydrothermalisme immédiatement suivant la mise en place du CBI lors d'un même régime en décrochement, synchrone à phase alcaline (I2C)		XX	X	XX

*LMPD : Late mantle-derived plutons; X: similitudes partielles; XX: similitudes fortes

par exemple la relation temporelle entre une phase alcaline tardive (I2C) et une partie de l'hydrothermalisme qui n'a été observé qu'à un seul endroit sur le décapage, bien que les relations de terrain ne suggèrent pas un intervalle de temps important entre l'hydrothermalisme et le reste du magmatisme. L'évolution particulière du système magmatique étudié et son association à un régime de décrochement dextre représentent probablement les éléments les moins fréquemment associés aux cas orogéniques « classiques » où la propriété mécanique favorable des intrusions hôtes ne nécessite pas d'évolution magmatique particulière.

De plus, le rôle réel du magmatisme sur la minéralisation est encore débattu, même pour les cas de gisements aurifères « *intrusion related* » les plus étudiés (Lang et Baker, 2001). Déjà que leur identification est grandement compliquée par les nombreuses similitudes avec les minéralisations aurifères orogéniques (Goldfarb et al., 2000), l'état actuel des connaissances montre que certains de ces critères semblent même diamétralement opposés dépendant de l'âge des cas étudiés. Par exemple, Lang et Baker (2001) mentionnent le caractère dominant réduit des intrusions pour les cas d'âge phanérozoïques alors que les cas archéens semblent plus intimement liés aux magmas à caractère oxydant (Robert, 2001; Beakhouse, 2007). Les cas archéens proposés à ce jour ne semblent pas non plus montrer la zonalité des styles de minéralisation et des assemblages métalliques de leurs équivalents phanérozoïques (Lang et Baker, 2001), rendant leur identification d'autant plus ardue. Ces auteurs mentionnent que les avenues de recherche à privilégier afin de mieux apprécier le rôle du magmatisme dans ces minéralisations devraient aborder les thèmes suivants :

- la détermination de la source, de la composition et de l'évolution des fluides, de même qu'une précision la nature des complexes responsables du transport de l'or par des travaux sur les inclusions fluides;
- l'importance relative des composantes crustales et mantelliques dans les magmas;
- les processus de fractionnement igné et leur influence sur la présence de volatiles magmatiques, de fluides, de métaux et de leur transport, en particulier les processus régissant la séquestration et la précipitation de l'or à partir des magmas;
- la précision du contexte tectono-magmatique par datation isotopique des événements magmatiques, hydrothermaux et métamorphiques afin de fournir un cadre permettant d'évaluer la source des fluides;
- l'importance des structures à différentes échelles sur la mise en place des magmas et la canalisation des fluides.

Tel que mentionné précédemment, une bonne partie de ces travaux requiert des analyses isotopiques et des études d'inclusions fluides où les interprétations peuvent s'avérer particulièrement fastidieuse pour les cas archéens, potentiellement faussées par des événements subséquents (Kerrich et Cassidy, 1994). De telles études ne sauraient non plus être pertinentes sans au préalable des travaux de terrains rigoureux permettant de positionner les événements magmatiques et hydrothermaux dans un même cadre de chronologie relative. Cette approche de terrain s'avère donc incontournable, particulièrement pour les cas archéens. Les candidats potentiels déterminés à partir des

relations de terrain suggérant un synchronisme entre le magmatisme et la minéralisation pourront alors être sujet à des travaux plus poussés. Ceci permettra d'établir une base comparative plus complète et par conséquent le développement d'outils de reconnaissance de ce type de minéralisation. D'ici à ce que ceci soit accompli, ce modèle métallogénique, déjà considéré comme un hybride entre le modèle magmatique-hydrothermale et le modèle orogénique « classique », continuera d'alimenter les débats et la controverse.

Quoi qu'il en soit, suffisamment de caractéristiques ont été énumérées dans les sections précédentes pour démontrer le caractère distinct de cette minéralisation dans le secteur de Val d'Or. On peut légitimement se demander pourquoi la veine #6, encaissée dans un cisaillement similaire une centaine de mètres au sud mais sans présenter une complexité magmatique comme celle centrée sur la veine #5, possède un enrichissement aurifère significativement moindre. Dans cette optique, l'évolution magmatique particulière du secteur de la veine #5, au-delà du simple contraste rhéologique entre les roches intrusives et volcaniques, peut être considérée comme un métallotecte.

6.3 MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE

La synthèse des informations recueillies lors des travaux de cartographie ainsi que l'analyse des résultats pétrographiques et géochimiques permet d'élaborer un modèle pour la formation de la minéralisation aurifère de la veine #5. Celui-ci tient compte de

l'évolution tectonique et magmatique du secteur à l'étude. Ce modèle métallogénique, illustré aux figures 6.3 à 6.10, comprend la séquence des événements décrits ci-dessous.

- 1) Figure 6.3 : Mise en place du volcanisme mafique et ultramafique de la formation de Jacola. Juxtaposition possible de blocs volcaniques différents au niveau des compositions, des faciès et des polarités par le biais de failles précoce ou par plissement avant l'épisode de déformation régionale (D1). À noter que ces structures hypothétiques ne sont pas observées mais plutôt interprétées étant donné la grande variabilité d'unités volcaniques et les polarités différentes malgré une même orientation de la fabrique principale (Sp). Par conséquent, elles ne sont pas incluses dans la nomenclature structurale du secteur.
- 2) Figure 6.4 : Mise en place des phases intrusives précoce ($I2J_{FP+HB}$, $I2J_{FP}$), possiblement lors du début de la déformation régionale (D1) mais avant le pic métamorphique, suggéré par des rapports $(La/Lu)_N$ plus fractionnés que ceux des roches volcaniques (figure 3.12). Possible mise en place de minéralisations aurifères précoce telles que celles de la veine #2 lors de cette période.
- 3) Figure 6.5 : Pic de la déformation régionale (D1) et développement de la schistosité principale (Sp) ainsi que du métamorphisme au faciès des schistes verts affectant les unités volcaniques et les phases intrusives précoce. Développement des structures précoce à mouvement inverse (D2), matérialisé par une intensification de la fabrique Sp et le développement d'une linéation minérale sub-verticale, affectant partiellement les phases intrusives précoce (figure 4.1).

- 4) Figure 6.6 : Transition d'un régime tectonique en compression vers un régime en décrochement dextre (D3 : Sp, Sp+1) réutilisant en partie la structure précoce pour le développement de la zone de cisaillement. Mise en place des premières phases de CBI (I1D, I4A, I2I_{FP}, I2I) incluant la phase de brèche intrusive, sous forme de dykes de tension NO compatibles avec le décrochement dextre et de stocks irréguliers grossièrement centrés sur le cisaillement. Possible génération de fluides magmatiques suggérées par une altération locale en biotite (figure 5.6C) et albite (figure 5.6E) de la matrice de brèche intrusive hors des corridors cisaillés, de même que par la présence de pegmatites à proximité de cette phase intrusive (figure 6.2). Dévolatilisation des roches encaissantes par métamorphisme de contact au faciès des cornéenne à amphibole, préférentiellement développé au sein du basalte de type I (figure 3.2A).
- 5) Figure 6.7 : Évolution vers des phases magmatiques plus mafiques (I2Ja, I2Jb) et plus riches en éléments alcalins, souvent moins volumineuses et restreintes aux environnements immédiats de la zone de cisaillement principale et de ses structures secondaires. Superposition spatiale et possiblement temporelle avec des fluides riches en CO₂. Possible contribution de ces phases au bilan métallique de la minéralisation. Les évidences de mélange de magma (figure 3.17) suggèrent que cette évolution magmatique représente un continuum s'étalant sur une courte période de temps.
- 6) Figure 6.8 : Contrainte minimale (σ_3) passant de NO à NE, possiblement lors d'un régime en extension ou encore d'une variation de la contrainte principale (σ_1) dans le plan horizontal, permettant la mise en place des dykes NE de

monzodiorite quartzifère (I2G) et possiblement d'une partie de l'hydrothermalisme de la veine #5 au sein d'un segment du cisaillement dont l'ouverture est incompatible avec le décrochement dextre. Le caractère généralement aplitique de ces dykes et la chloritisation complète des minéraux mafiques en absence de déformation suggèrent une certaine concentration en volatiles et en H₂O. L'âge de 2672.6 +2.1/-1.5 Ma (David et al., 2011) obtenu pour l'un de ces dykes représente l'âge maximal de la minéralisation.

- 7) Figure 6.9 : Reprise du décrochement dextre (D3), mise en place des lamprophyres (I3O, I4O) et circulation hydrothermale responsable de la veine #5 au sein de la zone de cisaillement, localement illustré par des veinules d'extension NO faiblement plissées. Utilisation de conduits communs et probable interaction de différents fluides avec certaines phases du CBI. Recouplement temporel avec une injection de syénite quartzifère (I2C) au sein du cisaillement. Possible contribution magmatique au niveau des fluides et des métaux, matérialisés par un métasomatisme alcalin local en bordure de la veine, une signature en éléments traces des pyrites (Au ±Ag, Sb, Bi, Cu, Pb, Mo, W) chevauchant celles des minéralisations de type *intrusion related* ainsi que par un rapport (Au /Ag)_{normalisé} près de 1, des valeurs de δ³⁴S négatives pour les pyrites causées par la présence d'oxydes de fer dans l'assemblage métallique. La grande variabilité des valeurs de δ¹⁸O du quartz de la veine #5 se distingue des minéralisations aurifères orogéniques « classiques » et suggère la contribution de différents fluides.
- 8) Figure 6.10 : Derniers stades du décrochement dextre (D3) affectant le CBI et la veine #5, matérialisé par un faible décalage des unités, quelques plis en « Z » de

la veine et un boudinage local. Développement des bandes de cisaillement (Sp+2) au sein de la zone de déformation.

- 9) Figure 6.11 : Compression tardive (D4), responsable de la mise en place des veines à quartz-tourmaline à faible pendage recoupant certaines des phases intrusives ainsi que des fractures en tension conjuguées (Sp+3) injectées de quartz recoupant la zone de cisaillement. Cette dernière ne semble toutefois pas réactivée en mouvement inverse et aucune foliation n'est développée au sein des phases de CBI. Il n'est pas déterminé si les veines à quartz-tourmaline observées sur le décapage appartiennent à la même génération que celles des minéralisations aurifères orogéniques « classiques » communément observés dans secteur de Val d'Or.

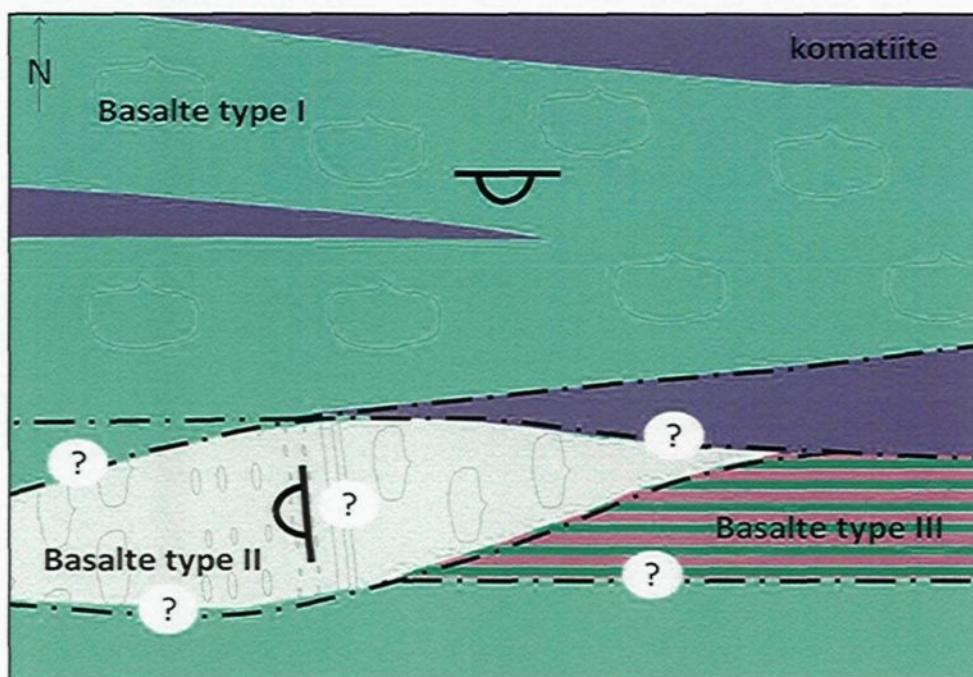


Figure 6.3 : Juxtaposition des différentes unités volcaniques. La position des failles et la polarité du basalte de type II sont hypothétiques et les polarités variables pourraient également être expliquées par plissement. Le champ de vision correspond grossièrement à la largeur du décapage.

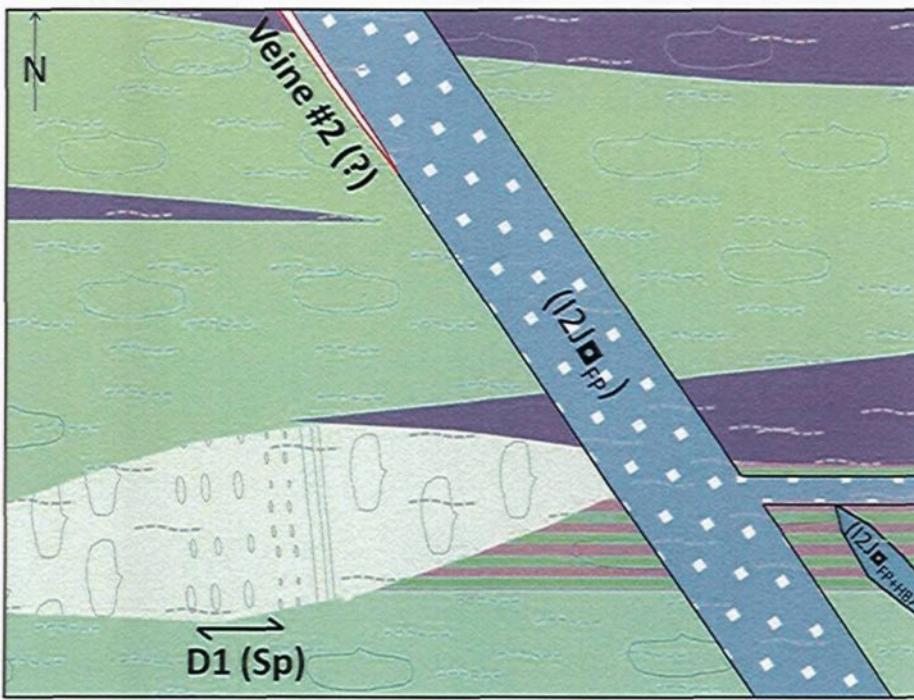


Figure 6.4 : Mise en place des intrusions précoce (I2J₁)_{FP}, I2J₁)_{FP+HB}) et de la veine #2 possiblement lors dans les stades précoce de la compression régionale (D1) marquant le de la foliation (Sp).

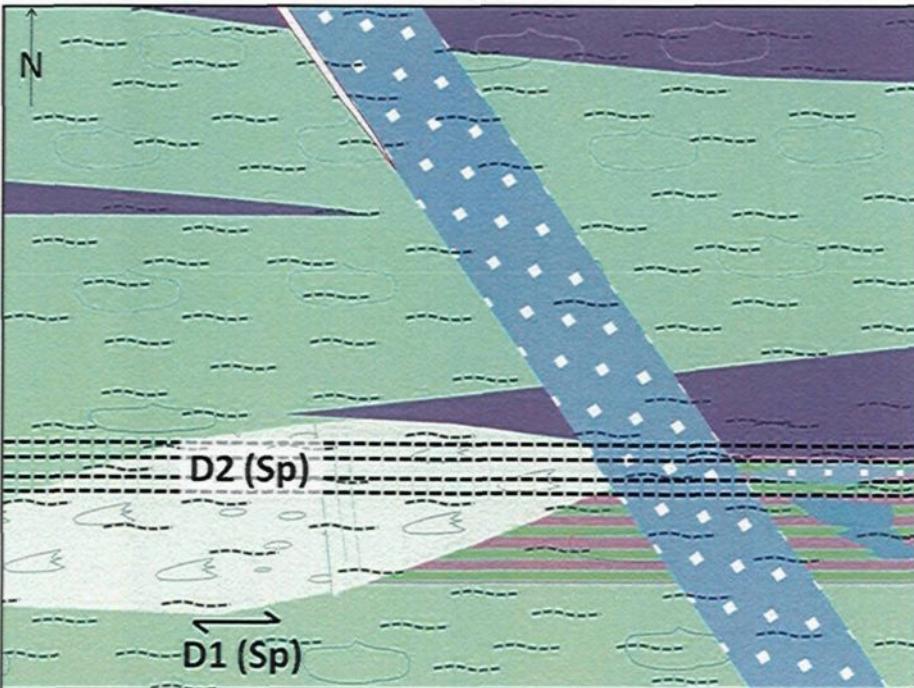


Figure 6.5 : Déformation régionale (D1) en compression causant le développement de la schistosité principale (Sp) suivi des structures précoce (D2) à mouvement inverse

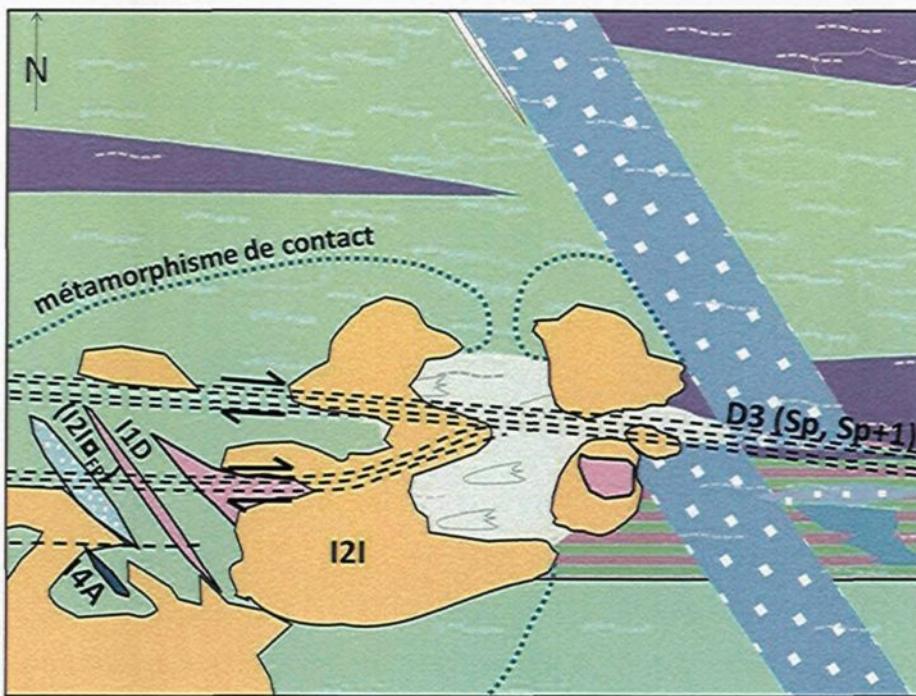


Figure 6.6 : Transition vers un régime en décrochement dextre ($D_3 : S_p, S_{p+1}$) accompagné par la mise en place des premières phases du CBI ($I_{1D}, I_{4A}, I_{2I_{FP}}, I_{2I}$) et d'une auréole métamorphique

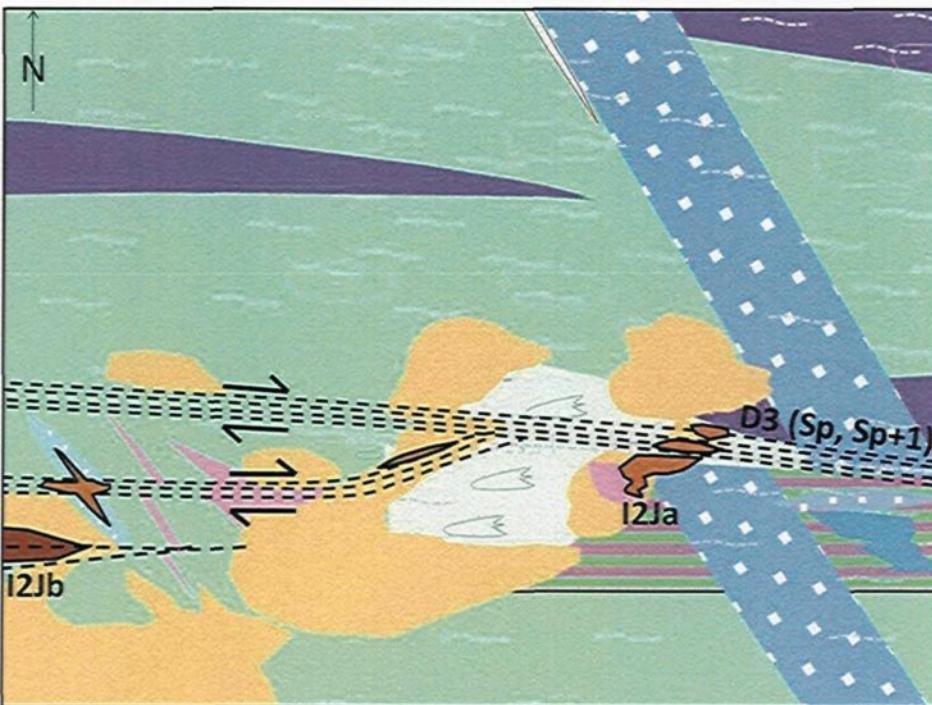


Figure 6.7 : Mise en place des phases intrusives dioritiques (I_{2Ja}, I_{2Jb}) montrant un fort contrôle spatial par les zones de cisaillement

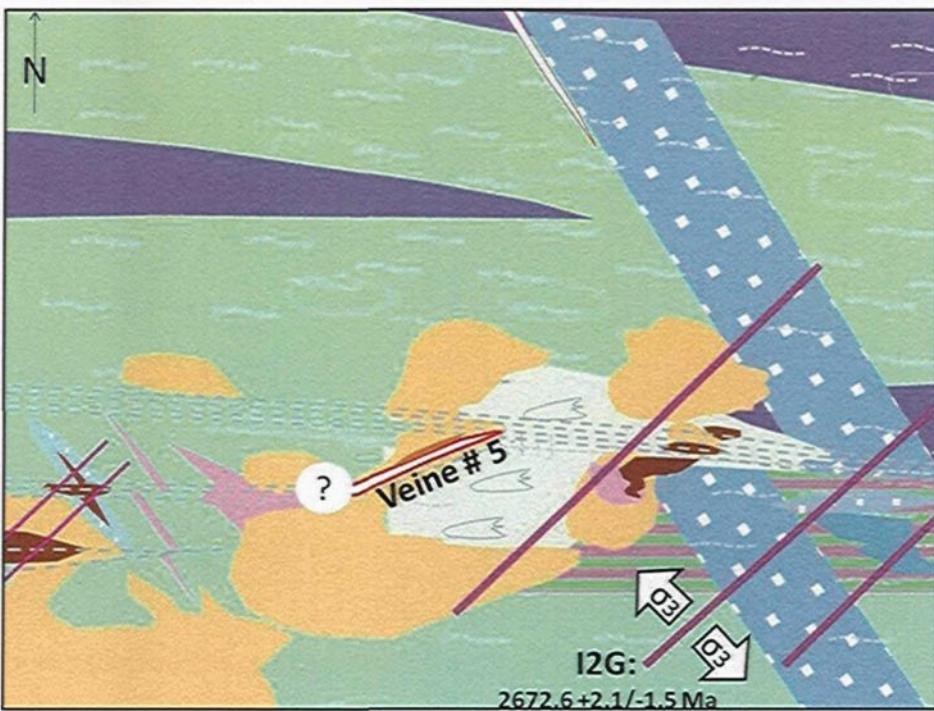


Figure 6.8 : Mise en place des dykes de monzodiorite quartzifère (I2G) et possiblement d'une partie de l'hydrothermalisme de la veine #5 lors d'une période d'extension

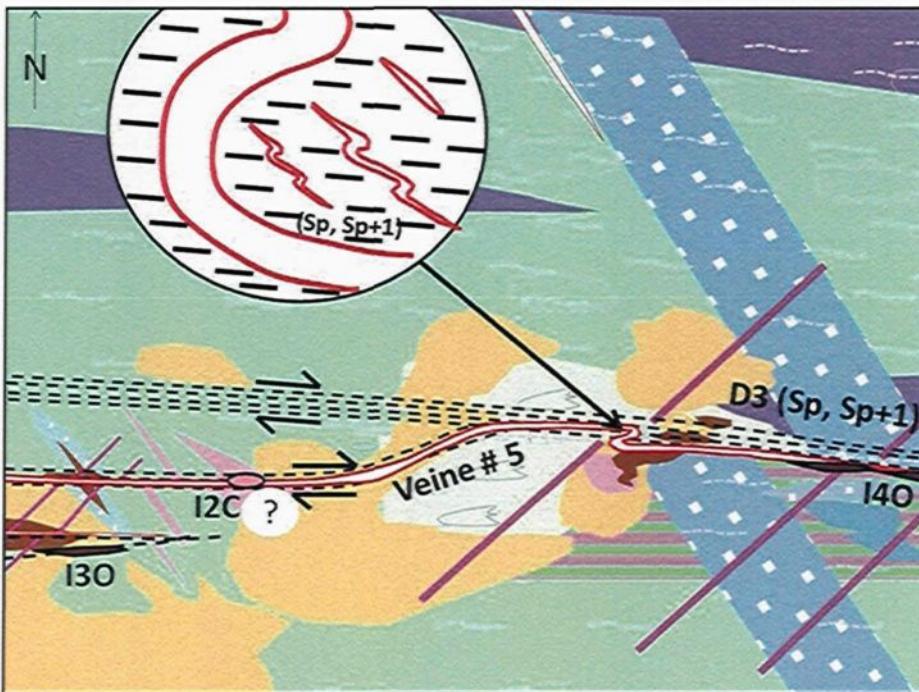


Figure 6.9 : Reprise du décrochement dextre, mise en place des lamprophyres (I3O, I4O), de la syénite quartzifère (I2C) et de la veine #5.

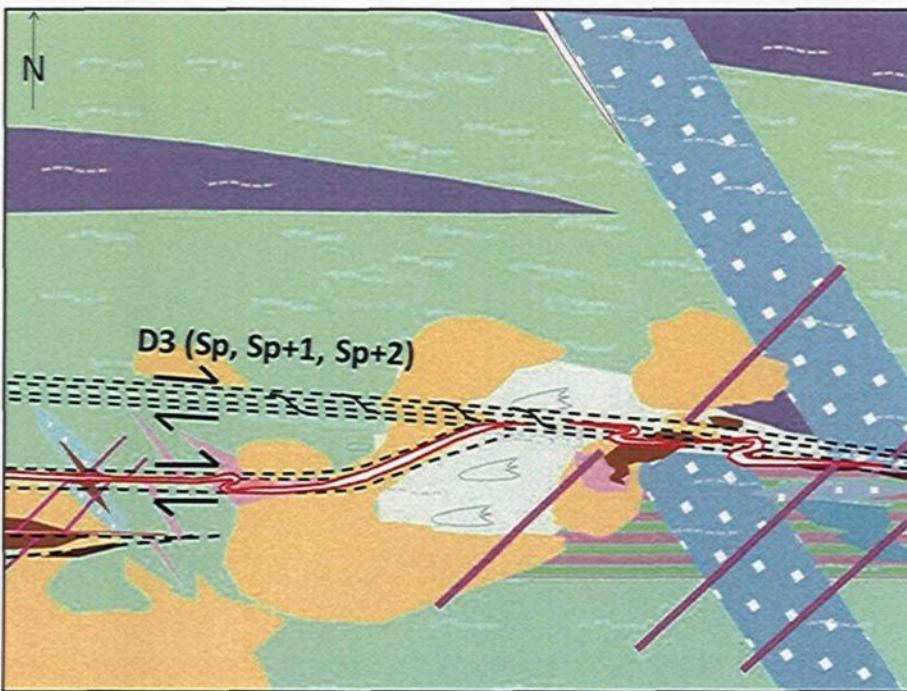


Figure 6.10 : Derniers stades du décrochement dextre provoquant un léger plissement et boudinage de la veine #5 de même que le développement de bandes de cisaillement (Sp+2)

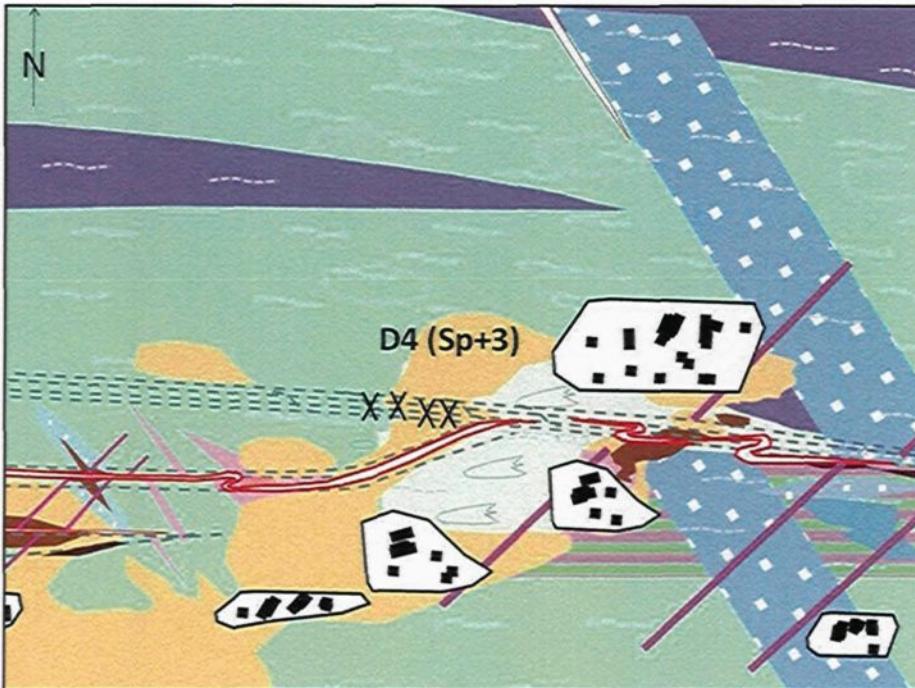


Figure 6.11 : Reprise de la compression (D4) matérialisée par des fractures de tension conjuguées recoupant le cisaillement (Sp+3) et la mise en place de veines tardives à quartz-tourmaline à faible pendage.

6.4 MÉTALLOTECTES

L’analyse critique des divers éléments géologiques répertoriés et l’interprétation de leur rôle dans le processus minéralisateur de la veine #5 permettent d’établir une liste de critères favorables qui peuvent être utilisés en exploration minérale pour faciliter la découverte de telles minéralisations en contextes similaires. Ceci n’exclut aucunement l’existence de minéralisations aurifères génétiquement liées au magmatisme dans un contexte différent, mais les conclusions obtenues ici se basent sur l’étude d’un cas tarditectonique associé à un régime en décrochement dextre. Les métallotectes de premier ordre sont identifiables à l’échelle régionale alors que ceux de second et troisième ordre se retrouvent à l’échelle de la propriété et de l’environnement minéralisé respectivement.

6.4.1 Métallotectes de 1^{er} ordre

Les failles majeures, telles que la faille de Cadillac retrouvée 4 km au sud du secteur, représentent des conduits majeurs par lesquels circulent de nombreux magmas et solutions hydrothermales de sources diverses. Ces structures peuvent s’avérer particulièrement importantes lors de leur régime en décrochement, certaines matérialisées par une sédimentation de type Timiskaming (Mueller et al., 1996). Ce mouvement peut créer suffisamment d’ouvertures pour permettre l’ascension de magmas profonds, tel qu’interprété pour certains magmas mafiques et alcalins (Wyman et Kerrich, 1988; Cameron, 1990; Thurston et Chivers, 1990; Rock, 1991; 1993; Stevenson et al., 1999; Chown et al., 2002).

6.4.2 Métallotectes de 2^e ordre

À l'échelle de la propriété, les structures en décrochement dextre sont importantes car elles exercent un contrôle sur la mise en place des intrusions tardi-tectoniques. Leur emplacement peut être contrôlé par divers facteurs tels que la présence de structures précoces ou encore certains contacts lithologiques comme une jonction tectonique de formations volcaniques.

Au niveau du magmatisme, outre le contraste rhéologique des phases intrusives avec l'encaissant volcanique permettant une focalisation des fluides, l'évolution complexe et l'interaction entre de phases mafiques et/ou alcalines ainsi que des phases métalumineuses intermédiaires à felsiques peuvent représenter des conditions favorables à un certain enrichissement intrinsèque du système. Les évidences de volatiles, telles que les faciès bréchiques, les pegmatites et les dykes aplitiques, témoignent d'une possible production de fluides magmatiques-hydrothermaux.

Les magmas à caractère oxydant sont souvent considérés comme importants dans plusieurs cas archéens. Ceux-ci sont toutefois marginaux. La signature géophysique d'un tel complexe intrusif au sein d'un encaissant volcanique comme la Formation de Dubuisson devrait se traduire par un creux magnétique et gravimétrique.

CHAPITRE 7 - CONCLUSION

La veine #5 est encaissée par une zone de cisaillement à coulissement dextre montrant une association spatiale intime avec un complexe intrusif polyphasé tarditектonique. La phase la plus volumineuse du CBI est un faciès dominant de brèche intrusive à fragments polygéniques, d'où le nom « complexe de la brèche intrusive » (CBI). Ce complexe intrusif s'est mis en place au sein d'un environnement volcanique représenté par 3 unités basaltiques distinctes ainsi que par une unité komatiitique. La présence d'autant d'unités volcaniques démontre la complexité du secteur. Les différentes polarités de ces unités suggèrent une juxtaposition par un jeu de faille ou par plissement tôt dans l'histoire de la déformation régionale, possiblement même lors du volcanisme. Cette zone de déformation précoce a fort probablement joué un certain contrôle sur la position de la zone de cisaillement en décrochement dextre et la mise en place du CBI.

Les phases du CBI possèdent des textures équigranulaires à porphyriques. Les premières phases sont d'affinité calco-alcaline et de composition felsique à intermédiaire. Elles sont mises en place sous forme de dykes de tensions NO compatibles avec le coulissement dextre et sous forme d'injections irrégulières plus ou moins volumineuses. À plus grande échelle, ces injections montrent une intime relation spatiale avec la zone de cisaillement à coulissement dextre. Les relations de terrains indiquent une évolution vers des phases magmatiques moins volumineuses, généralement plus mafiques, et plus enrichies en éléments alcalins. Ces injections sont souvent limitées à la zone de

6.4.3 Métallotectes de 3^e ordre

Au niveau de l'environnement minéralisé, la présence de veines de quartz et carbonates associées à la zone de cisaillement en décrochement est l'élément le plus facilement identifiable à l'échelle de l'affleurement. Mégascopiquement, celles-ci diffèrent des veines aurifères le plus souvent répertoriées dans le camp minier de Val d'Or par l'absence de tourmaline et de sulfures au sein même de la veine. D'autres cas pourraient aussi montrer des styles dominés par la dissémination ou le stockwerk, dépendant en grande partie des structures à l'échelle locale sur la circulation des fluides. Outre la silicification, la carbonatation et la chloritisation, celles-ci sont associées à une altération potassique (biotite, séricite) et sodique (albite) de leur encaissant. La présence d'hématite (spécularite) et de magnétite dans l'assemblage métallique de la minéralisation semble aussi particulière.

cisaillement même, exception faite des dykes NE de monzodiorite quartzifère (I2G) qui ont une extension un peu plus importante matérialisant une période d'extension locale. Les relations de terrain, telles que des évidences de mélange de magmas, suggèrent que ces phases se sont mises en place durant une période de temps relativement courte. Deux autres phases intrusives (I2J \square_{FP+HB} ; I2J \square_{FP}) répertoriées sur le décapage principal sont clairement précoce au CBI étant donné qu'elles sont clairement affectées par la déformation régionale et le métamorphisme au faciès des schistes verts.

L'ensemble des phases du CBI a un spectre des ETR fortement fractionné, typique de nombreuses petites intrusions tardi-tectoniques en Abitibi. Les phases les plus tardives et les plus mafiques sont globalement plus enrichies en ETR, à l'exception des lamprophyres qui montrent un faible degré d'enrichissement et un spectre particulier en « U ». Les roches volcaniques et les intrusions précoce se distinguent clairement du CBI par des spectres nettement moins fractionnés.

La veine #5 est développée dans les derniers stades de l'évolution du CBI, montrant localement un synchronisme avec le magmatisme, tel que démontré par une relation interminérale avec une injection de syénite quartzifère (I2C) au sein de la zone de cisaillement. Cette relation de synchronisme avec le magmatisme est une caractéristique nécessaire pour invoquer tout lien génétique entre le magmatisme et la minéralisation. Une période d'extension locale au sein du régime en décrochement semble avoir été active lors de la mise en place des dykes tardifs de monzodiorite quartzifère (I2G) et potentiellement d'une partie de l'hydrothermalisme.

L'or est associé à un faible pourcentage de sulfures, principalement sous forme de pyrite disséminée en bordure immédiate de la veine de quartz-carbonate. L'encaissant minéralisé est généralement silicifié et/ou carbonaté. Lorsque cet encaissant possède un caractère plus compétent, il est généralement injecté par un réseau de veinules de quartz-carbonate. Cette minéralisation s'accompagne également d'une altération alcaline matérialisée par des proportions plus ou moins importantes de biotite et de séricite, de même que par une albitisation locale sous forme de porphyroblaste ou de couronne secondaire. Les signatures en éléments traces des pyrites obtenues par l'analyse au LA-ICP-MS indiquent que l'or est parfois associé à des enrichissements plus ou moins importants en Ag, Cu, Sb, Bi, Pb, Mo et W, l'ensemble de ces éléments n'étant toutefois pas enrichis systématiquement au sein d'un même échantillon. Les différences dans les signatures pourraient toutefois matérialiser une variabilité dans les processus métallogéniques. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ obtenues pour 2 échantillons de pyrite sont négatives ou près de 0 et sont compatibles avec la présence locale de magnétite et d'hématite dans l'assemblage métallique. Cette caractéristique est fréquemment observée dans le cas des minéralisations disséminées associées aux syénites en Abitibi (Robert, 2001). Les échantillons de quartz provenant de la veine #5 présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ entre 10.8 et 18.8‰. Cette variabilité est clairement anomale pour le secteur de Val d'Or et pourrait représenter l'influence de plusieurs fluides différents.

La démonstration que la relation entre le CBI et la minéralisation de la veine #5 est non seulement spatiale, mais également temporelle est l'une des principales

contributions de ce projet de recherche. À cet égard, certaines caractéristiques se doivent d'être soulignées, à savoir :

- 1) l'association du magmatisme et de l'hydrothermalisme avec un régime tectonique en décrochement;
- 2) l'évolution magmatique particulière du CBI;
- 3) la potentielle relation interminérale observée avec une phase alcaline tardive;
- 4) la présence de métasomatisme alcalin;
- 5) l'association partielle de l'or avec les éléments Ag, Sb, Bi, Cu, Pb, Mo et W;
- 6) le rapport Au/Ag près de 1 dans les pyrites;
- 7) les valeurs négatives de $\delta^{34}\text{S}$ pour les pyrites;
- 8) l'écart de 8‰ des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ provenant du quartz de la veine #5.

Plusieurs de ces caractéristiques sont également mentionnées pour bon nombre de minéralisations aurifères où le magmatisme est interprété comme jouant un rôle génétique dans l'événement minéralisateur. Sur cette base, une certaine contribution du CBI dans la minéralisation aurifère de la veine #5 peut être considérée. Cette contribution est toutefois difficilement quantifiable étant donné que d'autres caractéristiques chevauchent celles des gisements orogéniques plus « classiques », telles que :

- 1) la minéralisation est associée à une veine de quartz-carbonate;
- 2) le contrôle est par une zone de cisaillement;

3) une partie des signatures isotopiques isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ est compatible avec des fluides métamorphiques.

Il est donc proposé que la minéralisation aurifère centrée sur le CBI résulte de l’interaction de fluides probablement métamorphiques avec certains magmas au sein d’un même conduit structural dans un régime de décrochement dextre. Ces magmas auraient pu contribuer au système minéralisateur en bonifiant le contenu en fluides magmatiques et en métaux, conséquence d’une évolution particulière comportant une dualité primitif/évolué des phases intrusives. Si toutefois cette minéralisation est considérée comme appartenant au type de veine de quartz-carbonate couramment observée dans le secteur de Val d’Or, alors l’âge de 2672.6 +2.1/-1.5 Ma (David et al., 2011) obtenu pour une phase tardive du CBI représente la nouvelle limite inférieure pour ce type de minéralisation aurifère.

Bibliographie

- Babineau, J., 1983. Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 83-30.
- Babineau, J., 1985. Géologie de la région de LaMotte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET-84-03: 17.
- Barbe, P., 2005. Détermination de l'affiliation magmatique entre un complexe intrusif et les diverses phases magmatiques du secteur de Val d'Or, propriété Dubuisson, Val d'Or, Québec, Canada. Projet de fin d'études, UQAC, 33 p.
- Barron, K.M., 1991. Relationship of archean gold to alkaline magmatism, Superior Province, Canada. Brazil Gold 91 - the Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, 101-108
- Beakhouse, G.P., 2007. Structurally controlled, magmatic hydrothermal model for Archean lode gold deposits: a working hypothesis. Ontario Geological Survey, Open File Report 6193: 133 p.
- Beaudoin, G. and Pitre, D., 2005. Stable isotope geochemistry of the Archean Val d'Or (Canada) orogenic gold vein field. Mineralium Deposita, 40(1): 59-75.
- Borradaile, G.J., 1976. 'Structural Facing' (Shackleton's rule) and the Paleozoic rocks of the Malaguide Complex near Vel~z Rubio, SE Spain. Proc. K. Ned. Akad. Wet., Amsterdam, B79: 330--336.
- Boullier, A.-M. and Robert, F., 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. Journal of Structural Geology, 14(2): 161-179.
- Burrows, D.R., Spooner, E.T.C., Keays, R.R., Ramsay, W.R.H. and Groves, D.I. (Editors), 1989. Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val d'Or and Timmins areas, Abitibi Subprovince, Canada. Economic Geology Publishing Co., Lancaster, PA, 424-444
- Cameron, E.M., 1990. Alkaline magmatism at Kirkland Lake, Ontario: product of strike-slip orogenesis. Current Research, Part C, Geological Survey of Canada(paper 90-1C): 261-269.
- Cameron, E.M. and Hattori, K., 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. Economic Geology, 82(5): 1177-1191.
- Campiglio, C., 1977. Batholite de Bourlamaque. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Canada, 211 p.
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, 48(1-2): 99-156.
- Cassidy, K.F., Groves, D.I. and McNaughton, N.J., 1998. Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. Ore Geology Reviews, 13(1-5): 65-102.
- Cathles, L.M., Erendi, A.H.J. and Barrie, T., 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, pp. 766-771.
- Chartrand, F., 1991. Geological setting of volcanic massive sulphide deposits in the Central Pyroclastic Belt, Val d'Or. Geology and gold, rare element, and base

- metal mineralization of the Val d'Or area, Quebec, Society of Economic Geologists, Guidebook series(9): 75-89.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. and Mortensen, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 29(10): 2211-2225.
- Chown, E.H., Harrap, R. and Moukhsil, A., 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. Precambrian Research, 115(1-4): 291-310.
- Colvine, A.C., Fyon J.A., Heather K.B., Marmont S., Smith P.M., Troop D.G., 1988. Archean lode gold deposits in Ontario, Geological Survey Miscellaneous Paper, 139, 136 p.
- Colvine, A.C., Keays, R.R., Ramsay, W.R.H. and Groves, D.I. (Editors), 1989. An empirical model for the formation of Archean gold deposits; products of final cratonization of the Superior Province, Canada. Economic Geology Publishing Co., Lancaster, PA, 37-53.
- Colvine, A.C. and Stewart, J.W., 1984. Precambrian shield gold exploration trends detailed. Mining Engineering, 36(12): 1642-1645.
- Couture, J.F., Pilote, P., Machado, N. and Desrochers, J.P., 1994. Timing of gold mineralization in the Val d'Or district, southern Abitibi Belt: evidence for two distinct mineralizing events. Economic Geology, 89(7): 1542-1551.
- Daigneault, R., 1983. Géologie et géochimie du gisement d'or de la mine Lamaque, Val d'Or, Québec. Unpublished M.S. thesis, Montreal, Quebec, Canada, École Polytechnique: 174 p.
- Daigneault, R., 1996. Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-03.
- Daigneault, R., Chown, E.H. and Mueller, W., 1992. Tectonic bounderay between the Northern and Southern Volcanic Zones, Abitibi Subprovince, Québec. LITHOPROBE, Abitibi-Grenville Project, workshop IV, 33: 7-10.
- Daigneault, R., Chown, E.H. and Mueller, W., 1994. Accretion of the northern volcanic zone and the southern volcanic zones along the Manneville fault zone, Abitibi Subprovince. Geological Association of Canada Abstracts, 19: A80.
- Daigneault, R., Mueller, W.U. and Chown, E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics; the diachronous history of arc development, accretion and collision. The Precambrian Earth; tempos and events. Developments in Precambrian Geology, 12: 88-103.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., Chown, E.H., Marquis, R. and Thurston, P.C. (Editors), 2002. Oblique Archean subduction; accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern volcanic zone, Abitibi Subprovince, Canada. Elsevier, Amsterdam, International, 261-290.
- Daigneault, R., St-Julien, P. and Allard, G.O., 1990. Tectonic evolution of the northeastern portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 27: 1714-1736.
- David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Goutier, J., Pilote, P., Dion, C., Barbe, P., 2011. RP 2010-11A, MRNF, 1 page
- Davis, D. W., 1992. Ages constrains on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb analysis of detrital zircons. Lithoprobe Rep 25, UCB, Vancouver, Canada: 43-64

- Deng, J. et al., 2009. Fluid Evolution and Metallogenic Dynamics during Tectonic Regime Transition: Example from the Jiapigou Gold Belt in the Northeast China. *Resource Geology*, 55(2): 140-152.
- Desrochers, J.P. and Hubert, C., 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composition Block, southern Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(11): 1556-1569.
- Desrochers, J.P., Hubert, C., Ludden, J.N. and Pilote, P., 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 21(5): 451-454.
- Dickin, A.P. and Jones, N.W., 1983. Relative elemental mobility during hydrothermal alteration of a basic sill, Isle-of-Skye, NE Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82(2-3): 147-153.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. and Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(9): 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19(9): 1729-1758.
- Dimroth, E. et al., 1986. Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Geol. Rundsch.*, 75: 715-736.
- Feng, R. and Kerrich, R., 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac Subprovince, Superior Province, Canada - implication for tectonic history and source regions. *Chemical Geology*, 98(1-2): 23-70.
- Franklin, J.M., 1990. Volcanic-associated massive sulphide deposits. Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment; short course notes Publication - Geology Department and Extension Service, University of Western Australia, 24: 211-241.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W. and Sangster, D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits; *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 485-627.
- Gaboury, D., Carrier, A., Crevier, M., Pelletier, C., 2001. Predictive Distribution of Fault-Fill and Extensional Veins: Example from the Sigma Gold Mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology*, 96(6): 1397-1405.
- Gaboury, D. and Pearson, V., 2008. Rhyolite Geochemical Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103(7): 1531-1562.
- Goldfarb, R.J. et al., 2000. The Tintina gold belt; a global perspective. In: T.L. Tucker, M.T. Smith and chairperson (Editors), *The Tintina gold belt; concepts, exploration, and discoveries; Special Volume 2. (200001)*. Canada, 5-34.
- Goodwin, A.M. and Ridler, R.H., 1970. The Abitibi orogenic belt. Basins and geosynclines of the Canadian shield Paper - Geological Survey of Canada, 70-40: 1-30.
- Groves, D.I., 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western-Australia. *Mineralium Deposita*, 28(6): 366-374.

- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13: 7–27.
- Hagemann, S.F. and Cassidy, K.F., 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Gold in 2000. Society of Economic Geologists, Rebviews in Economic Geology* 14: 9-68.
- Halter, W.E., Heinrich, C.A. and Pettke, T., 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu–Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, 39(8): 845-863.
- Halter, W.E., Pettke, T. and Heinrich, C.A., 2002. The origin of Cu/Au ratios in porphyry-type ore deposits. *Science*, 296(5574): 1844-1846.
- Hamlyn, P.R., Keays, R.R., Cameron, W.E., Crawford, A.J. and Waldron, H.M., 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas - Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 49(8): 1797-1811.
- Hebert, R., Perrier, B., Gaudreau, R., Rocheleau, M. and Giguere, C., 1991. Petrologie et gitologie d'un filon-couche differentie et mineralise archeen: le gisement aurifere Sigma-2, canton de Louvicourt, Quebec Translated Title: Petrology and emplacement of an Archaean differentiated and mineralised sill, the Sigma-2 auriferous orebody, Louvicourt Canton, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(11): 1731-1743.
- Heinrich, C.A., Günther, D., Audéat, A., Ulrich, T. and Frischknecht , R., 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27: 755-758.
- Heinrich, C.A., Halter, W., Landtwing, M.R. and Pettke, T., 2005. The formation of economic porphyry copper (-gold) deposits: constraints from microanalysis of fluid and melt inclusions. In: I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington and D.A. Polya (Editors), *Mineral Deposits and Earth Evolution. Geological Society Special Publication*, pp. 247-263.
- Hickey, R. L., Frey, F. A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 46 (11): 2099–2115.
- Hodgson, C.J., 1993. Mesothermal lode-gold deposits. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40: 635-678.
- Hodgson, C.J., Wood, J., White, O.L., Barlow, R.B. and Colvine, A.C. (Editors), 1982. *Gold deposits of the Abitibi Belt, Ontario*. Ontario Geological Survey, Toronto, ON, Canada, 192-197.
- Hubert, C., 1990. Chronology of incremental deformations across the Larder Lake-Cadillac tectonic zone (LCTZ) in the area south of Rouyn-Noranda. *Abitibi-Grenville Project, workshop report III Lithoprobe Report*, 19: 5-7.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Imreh, L., 1984. Sillon de la Motte-Vassan et son avant-pays meridional; synthese volcanologique, lithostratigraphique et gitologique. Canada, 72 p.

- Jebrak, M. and Doucet, P., 2002. Geology and gold-molybdenum porphyry mineralisation of the Archean Taschereau-Launay plutons, Abitibi, Quebec. *Precambrian Research*, 115(1-4): 329-348.
- Jebrak, M. and Marcoux, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Association géologique du Canada, Ressources naturelles et Faune Québec, Gouvernement du Québec: 667 p.
- Jemielita, R.A., Davis, D.W., Krogh, T.E. and Spooner, E.T.C., 1989. Chronological constraints on the origin of Archean lode gold deposits in the southern Superior Province from U-Pb isotopic analyses of hydrothermal rutile and titanite. *Geological Society of America, 1989 annual meeting Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 21(6): 351.
- Jenkins, C.L. and Brown, A.C., 1999. Cadre métallogénique des gisements de sulfures massifs volcanogènes et filoniens des cantons Bourlamaque et Louvicourt, partie sud de la sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 99-12: 48.
- Kehlenbeck, M. M., 1984. Use of structural facing directions to delineate the geometry of refolded folds, near Thunder Bay, Ontario: Geoscience Canada, v. 11: 23-32.
- Keith, J., Christiansen, E., Maughan, D. and Waite, K., 1998. The role of mafic alkaline magmas in felsic porphyry-Cu and Mo systems. Lentz DR (ed) Mineralized intrusion-related skarn systems. Mineral Association Canada Short Course Series 26: 211-244.
- Kerrich, R. and Cassidy, K.F., 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present - a review. *Ore Geology Reviews*, 9(4): 263-310.
- Kerrich, R. and Ludden, J., 2000. The role of fluids during formation and evolution of the southern Superior Province lithosphere: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2): 135-164.
- Kerrich, R. and Watson, G.P., 1984. The Macassa mine Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario (Canada): geology, patterns of alteration, and hydrothermal regimes. *Economic Geology*, 79(5): 1104-1130.
- Kimura, G., Ludden, J.N., Desrochers, J.P. and Hori, R., 1993. A model of ocean-crust accretion for the Superior Province, Canada. *Lithos*, 30(3-4): 337-355.
- Lang, J.R. and Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems; the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36(6): 477-489.
- Lebas, M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Le Marchand, F., Villemant, B. and Calas, G., 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 51: 1071-1081.
- Lorand, J.P., Bodinier, J.L., Dupuy, C. and Dostal, J., 1989. Abundance and distribution of gold in the orogenic-typic spinel peridotites from Ariège (Northeastern Pyrenees, France). *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 53(11): 3085-3090.
- Machado, N. and Gariepy, C., 1994. Géochronologie U-Pb du territoire québécois. Partie I: les sous-Provinces de l'Abitibi, cinquième rapport intérimaire: résultats 1993-1994. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport interne: 9 p.

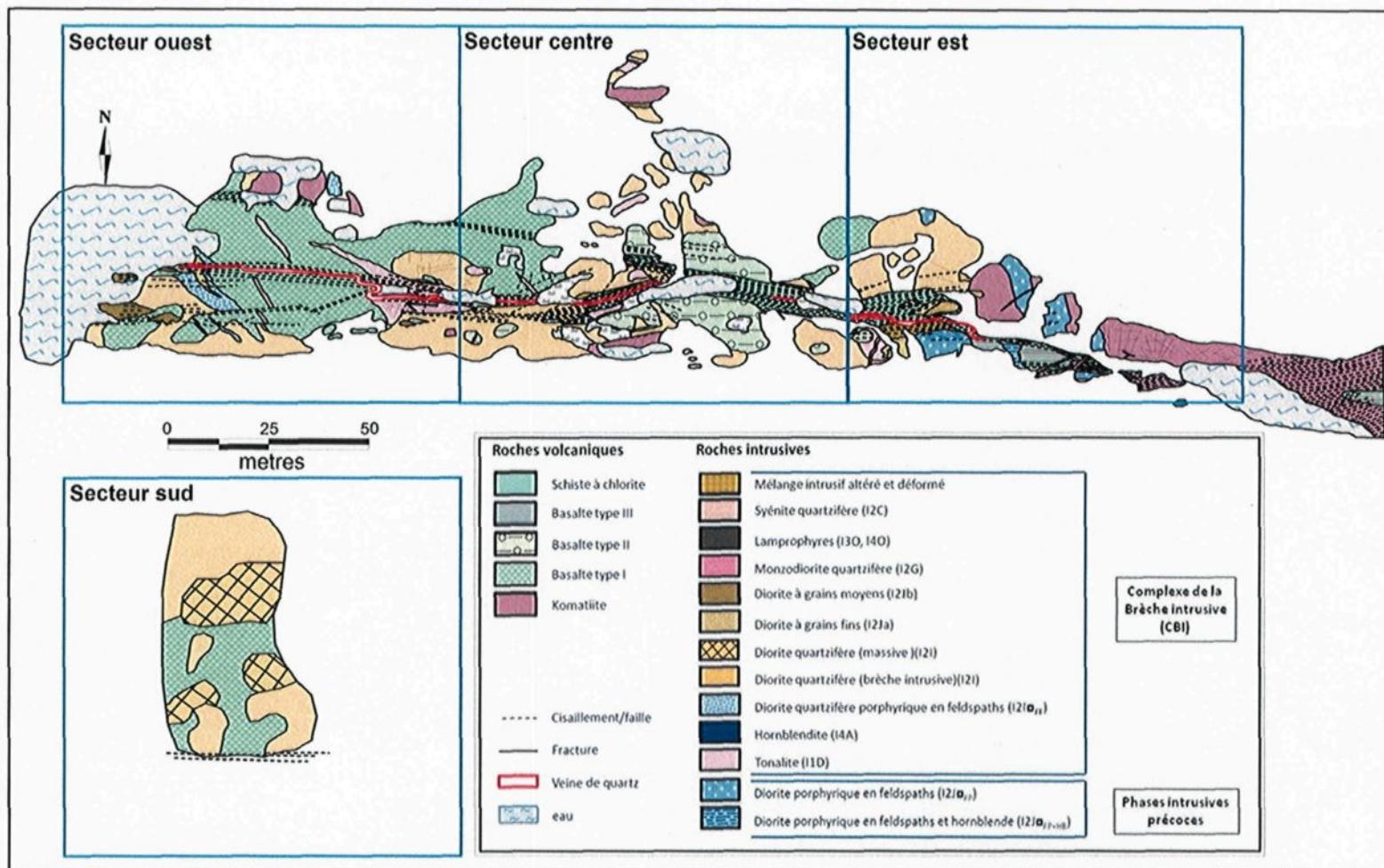
- Maughan, D.T. et al., 2002. Contributions from mafic alkaline magmas to the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, 37(1): 14-37.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- Morasse, S., Hodgson, C.J., Guha, J. and Coulombe, A., 1986. Preliminary Report on the Geology of the Lac Shortt Gold Deposit, Desmaraisville area, Quebec, Canada. *Proceedings of Gold '86 Symposium*, Toronto: 191-196.
- Morasse, S., Mason, R., Wasteneys, H.A., Cormier, M. and Helmstaedt, H., 1995. A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena Mine, Val d'Or, Quebec, southern Abitibi subprovince. *Economic Geology*, 90(5): 1310-1321.
- Morasse, S. et al. (Editors), 1993. La Mine d'or Kiena; mineralisation magmatique hydrothermale kenoreenne precoce dans la ceinture minerale de Val d'Or, sud-est de l'Abitibi. L'Exceptionnel potentiel mineral du Quebec, une realite a decouvrir; resume des conferences; seminaire d'information 1993. Ministere de l'Energie et des Ressources, Direction Generale de l'Exploration Geologique et Minerale, Quebec, QC, Canada.
- Morasse, S.M.-R.I., 1998. Geology, structure and timing of gold mineralization at the Kiena Deposit, Val d'Or, Quebec, Queen's University, Kingston, ON, Canada (Doctoral).
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(1): 29-41.
- Mueller, A.G., Hanis, L.B., and Lungan, A., 1988. Structural control of greenstone-hosted Gold mineralization by transcurrent shearing: A new interpretation of the Kalgoorlie mining district, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 3(4): 359-387.
- Mueller, W. and Donaldson, J.A., 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi Belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(10): 2249-2265.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K. and Chown, E.H., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265(1-2): 127-150.
- Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*: New York (Wiley): 525-548.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic-rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33-47.
- Perring, C.S. and Rock, N.M.S., 1991. Relationships between calc-alkaline acidic and basic (mantle-derived) magmas in late archean composite dykes, Kambalda goldfield, Western-Australia. *Precambrian Research*, 52(3-4): 245-273.
- Pilote, P. et al., 2000. Géologie de la région de Val d'Or, Sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 2000-09: 110 p.
- Pilote, P., Couture, J.F., Desrochers, J.P., Machado, N. and Pelz, P., 1993. Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val d'Or: l'exemple de la

- mine Norlartic. ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 93-03: 61-66.
- Pilote, P., Mueller, W., Moorhead, J., Scott, C. and Lavoie, S., 1997. Géologie, volcanologie et lithogéochimie des Formations de Val d'Or et Héva, district de Val d'Or, sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 97-01: 47 p.
- Pilote, P., Mueller, W., Parent, M., Machado, N., Moorhead, J., Scott, C., Lavoie, S., 1998c. Géologie et volcanologie des formations Val d'Or et Héva, Groupe de Malartic, Districts de Val d'Or, sous-Province de l'Abitibi, Québec: Contraintes géochimiques et géochronologiques. Association géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada, 23: A146.
- Pilote, P., Mueller, W., Scott, C., Lavoie, S., Champagne, C., Moorhead, J., 1998b. Volcanologie de la formation de Val d'Or et du Groupe de Malartic, sous-Province de l'Abitibi: contraintes géochimiques et géochronologiques. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 98-05: 48 p.
- Pilote, P., Scott, C., Mueller, W., Lavoie, S. and Riopel, P., 1999. Géologie des formations Val d'Or, Héva, Jacola - nouvelles interprétations du Groupe de Malartic. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 99-03: 19 p.
- Poulsen, K.H., Borradaile, G.J., and Kehlenbeck, M.M., 1980. An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17: 1358-1369.
- Robert, F., 1989. Internal structure of the Cadillac Tectonic Zone Southeast of Val D'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 26(12): 2661-2675.
- Robert, F., 1990a. An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi subprovince. Canadian Institute on Mining and Metallurgy, Special Volume 43: 93-105.
- Robert, F., 1990b. Structural settings and controls of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment. University of Western Australia, Publication no. 24: 167-209.
- Robert, F., 1994. Vein fields in gold districts: the example of Val d'Or, southeastern Abitibi subprovince, Quebec. Current research 1994-C, Geological Survey of Canada: 295-302.
- Robert, F., 1996. Filons de quartz-carbonates aurifères. Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, Commission Géologique du Canada - Geological survey of America; Géologie du Canada, vol. 8: 387-405.
- Robert, F., 2001. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. Mineralium Deposita, 36(6): 503-516.
- Robert, F. and Brown, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geologic relations and formation of the vein system (Canada). Economic Geology, 81(3): 578-592.
- Rock, N.M.S., 1991. Lamprophyres. Blackie, Glasgow: 285 p.
- Sauvé, P., Imreh, L. and Trudel, P., 1993. Description des gîtes d'or de la région de Val d'Or. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 91-03: 178 p.
- Sauvé, P., Perrault, G. and Trudel, P., 1986. Compilation et données nouvelles sur les gîtes d'or du camp minier de Val d'Or. série des manuscrits bruts, MRNF, MB 86-24: 131 p.

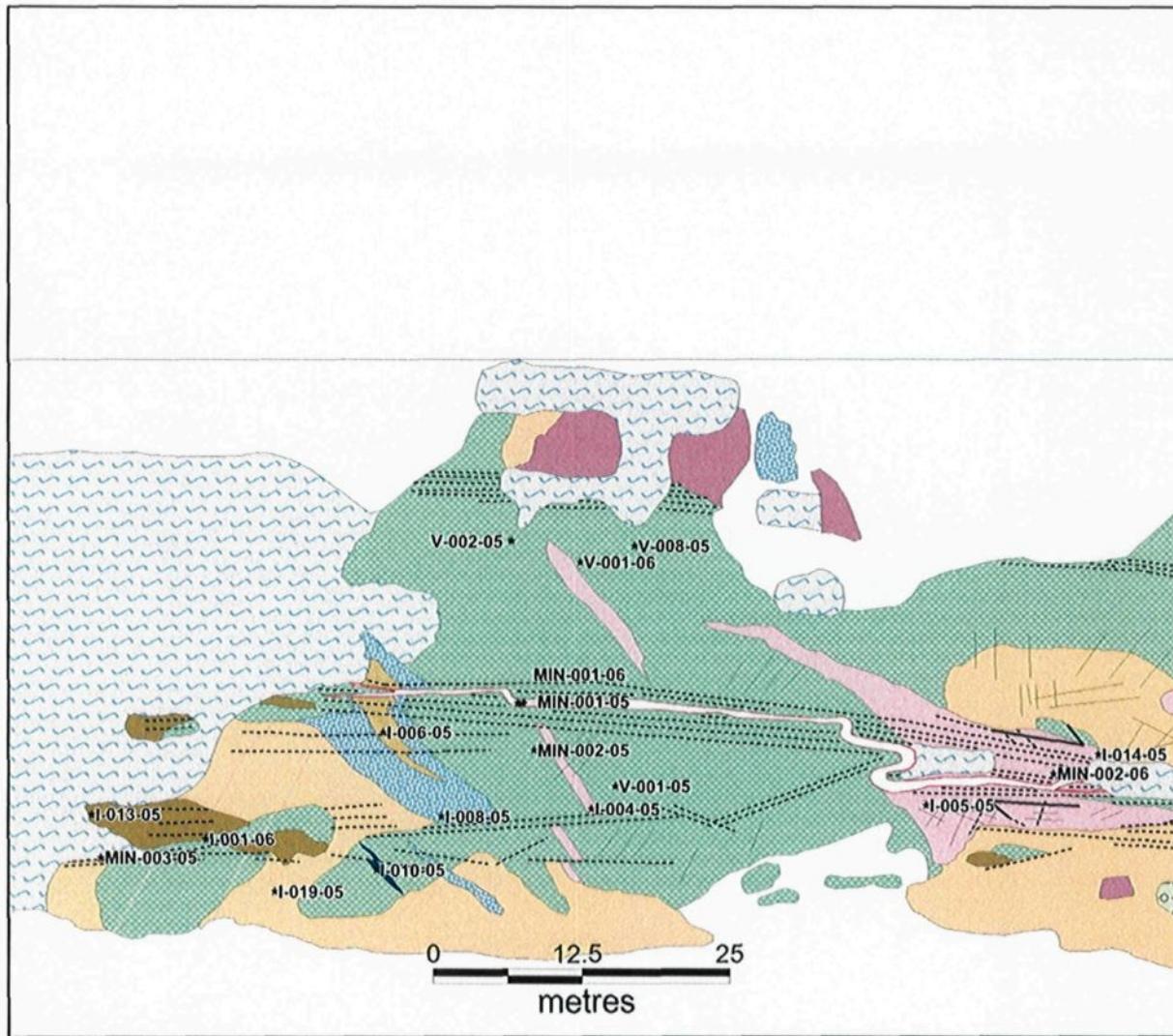
- Sawkins, F.J., 1972. Sulfide ore-deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology*, 80(4): 377.
- Scott, C.R., Mueller, W.U. and Pilote, P., 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: Evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada. *Precambrian Research*, 115(1-4): 223-260.
- Shirey, S.B. and Hanson, G.N., 1984. Mantle-derived archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, 310(5974): 222-224.
- Sibson, R.H., Robert, F. and Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6): 551-555.
- Spooner, E.T.C., 1993. Magmatic sulfide volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids. *Ore Geology Reviews*, 7(5): 359-379.
- Stephens, J.R., Oliver, N.H.S., Baker, T. and Hart, C.H., 2000. Structural evolution and controls on gold mineralization at Clear Creek, Yukon. *Yukon Exploration and Geology* 1999: 151-164.
- Stern, R.A. and Hanson, G.N., 1992. Origin of Archean lamprophyre dykes, Superior Province, Canada - rare-earth elements and Nd-Sr isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(4): 515-526.
- Stevensen, R., Henry, P. and Gariépy, C., 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean Sanukatoid Suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 96: 83-99.
- Tardif, G., 1989. La petite histoire de Val d'Or, 1935-1985. Les publications Dubuisson Enrg.: 211 p.
- Tatsumi, Y. and Koyaguchi, T., 1989. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102(1): 34-40.
- Taylor, B.E., 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. Stable isotope geochemistry of low-temperature fluids. *Mineral Association of Canada, Short Course*, 13: 337-345.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 33: 241-265.
- Taylor, W.R., Rock, N.M.S., Groves, D.I., Perring, C.S. and Golding, S.D., 1994. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia; Au abundance and association with gold mineralization. *Applied Geochemistry*, 9(2): 197-222.
- Tessier, A. et al. (Editors), 1990. Petrology and alteration of the Siscoe Stock at the Siscoe gold mine, Val d'Or, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, QC, Canada, 285-298 p.
- Thurston, P.C. and Chivers, K.M., 1990. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 46(1-2): 21-58.
- Titley, S.R. and Beane, R.E., 1981. Porphyry copper deposits-Part I: Geologic settings, petrology, and tectogenesis. *Economic Geology*, 75th anniversary: 214-235.
- Ulrich, T. and Günther, D., 2002. The Evolution of a Porphyry Cu-Au Deposit, Based on LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions: Bajo de la Alumbra, Argentina. *Economic Geology*, 96(8): 1743-1774.

- Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited - temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295-304.
- Witt, W.K., 1992. Porphyry intrusions and albitites in the Bardoc-Kalgoorlie area, Western Australia, and their role in archean epigenetic gold mineralisation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(8): 1609-1622.
- Wong, L., Davis, D.W., Krogh, T.E. and Robert, F., 1991. U-Pb zircon rutile chronology of archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4): 325-336.
- Wright, A.E. and Bowes, D.R., 1968. Formation of explosion-breccias. *Bulletin of Volcanology*, 32(1): 15-32.
- Wyborn, L.A.I., 1988. Petrology, geochemistry and origin of a major Australian 1880-1840 Ma felsic volcano-plutonic suite - a model for intracontinental felsic magma generation. *Precambrian Research*, 40-1: 37-60.
- Wyman, D. and Kerrich, R., 1988. Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, 83(2): 454-461.
- Wyman, D.A. and Kerrich, R., 1993. Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: Petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*, 34: 1067-1109.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 57: 1079-1091.

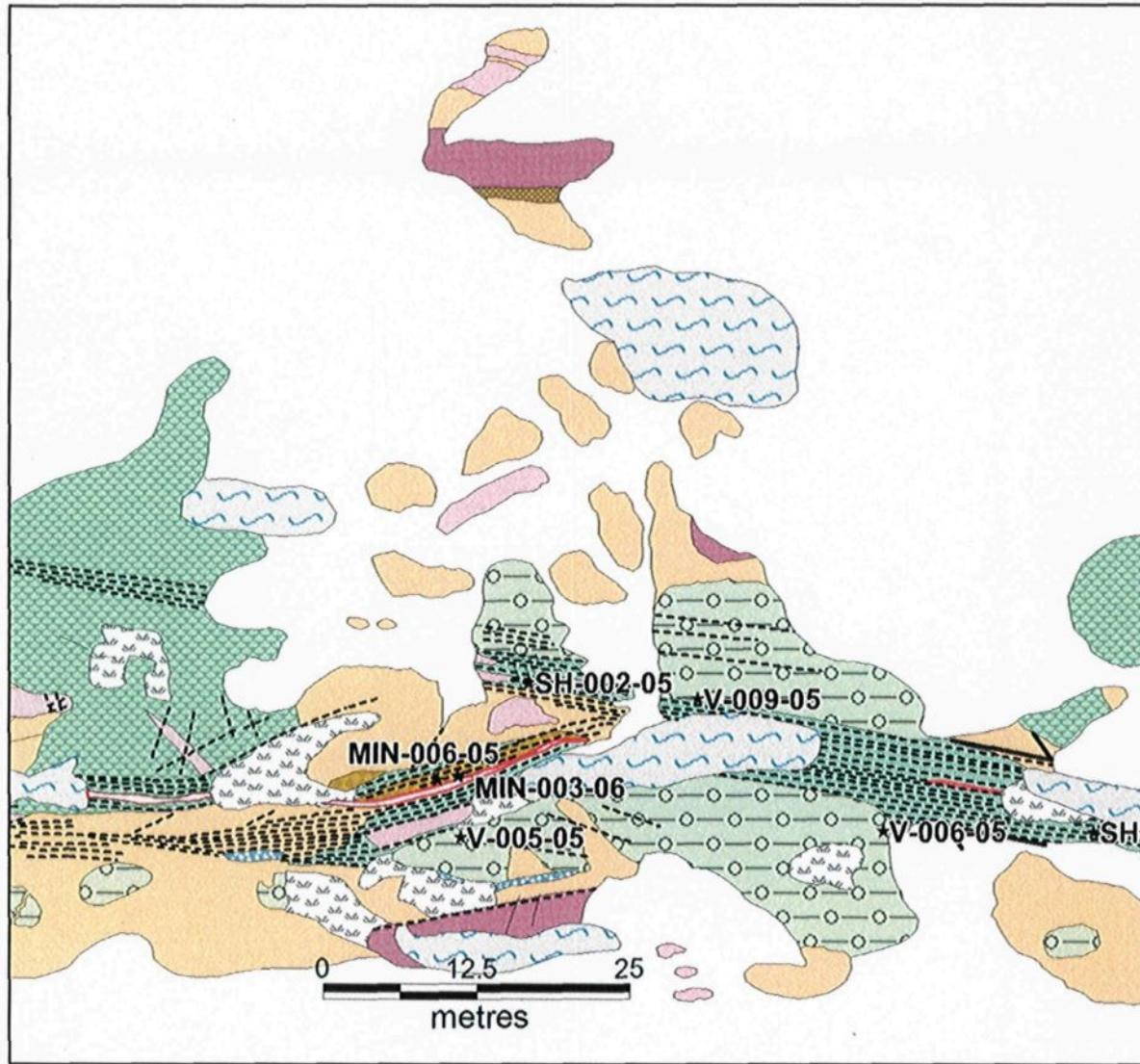
Annexe 1 : Cartes géologiques et position des échantillons



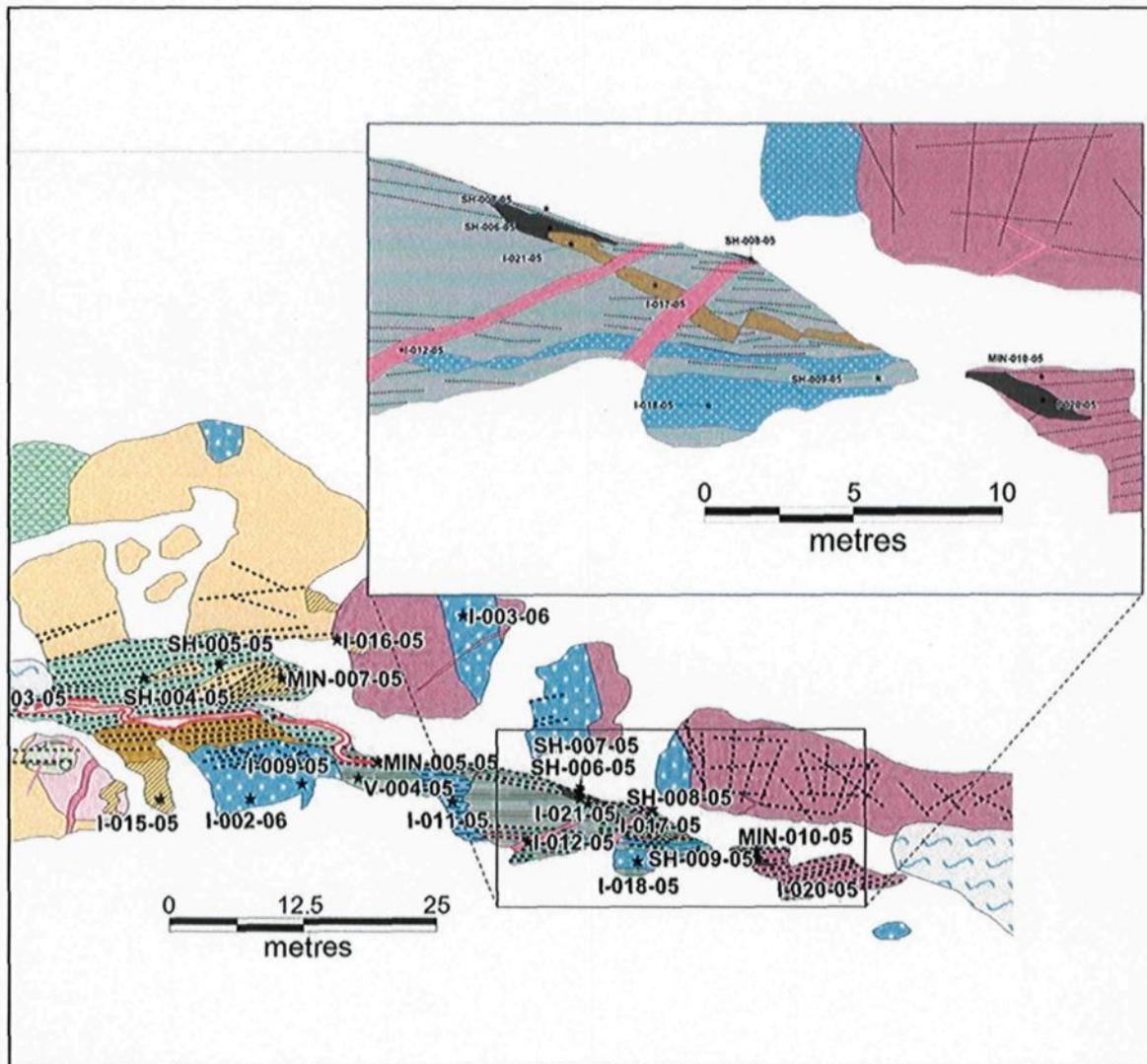
Annexe 1A: Carte géologique du décapage de la veine 5 avec localisation des cartes de détails.



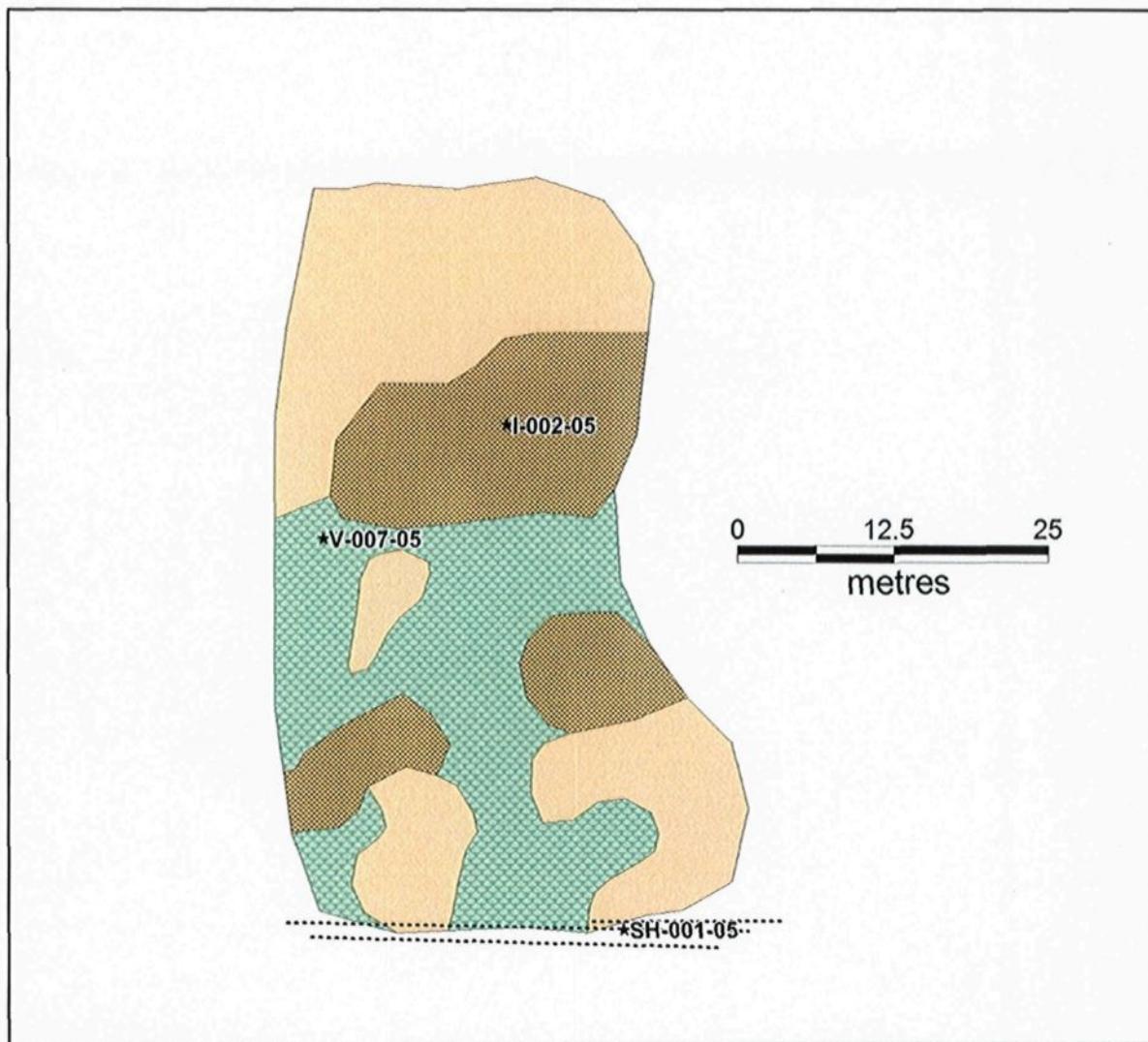
Annexe 1B : Carte géologique du secteur ouest avec position des échantillons



Annexe 1C : Carte géologique du secteur centre avec position des échantillons



Annexe 1D : Carte géologique du secteur est avec position des échantillons



Annexe 1E : Carte géologique du secteur sud avec position des échantillons

Annexe 2 : Liste des échantillons

nom	lithologie	# analyse	lame mince	lame mince polie	lame polie 100µ	traces	majeurs	LA-ICP-MS	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$	Microsonde
I-001-06	lamp ou V3?	hf-01	x		x	x	x				
I-002-06	I2J _{FP}	hf-02	x			x	x				
I-003-06	I2J _{FP}	hf-03	x			x	x				
I-004-06	I2J _{FP}	hf-04	x			x	x				
I-002-05	I2I	ft-41	x			x	x				
I-004-05	I1D	ft-9				x	x				
I-005-05	I1D	ft-12	x			x	x				
I-006-05	I2Ja	ft-5	x			x	x				
I-008-05	I2I _{FP}	ft-4	x			x	x				
I-009-05	I2J _{FP}	ft-21				x	x				
I-010-05	I4A	ft-3	x			x	x				
I-011-05	I2J _{FP+HB}	ft-29	x			x	x				
I-012-05	I2G	ft-27	x			x	x				
I-013-05	I2Jb	ft-2	x			x	x				
I-014-05	I1D	ft-13				x	x				
I-015-05	I2Ja	ft-20				x	x				
I-016-05	I2Ja	ft-26				x	x				
I-017-05	I2I	ft-34	x			x					
I-018-05	I2I _{FP}	ft-28	xx		x	x	x	x	x		
I-019-05	I2Ja	ft-44				x	x				
I-020-05	I4O	ft-39		x		x					
I-021-05	I2I	ft-32	x			x	x				
PD-001-05	I2I	ft-45	x			x					
PD-002-05	I2Ja	ft-46	x			x					
MIN-001-05	veine 5	ft-7		x							
MIN-002-05	V3(1) rouillé	ft-6		x							
MIN-003-05	I3O	ft-1		x	x	x	x	x	x	x	
MIN-005-05	I4O	ft-35	x	x	x	x	x	x	x	x	
MIN-006-05	I2I _{FP}	ft-15		x	x	x	x	x	x	x	
MIN-007-05	I2Ja	ft-25									
MIN-010-05	V4	ft-38		x	x	x	x	x	x	x	
MIN-001-06	veine 5	du-1							x		

nom	lithologie	# analyse	lame mince	lame mince polie	lame polie 100µ	traces	majeurs	LA-ICP-MS	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$	Microsonde
MIN-002-06	I2C	du-2	x								x
MIN-003-06	I2Jb	hf-05		x	x	x	x				
SH-001-05	I2I	ft-42	xx				x	x			
SH-002-05	schiste CL	ft-16	x				x	x			
SH-003-05	schiste CL	ft-19	x				x	x			
SH-004-05	schiste CL	ft-23									
SH-005-05	schiste CL	ft-24					x	x			
SH-006-05	I4O	ft-31	x				x	x			
SH-007-05	V4	ft-30	x				x	x			
SH-008-05	I4O	ft-33	x	x	x	x	x	x	x		
SH-009-05	I4O	ft-40	x	x	x	x	x	x	x		
V-001-05	V3(1)	ft-10									
V-002-05	V3(1)	ft-8	x				x	x			
V-003-05	V4	ft-36					x	x			
V-004-05	V3(3)	ft-22	x				x	x			
V-005-05	V3(2)	ft-14					x	x			
V-006-05	V3(2)	ft-17	x				x	x			
V-007-05	V3(1)?	ft-43					x	x			
V-008-05	V3(1)	ft-11	x				x	x			
V-009-05	V3(2)	ft-18	x				x	x			
V-001-06	V3(1)	du-3	x								
veine#2-06	veine 2	du-4				x			x	x	x
DH-001-06	schiste CL	du-5	x		x				x		
DH-002-06		du-6	x		x						
DH-003-06	V3(1)	du-7	x		x				x		
DH-004-06	I2I	du-8		x	x				x		

Annexe 3 : Analyses lithogéochimiques

ÉLÉMENT ANALYSÉ	MÉTHODE UTILISÉE	LIMITE DE DÉTECTION
(Laboratoire ALS Chemex Chimitec, Val d'Or)		
SiO ₂	Fusion borate + XRF	0.01%
Al ₂ O ₃	Fusion borate + XRF	0.01%
Fe ₂ O ₃	Fusion borate + XRF	0.01%
CaO	Fusion borate + XRF	0.01%
MgO	Fusion borate + XRF	0.01%
Na ₂ O	Fusion borate + XRF	0.01%
K ₂ O	Fusion borate + XRF	0.01%
Cr ₂ O ₃	Fusion borate + XRF	0.01%
TiO ₂	Fusion borate + XRF	0.01%
MnO	Fusion borate + XRF	0.01%
P ₂ O ₅	Fusion borate + XRF	0.01%
SrO	Fusion borate + XRF	0.01%
BaO	Fusion borate + XRF	0.01%
LOI	Fusion borate + XRF	0.01%
(laboratoire polytechnique + UQAC)		
Fe	Activation neutronique	21 ppm
Na	Activation neutronique	0.003%
La	Activation neutronique	0.05 ppm
Ce	Activation neutronique	0.2 ppm
Nd	Activation neutronique	0.3 ppm
Sm	Activation neutronique	0.003 ppm
Eu	Activation neutronique	0.015 ppm
Tb	Activation neutronique	0.01 ppm
Yb	Activation neutronique	0.04 ppm
Lu	Activation neutronique	0.002 ppm
Ag	Activation neutronique	5 ppm
As	Activation neutronique	0.1 ppm
Au	Activation neutronique	0.0009 ppm
Ba	Activation neutronique	3 ppm
Co	Activation neutronique	0.2 ppm
Cr	Activation neutronique	0.25 ppm
Cs	Activation neutronique	0.03 ppm
Hf	Activation neutronique	0.05 ppm
Ir	Activation neutronique	0.0007 ppm
Ni	Activation neutronique	5 ppm
Rb	Activation neutronique	0.5 ppm
Sb	Activation neutronique	0.006 ppm
Se	Activation neutronique	5 ppm

ÉLÉMENT ANALYSÉ	MÉTHODE UTILISÉE	LIMITE DE DÉTECTION
(laboratoire polytechnique + UQAC)		
Ta	Activation neutronique	0.015 ppm
Th	Activation neutronique	0.025 ppm
U	Activation neutronique	0.02 ppm
W	Activation neutronique	5 ppm
Zn	Activation neutronique	2.4 ppm
Zr	Activation neutronique	45 ppm
Al	Activation neutronique	5 ppm
Mn	Activation neutronique	5 ppm
Mg	Activation neutronique	5 ppm
Ti	Activation neutronique	5 ppm
Cl	Activation neutronique	100 ppm
Dy	Activation neutronique	5 ppm
In	Activation neutronique	5 ppm
Sr	Activation neutronique	200 ppm
V	Activation neutronique	5 ppm

# projet	Fe (corrigé)	Na (corrigé)	La (moy)	Ce	Nd (corrigé)	Sm (corrigé)	Eu (moy)	Ho	Tb (corrigé)	Yb
ft-1	15.81	4.31	4.38	11.56	4.24	1.98	0.53	1.56	0.64	4.67
ft-2	6.33	4.58	33.52	86.20	47.80	8.91	2.19	0.74	0.79	1.40
ft-3	8.30	3.62	52.10	145.59	89.47	15.15	3.49	0.82	1.24	1.44
ft-4	5.90	4.31	19.27	43.62	19.56	3.60	1.10	0.91	0.46	1.39
ft-5	5.07	4.18	46.70	107.33	51.93	8.37	2.07	0.65	0.79	1.18
ft-8	14.27	1.85	3.06	8.29	6.49	1.93	0.69	0.55	0.68	5.17
ft-9	3.18	5.26	6.42	16.05	9.15	1.95	0.62	0.25	0.21	0.58
ft-11	15.96	1.54	3.02	9.60	6.47	2.06	0.63	1.08	0.68	5.26
ft-12	3.16	5.37	6.87	17.34	8.85	1.93	0.62	0.46	0.22	0.58
ft-13	5.29	5.01	18.70	54.33	33.16	6.30	1.72	0.39	0.57	1.09
ft-14	9.63	2.11	1.76	6.20	3.92	0.98	0.23	0.41	0.22	1.58
ft-15	5.58	6.67	21.49	46.26	19.88	3.74	0.92	0.74	0.51	1.85
ft-16	9.93	0.86	2.02	7.30	3.65	1.18	0.37	0.46	0.30	1.85
ft-17	11.32	1.80	2.43	7.61	2.39	0.93	0.31	0.29	0.20	2.14
ft-18	9.95	4.02	1.78	6.64	4.16	1.49	0.47	0.25	0.33	2.14
ft-19	10.20	0.77	2.57	5.66	2.29	0.86	0.22	0.37	0.18	1.50
ft-20	4.58	4.07	49.17	114.76	47.59	8.49	2.08	0.59	0.88	1.26
ft-21	7.17	4.06	19.13	45.46	17.10	3.76	1.17	0.53	0.53	1.69
ft-22	8.25	4.54	5.12	15.04	6.89	1.97	0.69	0.36	0.35	1.45
ft-24	8.19	1.96	3.23	7.82	3.81	1.24	0.39	0.46	0.26	1.91
ft-25	5.19	3.61	53.37	123.89	56.52	9.71	2.05	0.86	0.80	1.11
ft-26	5.67	4.44	50.46	125.76	63.10	11.19	2.46	0.53	0.86	1.39
ft-27	2.30	6.55	47.06	92.44	34.18	5.16	1.11	0.85	0.50	0.85

# projet	Lu	Ag	As	Au (moy)	Ba (corrigé)	Co	Cr	Cs	Hf (corrigé)	Ni	Rb	Sc	Se
ft-1	0.74			0.03	876.18	36.17	44.01	10.48	1.52	45.39	129.56	72.75	0.72
ft-2	0.22				819.20	20.38	93.05	3.23	4.12	46.33	51.81	15.39	1.32
ft-3	0.19				654.29	37.28	601.27	2.88	6.57	291.80	39.42	16.77	1.84
ft-4	0.22			0.00	524.62	14.81	17.22	1.59	4.04	15.25	38.35	11.92	1.76
ft-5	0.18				1154.43	16.15	75.48	2.41	4.54	23.05	66.05	11.29	1.65
ft-8	0.83			0.01	24.51	41.87	49.22		1.81	33.97		72.36	
ft-9	0.09			0.01	291.16	10.13	64.73	1.04	2.61	21.58	28.97	6.83	0.73
ft-11	0.84				47.62	46.72	50.80		1.76	31.23	8.00	75.35	0.79
ft-12	0.09				312.39	10.67	62.97	1.21	2.56	42.63	25.43	7.04	1.25
ft-13	0.17				593.81	16.39	69.57	1.41	3.36		22.35	12.38	1.12
ft-14	0.28				196.58	58.60	940.58	0.71	0.74	424.99	6.81	38.61	
ft-15	0.30			0.31	83.59	12.97	14.02	0.37	4.44	22.88	34.23	12.46	2.21
ft-16	0.31					52.73	702.04		0.77	301.16	2.18	39.24	
ft-17	0.35					60.68	373.03	0.22	0.79	174.77		48.19	
ft-18	0.36			0.01	86.53	40.91	217.05	1.31	1.10		12.85	41.93	
ft-19	0.25				0.01	45.54	55.45	745.21		0.74	341.62	12.60	36.88
ft-20	0.19			0.02	1606.93	14.58	75.15	2.79	4.41	31.46	83.42	11.14	
ft-21	0.28				0.01	259.08	19.92	25.21	0.60	3.96		19.70	15.03
ft-22	0.22					55.01	26.89	130.15		1.25		3.40	38.09
ft-24	0.30					128.87	43.76	328.17	1.89	0.73	123.95	15.12	40.73
ft-25	0.16	0.92			2480.89	14.31	71.68	6.60	4.35	21.51	106.48	12.70	1.54
ft-26	0.21	1.34			1204.38	18.24	93.58	4.38	4.50		61.95	14.12	2.15
ft-27	0.14				478.81	4.81	35.31	0.52	3.79	5.46	24.70	5.34	1.59

# projet	Ta	Th	U	W	Zn	Zr	Os	Ir	Ru	Al	K	Mn (moy)	Mg
ft-1	0.13	0.97			32.41					14.44	3.81	0.11	5.67
ft-2	0.30	3.61	0.84		28.73					17.79	1.74	0.11	4.54
ft-3	0.46	2.18	0.35		164.15	217.06				12.77	1.59	0.14	9.92
ft-4	0.60	2.74	0.52		89.90	166.34				17.54	1.69	0.10	2.32
ft-5	0.30	6.41	1.22		80.89	190.79				17.52	2.62	0.10	3.67
ft-8	0.06	0.31			132.64					14.33		0.25	5.50
ft-9	0.15	0.98	0.36		69.07	68.68				17.37	0.84	0.05	1.84
ft-11	0.11	0.34								14.89		0.26	6.28
ft-12	0.20	1.23	0.35		63.29					17.56	0.97	0.05	1.96
ft-13	0.20	1.22	0.45		80.50					17.85	1.17	0.10	3.33
ft-14	0.08				118.46					14.74	0.32	0.20	14.06
ft-15	0.76	4.21	0.84	39.63	41.16	118.73				16.68	1.28	0.09	2.75
ft-16	0.04				99.88					14.48		0.18	13.81
ft-17	0.12	0.58			99.73					17.83		0.17	16.87
ft-18	0.08	0.14			140.83				828.02	17.80	0.65	0.21	7.70
ft-19	0.05				87.11				532.29	15.28	0.44	0.17	14.21
ft-20	0.46	9.57	2.54		55.15	58.92		1.51		16.54	3.26	0.09	3.21
ft-21	0.84	2.90	0.52		70.80	83.27				17.58	0.52	0.12	3.11
ft-22	0.10	0.71			80.71					17.63		0.18	6.43
ft-24	0.06	0.07			66.01					14.83	0.66	0.12	11.12
ft-25	0.43	9.43	2.98	1.67	95.86	270.05				15.54	4.05	0.08	4.18
ft-26	0.29	5.54	1.31		78.41	251.80				16.44	2.28	0.11	4.11
ft-27	0.43	8.94	1.86		28.12	148.58				16.95	1.18	0.06	1.26

# projet	Ti	Cl	Dy	In	Sr	V
ft-1	5259.55	126.98	4.37	0.06	276.15	434.40
ft-2	4131.00	74.85	3.75	0.10	1317.98	143.87
ft-3	8155.55	63.34	4.04	0.05	826.34	154.65
ft-4	4345.57		2.92		770.58	120.23
ft-5	3531.82	113.53	2.92		1416.99	111.83
ft-8	5510.14	165.85	5.91	0.07		414.82
ft-9	1985.73	76.80	1.29		492.46	60.38
ft-11	5651.38	194.62	4.82	0.09		419.67
ft-12	2034.01	102.91	0.77		490.21	61.42
ft-13	3328.48	85.90	2.83		1660.78	112.09
ft-14	2531.31	63.19	1.95			186.64
ft-15	4240.62		2.92			153.53
ft-16	2723.09		1.89			193.93
ft-17	3279.38		1.78			185.37
ft-18	3933.37		2.07	0.05	218.83	224.04
ft-19	2448.55		1.41	0.06	218.71	176.55
ft-20	3377.42	84.26	3.00		1469.17	104.34
ft-21	4907.19	67.67	3.30		290.68	141.65
ft-22	3731.10		2.10		424.86	232.33
ft-24	2670.72		1.88	0.07	211.35	199.45
ft-25	3852.68	65.21	3.16	0.06	761.25	127.23
ft-26	4155.92	122.78	3.87		1350.58	137.31
ft-27	2020.05	91.83	1.90		178.43	54.54

# projet	Fe (corrigé)	Na (corrigé)	La (moy)	Ce	Nd (corrigé)	Sm (corrigé)	Eu (moy)	Ho	Tb (corrigé)	Yb
ft-28	6.08	3.38	16.86	41.25	17.97	3.68	1.05	0.62	0.47	1.70
ft-29	6.74	6.25	6.91	18.66	10.59	2.73	0.87	0.50	0.44	2.28
ft-30	9.54	0.15	0.82	3.23	1.49	0.69	0.30	0.31	0.14	0.59
ft-31	7.80	3.93	1.22	2.98		0.61	0.64	0.27	0.20	1.95
ft-32	5.11	5.38	39.72	101.40	48.00	8.50	1.94	0.61	0.79	1.18
ft-33	16.69	2.01	2.96	8.74	4.25	1.86	0.69	1.35	0.59	4.73
ft-34	5.42	6.27	48.28	115.28	52.94	8.67	2.09	1.28	0.72	1.22
ft-35	13.31	3.12	2.57	8.45	4.04	1.63	0.50	1.14	0.46	4.66
ft-36	12.33	0.16	0.71	2.71		0.62	0.15	0.15	0.08	0.46
ft-38	9.71	0.06	0.56	3.55	1.66	0.80	0.81	0.19	0.18	0.56
ft-39	9.32	0.91	1.13	3.16	1.74	0.63	0.57	0.28	0.18	1.61
ft-40	13.32	0.83	2.95	8.55	3.43	1.90	0.61	1.33	0.59	4.65
ft-41	3.98	5.58	43.14	109.74	40.77	7.23	2.01	0.49	0.68	0.94
ft-42	2.79	6.72	36.71	79.19	23.90	4.69	1.19	0.43	0.45	1.08
ft-43	10.86	1.50	6.50	21.14	8.41	2.46	0.78	0.61	0.41	1.65
ft-44	6.54	4.69	40.39	121.70	45.62	9.90	2.34	0.76	0.84	1.36
ft-45	4.20	4.57	21.85	57.17	18.16	3.98	1.03	0.37	0.47	1.01
ft-46	9.27	2.19	17.93	55.24	19.83	4.86	1.20	0.70	0.55	1.51
hf-01	16.41	3.41	13.16	28.57	11.18	2.92	0.92	1.08	0.80	5.34
hf-02	4.62	4.43	18.59	37.48	15.27	2.84	0.85	0.79	0.42	1.25
hf-03	6.84	3.82	18.17	39.41	17.95	3.56	1.14	0.76	0.55	1.61
hf-04	6.00	5.00	20.13	43.33	20.69	3.66	1.20	0.60	0.52	1.66
hf-05	6.81	5.21	20.96	51.56	27.35	5.26	1.43		0.58	1.62
hf-06 (doublon ft-39)	9.08	0.85	0.97	2.25	1.81	0.56	0.59		0.16	1.60
kpt	11.45	2.78	25.85	55.80	24.57	4.79	1.26	2.03	0.75	2.55
ft-00	0.00	0.00	26.38	63.91	0.00	0.00	1.20	0.90	0.00	2.63
ou-5-1	14.90	4.23	18.21	66.77	25.36	7.77	2.43	1.76	1.72	5.30

# projet	Lu	Ag	As	Au (moy)	Ba (corrigé)	Co	Cr	Cs	Hf (corrigé)	Ni	Rb	Sc	Se	
ft-28	0.27				512.59	14.98	16.29	0.94	4.02		33.05	10.42	2.46	
ft-29	0.38				124.79	16.39	37.34	0.34	3.09	7.00	12.66	16.60	1.15	
ft-30	0.10			0.08	110.18	74.75	1914.68	5.01	0.50	1031.91	58.99	18.82	1.36	
ft-31	0.31			0.00	490.44	41.74	51.96	13.98	0.21	120.63	196.99	40.52		
ft-32	0.18				552.29	15.83	67.79	4.88	4.17		60.88	11.95	2.58	
ft-33	0.78			0.04	717.03	61.45	65.76	22.54	1.82	91.59	251.25	74.25	3.25	
ft-34	0.18				975.43	16.20	68.86	1.21	4.24	15.09	17.01	12.23	2.01	
ft-35	0.78			0.18	457.96	44.80	51.90	12.27	1.44		158.04	66.50	1.93	
ft-36	0.08					76.20	2335.05		0.66	1546.75		20.90		
ft-38	0.09	4.10	0.01			91.15	2046.80		0.50	1295.12	2.03	16.74	1.12	
ft-39	0.29				723.80	43.24	50.01	20.05	0.31	137.53	269.77	41.55		
ft-40	0.75	0.33	0.02		299.32	42.48	52.46	9.83	1.32	60.70	110.29	66.83		
ft-41	0.14	1.13			1335.86	12.79	64.70	1.69	4.19		41.99	8.10		
ft-42	0.17			0.00	723.39	7.52	34.74	6.21	4.53		53.58	5.11	1.50	
ft-43	0.27				135.32	46.50	486.83	0.58	1.89	169.55	15.68	35.41		
ft-44	0.20	0.95			1095.73	20.14	92.07	2.61	4.34		49.84	15.51		
ft-45	0.16	1.21			1087.95	13.51	90.84	2.61	3.77		71.80	8.89	0.70	
ft-46	0.24	0.94			822.50	41.92	825.06	3.85	2.26	216.95	90.20	27.75		
hf-01	0.88			0.03	439.08	47.17	42.37	3.07	1.82	75.28	52.12	81.24		
hf-02	0.21			0.01	309.54	8.64	6.87	0.45	3.28	19.37	17.95	9.00		
hf-03	0.28			0.01	586.77	17.44	25.01	2.63	3.54	19.12	43.92	15.15		
hf-04	0.27			0.02	206.58	15.49	14.76	0.93	3.84	14.86	14.73	12.48		
hf-05	0.27			0.23	447.37	26.91	140.95	7.84	2.86	72.97	96.83	24.46		
hf-06 (doublon ft-39)	0.29				711.02	43.32	43.26	20.69	0.40	123.06	276.64	42.03		
kpt	0.42	6.15		0.08	463.45	73.40	140.51	4.10	4.35	1330.50	60.91	23.93	2.73	
ft-00	0.41		1.80	0.03	0.00	74.57	147.58	4.13	0.00	1229.55	58.76	24.42	3.64	
ou-5-1	0.81		1.96		306.90	38.15	43.76		6.03		22.72	44.86	1.64	

# projet	Ta	Th	U	W	Zn	Zr	Os	Ir	Ru	Al	K	Mn (moy)	Mg
ft-28	0.83	3.12	0.64		65.73	162.87				16.99	1.03	0.10	2.41
ft-29	0.27	0.88	0.18		66.96	141.40				18.87	0.53	0.10	3.42
ft-30	0.03				99.33					5.91	1.53	0.22	19.06
ft-31		0.05			87.01					19.47	5.28	0.12	11.24
ft-32	0.40	7.66	2.00		67.78	104.93				16.15	2.24	0.11	3.55
ft-33	0.07	0.29			122.23					14.98	5.99	0.18	8.92
ft-34	0.32	7.45	1.82		56.37	113.73				16.25	0.75	0.11	3.05
ft-35	0.04	0.23		0.49	121.15					13.72	4.06	0.17	5.86
ft-36	0.02				78.96					6.32		0.12	25.82
ft-38	0.05				61.73					4.99		0.15	23.22
ft-39	0.02				98.03					19.55	6.84	0.17	12.82
ft-40	0.06				117.35					13.36	2.30	0.21	6.91
ft-41	0.39	6.23	1.25	0.54	45.46					17.23	1.75	0.07	3.11
ft-42	0.67	7.22	1.85		10.87	79.15				15.71	1.43	0.04	1.60
ft-43	0.47	0.61	0.12		51.69				620.73	14.64	0.59	0.19	10.71
ft-44	0.32	4.53	1.24		56.70					16.75	1.61	0.11	4.70
ft-45	0.48	4.18	1.01		41.20					16.71	2.44	0.06	2.29
ft-46	0.20	2.37	0.48		38.47					12.38	2.35	0.17	11.86
hf-01	0.17	1.41	0.31		81.72					14.29	1.01	0.22	5.94
hf-02	0.85	3.52	0.81		38.39	105.27				16.92	0.55	0.06	2.25
hf-03	0.69	2.64	0.55		69.36	171.68				17.55	1.21	0.13	3.13
hf-04	0.67	2.61	0.42		42.86	176.55				17.36		0.08	2.35
hf-05	0.23	2.40	0.53		77.77					15.20	2.92	0.10	5.92
hf-06 (doublon ft-39)	0.02				113.20		68.28			19.64	7.28	0.17	12.92
kpt	0.57	7.46	1.52		139.40	59.30				14.79	1.44	0.15	4.35
ft-00	0.60	7.36	1.57	0.43	120.76					14.92	1.63	0.15	4.44
ou-5-1	0.66	2.33	0.35		110.19					13.95	0.82	0.32	5.22

# projet	Ti	Cl	Dy	In	Sr	V
ft-28	4268.93		2.73		263.17	110.05
ft-29	3571.05	51.56	3.57		241.38	104.86
ft-30	2367.64		1.18			145.70
ft-31	2225.39		1.26		357.67	179.41
ft-32	3463.89	74.75	3.02		363.53	118.25
ft-33	5301.18	218.03	4.83		256.14	404.50
ft-34	3518.79	82.24	2.98		762.39	125.38
ft-35	4664.67	103.42	4.31		277.51	372.46
ft-36	2416.36		1.17			177.36
ft-38	1761.38		1.37	0.04		131.61
ft-39	2033.83	100.87	1.09		700.52	194.05
ft-40	4694.73	99.97	4.83	0.08		374.91
ft-41	3154.70		2.30		1150.60	82.48
ft-42	2004.18		2.03		502.45	50.34
ft-43	5676.32		2.31	0.03	313.05	256.82
ft-44	4278.93		3.41		1292.89	140.23
ft-45	2698.87		1.85		536.66	76.77
ft-46	4072.51	103.60	2.88	0.05	534.40	195.82
hf-01	0.90		5.78	0.04	489.65	457.01
hf-02	0.59		1.58		260.55	90.93
hf-03	0.83		2.54		404.57	144.58
hf-04	0.76		2.24		374.25	122.38
hf-05	0.67		2.52		286.78	186.34
hf-06 (doublon ft-39)	0.34		0.90		447.68	192.34
kpt	0.90	170.73	3.35	0.09	269.45	218.27
ft-00	5810.66	470.84	4.47	0.07	308.79	221.17
ou-5-1	17093.98	78.54	9.22	0.06		523.18

nom	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	Cr2O3
I-001-06	47.81	14.05	17.03	6.20	6.10	3.43	1.49	<0.01
I-002-06	63.64	16.53	5.15	3.81	2.13	4.86	0.74	<0.01
I-003-06	57.65	16.91	7.20	5.58	3.30	3.79	1.28	<0.01
I-004-06	59.81	17.33	6.76	4.24	2.80	5.20	0.46	<0.01
I-002-05	61.45	17.23	4.11	4.22	3.07	5.98	1.59	<0.01
I-004-05	66.36	16.64	3.28	3.70	1.84	5.47	1.02	0.01
I-005-05	66.22	16.99	3.23	3.31	1.95	5.35	1.08	<0.01
I-006-05	59.85	16.94	5.06	4.76	3.63	4.41	2.05	0.01
I-008-05	61.07	16.45	6.14	4.96	2.50	4.31	1.35	<0.01
I-009-05	59.00	16.83	7.05	5.77	3.01	3.84	0.73	<0.01
I-010-05	50.33	12.20	8.72	8.81	9.71	3.56	1.65	0.08
I-011-05	58.25	18.75	7.15	2.53	3.46	6.26	0.57	<0.01
I-011a-05	58.26	15.75	5.34	4.87	3.31	5.43	2.02	<0.01
I-012-05	67.18	16.82	2.54	1.78	1.27	7.03	1.05	<0.01
I-013-05	55.52	17.25	6.57	5.81	4.31	4.94	1.60	0.05
I-014-05	59.56	17.38	5.44	5.47	3.17	5.30	1.00	0.01
I-015-05	62.77	15.71	4.63	3.81	3.26	4.19	2.74	0.01
I-016-05	57.54	16.31	6.11	5.33	4.21	4.80	2.19	0.01
I-018-05	61.46	16.26	6.49	4.87	2.40	3.47	1.33	<0.01
I-019-05	55.10	17.08	6.67	6.13	4.70	4.94	1.65	0.01
MIN-003-05	47.35	15.06	17.09	2.44	5.95	4.13	3.91	<0.01
MIN-005-05	46.50	13.65	13.95	5.32	5.80	2.85	3.95	<0.01
MIN-006-05	52.01	16.77	5.75	6.06	2.81	6.53	1.25	<0.01
MIN-007-05	59.07	15.43	5.50	3.57	4.06	3.77	3.53	<0.01
MIN-010-05	44.75	4.42	10.77	8.68	23.77	0.23	0.03	0.30
MIN-003-06	50.68	15.82	7.32	5.13	5.81	5.06	2.91	0.01
SH-001-05	66.85	15.71	2.91	2.09	1.60	6.76	1.48	0.01
SH-002-05	41.15	13.46	10.38	7.25	13.67	0.94	0.15	0.11
SH-003-05	44.00	14.19	10.90	4.91	13.85	0.82	0.57	0.12
SH-005-05	53.50	13.92	8.76	2.59	10.90	2.09	0.61	0.04
SH-006-05	47.78	18.97	8.14	2.03	10.80	3.82	5.13	<0.01
SH-007-05	44.70	5.42	10.53	11.65	19.24	0.27	1.68	0.26
SH-008-05	44.01	14.89	16.49	2.93	8.99	1.77	5.41	0.01
SH-009-05	52.27	13.18	13.32	5.86	6.88	0.91	2.67	<0.01
V-002-05	51.66	13.83	14.63	9.05	5.38	1.83	0.26	<0.01
V-003-05	45.11	5.54	13.57	3.46	25.72	0.33	0.04	0.33
V-004-05	51.70	17.41	8.47	4.95	6.63	4.57	0.25	0.01
V-005-05	47.02	14.02	10.30	6.37	14.27	2.25	0.60	0.13
V-006-05	43.82	16.31	11.73	1.96	16.05	1.87	0.15	0.05
V-007-05	46.20	14.50	11.61	9.75	10.68	1.58	0.61	0.09
V-008-05	50.06	14.51	16.52	6.57	6.15	1.49	0.38	<0.01
V-009-05	47.70	17.53	10.27	5.25	7.48	4.02	0.66	0.03

nom	TiO ₂	MnO	P2O ₅	SrO	BaO	LOI	total
I-001-06	0.97	0.20	0.12	0.06	0.04	2.15	99.65
I-002-06	0.58	0.06	0.21	0.04	0.03	1.68	99.46
I-003-06	0.81	0.12	0.35	0.05	0.07	2.01	99.12
I-004-06	0.79	0.08	0.35	0.04	0.02	1.98	99.86
I-002-05	0.50	0.06	0.32	0.11	0.14	1.01	99.79
I-004-05	0.34	0.05	0.10	0.04	0.03	1.10	99.98
I-005-05	0.34	0.05	0.12	0.06	0.03	1.03	99.76
I-006-05	0.60	0.08	0.36	0.12	0.11	1.92	99.90
I-008-05	0.69	0.09	0.25	0.05	0.05	1.78	99.69
I-009-05	0.81	0.12	0.32	0.04	0.02	2.39	99.93
I-010-05	1.24	0.14	0.84	0.06	0.08	1.65	99.07
I-011-05	0.58	0.09	0.15	0.02	0.02	2.17	100.00
I-011a-05	0.57	0.10	0.39	0.04	0.06	3.71	99.85
I-012-05	0.33	0.06	0.17	0.03	0.05	1.17	99.48
I-013-05	0.67	0.10	0.43	0.11	0.08	2.34	99.78
I-014-05	0.55	0.08	0.34	0.13	0.06	1.10	99.59
I-015-05	0.51	0.08	0.34	0.10	0.15	1.67	99.97
I-016-05	0.64	0.10	0.48	0.11	0.11	1.70	99.64
I-018-05	0.68	0.10	0.28	0.03	0.05	2.36	99.78
I-019-05	0.68	0.11	0.53	0.12	0.11	1.85	99.68
MIN-003-05	0.91	0.11	0.08	0.03	0.09	2.09	99.24
MIN-005-05	0.80	0.17	0.08	0.02	0.04	5.02	98.15
MIN-006-05	0.68	0.08	0.30	0.02	0.02	6.62	98.90
MIN-007-05	0.65	0.08	0.42	0.08	0.25	3.54	99.95
MIN-010-05	0.28	0.16	0.03	0.01	<0.01	5.93	99.36
MIN-003-06	0.72	0.10	0.31	0.04	0.05	5.34	99.30
SH-001-05	0.33	0.04	0.17	0.05	0.07	1.63	99.70
SH-002-05	0.43	0.18	0.04	0.02	<0.01	11.60	99.38
SH-003-05	0.38	0.17	0.05	0.01	0.01	10.05	100.03
SH-005-05	0.42	0.12	0.05	0.03	0.01	6.38	99.42
SH-006-05	0.35	0.11	0.04	0.04	0.05	2.67	99.93
SH-007-05	0.34	0.23	0.03	0.01	0.01	3.88	98.25
SH-008-05	0.99	0.18	0.09	0.04	0.07	3.73	99.60
SH-009-05	0.89	0.20	0.08	0.04	0.04	3.69	100.03
V-002-05	0.88	0.24	0.08	0.02	0.02	1.42	99.30
V-003-05	0.38	0.12	0.04	<0.01	<0.01	5.19	99.83
V-004-05	0.59	0.17	0.07	0.03	0.01	5.02	99.88
V-005-05	0.43	0.20	0.06	0.02	0.03	4.18	99.88
V-006-05	0.51	0.15	0.05	0.02	0.01	7.05	99.73
V-007-05	0.89	0.19	0.20	0.02	0.02	2.77	99.11
V-008-05	0.88	0.25	0.09	0.01	0.02	2.53	99.46
V-009-05	0.64	0.19	0.06	0.03	0.02	5.46	99.34

nom	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
I-001-06	49.04	14.41	17.47	6.36	6.26	3.52	1.53
I-002-06	65.08	16.91	5.27	3.90	2.18	4.97	0.76
I-003-06	59.37	17.41	7.41	5.75	3.40	3.90	1.32
I-004-06	61.11	17.71	6.91	4.33	2.86	5.31	0.47
I-002-05	62.21	17.44	4.16	4.27	3.11	6.05	1.61
I-004-05	67.11	16.83	3.32	3.74	1.86	5.53	1.03
I-005-05	67.07	17.21	3.27	3.35	1.98	5.42	1.09
I-006-05	61.08	17.29	5.16	4.86	3.70	4.50	2.09
I-008-05	62.37	16.80	6.27	5.07	2.55	4.40	1.38
I-009-05	60.49	17.25	7.23	5.92	3.09	3.94	0.75
I-010-05	51.66	12.52	8.95	9.04	9.97	3.65	1.69
I-011-05	59.54	19.17	7.31	2.59	3.54	6.40	0.58
I-011a-05	60.60	16.38	5.55	5.07	3.44	5.65	2.10
I-012-05	68.33	17.11	2.58	1.81	1.29	7.15	1.07
I-013-05	56.98	17.70	6.74	5.96	4.42	5.07	1.64
I-014-05	60.47	17.65	5.52	5.55	3.22	5.38	1.02
I-015-05	63.86	15.98	4.71	3.88	3.32	4.26	2.79
I-016-05	58.75	16.65	6.24	5.44	4.30	4.90	2.24
I-018-05	63.09	16.69	6.66	5.00	2.46	3.56	1.37
I-019-05	56.32	17.46	6.82	6.27	4.80	5.05	1.69
MIN-003-05	48.74	15.50	17.59	2.51	6.12	4.25	4.02
MIN-005-05	49.93	14.66	14.98	5.71	6.23	3.06	4.24
MIN-006-05	56.36	18.17	6.23	6.57	3.05	7.08	1.35
MIN-007-05	61.27	16.00	5.70	3.70	4.21	3.91	3.66
MIN-010-05	47.90	4.73	11.53	9.29	25.44	0.25	0.03
MIN-003-06	53.94	16.84	7.79	5.46	6.18	5.39	3.10
SH-001-05	68.17	16.02	2.97	2.13	1.63	6.89	1.51
SH-002-05	46.88	15.33	11.83	8.26	15.57	1.07	0.17
SH-003-05	48.90	15.77	12.11	5.46	15.39	0.91	0.63
SH-005-05	57.50	14.96	9.42	2.78	11.72	2.25	0.66
SH-006-05	49.13	19.50	8.37	2.09	11.10	3.93	5.27
SH-007-05	47.37	5.74	11.16	12.35	20.39	0.29	1.78
SH-008-05	45.91	15.53	17.20	3.06	9.38	1.85	5.64
SH-009-05	54.26	13.68	13.83	6.08	7.14	0.94	2.77
V-002-05	52.78	14.13	14.95	9.25	5.50	1.87	0.27
V-003-05	47.66	5.85	14.34	3.66	27.18	0.35	0.04
V-004-05	54.50	18.35	8.93	5.22	6.99	4.82	0.26
V-005-05	49.13	14.65	10.76	6.66	14.91	2.35	0.63
V-006-05	47.28	17.60	12.66	2.11	17.32	2.02	0.16
V-007-05	47.96	15.05	12.05	10.12	11.09	1.64	0.63
V-008-05	51.65	14.97	17.04	6.78	6.34	1.54	0.39
V-009-05	50.81	18.67	10.94	5.59	7.97	4.28	0.70

nom	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	total (%)
I-001-06	0.00	0.99	0.21	0.12	0.06	0.04	100.00
I-002-06	0.00	0.59	0.06	0.21	0.04	0.03	100.00
I-003-06	0.00	0.83	0.12	0.36	0.05	0.07	100.00
I-004-06	0.00	0.81	0.08	0.36	0.04	0.02	100.00
I-002-05	0.00	0.51	0.06	0.32	0.11	0.14	100.00
I-004-05	0.01	0.34	0.05	0.10	0.04	0.03	100.00
I-005-05	0.00	0.34	0.05	0.12	0.06	0.03	100.00
I-006-05	0.01	0.61	0.08	0.37	0.12	0.11	100.00
I-008-05	0.00	0.70	0.09	0.26	0.05	0.05	100.00
I-009-05	0.00	0.83	0.12	0.33	0.04	0.02	100.00
I-010-05	0.08	1.27	0.14	0.86	0.06	0.08	100.00
I-011-05	0.00	0.59	0.09	0.15	0.02	0.02	100.00
I-011a-05	0.00	0.59	0.10	0.41	0.04	0.06	100.00
I-012-05	0.00	0.34	0.06	0.17	0.03	0.05	100.00
I-013-05	0.05	0.69	0.10	0.44	0.11	0.08	100.00
I-014-05	0.01	0.56	0.08	0.35	0.13	0.06	100.00
I-015-05	0.01	0.52	0.08	0.35	0.10	0.15	100.00
I-016-05	0.01	0.65	0.10	0.49	0.11	0.11	100.00
I-018-05	0.00	0.70	0.10	0.29	0.03	0.05	100.00
I-019-05	0.01	0.70	0.11	0.54	0.12	0.11	100.00
MIN-003-05	0.00	0.94	0.11	0.08	0.03	0.09	100.00
MIN-005-05	0.00	0.86	0.18	0.09	0.02	0.04	100.00
MIN-006-05	0.00	0.74	0.09	0.33	0.02	0.02	100.00
MIN-007-05	0.00	0.67	0.08	0.44	0.08	0.26	100.00
MIN-010-05	0.32	0.30	0.17	0.03	0.01	0.00	100.00
MIN-003-06	0.01	0.77	0.11	0.33	0.04	0.05	100.00
SH-001-05	0.01	0.34	0.04	0.17	0.05	0.07	100.00
SH-002-05	0.13	0.49	0.21	0.05	0.02	0.00	100.00
SH-003-05	0.13	0.42	0.19	0.06	0.01	0.01	100.00
SH-005-05	0.04	0.45	0.13	0.05	0.03	0.01	100.00
SH-006-05	0.00	0.36	0.11	0.04	0.04	0.05	100.00
SH-007-05	0.28	0.36	0.24	0.03	0.01	0.01	100.00
SH-008-05	0.01	1.03	0.19	0.09	0.04	0.07	100.00
SH-009-05	0.00	0.92	0.21	0.08	0.04	0.04	100.00
V-002-05	0.00	0.90	0.25	0.08	0.02	0.02	100.00
V-003-05	0.35	0.40	0.13	0.04	0.00	0.00	100.00
V-004-05	0.01	0.62	0.18	0.07	0.03	0.01	100.00
V-005-05	0.14	0.45	0.21	0.06	0.02	0.03	100.00
V-006-05	0.05	0.55	0.16	0.05	0.02	0.01	100.00
V-007-05	0.09	0.92	0.20	0.21	0.02	0.02	100.00
V-008-05	0.00	0.91	0.26	0.09	0.01	0.02	100.00
V-009-05	0.03	0.68	0.20	0.06	0.03	0.02	100.00

Annexe 4 : Données LA-ICP-MS

analyse	34S	55Mn	57Fe	59Co	61Ni	65Cu	66Zn	71 Ga	72Ge
	ppb	ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm
Veine2 – py1	0	3.6	34.74	104	547.1	0.001	0	0.639	5.717
Veine2 – py2	0	3.406	36.33	232.4	556	0.001	0	0.572	5.798
Veine2 – py3	0	2.682	37.78	708.5	594.3	0.001	0	0.543	5.375
Veine2 – py4	0	2.705	40.55	1095	398.2	0.001	0	0.499	4.869
Veine2 – py5	0	3.593	42.28	496.7	578.2	0.001	0	0.768	7.825
Veine2 – py6	0	3.318	45.36	899.4	631.4	0.001	0	0.714	7.265
Veine2 – py7	0	2.874	47.59	31.74	555.8	0.001	0	0.795	9.253
Veine2 – py8	0	1.245	50.9	1276	421.7	0.001	0	0.398	5.828
Veine2 – py9	0	3.815	54.51	386.7	674.2	0.001	0	0.939	10.27
DH-001-06 – py1	0	-0.206	45.71	180.1	1172	0.005	0	0.381	2.129
DH-001-06 – py2	0	-6.051	50.39	1014	3484	0	0.001	0.877	1.037
DH-001-06 – py3	0	0.599	44.58	34.4	836.6	0.001	0	0.289	2.589
DH-001-06 – py4	0	4.712	44.46	973.7	557.2	0.003	0.001	0.725	3.883
DH-001-06 – py5	0	2.946	46.44	1113	520.8	0.003	0.001	0.511	2.445
DH-001-06 – py6	0	-0.825	46.2	4875	225.8	0	0	0.202	1.542
DH-001-06 – py7	0	-1.208	44.22	91.2	820.6	0.001	0	0.249	2.507
DH-001-06 – py8	0	-1.199	45.83	821.7	599.7	0.001	0	0.18	1.74
DH-001-06 – py9	0	-0.709	44.59	5.03	253.8	0	0	0.323	4.701
DH-001-06 – py10	0	1.73	41.52	890	769.2	0.011	0	0.486	6.48
DH-001-06 – py11	0	2.739	41.54	1597	1347	0.001	0	0.653	9.113
DH-001-06 – py12	0	0.98	42.07	3764	334.8	0.001	0	0.38	4.765
DH-001-06 – py13	0	16.11	44.41	569.6	282.3	0.005	0.001	0.695	5.695
DH-001-06 – py14	0	5.084	42.28	1088	654.7	0.003	0.001	0.771	4.038
DH-001-06 – py15	0	10.93	42.62	314	434.4	0.006	0.001	0.691	3.349
DH-001-06 – py16	0	28.22	40.96	194	720	0.005	0.001	1.508	7.829

analyse	75As	82Se	98Mo	107Ag	111Cd	115In	118Sn	121Sb	125Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
Veine2 – py1	264.5	53.97	0.994	0.085	0.221	0.031	2.108	0.079	1445
Veine2 – py2	140	45.44	0.942	0.052	0.177	0.035	2.14	0.063	1087
Veine2 – py3	485.2	49.77	0.777	0.054	0.188	0.023	1.835	0.039	1483
Veine2 – py4	137.8	46.65	0.754	0.032	0.17	0.03	1.797	0.056	1277
Veine2 – py5	229.5	51.16	1.102	0.054	0.225	0.044	2.606	0.059	1948
Veine2 – py6	2152	90.96	0.944	0.072	0.245	0.032	2.281	0.061	2663
Veine2 – py7	62.48	43.9	0.946	0.042	0.232	0.027	2.527	0.035	1896
Veine2 – py8	179.9	51.59	0.437	0.205	0.119	0.009	1.338	0.082	862.3
Veine2 – py9	100.5	101.5	1.313	0.067	0.283	0.037	2.87	0.047	2155
DH-001-06 – py1	32.54	57.58	1.339	14.6	0.189	0	0.545	0.127	234.8
DH-001-06 – py2	62.94	45.49	1.28	19.54	0.183	-0.004	5.689	4.339	124.7
DH-001-06 – py3	8.984	37.48	1.137	0.242	0.179	0.01	0.387	0.062	16.65
DH-001-06 – py4	11.19	19.73	1.829	1.148	0.181	0.008	0.594	1.223	50.13
DH-001-06 – py5	11.25	16.27	1.12	1.524	0.193	0.003	0.322	1.69	51.13
DH-001-06 – py6	489.4	17.06	0.878	0.037	0.145	0.001	0.146	0.045	2.455
DH-001-06 – py7	33.28	50.26	0.981	1.184	0.135	-0.001	0.179	0.124	54.94
DH-001-06 – py8	120	33.29	0.989	1.198	0.137	-0.002	0.089	0.064	14.37
DH-001-06 – py9	5.144	50.98	0.913	0.437	0.134	-0.001	0.289	0.025	64.48
DH-001-06 – py10	204.4	38.82	18.4	1.069	0.161	0.012	0.663	0.083	25.79
DH-001-06 – py11	259.9	35.81	4.167	0.029	0.174	0.017	1.028	0.065	5.859
DH-001-06 – py12	577.6	19.35	0.911	0.028	0.146	0.007	0.472	0.062	3.807
DH-001-06 – py13	13.47	16.53	0.873	0.817	0.144	0.008	0.514	1.145	36.46
DH-001-06 – py14	100.7	18.63	0.904	0.76	0.141	0.01	0.411	0.887	30.26
DH-001-06 – py15	18.37	18.93	0.833	8.741	0.116	0.009	0.387	0.791	53.49
DH-001-06 – py16	10.09	18.18	0.955	2.42	0.134	0.01	0.749	1.759	57.27

analyse	184W	185Re	197Au	202Hg	205Tl	208Pb	209Bi		
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		
Veine2 – py1	0	0.001	0	0.656	0.005	0.006	0.001		
Veine2 – py2	0.002	0.005	-0.001	0.633	0.003	0.002	0.001		
Veine2 – py3	0.001	0.002	0.003	0.534	0.003	0.004	0		
Veine2 – py4	0.001	0.002	-0.001	0.785	0.001	0.003	0		
Veine2 – py5	0	0.008	0.005	0.7	0.003	0.004	0.001		
Veine2 – py6	0	0.002	0.002	0.667	0.003	0.006	0		
Veine2 – py7	0	0.002	0.002	0.494	0.003	0.015	0.024		
Veine2 – py8	0.001	0.002	0.001	0.418	0.011	0.085	0.001		
Veine2 – py9	0.001	0	0	0.586	0.002	0.005	0.001		
DH-001-06 – py1	0	0	18.73	0.895	0.001	0.602	1.398		
DH-001-06 – py2	27.92	0	8.801	0.633	0.005	3.566	2.095		
DH-001-06 – py3	0.003	0	0.142	0.61	0.001	0.061	0.043		
DH-001-06 – py4	0.096	0	0.642	0.811	0.02	3.972	2.106		
DH-001-06 – py5	0.26	0	0.764	0.607	0.024	6.683	2.224		
DH-001-06 – py6	0.001	0	0.032	0.602	0.001	0.059	0.035		
DH-001-06 – py7	0	0	0.488	0.689	0	0.252	0.317		
DH-001-06 – py8	0.001	0	1.91	0.703	0.001	0.192	0.342		
DH-001-06 – py9	0	0	0.14	0.73	0	0.03	0.033		
DH-001-06 – py10	0	0	0.404	1.308	0.001	0.194	0.497		
DH-001-06 – py11	0	0	0.013	1.349	0.001	0.02	0.031		
DH-001-06 – py12	0	0	0.017	1.005	0.001	0.078	0.03		
DH-001-06 – py13	0.032	0	0.393	0.841	0.024	7.259	1.609		
DH-001-06 – py14	0.125	0.001	0.36	1.104	0.012	3.87	1.41		
DH-001-06 – py15	0.28	0	0.513	1.113	0.011	3.103	1.596		
DH-001-06 – py16	0.077	0	0.785	1.072	0.038	3.664	1.929		

analyse	34S	55Mn	57Fe	59Co	61Ni	65Cu	66Zn	71Ga	72Ge
	ppb	ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm
DH-003-06 – py1	0	2.037	48.08	1286	401.6	0.001	0	0.342	2.807
DH-003-06 – py2	0	105.8	45.08	2282	266.3	0.001	0	4.769	3.302
DH-003-06 – py3	0	3.57	50.62	2150	554	0.094	0.001	0.524	4.304
DH-003-06 – py4	0	2.478	51.62	1089	330.5	0.002	0	0.508	4.885
DH-003-06 – py5	0	2.634	47.82	2962	723.4	0.384	0.005	0.4	4.071
DH-003-06 – py6	0	1.847	46.43	23.8	1120	0.112	0.004	0.32	3.835
DH-003-06 – py7	0	1.861	51.49	265	915.7	0.025	0.001	0.478	4.458
DH-003-06 – py8	0	3.938	51.06	1686	578.1	0.002	0	0.577	7.449
DH-003-06 – py9	0	1.736	43.68	3849	378.7	0.001	0	0.545	6.522
DH-003-06 – py10	0	39.15	46.04	1256	922.5	0.002	0	1.185	7.335
DH-004-06 – py1	0	32.17	54.43	164.7	503.2	0.125	0.001	0.614	1.524
DH-004-06 – py2	0	112.4	50.91	6.085	357.2	0.02	0.002	1.164	5.566
DH-004-06 – py3	0	10.23	57.16	959.5	142.7	0.045	0.001	0.364	4.01
DH-004-06 – py4	0	33.99	55.06	88.96	334.1	0.006	0.001	0.619	7.055
DH-004-06 – py5	0	1.974	50.86	1336	338.8	0.002	0.001	0.572	10.47
DH-004-06 – py6	0	34.46	58.67	8.019	84.07	0.005	0.001	0.688	3.32
DH-004-06 – py7	0	813.6	59.84	1064	548.3	0.008	0.005	4.758	14.3
DH-004-06 – py8	0	451.7	55.17	323.3	412.2	0.006	0.001	1.403	13.81
DH-004-06 – py9	0	13.06	51.36	2252	374	0.005	0.001	0.852	15.32
DH-004-06 – py10	0	40.04	56.54	4.111	343.2	0.005	0.001	1.366	15.75
DH-004-06 – py11	0	205.6	62.15	134.4	333.2	0.013	0.003	2.472	16.46
DH-004-06 – py12	0	102.1	52.21	15.54	175	0.017	0.003	1.452	7.247
DH-004-06 – py13	0	466.5	52.97	57.73	384.4	0.011	0.004	3.855	11.11
DH-004-06 – py14	0	74.47	49.12	3348	243.9	0.008	0.001	0.716	8.422
DH-004-06 – py15	0	49.34	49.66	92.01	721.4	0.189	0.009	1.152	10.32

analyse	75 As	82Se	98Mo	107Ag	111Cd	115In	118Sn	121Sb	125Te
	ppm	ppb							
DH-003-06 – py1	126.1	24.06	0.488	0.047	0.116	0.005	1.342	0.034	1.866
DH-003-06 – py2	214.1	25.9	0.393	0.088	0.118	0.023	1.719	0.181	5.935
DH-003-06 – py3	347.7	53.58	0.841	0.555	0.292	0.022	2.396	0.092	4.145
DH-003-06 – py4	118.7	27.94	0.832	0.399	0.171	0.018	2.225	0.134	4.019
DH-003-06 – py5	362.5	42.99	0.652	2.337	1.827	0.079	1.605	0.084	8.807
DH-003-06 – py6	108.8	65.62	0.765	1.603	0.526	0.025	1.334	0.047	7.856
DH-003-06 – py7	21.77	84.89	0.831	0.38	0.25	0.031	1.661	0.075	11.34
DH-003-06 – py8	151.7	27.52	0.944	0.052	0.147	0.021	2.406	0.038	3.387
DH-003-06 – py9	284.3	25.15	0.7	0.132	0.114	0.011	1.632	0.118	3.077
DH-003-06 – py10	161.2	52.95	0.644	0.446	0.088	0.002	1.58	1.669	9.469
DH-004-06 – py1	36.98	63.85	0.691	2.229	0.196	0.072	0.739	12.93	12.04
DH-004-06 – py2	25.05	99.18	0.704	2.637	0.296	0.063	1.744	98.32	4.97
DH-004-06 – py3	76.41	111.1	0.665	2.377	0.427	0.019	0.941	43.17	7.822
DH-004-06 – py4	117.9	87.92	0.787	2.091	0.122	0.016	1.301	74.45	4.764
DH-004-06 – py5	293.8	68.88	0.887	0.038	0.122	0.012	1.479	0.059	2.906
DH-004-06 – py6	9.89	114.1	0.658	2.249	0.149	0.019	0.562	75.58	2.801
DH-004-06 – py7	311.4	85.22	1.086	2.921	0.241	0.041	2.474	87.58	12.4
DH-004-06 – py8	158.3	93.41	0.983	1.692	0.256	0.026	1.834	43.29	6.338
DH-004-06 – py9	198.2	61.41	1.064	4.198	0.192	0.017	1.702	14.47	13.91
DH-004-06 – py10	17.54	151.3	0.947	2.388	0.221	0.024	1.735	76.06	4.925
DH-004-06 – py11	324.4	69.42	0.981	1.728	0.748	0.035	2.134	49.02	6.024
DH-004-06 – py12	676.8	58.33	0.634	2.436	0.248	0.016	1.2	92.72	6.6
DH-004-06 – py13	528.9	66.52	0.9	1.908	0.408	0.035	1.985	52.96	11.64
DH-004-06 – py14	297.1	39.5	0.578	1.847	0.215	0.009	0.808	28.94	14.07
DH-004-06 – py15	478	63.67	0.735	4.239	2.631	0.156	1.163	47.68	15.17

analyse	184W	185Re	197Au	202Hg	205Tl	208Pb	209Bi		
	ppm								
DH-003-06 – py1	0	0	0	0.427	0.002	0.023	0.005		
DH-003-06 – py2	0.004	0.001	0.03	0.458	0.003	0.643	0.081		
DH-003-06 – py3	0	0.001	0.084	1.151	0.003	0.408	0.032		
DH-003-06 – py4	0	0	0.006	1.121	0.003	0.404	0.013		
DH-003-06 – py5	0	0.001	0.192	0.743	0.002	1.239	0.288		
DH-003-06 – py6	0	0	0.366	0.646	0.002	0.62	0.188		
DH-003-06 – py7	0	0	0.069	0.917	0.001	0.323	0.169		
DH-003-06 – py8	0	0.001	0.001	0.9	0.001	0.009	0.003		
DH-003-06 – py9	0.001	0.001	0.005	0.669	0.003	0.461	0.027		
DH-003-06 – py10	0.003	0.001	0.03	0.507	0.014	3.677	0.144		
DH-004-06 – py1	0.014	0	0.086	0.297	0.024	5.908	0.905		
DH-004-06 – py2	0.007	0	0.352	0.369	0.153	36.06	0.13		
DH-004-06 – py3	0.001	0.001	0.368	0.299	0.058	19.72	0.732		
DH-004-06 – py4	0.006	0	0.349	0.305	0.073	31.65	0.088		
DH-004-06 – py5	0	0	0.001	0.334	0.001	0.013	0.002		
DH-004-06 – py6	0.001	0	0.157	0.345	0.156	25.32	0.196		
DH-004-06 – py7	0.035	0	0.125	0.355	0.167	33.23	1.071		
DH-004-06 – py8	0.045	0	0.067	0.34	0.113	11.32	0.218		
DH-004-06 – py9	0.002	0.001	0.145	0.287	0.053	12.28	0.828		
DH-004-06 – py10	0.007	0	0.11	0.279	0.294	19.67	0.108		
DH-004-06 – py11	0.026	0	0.069	0.438	0.098	15.44	0.672		
DH-004-06 – py12	0.003	0.001	0.116	1.029	0.13	72.48	0.539		
DH-004-06 – py13	0.017	0	0.063	1.269	0.125	40.63	1.149		
DH-004-06 – py14	0.031	0	0.14	0.705	0.182	22.52	0.817		
DH-004-06 – py15	0.017	0	0.195	0.746	0.161	37.85	1.098		

analyse	34S	55Mn	57Fe	59Co	61Ni	65Cu	66Zn	71 Ga	72Ge
	ppb	ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm
DH-004-06 – py16	0	75.25	50.83	86.25	336.6	0.031	0.001	0.921	10.47
DH-004-06 – py17	0	26.69	50.1	1.362	197.9	0.084	0.016	1.118	12.63
DH-004-06 – py18	0	54.04	45.35	4672	161.9	0.003	0.002	0.55	11.07
DH-004-06 – py19	0	198.4	45.63	5142	308.1	0.018	0.003	0.641	13.16
DH-004-06 – py20	0	49.37	47.15	1953	314.1	0.02	0.001	0.72	14.78
DH-004-06 – py21	0	439.3	52.02	532.7	291.5	0.015	0.003	1.82	12.46
DH-004-06 – py22	0	177.7	49.87	636.8	267.9	0.179	0.002	1.438	10.39
MIN-003-05 – py1	0	3.533	46.89	216.6	620	0.63	0.003	0.322	2.626
MIN-003-05 – py2	0	10.35	46.88	287.3	1084	0.417	0.008	0.275	1.818
MIN-003-05 – py3	0	1.923	23.32	1114	621.1	0.061	0.001	0.004	0.007
MIN-003-05 – py4	0	-0.307	44.17	895.1	307.2	0	0	0.115	0.874
MIN-003-05 – py5	0	18.19	44.34	747.4	530.1	0.054	0.001	2.522	4.87
MIN-003-05 – py6	0	0.113	45.61	3042	369.3	0.001	0	0.205	4.133
MIN-003-05 – py7	0	0.147	42.51	2558	353.4	0.001	0	0.259	5.746
MIN-003-05 – py8	0	1.103	44.59	5903	153.3	0	0	0.156	2.82
MIN-003-05 – py9	0	0.3	45.13	961	883.6	0.001	0.001	0.221	4.802
MIN-006-05 – py1	0	27.12	52.75	688.6	103.7	0.003	0.001	1.284	2.619
MIN-006-05 – py2	0	0.712	51.32	90.96	134.4	0.002	0	0.384	2.147
MIN-006-05 – py3	0	0.558	47.24	20.51	175.4	0.002	0.001	0.351	6.226
MIN-006-05 – py4	0	0.641	48.7	118.6	225.1	0.002	0.001	0.873	7.291
MIN-006-05 – py5	0	0.852	46.38	33.99	214.3	0.003	0.001	0.692	9.107
MIN-006-05 – py6	0	1.33	45.82	35.27	239.8	0.002	0.001	0.521	10.8
MIN-006-05 – py7	0	35.89	48.53	187.4	119.1	0.001	0	0.36	6.169
MIN-006-05 – py8	0	1.285	44.17	3.576	223.9	0.002	0.001	0.541	12.37

analyse	75 As	82Se	98Mo	107Ag	111Cd	115In	118Sn	121Sb	125Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
DH-004-06 – py16	487.5	61.83	0.623	2.406	0.248	0.032	0.851	64.61	6.871
DH-004-06 – py17	77.97	37.22	0.664	0.84	2.471	0.254	1.292	10.18	4.049
DH-004-06 – py18	240.6	31.23	0.676	1.228	0.225	0.005	0.867	3.072	6.152
DH-004-06 – py19	542	30.27	0.642	1.217	3.414	0.034	1.001	6.209	12.1
DH-004-06 – py20	199.4	33.77	0.93	5.824	0.313	0.015	1.109	7.049	30.64
DH-004-06 – py21	102.8	59.36	0.629	4.301	0.526	0.039	1.07	113.8	10.67
DH-004-06 – py22	216.5	59.46	0.653	5.272	0.38	0.156	0.68	74.97	8.836
MIN-003-05 – py1	159.3	156.6	0.574	4.831	1.443	0.033	2.209	0.164	7.837
MIN-003-05 – py2	552.6	273.7	0.459	5.701	3.341	0.055	1.035	0.135	8.243
MIN-003-05 – py3	84.78	98.21	0	1.558	0.258	0.011	-0.351	0.203	6.277
MIN-003-05 – py4	34.94	94.88	0.132	0.094	0.049	-0.002	0.127	-0.001	0.977
MIN-003-05 – py5	135.6	108.7	0.405	7.363	0.16	0.017	1.578	0.175	19.97
MIN-003-05 – py6	168.4	66.82	0.338	0.263	0.073	-0.007	0.703	0.027	2.643
MIN-003-05 – py7	186.6	68.74	0.359	0.051	0.044	-0.007	0.852	-0.001	1.312
MIN-003-05 – py8	283	75.53	0.167	0.072	0.072	-0.005	0.266	-0.001	0.985
MIN-003-05 – py9	400.5	102	0.368	0.042	0.087	-0.004	0.367	0.01	0.735
MIN-006-05 – py1	13.8	17.03	0.5	2.634	0.124	0.021	1.151	1.231	23.15
MIN-006-05 – py2	5.996	28.7	0.598	2.851	0.092	0.039	2.099	0.864	24.04
MIN-006-05 – py3	32.39	108.5	0.527	1.054	0.083	0.003	0.981	0.026	125.8
MIN-006-05 – py4	15.93	46.3	2.954	2.326	0.087	0.005	1.335	0.136	47.6
MIN-006-05 – py5	11.46	34.4	0.709	25.74	0.142	0.006	1.243	0.163	88.81
MIN-006-05 – py6	8.132	44.38	0.922	0.399	0.098	0.011	2.34	0.295	12.19
MIN-006-05 – py7	14.97	33.52	0.421	2.436	0.067	0.006	1.203	0.129	25.97
MIN-006-05 – py8	9.093	54.61	0.624	0.055	0.098	0.008	1.422	0.03	29.55

analyse	184W	185Re	197Au	202Hg	205Tl	208Pb	209Bi		
	ppm								
DH-004-06 – py16	0.012	0	0.073	0.616	0.135	54.16	0.5		
DH-004-06 – py17	0.037	0	0.004	1.094	0.033	6.625	0.011		
DH-004-06 – py18	0.006	0.001	0.01	0.764	0.004	5.485	0.153		
DH-004-06 – py19	0.112	0	0.06	0.786	0.017	8.584	0.686		
DH-004-06 – py20	0.008	0.001	0.318	0.745	0.011	9.652	0.858		
DH-004-06 – py21	0.109	0	0.135	0.799	0.872	42.5	1.626		
DH-004-06 – py22	0.022	0	0.446	0.609	0.286	58	1.254		
MIN-003-05 – py1	0	0.008	0.211	0.949	0.003	0.353	0.609		
MIN-003-05 – py2	0.002	0.019	0.341	0.794	0.002	0.727	0.532		
MIN-003-05 – py3	0	0.008	0.049	0.208	0.001	1.699	1.164		
MIN-003-05 – py4	0	0	0.117	0.633	0	0.014	0.029		
MIN-003-05 – py5	0.188	0.001	0.178	0.563	0.002	0.78	1.262		
MIN-003-05 – py6	0	0.001	0.262	0.397	0.001	0.821	0.093		
MIN-003-05 – py7	0	0	0.042	0.352	0	0.008	0.01		
MIN-003-05 – py8	0	0.001	0.088	0.351	0	0.043	0.029		
MIN-003-05 – py9	0	0	0.021	0.349	0.001	0.011	0.057		
MIN-006-05 – py1	0.06	0	1.446	1055	4.094	22270	5251		
MIN-006-05 – py2	8.629	0	1.464	844.8	1.49	3082	1549		
MIN-006-05 – py3	0.002	0	0.31	672.6	1.103	141.7	90.58		
MIN-006-05 – py4	5.086	0	0.758	631.9	1.581	1144	734.3		
MIN-006-05 – py5	0.001	0	9.879	712.1	2.089	3724	2079		
MIN-006-05 – py6	2.532	0	0.116	1482	1.251	995.9	842		
MIN-006-05 – py7	1.06	0	1.357	1220	1.388	953.7	846.6		
MIN-006-05 – py8	0	0	0.004	1074	0.98	8.533	2.972		

analyse	34S	55Mn	57Fe	59Co	61Ni	65Cu	66Zn	71Ga	72Ge
	ppb	ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm
MIN-006-05 – py9	0	1.598	43.91	36.67	206.6	0.002	0.001	0.472	10.64
MIN-006-05 – py10	0	1.351	45.26	24.49	185.6	0.002	0.001	0.546	10.89
MIN-006-05 – py11	0	1.511	45.18	91.83	293.1	0.002	0.001	0.628	14.88
MIN-006-05 – py12	0	1.559	42.15	48.3	261.5	0.002	0.001	0.649	14.95
MIN-006-05 – py13	0	3.556	42.27	41.39	287.8	0.013	0.001	0.625	14.99
MIN-006-05 – py14	0	1.71	44.18	44.63	278.4	0.002	0.001	0.699	16.51
MIN-006-05 – py15	0	1.702	42.25	12.09	252.5	0.002	0.001	0.638	16.41
MIN-006-05 – py16	0	1.621	41.66	16.62	241.6	0.002	0.001	0.626	15.96
MIN-006-05 – py17	0	1.876	42.41	284.7	325.2	0.002	0.001	0.636	16.68
MIN-006-05 – py18	0	1.063	43.74	259.4	135.6	0.004	0	0.379	9.468
SH-008-05 – py1	0	20.4	38.08	1207	382.9	0.09	0.001	0.379	3.189
SH-008-05 – py2	0	32.84	38.89	4397	720.5	0.14	0.003	0.496	3.124
SH-008-05 – py3	0	2.172	40.77	1875	334.2	0.009	0	0.363	4.26
SH-008-05 – py4	0	21.7	39.06	140.4	382.2	0.007	0	0.331	4.263
SH-008-05 – py5	0	1.067	38.41	832.4	306.2	0.002	0	0.266	4.124
SH-008-05 – py6	0	1.316	38.94	1319	345.6	0.067	0	0.333	5.442
SH-008-05 – py7	0	4.267	41.87	251.9	573.8	0.094	0.001	0.466	6.774
SH-008-05 – py8	0	5.962	44.31	1193	426.8	0.001	0	0.534	7.795
SH-008-05 – py9	0	0.475	44.96	1041	153.6	0.002	0	0.19	2.662
SH-008-05 – py10	0	19.29	43.94	948.6	502.9	0.103	0.001	0.584	8.496
SH-008-05 – py11	0	3.663	44.96	757.5	313.7	0.001	0	0.383	6.129
SH-008-05 – py12	0	2.886	42.38	4039	402.3	0.002	0	0.549	9.829
SH-008-05 – py13	0	2.093	47.96	1534	168	0.115	0	0.22	4.157
SH-008-05 – py14	0	9.27	45.53	2519	568.7	0.302	0.001	0.765	13.02
SH-008-05 – py15	0	10.99	47.37	901.1	469.9	0.001	0.001	0.469	8.269

analyse	75 As	82Se	98Mo	107Ag	111Cd	115In	118Sn	121Sb	125Te
	ppm	ppb							
MIN-006-05 – py9	16.35	54.61	0.539	0.158	0.078	0.01	1.368	0.075	56.06
MIN-006-05 – py10	15.81	49.32	0.585	1.288	0.1	0.018	3.954	0.557	38.2
MIN-006-05 – py11	27.31	38.58	0.718	0.113	0.101	0.009	1.62	0.03	85.79
MIN-006-05 – py12	9.272	29.22	0.625	0.145	0.091	0.008	1.558	0.031	26.69
MIN-006-05 – py13	7.516	27.92	0.936	224.4	0.088	0.014	1.567	0.056	316.4
MIN-006-05 – py14	17.44	50.34	0.703	1.513	0.103	0.012	1.641	0.065	34.42
MIN-006-05 – py15	25.12	45.48	0.687	0.06	0.114	0.011	1.601	0.067	54.76
MIN-006-05 – py16	15.22	56.84	0.625	0.498	0.098	0.01	1.509	0.056	31.76
MIN-006-05 – py17	11.2	32.18	9.385	0.528	0.104	0.009	1.581	0.053	7.509
MIN-006-05 – py18	22.36	29.19	0.423	0.726	0.054	0.005	0.821	0.102	9.091
SH-008-05 – py1	16.04	53.96	0.645	1.298	0.287	0.038	1.98	0.114	2.898
SH-008-05 – py2	108.5	37.44	0.78	2.607	0.304	0.022	1.852	0.66	9.524
SH-008-05 – py3	11.33	55.52	0.638	0.113	0.149	0.018	2.177	0.03	1.876
SH-008-05 – py4	17.25	28.91	0.347	0.429	0.233	0.009	1.375	0.061	3.887
SH-008-05 – py5	7.971	43.25	0.249	3.154	0.09	0	0.939	0.077	3.175
SH-008-05 – py6	10.61	48.99	0.394	1.247	0.246	0.017	1.293	0.03	2.094
SH-008-05 – py7	11.59	64.56	0.808	1.811	0.229	0.014	1.436	0.087	6.366
SH-008-05 – py8	17.99	56.52	0.877	0.281	0.129	0.009	1.751	0.186	2.328
SH-008-05 – py9	4.265	52.77	0.22	0.401	0.076	0	0.367	0.03	2.396
SH-008-05 – py10	35.5	56.26	0.864	2.955	0.262	0.017	1.612	0.184	6.013
SH-008-05 – py11	6.667	45.27	1.434	0.825	0.131	0.004	0.941	0.073	2.069
SH-008-05 – py12	21.78	20.94	0.633	0.069	0.095	0.003	1.523	0.059	1.885
SH-008-05 – py13	13.23	44.32	0.344	1.383	0.319	0.011	0.575	0.037	1.983
SH-008-05 – py14	48.43	47.59	0.771	1.786	0.33	0.024	2.18	0.158	5.002
SH-008-05 – py15	41.7	56.4	0.522	0.4	0.148	0.006	1.123	0.32	2.639

analyse	184W	185Re	197Au	202Hg	205Tl	208Pb	209Bi		
	ppm								
MIN-006-05 – py9	0.688	0	0.053	997.2	1.216	186.4	119.5		
MIN-006-05 – py10	16.58	0	0.348	1462	0.602	1590	681.1		
MIN-006-05 – py11	0.002	0	0.026	1310	1.089	14.89	8.37		
MIN-006-05 – py12	0.001	0	0.036	1207	0.714	31.55	30.96		
MIN-006-05 – py13	0.015	0	94.01	1159	0.923	754.9	1011		
MIN-006-05 – py14	0.001	0	0.485	1190	1.084	855.3	271.5		
MIN-006-05 – py15	0	0	0.004	1084	0.977	84.68	5.144		
MIN-006-05 – py16	0.001	0	0.171	973	0.919	228.1	77.03		
MIN-006-05 – py17	0.001	0	0.2	982.1	0.691	437.7	256.3		
MIN-006-05 – py18	0.001	0	0.423	925.2	0.525	256.8	466.4		
SH-008-05 – py1	0.002	0.003	0.073	0.967	0.004	0.242	0.061		
SH-008-05 – py2	0.002	0.003	0.111	0.893	0.007	1.92	0.29		
SH-008-05 – py3	0.007	0	0.005	0.954	0.002	0.014	0.007		
SH-008-05 – py4	0.005	0.003	0.031	0.619	0.003	0.38	0.146		
SH-008-05 – py5	0	0.001	0.024	0.492	0.001	0.575	0.46		
SH-008-05 – py6	0	0.001	0.024	0.544	0.001	0.16	0.105		
SH-008-05 – py7	0.002	0.002	0.128	0.549	0.002	0.516	0.278		
SH-008-05 – py8	0.001	0	0.014	0.711	0.002	0.575	0.146		
SH-008-05 – py9	0	0.001	0.037	0.478	0	0.219	0.15		
SH-008-05 – py10	0.001	0.002	0.047	0.666	0.002	0.862	0.346		
SH-008-05 – py11	0.024	0.001	0.024	0.879	0.002	0.392	0.169		
SH-008-05 – py12	0.002	0.001	0.015	0.639	0.001	0.11	0.026		
SH-008-05 – py13	0.001	0.01	0.018	0.891	0.001	0.248	0.096		
SH-008-05 – py14	0.016	0.007	0.165	0.726	0.003	0.76	0.228		
SH-008-05 – py15	0.028	0.008	0.04	0.628	0.003	0.7	0.121		

analyse	34S ppb	55Mn ppm	57Fe %	59Co ppm	61Ni ppm	65Cu %	66Zn %	71Ga ppm	72Ge ppm
SH-008-05 - py16	0	0.935	53.49	1251	349.9	0.002	0	0.421	7.057
SH-008-05 - py17	0	1.214	53.06	885.9	341.4	0.001	0	0.443	8.207
SH-008-05 - py18	0	9.428	51.31	1671	460.1	0.212	0.001	0.617	11.64
I-018-05 - py1	0	4.106	48.94	702.4	199.5	0.001	0	0.509	2.939
I-018-05 - py2	0	9.651	49.03	2520	303.3	0.001	0	0.498	2.992
I-018-05 - py3	0	9.24	50.24	67.09	539.6	0.17	0.001	0.723	4.99
I-018-05 - py4	0	2.087	46.77	2921	328.7	0.001	0	0.489	4.905
I-018-05 - py5	0	20.79	51.27	1292	196.4	0.001	0.001	0.518	3.462
I-018-05 - py6	0	355.7	51.3	412.5	427.6	0.002	0.007	4.425	7.415
I-018-05 - py7	0	20.26	51.42	809.9	374.5	0.001	0	0.813	6.541
I-018-05 - py8	0	467.1	54.95	1776	468.4	0.004	0.001	2.431	9.67
I-018-05 - py9	0	114.3	60.61	662.9	559.3	0.006	0.002	2.536	11.57

analyse	75As	82Se	98Mo	107Ag	111Cd	115In	118Sn	121Sb	125Te
	ppm	ppb							
SH-008-05 - py16	6.479	59.9	0.446	0.067	0.101	0.003	0.906	0.018	1.363
SH-008-05 - py17	7.753	56.43	0.535	0.042	0.11	0.004	1.022	0.012	0.969
SH-008-05 - py18	17.68	59.76	0.862	3.296	0.686	0.016	1.648	0.051	2.951
I-018-05 - py1	7.405	26.78	0.887	0.049	0.164	0.022	1.187	0.069	2.269
I-018-05 - py2	24.19	27.25	1.102	0.063	0.17	0.023	1.359	0.076	1.823
I-018-05 - py3	18.85	25.35	1.252	2.391	0.345	0.04	2.193	0.107	4.444
I-018-05 - py4	32.38	43.51	0.916	0.077	0.161	0.022	1.547	0.059	1.969
I-018-05 - py5	9.96	20.26	0.756	0.209	0.145	0.013	0.888	0.046	2.512
I-018-05 - py6	14.4	26.15	1.156	0.127	0.243	0.029	2.207	0.098	4.314
I-018-05 - py7	10.8	26.23	1.084	0.102	0.188	0.027	1.696	0.07	2.907
I-018-05 - py8	78.39	40.48	1.444	0.24	0.359	0.044	2.54	0.14	7.02
I-018-05 - py9	20.73	31.4	1.747	0.603	0.327	0.054	3.398	0.186	11.77

Annexe 5 : données microsonde

Listing for SX								Listing for SX								
Fri Feb 2 08:24:02 2007								Fri Feb 2 08:24:02 2007								
point n :	1	x=	9106.0	y=	38753.0	z=	330.	felddg	SrO	0.0048	Sr	0.0041	O	0.0001		
	B	7							Na2O	0.1332	Na	0.0989	K	0.0120		
									K2O	15.8535		13.1696		0.9408		
									total	99.1201				4.9809		
Elm.	Peak (Cps)	Prec. (%)	Bkgd (Cps)	P/B	Ix/ Istd (%)	Sig/k (%)	Detection limit (t) (nA)	Beam voltage(kV)	Acceleration voltage(kV)							
							19.9	15.0								
Ca	30.4	4.7	31.1	0.98	0.0090	4.7	0.0000			ab:	1.26	or:	98.74	an:	0.00	
Fe	17.6	5.3	15.6	1.13	0.0002	5.3	0.0280							ms:	0.00	
Ti	5.1	9.9	5.8	0.87	0.0000	16.0	0.0000									
K	5893.4	0.3	35.2	169.49	1.0816	0.3	0.0184									
Sr	4.4	12.3	4.3	1.03	0.0001	12.3	0.0949									
Na	22.7	4.7	6.7	3.39	0.0108	4.7	0.0146									
Al	4454.5	0.3	39.4	113.30	0.6514	0.3	0.0122									
Si	11489.8	0.2	223.92	0.5905	0.2	0.0155										
Mg	12.5	6.3	10.3	1.21	0.0007	6.3	0.0162									
Elm.	H-ratio	Correc.														
Ca	0.0000	NBH														
Fe	0.0001	1.2296														
Ti	0.0000	NBH														
K	0.1122	1.1731														
Sr	0.0000	1.3825														
Na	0.0005	1.8826														
Al	0.0803	1.2769														
Si	0.2373	1.2553														
Mg	0.0001	1.4407														
iteration : 3																
Analysis no.: 1 within felddg																
Elm.	Conc. (wt%)	Isigma (wt%)	Norm Conc. (wt%)	Norm Conc. (at%)	Compound	Concen. (wt%)										
Ca	0.0000	0.000000	0.0000	0.0000	CaO											
Fe	0.0163	0.012748	0.0165	0.0063	FeO	0.021										
Ti	0.0000	0.000000	0.0000	0.0000	TiO2											
K	13.1206	0.050236	13.2775	7.2478	K2O	15.653										
Sr	0.0041	0.028411	0.0661	0.0010	SrO	0.005										
Na	0.0988	0.009303	0.0997	0.0925	Na2O	0.133										
Al	10.2475	0.018551	10.3395	8.1778	Al2O3	15.363										
Si	25.7906	0.069668	30.0525	22.8389	SiO2	63.732										
Mg	0.0078	0.004576	0.0079	0.0069	MgO	0.013										
O	45.7949	45.2014	61.6388	by stoichiometry												
total :	99.1201		100.0000	100.0000		99.120										
be careful, strong correction for Ca (0.001)																
be careful, strong correction for Ti (0.00)																
feldspar cations on B. ∞ basis																
Wt.% Cations																
SiO2	63.7320	Si	29.7906	2.9647												
TiO2	0.0000	Ti	0.0000	0.0000												
Al2O3	19.1626	Al	10.2475	1.0616												
MgO	0.0120	Mg	0.0078	0.0009												
CaO	0.0000	Ca	0.0000	0.0000												
FeO	0.0210	Fe	0.0163	0.0008												
iteration : 3																
Analysis no.: 2 within felddg																
Elm.	Conc. (wt%)	Isigma (wt%)	Norm Conc. (wt%)	Norm Conc. (at%)	Compound	Concen. (wt%)										
Ca	0.0114	0.004854	0.0114	0.0061	CaO	0.016										
Fe	0.0078	0.012082	0.0078	0.0030	FeO	0.010										
Ti	0.0183	0.006542	0.0183	0.0082	TiO2	0.031										
K	13.2775	0.050556	13.3797	7.3095	K2O	15.994										
Sr	0.0367	0.024974	0.0370	0.0090	SrO	0.043										
Na	0.1053	0.006164	0.1053	0.0983	Na2O	0.142										
Al	10.2533	0.038534	10.3328	8.1799	Al2O3	19.375										
Si	29.7403	0.060599	29.8693	22.7925	SiO2	63.626										
Mg	0.0002	0.004715	0.0002	0.0002	MgO	0.000										
O	45.7851		45.1376	61.5934	by stoichiometry											
total :	99.2361		100.0000	100.0000		99.236										
feldspar cations on B. ∞ basis																
Wt.% Cations																

Listing for SX		Fri Feb 2 08:24:02 2007		Page	Listing for SX		Fri Feb 2 08:24:02 2007		Page
				3					4
SiO ₂	63.6257	Si	29.7403	2.9604			total :	99.5218	100.0000 100.0000
TiO ₂	0.0305	Ti	0.0183	0.0011					99.5222
Al ₂ O ₃	19.3746	Al	10.2538	1.0624					
MgO	0.0003	Mg	0.0002	0.0000					
CaO	0.0159	Ca	0.0114	0.0008					
FeO	0.0100	Fe	0.0078	0.0004					
SrO	0.0434	Sr	0.0167	0.0012					
Na ₂ O	0.1415	Na	0.1050	0.0129					
K ₂ O	15.9942	K	13.2775	0.9494					
total	99.2361			4.9884					
ab:	1.33	or:	98.59	an:	0.06	cs:	0.00		
Ratio (Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg) = 94.99									
point n :	3	x=	8670.0	y=	38349.0	z=	317. felddg		
	B g								
Elt.	Peak (Cps)	Prec. (%)	Bkgd (Cps)	B/B (cps)	Ix/ Istd	Sig/k (%)	Detection limit (f)	Beam (nA)	Acceleration voltage(kV)
Ca	33.7	4.4	30.0	1.12	0.0004	4.4	0.0152		
Fe	20.9	4.9	14.1	1.48	0.0007	4.9	0.0266		
Ti	5.8	9.2	5.2	1.12	0.0001	9.3	0.0237		
K	6199.9	0.3	33.2	186.73	1.1254	0.3	0.0179		
Sr	5.0	11.5	2.9	1.70	0.0011	11.6	0.0810		
Na	23.7	4.6	6.4	3.70	0.0116	4.6	0.0144		
Al	4348.0	0.3	34.0	127.87	0.6352	0.3	0.0114		
Si	11543.1	0.2	55.9	206.46	0.5932	0.2	0.0161		
Mg	13.8	6.0	13.2	1.04	0.0003	6.0	0.0114		
Elt.	k-ratio	Correc.							
Ca	0.0001	1.1673							
Fe	0.0005	1.2290							
Ti	0.0001	1.2377							
K	0.1167	1.1718							
Sr	0.0005	1.3793							
Na	0.0005	1.8851							
Al	0.0763	1.2773							
Si	0.2304	1.2517							
Mg	0.0600	1.4422							
iteration : 3									
Analysis no.: 3 within felddg									
Elt.	Conc. (wt%)	Isigma (wt%)	Norm Conc. (wt%)	Norm Conc. (att)	Compound	Concen. (wt%)			
Ca	0.0075	0.005071	0.0076	0.0041	CaO	0.011			
Fe	0.0555	0.012784	0.0558	0.0214	FeO	0.071			
Ti	0.0047	0.009991	0.0067	0.0030	TiO ₂	0.01			
K	13.6789	0.051362	13.7446	7.5241	K ₂ O	16.478			
Sr	0.0631	0.025988	0.0634	0.0155	SrO	0.075			
Na	0.1070	0.008344	0.1075	0.1001	Na ₂ O	0.144			
Al	9.9951	0.017949	10.0431	7.9667	Al ₂ O ₃	16.086			
Si	29.8420	0.065698	29.9854	22.9509	SiO ₂	63.843			
Mg	0.0020	0.005046	0.0020	0.0017	MgO	0.003			
O	45.7640	45.9935	61.5126	by stoichiometry					

Annexe 5 : données microsonde (Université Laval)

Listing for SX

Fri Feb 2 08:08:16 2007

Pg

Listing for SX Fri Feb 2 08:08:16 2007 *Listing for SX* Fri Feb 2 08:08:16 2007

Fri Feb 2 08:08:16 2007

Page

point n : 1 x= 17405.0 y= 27842.0 z= 285. felddg

Elt.	Peak (Cps)	Frac. (%)	Bkgd (Cps)	P/B	In/ Istd	Sig/k (%)	Detection limit (%)	Beam (mA)	Acceleration voltage (kV)
Ca	40.4	4.1	30.9	1.31	0.0010	4.1	0.0154		
Fe	23.2	4.6	15.2	1.53	0.0008	4.6	0.0277		
Ti	5.1	9.9	5.4	0.94	0.0000	16.0	0.0000		
K	5906.1	0.3	38.9	151.68	0.0705	0.3	0.0193		
Sr	5.1	11.4	3.5	1.48	0.0009	11.4	0.0870		
Na	24.9	4.5	6.6	3.77	0.0123	4.5	0.0146		
Al	4437.0	0.3	35.2	126.04	0.6480	0.3	0.0116		
Si	11553.5	0.2	51.5	224.30	0.5938	0.2	0.0155		
Mg	14.9	6.0	10.4	1.32	0.0011	6.0	0.0163		
Elt.	k-ratio		Correc.						
Ca	0.9002		1.1665						
Fe	0.0005		1.2295						
Ti	0.0000		Nan						
K	0.1110		1.1732						
Sr	0.0004		1.3820						
Na	0.0006		1.6832						
Al	0.0798		1.2772						
Si	0.2387		1.3545						
Mg	0.0001		1.4414						

iteration :

Analysis no. 1 within feilds

Elmt.	Conc. (wt%)	$\Delta\sigma_{ijkl}$ (wt%)	Norm Conc. (wt%)	Norm Conc. (at%)	Compound
Ca	0.0192	0.005292	0.0193	0.0163	CaO
Fe	0.0553	0.013350	0.0657	0.0251	FeO
Ti	0.0000	0.000000	0.0000	0.0000	TiO ₂
K	13.0552	0.045966	13.1111	7.1566	K ₂ O
Sr	0.0510	0.027433	0.0513	0.0125	SrO
Na	0.1117	0.008529	0.1135	0.1053	Na ₂ O
Al	10.1961	0.038399	10.3625	8.1173	Al ₂ O ₃
Si	29.5359	0.069985	30.1350	22.8890	SiO ₂
Mg	0.0119	0.004717	0.0126	0.0105	MgO
O	45.9302	46.2265	61.6531	by stoichiometry	

total : 99.3526 100.0000 100.0000 99353

: be careful, strong correction for Ti (0.00

feldspar cations on 9. NO_3^- basis

		Wt. %	Cations
SiO ₂	64.0527	Si	29.9399
TiO ₂	0.0000	Ti	0.0000
Al ₂ O ₃	19.2654	Al	10.1961
MgO	0.0138	Mg	0.0119
CaO	0.0249	Ca	0.0192
FeO	0.0840	Fe	0.0553
SrO	0.0603	Sr	0.0516

Na2O	0.1620	Na	0.1127	0.0137
K2O	15.6915	K	13.0262	0.9285
total	99.3526			4.9237

ab: 1.45 or: 98.41 an: 0.14 cs: 0.00
 Ratio (Fe-Mn)/(Fe+Mn+Mg) = 70.45
 point n : 2 x= 16228.0 y= 28308.0 z= 285. feldsp

Elt.	Peak (Cps)	Prec. (t)	Bkgd. (Cps)	P/B	Ix/ istd	Sig/k (i)	Detection limit (i) (nA)	Beam 19.9	Accelerat- ion voltage (kV) 15.0
Ca	37.5	4.2	29.6	1.27	0.0008	4.1	0.0150		
Fe	20.9	4.9	16.3	1.28	0.0005	4.9	0.0286		
Ti	9.9	9.2	4.6	1.27	0.0002	9.2	0.0225		
K	5671.1	0.3	36.4	164.02	0.0026	0.3	0.0187		
Sr	4.1	12.7	4.3	0.97	0.0000	12.7	0.0000		
Na	24.4	4.5	6.1	3.87	0.0122	4.5	0.0143		
Al	4432.3	0.3	37.9	116.93	0.5467	0.3	0.0120		
Si	11331.3	0.2	51.8	218.72	0.5822	0.2	0.0156		

Elt.	k-ratio	Correc.
Ca	0.0001	1.1669
Fe	0.0003	1.2294
Ti	0.0001	1.2377
K	0.1133	1.1728

Na	0.0006	1.883
Al	0.0797	1.277
Si	02340	1.2565

Analysis no. 3 within field

Elt.	Conc. (wt%)	1-sigma (wt%)	Norm Conc. (wt%)	Norm Conc. (att)	Compound	Concen. (wt%)
Ca	0.0159	0.005146	0.0162	0.0067	CaO	0.022
Fe	0.0345	0.003313	0.0382	0.0146	FeO	0.048
Mn	0.0139	0.006265	0.0141	0.0051	TiO ₂	0.023
K	13.1691	0.052559	13.1044	7.332	K ₂ O	15.464
Sr	0.0000	0.000000	0.0000	0.0000	SrO	0.000
Na	0.1113	0.001010	1.1139	0.1077	Na ₂ O	0.151
Al	17.1791	0.038390	10.4608	6.201	Al ₂ O ₃	19.233
Si	29.4011	0.096155	29.9256	21.7600	SiO ₂	62.900
Mg	0.0030	0.004686	0.0031	0.0027	MgO	0.005
O	5.3150	0.000000	5.3156	5.3565	Water	100.000

Annexe 5 : données microsonde (Université Laval)

Listing for SX

Fri Feb 2 08:08:16 2002

Page
3

Listing for six

Fri Feb 2 08:08:16 2007

Page
4

SiO ₂	62.5000	Si	29.4011	2.857
TiO ₂	0.0231	Ti	0.0135	C.0000
Al ₂ O ₃	19.2334	Al	10.1761	1.0652
MgO	0.0050	Mg	0.0036	0.0000
CaO	0.0223	Ca	0.3150	0.3612
FeO	0.0483	Fe	0.0375	0.0201
SrO	0.0009	Sr	0.0000	0.0000
MnO	0.1507	Na	0.1118	0.0000
K ₂ O	15.8640	K	13.1694	0.9521
tot-1	98.3166			0.0000

ab: 1.42 or: 98.46 an: 0.12 cs: 0.00

point n : 3 x= 20410.6 y= 12856.0 z= 249. felddg

Elt.	Peak (Cps)	Frac. (%)	Skewd (Cps)	P/B	I/I _{std}	Sig/k (%)	Detection limit (%)	Beam (nA)	Acceleration voltage (kV)
Ca	43.7	3.9	30.3	1.44	0.0014	3.9	0.0152		
Fe	111.1	2.1	17.5	5.35	0.0096	2.1	0.0295		
Ti	8.4	9.7	5.2	1.03	0.0000	9.7	0.0336		
K	5725.1	0.3	39.7	140.04	1.0373	0.3	0.0192		
Sr	13.8	13.2	3.5	1.14	0.0003	13.2	0.0857		
Na	22.6	4.7	7.1	3.18	0.0104	4.7	0.0151		
Al	4300.1	0.3	38.4	111.97	0.6272	0.3	0.0121		
Si	11357.7	0.2	56.5	200.63	0.5833	0.2	0.0163		
Mg	72.5	2.6	12.1	5.99	0.0197	2.6	0.0110		
Elt.	k-ratio		Correc.						
Ca	0.0002		1.1653						
Fe	0.0062		1.2282						
Ti	0.0000		1.2381						
K	0.1076		1.1722						
Sr	0.0001		1.3847						
Na	0.0005		1.8975						
Al	0.0773		1.2853						
Si	0.2344		1.7580						
Mg	0.0015		1.3404						

iteration 1

Analysis no 3 within feldde

Blt.	Conc. (wt%)	$\bar{\sigma}$ isigma (wt%)	Norm Conc. (wt%)	Norm Conc. (at%)	Compound
Ca	0.0272	0.005333	0.0276	0.0148	CaO
Fe	0.3527	0.022050	0.7737	0.3964	FeO
Ti	0.0017	0.009826	0.0017	0.0008	TiO ₂
K	12.6119	0.048988	12.7933	7.0008	K ₂ O
Sr	0.0143	0.025592	0.0145	0.0035	SrO
Na	0.0962	0.008443	0.0976	0.0906	Na ₂ O
Al	9.3311	0.037994	10.0739	5.9893	Al ₂ O ₃
Si	25.4936	0.069354	29.9176	22.7914	SiO ₂
Mg	0.2161	0.007879	0.2192	0.1930	MgO
C	45.4273	46.0807	6.6203	by stoichiometry	

total : 98.5822 100.0000 100.0000 98.5822

feldspar	cations	cm	6.	<> basis	Wt. %	Cations
SiO ₂	63.0978	Si	39.4936		2.9589	
TiO ₂	0.9028	Ti	0.0017		0.0001	
Al ₂ O ₃	18.7648	Al	9.9311		1.0371	
MgO	0.3584	Mg	0.2161		0.0251	
CaO	0.0381	Ca	0.0272		0.0019	
FeO	0.9912	Fe	0.7627		0.0395	
SrO	0.0169	Sr	0.0143		0.0055	
Na ₂ O	0.1296	Na	0.0962		0.0118	
K ₂ O	15.1925	K	12.6119		0.9089	
Total	98.5822				4.9827	

ab: 1.28 cr: 99.51 an: 0.21 cs: 0.00

Ratio (Fe/Mn) / (Fe/Mn-Mg) = 68.53

point n : 4 x= 20356.0 y= 13572.0 z= 248. feldg

Elt.	Peak (Cps)	Prec. (t)	Bkgd (Cps)	S/B	Ix/ Istd	Sig/k (%)	Detection limit (t)	Beam (mA)	Accelerati on voltage(k V)
Ca	40.3	4.1	27.7	1.45	0.0613	4.1	0.0146		
Fe	25.5	4.4	16.0	1.59	0.0610	4.4	0.0284		
Ti	4.6	10.5	4.9	0.93	0.0600	10.5	0.0000		
K	5840.0	0.3	42.4	137.72	1.0577	0.3	0.0201		
Sr	5.9	10.6	3.6	1.63	0.0612	10.7	0.0983		
Na	27.9	4.2	7.5	3.72	0.0137	4.2	0.0154		
Al	4432.0	0.3	36.5	121.10	0.5471	0.3	0.0116		
Si	11610.4	6.2	35.7	333.58	0.5968	6.2	0.0151		
Mn	2.6	6.3	12.1	0.58	0.0602	6.3	0.0202		

Elt.	k-ratio	Correc.
Ca	0.0002	1.1662
Fe	0.0006	1.2345
Ti	0.0000	NaN
K	0.1097	1.1734
Sr	0.0005	1.3918
Na	0.0007	1.0831
Al	0.0797	1.2772
Si	0.2389	1.5541
Mg	0.2000	NaN

Analysis 50 - A within-field

120 2001-2002 N.Y.

	(wt%)	(wt%)	(wt%)	(at%)	(wt%)	(wt%)
Ca	0.0355	0.005121	0.0257	0.0137	CaO	0.03
Fe	0.0771	0.013631	0.0775	0.0296	FeO	0.03
Ti	0.0090	0.000600	0.0000	0.0000	TiO ₂	
K	12.8740	0.049654	12.8399	7.0592	K ₂ O	15.82
Sr	0.0493	0.028542	0.0657	0.0170	SrO	0.06

Listing for SX

Fri Feb 2 08:08:16 2007

Page
5

Listing for SX

Fri Feb 2 08:08:16 2007

Page
6

ab: 1.63 or: 38.16 am: 0.19 cs: 0.00
 Ratio (Fe-Mn)/(Fe+Mn-Mg) = 100.00

Point n : 5 \approx 19661.0 Y: 18827.0 Z: 252. feldspar

ab: 1.63 or: 38.16 am: 0.19 cs: 0.00

Ratio (Fe-Mn)/(Fe+Mn-Mg) = 100.00

El.: Peak (Cps) Blstd (Cps) P/B Int. Sig/k Int. Istd (k) Detection Beam Acceleration Beam voltage (kV)

Ca 49.5 3.7 15.5 1.37 0.0024 3.7 0.0164 19.9

Fe 25.6 4.4 15.7 1.63 0.0010 4.4 0.0281

Ti 25.1 9.6 15.5 1.05 0.0009 9.9 0.0231

K 3584.4 0.4 33.9 15.97 0.0765 0.4 0.0191

Si 25.1 4.5 12.1 4.9 0.92 0.0000 12.1 0.0000

Mg 1549.5 0.3 39.7 1.17 0.0000 4.5 0.0133

Al 1516.4 0.2 49.0 235.40 0.0000 0.2 0.0152

Na 153.3 6.1 13.7 0.97 0.0000 6.1 0.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

Mg 0.0000 1.12303

Al 0.0005 1.2772

Si 0.0004 1.2593

Na 0.0000 1.0000

El.: Peak (Cps) Correc.

Ca 0.0062 1.0652

Fe 0.0007 1.12304

Ti 0.0000 1.12304

K 0.0013 1.12303

</

Fri Feb 2 08:08:16 2007

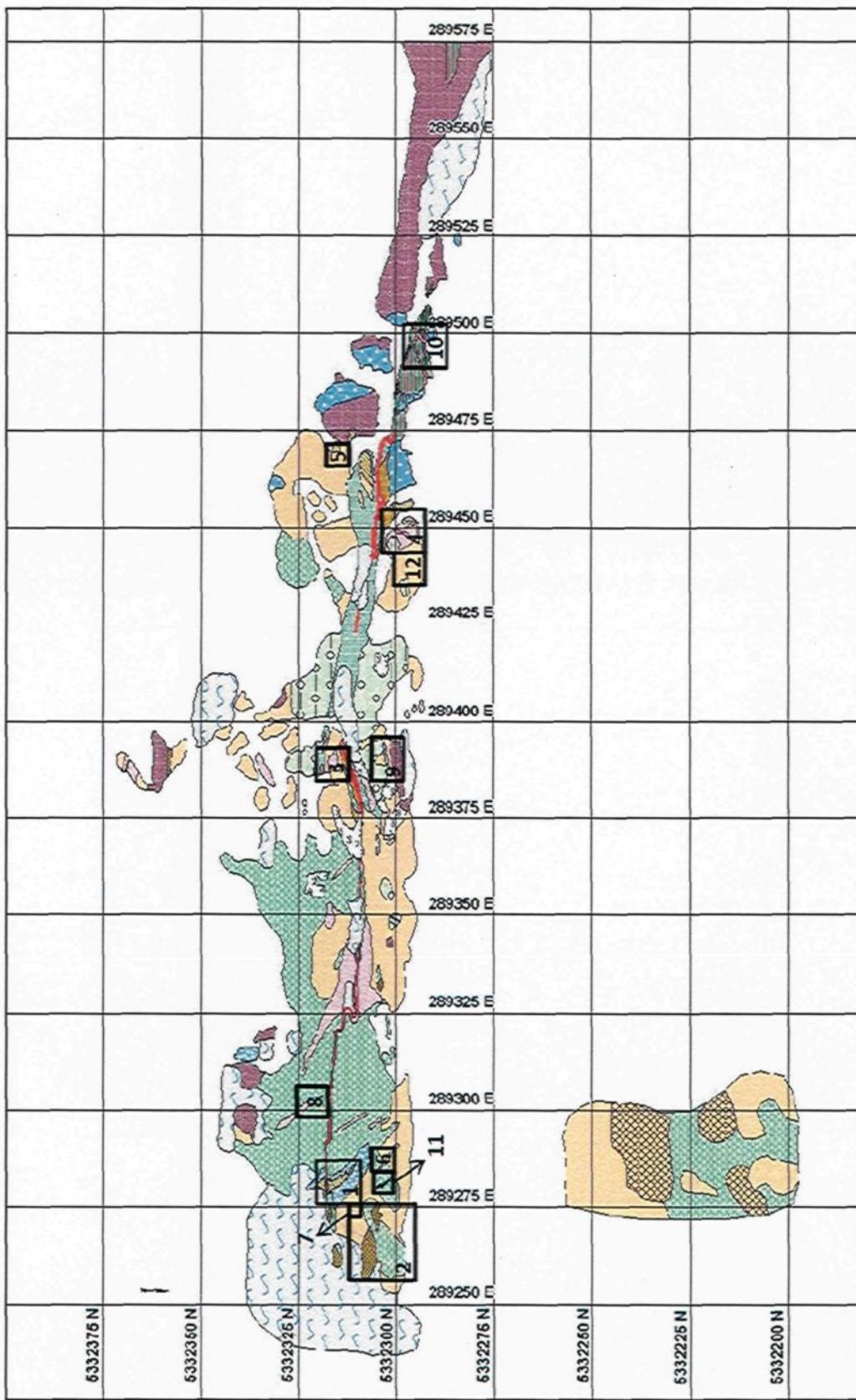
Al 0.0793 1.2279
 Si 0.4006 1.531
 Mg 0.0002 1.4524
 iteration : 3

Analysis no. 6 within feldspar

Elmt.	Conc. (wt.%)	Isotopa (wt.%)	Norm Conc. (wt.%)	Norm Conc. (wt.%)	Compound	Concen. (wt.%)
Ca	0.0322	0.005152	0.0322	0.0118	CaO	0.031
Fe	0.1195	0.014112	0.1197	0.058	FeO	0.154
Ti	0.055	0.010338	0.0556	0.0049	TiO ₂	0.026
K	1.2782	0.050119	1.2755	0.7268	K ₂ O	15.905
Sr	0.0002	0.002955	0.0002	0.0005	SrO	0.013
Na	0.095	0.008041	0.0966	0.0898	Na ₂ O	0.130
Al	1.1293	0.038207	1.1475	0.0246	Al ₂ O ₃	19.139
Si	1.0732	0.070022	1.1224	0.0924	SiO ₂	64.339
Mg	0.071	0.005116	0.0771	0.0338	MgO	0.045
O	16.0982		46.1283	6.6237	by stoichiometry	
total :	99.8700		100.0000	100.0000		99.870

feldspar	cations on 8. <or> basic	Wt. %	Cations	Wt. %	Cations
SiO ₂	64.1379	Si	30.9712		
TiO ₂	0.0259	Ti	0.0155	0.0009	
Al ₂ O ₃	19.1393	Al	10.1193	1.0424	
MgO	0.0449	Mg	0.071	0.0031	
CaO	0.0310	Ca	0.0222	0.0015	
FeO	0.1528	Fe	0.1195	0.0059	
SrO	0.0120	Sr	0.002	0.0001	
Na ₂ O	0.1301	Na	0.0965	0.0117	
K ₂ O	15.9951	K	15.2382	0.9410	
total	99.8700		4.9820	4.9820	
ab:	1.22	Or:	98.62	An:	0.16
Ratio (Fe+Mn) / (Fe+Mn+Mg)	=		0.36		
					65.76

Annexe 6 : Localisation des secteurs d'observations des relations chronologiques



Annexe 6 : Localisation des secteurs d'observations des relations chronologiques