

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

JÉRÔME AUGUSTIN

FACTEURS DE CONTRÔLE ET PROCESSUS MÉTALLOGÉNIQUES DES
MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DU GISEMENT DE WONA, MINE MANA,
BURKINA FASO

FÉVRIER 2011

Résumé

Le but de cette étude initiée avec la compagnie minière SEMAFO INC. (Société d'Exploration Aurifère en Afrique de l'Ouest) et le LAMEQ (laboratoire de métallogénie expérimentale et quantitative) de l'Université du Québec à Chicoutimi, est de comprendre les facteurs de contrôle et les processus à l'origine des minéralisations aurifères du gisement Wona au Burkina Faso. La méthodologie combine une étude de terrain (cartographie et description des carottes de forage) et des études en laboratoire (pétrographie, LA-ICP-MS sur les sulfures, microsonde sur les magnétites et pyrites, Micro-XRF sur les carbonates).

Le gisement aurifère de Wona est situé à 300 km à l'ouest de Ouagadougou. Il est encaissé dans des unités volcaniques et volcano-sédimentaires métamorphisées aux faciès des schistes verts au sein d'un corridor de déformation polyphasée. Ces unités font partie de la ceinture de roches vertes de Houndé (Birimien 2.1 Ga). Les roches volcano-sédimentaires sont constituées de volcanoclastites mafiques, de shales et d'unités gréseuses qui se sont formées dans un environnement sous-marin de bassin d'arrière arc (anté 2112 Ma). Les unités volcaniques sont recoupées par des essaims de dykes felsiques et intermédiaires. Les unités stratigraphiques sont de direction N045-N030 avec un pendage subvertical et sont affectées par un couloir de déformation mylonitique et de nombreuses failles. La déformation ductile est intense et forme une schistosité de flux de direction N045-N030. La minéralisation aurifère y est spatialement associée de manière systématique et elle est très continue latéralement.

Trois phases principales de déformation ont été observées dans la fosse de Wona au cours de ce projet. Une première phase (D1), marquée par une fabrique planaire à pendage vertical qui matérialise le raccourcissement régional NW-SE de l'orogénèse d'accrétion éburnéenne (2112-2110 Ma). Une deuxième phase (D2) qui reprend la fabrique S1, correspond à une schistosité de flux (S2) avec une linéation d'étirement subhorizontale d'orientation NE-SW. Les indicateurs cinématiques indiquent un mouvement en cisaillement dextre (2096-2073 Ma). Une troisième phase (D3) est manifestée par le développement d'un clivage (CC) d'orientation N85°. Ce clivage, en relation avec l'orientation du corridor de déformation D2, suggère un mouvement tardif senestre (2000-1950 Ma).

Les minéralisations se présentent sous forme de corps massifs silicifiés et de différentes familles de veines de sulfures à gangue silicatée et de sulfures disséminés primaires. La signature géochimique est à V, Co, Ni, Cu, Zn, As, Ag,

Sb, Te, Au, Pb et Bi. Des variations des concentrations en éléments suivant les styles de minéralisation, montrent que deux fluides hydrothermaux ont circulé. Un provenant du bassin et l'autre d'origine métamorphique avec un apport en sulfures de natures diverses. Trois groupes de pyrites et deux groupes d'arsénopyrites sont discriminés : 1) Les pyrites primaires disséminées, riches en métaux, dans les bordures du gîte, 2) Les pyrites et arsénopyrites métamorphiques sans métaux, réparties dans la partie centrale et 3) les pyrites recristallisées en lien avec la silicification et les arsénopyrites finement disséminées. Ces dernières pourraient être associées au deuxième système hydrothermal. Trois zonalités d'altération verticale d'intensité moyenne à forte, sont visibles à Wona. Elles marquent l'évolution de deux systèmes hydrothermaux : 1) une zonalité distale à chlorite-calcite-magnétite, 2) une zonalité proximale à séricite-ankérite-dolomie qui se termine par la silicification (3).

Les relations de chronologie relative entre les évènements, les séquences stratigraphiques, l'hydrothermalisme et les épisodes de déformation régionale confirment l'origine orogénique du système minéralisé. La séquence évolutive proposée pour expliquer les observations déterminées dans la zone d'étude implique la mise en place de deux systèmes hydrothermaux dans le temps en contexte orogénique. Le premier système hydrothermal a apporté la chlorite, la calcite, la magnétite et les sulfures primaires disséminés dans un domaine de bassin d'arrière arc ; que l'on retrouve dans les bordures (Anté à Syn-D1). La mise en place du raccourcissement régional D1 verticalise les unités stratigraphiques et injecte des essaims de dykes felsiques et intermédiaires. Deux épisodes de cisaillement se déroulent pendant les phases D2 et D3 en dextre, puis senestre. Le deuxième système hydrothermal, plus riche en soufre et Fe, percole dans les zones de dilatation du S2 créés par les déformations D2-D3. L'évolution de ce système forme la séricite et les carbonates de Fe et les différents types de pyrites et d'arsénopyrites enrichis en or. La silicification diffuse massive se met en place à la fin de l'épisode de cisaillement D3, ce qui scelle le système. Des structures du domaine fragile viennent recouper toutes les unités et remobilisent de l'or natif.

Remerciements :

Le bon déroulement de ce projet est bien sûr en lien avec les personnes qui m'ont aidé et soutenu tout au long de ces deux années.

Je tiens tout d'abord à remercier M. Damien Gaboury pour m'avoir offert cette opportunité et m'avoir guidé tout au cours de ce projet. Je suis également très reconnaissant envers M. Michel Crevier, directeur de la géologie au sein de SEMAFO INC. pour ses conseils et son appui, ainsi que Messieurs Donald Trudel, Denis Boisvert, Richard Roy, Dofinta Bonde, Lacina Ouedraogo pour leurs commentaires et suggestions. Toute mon appréciation envers mon compagnon d'exploration M. Moussa Sinaré. Toute mon appréciation envers Messieurs Réal Daigneault et Pierre A. Cousineau pour avoir accepté de faire partie de mon comité d'évaluation. Je tiens également à remercier Denis Côté et Claude Dallaire pour leur disponibilité et leur aide précieuse.

Je souhaite également remercier le personnel de la compagnie Mana Minéral pour l'intérêt démontré à propos des minéralisations aurifères du gisement de Wona et d'avoir ainsi appuyé la réalisation de cette étude.

Je tiens à remercier sincèrement mon ami, mon colocataire, mon professeur à l'occasion Dominique Genna pour son appui et son soutien depuis mon arrivée au Québec. D'une manière plus générale, je remercie mes amis Kaissa Loriane Blessy, Lionel Nguay, Lucas Brião, Levin Castillo, Thomas Bartot, Marjorie Simard, Carlos Oré, Mathias Queffrus, Clifford Patten, Mathieu Bourdon, Audrey Ametchi et tous les autres que je n'oublie pas.

Enfin, je voudrais remercier sincèrement mes parents et ma soeur, Marie-Claude, Bernard et Carine pour leur support inconditionnel et pour avoir stimulé ma persévérance, mon goût de l'aventure et du travail bien fait. Sans leur présence, tout ceci n'aurait aucun sens.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
LISTE DES ANNEXES.....	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xiii
CHAPITRE I – INTRODUCTION.....	1
1.1 Problématique	1
1.1.1 Problématique générale : les minéralisations aurifères en contexte orogénique.....	1
1.1.1.1 Concepts et exemples	2
1.1.2 Les minéralisations aurifères en Afrique de l’Ouest.....	11
1.1.3 Problématique spécifique : le système de minéralisation du gisement de Wona	14
1.2 Cadre de l’étude.....	15
1.3 Objectifs.....	16
1.4 Méthodologie	17
1.4.1 Préciser la nature des roches encaissantes et l’influence sur la distribution spatiale de la minéralisation.....	18
1.4.2 Caractérisation des épisodes de déformation et lien avec la minéralisation.....	19
1.4.3 Rôle des dykes sur la minéralisation aurifère.....	19
1.4.4 Rôle des shales à graphite sur la minéralisation aurifère	20
1.4.5 Déterminer la nature des minéralisations et des altérations.....	20
1.5 Structure du mémoire	23
1.6 Contexte géologique en Afrique de l’Ouest	24
1.6.1 Géologie régionale	30

CHAPITRE II – UNITÉS GÉOLOGIQUES LOCALES	33
2.1 Introduction.....	33
2.2 Géologie locale.....	34
2.3 Les unités sédimentaires de la zone d'étude.....	38
2.3.1 Bandes à volcanoclastites.....	41
2.3.1.1 Tuf fin.....	41
2.3.1.2 Tuf à lappilli.....	46
2.3.2 Bandes de shales à graphite.....	48
2.4 Les unités intrusives.....	50
2.4.1 Intrusion de porphyre à quartz et feldspath (PQF).....	50
2.4.2 Intrusion de microdiorite.....	53
2.4.3 intrusion de dykes mafiques.....	55
2.4.4 Filon couche.....	56
2.5 Unité d'altération.....	57
2.5.1 Schistes à séricite.....	57
2.6 Géochimie.....	60
2.7 Relations de recoupement des intrusions.....	63
CHAPITRE III – ANALYSE STRUCTURALE	65
3.1 Introduction.....	65
3.3 Les différents éléments structuraux.....	66
3.2.1 Fabriques des séquences volcano-sédimentaires encaissantes.....	66
3.2.1.1 Fabrique dominante (S2).....	66
3.2.1.2 Fabrique ancienne (S1).....	71
3.2.1.3 Bandes de cisaillement (ECC).....	71
3.2.1.4 Clivage en compression (CC).....	73
3.2.2 Rôle des dykes sur le contrôle structural.....	76
3.2.3 Rôle des unités à shales.....	79
3.2.4 Structures tardives.....	80
3.3 Analyse de la déformation.....	81
3.4 Synthèse et discussion préliminaire.....	84
3.4.1 Modèle d'un plissement anté-D2.....	85
3.4.2 Modèle d'un plissement syn-D2 transpression.....	86
3.4.3 Intégration dans le cadre structural régional.....	87

CHAPITRE IV – TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS.....	89
4.1 Introduction.....	89
4.2 Description et répartition spatiale des minéralisations.....	90
4.2.1 Minéralisations sous forme de silicification massive et diffuse.....	90
4.2.1.1 Silicification massive.....	90
4.2.1.2 Silicification diffuse à sulfures disséminés.....	96
4.2.2 Minéralisations sous forme de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée.....	98
4.2.2.1 Les veinules et veines en cisaillement.....	98
4.2.2.2 Les veines et veinules en tension.....	100
4.2.3 Les sulfures disséminés primaires.....	101
4.2.4 Veinules et veines de magnétite non minéralisées.....	103
4.3 Signatures géochimiques des minéralisations.....	105
4.3.1 Signature de la pyrite.....	105
4.3.1.1 Méthodologie.....	106
4.3.1.2 Résultats.....	110
4.3.2 Signature de l'arsénopyrite.....	117
4.3.2.1 Méthodologie.....	117
4.3.2.2 Résultats.....	118
4.3.3 Signature de la magnétite.....	124
4.3.3.1 Méthodologie.....	124
4.3.3.2 Résultats.....	125
4.3.3.3 Analyse à la microsonde.....	127
4.3.3.4 Résultats.....	127
4.4 Synthèse et discussion préliminaire.....	129
4.4.1 Styles de minéralisation et géochimie.....	129
4.4.2 Contrôles lithologique, structural et chronologie relative.....	131

CHAPITRE V – CARACTÉRISATION ET DISTRIBUTION DES ALTÉRATIONS

.....	137
5.1 Introduction.....	137
5.2 Minéralogie des altérations.....	138
5.2.1 Chloritisation.....	138
5.2.2 Séricitisation.....	141
5.2.3 Carbonatation.....	143
5.2.4 Épidotisation.....	145
5.2.5 Hématisation.....	145

5.3	Distribution Spatiales des altérations.....	146
5.3.1	Méthodologie.....	146
5.4	Résultats.....	149
5.4.1	Distribution spatiale des altérations.....	149
5.4.2	Géochimie des carbonates.....	154
5.5	Discussion	156
5.5.1	Zonalité et contrôle lithologique.....	156
5.5.2	Chronologie relative des épisodes d'altération.....	158
 CHAPITRE VI – RELATIONS DE CHRONOLOGIE RELATIVE.....		163
6.1	Introduction.....	163
6.2	Relations chronologiques entre les divers éléments de l'activité hydrothermale	164
6.2.1	Identification de deux épisodes hydrothermaux	164
6.3	Relations chronologiques entre l'activité hydrothermale et les différents phénomènes géologiques	166
6.3.1	Chronologie entre l'activité hydrothermale et l'activité intrusive intermédiaire à felsique.....	166
6.3.2	Chronologie entre l'activité hydrothermale et la déformation ductile-fragile	167
6.4	Synthèse.....	168
6.5	Modèle évolutif	171
6.5.1	Étape 1 : Mise en place de l'arc volcanique	171
6.5.2	Étape 2 : Première déformation en raccourcissement D1	172
6.5.3	Étape 3 : Injections des dykes intermédiaires et felsiques	172
6.5.4	Étape 4 : Deuxième épisode de déformation D2, métamorphisme et nouvelle activité hydrothermale.....	174
6.5.5	Étape 5 : Troisième épisode de déformation et dernières pulses hydrothermales	176
6.6	Parallèles avec d'autres systèmes atypiques et identification des processus- clés.....	177
6.8	Applications pour l'exploration	180
 CHAPITRE VII – CONCLUSION.....		183
 RÉFÉRENCES.....		186
 ANNEXE 1.....		197

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I :

Figure 1 : Environnement crustal des dépôts aurifères hydrothermaux.....	3
Figure 2 : Distribution des gisements orogéniques aurifères de classe mondiale avec l'âge des terrains encaissants.....	6
Figure 3 : Environnements tectoniques des gisements aurifères	8
Figure 4 : Carte géologique simplifiée du craton ouest africain	25
Figure 5 : Carte géologique et structurale simplifiée du Burkina Faso.....	28
Figure 6 : Carte géologique régionale de la ceinture de Houndé.....	29

CHAPITRE II :

Figure 7 : Géologie local avec extension des fosses dans la partie NE	35
Figure 8 : Carte géologique de la fosse de Wona.....	36
Figure 9 : Interprétation de la séquence stratigraphique, section 16 900N.....	40
Figure 10 : Vue mégascopique des unités volcanoclastites	42
Figure 11 : Photographies microscopiques des différents types de volcanoclastites	45
Figure 12 : Photographies des unités sédimentaires de shales à graphite.....	49
Figure 13 : Photographies mégascopiques et microscopiques des PQF	52
Figure 14 : Photographies mégascopiques et microscopiques des microdiorites....	54
Figure 15 : Photographies mégascopique et microscopique des schistes à séricite	58
Figure 16 : Caractérisation géochimique des roches intrusives du gisement de Wona	61
Figure 17 : Relations de recoupement des unités intrusives	64

CHAPITRE III :

Figure 18 : Carte géologique avec projection de la schistosité S2	67
Figure 19 : Agrandissement structural.....	68
Figure 20 : Photographies de la morphologie de la schistosité principale	69
Figure 21 : Différentes relations structurales de la fabrique planaire et linéaire principale S2.....	70
Figure 22 : Relations angulaires entre S1, S2 et ECC et leur interprétation cinématique en termes de C-S et bandes de cisaillement.....	72
Figure 23 : Relations entre la schistosité S2 et les clivages en compression	74

Figure 24 : Microphotographies en lame mince des relations entre la schistosité S2 et les clivages en compression CC.....	75
Figure 25 : Répartition spatiale des intrusions en fonction de la lithologie et de la zone aurifère économique	77
Figure 26 : Épisodes de déformation avec les structures associées	83

CHAPITRE IV :

Figure 27 : Carte géologique montrant la répartition spatiale et l'évolution des minéralisations au sein de la fosse du gisement de Wona	91
Figure 28 : Photographies en fosse de la minéralisation	92
Figure 29 : Répartition spatiale de l'intensité de la silicification, de la distribution des veinules à magnétite et de l'enveloppe aurifère économique	93
Figure 30 : Texture typique d'une silicification massive avec relation avec les diverses générations de veines de quartz	95
Figure 31 : Photographies relatives aux veines et veinules en cisaillement et en tension	99
Figure 32 : Photographies des sulfures disséminés primaires.....	102
Figure 33 : Photographies relatives aux veines de magnétites.....	104
Figure 34 : Répartition spatiale des échantillons minéralisés étudiés dans la fosse de Wona	107
Figure 35 : Caractéristiques physiques des familles de pyrite des différentes minéralisations du gisement de Wona	109
Figure 36 : Diagrammes binaires permettant de discriminer les familles de pyrite	111
Figure 37 : Synthèse de la composition des pyrites	112
Figure 38 : Signatures des trois types de pyrites identifiées sur le gisement de Wona	113
Figure 39 : Cartographie en arsénique des pyrites à la microsonde.....	115
Figure 40 : Familles d'arsénopyrites	119
Figure 41 : Diagrammes binaires permettant de discriminer les familles d'arsénopyrites	120
Figure 42 : Synthèse de la composition des arsénopyrites.....	121
Figure 43 : Signatures des trois types d'arsénopyrites	122
Figure 44 : Synthèse de la composition des magnétites	126
Figure 45 : Signatures des magnétites	128
Figure 46 : Diagramme multiéléments des compositions des magnétites	130
Figure 47 : Hypothèses des chronologies des minéralisations aurifères	136

CHAPITRE V :

Figure 48 : Microphotographie de l'altération à chlorite	140
Figure 49 : Microphotographies de l'altération à séricite	142
Figure 50 : Microphotographies de l'altération aux carbonates	144
Figure 51 : Indice d'intensité d'altération	147
Figure 52 : Distribution spatiale de l'intensité de la chloritisation.....	150
Figure 53 : Distribution spatiale de l'intensité de la séricitisation	151
Figure 54 : Distribution spatiale de l'intensité de la carbonatation	153
Figure 55 : Diagramme ternaire Ca-Fe-Mg pour la discrimination des carbonates	155
Figure 56 : Les différents halos d'altérations	159
Figure 57 : Hypothèses des chronologies des altérations	162

CHAPITRE VI :

Figure 58 : Synthèse du cadre chronologique des différents éléments géologiques	170
Figure 59 : Modèle évolutif régional en 5 étapes : stade 1 à 3	173
Figure 60 : Modèle évolutif régional en 5 étapes : stade 4 à 5	175

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I :

Tableau 1 : Résumé des différentes classifications des gisements orogéniques aurifères	4
Tableau 2 : Objectifs et méthodologie	22

CHAPITRE II :

Tableau 3 : Synthèse des observations pétrographiques pour les différentes lithologies du gisement de Wona.....	43
---	----

CHAPITRE VI :

Tableau 4 : Comparaison du système minéralisé du gisement de Wona avec d'autres systèmes orogéniques au Burkina Faso	179
--	-----

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Compositions chimiques d'échantillons représentatifs de certaines roches volcaniques du gisement de Wona	197
Annexe 2 : Composition des éléments traces utilisés au LA-ICP-MS.....	198
Annexe 3 : Statistique des analyses obtenus au LA-ICP-MS sur les différentes familles de pyrite.....	199
Annexe 4 : Résultats des analyses au LA-ICP-MS sur les cristaux de pyrite	200
Annexe 5 : Statistique des analyses obtenues au LA-ICP-MS sur les différentes familles d'arsénopyrite	207
Annexe 6 : Résultats des analyses au LA-ICP-MS sur les cristaux d'arsénopyrite	208
Annexe 7 : Résultats d'analyses sur les magnétites au LA-ICP-MS.....	214
Annexe 8 : Spécifications techniques des analyses de magnétite à la microsonde	216
Annexe 9 : Résultats d'analyses sur les magnétites à la microsonde	217
Annexe 10 : Évolution de la minéralisation du trou WDC-69	218
Annexe 11 : Limites de détection calculées pour le Micro-XRF	219
Annexe 12 : Résultats des analyses micro-XRF sur les carbonates	220

LISTE DES ABRÉVIATIONS

g/t :	Grammes par tonne
MX :	Zone minéralisée
Oz :	Once
Au :	Or
Ma :	Millions d'années
Ga :	Milliards d'années
IP :	Injection pegmatitique
SCS:	Schiste à séricite
SGP :	Shale à graphite
SIM :	Silicification massive
VC :	Volcanoclastite
I2 :	Dyke intermédiaire type microdiorite
I3 :	Dyke mafique
I3F :	Filon couche mafique
PQF :	Porphyre à quartz et feldspath (felsique)
ANK :	Ankérite
CB :	Carbonates
CA :	Calcite
CHL:	Chlorite
SE:	Séricite
PL:	Plagioclase
PY :	Pyrite
ASP :	Arsénopyrite
SP :	Sphalérite
CP :	Chalcopyrite
MT :	Magnétite

À l'équipe d'exploration de Mana Minéral
et à la beauté de l'Afrique.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE

1.1.1. Problématique générale : les minéralisations aurifères en contexte orogénique

Les gisements aurifères se distribuent sur tout le globe et dans différents environnements géologiques de tous âges (Goldfarb et al., 2001). Ils sont de nature complexe ce qui rend unique chaque gisement aurifère. De par leur importance économique dans la société moderne, ils sont le sujet de nombreux travaux de recherche et d'exploration dans le but de les identifier et de comprendre leurs processus de formations.

Les travaux de recherche actuels, ainsi que les divers modèles de formations, montrent l'importance de plusieurs facteurs alliant les processus tectoniques, lithologiques et métallogéniques (Poulsen, 1996; Groves et al., 1998). Ces facteurs sont prépondérants dans la formation des gîtes aurifères.

Des environnements lithologiques favorables à la déformation peuvent permettre la canalisation des fluides hydrothermaux conduisant à des minéralisations aurifères. D'autres facteurs comme l'âge des unités lithologiques, leur profondeur, leur histoire tectonique antérieure et la durée sont des éléments favorables dont il faut tenir compte.

1.1.1.1. Concepts et exemples

Différentes classifications sur les gisements aurifères sont connues dans la littérature mondiale (Groves et al., 1998; Poulsen, 1996; Poulsen et al., 2000; Goldfarb et al., 2001) basées sur le contexte tectonique, les unités lithologiques, les altérations, les typologies des minéralisations ou encore la profondeur de mise en place du gîte. Il en ressort globalement trois grandes catégories (Figure 1) : 1) les gisements aurifères reliés aux intrusions (porphyres, skarns); 2) les gisements liés au volcanisme, à savoir ceux de sulfures massifs volcanogènes (SMV) et ceux de types épithermaux et 3) les gisements orogéniques liés à la déformation et au pic du métamorphisme (Groves et al., 1998). Les gisements orogéniques (Tableau 1) représentent une classe distincte de gîte aurifère (Bohlke, 1982; Groves et al., 1998). La nomenclature « or orogénique » inclut l'ensemble des gisements aurifères connus sous les noms : *quartz-carbonate lode-gold deposits*, *turbidite-hosted lode-gold deposits*, *mesothermal lode-gold* et *Archean lode-gold*.

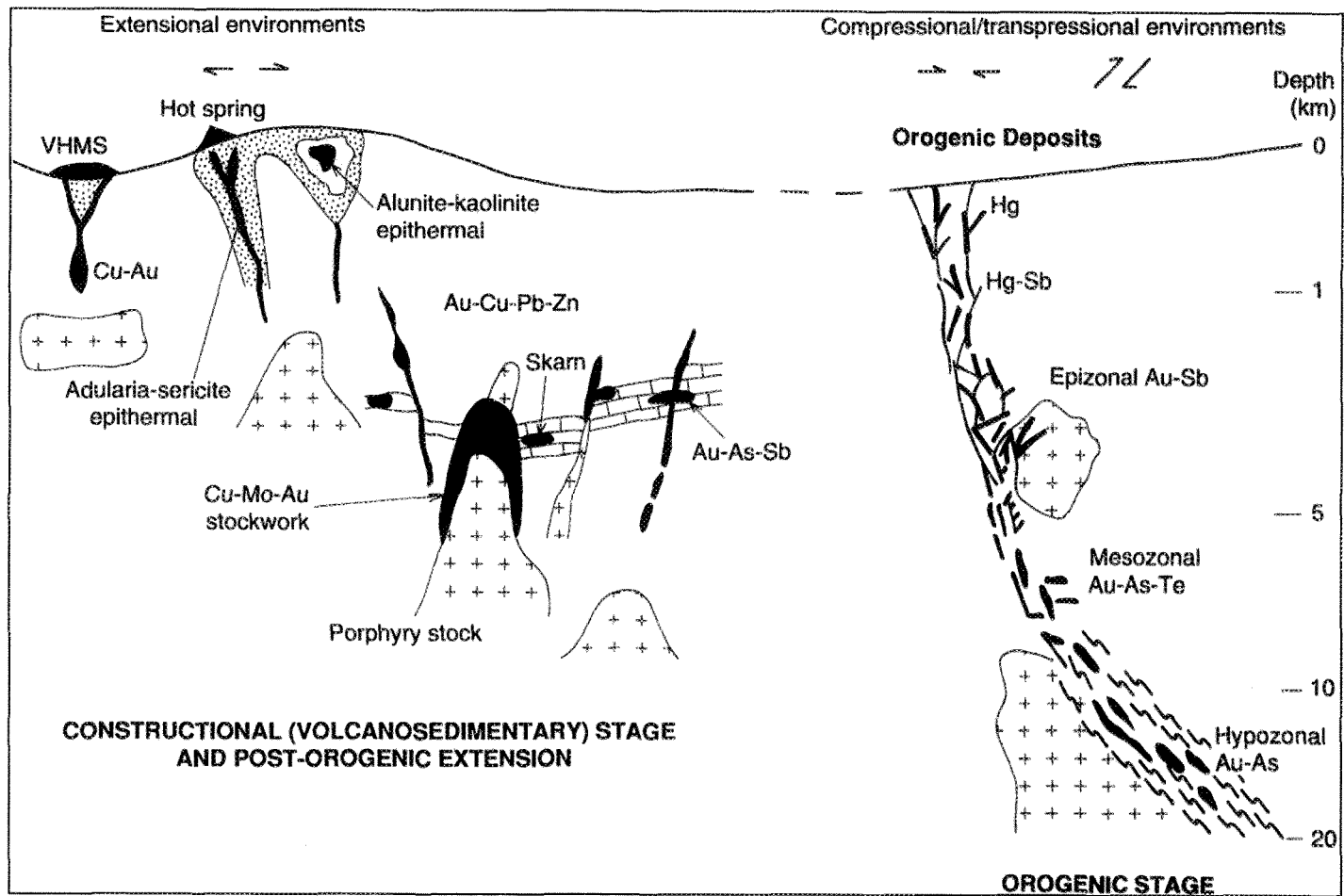


Figure 1 : Environnement crustal des dépôts aurifères hydrothermaux, tirée de Groves et al. (1998).

Tableau 1: Résumé des différentes classifications des gisements orogéniques aurifères

Classification par auteur	Localisation	Roches encaissantes	Contexte tectonique	Température formation	Profondeur formation	Altération	Chronologie relative	styles minéralisation	Exemples
Groves et al., 1998	Mondiale	Turbidites, formations de fer, ceintures de roches vertes métamorphiques	Marge continentale, régime en compression et en transpression	200-700°C	2-20km	Carbonatation, séricitisation, sulfuration, skarn pour les dépôts de hautes températures		Veines de quartz-carbonates dans des roches métamorphiques en relation avec des arcs continentaux	Val d'or (Canada) Kalgourlie (Australie) Moither load (USA)
Milési et al., 1989 et 1992 Oberthür et al., 1997 Dommanget et al., 1993	Afrique de l'Ouest	Turbidites tourmalinisées, les roches volcaniques et plutoniques, métasédiments	Domaine compressif Eburnéen, zones de cisaillement, charnières de plis	200-350°C	2-10km	Tourmaline, chlorite, séricite, carbonate	Pré-orogénique (pré D1)	Dépôt Stratiforme Au-tourmaline	Loulo (Mali)
							Syn-orogénique (pré D1 à syn D2/D3)	Minéralisations à sulfures disséminés encaissés dans les roches volcaniques et plutoniques Paléoplacers aurifères à conglomérats	Yaouré (Côte d'Ivoire)
								Minéralisations discordantes à arsénopyrite aurifère Minéralisations quartzieuses discordantes à or natif et sulfures polymétalliques	Ashanti (Ghana) Poura (Burkina Faso)
Huot et al., 1987	Burkina Faso	Roches volcaniques, plutoniques métamorphiques, métasédiments	Système compressif et cisailant			Silicification, carbonatation, séricitisation, chloritisation, kaolinisation, pyritisation, formation de tourmaline, zoisite préhnite	Post-orogénique (syn à post D2/D3)	Syngénétique associés avec le manganèse dans des schistes à carbonates et les amas sulfurés Epigénétique veines de quartz aurifères déformées à pyrite et tourmaline. Or disséminé associé aux sulfures	Ceintures de roches vertes de Boromo et Houndé
Béziat et al., 2000 et 2008 Bourges et al., 1998 Bamba et al., 1997			Déformation ductile	300-470°C		Quartz albite carbonates			Taparko Larafella Fété Kolé

Ils sont associés à des terrains métamorphiques variés de tous âges. Les roches encaissantes sont composées de roches vertes, et en moindres proportions de turbidites et de formations de fer. Les cratons archéen et paléoprotérozoïque (Goldfarb et al., 2005; Gosselin et Dubé, 2004) sont les plus prolifiques en regard de leur tonnage d'or (Figure 2). Les exemples types sont le craton paléoprotérozoïque ouest africain avec la ceinture d'Ashanti (Oberthür et al., 1998), le craton Archéen du Supérieur (Poulsen, 1996) au Canada et celui du Yilgarn en Australie (Cassidy et Hagemann, 2001; Joly et al., 2010). Ces cratons renferment des gîtes de classe mondiale (Figure 2).

Les gisements sont temporellement et spatialement en lien avec des processus compressifs et transgressifs de déformation induits à la convergence des marges et conduisant à formation d'orogénies (Groves et al., 1998). Ces épisodes conduisent par la suite à des épaissements crustaux (Goodwin, 1991). Le gradient géothermique élevé et la déshydratation des roches en subduction et en enfouissement permettent la génération et la migration des fluides métamorphiques. Ceux-ci sont communément aqueux et carboniques, faiblement salins et oxydants, et riches en éléments mobiles (Ridley et Diamond, 2000). Ils sont drainés le long de grands accidents crustaux à différentes profondeurs (Groves et al., 1998) de l'épizone à l'hypozone (260-650 °C et 1-5 kbar) (Figure 1). Ces fluides hydrothermaux sont dignes d'intérêt car ils s'accompagnent des concentrations en substances métalliques, comme l'or par exemple.

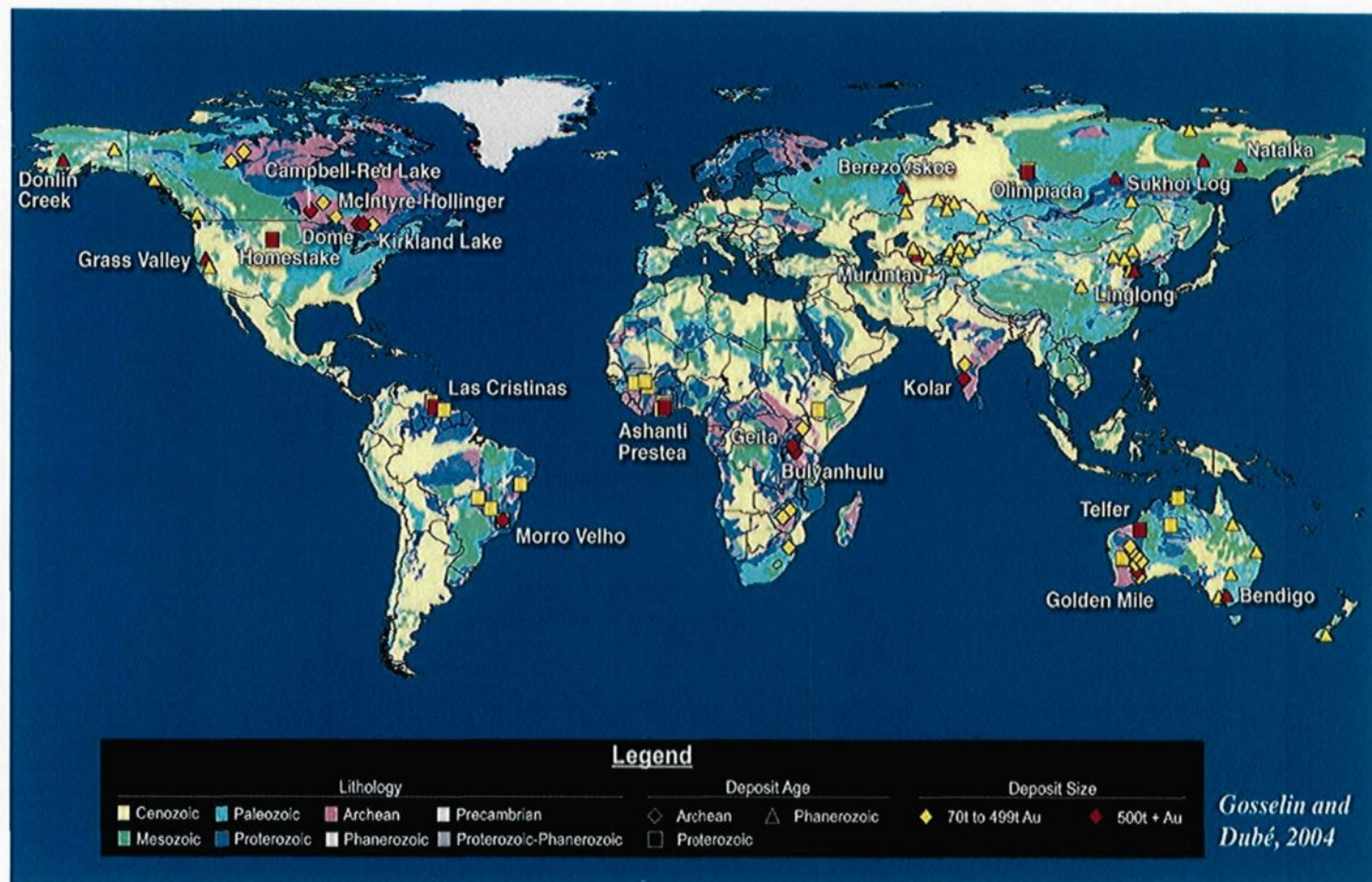


Figure 2 : Distribution des gisements orogéniques aurifères de classe mondiale avec l'âge des terrains encaissants, modifiée de Gosselin et Dubé (2004).

Les minéralisations se composent de réseaux simples à complexes de filons qui longent des zones de cisaillement de grande envergure. Les filons se composent essentiellement de quartz, de carbonates et de pyrites (Tableau 1). D'autres minéraux leurs sont communément associés tels que la tourmaline, la scheelite et l'arsénopyrite (Groves, 1993; Robert, 1996). L'altération hydrothermale des roches encaissantes se manifeste principalement par une carbonatation accompagnée d'un métasomatisme alcalin et d'une sulfuration des épontes au contact des filons (Goldfarb et al., 2001; Robert, 1996).

De tous les environnements tectoniques, les arcs volcano-plutoniques (Figure 3) sont les plus favorables à la formation de systèmes hydrothermaux et à la création de gîtes minéraux économiques (Jébrak et Marcoux, 2008). Lors de la déformation de ces environnements, des systèmes magmatiques-hydrothermaux peuvent se développer durant une période de temps s'étendant de syn-volcanique à syn-tectonique. Les chambres magmatiques ainsi créées à différentes périodes peuvent induire une anomalie thermique dissipée par l'intermédiaire de grandes cellules de convection. Ces cellules de convections sont alimentées par des fluides météoritiques ou l'eau de mer. L'expulsion des éléments volatiles contenus dans le magma, confère un pouvoir corrosif aux fluides hydrothermaux qui leur permettent de laisser leurs traces sous la forme d'altération et de minéralisation plus ou moins précoces dans l'histoire des ceintures.

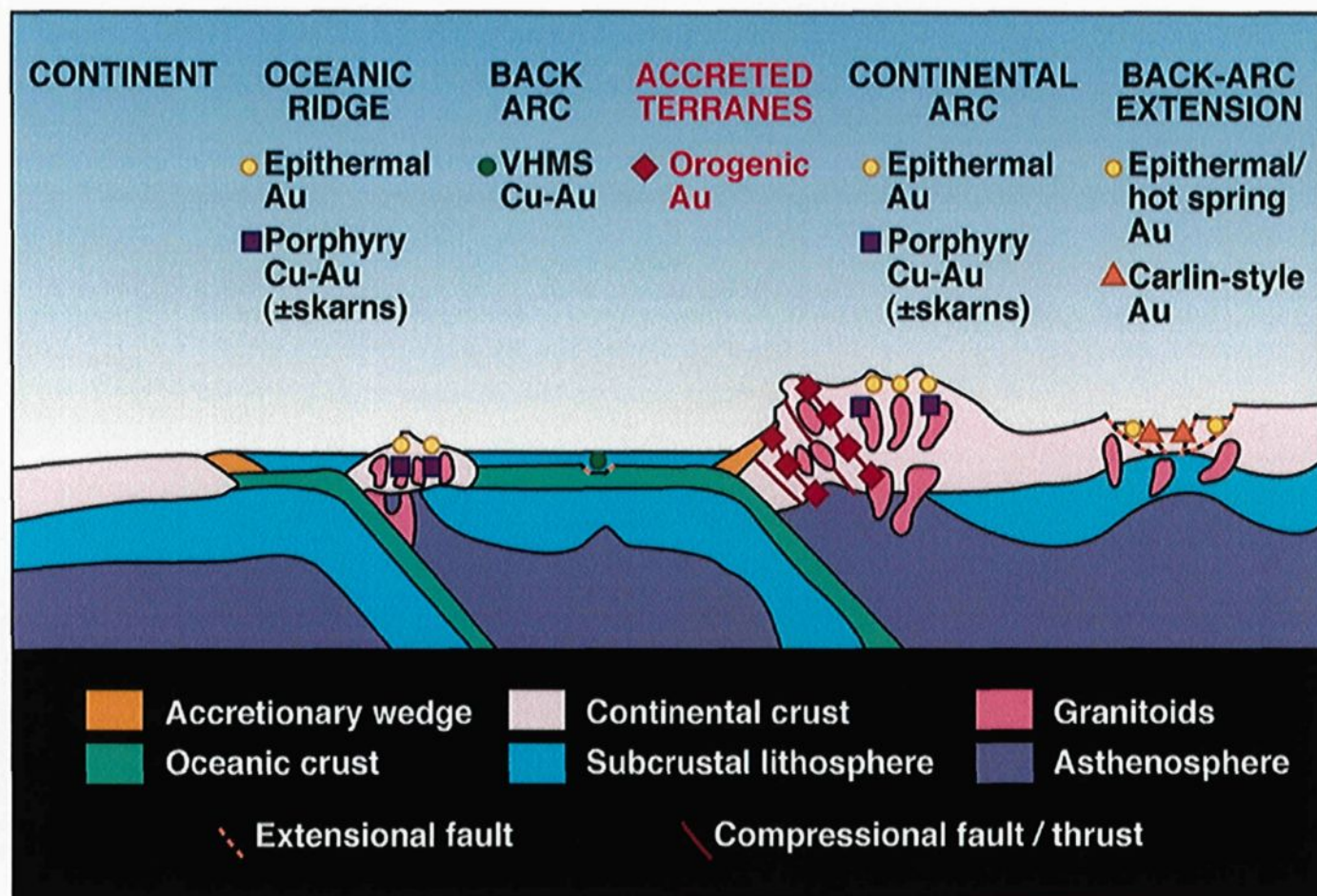


Figure 3: Environnements tectoniques des gisements aurifères, modifiée de Goldfarb et al. (2005).

Il existe plusieurs types de bassins susceptibles de contenir les minéralisations lors des épisodes tectono-métamorphiques. Les bassins d'avant arcs ou de type foreland documentés pour les ceinture de roches vertes d'Ashanti (Feybesse et al., 2006) ou d'Abitibi (Daigneault et al., 2002 et 2004; Mueller et al., 1992a) constituent des réceptacles favorables pour la circulation des fluides hydrothermaux minéralisés. En effet, les séquences stratigraphiques de ces bassins sont constituées de dépôts sédimentaires (shale, grès) et de dépôts volcano-sédimentaires signes d'érosion post-tectonique et d'activités volcaniques respectivement. Les épisodes tectono-métamorphiques qui conduisent à l'enfouissement et à la déformation de ces unités permettent la formation de ceintures de roches vertes qui pourront par la suite être l'hôte d'unités magmatiques et plutoniques, reliques d'arcs volcaniques à différents stades de l'évolution du bassin.

Les processus géodynamiques sont intenses durant la période de collision. C'est une période dominée par la déformation et le métamorphisme (généralement celui des schistes verts) qui est favorable au développement de nouveaux systèmes hydrothermaux métamorphiques dus à l'héritage métasomatique laissé dans la lithosphère lors de la déshydratation de la plaque subductée (Richards, 2007) et des altérations-minéralisations anciennes. Le contrôle structural joue un rôle majeur dans la mise en place des minéralisations. Les structures correspondent à des zones de cisaillement, des failles ou des stockworks en

domaine ductile-cassant. Le comportement rhéologique en lien avec la pression supralithostatique conduit à la formation de zones de dilatation propices aux piégeages des fluides hydrothermaux porteurs des minéralisations.

La période syn à post-tectonique est quant à elle le siège de relaxation des contraintes qui causent des relâchements de la pression des fluides (Sibson et al., 1988) favorables à la précipitation de sulfures porteur d'or. Cependant plusieurs systèmes minéralisés peuvent être formés au cours de l'évolution du système compressif (arc volcanique par exemple). Ceci soulève une problématique majeure lors de l'interprétation de l'origine du système hydrothermal, à savoir, à quel moment les minéralisations se sont-elles formées durant l'histoire géodynamique. Une détermination des relations spatio-temporelles entre les empreintes hydrothermales et les divers éléments qui représentent l'évolution de la zone étudiée (éléments volcano-plutoniques, fabriques pénétrantes reliées à la déformation régionale, paragenèses du pic métamorphique, etc.) s'avère indispensable pour répondre à l'interrogation sur l'origine du système hydrothermal (Groves et al., 1998).

Il est nécessaire de déterminer les paramètres fondamentaux à la compréhension du système hydrothermal. L'une des difficultés principales réside dans le fait de ne plus être en présence d'un système actif en 3 dimensions

comme en Nouvelle-Zélande par exemple (Mackenzie et al., 2007). Les gisements offrent communément qu'une vue bidimensionnelle sur des terrains basculés.

L'héritage géologique (tectonique, métamorphisme, altération hydrothermale etc.) rend très difficile l'interprétation d'un système fossilisé. Le métamorphisme, en plus de modifier les minéraux primaires, peut engendrer des altérations hydrothermales (carbonatation, séricitisation, chloritisation) et des structures minéralisées qui se superposent à celles préexistantes (Groves et al., 1998) ce qui rend particulièrement complexe l'interprétation (Tableau 1). De plus, sur les terrains d'Afrique de l'Ouest, la latérisation et la saprolitisation de surface empêchent de reconnaître les protolithes initiaux ainsi que les structures relatives aux déformations. Il devient alors primordial de bien étudier les relations de terrain couplées aux forages carottés et à la description des lames minces afin de dégager une chronologie relative qui peut être confirmée par la suite avec des travaux de laboratoire (LA-ICP-MS, microsonde, micro-XRF).

1.1.2 Les minéralisations aurifères en Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest (Figures 2 et 4), les gisements aurifères sont encaissés dans les ceintures de roches vertes du Protérozoïque inférieur du Birimien (2.1 Ga) en bordures des cratons. Ces ceintures renferment plus de 80% du poids métal de l'Afrique de l'Ouest (Castaing et al., 2003), mais présentent

plusieurs variantes quant au contrôle structural, les encaissants et les paragenèses des minéralisations.

Les études en Afrique de l'Ouest de Milési et al. (1989) ont permis de classifier 5 types de minéralisations aurifères (Tableau 1) basées sur la nature des roches encaissantes, les structures, la géométrie du corps et les paragenèses. Il s'agit 1) des minéralisations encaissées dans les turbidites tourmalinisées, 2) des minéralisations à sulfures disséminés encaissés dans les roches volcaniques et plutoniques, 3) des conglomérats aurifères (paléoplacers), 4) des minéralisations discordantes à arsénopyrite aurifère, et 5) des minéralisations quartzeuses discordantes à or natif et sulfures polymétalliques. Par la suite, Milési et al. (1992) ont révisé et simplifié leur classification. Ils proposent alors trois typologies de dépôts aurifères en relation avec les événements tectoniques (Tableau 1). Le type 1 correspond à des dépôts stratiformes "pré-orogéniques" associés à des zones d'extensions précoces (Loulo (Mali), Dommanget et al., 1993). Ce type correspond au type 1 de Milési et al. (1989). Le type 2 regroupe les dépôts en extension "syn-orogéniques" avec des minéralisations à or-sulfures disséminés dans des métavolcaniques ou métadiorites et les paléoplacers aurifères conglomératiques du Tarkawaïen (p. ex. Ashanti au Ghana : Oberthür et al., 1997). Finalement, le type 3 inclut les minéralisations aurifères mésothermales discordantes "post-orogéniques" qui représentent les dépôts les plus économiques (Taparko (Burkina

Faso), Bourges et al., 1998) et qui regroupent les types 4 et 5 de Milési et al. (1989).

Au Burkina Faso (Figure 4), les minéralisations orogéniques mésothermales se retrouvent également dans les ceintures de roches vertes birimiennes fortement cisillées (Traoré et al., 2006). Huot et al. (1987) distinguent deux types de minéralisation primaire (Tableau 1) : 1) le type « syngénétique », associé au manganèse dans des schistes à carbonates et à des amas sulfurés, et 2) le type « épigénétique », incluant les veines aurifères et l'or associé aux zones de cisaillement. Par la suite, Béziat et al. (2008) ont proposé une nouvelle classification basée cette fois-ci sur la géométrie et le style des minéralisations. Il en ressort alors deux types distincts de minéralisation aurifère : 1) les minéralisations associées aux veines de quartz aurifères en cisaillement ou en tension, et 2) les minéralisations disséminées que l'on retrouve plus particulièrement dans les altérations à albitites (Larafella : Bamba et al., 1997). Il est possible de retrouver les deux styles de minéralisation cités ci-dessus au sein d'un même gisement (prospect de Fété Kolé). Dans les veines de quartz aurifères de type 1, l'or est associé aux sulfures. Il existe deux exemples au Burkina Faso (Guibaré et Fété Kolé) où l'or est en association avec la tourmaline. Des cas ont également été documentés au Canada à la mine Sigma (Robert et Brown, 1986). Ces minéralisations sont temporellement interprétées comme étant

contemporaines du dernier épisode (D3) de l'orogénèse eburnéenne (Béziat et al., 2008).

En étudiant ces diverses classifications pour le cadre de l'étude, il est pertinent de déterminer si le gisement de Wona colle à l'une de ces classifications ou si des divergences sont possibles.

1.1.3 Problématique spécifique : le système de minéralisation aurifère du gisement de Wona.

Le gisement de Wona est exploité en fosse depuis février 2008 par la compagnie SEMAFO INC. Il se situe en Afrique de l'Ouest, au Burkina Faso, au sud-ouest de la capitale Ouagadougou. Avec ses réserves de 1 665 000 oz à 2,8 g/t, il constitue un gisement économique de taille non négligeable au Burkina Faso comparativement au gisement de Taparko avec ses 800 000 oz à 2,81 g/t (Bourges et al., 1998). Le gisement Wona est encaissé dans un corridor de déformation de ~4700 m de long sur 200 m de large d'orientation NE-SW au sein d'unités volcano-sédimentaires et volcaniques du Birimien (Dagbert, 2009) qui représentent les niveaux superficiels d'un bassin d'arrière arc volcanique (Milési et al., 1989). En surface et dans les latérites, la minéralisation prend la forme de corps minéralisés massifs silicifiés enracinés verticalement (Dagbert, 2009). Ces corps minéralisés silicifiés sont de dimensions variées et se répartissent de manière anastomosée le long du corridor de déformation. On retrouve à proximité

des corps, des dykes de composition felsique à basique imprégnés par la déformation qui recourent les unités lithologiques. Ces dykes semblent jouer le rôle de canalisation des fluides hydrothermaux. La typologie des minéralisations n'est pas commune (Tableau 1). Elles ne ressemblent pas aux filons de quartz aurifères (Figure 1) caractéristiques des gisements orogéniques (Groves et al., 1998). Les minéralisations se présentent sous la forme de silicifications massives diffuses qui imprègnent les unités lithologiques. La déformation est intense, elle semble être en lien avec un horizon de shale graphiteux et d'un essaim de dykes qui encaissent la déformation.

En regard des classifications et de l'importance économique du gisement, le cas de Wona constitue un laboratoire unique pour mieux documenter les processus métallogéniques liés à la concentration et à la distribution de l'or dans les terrains birimiens.

1.2 CADRE DE L'ÉTUDE

Les travaux sur le gisement de Wona sont une initiative de la Société d'Exploration Minière en Afrique de l'Ouest (SEMAFO INC.) et du laboratoire de métallogénie expérimentale et quantitative (LAMEQ) à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Ils s'intègrent dans un projet visant à déterminer les facteurs de contrôle structuraux et métallogéniques du gisement de Wona.

1.3 OBJECTIFS

En regard de la problématique, ce projet de maîtrise consiste à procéder à l'élaboration d'un modèle structural et métallogénique du gisement de Wona. Pour atteindre ce but, les objectifs secondaires suivant devront être atteints :

- 1) préciser la nature des roches encaissantes et déterminer leur influence possible sur la distribution spatiale des minéralisations;
- 2) caractériser les épisodes de déformation et leurs liens avec les minéralisations;
- 3) déterminer la nature des minéralisations et des altérations;
- 4) déterminer le rôle des shales graphiteux sur les minéralisations aurifères;
- 5) préciser le rôle des dykes;
- 6) formuler des guides d'exploration à l'échelle du dépôt dans un modèle intégré applicable à l'exploration.

Ces objectifs secondaires visent à préciser l'objectif principal. Chaque objectif est étudié avec minutie afin de répondre au but et d'obtenir une meilleure connaissance des processus de mise en place des minéralisations aurifères afin de formuler des guides d'exploration applicables à la zone d'étude ainsi que dans d'autres contextes similaires.

1.4 MÉTHODOLOGIE

Afin d'accomplir nos objectifs, nous allons dans la partie suivante décrire l'approche méthodologique (Tableau 2). La méthodologie proposée vise à déterminer les facteurs de contrôle de la minéralisation, tels que la lithologie, la minéralogie, les relations entre les structures et la chronologie de mise en place. Les travaux nécessaires à l'aboutissement de ce projet seront divisés en deux parties : les travaux de terrain au Burkina Faso et les travaux de laboratoire au sein de l'université de l'UQAC. La collecte des données c'est échelonnée sur une période de deux ans dont deux périodes de 6 mois au Burkina Faso pour l'accès au terrain et l'échantillonnage durant 2008 et 2009. Le traitement des données et des travaux de laboratoire ont été réalisés à l'UQAC pendant les sessions d'hiver 2009 et 2010.

Dans la suite de ce paragraphe, les différents objectifs secondaires sont décrits succinctement. Une description plus détaillée est présentée dans les chapitres 2, 3, 4 et 5 qui traitent ces objectifs secondaires.

1.4.1) Préciser la nature des roches encaissantes et l'influence sur la distribution spatiale de la minéralisation

Ce premier volet a permis de collecter les informations de base nécessaire à l'étude. Le but était d'identifier et comprendre le contexte géologique local de la minéralisation du gisement de Wona à travers l'étude des différentes unités lithostratigraphiques et lithodémiques et de leurs géométries. Pour ce faire une carte géologique a été produite à l'échelle 1 : 2000. L'emphase a été mise sur la pétrographie, la gîtologie et sur les éléments structuraux afin de faire ressortir les éléments de contrôle des fluides hydrothermaux. La difficulté majeure était la forte saprolitisation des unités de surface cela rendait difficile l'observation en affleurements et de la conservation des structures primaires et secondaires. Pour y remédier, une description de plus de 20 000 m de carottes de forage a été produite afin de corrélérer les unités de surface et celles en profondeur. Les relations de chronologie relative entre les éléments de volcanisme, sédimentation, déformation, minéralisation et altération ont été étudiées avec minutie. Une étude pétrographique et minéralogique sur des lames minces polies avec couvre objet a permis de caractériser les paragenèses minéralogiques primaires, hydrothermales et métamorphiques pour chaque lithologie.

1.4.2) Caractérisation des épisodes de déformation et lien avec la minéralisation

Les travaux de terrain dans la fosse de Wona ont permis de faire ressortir les principaux traits structuraux. L'objectif ici n'était pas de faire une cartographie détaillée de toutes les structures mais d'avoir une vue d'ensemble permettant de dégager le contexte cinématique et les principales relations de recoupement. Les relations de recoupement entre les diverses structures levées cartographiées couplés aux détaillées des carottes de forages ont constituées l'essentiel des travaux. En effet, les divers recoupements et structures montrant des critères de déformation ont permis de dégager une chronologie relative associées aux divers épisodes de déformation. Les microstructures de déformation et les relations minérales ont été décrits à l'aide de la pétrographie optique.

1.4.3) Rôle des dykes sur la minéralisation aurifère

A Wona, on retrouve des intrusions de dykes PQF et dioritique avec des textures grenues à microgrenues. Ces dykes sont de puissances variables, déformés et ont une relation spatiale avec la minéralisation. On les retrouve de chaque bord des corps minéralisés. Une étude des carottes de forage a permis de voir les répartitions spatiales, l'intensité de la déformation et émettre des hypothèses sur le contrôle structural des ces dykes sur la minéralisation. Des analyses lithogéochimiques sur 5 dykes ont été produites par l'INNA dans le but

d'acquérir des données quantitatives nécessaires à la caractérisation géochimiques. Les études pétrographiques et les résultats des analyses lithogéochimiques ont permis d'émettre la nature des dykes, les paragenèses et leurs géochimies.

1.4.4) Rôle des shales à graphite sur la minéralisation aurifère

Le gisement de Wona est bordé sur sa partie Ouest par des unités sédimentaires de shales à graphite, de puissances variables en relation avec la minéralisation. Ces shales à graphite ont un lien avec la déformation et la précipitation de l'or, jouant un rôle de faiblesse rhéologique (anisotropie) et de piège chimique. Pour ce faire une étude des carottes de forage a permis de déterminer les types de shales, leurs déformations et leurs répartitions spatiales par rapport à la minéralisation. Cette étude a émit des hypothèses sur le contrôle structural des shales à graphite sur la minéralisation.

1.4.5) Déterminer la nature des minéralisations et des altérations

La caractérisation de la minéralisation a comportée une étude détaillée des zones minéralisées dans les carottes de forage. Une emphase particulière a été portée sur les types de silicification, sur les types de sulfures (famille, distribution et habitus) et sur les altérations englobant la minéralisation (séricite, chlorite,

épidote). Les lames minces avec couvre objet ont permis d'identifier les assemblages minéralogiques, les textures des altérations et d'évaluer la distribution de la minéralisation aurifère. Des lames minces polies ont été utilisées pour faire des analyses quantitatives en éléments traces sur les sulfures à l'aide du Laser Ablation-Inductively Couple-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Les cristaux analysés ont été sélectionnés de manière à fournir un échantillonnage représentatif des différentes structures minéralisées et des différentes familles de pyrite et arsénopyrite. Les résultats ont conduit à caractériser les minéralisations, de mettre en évidence une zonalité dans la distribution spatiale des minéralisations à l'échelle de la zone d'étude et de tester la présence de plusieurs générations de sulfures et leur association avec l'or.

Quatre échantillons de deux sections de forage contenant de la magnétite ont été analysés à la microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval et au LA-ICP-MS de l'Université du Québec à Chicoutimi. Pour chaque section, un échantillon fut prélevé de chaque côté externe de l'enveloppe de la minéralisation afin de déterminer une possible zonalité de la composition de ces magnétites.

Des analyses en éléments majeurs ont été effectuées sur les carbonates (Micro-XRF) à l'Université du Québec à Chicoutimi. L'emphase était portée sur la

Tableau 2 : Objectifs et Méthodologie

Objectif principal	Objectifs secondaires	Méthodologie	Appareillage
Élaboration d'un modèle structural et métallogénique du gisement de Wona, Burkina Faso	Caractériser la nature des roches encaissantes et influence sur la distribution spatiale de la minéralisation	Cartographie détaillé de la fosse et des forages et échantillonnage	Terrain
		Analyses pétrographiques et minéralogiques	Microscope optique (UQAC)
	Chronologie des épisodes de déformation associée à la minéralisation et leur cinématique	Cartographie, relation de recoupement des structures	Terrain
		Détermination des paragenèses minérales	Microscope optique (UQAC)
	Rôle des dykes sur la minéralisation aurifère	Cartographie détaillé des forages et de la fosse	Terrain
		Analyses pétrographiques et minéralogiques	Microscope optique (UQAC)
		Analyses lithogéochimiques	INAA (UQAC)
		Cartographie détaillé de la fosse et des forages et échantillonnage	Terrain
	Rôle du graphite sur la minéralisation aurifère	Analyses pétrographiques et minéralogiques	Microscope optique (UQAC)
		Distribution des éléments traces dans les sulfures	LA-ICP-MS (UQAC) Microsonde (Laval)
	Caractérisation de la minéralisation et des altérations	Composition des carbonates en éléments majeurs	Micro-XRF (UQAC)

variation de la composition chimique des carbonates en vue de déterminer l'évolution de l'altération au sein de la zone de déformation en s'approchant des zones minéralisées.

1.5 STRUCTURE DU MÉMOIRE

Après une description du cadre géologique régional au chapitre I, le deuxième chapitre présentera la géologie locale du gîte de Wona. Plus spécifiquement, une description des différentes unités lithologiques du gîte d'un point de vue mégascopique et microscopique sera présentée. Quelques analyses lithogéochimiques en éléments majeurs sur les dykes seront également présentées en complément. L'analyse structurale sera exposée dans le chapitre III, à partir de l'étude des différentes fabriques et des relations chronologiques afin de déterminer les différents épisodes tectoniques. Dans le chapitre IV, la description des minéralisations, les analyses en éléments traces des sulfures ainsi que les différents facteurs de contrôles des minéralisations seront abordés. Le chapitre V, introduira les différents types d'altérations présents dans le gîte. Une emphase particulière sera mise sur la zonalité spatiale des carbonates. Le chapitre VI permettra d'intégrer et de discuter des résultats dans un modèle métallogénique. Enfin, le chapitre VII sera consacré aux conclusions de cette étude.

1.6 CONTEXTE GÉOLOGIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST

Les roches constituant le craton d'Afrique de l'Ouest résultent d'une histoire géologique complexe et polyphasée. La dorsale de Léo (ou de Man) dans le craton Ouest Africain est essentiellement constituée de roches précambriennes qui forment le nucleus archéen de Man (ou domaine Kénéma-Man) à l'ouest, et le domaine Paléoprotérozoïque (ou domaine Baoulé-Mossi) à l'est (Figure 4). Dans le domaine Baoulé-Mossi, des roches à caractère essentiellement juvénile dont les âges birimiens sont compris entre 2,2 et 1,9 Ga sont retrouvées (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Allibone et al., 2002).

Les études de Leube et al. (1990) divisent la stratigraphie du Birimien en deux parties. Les séries du Birimien inférieur (B1), à dominance sédimentaire, sont constituées d'intrusions de dacite/rhyodacite, de sédiments volcanoclastiques, greywacke en intercalation avec des cherts, des shales noirs et des roches sédimentaires, le tout est métamorphisé (Hirdes et al., 1996; Milési et al., 1991 et 1992). Les séries du Birimien supérieur (B2) consistent en des laves tholéitiques de composition basaltique avec des laves intermédiaires et des roches pyroclastiques (Leube et al., 1990; Milési et al., 1991 et 1992). Les roches métavolcaniques et métasédimentaires, maintenant reconnues partout dans la dorsale comme les plus précoces (Birimien inférieur B1), forment des ceintures qui sont recoupées par les grands batholites de tonalite, trondhjémite et granodiorite (Birimien supérieur B2) (Caby et al., 2000; Gasquet et al., 2003).

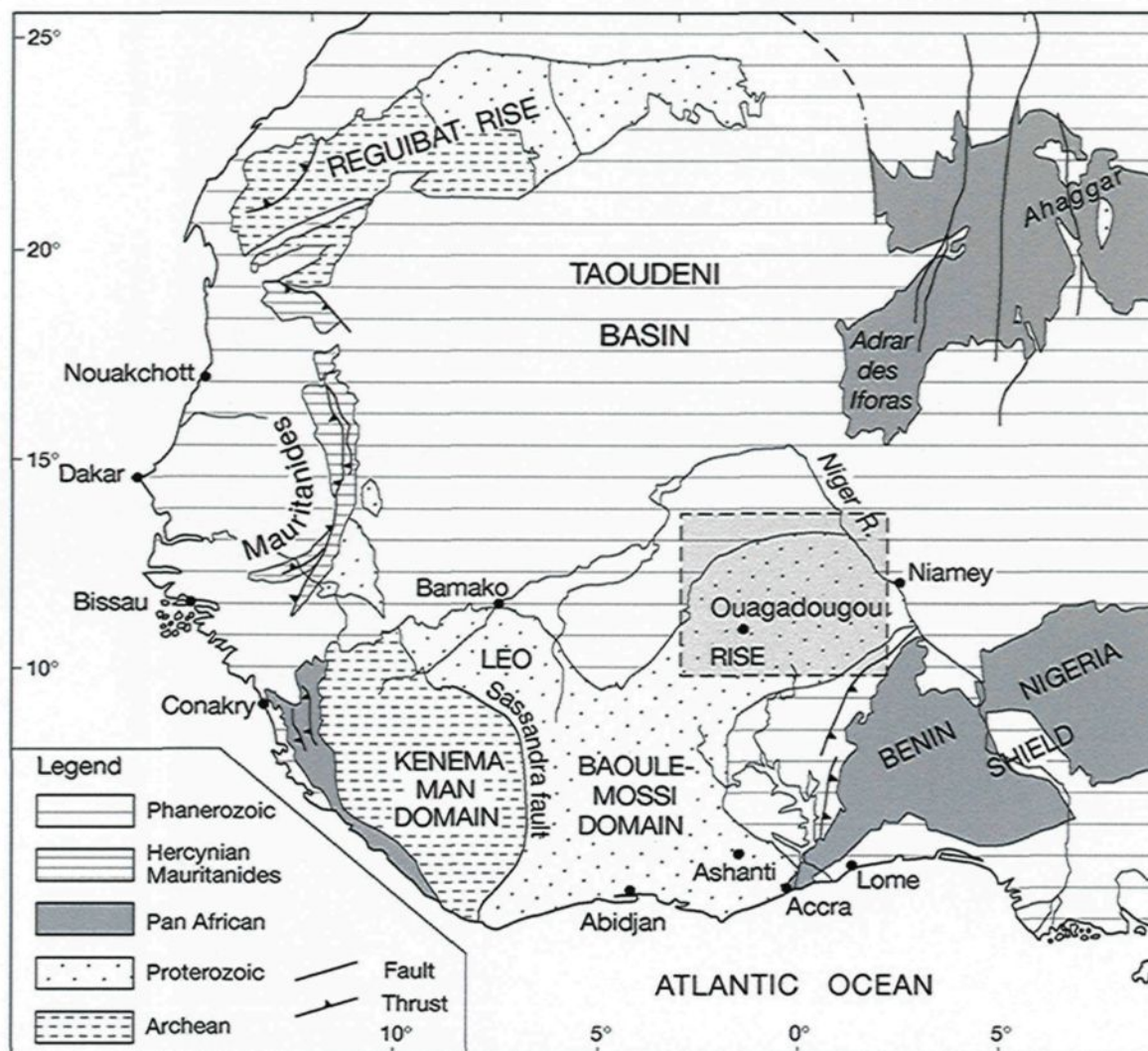


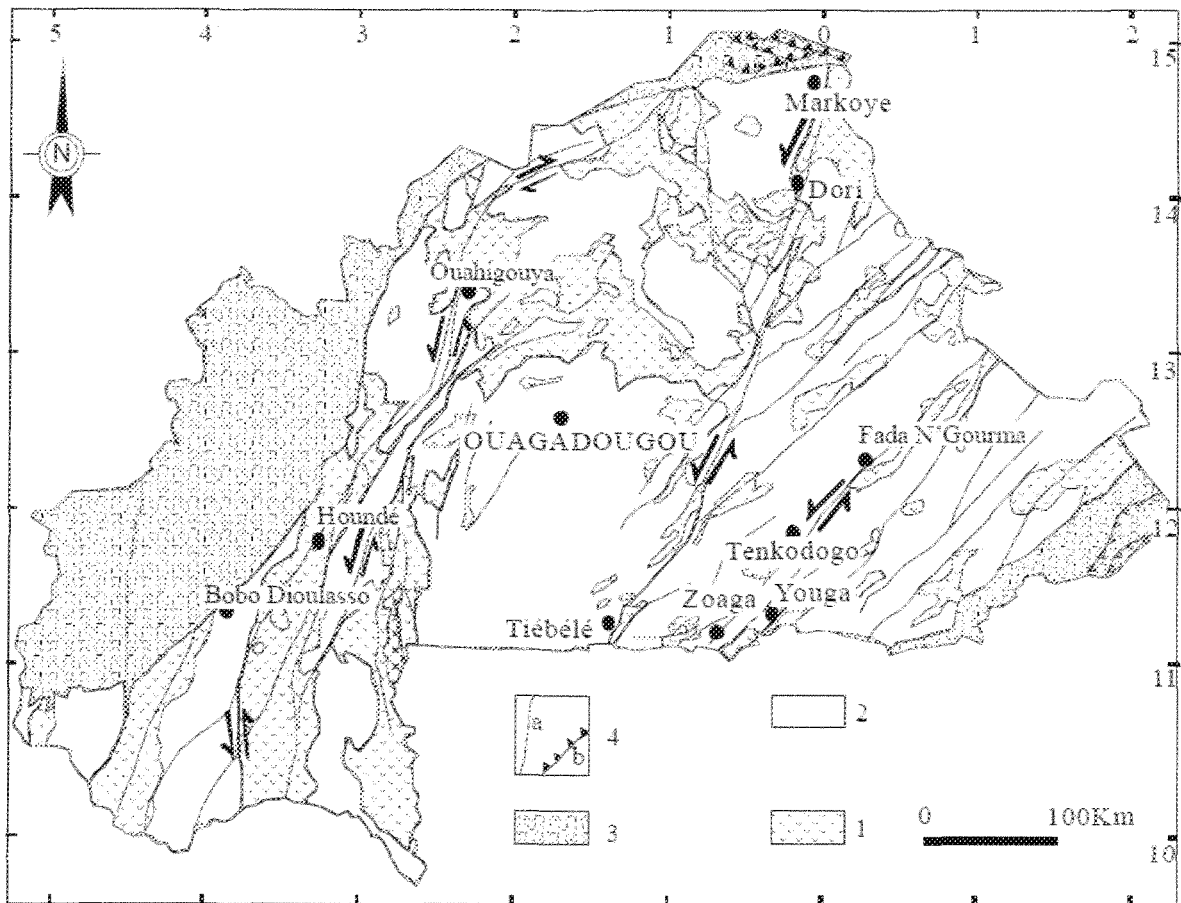
Figure 4 : Carte géologique simplifiée du craton ouest africain (Béziat et al., 2008).

Ces deux ensembles sont recoupés postérieurement par des granitoïdes de compositions variées allant de calco-alcalin à l'alcalin (Naba et al., 2004).

L'organisation du craton ouest africain résulte d'une évolution structurale polycyclique (Milési et al., 1989). La littérature fait ressortir trois phases de déformation D1, D2 et D3 (Ledru et al., 1991; Milési et al., 1989; Feybesse et al., 1996) durant l'épisode éburnéen (2.1 Ga). La première phase de déformation tectonométamorphique D1 serait caractérisée par une tectonique collisionnelle marquant la limite entre le craton archéen et le domaine protérozoïque. Cette collision se serait déroulée entre 2112-2100 Ma et aurait eu pour conséquence de former la chaîne éburnéenne. Elle s'organise autour d'une zone de suture de direction WNW-ESE. Les phases de déformation D2 et D3 correspondent à des phases de cisaillement transcurrentes. La phase D2 se serait produite entre 2096-2073 Ma. Elle serait responsable de la déformation en structures plicatives et d'une première génération de grands décrochements N-S à NE-SW à dominance senestre, de chevauchements et de plissements associés. La phase D3 est particulièrement bien documentée au Burkina Faso. Elle prend une grande importance conduisant à la formation de plis contrôlés par des décrochements dextres et senestres responsables des grands décrochements NE-SW dans les ceintures de roches vertes (1982 ± 30 Ma). D'autres auteurs (Einsenlohr et Hirdes, 1992; Blenkinsop et al., 1994 et Gasquet et al., 2003) proposent une phase unique de déformation progressive qui commence par un raccourcissement régional NW-

SE qui se poursuit au sein des zones de cisaillement bien connues dans l'ensemble du domaine Baoulé-Mossi. C'est dans ces types de structures que se trouvent la majeure partie des gisements aurifères et les plus gros potentiels pour l'exploration minière aurifère.

Parallèlement à cette interprétation de Milési et al. (1992), d'autres auteurs comme Einsenlohr et Hirdes (1992), Blenkinsop et al. (1994), proposent une phase régionale de raccourcissement NE-SW qui affecte le Birimien tout entier y compris les sédiments du Tarkwaïen. Cette phase de raccourcissement coïncide selon ces auteurs avec le pic de l'événement tectonométamorphique éburnéen (~2100-2090 Ma). Notons que cet intervalle de temps est relativement le même que celui de la déformation D1 de Milési et al. (1992) et Feybesse (2006). Selon Einsenlohr et Hirdes (1992) et Blenkinsop et al. (1994), cette phase de faible déformation a évolué progressivement en une phase de forte déformation localisée au sein de couloirs étroits (les zones de cisaillement transcurrentes). Il est récemment apparu à travers la campagne de cartographie du Burkina Faso (Castaing et al., 2003) que certaines zones de cisaillement transcurrent N-S pouvaient être postérieures aux zones de cisaillement NE-SW, tel le cas de la zone de cisaillement de Tiébélé-Dori-Markoye (Figure 5).



Echelle: 1/5 000 000

Figure 5 : Carte géologique et structurale simplifiée du Burkina Faso. 1) Ceintures de roches métavolcaniques et métasédimentaires, 2) Tonalite, Trondhjemite et granodiorite (TTG), 3) Couverture sédimentaire (Néoprotérozoïque à Phanérozoïque) et 4) a) Cisaillement et b) chevauchement. Modifiée de Castaing et al. (2003).

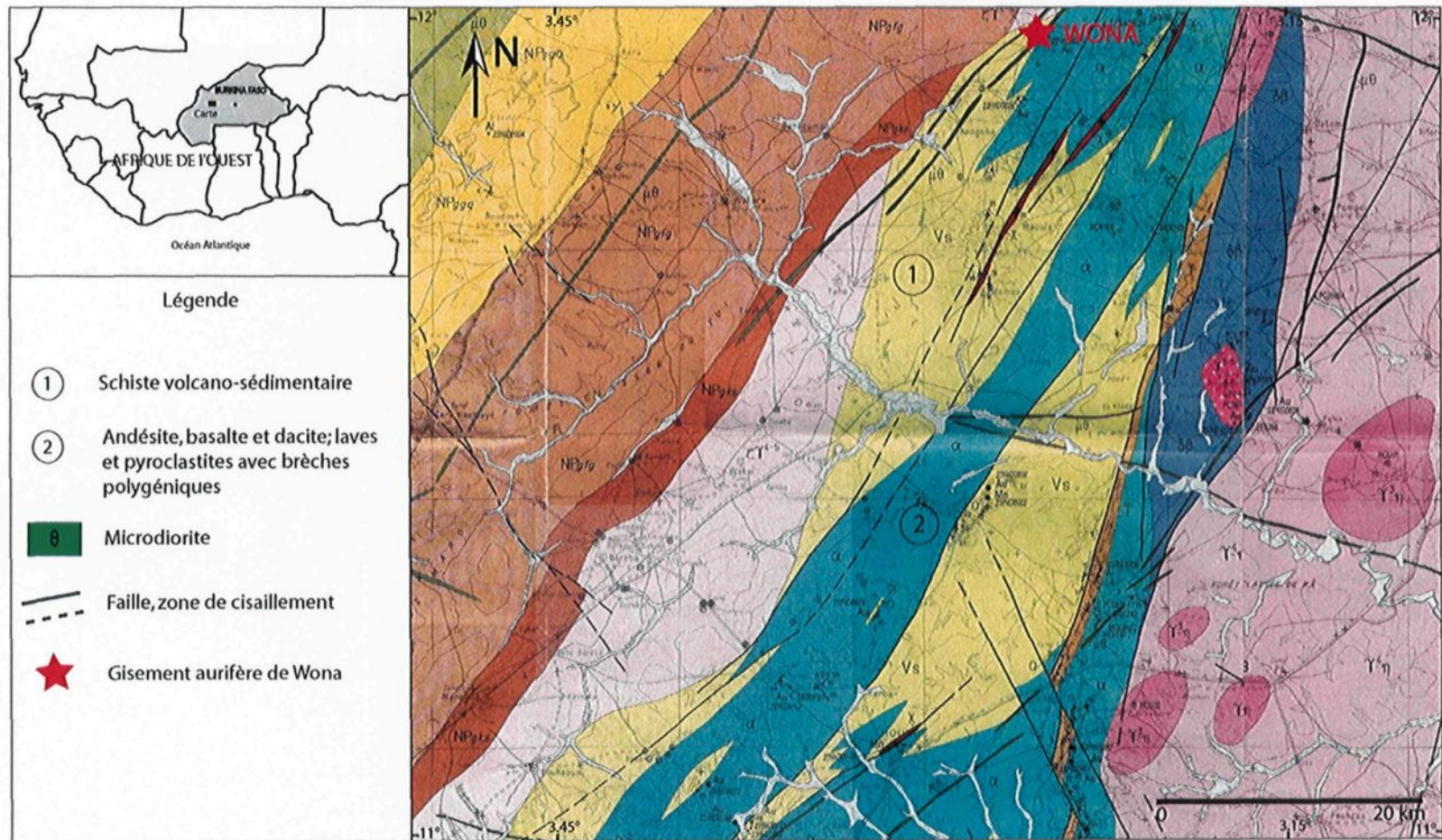


Figure 6 : Carte géologique régionale de la ceinture de Houndé, modifiée de Metour et al. (2003).

1.6.1 Géologie régionale

Le gisement de Wona est localisé au sein de la ceinture de roches vertes de Houndé d'orientation NNE-SSW (Figure 6). Cette ceinture est composée des terrains d'âge paléoprotérozoïque qui appartiennent au socle birimien (B1 et B2) et d'une couverture néoprotérozoïque en discordance, qui correspond au bassin de Taoudéni, qui se développe dans le Nord-Ouest (Figures 5 et 6). L'orientation NNW-SSW est interprétée comme un raccourcissement global NW-SE associé à l'orogénèse éburnéenne (2.1 Ga) (Metour et al., 2003). Les terrains volcano-sédimentaires et plutoniques sont disposés en une ceinture d'orientation NNE-SSW au sein des formations plutoniques.

D'un point de vue lithologique, on retrouve des terrains volcano-plutoniques incluant andésites, basaltes amphibolitisés, roches volcaniques acides (ensemble du Birimien inférieur) datés à 2171 ± 7 Ma et mis en place pendant la formation d'arcs volcaniques. Ces corps volcano-plutoniques sont intercalés par des lanières de schistes volcano-sédimentaires, de tuffite et de chert rubané qui correspondent à la séquence du Birimien supérieur (Metour et al., 2003). L'hypothèse développée par Metour et al. (2003) est que ces séquences volcano-sédimentaires témoignent de l'évolution d'un bassin d'arc volcanique profond, repris par une cinématique de raccourcissement crustal NW-SE initiant l'orogénèse d'accrétion éburnéenne à partir de 2150 Ma. Les ceintures sont ensuite verticalisées et cisillées par la mise en place de grandes zones de cisaillements d'orientation NNE-SSW ce qui

correspond aux épisodes de déformation D2 et D3 (Metour et al., 2003 et Milési et al., 1989).

Les formations plutoniques intrusives sont tardives et assurent la cratonisation de l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest représentées par des granodiorites, tonalites et diorites quartzifères datées à 2109 ± 2 Ma suivies de massifs de granites, granodiorites et tonalites (2106 ± 7 Ma) et quelques petits corps de leucogranites. Les contraintes dues à la convergence vont continuer à s'exercer induisant un rejeu fragile de cisaillement.

En discordance sur cet ensemble, la formation des grès siliceux à galets du Tarkwaïen (Milési et al., 1989; Oberthür et al., 1998; Pigois et al., 2003) forme une bande continue dans la partie est de la ceinture de Houndé. Cette séquence correspond au démantèlement de l'orogénèse éburnéenne. À partir de 1810 Ma, on observe des intrusions de dykes doléritiques dont l'intensité de l'injection culminera au Jurassique inférieur en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Plusieurs événements de déformation ont affecté les roches de la région. La structuration NNE-SSW affecte une grande partie des terrains paléoprotérozoïques à la fois sous forme de déformation ductile hétérogène et de grandes failles. Elle se localise notamment au niveau de couloirs mylonitiques qui montrent une cinématique senestre. Cette déformation mylonitique représente un pic d'intensité

de la déformation antérieure à 2106 ± 7 Ma du fait que les granites circonscrits sont tardifs et non déformés. La structuration NNE-SSW se poursuit de manière plus discrète par une déformation syn-magmatique dans les granitoïdes à l'Est (Metour et al., 2003).

Les séquences du Birimien sont affectées par un métamorphisme aux faciès des schistes verts, avec des assemblages minéralogiques à chlorite-muscovite (Milési et al., 1989 et 1991; Boissière et al., 1996) durant l'orogénèse éburnéenne.

CHAPITRE II

UNITÉS GÉOLOGIQUES LOCALES

2.1 INTRODUCTION

La zone minéralisée de Wona a été découverte en 2000 par des anomalies géochimiques et géophysiques (Gradient IP). Des tranchées furent réalisées par la suite et des forages RC dans les zones latéritiques. Dès 2001 des interprétations géophysiques couplées à des forages ont permis de faire en 2004 une première estimation des ressources-réserves et de démontrer que la minéralisation s'étalait sur plus de 1600 m en direction NE-SW.

Une exploration plus poussée durant 2003 et 2005 a permis de réaliser des travaux de cartographie sommaire du gisement de Wona, de la géophysique MAG et des forages carottés. Les études pétrographiques, essai de valorisation CIL et mesure de densité ont conduit aux travaux de certification de la structure de Wona en 2006.

Ces travaux ont mené à l'étude de faisabilité et d'impact environnemental et, par la suite en février 2008, à la mise en fonction de la production de l'usine. L'excavation actuelle est en fosse et un projet de mine souterraine est actuellement en étude de faisabilité ce qui rend ce sujet de maîtrise particulièrement intéressant d'un point de vue académique et économique.

Ce chapitre porte sur la géologie locale et la description pétrographique des unités lithologiques du gisement de Wona, afin de mieux caractériser les relations entre déformation, altération et minéralisation. Les unités volcano-sédimentaires sont décrites comme un grand ensemble alors que les unités intrusives seront traitées individuellement.

2.2 GÉOLOGIE LOCALE

Le gisement de Wona est encaissé dans un corridor de déformation mylonitique connu sur ~4700 m (14 200N-18 900N) de long par ~200 m de large et d'orientation moyenne N045 (Figure 7). Ce corridor est développé au sein d'unités volcanoclastiques du Birimien (2.1 Ga) (Figures 7 et 8), métamorphisées aux faciès des schistes verts. Les unités consistent en des bandes de volcanoclastites intercalées avec des shales à graphite (Figure 8). Une unité gréseuse est également observée (Figure 7) hors de la fosse.

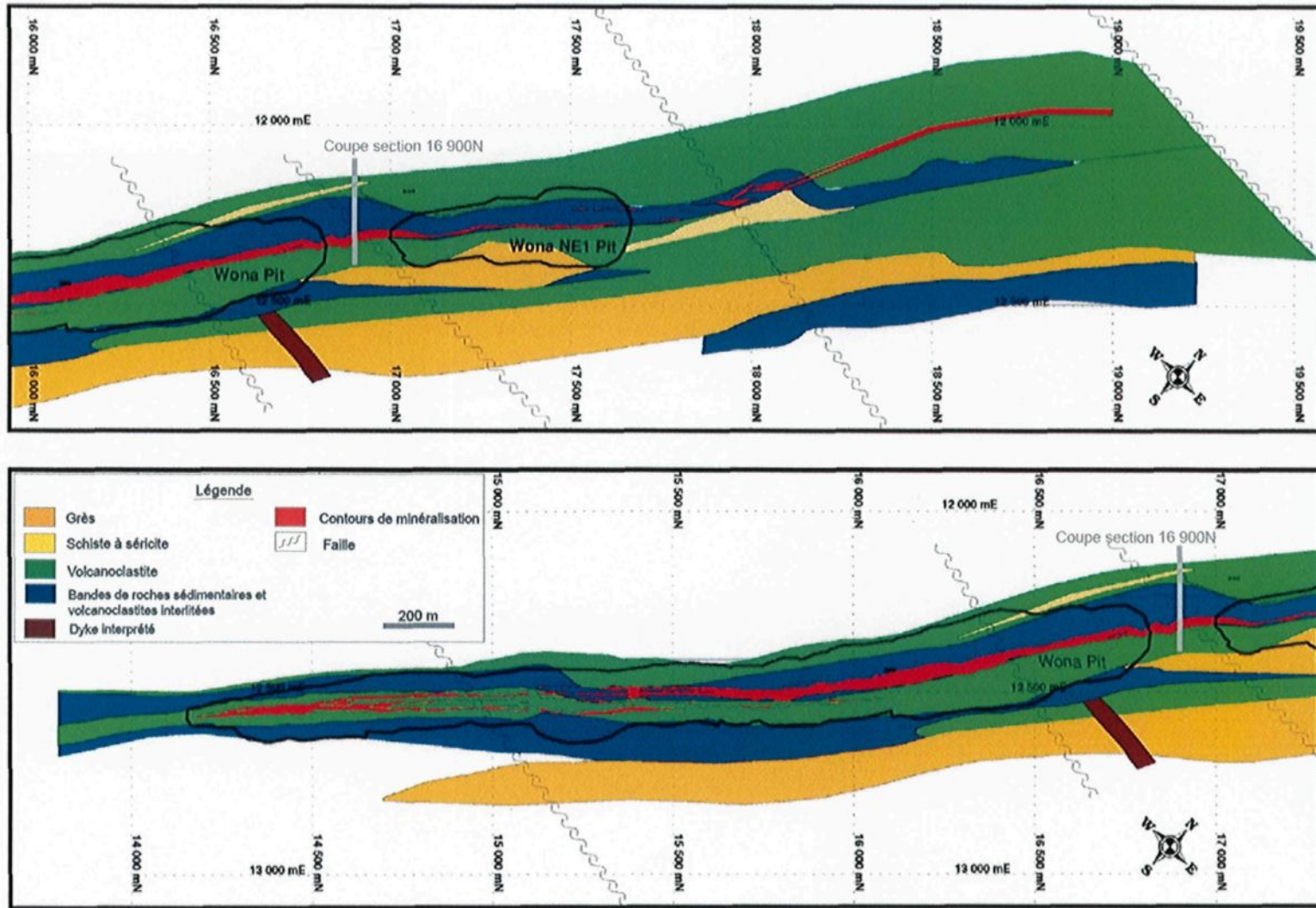


Figure 7 : Géologie locale avec extension des fosses dans la partie NE. Modifiée de SEMAFO, 2010.

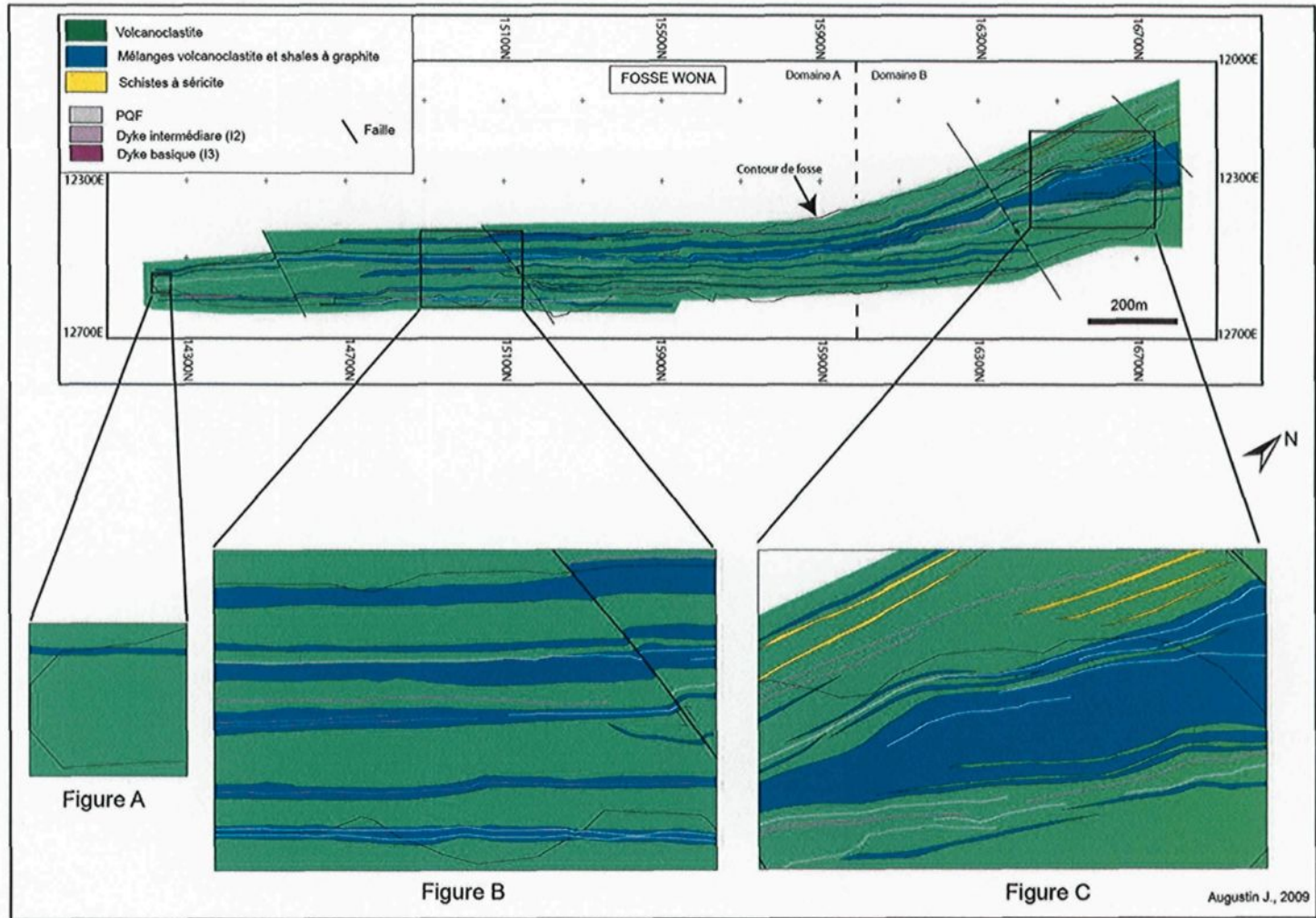


Figure 8 : Carte géologique de la fosse de Wona.

Cette unité est probablement le produit d'érosion de l'orogénèse éburnéenne datée du Tarkwaïen (2149-2132 Ma, Davis et al., 1994). Elle ne sera pas décrite ici car elle se situe à l'extérieur du terrain d'étude. Les unités intrusives majeures sont de deux types, des intrusions métriques de PQF et de microdiorites. Des dykes mafiques ainsi que des filons-couches décamétriques (~30 m) sont identifiées. Ces deux dernières seront décrits succinctement dans la suite de ce mémoire. Les dykes sont nombreux dans le domaine B (Figure 8C) où ils prennent la forme d'essaim; le domaine B étant plus riche en shales à graphite. Les hypothèses possibles pour expliquer cette distribution sont liées à la proximité du centre intrusif et à la flexure de direction NW qui permet la dilatation des plans de schistosité (Figures 7 et 8).

L'ensemble du gisement est affecté par une fabrique planaire et linéaire principale (S2), pénétrante, de direction N045 à plongement 15° NE (Carte en pochette, Domaine A), qui atteint son paroxysme au centre du gisement avec le développement d'une schistosité de flux. À partir de la section 16 000N (Domaine B), la schistosité principale (S2) prend une direction ~N035 avec une linéation d'étirement à 25 NE (carte en pochette). Une deuxième fabrique correspondant à des clivages en compression de direction N085 recoupe les unités. Le faciès métamorphique est celui des schistes verts (Milési et al., 1989, Oberthür et al., 1998).

En surface, dans les latérites, la minéralisation prend la forme de corps minéralisés massifs silicifiés enracinés verticalement (Dagbert, 2009). Ces corps silicifiés sont de puissances variables, intensément déformés et répartis de manière anastomosée (Figure 7) le long du corridor de déformation mylonitique (Gaboury, 2008). Une linéation d'étirement à plongement NE, est imprégnée dans les murs de ces corps. Dans les murs de la fosse, à l'extérieur de secteur d'étude, Gaboury (2008) a rapporté des linéations d'étirement verticales d'orientation NE-SW, d'origine précoce (D1).

Les altérations sont intenses et montrent des zonalités au sein du gisement. Ainsi, on trouve des altérations à calcite et chlorite dans les parties externes de la minéralisation. Dans la partie centrale, la séricitisation et la carbonatation de type ankérite-dolomie prennent le dessus avec la mise en place de la silicification qui porte la minéralisation aurifère principale en association avec les sulfures disséminés.

2.3 LES UNITÉS SÉDIMENTAIRES DE LA ZONE D'ÉTUDE

Les unités sédimentaires sont présentes sur tout le terrain d'étude (Figure 8). Elles consistent en des alternances de bandes de volcanoclastites verdâtres, de granulométries divers (tufs fins/lapilli) et de bandes de shales à graphite (Figures 8 et 9). On retrouve également des zones de mélanges entre les

volcanoclastites et les shales à graphite qui sont considérés ici comme une unité lithostratigraphique. L'empreinte structurale est présente et peut engendrer un mélange tectonique comme, le long de plans de failles multiples et imbriquées.

Les zones de mélanges sont définies comme ayant plus de 10% de contamination de l'une des unités sédimentaires citées ci-dessus. Cette méthode permet de créer une unité lithostratigraphique intermédiaire entre les volcanoclastites et les shales à graphite et de faciliter les travaux de cartographie. Les unités sont d'orientation NE-SW, à pendage subvertical, fortement déformées et altérées. Une fabrique planaire fortement pénétrante (S2) affecte toutes les unités. En surface, il est difficile de déterminer les protolithes initiaux en raison des phénomènes de latérisation et de saprolitisation qui peuvent atteindre jusqu'à 40 m de profondeur.

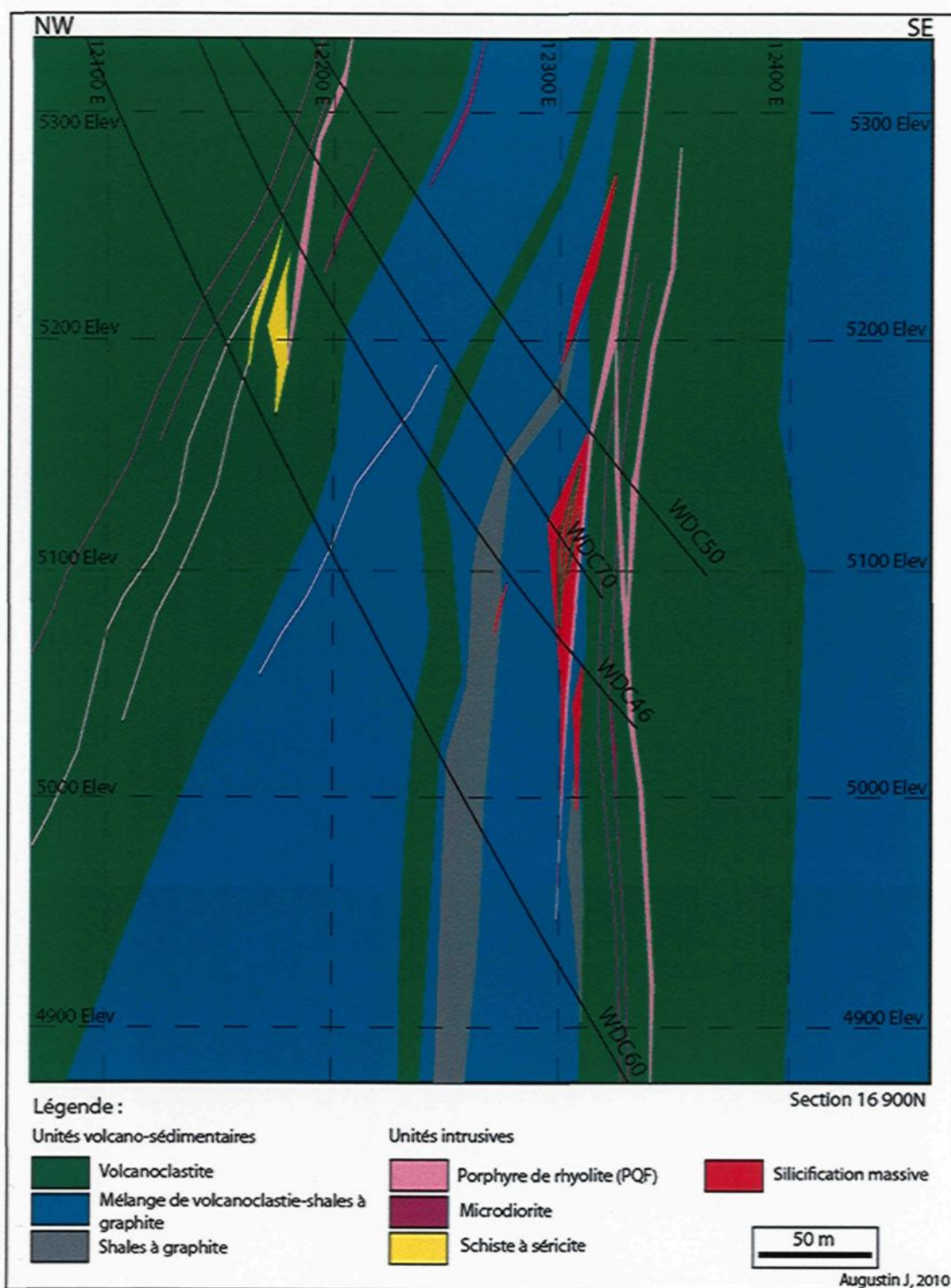


Figure 9 : Interprétation de la séquence stratigraphique de la section 16 900N.

2.3.1 Bandes à volcanoclastites

Sur le terrain, les volcanoclastites sont de couleur verdâtre (figure 10A) avec des interlits bruns qui correspondent à l'oxydation des carbonates de fer (ankérite-dolomie) (Figure 10B). Une fabrique planaire principale (S2) est bien imprégnée et se manifeste par un rubanement mylonitique intense (Figures 10A et 10C). Aucune structure sédimentaire n'est visible liée à la superposition des structures de déformation. Les unités sont verticalisées ce qui permet de constater localement des variations latérales de la granulométrie de fin à grossier (lapilli) (Figure 9). Leurs puissances sont variables de métriques à décamétriques et d'une grande continuité. Les contacts avec les unités de shales à graphite sont difficiles à observer sur le terrain. On note généralement une transition sous forme d'une alternance de lits millimétriques et centimétriques. En revanche, les dykes sont facilement observables. Les unités de volcanoclastites sont constituées de tufs fins et de tufs à lapillis. Ces deux types sont basés sur la variation de la granulométrie (Fisher, 1967).

2.3.1.1 Tuf fin

Les tufs fins (volcanoclastites) ont des grains de taille inférieure à 0,63 mm. Ces tufs sont caractérisés par des textures primaires fines grano-lépidoblastiques et microgranoblastiques (Tableau 3).

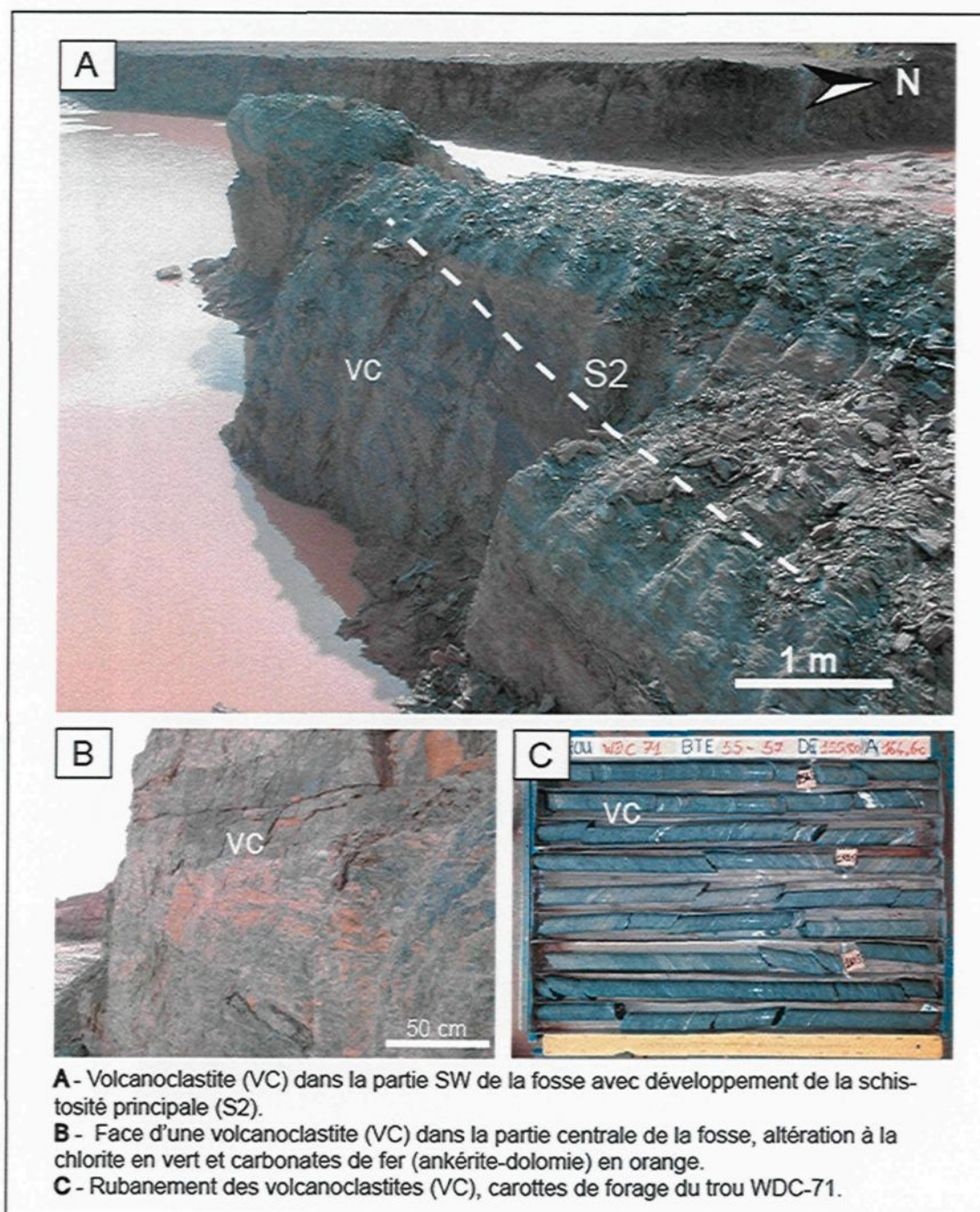


Figure 10 : Vue mégascopique en fosse et en carottes de forage des unités volcanoclastites.

Tableau 3 : Synthèse des observations pétrographiques pour les différentes lithologies du gisement de Wona

Unité	Lithologie	Texture	Minéralogie et particularité	Altération		Minéralisation	
				Zone aurifère	Zone non-aurifère	Zone aurifère	zone non-aurifère
Sédimentaires de volcanoclastites	<u>Tuf fin</u>	Texture microgranoblastique et lépidoblastique	Quartz mono et polycristallins (60-70%) de taille entre 10 et 300 µm. Reliques de plagioclases calciques 3-5% sub-idiomorphes. Fragments lithiques (1-3%).	Silicification + à +++ Ankérite ++ Dolomie ++ Séricite ++ Chlorite + Epidote +	Calcite +++ Chlorite +++ Silicification + Séricite + Épidote + Fushite +	Pyrite disséminée et en amas 4-13% Arsénopyrite idiomorphe 2-6% Rutile 1% Chalcopyrite 1%	Pyrite idiomorphe 0,1-3% Arsénopyrite 0,1-2% Magnétite 2-15% Rutile 1-2% Galène en trace
	<u>Tuf à lapilli</u>	Texture granoblastique et lépidoblastique	Quartz microcristallins (60%) de taille entre 10-60 µm. Moins de 1-2% de plagioclase. 25-30% de lapilli de quartz-carbonates (calcite) de 1,8-6 mm en amende dans la schistosité principale. 1-2% de fragments lithiques (0,2-3 mm)	Non-observé	Chlorite +++ Calcite +++ Séricite + Épidote +	Non-observé	Pyrite idiomorphe et en amas 1-2% Magnétite idiomorphe 3-15% Arsénopyrite en trace
Silicoclastiques	<u>Shales à graphite</u>	Texture fine	Alternance de lits à shale-graphite millimétrique quartz microcristallin (1-3%).	Silicification + à ++ Ankérite ++ Dolomie + Calcite +	Calcite + Silicification +	Pyrite disséminée et en amas 3-8% Arsénopyrite idiomorphe 1-2%	Pyrite en amas 1-6% Arsénopyrite en trace
Intrusions	<u>PQF</u>	Texture primaire porphyrique	Porphyres de quartz (15%) de taille 0,7-2 mm et de porphyres de plagioclase (5%) de taille 0,3-1 mm. Matrice quartzo-feldspathique (70%).	Silicification + à +++ Séricite + Hématite +	Hématite +++ Séricite + à ++ Carbonates +	Pyrite disséminée 3-8% Arsénopyrite 2-4%	Pyrite idiomorphe 1-2 % Arsénopyrite trace
	<u>Microdiorite</u>	Texture primaire équi-granulaire	Phénocristaux de plagioclase sodique (50-70%) de taille 50-200 µm. Matrice quartzo-feldspathique (10%); ~2% de biotite.	Non-observé	Chlorite ++ Séricite ++ Carbonates ++	Non-observé	Pyrite idiomorphe <1%
	<u>Schiste à séricite</u>	Texture primaire fine	Interlits de quartz et plagioclase microcristallins (5-15%). Fragments lithiques grisâtres (3%) de taille (1-3 mm).	Non-observé	Séricite +++ Carbonates + Chlorite +	Non-observé	Pyrite idiomorphe <1%

+ Faible, ++ modéré, +++ fort

La matrice microcristalline est quartzo-feldspathique, en alternance avec des rubans plus grossiers à quartz-carbonates-chlorites (Figure 11A et 11B). Le quartz microcristallin peut atteindre jusqu'à 60-70% de la roche, il est généralement recristallisé. Des reliquats de plagioclases subidiomorphes et de taille entre 60-150 μm sont observés. La méthode de Michel Lévy a permis de terminer un angle d'extinction entre 35-38° qui correspond au pôle calcique des plagioclases (3-5%). Des fragments lithiques de forme anguleux à sub-arrondis et de taille entre 200-500 μm sont visibles localement (1-3%). Cette unité a subi les altérations hydrothermales et l'empreinte du métamorphisme avec une intensité variable.

Les assemblages à chlorite, micas blanc (muscovite hydratée=séricite) et carbonates se retrouvent dans les feuillets de la schistosité principale (Figure 10A). Ils sont donc plus tardifs. La séricite se présente sous forme d'un rubanement mylonitique avec une texture en forme de paillettes (Figure 11B). Les carbonates sont intensément présents et de compositions différentes suivant les répartitions spatiales des minéralisations. Ils se retrouvent dans la schistosité S2 ou sous forme idiomorphe dans les épontes des veinules et veines à gangue silicatée (Figure 11A). L'épidote et la fushite affectent les volcanoclastites sur les bordures de la minéralisation principale. La silicification est tardive en lien avec les sulfures minéralisés et sera traitée dans le chapitre 4.

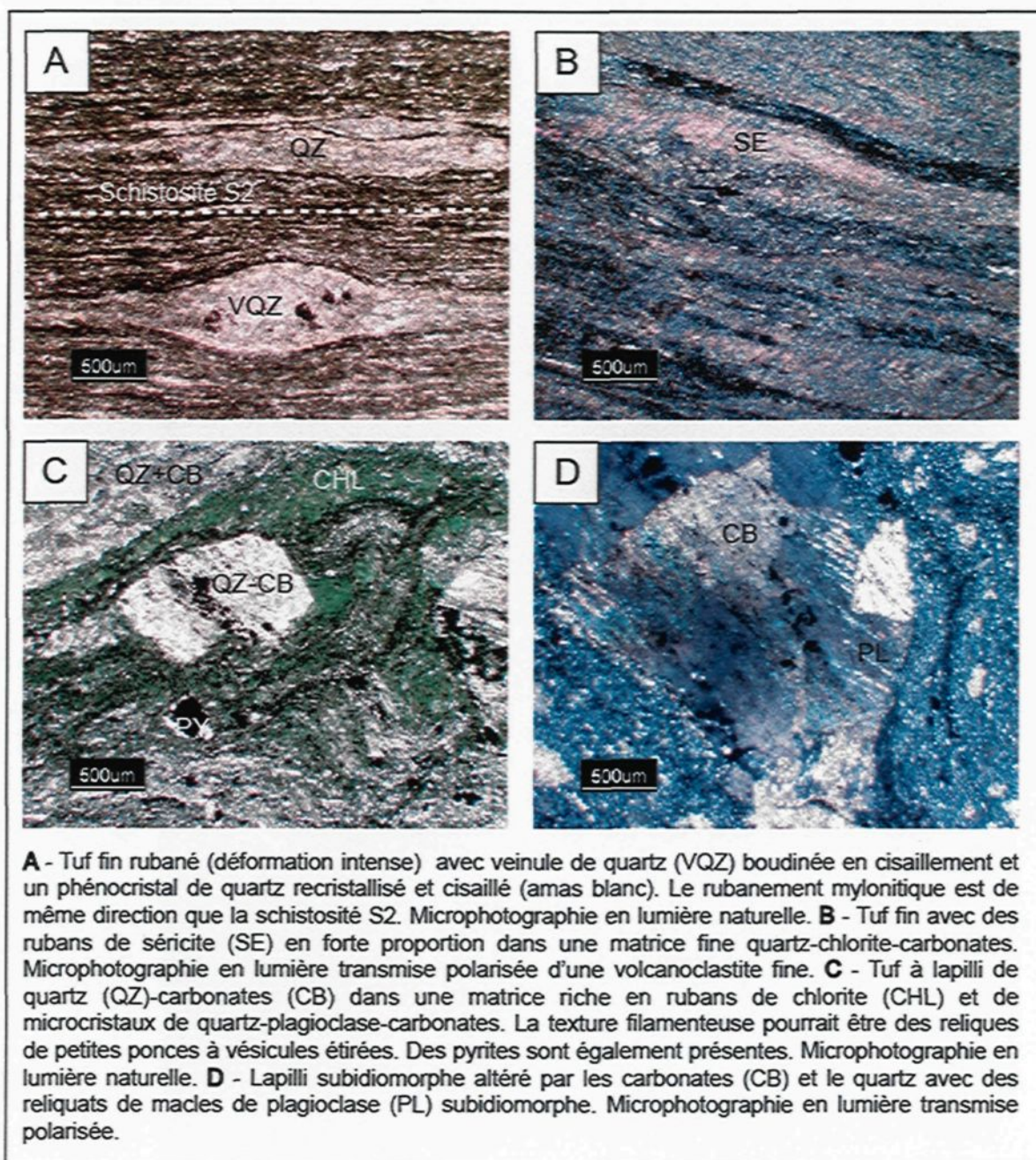


Figure 11 : Photographies microscopiques des différents types de volcanoclastites.

Les sulfures regroupent majoritairement la pyrite (0,1-13%) et l'arsénopyrite sous formes idiomorphes (0,1-2%), disséminées et en amas. L'augmentation du pourcentage de sulfures est en lien avec la silicification. On retrouve en trace, le rutile, la chalcopyrite, la sphalérite et la galène. La magnétite est idiomorphe et se retrouve dans des veinules de quartz-calcite sur les bordures du gisement. Les sulfures sont synchrones avec la mise en place de diverses générations de systèmes de veinules et veines à gangue silicatée en cisaillement et en tension (Figure 11A). Des sulfures primaires disséminés sont également observés. Ces différentes manifestations de l'hydrothermalisme sont traitées en détail dans les chapitres 5 et 6.

2.3.1.2 Tuf à lapilli

Les tufs à lapilli sont de couleur verdâtre avec des lapilli de forme arrondis, anguleux et de taille entre 2 mm à 1 cm. Les lapillis constituent de 20 à 40% de la composition des tufs. Ils sont composés de quartz-carbonates qui remplacent des feldspaths (plagioclase) primaires (Figures 11C et 11D). Ces lapillis peuvent être appelés également des porphyroblastes. Ces tufs sont caractérisés par des textures primaires fines lépidoblastiques et granoblastiques (Tableau 3). La matrice microcristalline est quartzo-feldspathique, en alternance avec des rubans plus grossiers à quartz-carbonates-chlorites (Figure 11C). Le quartz microcristallin

peut atteindre jusqu'à 60% de la roche, il est généralement recristallisé. Cette unité a subi les altérations hydrothermales et l'empreinte du métamorphisme avec une intensité variable.

Les assemblages à chlorite, micas blanc (muscovite hydratée=séricite) et carbonates se retrouvent dans les feuillets de la schistosité principale (Figure 10A). Ils sont donc plus tardifs. La séricite se présente sous forme d'un rubanement mylonitique avec une texture en forme de paillettes (Figure 11B). Les carbonates sont intensément présents et de composition différentes suivant les répartitions spatiales des minéralisations. Ils se retrouvent dans la schistosité S2 ou sous forme idiomorphe dans les épontes des veinules et veines à gangue silicatée (Figure 11A). On retrouve localement de l'épidote.

Les sulfures regroupent majoritairement la pyrite (0,1-2%) et l'arsénopyrite sous formes idiomorphes (0,1%), disséminées et en amas. On retrouve en trace, le rutile, la chalcopryrite, la sphalérite et la galène. La magnétite est idiomorphe et se retrouve dans des veinules de quartz-calcite sur les bordures du gisement. Les tufs à lapilli ne sont pas affectés par la minéralisation.

2.3.2 Bandes de shales à graphite

Les unités silicoclastiques de shales à graphite se retrouvent de manière hétérogène sur l'ensemble du gisement avec une dominance dans la partie centrale et un épaissement dans le domaine B (Figure 8C). Elles sont de couleur noirâtre, ont un patron en plan anastomosées, et un pendage vertical et de direction NE-SW. Des lits plus noirs et plus riches en graphite sont également présents. Leur puissance est variable du centimètre au décimètre. Les zones de forte anisotropie sont en lien direct avec la présence des lits métriques riches en graphite. Dans l'ensemble, les proportions de shale et de graphite sont variables et forment des intercalations de lamines millimétriques et des lits centimétriques à décimétriques (Figure 12A). Les observations en carottes de forage montrent que, près des zones minéralisées, le pourcentage de graphite augmente (Figure 12B).

D'un point de vue pétrographique (Tableau 3), ces unités sont constituées d'alternance de lamines millimétriques de shale et de graphite de couleur noirâtre, formant des zones fortement anisotropes (Figure 12C). L'anisotropie se manifeste par des clivages de pression-dissolution, des microplis et localement de la transposition. Des veinules et des veines de quartz-carbonates se forment dans les plans de la schistosité S2 (Figure 12C). Les sulfures sont en majorité des pyrites en amas et cubes millimétriques à centimétriques, quelques lits d'arsénopyrites peuvent être présents près des zones minéralisées (1-2%).

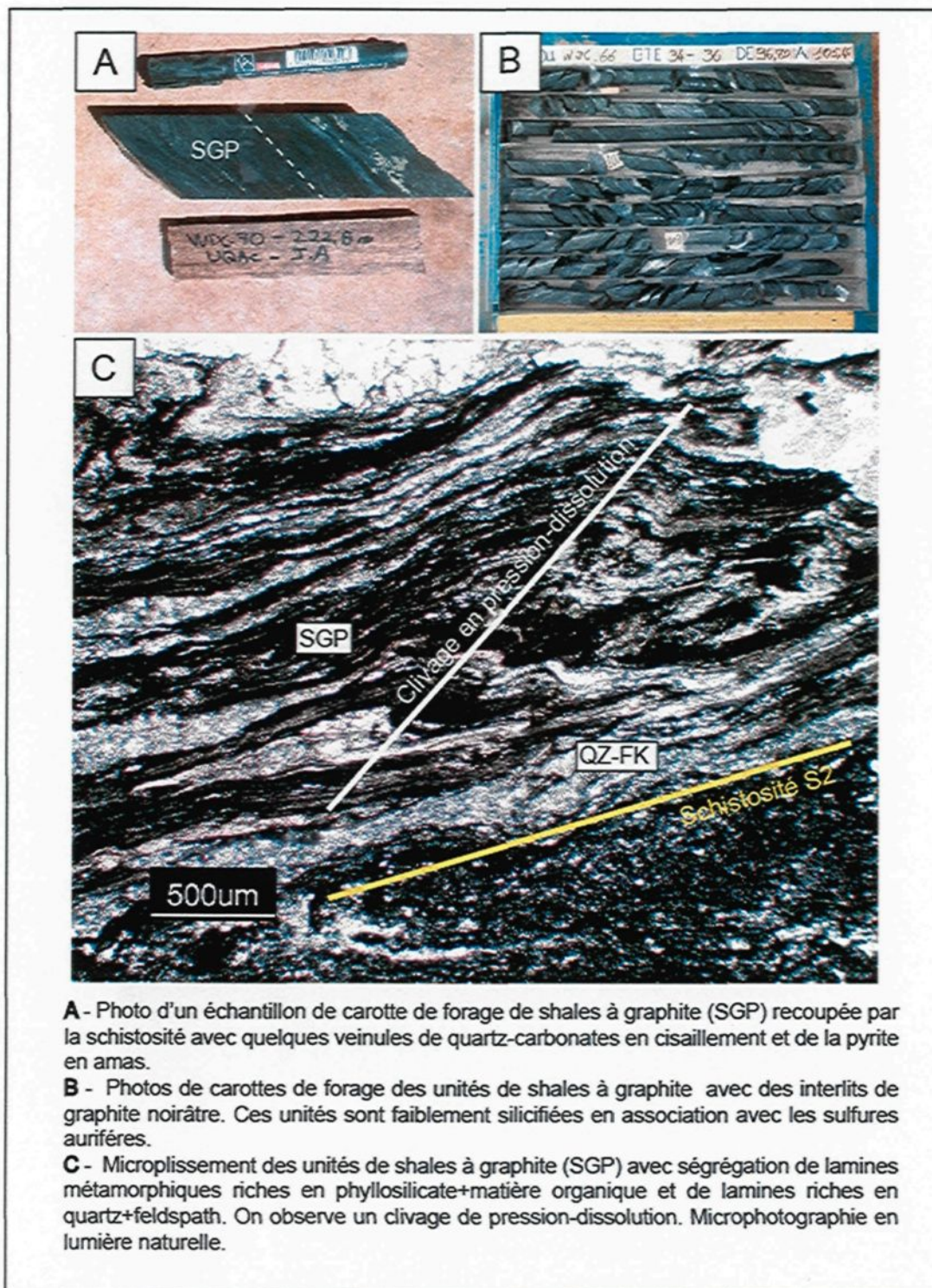


Figure 12 : Photographies des unités sédimentaires de shales à graphite.

Les altérations sont à dominance de carbonates et de silicification pervasive à diffuse.

2.4 LES UNITÉS INTRUSIVES

Les unités intrusives sont représentées par des dykes centimétriques à métriques de composition basique à felsique. Ces dykes recoupent les unités volcano-sédimentaires et sont affectés par la schistosité principale (S2) qui correspond à l'épisode régional de déformation (Metour et al., 2003). Ils ont une direction globalement NE-SW (Figure 8). Des essaims de dykes de PQF et de microdiorite sont présents dans la partie NE de la fosse (Figures 8C et 9). Des dykes et des filons-couches mafiques ont été observés en carottes et sont considérés comme faisant partie de la séquence hôte. Ils ne sont pas traités ici par la pétrographie optique dans cette étude, n'ayant aucun lien direct avec les minéralisations. Cependant, ces roches seront considérées pour établir les relations chronologiques

2.4.1 Intrusion de porphyre à quartz et feldspath (PQF)

Les intrusions de porphyres à quartz et feldspath (PQF) sont les plus communes au sein du gîte (Figure 9). Ils sont de puissances variables de centimétriques à métriques, souvent en essaim et en discordances. D'un point de vue spatial, ils se distribuent sur tout le gisement avec une augmentation dans la

partie centrale. leur direction est NE-SW. On les retrouve dans les séquences de volcanoclastites dans les parties NW et SE. Des études récentes chez SEMAFO ont permis d'identifier plusieurs PQF entièrement silicifiés, minéralisés et bréchifiés dans le cœur de la minéralisation de Wona (Figure 13). Macroscopiquement, ces intrusions sont de couleur rosâtre (hématisée), la texture est porphyrique caractérisée par des yeux de quartz (\pm carbonates) millimétriques en amande (10-20%) (Figures 13A et 13B).

En lames minces (Tableau 3), une texture porphyrique est observée avec la dominance des phénocristaux quartzo-feldspathiques (15-20%), de taille comprise entre 0,4 et 2 mm (Figure 13C). Les phénocristaux sont constitués de quartz (15%) en amande (0,7-2 mm) et de plagioclase (0,3-1 mm) sub-idiomorphes (5%) affectés par l'altération à séricite. Ces phénocristaux baignent dans une mésostase quartzo-feldspathique (70%) ayant une orientation préférentielle suivant la schistosité principale (Figure 13D). Quelques carbonates sont visibles autour des plagioclases calciques. Le tout est repris par des altérations tardives à séricite et hématite (10-20%). Les contacts des dykes sont particulièrement séricitisés sur plusieurs centimètres proches des zones minéralisées. Quelques sulfures tels que la pyrite et l'arsénopyrite idiomorphes sont présents en faible proportion (moins de 1%). Ces dykes encaissent la phase de déformation majeure (schistosité S2) avec de la bréchification tectonique par exemple (Figure 13B). Ils sont affectés par

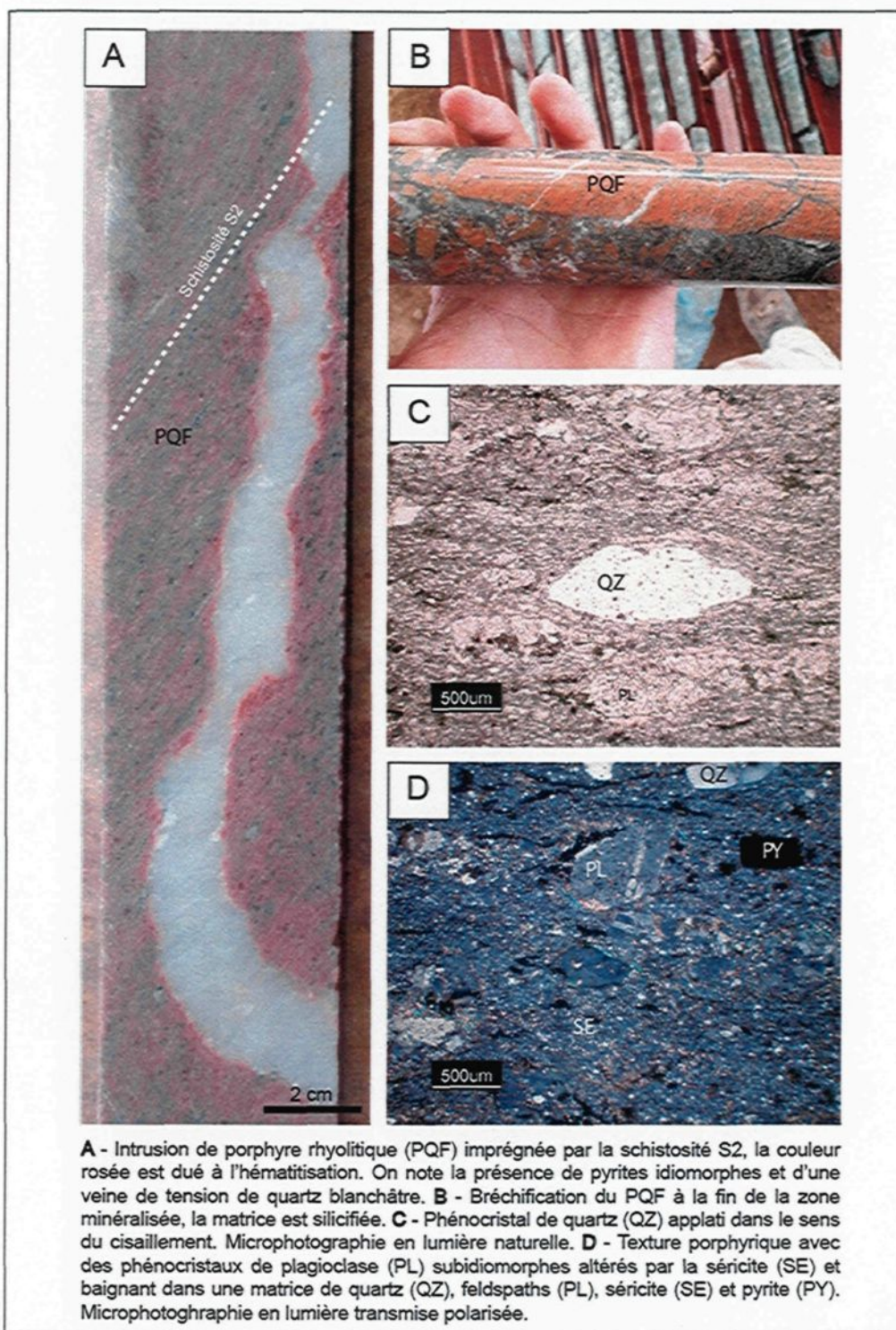


Figure 13 : Photographies mégascopiques et microscopiques des PQF.

des veines de tension anastomosées de quartz blanchâtre avec des carbonates dans les éponges. Elles peuvent atteindre 20% et sont de taille millimétrique à centimétrique (Figure 13A). Des microfractures tardives de calcite sont également présentes. Les contacts sont généralement discordants avec la présence de transposition, signe d'une intensité de déformation extrême.

2.4.2 Intrusion de microdiorite

Le terme microdiorite a été déterminé à l'aide d'analyses lithogéochimiques (voir figure 16). Les unités de microdiorite se présentent de manière anastomosée le long du gisement de Wona. Elles sont de couleur verdâtre avec une granulométrie variant de fin à grenue. Elles se retrouvent en majorité sur les bordures du gisement (Figure 9) alors que localement quelques dykes non altérés sont observés dans la partie centrale en lien avec la minéralisation. Les épaisseurs varient entre décimétriques et métriques. La schistosité principale affecte les microdiorites d'une manière peu pénétrante (Figure 14A). Ces dykes sont encaissés dans toutes les unités lithologiques que ce soient les volcanoclastites ou les shales à graphite.

Au microscope (Figure 14B), on observe une texture primaire équi-granulaire avec dominance des phénocristaux de plagioclase sodique (50-70%), de taille

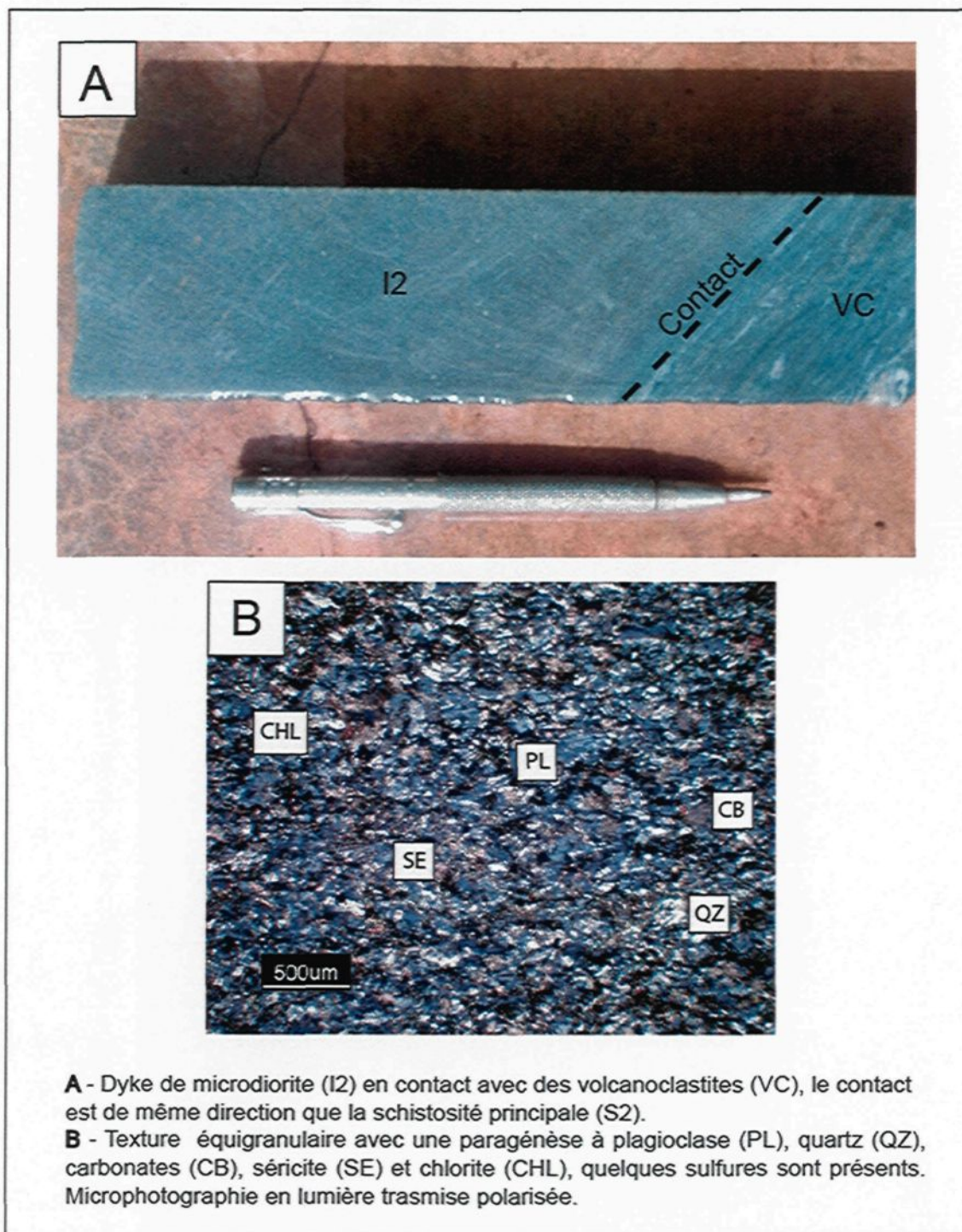


Figure 14 : Photographies mégascopiques et microscopiques des microdiorites.

comprise entre 50 et 200 μm (Figure 14A). Les plagioclases sont idiomorphes à subidiomorphes altérés par des plages de séricite en paillettes. La mésostase (~10%) est constituée de quartz microcristallin xénomorphe ainsi que de plagioclase avec la macle polysynthétique (Tableau 3), une légère orientation préférentielle suivant la schistosité principale est visible (Figure 14B). Quelques carbonates se développent autour des plagioclases. Des reliquats de biotite sont visibles (moins de 2%). Le tout est au faciès des schistes verts et affecté par les altérations tardives à séricite et chlorite que l'on retrouve (15-30%) préférentiellement dans les plans de schistosité (S2). Les carbonates peuvent atteindre jusqu'à ~35% dans les zones stériles. Quelques minéraux opaques tels que la pyrite idiomorphe sont présents en faible proportion (moins de 1%).

2.4.3 Intrusion de dykes mafiques

Quelques dykes mafiques (I3) se retrouvent rarement en carottes de forage. Ils sont de couleur noirâtre à grisâtre avec une granulométrie fine et une texture microgrenue. Ils ont des épaisseurs entre 20 cm et 1 m. Ces dykes ont des bordures irrégulières le long desquelles apparaissent des structures de rubanement d'écoulement. La structure du dyke est massive et aucune schistosité n'est visible. On les retrouve spatialement associé aux bandes de volcanoclastites, sur les bordures du gisement (Figure 8). Aucun lien avec la minéralisation n'est observé. Mégascopiquement, l'assemblage minéralogique est principalement

formé de ferromagnésiens le tout baignant dans une matrice intergranulaire de chlorite et séricite.

2.4.4 Les filons couches

Les unités que nous appelons filons couches (I3F) dans cette section sont à traiter avec prudence. L'absence d'étude pétrographique ne permet pas de les traiter en détail. Ils ont des épaisseurs métriques à décimétriques et se retrouvent souvent en association avec bandes de volcanoclastites. La structure est à dominance massive mais une schistosité faiblement pénétrative est observée. Aucun lien avec la minéralisation n'est observé. L'assemblage minéralogique est principalement formé de ferromagnésiens le tout baignant dans une matrice intergranulaire de chlorite et séricite et épidote. Des traces de pyrites cubiques sont visibles ainsi que de la magnétite.

2.5 L'UNITÉ D'ALTÉRATION

Les schistes à sericite sont décrits ici comme étant une unité individuelle d'altération d'origine hydrothermale.

2.5.1 Schistes à séricite

Ils se situent sur la partie NW du gisement (Figures 7 et 8C). Ce sont des unités massives métriques à décamétriques qui ont une continuité difficile à déterminer (Figure 9), mais qui toutefois semblent se poursuivre vers le NE d'après les relevés géophysiques (SEMAFO INC., 2009). Ce sont des unités fortement anisotropes de couleur jaunâtre, qui forment des couloirs de déformation avec le développement de microplis, de clivages de crénulation et de la transposition. Des unités de pegmatites s'y trouvent associées sous forme de veines décimétriques à métriques à quartz-carbonates-feldspaths. Ces veines pegmatitiques se disposent en essaims et sont difficiles à suivre au sein du gisement. Les schistes à séricite sont encaissés dans les unités à volcanoclastites. Une relation spatiale avec les PQF semble évidente : les PQF sont communément présents au centre des schistes à séricite. Ils sont identifiés localement par la présence résiduelle de phénocristaux de quartz (Figures 9).

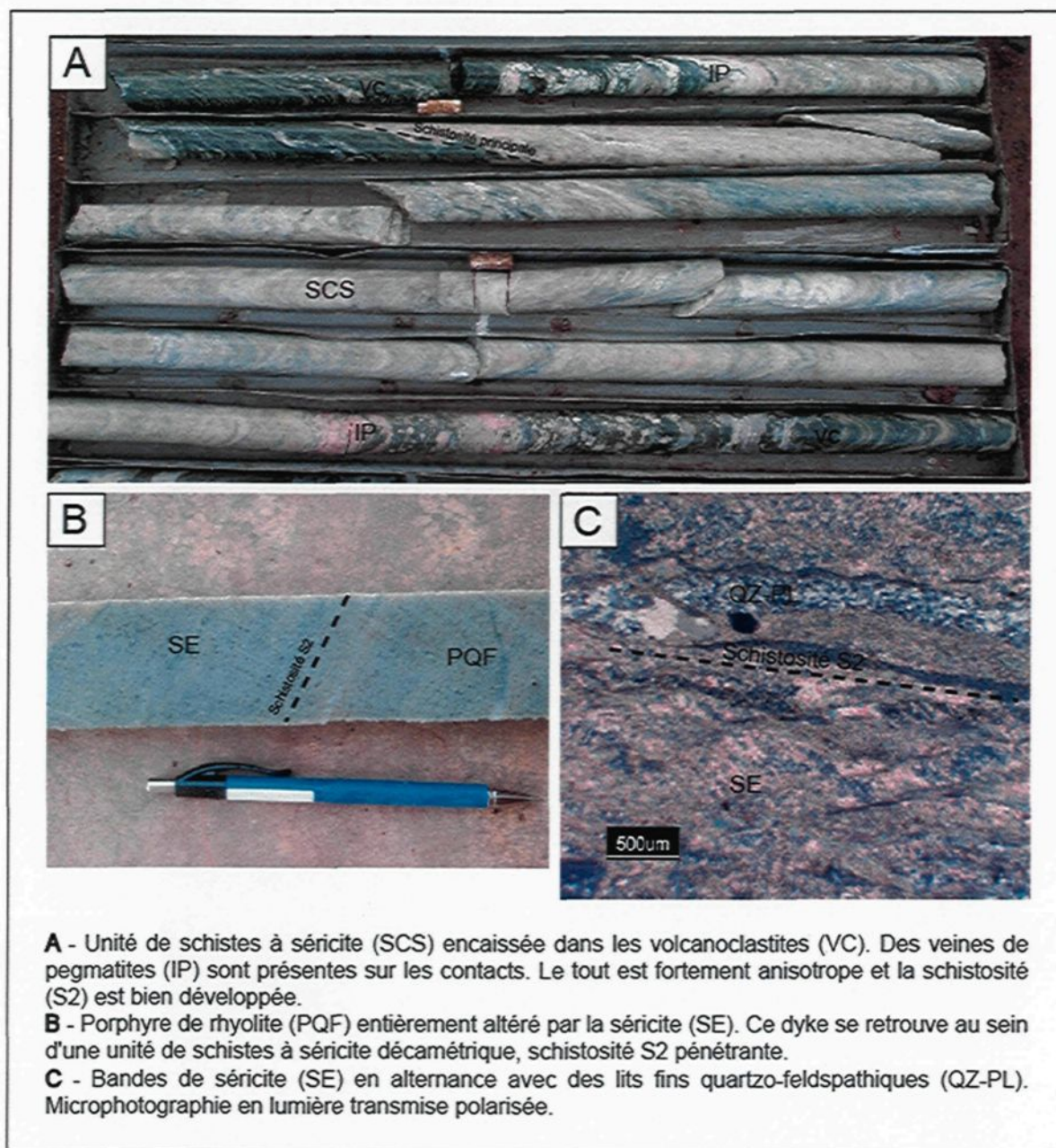


Figure 15 : Photographies mégascopiques et microscopique des schistes à séricite.

En lames minces (Tableau 3), on observe la dominance de lits de séricite millimétriques (75%) qui s'intercalent avec des lits à sédiments grisâtres constitués de quartz microcristallins et de reliquats de plagioclases (5-15%) (Figure 15C). Des fragments grisâtres (1-3 mm) à texture fine sont visibles dans les plans de la schistosité principale (3%). Quelques carbonates sont également présents autour des plagioclases primaires. Des veinules de quartz-carbonates boudinées viennent s'injecter dans les plans de la schistosité avec quelques sulfures comme la pyrite idiomorphe cubique (1%). Des lits de chlorite sont présents. Le protolithe initial est impossible à déterminer. Cependant un apport de potassium est nécessaire pour former des schistes à séricite par hydrothermalisme. Les dykes de PQF constituent alors de bons candidats comme protholite.

2.6 GÉOCHIMIE

La composition géochimique des différents dykes de Wona a été analysée par le biais de 5 analyses de roche totale. Il s'agissait ici d'un test pour valider les différentes observations et pour caler les dykes dans un contexte plus régional par comparaison avec la littérature. Les échantillons de dykes proviennent de carottes de forage et seuls les exemples les moins altérés ont été sélectionnés. Spécifiquement, un PQF, deux dykes de microdiorite intermédiaire (I2) et un dyke de gabbro (I3) ont été analysés. Pour fins de comparaison, un échantillon provenant d'un filon-couche mafique (I3F) a également été analysé. Les résultats des 5 analyses sont présentés à l'annexe 1 alors que la figure 16 présente de manière graphique les résultats.

Les diagrammes de la figure 16A et 16B montrent que les roches analysées ont une composition andésitique à basaltique à l'exception du PQF. Les rapports Zr/Y indiquent que l'affinité magmatique des roches mafiques et intermédiaires est tholéiitique à transitionnelle, alors que le PQF est calco-alcalin (Figure 16C). D'un point de vue tectonique dans un diagramme Ti versus Zr (Figure 16C), le filon-couche mafique tombe dans le champ des MORB (basalte de fond océanique) (Figure 16D), alors que le PQF se situe plus dans un domaine d'arc volcanique. L'environnement tectonique de mise en place suggéré par la composition des dykes mafiques et intermédiaires est plutôt nuancé, car les trois

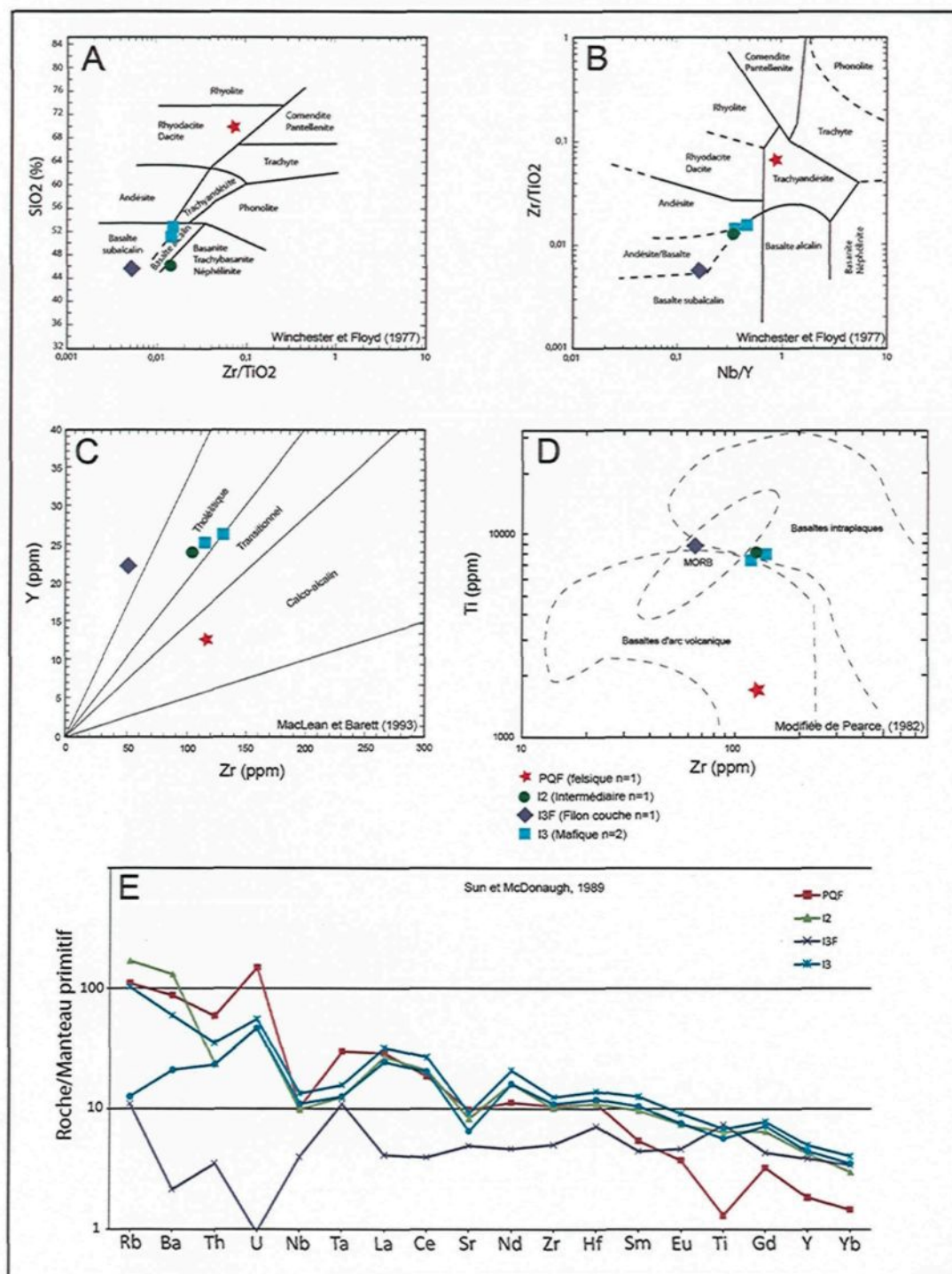


Figure 16 : Caractérisation géochimique des roches intrusives du gisement de Wona.

échantillons se positionnent à l'interface des champs MORB, arc volcanique, et intraplaque (Figure 16D).

La figure 16E présente la composition en éléments traces et incompatibles des échantillons sous la forme d'un diagramme arachnide normalisé aux valeurs du manteau primitif. Globalement, on peut observer trois types de signatures sur la base du degré de fractionnement et des anomalies en Ti, Nb, Ta.

- 1) Le filon couche (I3F) présente un spectre plat, peu fractionné et sans anomalie négative en Nb, Ti, Ta. Ce spectre est typique de la signature d'un MORB. Cette signature est documentée à plusieurs endroits dans les différentes ceintures birimiennes (Luebe et al., 1990, Dampare et al., 2008).
- 2) Le spectre du PQF est par opposition très fractionné et possède des anomalies négatives en Nb, Ti, \pm Ta typiques des signatures de roches formées en contexte supra-subduction (arc volcanique).
- 3) Les spectres des dykes I2 et I3 sont très similaires et moyennement fractionnés. Ils possèdent des anomalies négatives prononcées en Nb, Ta et faibles en Ti. D'un point de vue génétique, ces 2 types de roches sont clairement co-génétiques car ils partagent la même signature. Toutefois, l'environnement de formation tectonique n'apparaît pas aussi clair que pour les deux types précédents, en accord avec le digramme Ti Vs Zr (Figure 16D). Ces roches pourraient donc manifester une transition temporelle et

géotectonique entre un fond océanique initial jusqu'à la dominance du magmatisme d'arc avec les dykes felsiques (PQF).

2.7 RELATIONS DE RECOUPEMENT DES INTRUSIONS

Les études en carottes de forage ont permis de dégager des relations de recoupement des différentes unités intrusives. Ces relations permettront par la suite de dégager une chronologie relative. Quatre types de dykes ont été identifiés macroscopiquement en forage. Il s'agit : 1) des PQF; 2) des microdiorites (I2); 3) des dykes mafiques (I3); et 4) des filons-couches mafiques (I3F).

La figure 17 présente les relations de recoupement. Les dykes mafiques I3 et les microdiorites recoupent les filons couches I3F (Figure 17A, B). Les PQF (I1) recoupent les microdiorites dans les unités de volcanoclastites mafiques (Figure 17C). Ils sont également encaissés au centre des schistes à séricite (Figure 17D) et affectés par la silicification dans les unités à shales (Figure 17E). Cet ordre de recoupement est cohérent avec l'ordre de mise en place que suggère la géochimie (Figure 16).

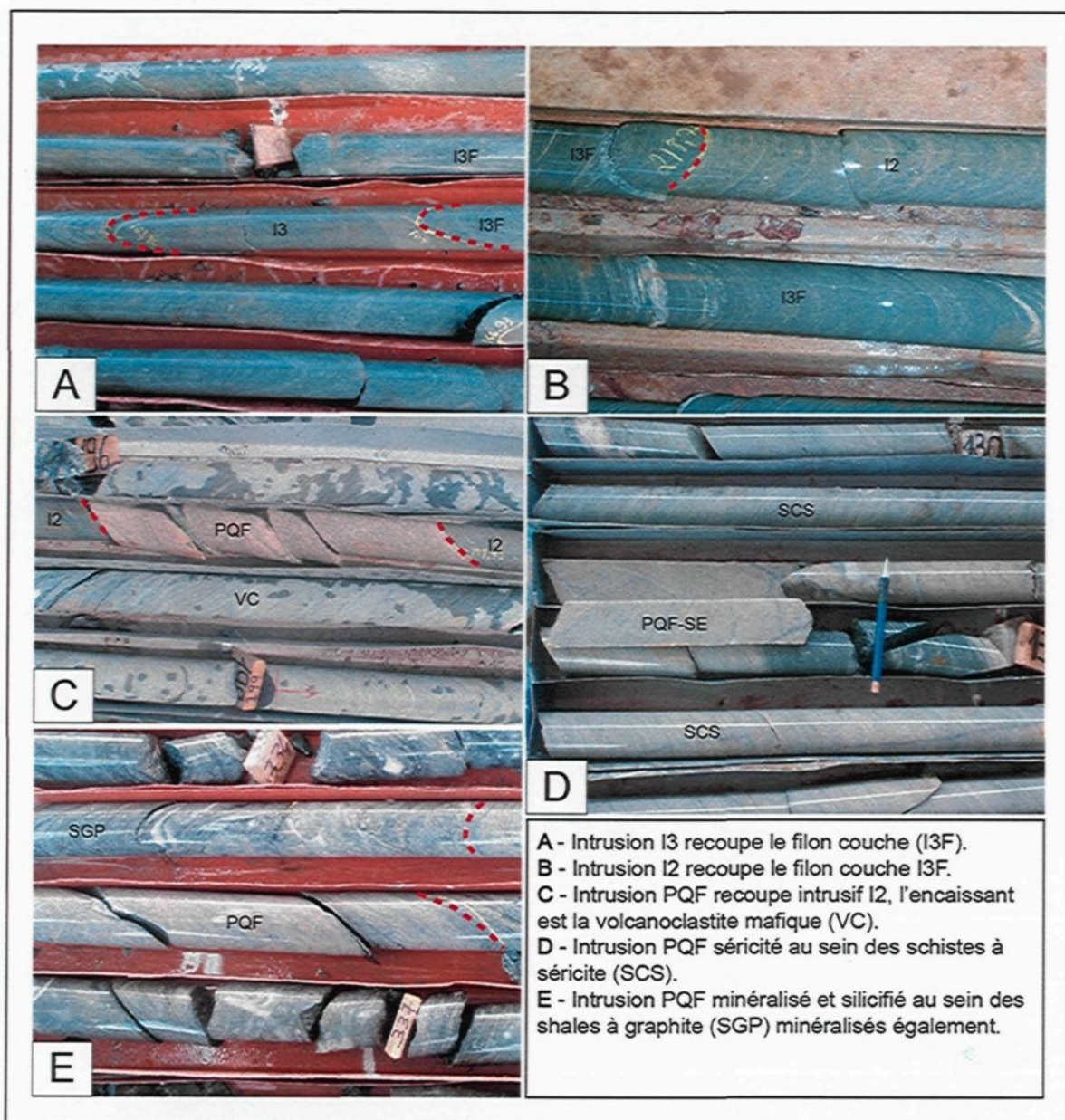


Figure 17 : Relations de recoupement des unités intrusives. Photos de carottes de forage.

CHAPITRE III

ANALYSE STRUCTURALE

3.1 INTRODUCTION

Les unités lithologiques encaissantes de la minéralisation de Wona ont subi différents épisodes de déformations complexes au cours du temps. Il est donc primordial de les caractériser. Le but est de comprendre quels sont les différents événements majeurs qui ont affecté les roches encaissantes et de trouver celui ou ceux qui sont en lien avec la minéralisation aurifère principale. Les événements résiduels seront quant à eux intégrés dans les grands épisodes de déformation afin d'avoir une idée générale de l'évolution géodynamique du gisement. Ce chapitre se concentre dans un premier temps sur la description des éléments structuraux observés sur le terrain, en carottes de forage et en lames minces. Cette étude permettra de déterminer les types de fabriques, les relations de recoupement et leurs chronologies relatives. Sur ces bases, un modèle géodynamique adéquat sera proposé.

3.2 LES DIFFERENTS ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

3.2.1 Fabriques des séquences volcano-sédimentaires encaissantes

Dans la fosse de Wona, deux fabriques planaires ont été identifiées dans les séquences volcano-sédimentaires encaissantes (Figures 18 et 19). Ces deux fabriques (S1 et S2) se retrouvent sur tout le long du gisement et dans les diverses unités lithologiques. Elles sont recoupées par des fabriques secondaires à savoir : des bandes de cisaillement et un clivage en compression tardif.

3.2.1.1 Fabrique dominante (S2)

La fabrique dominante, nommée ici S2 en raison de l'existence d'une fabrique ancienne, est la plus pénétrante dans la fosse de Wona et correspond probablement au pic de la déformation ductile (Figure 20A). Elle est de direction N045 dans le domaine A et N035 dans le domaine B (Figures 18 et 19) avec un pendage subvertical 80°-90° (Figure 20B). Une fabrique linéaire lui est associée. Elle prend la forme d'une linéation d'étirement subhorizontale (L2) à plongement de 10° dans le domaine A et 25-30° dans le domaine B (Figure 21B). La schistosité S2 est très pénétrante dans les séquences de volcanoclastites et prend la forme d'une schistosité par pression-dissolution dans les séquences de shales à graphite et sur les bordures des dykes.

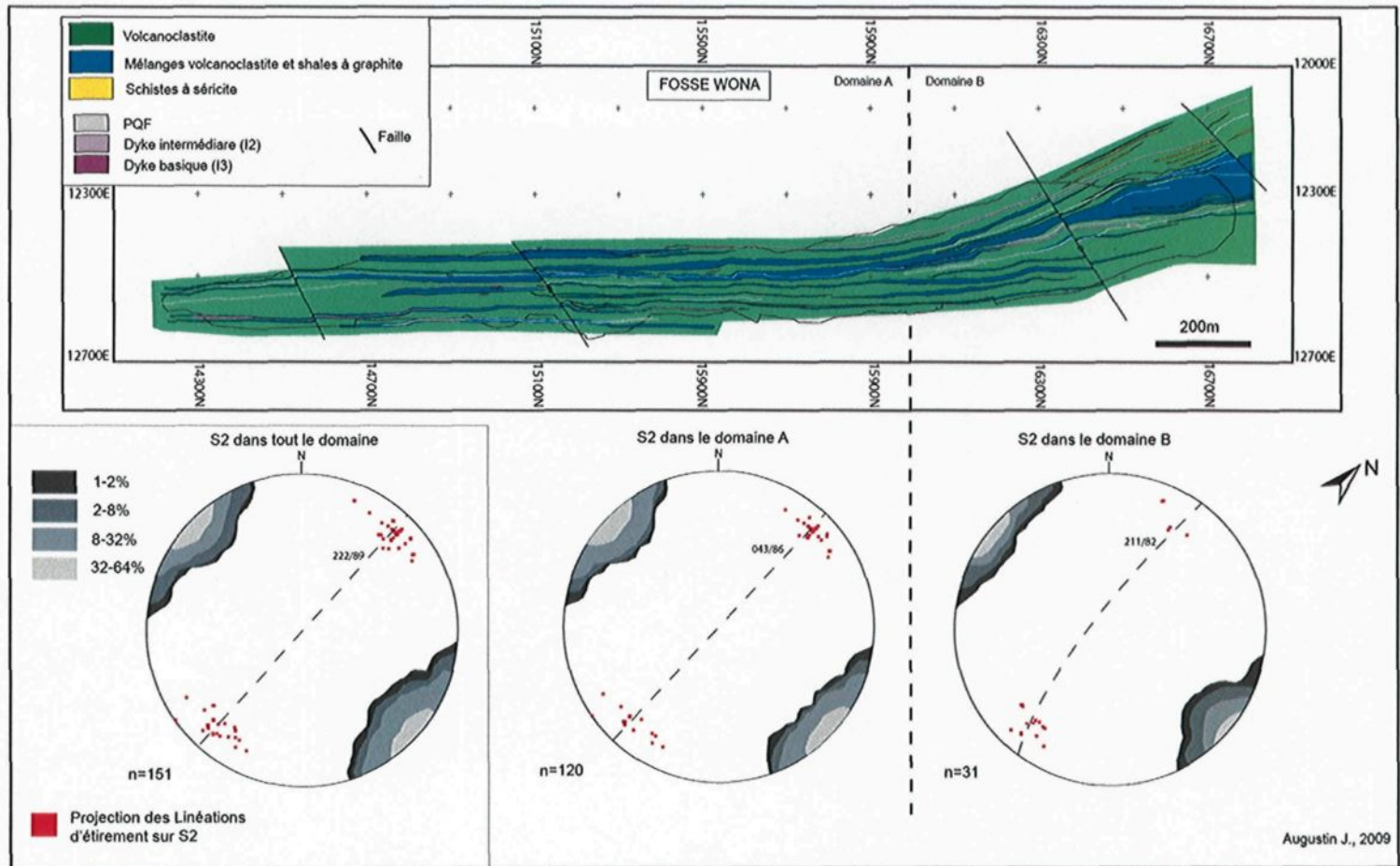


Figure 18 : Carte de la géologie avec projection de la schistosité S2.

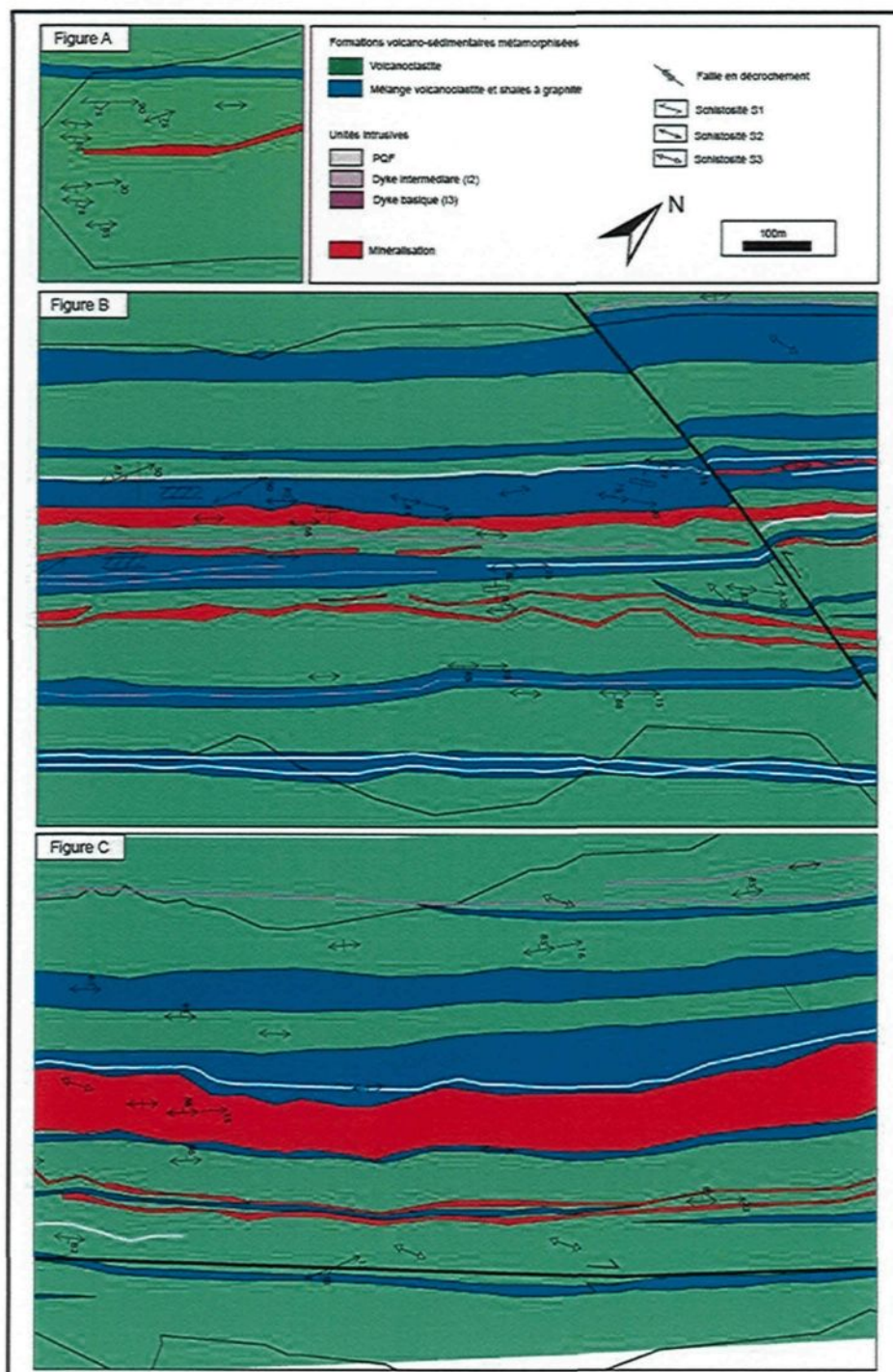
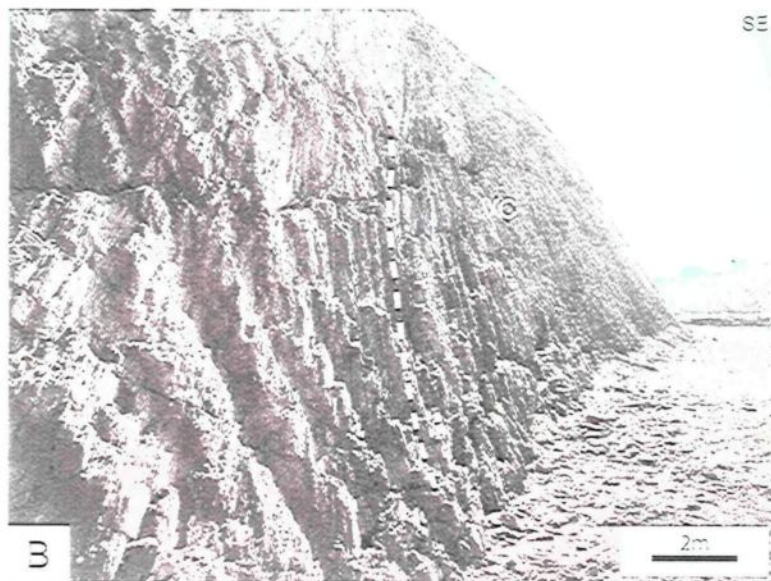
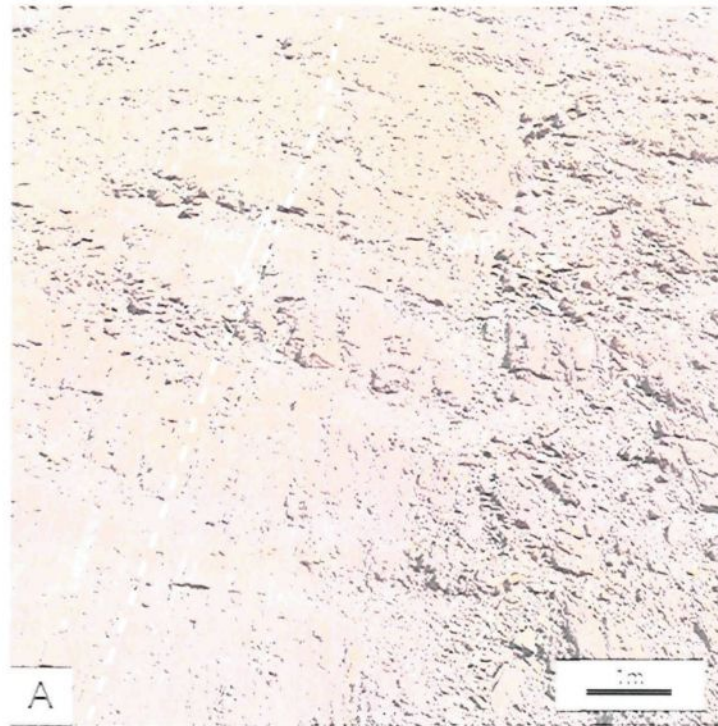


Figure 19 : Agrandissement structural de la figure précédente.



A - Schistosité principale pénétrative (S2) de direction N045 dans la saproillite (SAP).
 Photo du plancher de la fosse de Wona.
 B - Pendage vertical de la schistosité principale (S2) dans les calcoclastites (VC).
 Photo du mur Ouest de la fosse de Wona.

Figure 20 : Photographies de la morphologie de la schistosité principale (S2).

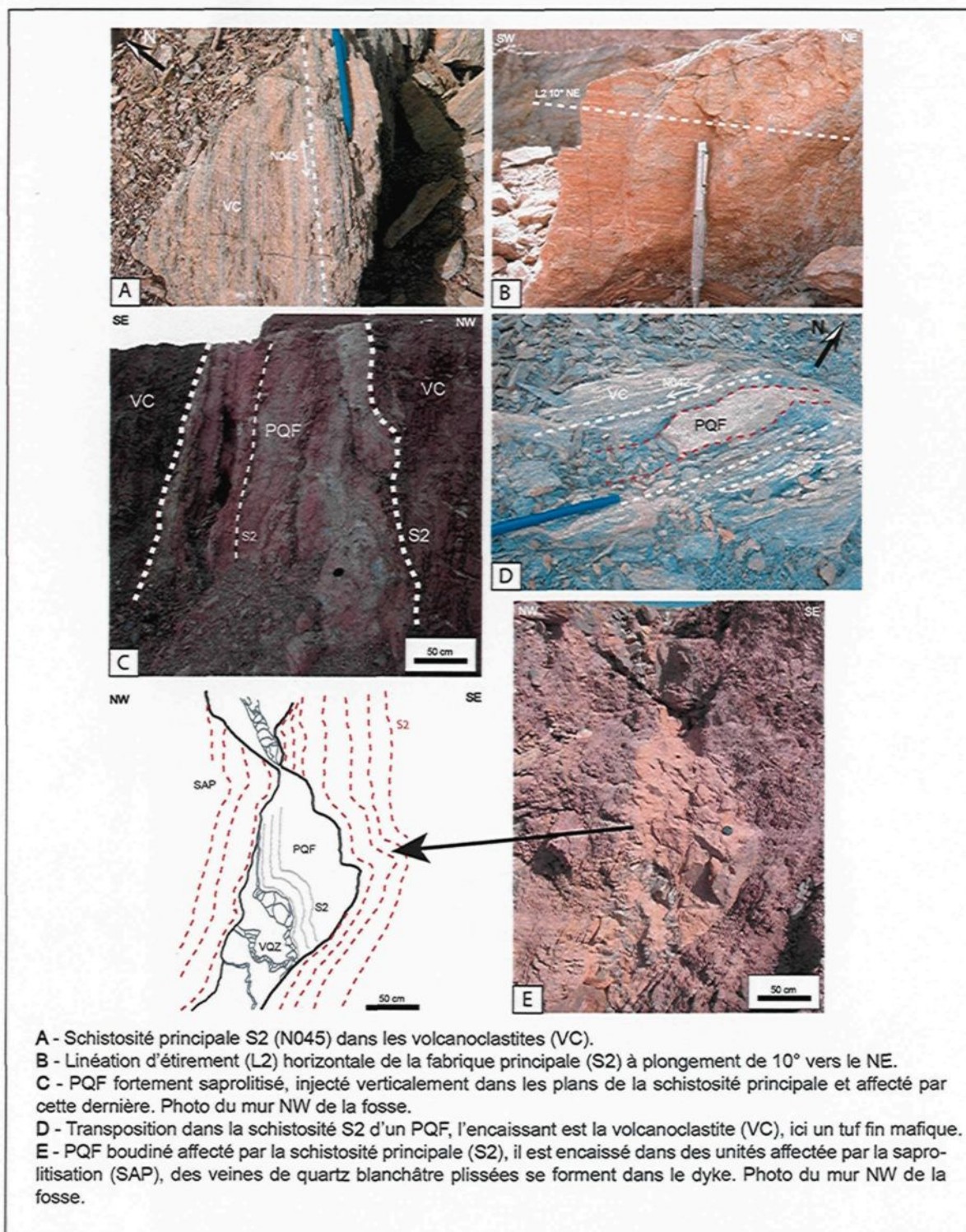


Figure 21 : Différentes relations structurales de la fabrique planaire et linéaire principale S2.

Les dykes sont affectés par la schistosité S2. Les PQF sont les plus affectés (Figure 21C), ils sont transposés et boudinés (Figures 21D et 21E) dans les zones où l'incrément de déformation est maximale. Il en ressort la formation de plis métriques à centimétriques et le développement d'une crénulation locale.

3.2.1.2 Fabrique ancienne (S1)

La fabrique S1 correspond également à une schistosité. Elle est localement observée dans les zones de forte pénétration de S2, formant des lambeaux où la schistosité S1 est de direction moyenne N025 avec un pendage subvertical (Figure 22A, B). La relation angulaire S1 et S2 est relativement constant et se situe à $\sim 20^\circ$ dans la partie centrale et à $\sim 30^\circ$ sur les bordures du gisement. La figure 22 A et B illustre bien les relations de recoupement et d'entraînement de la fabrique S1 par S2. Chronologiquement, les PQF ne semblent pas contenir la schistosité S1. Ils sont par contre localement injectés dans les plans de foliation S1 (Figure 22A).

3.2.1.3 Bande de cisaillement (ECC)

Dans la partie la plus déformée où S2 est intense, des bandes de cisaillement en extension (ECC), d'orientation N070 et remplies de séricite, recoupent la schistosité S2 avec une relation angulaire de 20 à 30° (Figure 22C).

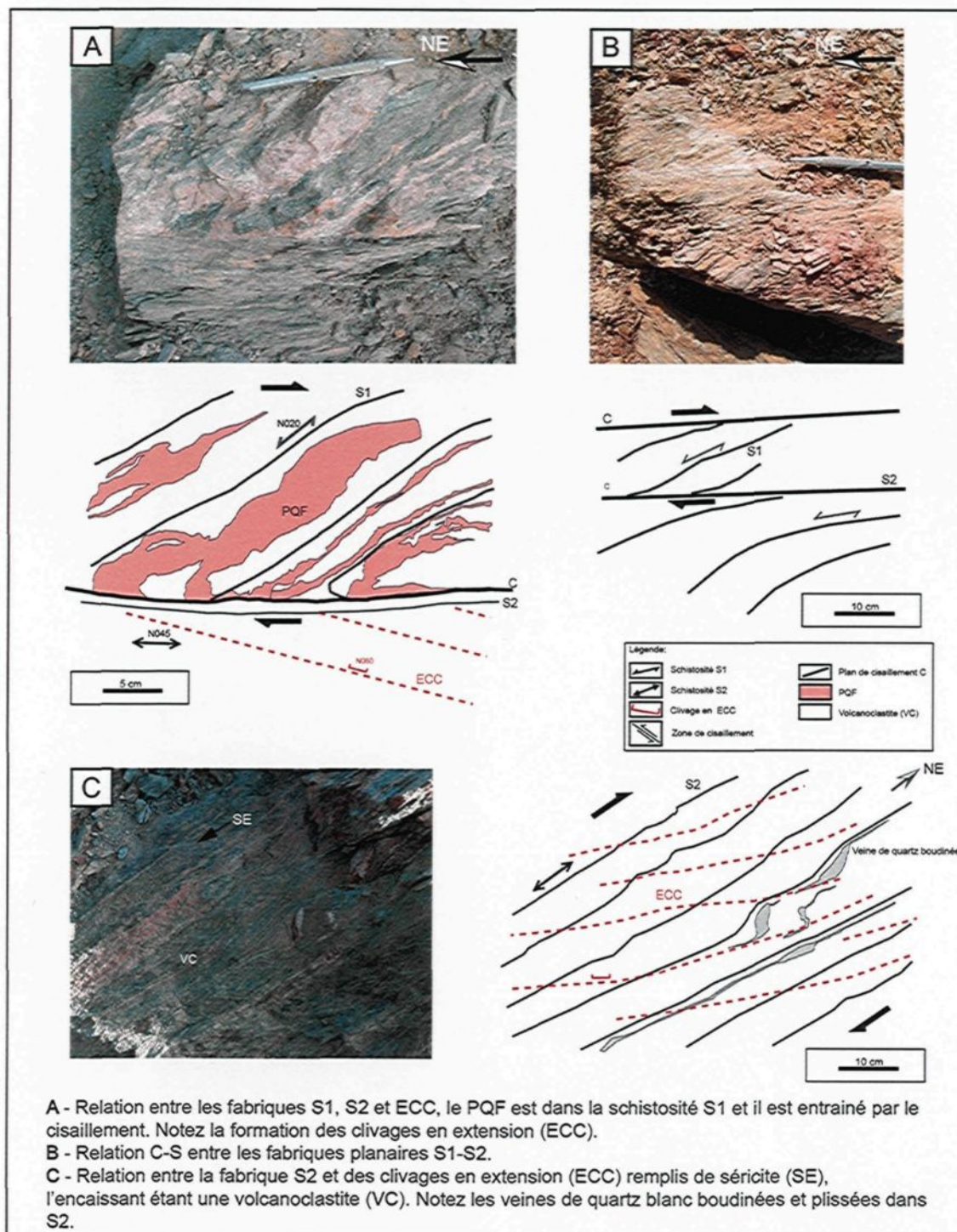


Figure 22 : Relations angulaires entre S1, S2 et ECC et leur interprétation cinématique en termes de C-S et bandes de cisaillement.

Ces bandes de cisaillement sont également compatibles avec le mouvement dextre et représentent un état extrême de la déformation. Ils s'accompagnent localement d'un réseau de veines à quartz-carbonates en cisaillements et plissés (Figure 22C). Ces veinules, d'épaisseur comprise entre 2-40 cm, sont subverticales, boudinées et d'orientation moyenne N045. Elles seront étudiées dans le chapitre IV. Spatialement, on observe une augmentation de la répartition de ces veines dans le couloir de déformation majeure correspondant à la zone économique.

3.2.1.4 Clivage en compression (CC)

Une famille de clivages en compression (CC) recoupe toutes les unités lithologiques sauf les essais de dykes PQF. Ces clivages sont de directions variables entre N070-N085° et le pendage est subvertical (Figure 23). Les lames minces montrent que l'angle entre CC et S2 est constant ~30° (Figure 24). Ces clivages peuvent se retrouver également sous forme de clivage de crénulation (Figure 24A) et ils sont clairement manifestés en lames minces (Figure 24). Ils imprègnent les unités géologiques ainsi que les réseaux de veines et de silicification (Figure 24B). Ces clivages crénulent la schistosité principale S2 (Figures 24C et 24D).

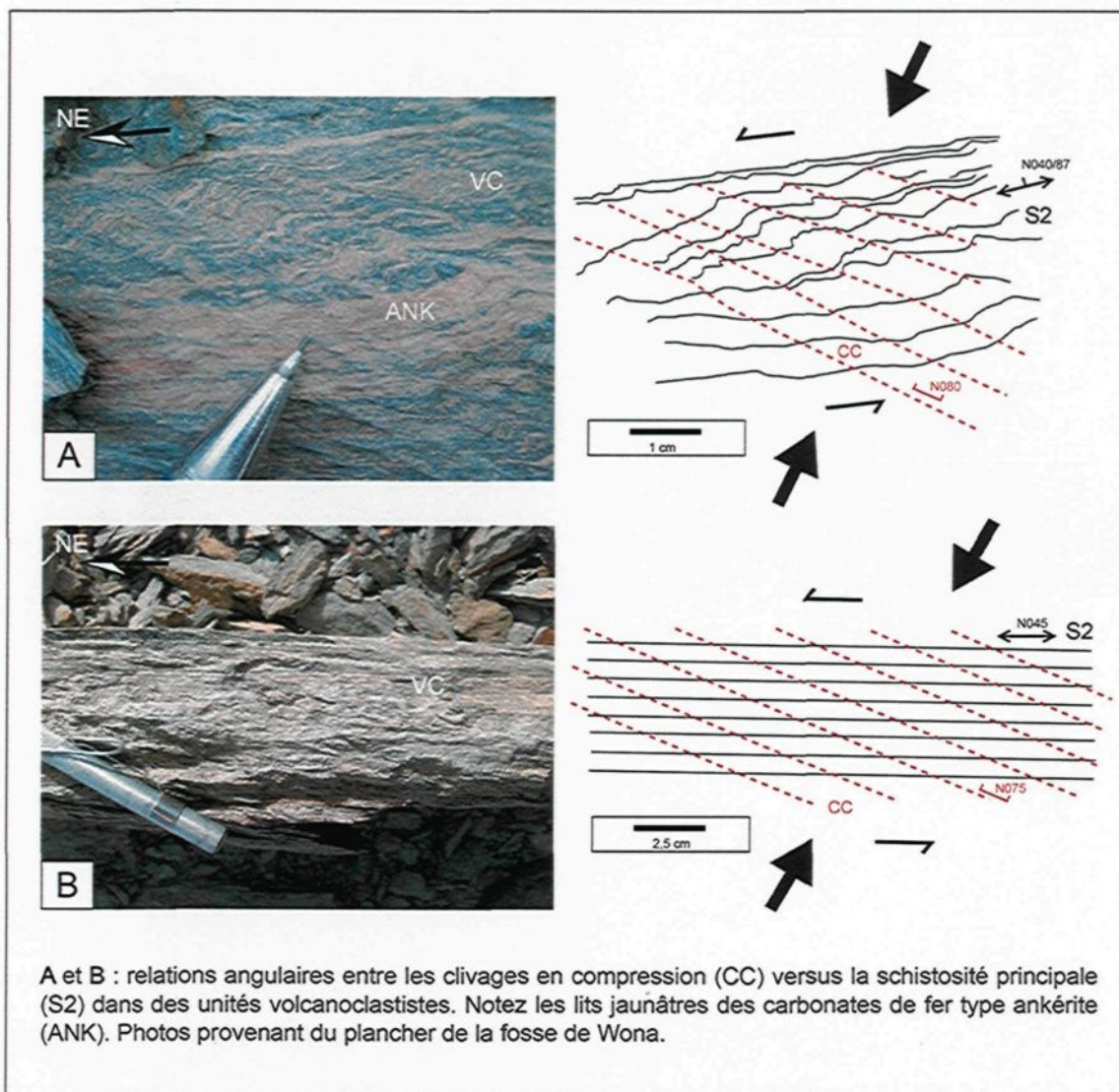


Figure 23 : Relations entre la schistosité S2 et les clivages en compression (CC).

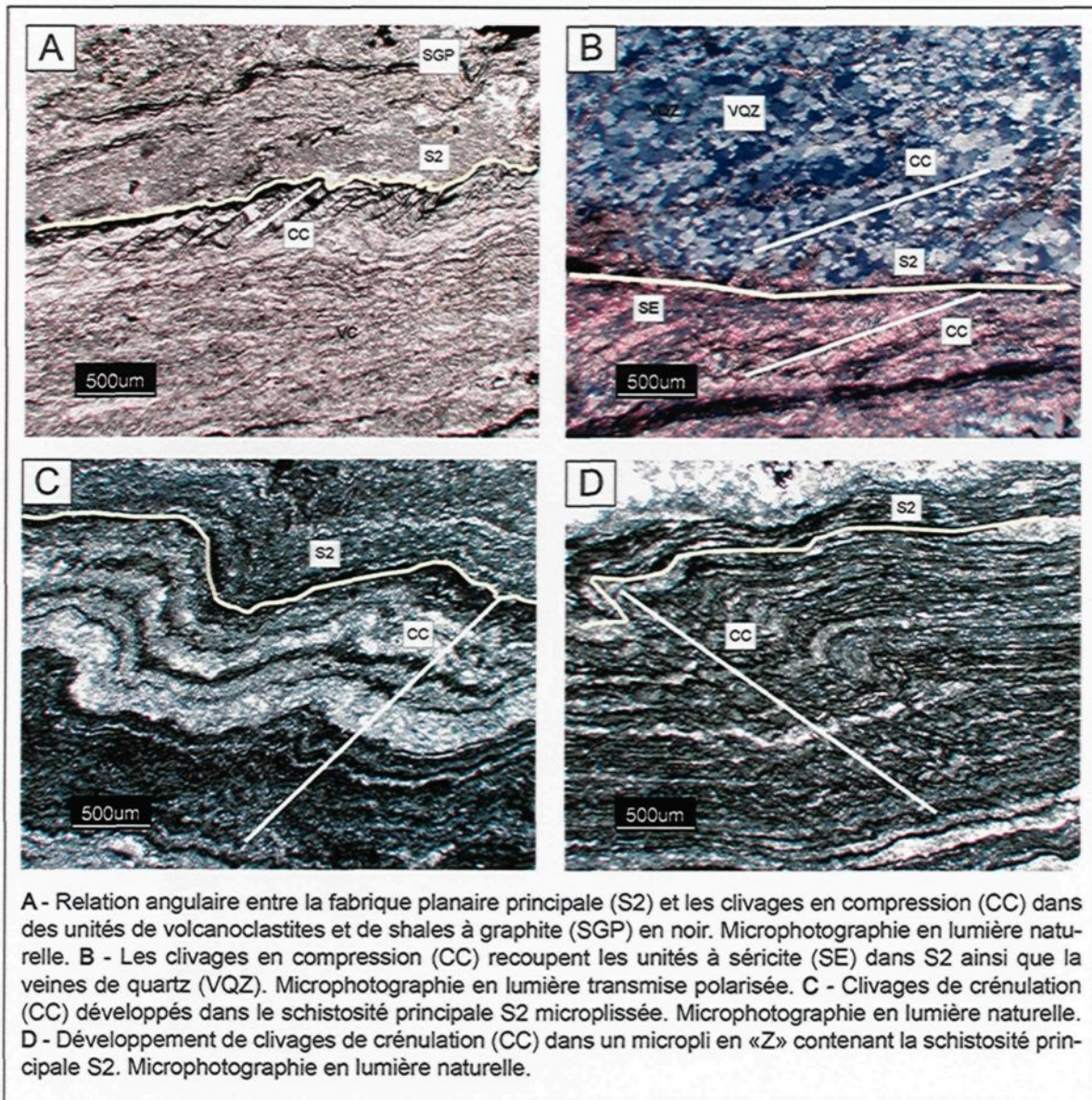


Figure 24 : Microphotographies en lames minces, des relations entre la schistosité principale S2 et les clivages en compression CC.

3.2.2 Rôle des dykes sur le contrôle structural

Les premiers travaux de terrain ont mis en évidence la présence de quelques dykes de tailles centimétriques à décimétriques (Figures 13 et 14) en bordure du gîte. La campagne de forage 2009 et les travaux de cartographie de la fosse de Wona ont permis de découvrir des essaims de dykes dans la partie centrale du gisement (domaine B), de grandes continuités horizontale et verticale ainsi que leur importance sur le contrôle structural et sur les minéralisations. On observe une relation spatiale avec la minéralisation principale qui correspond également à la zone de déformation maximale. En carottes de forage, des essaims de dykes de PQF et de microdiorite ont été décrits (Figure 25). Leurs identifications est difficile du fait de l'intensité des processus d'altérations comme la silicification par exemple (Figure 12B) qui rend les contacts peu visibles

Spatialement, des dykes sont encaissés dans toutes les unités géologiques et certaines relations spatiales apparaissent comme systématiques. Ainsi les dykes de microdiorite se retrouvent généralement dans les unités volcanoclastites sur les flancs du gisement. On peut les retrouver dans la zone aurifère économique (Figure 25) mais ils ne sont pas affectés par les altérations. Les dykes de PQF forment des essaims dans les zones de mélanges de volcanoclastites-shales à graphite. Ces zones de mélanges sont en association avec les zones

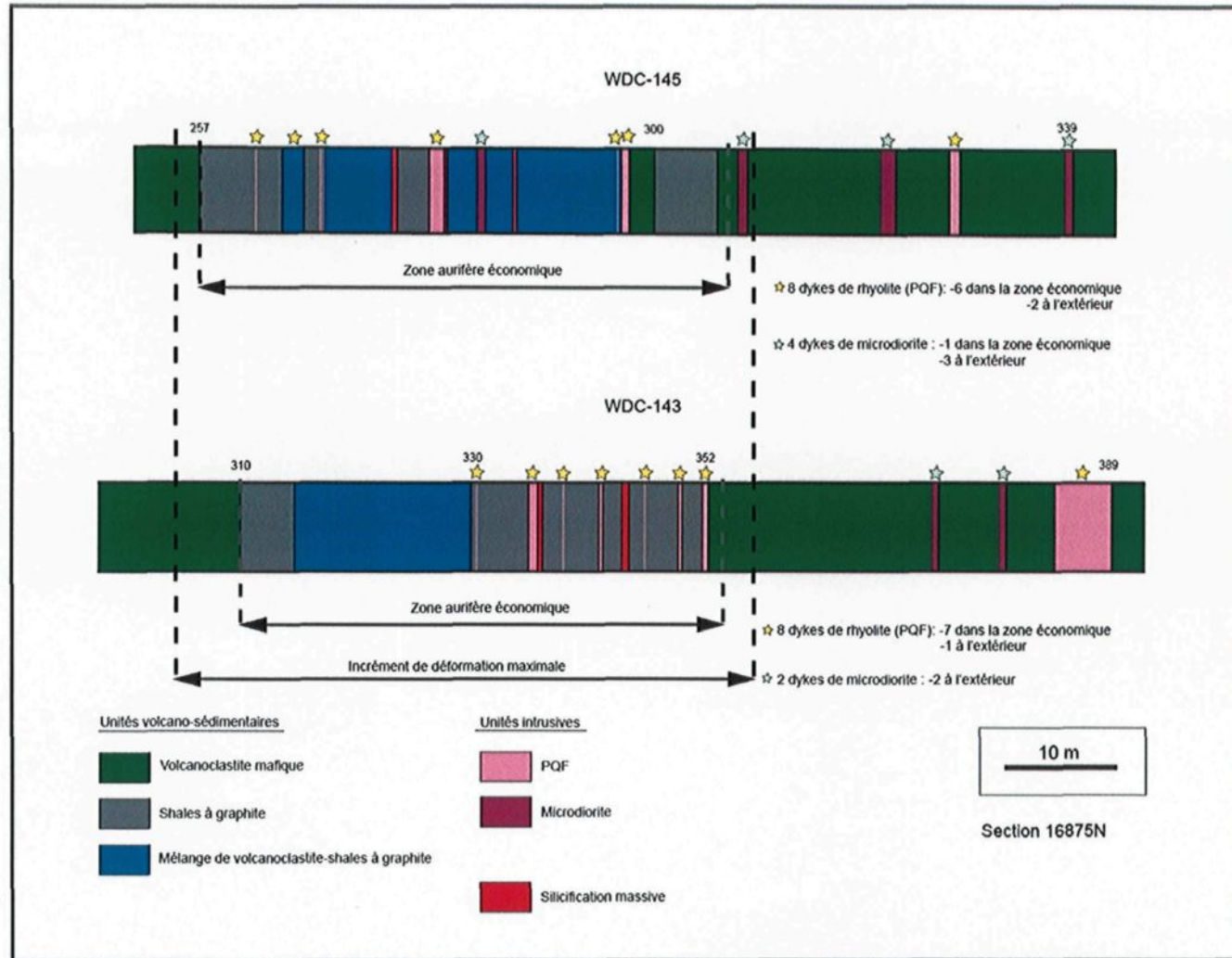


Figure 25 : Répartition spatiale des intrusions en fonction de la lithologie et la zone aurifère économique.

aurifères. La figure 25 montre clairement la distribution spatiale des PQF. Ils s'injectent préférentiellement dans les unités à shales suivant des intervalles métriques. Les plus gros PQF peuvent atteindre (4-7m) et sont encaissés dans les séquences de volcanoclastites qui enveloppent les minéralisations. Ils sont localisés dans la partie où la déformation est maximale. De la transposition sous forme de flamme est communément visible sur les zones de contacts des dykes. Ces dykes sont fortement imprégnés par la schistosité S2 (Figure 13A). Quelques microplis sont visibles en carottes de forage. Ces dykes semblent jouer un rôle prépondérant comme facteur de contrôle sur la minéralisation à l'échelle du gisement de Wona.

Deux principaux rôles peuvent être énumérés :

- 1) Un rôle de contraste rhéologique entre les unités incompetentes volcano-sédimentaires et les unités de dykes compétents, ce qui favorise la perméabilité structurale favorable aux fluides hydrothermaux.
- 2) Un rôle de canalisation des fluides hydrothermaux qui a comme conséquence la forte silicification des dykes dans la partie centrale de la minéralisation et la grande continuité du gisement.

3.2.3 Rôle des unités de shales à graphite

La distribution des shales à graphite est hétérogène au sein du gisement (Figures 8 et 9). D'après l'observation de la carte de la géologie locale (Figure 18), la puissance de ces unités est faible dans la partie SW de la fosse et augmente dans la partie NE pour atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres. La puissance entre les volcanoclastites et les shales augmente également avec l'apparition du graphite dans la partie où l'incrément de déformation est maximal (Figure 25). En plan, la distribution spatiale de ces shales se situe sur la partie NW de la minéralisation ainsi que dans la zone de mélange évoquée précédemment (Domaine B). La déformation est intense avec de nombreux microplis et plis, de transposition et de crénulation. Ces observations montrent que les shales ont fortement encaissé la déformation du à leur faible compétence rhéologique. En s'intéressant à la puissance des minéralisations, on constate très clairement une relation spatiale entre la puissance des unités sédimentaires et celle des minéralisations. La figure 18 suggère, que les zones de mélanges volcanoclastites-shales à graphite sont des zones de forte anisotropie. Les contraintes rhéologiques favorisent la perméabilité structurale, zones propices à la circulation des fluides hydrothermaux et à la précipitation des sulfures et de l'or.

3.2.4 Structures tardives

Les fabriques observées dans le gisement de Wona sont reprises par des structures mineures reliées à un ou des événements tardifs. Dans un premier temps, deux familles de failles ont été observées (voir carte en pochette). La première famille de direction N040-N045 est observée dans les murs de la fosse. Ces failles sont d'une grande continuité, avec un pendage de 75-85 NW. Des stries verticales ont été identifiées sur un miroir de faille mais aucun sens n'a pu être déterminé. L'orientation de cette famille suggère soit un raccourcissement de direction NW-SE qui produit des failles inverses, soit une relaxation des contraintes tardives qui conduit à la formation de failles normales.

La deuxième famille a été déterminée par les anomalies géophysiques (Figure 7). Elle est constituée de failles cassantes en cisaillement senestre de direction N130-N140. En carottes de forage, elles se présentent sous forme de boue de faille d'épaisseur variable de 1 à 60 cm dans les shales à graphite et développent principalement avec de nombreux fragments de veines de quartz.

A plus petite échelle, la microfracturation est intense dans les zones silicifiées. Ces microfractures sont remplies de quartz-calcite et localement de pyrite et hématite. Leurs puissances sont millimétriques et leurs directions comprises entre N110-N150 avec un pendage subvertical. Ce sont probablement

des microfractures dues à la relaxation des contraintes en milieu fragile. Quelques kinks et brèches hydrauliques sont également présents en carottes de forage.

3.3 ANALYSE DE LA DÉFORMATION

Les éléments présentés plus haut permettent de définir l'évolution structurale et temporelle du secteur qui s'est déroulée dans la zone de cisaillement de Wona. D'un point de vue cinématique, même si la fabrique S1 apparaît précoce et surtout absente des PQF, elle montre une relation géométrique constante par rapport à S2. Il s'agit ici de relation angulaire de type C-S, où S1 est le plan de schistosité et S2, le plan de cisaillement. La schistosité dominante S2 à N045 est fortement pénétrante en fosse et prend la forme d'une schistosité de flux dans la partie centrale de la zone de cisaillement. Parallèlement, des entrainements d'unités lithologiques comme les PQF (Figure 22A) ou de volcanoclastites (Figure 23B) supportent cette interprétation. En considérant la linéation d'étirement à faible plongée le long du S2, le mouvement déduit est dextre. Les bandes de cisaillement (ECC), développées préférentiellement dans les zones de forte anisotropie sont également compatibles avec un mouvement en cisaillement dextre. Ce mouvement a une composante horizontale matérialisée par la linéation d'étirement à plongement de 10-25° vers le NE. On peut plus précisément caractériser cette

déformation comme un épisode transpressif dextre (Figure 26) qui est induit par un raccourcissement de direction WNW-ESE, lors de D2.

Un autre épisode de déformation est bien imprégné et s'exprime par le développement d'un clivage en compression, de direction N080 (Figure 23). Ce clivage recoupe toutes les unités. Localement, il correspond à un clivage de crénulation (Figure 24C). La direction de ce clivage suggère une rotation de la contrainte principale (σ_1) avec un raccourcissement N-S. Ce raccourcissement a pour conséquence de faire rejouer le cisaillement transpressif dextre initial en un cisaillement senestre (Figure 26) lors de D3.

Des déformations fragiles tardives permettent la mise en place de réseaux de failles fragiles de direction N045 et N110. Les failles cassantes N110 sont possiblement en lien avec l'épisode D3. Des microfractures tardives N130 imprègnent également tout le gisement (Figure 26). Ces structures fragiles peuvent être interprétées comme des phénomènes de relaxation des contraintes lors de l'exhumation. Ces structures n'ont aucun lien avec les minéralisations aurifères.

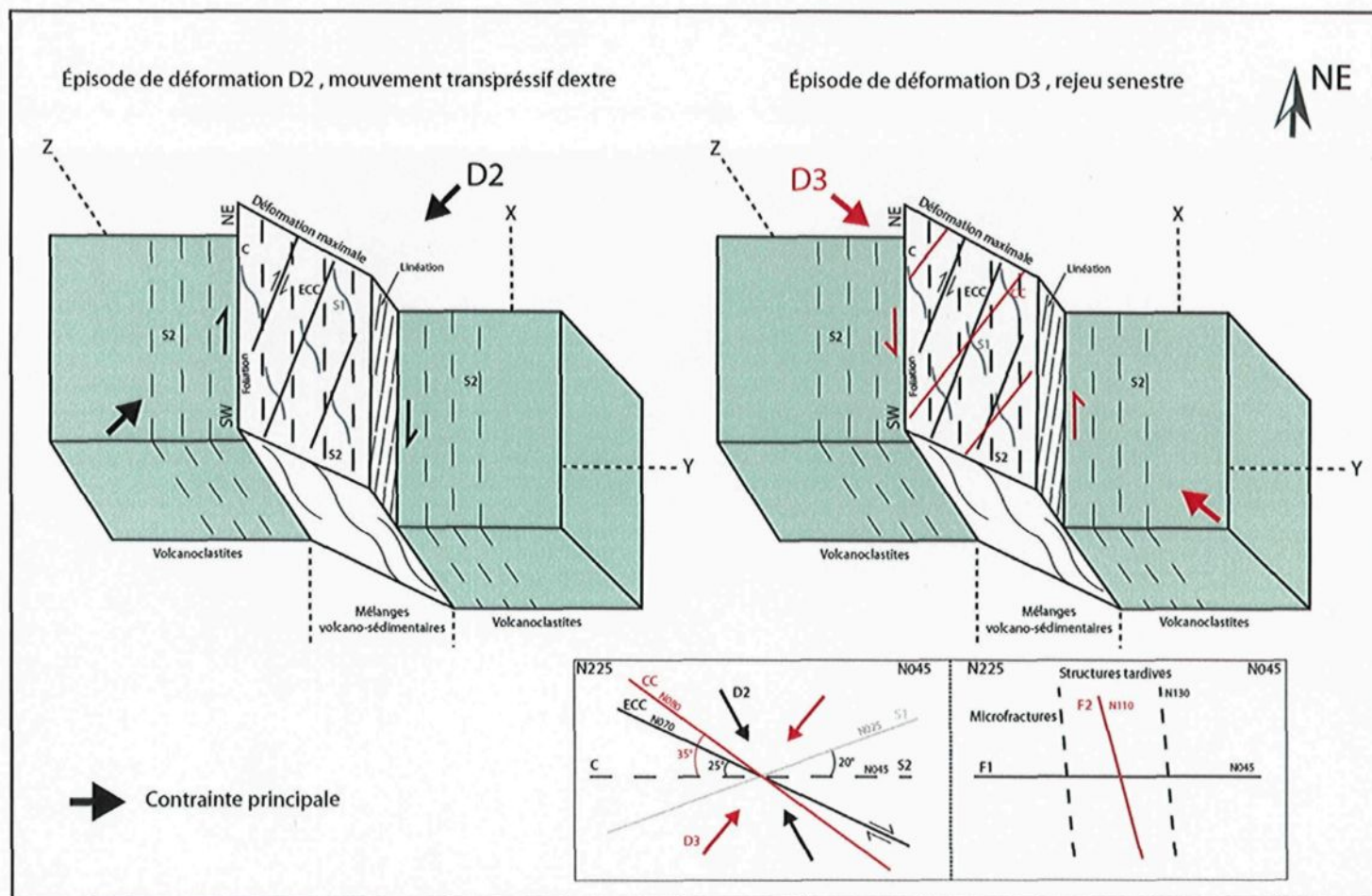


Figure 26 : Épisodes de déformation avec les structures associées.

3.4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE

L'analyse structurale fait ressortir des points intéressants pour le gisement de Wona, dont voici les principaux :

- 1) Les séquences stratigraphiques sont à pendage subverticaux et d'orientation N045 dans la partie principale SE et N030 dans la partie NW.
- 2) Une déformation ductile principale en cisaillement (S2) dextre affecte toutes les unités lithologiques ainsi que les zones minéralisées, de direction NE-SW (N045).
- 3) Une déformation de second ordre en cisaillement (CC) senestre, sous forme de clivage de direction N080, affecte localement les unités.
- 4) Des déformations fragiles tardives forment des réseaux de failles cassantes N045 et N110 et de la microfracturation N130.

La déformation ductile principale est l'épisode majeur dans le gisement de Wona. Elle est en lien avec les minéralisations, probablement synchrone, ce qui la rend très importante pour l'exploration. Toutefois, un problème se pose dans l'identification de l'épisode qui a permis la verticalisation des unités stratigraphiques. Toutes les unités sont verticalisées et imprégnées par la fabrique principale (S2). L'hypothèse d'un épisode de déformation D1 où S1 est développé.

Dans la suite de cette discussion, deux scénarios sont présentés afin de tester l'existence d'un épisode de déformation D1 important qui serait anté-cisaillement dextre (D2). Ces hypothèses seront illustrées par des cas qui existent en Afrique de l'Ouest et par des modèles tirés de la littérature. Une troisième partie intégrera ces épisodes dans le cadre structural régional.

3.4.1 Modèle de plissement anté-D2

Le pendage général des unités stratigraphiques est subvertical et varie entre 80-90°. Il est alors difficile d'observer des relations plicatives. À plus petite échelle, des plis métriques sont observés en bordure de la fosse. L'axe de plis est variable, une linéation d'étirement verticale fut observée localement en fosse. La distribution spatiale des unités stratigraphiques est un point saillant. Elles se répètent de manière systématique avec au centre une zone de mélange volcanoclastites-shales à graphite qui contient la minéralisation économique et sur les bordures des volcanoclastites (Figure 17). On peut penser que les volcanoclastites sont les flancs d'un pli décamétrique vertical avec pour charnière le mélange volcano-sédimentaires. L'axe de plis serait subhorizontal et de direction N045. La charnière devient alors une zone de faiblesse propice aux déformations. Par la suite, les épisodes D2 et D3 peuvent se développer préférentiellement dans la zone de charnière. Les déformations ductile-fragile permettent la mise en place d'une perméabilité structurale favorable à la circulation des fluides hydrothermaux

minéralisateurs et aux injections des dykes contemporains. La présence de lambeaux de S1 obliques est compatible avec cette hypothèse. Cependant, considérant que la schistosité S2 est très pénétrante, celle-ci a probablement réutilisé l'essentielle de la fabrique S1, oblitérant ainsi la relation initiale S1-S0.

3.4.2. Modèle de plissement syn-D2 : transpression

Le modèle de transpression est une déformation qui implique deux zones de convergences obliques (Sanderson et Marchini, 1984). Ces deux zones sont caractérisées par une composante compressive et une composante en décrochement. L'évolution de la déformation crée une fabrique planaire principale qui peut avoir deux composantes linéaires (horizontale et verticale), suivant la rhéologie des unités stratigraphiques. Il ne s'agit pas de deux déformations mais d'une seule qui forme ces structures. Dans le cas du gisement de Wona, la déformation principale D2 joue en mouvement transpressif dextre. Le modèle transpressif peut expliquer la verticalisation des unités stratigraphiques puis son évolution vers un modèle en cisaillement. Temporellement ces deux épisodes de déformation sont alors syn-D2. Ce qui explique la présence d'une linéation verticale locale le long des bordures de la fosse.

3.4.3 Intégration dans le cadre structurale régional

- 1) Un épisode D1 collisionnel conduisant à la formation de l'orogénèse éburnéenne.
- 2) Un épisode D2 responsable de la déformation en structures plicatives et d'une première génération de grands décrochements N-S à NE-SW à dominance senestre, de chevauchements (Ghana) et de plissements associés.
- 3) La phase D3 prend une grande importance au Burkina Faso puisqu'elle conduit à la formation de plis contrôlés par des décrochements dextres et senestres responsables des grands décrochements NE-SW dans les ceintures de roches vertes.

Plusieurs études structurales ont été conduites dans les ceintures de roches vertes au Burkina Faso (Ilboudo et al., 2008; Traoré et al., 2006, Tshibubudze et al., 2009). Ces ceintures sont polyphasées et affectées par des épisodes de déformation en cisaillement. Les déformations sont temporellement associées à l'épisode tardif D3 de la tectonique Éburnéenne (Béziat et al., 2008). La ceinture Paléoproterozoïque de Houndé est affectée par des grands accidents structuraux d'orientation NNE-SSW (Metour et al., 2003) qui jouent en dominance senestre (Figures 4 et 5). Ces accidents sont interprétés comme étant contemporains des

déformations D2-D3. On peut alors émettre l'hypothèse selon laquelle les déformations cisillantes D2-D3 du gisement de Wona sont synchrones des événements D2–D3 de Metour et al., (2003). L'hypothèse d'une déformation D1 serait alors en lien avec l'épisode précoce de raccourcissement NW-SE initialisant l'orogénèse Éburnéenne (Milési et al., 1989 et Métour et al., 2003).

CHAPITRE IV

TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS

4.1 INTRODUCTION

Le gisement aurifère de Wona avec ses 1 680 000 oz de réserves à 2,8 g/t (Rapport technique, 2010), est l'un des plus prolifiques en termes d'exploitation et de potentiel aurifère au Burkina Faso. En raison de sa taille et de sa continuité, il est important de bien caractériser les minéralisations afin d'établir un modèle métallogénie du gisement. Tout d'abord, les minéralisations seront décrites ainsi que leurs répartitions spatiales afin d'identifier les facteurs de contrôle. Par la suite, une description plus analytique, basée sur la détermination des éléments traces, permettra de mettre en évidence les types de sulfures (pyrite et arsénopyrite), la distribution de l'or et les épisodes de minéralisation.

4.2 DESCRIPTION ET REPARTITION SPATIALE DES MINÉRALISATIONS

Dans le gisement de Wona, les minéralisations se distribuent de manière continue et anastomosée (Figures 27 et 28). Il existe 3 types de minéralisations: 1) la minéralisation sous forme d'une silicification pervasive à diffuse massive de puissance centimétrique à métrique, d'une grande continuité latérale et d'orientation NE-SW, 2) la minéralisation sous forme de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée d'épaisseur millimétrique à centimétrique en cisaillement et en tension, et 3) la minéralisation sous forme de sulfures disséminés primaires. Ces minéralisations présentent des zonalités spatiales qui permettent de former un corps minéralisé économique.

4.2.1 Minéralisations sous forme de silicification massive et diffuse

4.2.1.1 Silicification massive

Ce type de minéralisation est exceptionnel de par son épaisseur métrique à décamétrique et sa grande continuité longitudinale et latérale de direction NE-SW qui s'étale sur plusieurs kilomètres (~4 km) le long du couloir de déformation de Wona (Figure 28). Elle forme la minéralisation principale (Figure 29). On considère, que l'on parle de silicification massive lorsque la roche contient plus de 90% de silice (quartz) sous forme massive à diffuse, laissant ainsi 10% ou moins de relique de protolithe (Figures 30A). Sur le terrain, elle forme des feuillets plus ou

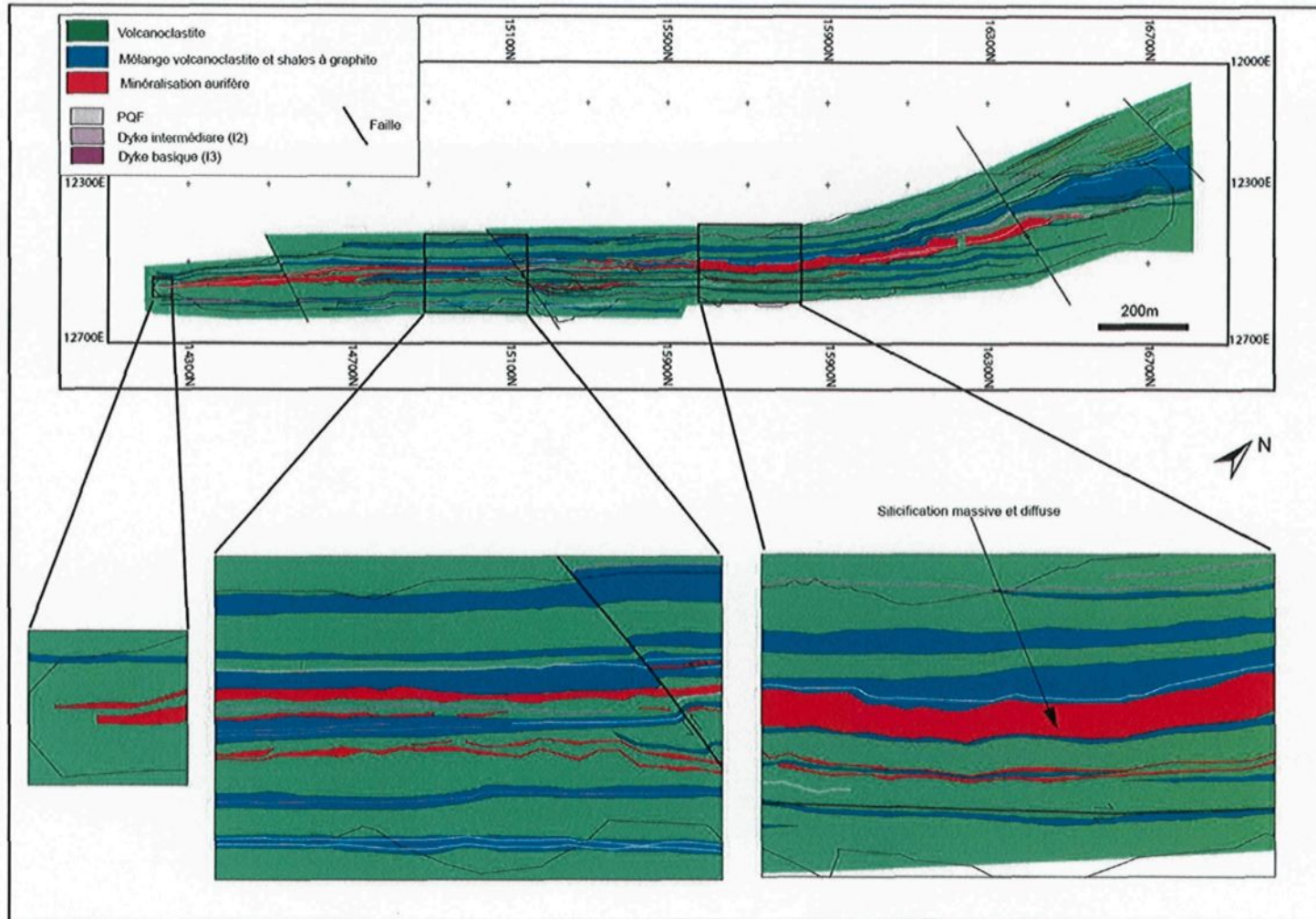


Figure 27 : Carte géologie montrant la répartition spatiale et l'évolution des minéralisations au sein de la fosse du gisement de Wona.

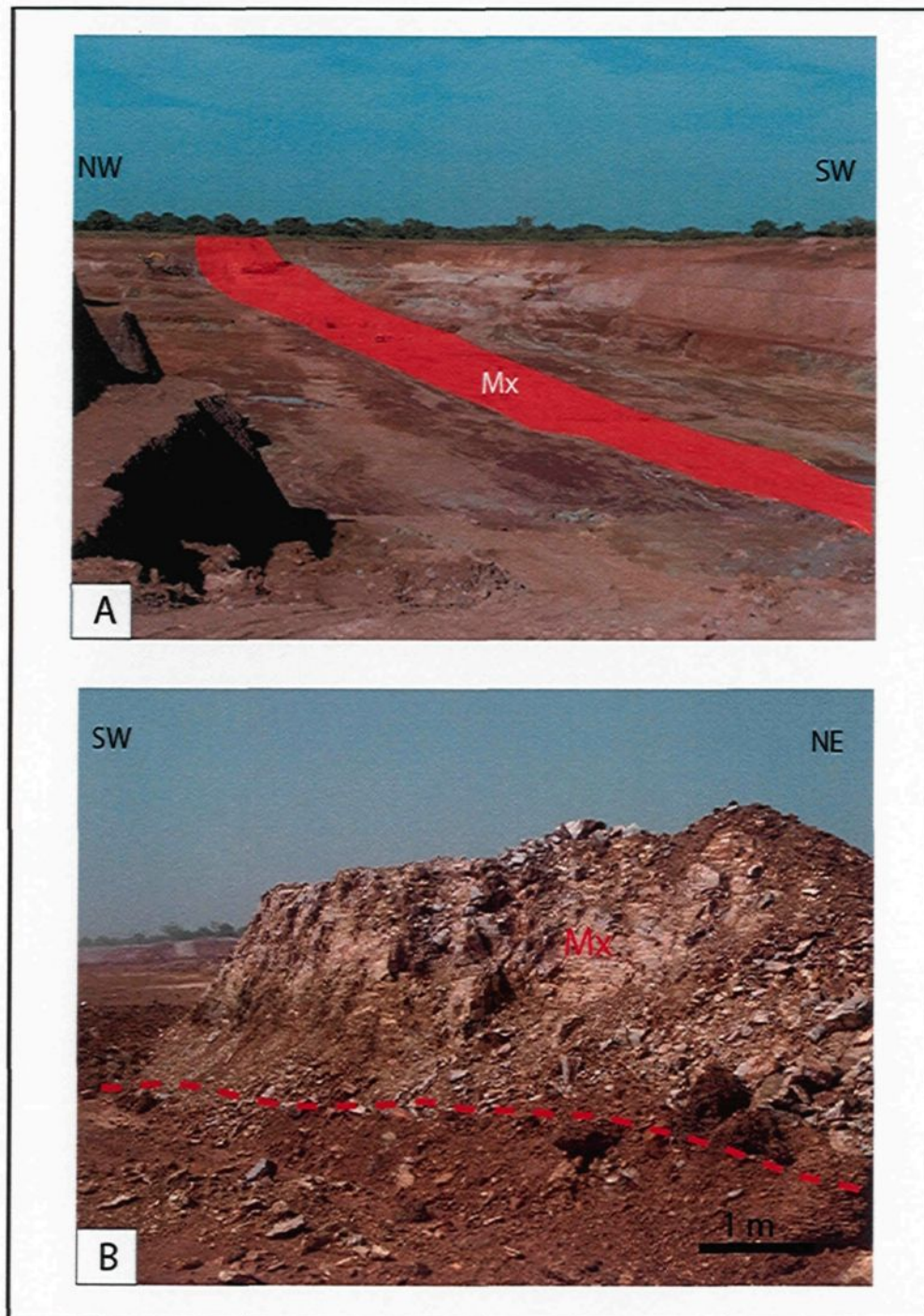


Figure 28 : Photo A : Vue de la partie NE de la fosse de Wona avec minéralisations associées, remarquez la forte saprolitisation des unités lithologiques rendant difficile l'interprétation. Photo B : Panneau de silicification massive minéralisée avec linéation à plongement de 20° vers le NE.

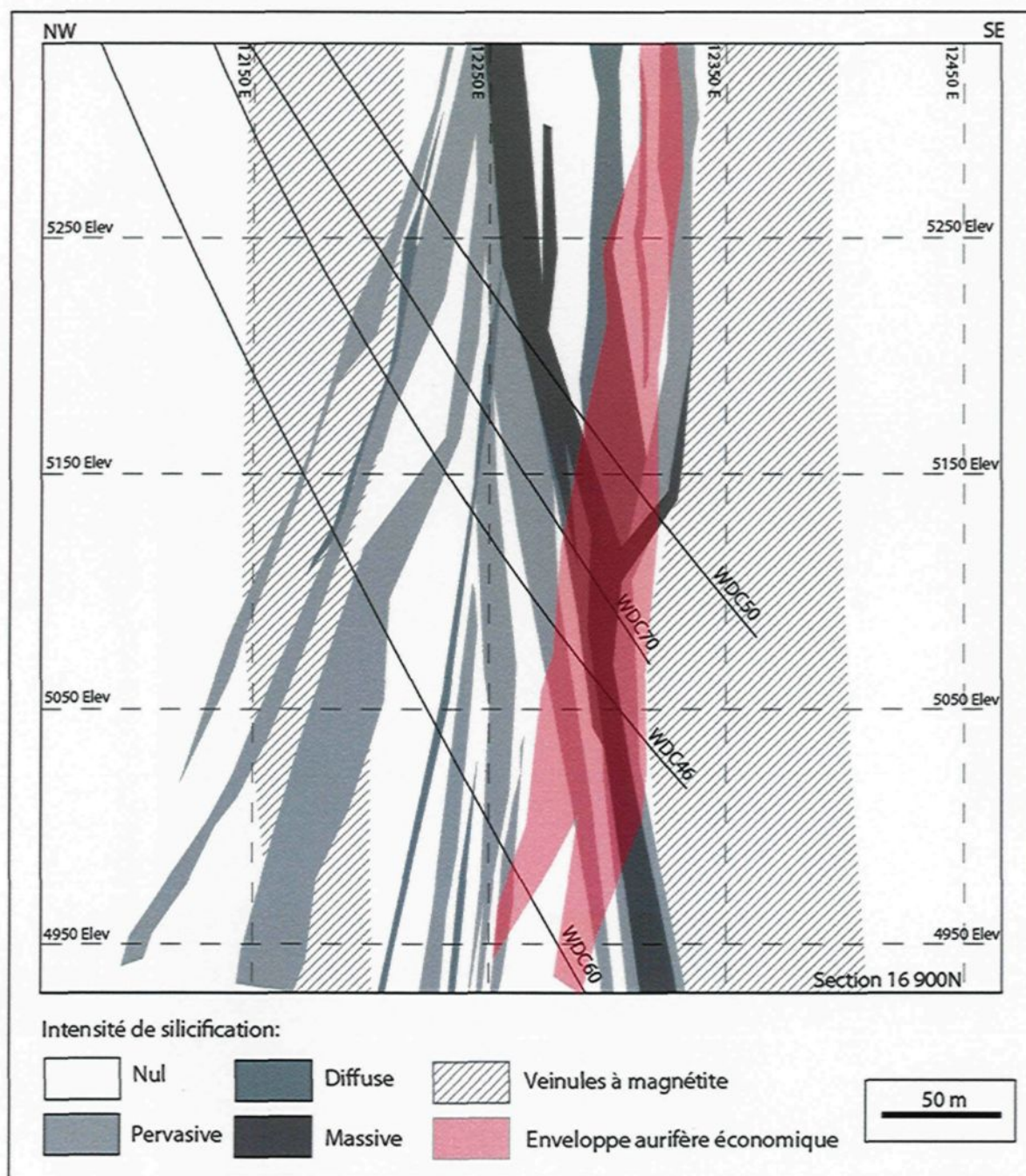


Figure 29 : Répartitions spatiales de l'intensité de la silicification, de la distribution des veinules à magnétite et de l'enveloppe aurifère économique. Section 16 900N.

moins anastomosés, imbriqués selon la figure 29. Elle est constituée de quartz blanchâtre à grisâtre intensément fracturé (Figure 28B). En carottes de forage, la silicification massive (SIM) a communément une texture bréchifiée (Figure 30A). Cette texture est produite par la bréchification de veines antérieures de quartz qui ont été reprises par la silicification. Par ailleurs, on retrouve des reliquats de protolithes entre 1-10%; composées de carbonates, de chlorites et de différents minéraux d'altérations comme la séricite et la sméctite. Les sulfures (pyrite-arsénopyrite) sont sous la forme d'amas et de cubes finement disséminés. Leur taille est de l'ordre du millimètre et peut atteindre 10% modale de la roche. On retrouve également quelques sulfures dans les microfractures tardives ayant affecté la silicification, ceci marque les dernières pulses hydrothermales.

D'un point de vue lithologique, la silicification massive est encaissée dans les unités volcanoclastites et de shales à graphite. Ces unités sont recoupées par des essaims de dykes. Elles ont un pendage vertical qui confère un important enracinement en profondeur de la structure minéralisée. Celui-ci a été démontré par la campagne de forage 2009 (Figure 29). Les travaux de cartographie en fosse ont permis de mettre en évidence une relation spatiale entre la silicification massive, les unités sédimentaires et les injections de dykes.

Dans la partie SW du gisement, les unités volcanoclastites à chlorite dominant avec quelques lits décimétriques à métriques de shale. La minéralisation (SIM) est alors d'une puissance plus faible que dans la partie NE (Figure 27B). Au

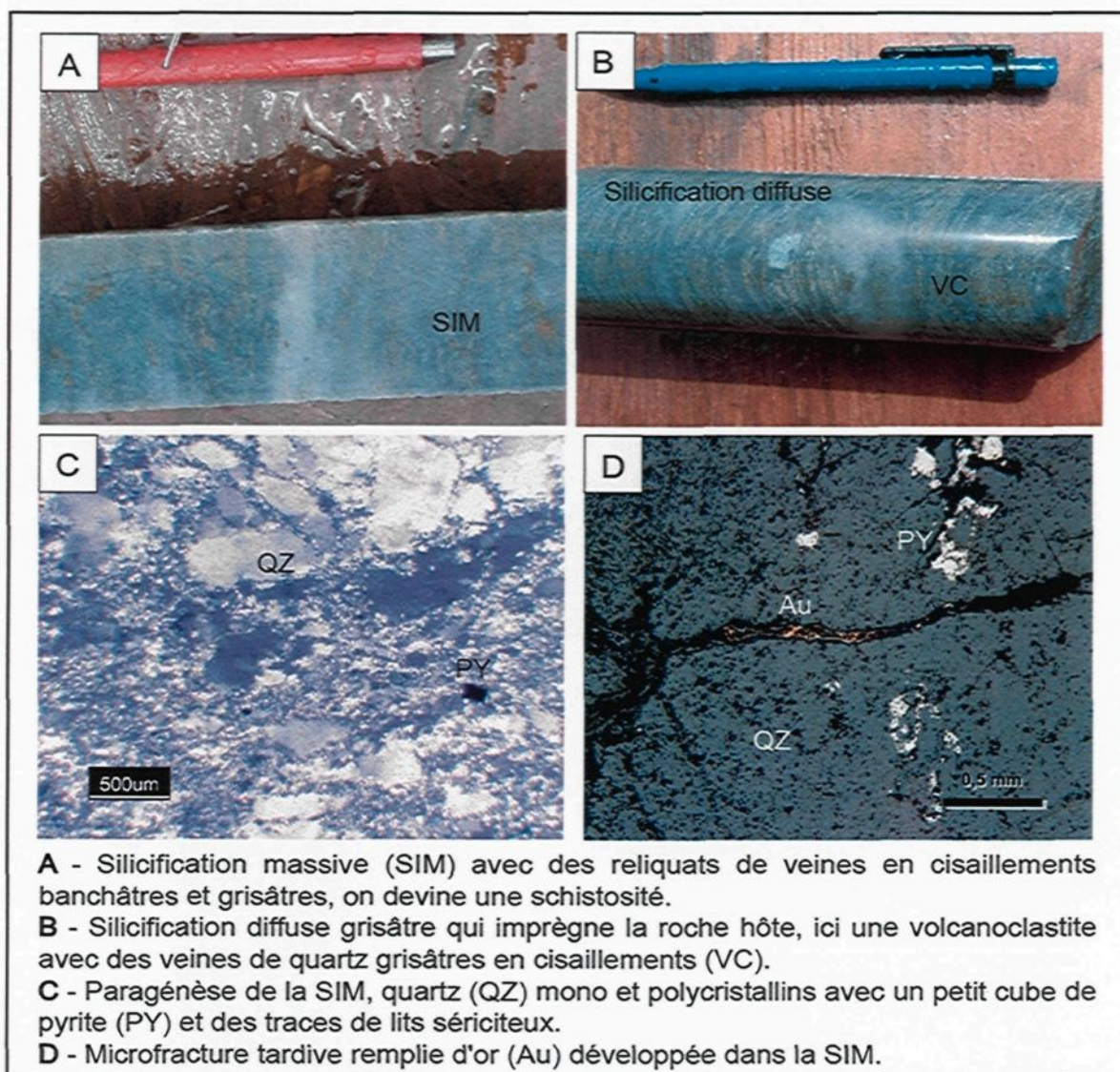


Figure 30 : Texture typique d'une silicification massive avec relation avec les diverses générations de veines de quartz, carotte de forage WDC-91, section 16800.

NE, l'épaississement des unités sédimentaires à shale, en interaction avec les volcanoclastites, s'accompagne d'une augmentation de la puissance de la minéralisation qui peut atteindre jusqu'à 40 m d'épaisseur (Figure 27C).

En parallèle, des essaims de dykes à dominance felsique (PQF) sont présents au cœur des zones minéralisées induisant une zone de mélange (Figure 25). Cette découverte lors de la dernière campagne de terrain est l'un des facteurs prépondérants pour le contrôle des minéralisations de Wona. Ces dykes sont fortement silicifiés ce qui rend les observations difficiles dans le cœur du corps minéralisé. Ces dykes permettent :

- 1) un contraste rhéologique favorable à la perméabilité structurale;
- 2) un rôle de canalisation des fluides hydrothermaux.

Ces deux facteurs jouent un rôle fondamental dans l'architecture du gisement car ils favorisent les processus de dépôt des minéralisations.

4.2.1.2 Silicification diffuse à sulfures disséminés

La minéralisation sous forme d'une silicification diffuse à sulfures disséminés est la continuité latérale de la silicification massive. On la retrouve de chaque côté du gisement. On parle de silicification diffuse, lorsque le protolithe est visible et que le pourcentage de silice est supérieur à 50% (Figure 30B).

Macroscopiquement, la silicification diffuse est de couleur comprise entre le blanc et le gris. La silicification de couleur grisâtre est généralement plus riche en sulfures. Elle est un bon indice pour la distribution des fortes teneurs aurifères. Les sulfures peuvent atteindre jusqu'à 15% modale de la roche avec en majorité la pyrite et l'arsénopyrite. La pyrite est présente sous diverses textures, subidiomorphe à xénomorphe, en amas ou disséminée finement dans les zones de matrice altérée par les assemblages à chlorite, séricite, carbonates et graphite (Figure 30C).

En lames minces, la silicification diffuse se retrouve dans les feuillets de la schistosité S2 principale et en agrégats polycristallins étirés très fins. L'arsénopyrite se retrouve préférentiellement dans les zones à matrice. Elle est subidiomorphe à xénomorphe, de taille comprise entre 0,1-2 mm, en amas ou disséminée. Le cortège minéralogique est constitué de chalcopyrite et de nombreux micro-cubes de sphalérite grisâtres pouvant atteindre 1-2%. De l'or natif a été également observé localement (Figure 30D).

4.2.2 Minéralisations sous forme de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée

Les minéralisations sous la forme de veines et veinules sont largement représentées dans le gisement de Wona. On les retrouve dans toutes les unités à des dimensions variables. Il en existe principalement deux types : 1) les veinules et veines en cisaillement et 2) les veinules et veines en tension.

4.2.2.1 Les veinules et veines en cisaillement

Il s'agit de veinules et veines millimétriques à décimétriques de quartz et carbonates avec des sulfures (Figure 31A) qui occupent le plan de schistosité S₂, de direction NE-SW et de pendage vertical. Ces veines ont encaissé les diverses déformations qui leur ont donné des textures boudinées, plissées et rubanées, suivant l'incrément de la déformation et les types de lithologies (Figure 31A). Le cortège minéralogique présente une grande variabilité qui s'exprime par divers assemblages de sulfures ou par la variation du gradient d'ouverture de la gangue silicatée. Ces variations s'expliquent par la rhéologie des unités encaissantes et par les compositions géochimiques des fluides hydrothermaux. Les textures sont majoritairement en mosaïque (Figure 31B), prismatique ou crustiforme (Figures 31C, D), ce qui indique une cristallisation en milieu ouvert (Dong et al., 1995). Des

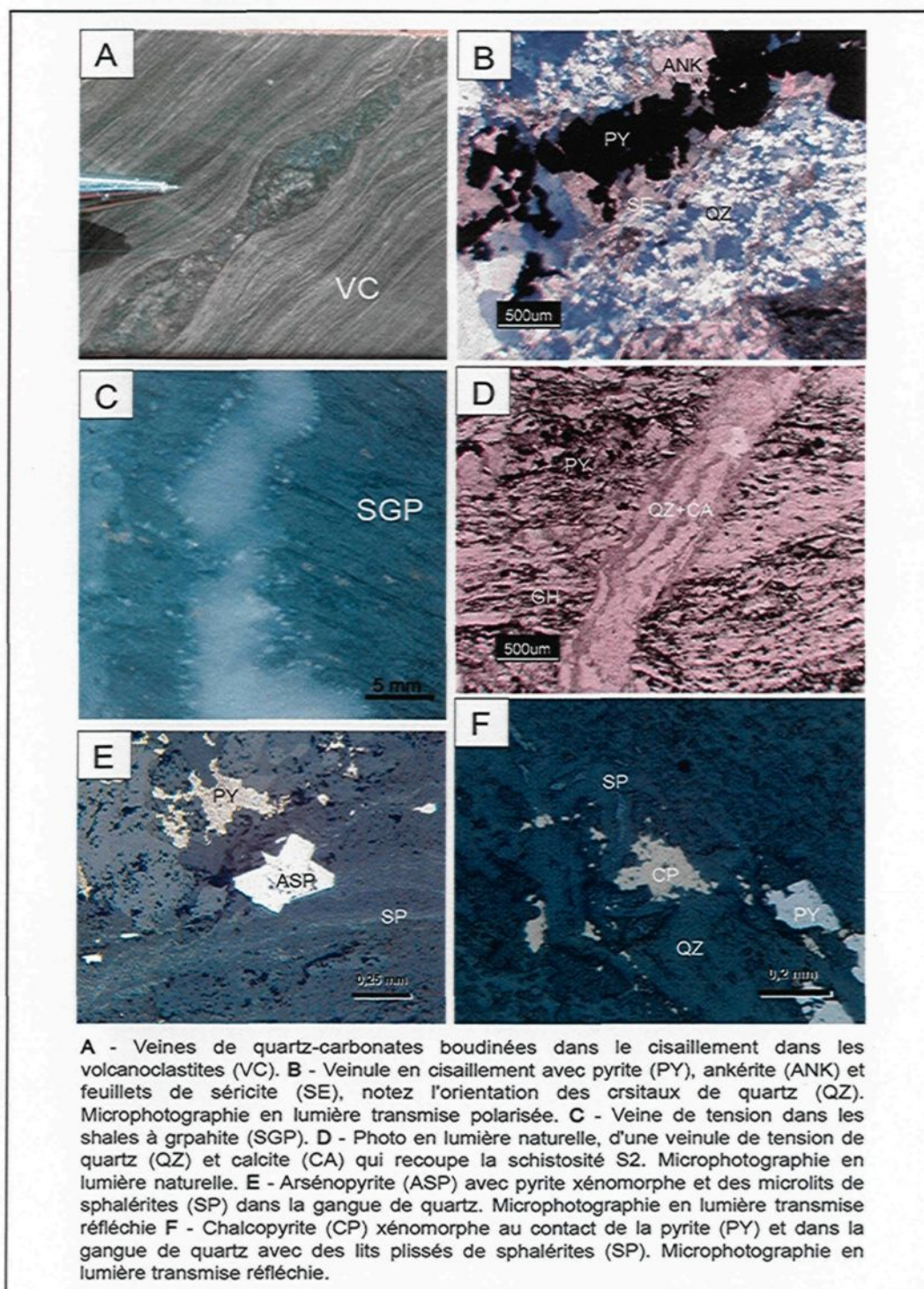


Figure 31 : Photographies relatives aux veines et veinules en cisaillement et tension.

structures rubanées sont également mises en évidence dans les veines centimétriques. Les sulfures se retrouvent dans les épontes, sous forme subidiomorphe à idiomorphe, parfois fracturées et étirées. La pyrite est le sulfure le plus commun suivi de l'arsénopyrite, de la chalcopyrite et de la sphalérite (Figures 31E et 31F). Ces phases métalliques peuvent se retrouver en inclusion dans les sulfures. Aucun grain d'or natif n'a été observé au microscope optique. La gangue est principalement composée de quartz-carbonates-séricite (Figure 31B), voir localement de chlorite. Quelques veines à quartz-tourmaline ont été observées localement. Dans les veines encaissées dans les volcanoclastites à chlorite, la gangue peut être en majorité constituée de carbonates comme l'ankérite ou la calcite (80%) et de rares sulfures. À l'inverse dans la partie centrale du gisement, la séricite, les sulfures et le quartz polycristallin constituent la gangue. Cette distribution témoigne de la présence de zonalités d'altérations qui sont traitées dans le chapitre suivant.

4.2.2.2 Les veines et veinules en tension

Ces types de veines recoupent la schistosité S2 généralement de manière franche entre 30° et 90°. Tout comme pour les veines en cisaillement, on retrouve certaines caractéristiques communes comme les couleurs allant du blanc au gris. Des textures franches ou plissées (Figure 31C) sont retrouvées dans toutes les unités géologiques du gisement. Les veines de tension blanchâtre de taille

centimétrique se retrouvent dans les dykes acides et dans les feuillets de la silicification massive (Figure 13A). Les veines de tension grisâtres sont distribuées préférentiellement dans les zones de mélanges de volcanoclastites et shales à graphite. Les paragenèses sont constituées de quartz monocristallin et polycristallin de couleur blanchâtre et grisâtre. La couleur grisâtre est probablement due à des impuretés (inclusions) dans le quartz. Des carbonates (ankérite-calcite) sont présents dans les épontes (Figure 31D).

4.2.3 Les sulfures primaires disséminés

Les sulfures primaires disséminés se retrouvent principalement dans les volcanoclastites (Figure 32A). Le terme primaire est ici défini sur la base de la texture, de la distribution spatiale et des analyses en métaux traces. Ce sulfure est une pyrite à texture spongieuse riche en gangue de silicates (Figure 32B). Ces pyrites sont de taille fine entre 0,02 et 1 mm. Leur paragenèse est constituée de chlorite-carbonates-séricite en lien avec les sulfures (Figure 32C).

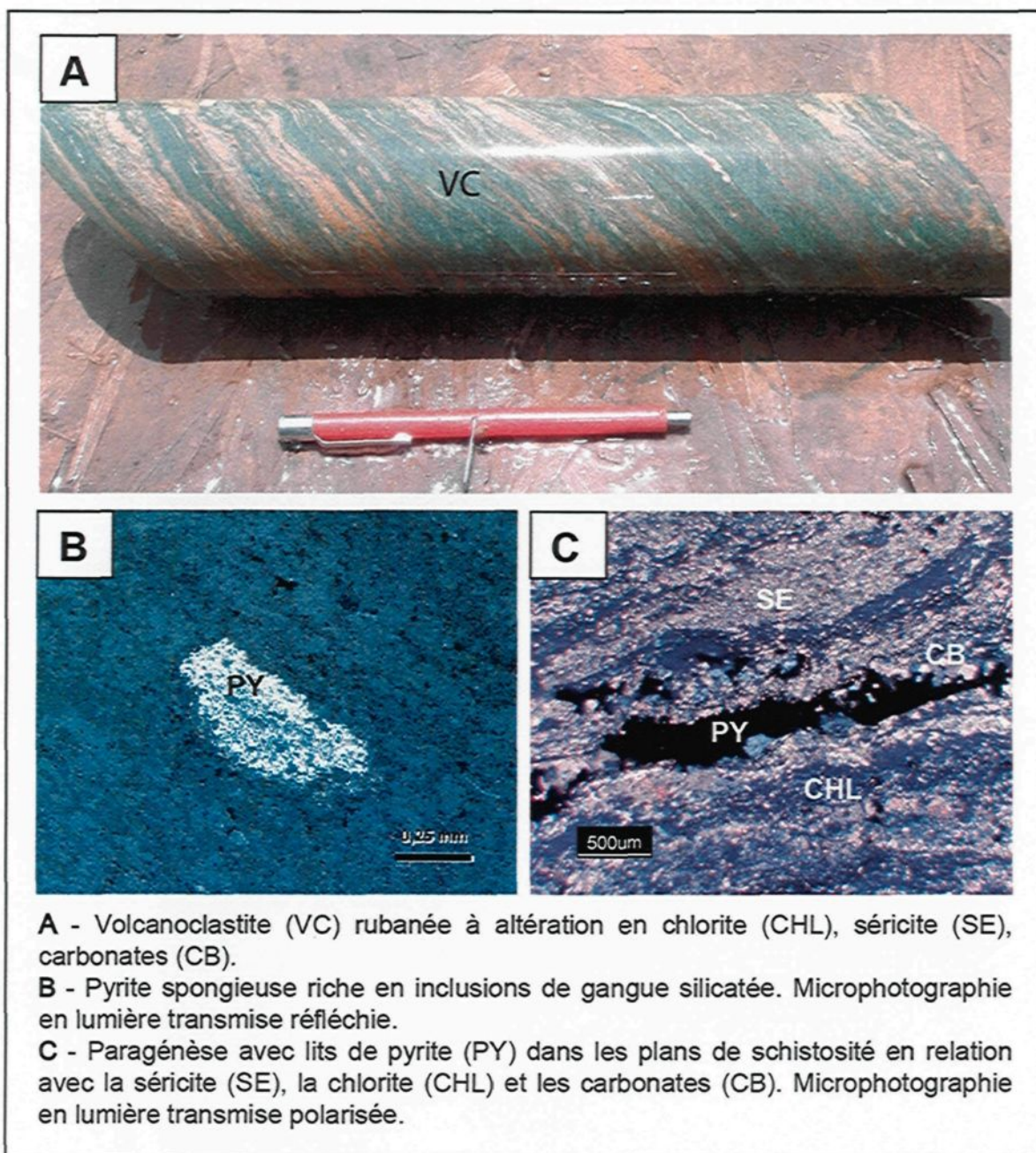


Figure 32 : Photographies des sulfures disséminés primaires.

4.2.4 Veinules et veines de magnétite non minéralisées

Les veinules et veines de magnétite sont exclusivement présentes dans les séquences volcanoclastites à altération chlorite-calcite. Celles-ci se retrouvent en bordures, de part et d'autre de la zone minéralisée à plus haute teneur. Chaque bordure constitue une enveloppe externe pour la minéralisation. Ces veinules et veines sont d'épaisseurs millimétriques à centimétriques en cisaillement, parfois plissées (Figure 33A) et composées de quartz-calcite (Figure 33B). Elles se retrouvent dans les plans de la schistosité S2, ce qui confère une grande continuité le long du gisement. La magnétite est de forme idiomorphe, de taille comprise entre 0,5-5 mm et peut constituer jusqu'à 25% modale de la gangue. En bordures, on retrouve localement de l'hématite qui est un phénomène de météorisation.

Le cortège minéralogique est constitué principalement de magnétite, quelques pyrites idiomorphes y sont également présentes (moins de 1%) mais aucune relation de substitution n'est observée. En effet, on pourrait émettre l'hypothèse selon laquelle la zonalité observée découle du fait du remplacement de la magnétite par la pyrite dans le cœur minéralisé. Ce phénomène de sulfuration est bien documenté, mais aucune observation ne peut le justifier. La chalcopryrite est observée localement en trace (Figure 33C). La gangue est constituée de quartz polycristallin, de chlorite, de calcite et localement d'épidote.

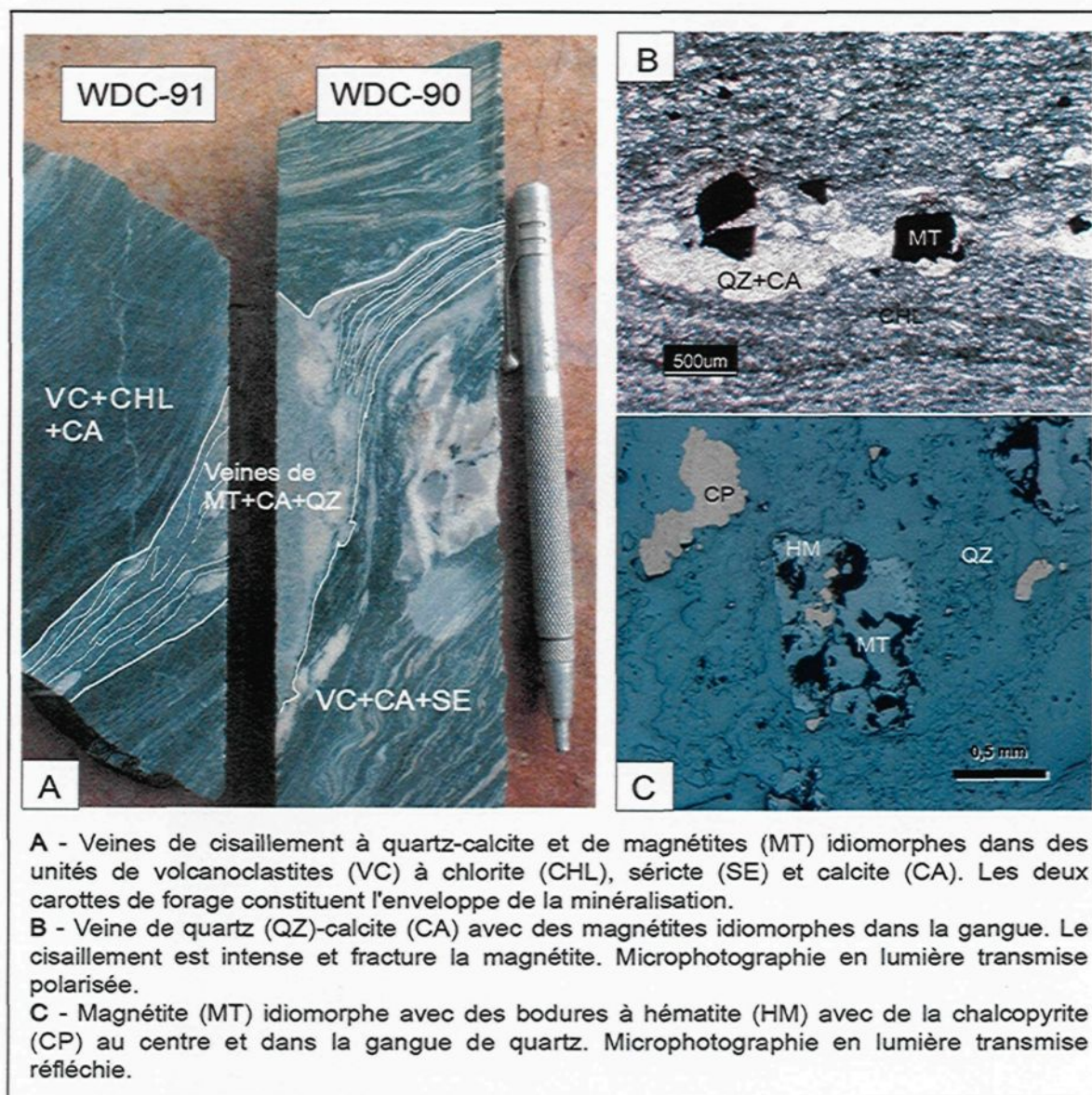


Figure 33 : Photographies relatives aux veines de magnétites.

Les minéraux d'altérations qui dominent les épontes immédiates des veines sont les mêmes avec ceux qui constituent la gangue.

4.3 SIGNATURES GÉOCHIMIQUES DES MINÉRALISATIONS

Les signatures géochimiques des minéralisations ont été étudiées à partir de l'analyse des différents sulfures présents dans les structures minéralisées, à savoir : les pyrites et les arsénopyrites. Ces signatures sont utilisées principalement afin de déterminer des familles en relation avec la distribution de l'or. Les textures ont été les principaux critères de sélection en lien avec le style de minéralisation. Une étude géochimique sur les magnétites a aussi été faite.

4.3.1 Signature de la pyrite

La pyrite (FeS_2) est le sulfure le plus commun dans les unités géologiques. Elle contient de nombreux éléments en trace dans sa structure cristalline comme le Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Ag, Sb, Au (Large et al., 2009). Il existe principalement trois formes sous lesquelles sont incorporées les éléments traces dans la structure cristalline (Loftus-Hills et al., 1967; Huston et al., 1995). Il s'agit de : 1) substitution stœchiométrique dans la structure cristalline en solution solide ; 2) substitution non-stœchiométrique dans la structure cristalline ; et 3) inclusions microscopiques.

Les substitutions stœchiométriques dans la pyrite correspondent essentiellement au Ni et au Co qui remplacent le Fe, et au Se et Te qui peuvent se substituer au S. C'est le rayon ionique et la charge des éléments qui contrôlent leur substitution (Chouinard et al., 2005). Les remplacements non-stœchiométriques concernent principalement les éléments tels que l'As, le Mo, l'Au, ou le Tl. En ce qui concerne les éléments présents en inclusions, il s'agit généralement du Cu, Zn, Pb, Au et Ag. Ces phénomènes chimiques permettent de donner une signature en éléments traces unique à un type de pyrite ou plus généralement à une famille de pyrite en relation avec les différents événements hydrothermaux (Kelley et al., 2004; Large et al., 2007). C'est en se basant sur ce principe que l'étude géochimique des pyrites prend tout son sens. Ainsi, on détermine les signatures chimiques des diverses familles de sulfures en relation avec les chronologies des épisodes de minéralisation.

4.3.1.1 Méthodologie

Un total de 46 échantillons a été prélevé de manière représentative le long de la zone minéralisée de Wona entre les sections 14500N et 18100N (Figure 34). Une étude pétrographique a été effectuée sur des lames minces de 30 μm avec couvre objet et des lames minces polies de 100 μm pour les analyses destructives au LA-ICP-MS du LabMater de l'UQAC. Quelques cartographies en éléments majeurs ont été produites à l'aide de la microsonde électronique CAMECA SX-100

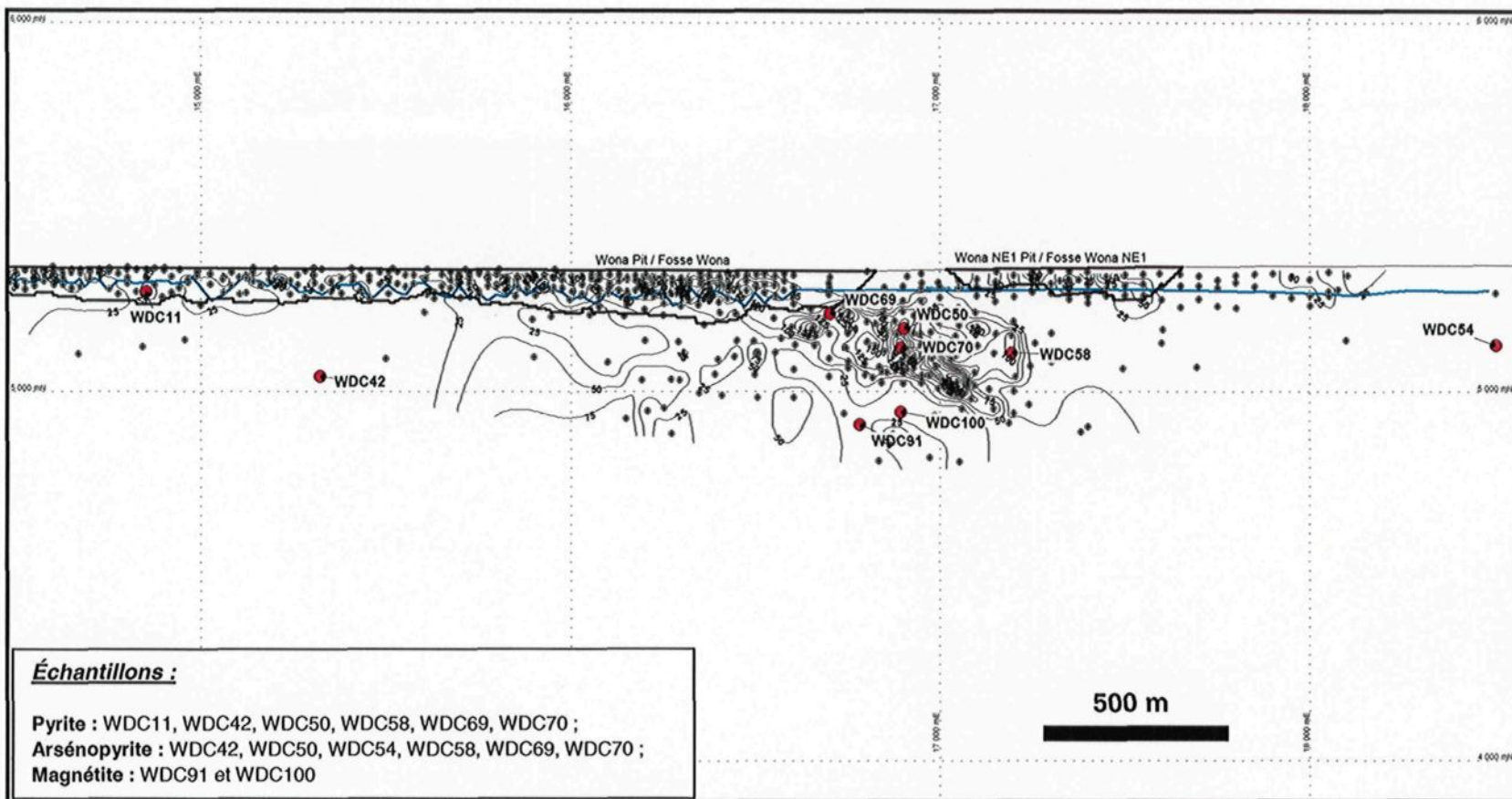


Figure 34 : Répartition spatiale des échantillons minéralisés étudiés dans la fosse de Wona. Les ronds rouges correspondent aux trous de forage. Modifiée de SEMAFO, 2010.

de l'Université Laval. Une étude approfondie a permis de sélectionner des pyrites en liens avec la typologie des minéralisations que ce soit sous forme de silicification massive (SIM), de veines et veinules, de sulfures primaires et de veines et veinules de magnétite. Tous les cristaux de pyrites analysées appartiennent à l'une des trois grandes familles suivantes (Figure 35), à savoir : 1) les pyrites poreuses spongieuses, 2) les pyrites idiomorphes, et 3) celles à bordures recristallisées.

Le LA-ICP-MS est constitué d'un microscope avec caméra relié à un laser New Wave Nd:YAG 213 nm. Le tout est connecté à un ICP-MS Thermo Elemental X-7. Le protocole d'analyse nécessite des lames minces polies de 100 μm enfermées dans un caisson étanche sous une atmosphère d'hélium pur. Les paramètres utilisés pour le laser sont les suivants : un faisceau laser de 50 à 80 μm de diamètre, un taux de répétition de 10 Hz et une énergie du laser d'environ 0,350 mJ/cm^2 . L'énergie du laser peut varier suivant le temps d'analyse. Le temps d'analyse est de 90 secondes, ce qui inclut 20 secondes d'analyse du bruit de fond (*background*), et permet un intervalle de temps d'acquisition de données avec le laser de 70 secondes. Les sulfures analysés doivent être suffisamment homogènes, représentatives et de faible porosité, afin d'éviter d'interagir avec les inclusions minérales qui pourraient fausser les mesures.

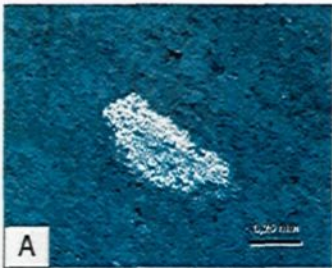
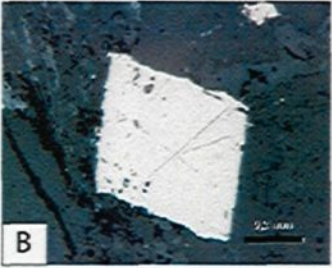
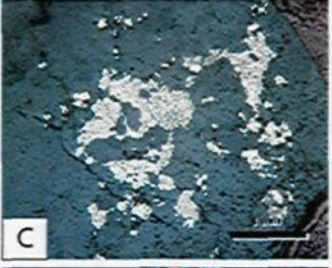

Famille de pyrite	Type de minéralisation	Caractéristiques texturales	
	Sulfures disséminés primaires «Py 1»	-Cristaux xénomorphes spongieux, de taille comprise entre 0,02 et 1 mm. -Très riche en inclusions de gangue.	
	Veinules et veines à sulfures à gangue silicatée «Py 2»	-Cristaux idiomorphes, parfois en amas, de taille comprise entre 0,05-3 mm. Parfois fracturés. -Le cœur est poreux avec de nombreuses inclusions de silicates et de sulfures. Les bordures sont recristallisées et faiblement poreuses.	
	Même type de minéralisation	Silicification massive (SIM) «Py 3»	-Cristaux xénomorphes à idiomorphes, souvent en amas, de taille comprise entre 0,1-5 mm. -Inclusions de gangue silicatée variables.
		Silicification diffuse «Py 3»	-Cristaux xénomorphes à idiomorphes, disséminés et en amas de taille comprise entre 0,05-2 mm. Localement fracturés. -Le cœur est poreux avec de nombreuses inclusions de silicates et de sulfures. Les bordures sont recristallisées et faiblement poreuses.

Figure 35 : Caractéristiques physiques des familles de pyrite des différentes minéralisations du gisement de Wona.

Le standard PS-1 (Wilson et al., 2002) a été utilisé pour contrôler la qualité lors des analyses de routine au LA-ICP-MS. Le PS-1 est un sulfure synthétique de composition connue (Annexe 2). Chaque série d'analyse de cristaux de pyrite est constituée de 6 à 9 analyses du PS-1, soit 3 au début, 2 à 3 au milieu et 3 à la fin de la séquence analytique. Pour le calcul des concentrations, les spectres les plus homogènes, définissant un plateau du signal sur le temps, ont été choisis.

4.3.1.2 Résultats

Un total de 188 analyses a été effectué sur 40 pyrites représentatives du gisement de Wona (Annexes 3 et 4). Les résultats détaillés sont présentés à l'annexe 1. La distribution spatiale, les paragenèses et les textures furent les éléments de sélection. Les inclusions sont décelées par l'observation de pics dans le signal en temps réel de certains éléments durant les analyses. Dans la suite de ce chapitre, nous appellerons les pyrites primaires disséminées « Py 1 », les pyrites des veinules et veines à gangue de silicate « Py 2 » et les pyrites des zones silicifiées « Py 3 ».

Les diagrammes binaires (Figure 36) Te/Sb, Zn/Pb, Au/Ag et Au/Ni montrent un enrichissement en métaux de la Py 1 comparativement aux deux autres familles (Py 2 et 3). La Py 1 a une signature élevée en éléments traces (Figures 37 et 38)

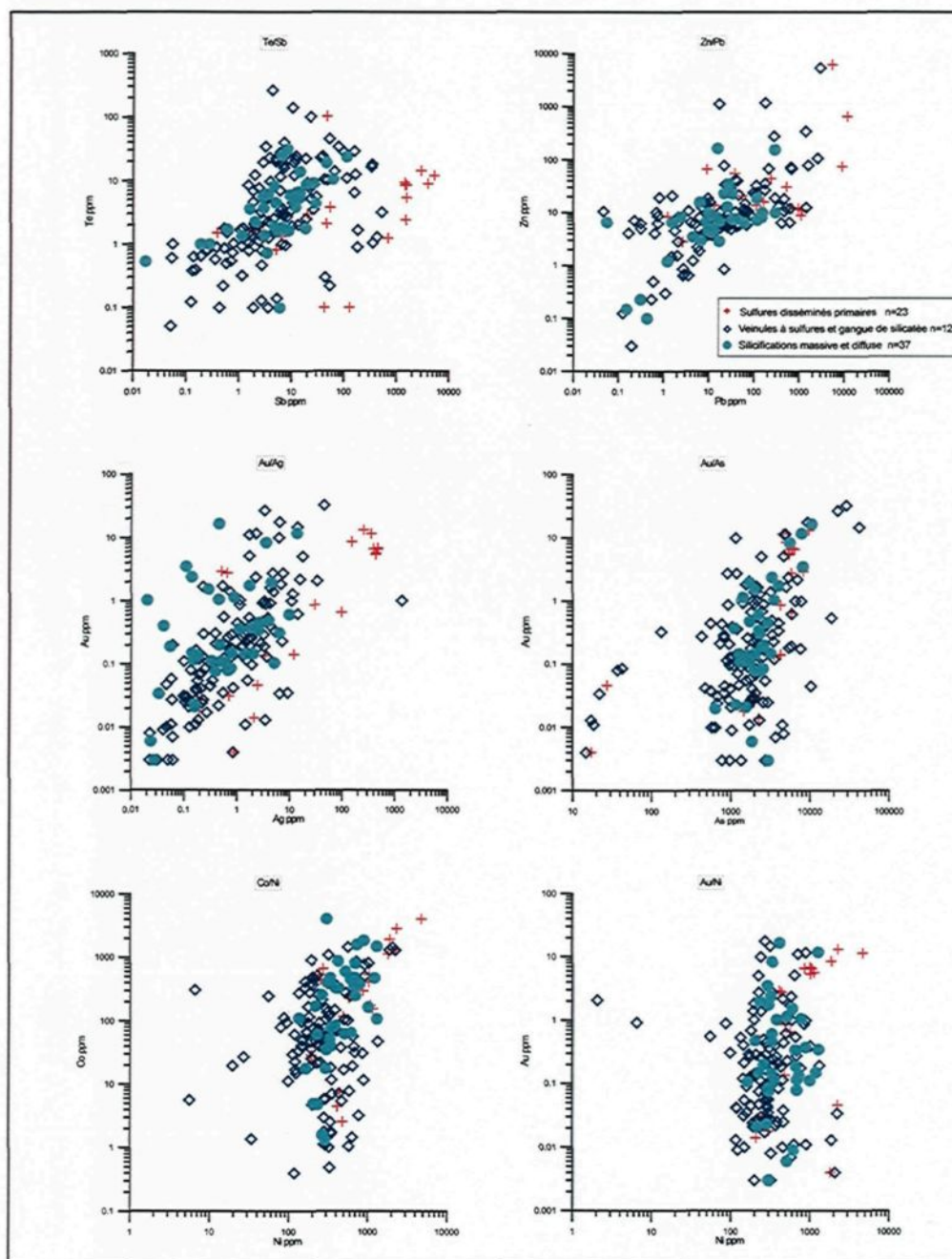


Figure 36 : Diagrammes binaires permettant de discriminer les familles de pyrite.

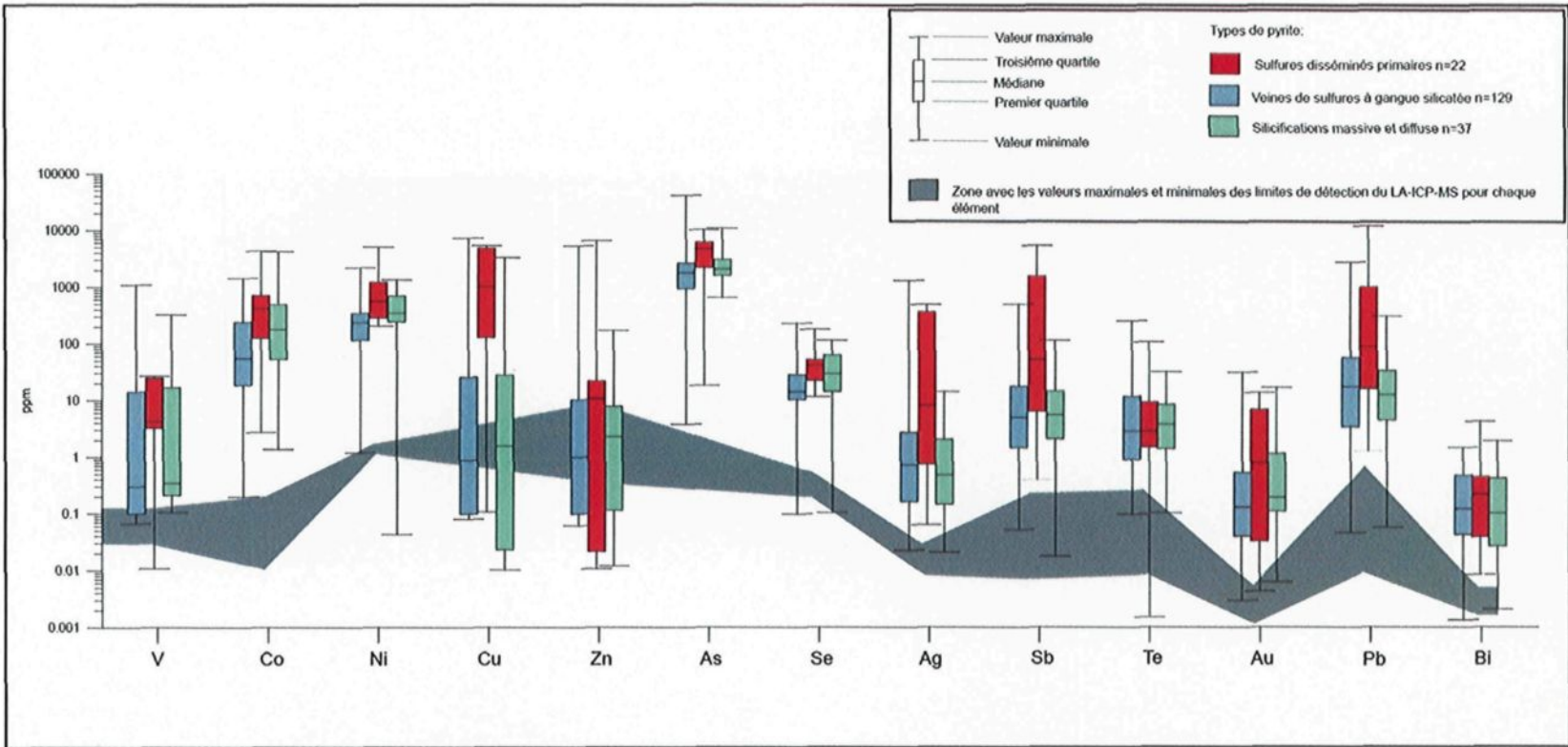


Figure 37 : Synthèse de la composition des pyrites provenant des diverses formes de textures du gisement de Wona.

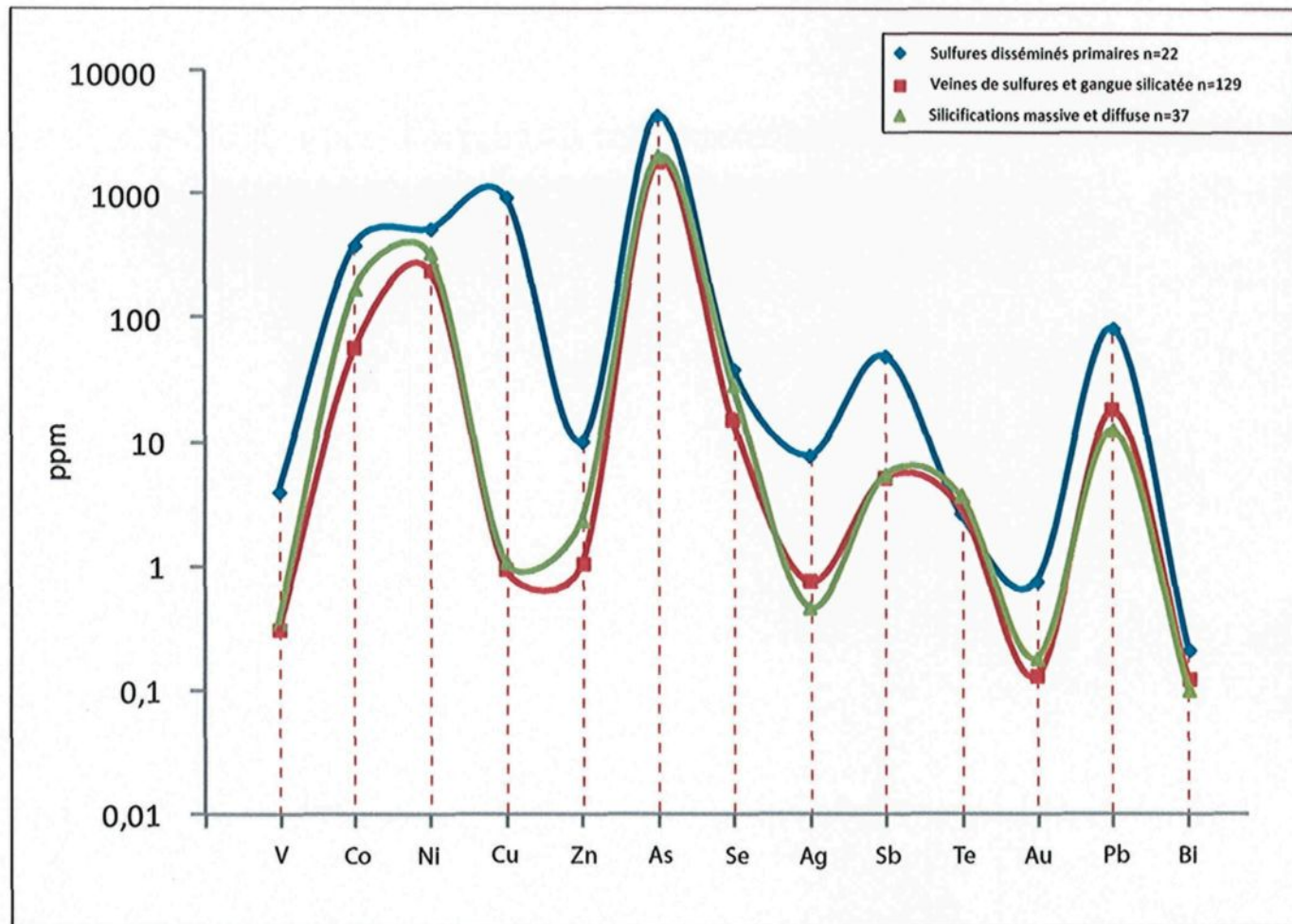


Figure 38 : Signatures des trois types de pyrites identifiées sur le gisement de Wona. La position du symbole correspond à la médiane des analyses.

avec des plus fortes concentrations en métaux tels que le Co, Ni, Cu, As, Se, Ag, Sb, Pb, un rapport Co/Ni < 1 ainsi qu'un étalement plus grand des teneurs en Au. Cependant, la médiane de l' Au correspond à 0,75 ppm ce qui est faible. Le Zn et le Cu sont compris dans la zone de limite de détection, il est donc nécessaire de les traiter avec prudence. Ces pyrites se retrouvent dans la schistosité primaire du gisement ce qui marque le caractère précoce de leur formation. Des plus leurs textures sont très spongieuses et fragmentées (Figure 35D) ce qui peut indiquer une formation en contexte d'enfouissement diagénétique en domaine de fonds océaniques (Large et al., 2009). Les inclusions de métaux et autres sulfures sont peu présentes au sein de cette famille.

La Py 2, avec 129 analyses au LA-ICP-MS, forment la famille la plus étudiée. Les diagrammes binaires (Figure 36), montrent que la Py 2 est globalement homogène, avec une distribution linéaire suivant les éléments traces. La texture associée est idiomorphe (Figure 35C) et leur répartition spatiale est homogène sur tout le gisement. La Py 2 est globalement plus appauvrie en métaux que la Py 1, avec les concentrations les plus faibles en V, Cu, Zn, Ag, Au et Bi. D'après Abratis et al., (2004), le contenu en Cu, Ag et Bi est dû à la présence de minéraux en inclusions dans le cristal de pyrite. Le Pb obtient la plus forte concentration avec ~18,2 ppm (Figure 37 et 38). Les cartographies en As à la microsonde (Figures 39E et 39F) montrent une zonalité avec un enrichissement

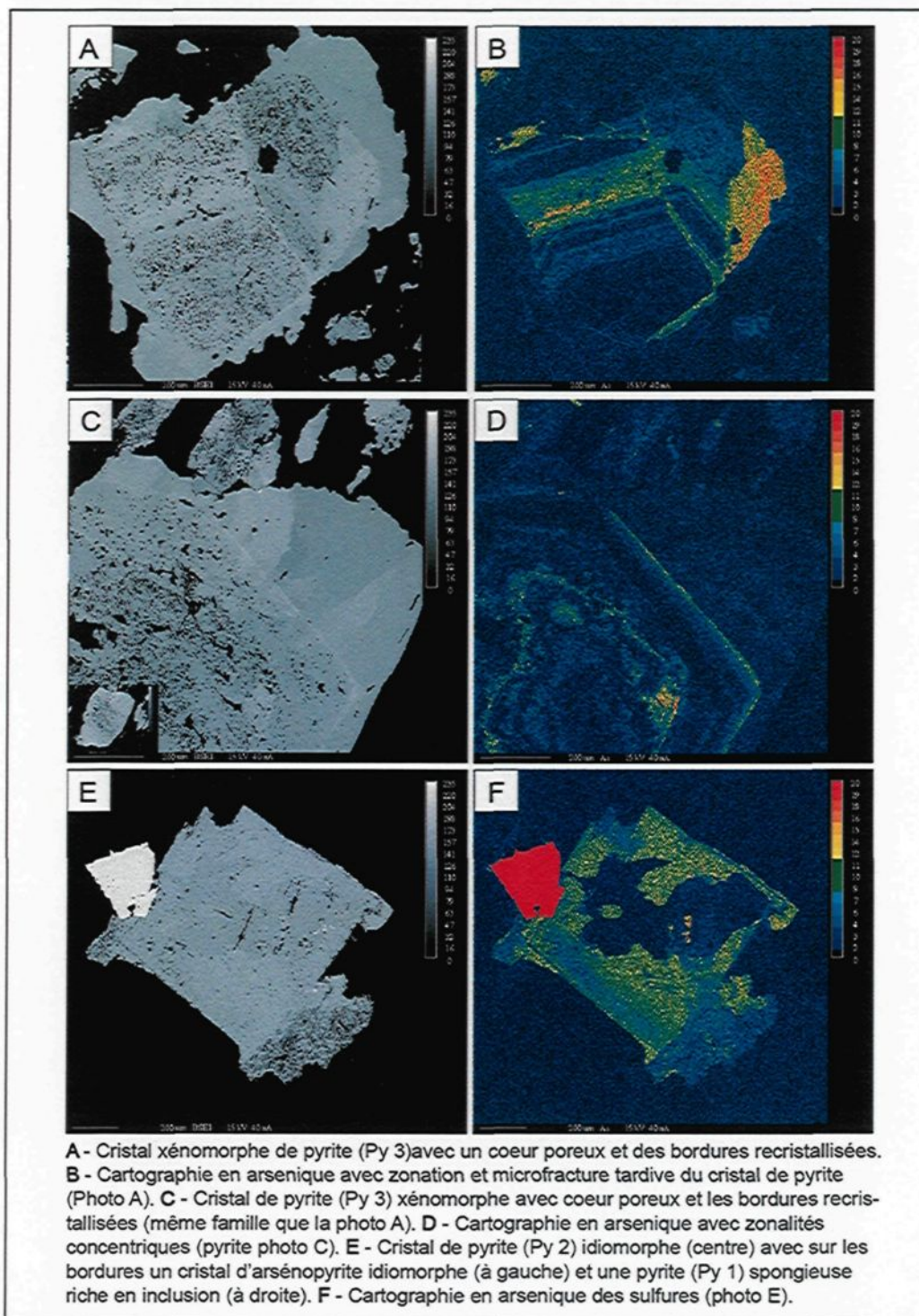


Figure 39 : Cartographie en arsénique (As) des pyrites à la microsonde.

sur les bordures et un appauvrissement vers le centre. On observe aussi une relation spatiale et chimique entre la Py 1 poreuse et la Py 2 cubique. La pyrite poreuse (Py 1) est plus faible en arsénique et la Py 2 semble être le produit de recristallisation de la Py 1 (Figure 39F).

Pour les Py 3 (Figure 35A et B), il est important de signaler que les résultats de la composition en éléments traces de ces pyrites ne correspondent pas à leur signature primaire, mais à celle de l'épisode de recristallisation car ces analyses ont été effectuées uniquement sur les bordures recristallisées. Ces processus de recristallisation seront évoqués dans la discussion. Pour un élément donné, l'écart entre les valeurs médianes des familles de pyrite 2 et 3 dépasse rarement un ordre de grandeur et l'étalement des analyses est généralement le même d'une famille à une autre. La Py 3 a globalement la même signature en éléments traces que la Py 2 mais avec des concentrations plus riches en Co, Ni, Te et Au. Elle est déficitaire en Ag et Bi (Figures 37 et 38). La répartition de la Py 3 sur les diagrammes binaires (Figure 34) montre qu'elle se situe dans les mêmes zones que la Py 2 avec une distribution relativement homogène.

Les bordures recristallisées ont les mêmes signatures que les Py 2 avec quelques enrichissements en Co, Ni, Cu, Zn et Se. Si on s'intéresse aux cartographies de la microsonde, on remarque une zonalité évidente en As. Les bordures recristallisées sont pauvres en As alors que les cœurs et les pyrites

cubiques sont enrichies (Figure 39B et 39D). La faible concentration en As dans les pyrites recristallisées est un phénomène déjà documenté (Huston et al., 1995). Lors de cette recristallisation, l'As métastable est expulsé de la pyrite. Il se produit le même phénomène pour les éléments présents en inclusions, tels que le Cu, sous forme de chalcopyrite, ou le Zn sous forme de sphalérite; ils sont expulsés du cristal.

4.3.2 Signature de l'arsénopyrite

L'arsénopyrite est commune dans les gisements aurifères, elle est en association avec la pyrite et a une tendance à se former à la fin des épisodes hydrothermaux. De plus, elle est riche en or que ce soit en solution solide ou en inclusion. Il est donc important de déterminer les signatures en éléments traces ainsi que la concentration en or des arsénopyrites car elles jouent un rôle important dans les processus d'extraction et de traitement du minerai et ont un impact économique certain sur la production aurifère.

4.3.2.1 Méthodologie

Une étude approfondie a permis de sélectionner des d'arsénopyrites en liens avec la typologie des minéralisations que ce soit sous forme de silicification massive ou de veines. Tous les cristaux d'arsénopyrites analysés appartiennent à

l'une des trois grandes familles suivantes (Figure 40) : 1) arsénopyrites idiomorphes, 2) arsénopyrites finement disséminées, et 3) celles en « inclusion » dans les pyrites. Les analyses au LA-ICP-MS ont été faites en utilisant le même appareillage, les mêmes paramètres et le même standard que pour les pyrites.

4.3.2.2 Résultats

Un total de 160 analyses fut effectué sur 92 arsénopyrites représentatives du gisement de Wona (Annexes 5 et 6). La distribution spatiale, les paragenèses et les textures furent les éléments de sélection.

Cette étude a permis de déterminer globalement 2 familles d'arsénopyrite en fonction des différentes signatures en éléments traces, les textures et les paragenèses et le style de minéralisation, dans le but de déterminer une chronologie relative. Deux types de graphiques permettent de justifier les observations, les diagrammes binaires (Figure 41) et les diagrammes multiéléments (Figures 42 et 43). Dans la suite de ce chapitre, nous appellerons les veines de sulfures (arsénopyrite) à gangue de silicate « Asp 1 », l'arsénopyrite

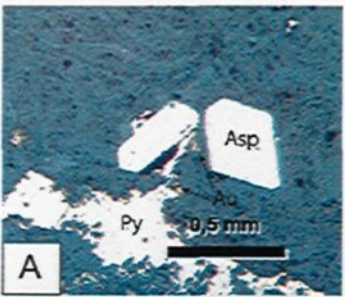
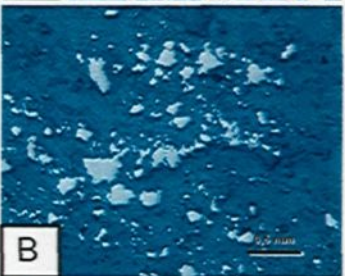
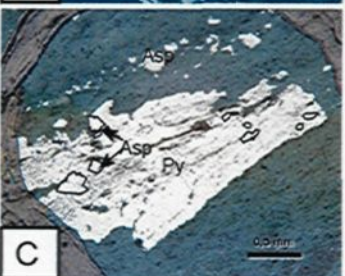
Famille d'arsénoxyrite	Type de minéralisation	Caractéristiques texturales
	Veines de sulfures à gangue silicatée «Asp 1»	-Cristaux idiomorphes de taille comprise entre 0,3-2 mm. -Très faible en inclusions.
	Silicification diffuse «Asp 2»	-Cristaux idiomorphes et xénomorphes très finements disséminés de taille comprise entre 0,01-0,5 mm. -Très faible en inclusions.
	Veines à sulfures à gangue silicatée et silicification diffuse «Asp 3»	-Cristaux idiomorphes et xénomorphes très finements disséminés de taille comprise entre 0,1-0,6 mm en inclusions dans les cristaux de pyrite. -Très faible en inclusions.

Figure 40 : A : Arsénoxyrite idiomorphe avec or natif en bordure (lame WDC-50-196,3). B : Arsénoxyrites disséminées de forme idiomorphe à xénomorphe (lame WDC-58-292). C : Arsénoxyrite en inclusion dans une pyrite subidiomorphe (WDC-50-192).

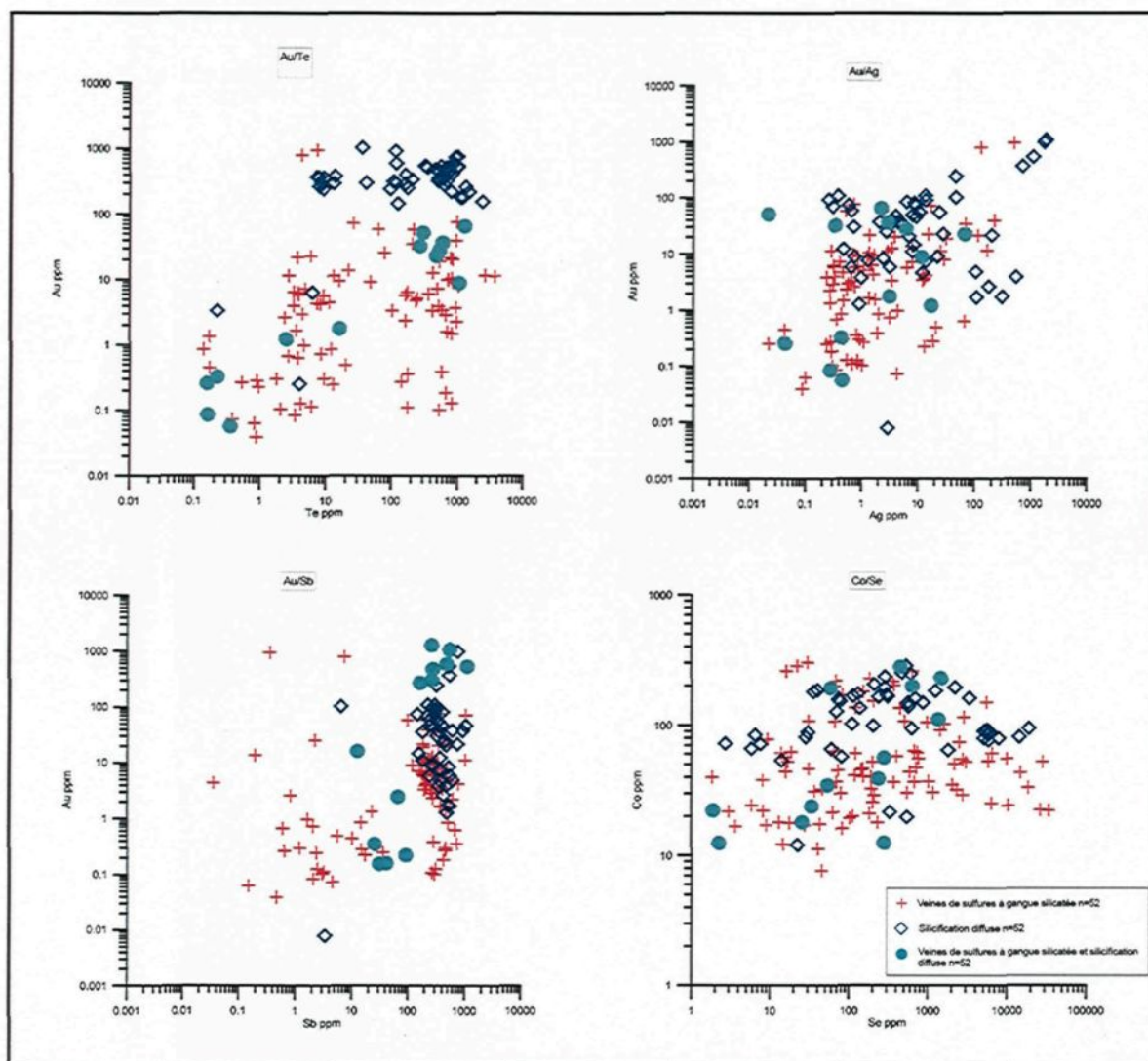


Figure 41 : Diagrammes binaires permettant de discriminer les familles d'arsénopyrites.

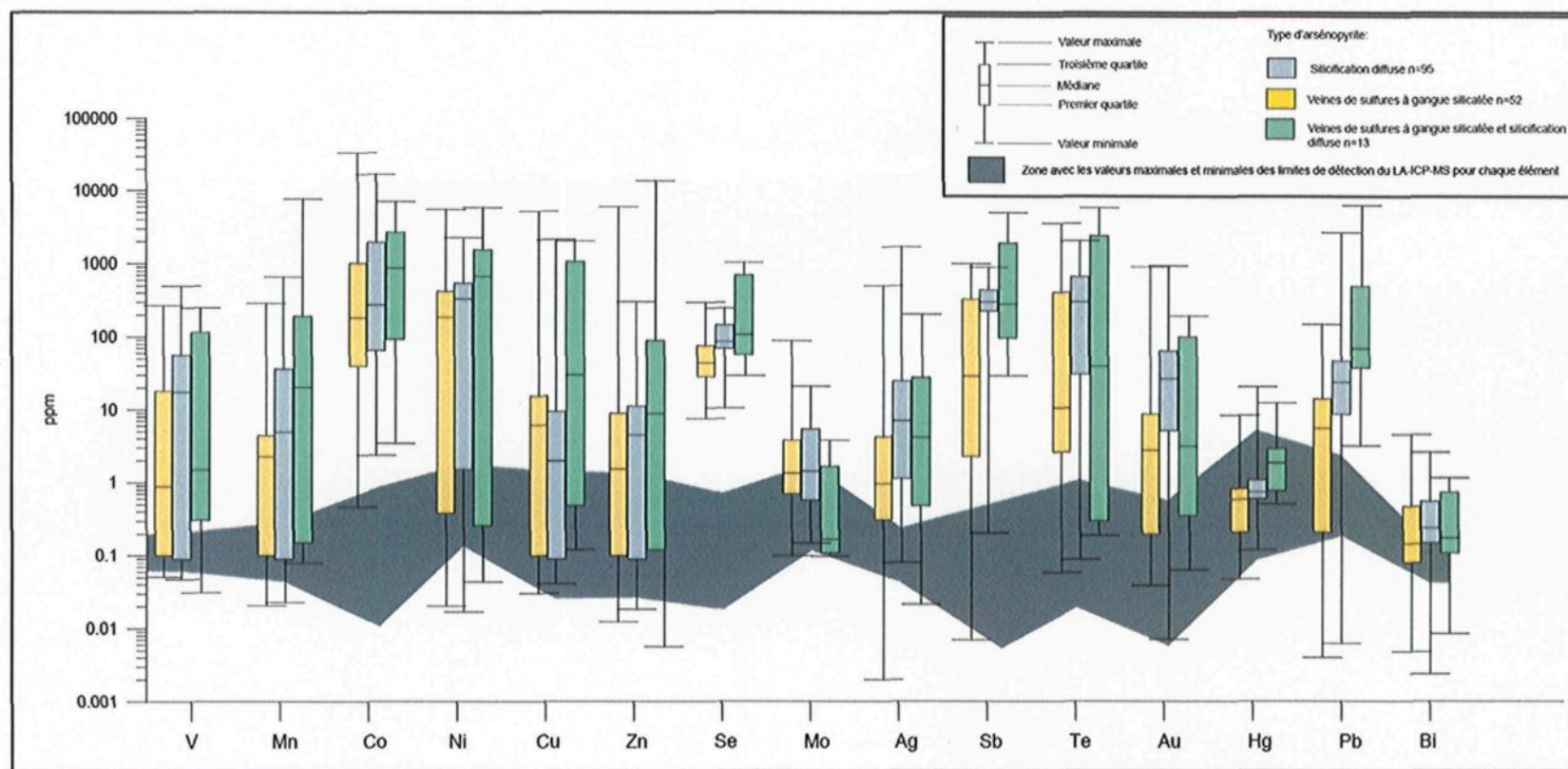


Figure 42 : Synthèse de la composition des arsénopyrites provenant des diverses formes de textures du gisement de Wona. La médiane est considérée comme la valeur la plus représentative pour les fins de comparaison.

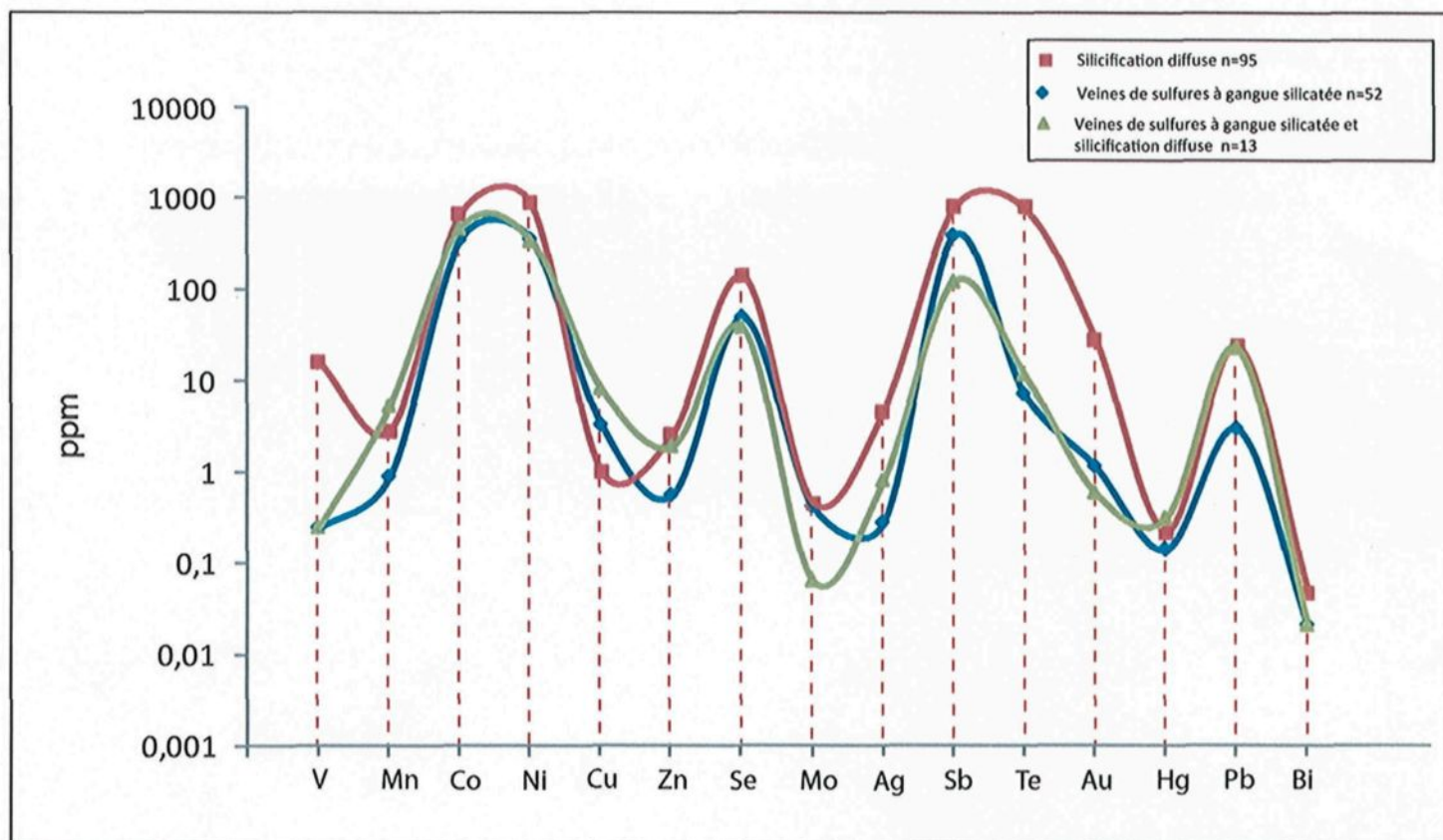


Figure 43 : Signatures des trois types d'arsénopyrites identifiés sur le gisement de Wona. La position du symbole correspond à la médiane des analyses.

contenu dans la silicification diffuse « Asp 2 » et l'arsénopyrite en lien avec les veines et la silicification « Asp 3 ».

En observant la figure 41, on constate qu'il est difficile de différencier les familles Asp 1 et Asp 3 sur la base des diagrammes binaires et des spectres multiéléments des éléments traces (Figures 42 et 43). Il s'agit en fait de la même famille d'arsénopyrites mais associée avec des styles de minéralisation différents. L'une est associée aux épontes des veines à gangue de silicate (Asp 1) et l'autre est en inclusion dans la pyrite (Asp 3) en lien avec les veines et la silicification diffuse. Pour un élément donné, l'écart des valeurs médianes des deux familles ne dépasse pas un ordre de grandeur. Pour Asp 3, on observe tout de même un enrichissement en Mn et Pb (Figures 42 et 43) et un appauvrissement en Mo et Sb. Les cartes en arsénique de la microsonde (Figures 39E et 39F) permettent d'observer des relations de recoupement et de chronologie relative. En effet, l'arsénopyrite idiomorphe (Asp 1) recoupe la pyrite cubique (PY 2), ce qui suppose qu'elle est plus récente.

La Asp 2 est une famille qui se différencie par son enrichissement en métaux. Les diagrammes binaires Au/Te et Co/Se de la figure 41 montrent clairement un enrichissement en Au et Te avec une répartition homogène. Les figures 42 et 43 montrent que Asp 2 a le cortège métallique le plus riche avec des fortes concentrations en éléments tels que V, Co, Ni, Se, Sb, Te. Les teneurs en

Au et Te sont les plus fortes avec un à deux ordres de grandeur de différence avec les deux autres familles d'arsénopyrite. Ces teneurs en or plus élevées peuvent s'expliquer par le métamorphisme, l'augmentation de ce dernier libère alors l'or (Wagner et al., 2007). On peut alors émettre l'hypothèse selon laquelle les arsénopyrites finement disséminées (Asp 2) sont les produits de recristallisation des Asp 1 et Asp 3.

4.3.3 Signature de la magnétite

La composition chimique en éléments traces des magnétites est généralement discriminante pour certains types de gisements (Gosselin et al., 2006; Beaudoin et Dupuis, 2007). C'est selon ce principe qu'une brève étude de la composition des magnétites a été entreprise afin de 1) déterminer s'il existe différentes familles de magnétite et 2) de comparer les signatures géochimiques des magnétites avec celles des pyrites. Dans ce dernier cas, il s'agit de tester si certaines pyrites résultent du remplacement de la magnétite.

4.3.3.1 Méthodologie

Quatre échantillons représentatifs provenant des carottes de forage de deux sections ont été sélectionnés. Pour chaque section, un échantillon fut prélevé de

chaque côté externe de l'enveloppe de la minéralisation afin de déterminer une possible zonalité de la composition de ces magnétites.

Au LA-ICP-MS, des lignes d'ablation avec un temps d'analyse de 400 secondes ont été effectuées dans les magnétites. Les paramètres utilisés pour le laser sont les suivants : un faisceau laser de 50 à 80 μm de diamètre, un taux de répétition de 10 Hz et une énergie du laser d'environ 0,350 mJ/cm^2 . Trois standards ont été utilisés pour contrôler la qualité lors des analyses au LA-ICP-MS (Annexe 2), le PS-1 (Wilson et al., 2002), le NIST-610 (Jenner et al., 2009) et le NIST-361 (Kee suh et al., 2001).

4.3.3.2 Résultats

Un peu plus de 30 lignes ont été faites sur les magnétites (Annexe 7). Les textures des magnétites sont relativement homogènes à l'échelle du gisement. Cependant, les magnétites sont sujettes à l'altération supergène qui forme de l'hématite sur les bordures de ces dernières (Figure 33C). La figure 44, montre globalement, l'existence d'une seule famille de magnétite. En effet, les magnétites de la bordure Est (bleu) ont les mêmes signatures géochimiques que les magnétites de la bordure Ouest (rouge). Pour un élément donné, la différence de concentration ne dépasse que rarement un ordre de grandeur. On constate un

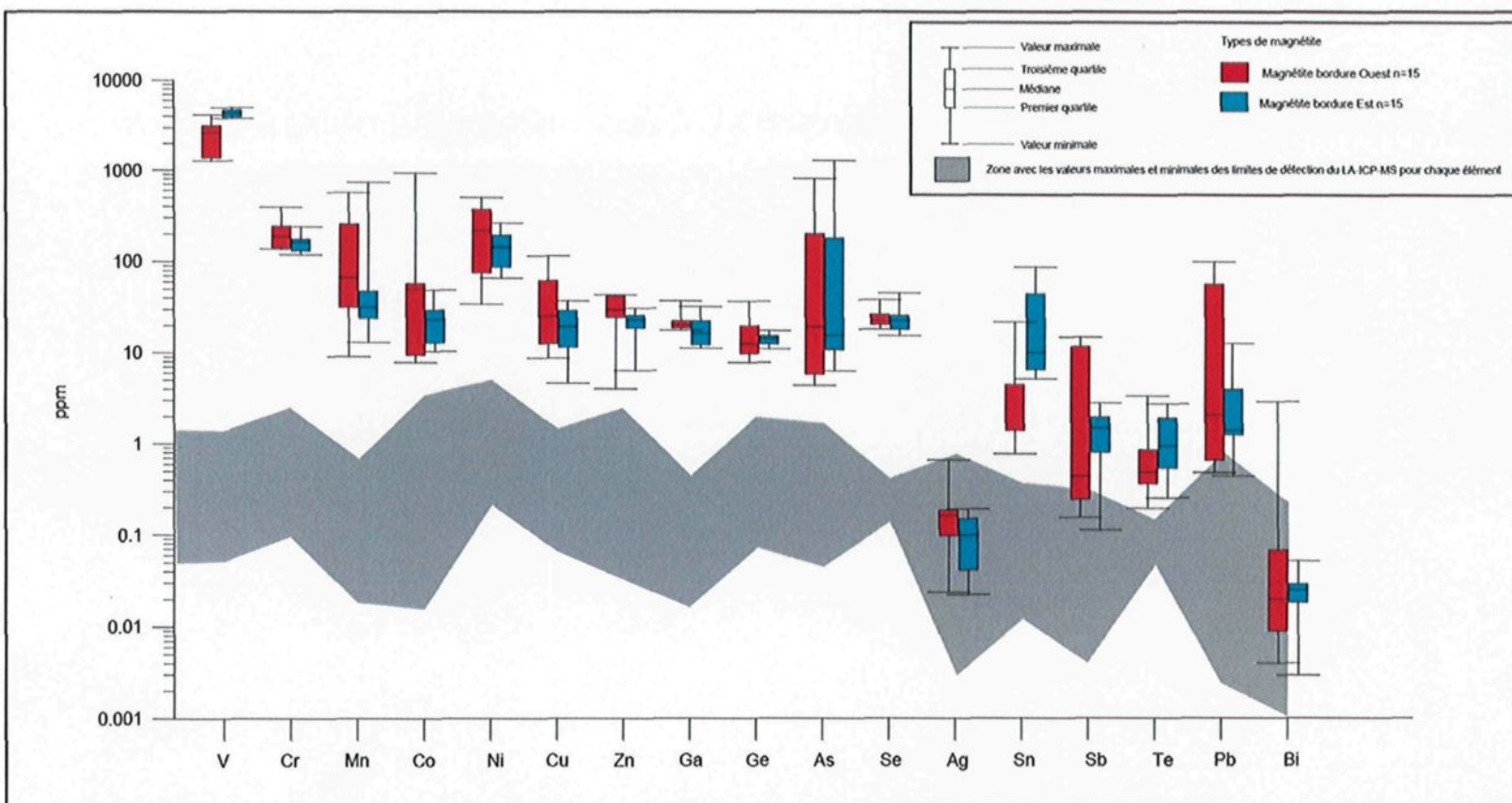


Figure 44 : Synthèse de la composition des magnétites provenant de chaque côté de la minéralisation du gisement de Wona.

léger enrichissement en métaux tels que Mn, Co, Ni, Cu, Zn et Pb pour les magnétites de la bordure Ouest (Figure 45). Globalement le profil général montre une diminution des concentrations des éléments traces du V au Bi avec une anomalie négative en Ag (~0,1 ppm).

4.3.3.3. Analyse à la microsonde

Les analyses à la microsonde ont été effectuées sur 8 cristaux de magnétite provenant de 2 lames minces pour un total de 25 analyses. Les lames minces polies contenant les grains sélectionnés d'oxydes de fer ont été recouvertes d'une couche de carbone, puis analysées avec la microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval. La routine de Beaudoin et Dupuis, (2007) a été utilisée pour les éléments traces avec un ampérage de 150 nA et 15,0 KV permettant d'avoir de bonnes valeurs sur les limites de détection (Annexe 8). Le temps de comptage pour chaque point est de 20s à 30s suivant les éléments avec un bruit de fond de 10s.

4.3.3.4 Résultats

Les résultats de la microsonde (Annexe 9) sont en accord avec les observations de l'étude réalisée au LA-ICP-MS. Le diagramme multiélément

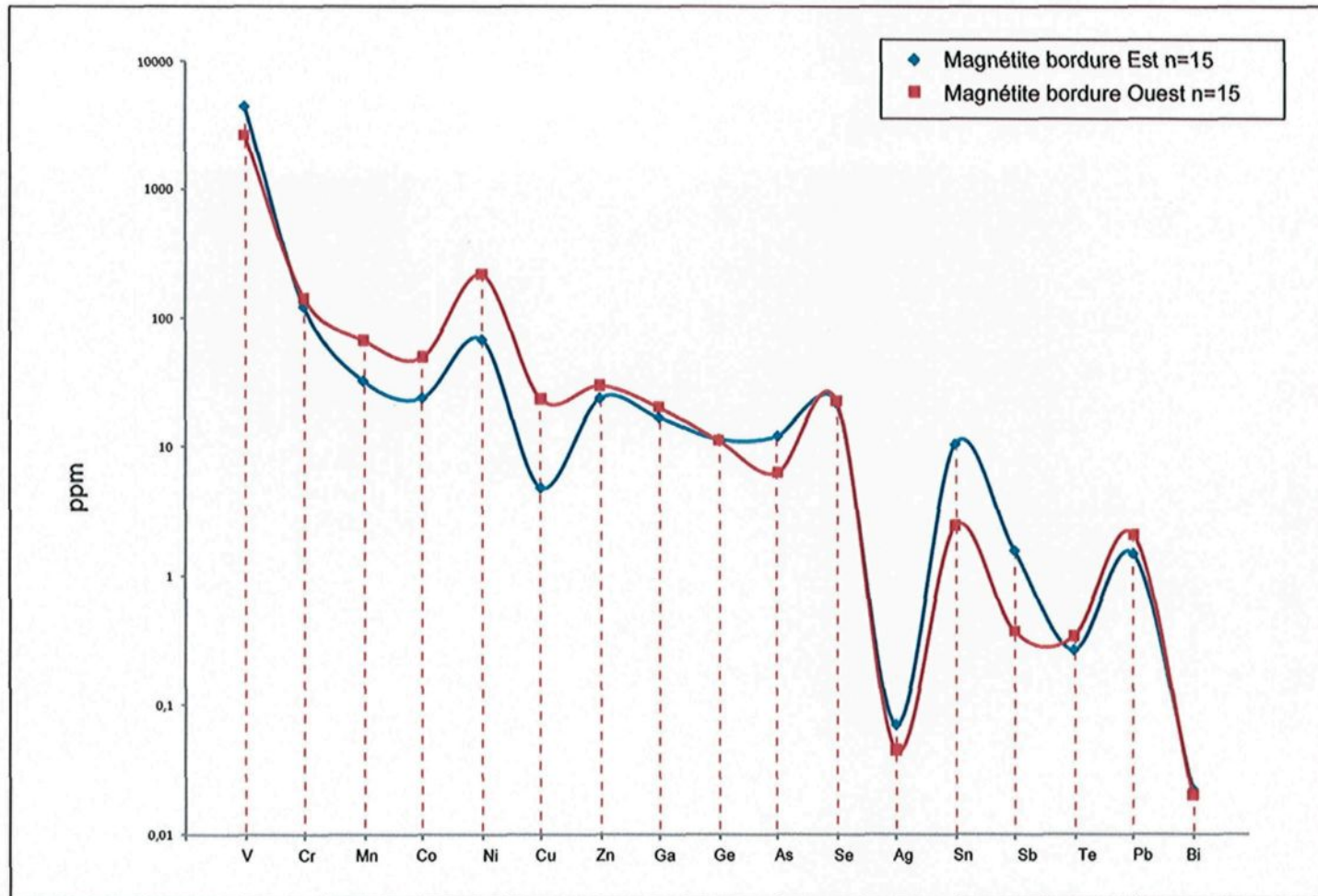


Figure 45 : Signatures de magnétites analysées sur le gisement de Wona. La position du symbole correspond à la médiane des analyses.

(Figure 46), montre que les magnétites des bordures Ouest (en rouge) et Est (en bleu) ont les mêmes signatures géochimiques en éléments traces. Cependant, il est nécessaire de traiter ces résultats avec prudence car les limites de détections sont élevées à la microsonde, de l'ordre de la centaine de ppm. Par exemple, les éléments tels que : Zn, Ni, Cr, K, Ca et Mg ne doivent pas être pris en compte car ils sont sous la limite de détection.

4.4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE

Cette étude sur les styles de minéralisation démontrent que l'or se retrouve sous différentes associations minéralogiques et qu'il existe plusieurs épisodes de minéralisations (Annexe 10). Parallèlement, les signatures géochimiques des pyrites, arsénopyrites et magnétites témoignent de différentes venues de minéralisations. Ces caractéristiques sont utilisées ci-dessous pour amener des éléments clés pour la reconstruction et la compréhension des processus de formation du système minéralisé.

4.4.1 Styles de minéralisation et géochimie

Le cortège des métaux économiques des minéralisations du gisement de Wona possèdent des signatures géochimiques variables illustrant la complexité du système minéralisé. Les études à l'aide du LA-ICP-MS et de la microsonde

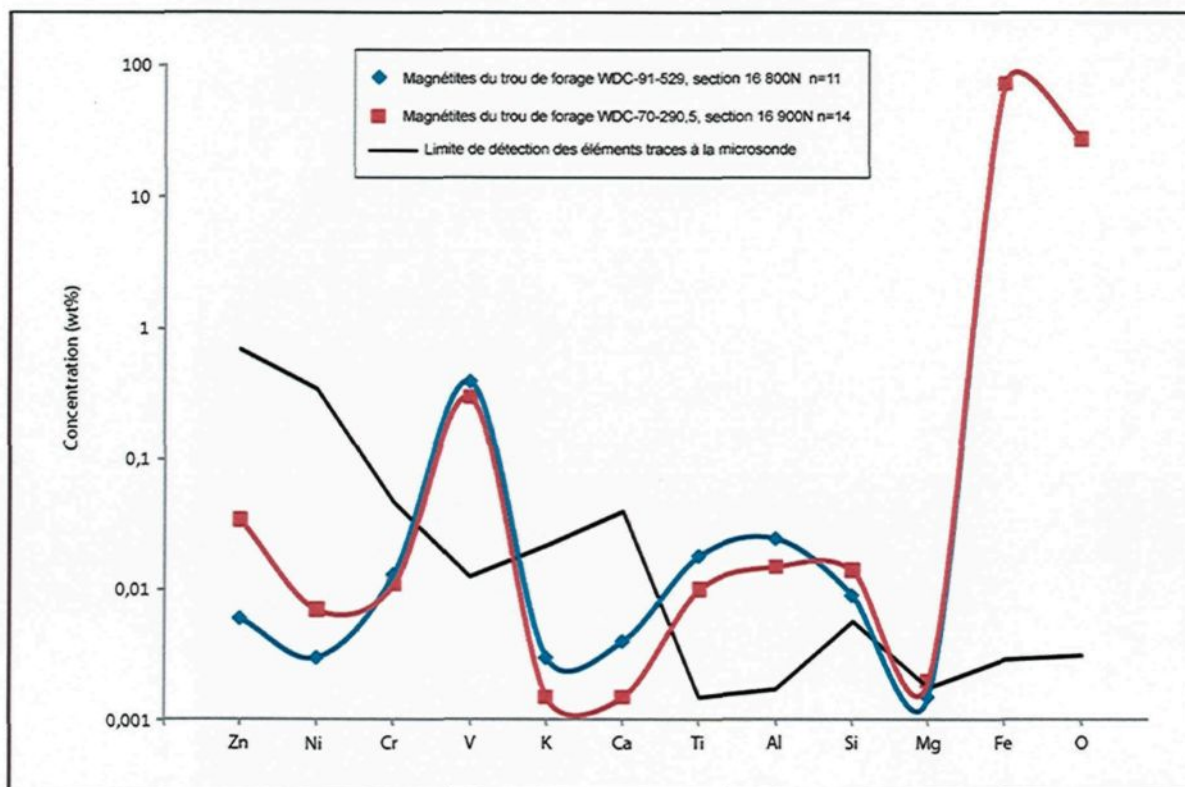


Figure 46 : Diagramme multiéléments des compositions des magnétites provenant de chaque côté externe de l'enveloppe de la minéralisation. La position du symbole correspond à la médiane des analyses. La méthode utilisée est celle de Beaudoin et Dupuis, 2007.

permettent d'identifier des familles de sulfures basées sur le principe que les signatures géochimiques combinées aux textures permettent d'associer un type de sulfure à un événement hydrothermal, métamorphique ou diagénétique particulier. La signature en éléments traces des minéralisations de Wona montre des enrichissements en Co, Ni, Se, Sb, Te, Au, Pb, As et Ag. Les pyrites et les arsénopyrites se distribuent sur tout le gisement avec une augmentation dans la partie centrale en association avec la silicification, là où les minéralisations économiques (Figure 29) sont développées. Plusieurs textures existent que ce soit spongieuse, cubique ou recristallisée en lien avec les styles de minéralisations. Plus spécifiquement, deux groupes de pyrites et d'arsénopyrites sont identifiés et un seul groupe de magnétite. Ces observations permettent d'émettre l'hypothèse selon laquelle deux systèmes hydrothermaux distincts se sont développés : l'un formant les veines et l'autre la silicification diffuse-massive. Ces systèmes minéralisateurs sont probablement plus ou moins synchrones et peuvent être simplement le résultat d'une évolution temporelle.

4.4.2 Contrôles lithologique, structural et chronologie relative

La morphologie des structures minéralisées est bien identifiée. Les minéralisations sont encaissées préférentiellement dans les zones de mélanges volcano-sédimentaires et d'intrusions. Ces zones sont le siège d'une déformation ductile avec de forts contrastes rhéologiques. Ces structures minéralisées se

développent principalement là où la schistosité S2 de flux est très pénétrante, de direction NE-SW et subverticale. L'augmentation des mélanges et des essaims de dykes dans la partie NE du gisement, conduit à l'augmentation de la puissance des minéralisations, exprimée par la silicification massive et diffuse. Ce qui surprend à Wona, c'est l'empreinte de la silicification diffuse qui imprègne les protolithes et recoupe les veines préexistantes. Ce style de minéralisation n'est pas commun à tous les gisements orogéniques. Sur le terrain, certaines unités lithologiques sont plus propices pour développer ce style de minéralisation. En effet, la rhéologie en lien avec la déformation est un élément clé pour le développement ou non de cette minéralisation. La minéralisation associée aux silicifications diffuses et massives est encaissée dans les zones de mélanges volcano-sédimentaires. Au sein de ces mélanges, des dykes à dominance felsiques (PQF) viennent recouper ces unités. L'interdigitation de ces unités et dykes permet de produire des contrastes rhéologiques et d'induire une perméabilité structurale propice à la circulation des fluides hydrothermaux. La déformation en cisaillement a favorisé la canalisation des fluides dans les zones de forte perméabilité. Les épaisseurs décimétriques de la silicification massive montrent qu'une grande quantité de fluides hydrothermaux a circulé et ce durant une longue période de temps. Dans l'histoire chronologiques du gisement, plusieurs système minéralisateurs sont possibles (Figure 47). Ils sont décrits ci-dessous.

1) Un système hydrothermal précoce de faible température est opérationnel lors de la formation du bassin (Figure 47). Celui-ci s'exprime par les pyrites primaires disséminées à texture spongieuse et riches en inclusions de gangue de silicate. Des récents travaux (Large et al., 2009) ont démontré que la texture spongieuse d'une pyrite se forme lors de l'enfouissement diagénétique dans un bassin sédimentaire par exemple. Les mêmes processus de précipitation sont observés pour les pyrites volcanogènes (Roedder, 1968). L'apport en soufre dérive alors de la réduction des sulfates contenus dans l'eau de mer (Chang et al., 2008). Cette dernière précipite rapidement, ce qui facilite le piégeage des inclusions dans leur structure. Ces caractéristiques texturales concordent avec celles de la Py 1. De plus, les unités de shales à graphite sont de bons candidats pour permettre la formation de ce type de pyrite. En effet, les shales à graphite contiennent de la matière organique qui maintient le fer réduit, sinon on a formation d'hématite. Les rapports Co/Ni sont donc également des outils importants pour la détermination des types génétiques de gisements (Loftus-Hills et Solomon, 1967; Bralía et al., 1979). Pour la pyrite primaire Py 1, le rapport Co/Ni est <1 ce qui est compatible avec une origine de formation sédimentaire ou diagénétique selon Loftus-Hills et Solomon (1967). Quant à la signature Au-As, des études d'Emsbo et al. (1999) et Wood et Large (2007) ont démontré que durant la sédimentation, des fluides hydrothermaux du bassin ont lessivé les roches sédimentaires, ayant pour

conséquence l'exhalation d'Au-As. L'augmentation des concentrations en As et Au dans l'eau de mer permet leur précipitation au contact des unités réductrices à shales dans le fond du bassin. Enfin, le rapport élevé en Se ~ 38 ppm suggère que le fluide était de basse température (Huston et al., 1995).

- 2) Un deuxième système hydrothermal est proposé lors de la déformation principale impliquant des fluides plus chauds et d'origine métamorphique. Ce système est responsable de la formation des familles de veinules et veines à sulfures et gangues de silicate (Figure 47). Le caractère haute température peut être déduit de la formation des veines à magnétite et également à partir des concentrations en Se dans les pyrites. Les concentrations en Se sont de l'ordre de ~14 ppm, ce qui est compatible avec une température plus élevée du fluide hydrothermal (Huston et al., 1995). La similarité des signatures géochimiques entre les pyrites, arsénopyrites et magnétites pousse à suggérer qu'ils résultent du même système hydrothermal. Néanmoins, des relations de recristallisation des pyrites primaires, impliquent une augmentation de la température dans le temps, probablement en relation avec le métamorphisme prograde durant cet épisode. Durant la recristallisation des pyrites, les excès de métaux forment les phases minérales comme la chalcopyrite et la sphalérite qui se

développent en inclusions ou sur les bordures. Par ailleurs, la formation de l'or natif est envisageable par ce processus.

- 3) Pendant la formation des systèmes de veines, un nouveau fluide plus froid (Sugitani et al., 1998) riche en silice va permettre la mise en place de la silicification diffuse (Figure 47). L'activité de ce système hydrothermal devrait être caractérisée par un ratio fluides/roches élevé, dû au remplacement des protolithes primaires par la minéralisation, de la forte intensité de l'altération, la morphologie et la composition minéralogique uniforme malgré des encaissants lithologiques différents. Ce dernier épisode va venir colmater le système et induire la précipitation de la pyrite et l'arsénopyrite disséminés. Les fluides sont de température plus basse avec des concentrations en Se de ~28 ppm. Les pyrites du groupe « Py 2 » se retrouvent recristallisées sur leurs bordures pour former la « PY 3 ».

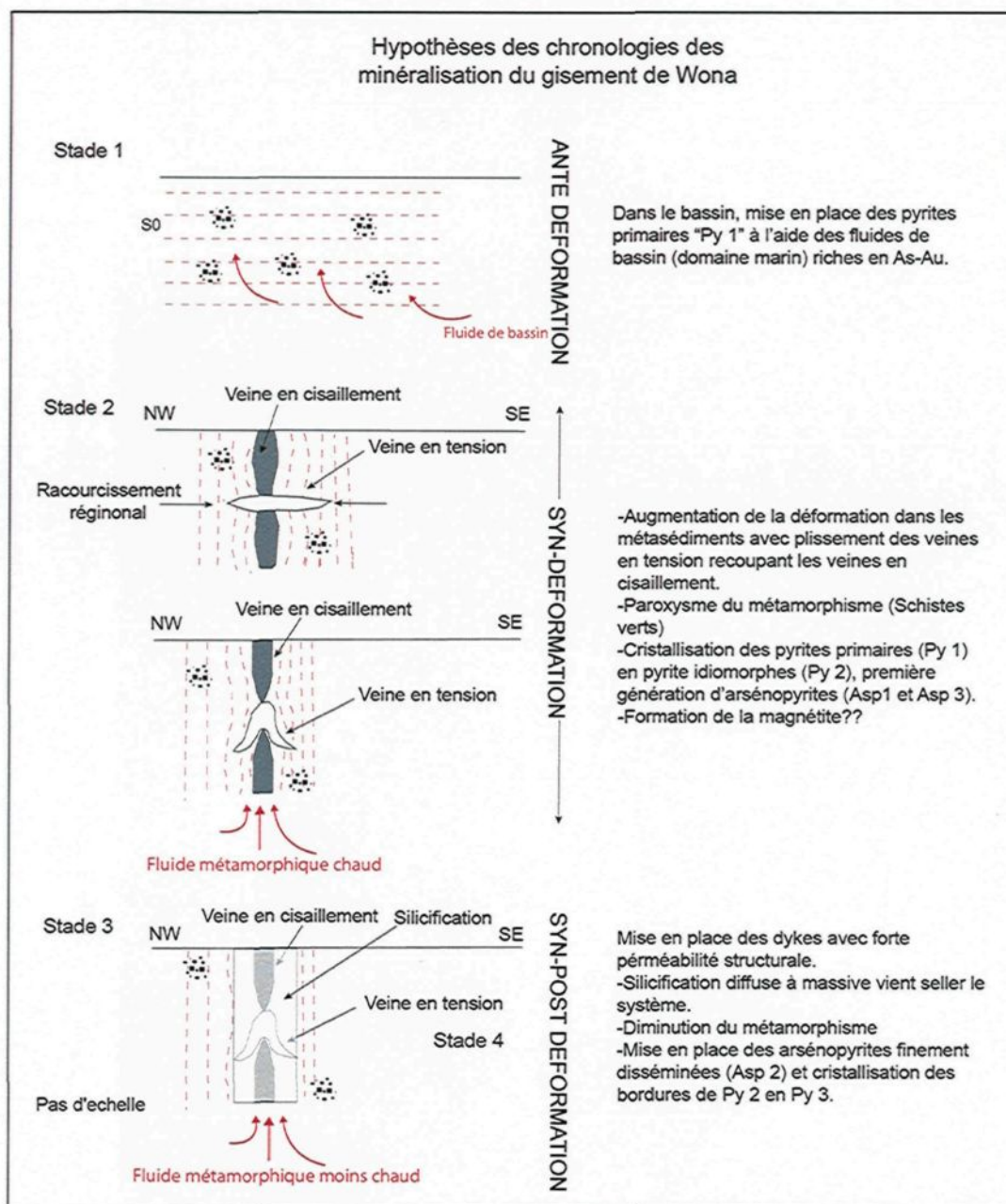


Figure 47 : Hypothèses des chronologies des minéralisations aurifères.

CHAPITRE V

CARACTÉRISATION ET DISTRIBUTION SPATIALE DES ALTÉRATIONS

5.1 INTRODUCTION

Les altérations hydrothermales manifestent l'interaction entre les fluides hydrothermaux et les roches encaissantes (Barnes, 1997). Elles sont donc d'un intérêt majeur dans la compréhension et l'exploration des systèmes aurifères orogéniques (Groves et al., 1998, Goldfarb et al., 2001). La signature des altérations traduit des échanges fluides/roches qui impliquent des appauvrissements ou des enrichissements en certains éléments (MacLean et Kranidiotis, 1987). Une zonalité minéralogique est communément présente au sein du halo d'altération et peut constituer un paramètre de grande importance pour l'exploration des gisements orogéniques.

Le gisement de Wona est caractérisé par divers assemblages minéralogiques attribuables à un ou plusieurs épisodes d'altération hydrothermale.

Ces altérations sont développées sous forme d'halos et à différents degrés d'imprégnation dans tout le gisement. Cependant, certains minéraux sont particulièrement abondants dans certains secteurs. Ces secteurs coïncident dans la plupart des cas avec les zones minéralisées présentées dans le chapitre précédent. Cette association suggère fortement un lien entre certaines altérations et les minéralisations. Il est donc impératif de reconnaître la signature et la distribution des altérations, ce qui constitue l'objet principal de ce chapitre. Les altérations supergènes de surface ne seront pas traitées, étant donné qu'elles ne sont d'aucune utilité pour comprendre le système minéralisateur.

5.2 MINÉRALOGIE DES ALTÉRATIONS

Les altérations hydrothermales se manifestent principalement par la dominance de certains minéraux en relation avec la proximité de la minéralisation. Il s'agit de : 1) la chlorite, 2) la séricite, 3) les carbonates, 4) l'épidote, et 5) l'hématite. Ces manifestations de l'hydrothermalisme sont décrites ci-dessous.

5.2.1 Chloritisation

La chlorite est le produit d'altération le plus commun dans le gisement de Wona. Elle se retrouve communément au sein des bandes de volcanoclastites et

des dykes de microdiorites (Figure 9). Comme ces unités sont caractérisées par une grande extension latérale, la chloritisation est également d'une grande continuité. L'intensité est variable, mais une zonalité en lien avec le corps minéralisé est clairement observée. De chaque côté externe de la zone minéralisée à plus forte teneur, que ce soit la bordure W ou E, on retrouve des volcanoclastites fortement chloritisées. La chlorite se distribue en veinules millimétriques dans les plans de la schistosité S2 en lien avec la calcite. En se rapprochant de la minéralisation, l'intensité de la chloritisation diminue mais ne disparaît pas.

En lames minces, la chlorite se distribue sous forme de veinules de 0,1-1 mm au sein de la schistosité S2 (Figure 48A). Elle peut représenter jusqu'à 40% de la roche. Différentes compositions sont présentes (Figure 48B), indiquées par le pléochroïsme qui oscille entre les pôles Fe-Mg (Deer et al., 1992). Aucune zonalité n'a été clairement définie mais la chlorite riche en fer est dominante. Des lits de carbonates (calcite) et de séricite (en trace) sont en association. Dans les parties où l'altération chloriteuse domine, des cristaux de magnétite (dominant) et de pyrite se développent, en accord avec la chlorite riche en fer. Par rapport aux épisodes de déformation, la chlorite se situe dans les feuillettes de la schistosité S2. Aussi, des clivages en compression (CC) tardifs affectent la chlorite pour former des sigmoïdes (Figure 48A).

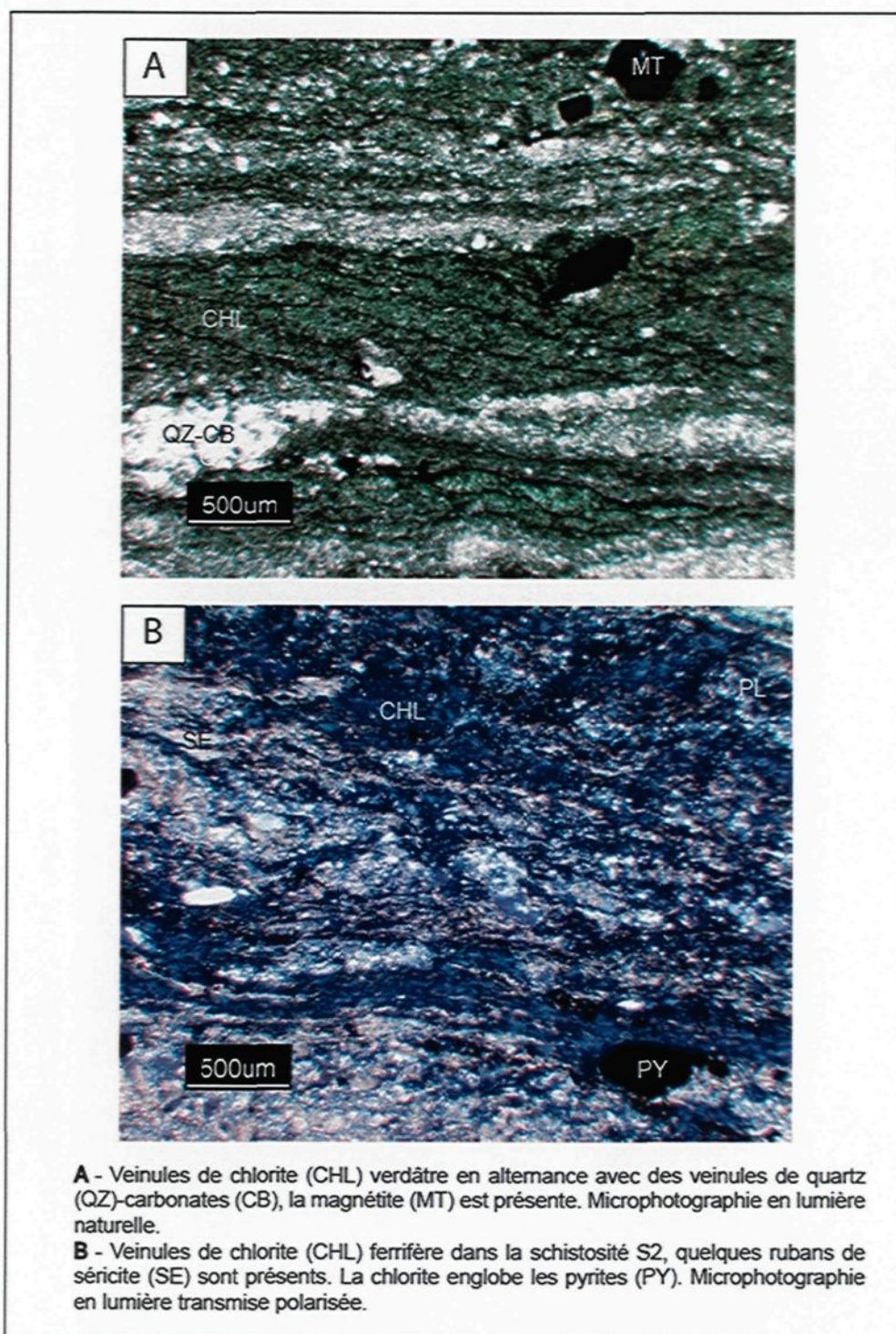


Figure 48 : Chloritisation sous forme de veinules dans les unités de volcanoclastites.

5.2.2 Séricitisation

La séricite est le minéral d'altération communément le plus proche spatialement des zones minéralisées. Elle est particulièrement présente dans le secteur NW du gisement au sein des schistes à séricite (Figures 7C et 9). La séricite se distribue dans toutes les unités lithologiques. Dans les unités volcanoclastiques, elle forme des rubans millimétriques au sein de la schistosité S2 (Figure 15). Ces rubans indiquent clairement une origine hydrothermale de la séricite synchrone de la déformation principale. Dans les unités intrusives, elle se développe sous forme de remplacement d'intensité variable des phénocristaux de plagioclase et de la matrice (Figures 49A et 49B). Sous cette forme, peu de critères permettent de distinguer clairement l'altération séricitique des effets du métamorphisme. Cependant au sein des zones minéralisées, les intrusions felsiques sont clairement affectées par la séricite hydrothermale qui forme des veinules de remplacement d'intensité moyenne à forte. La chlorite, la calcite, l'ankérite, la dolomie et l'hématite accompagnent accessoirement la séricite au sein des zones minéralisées.

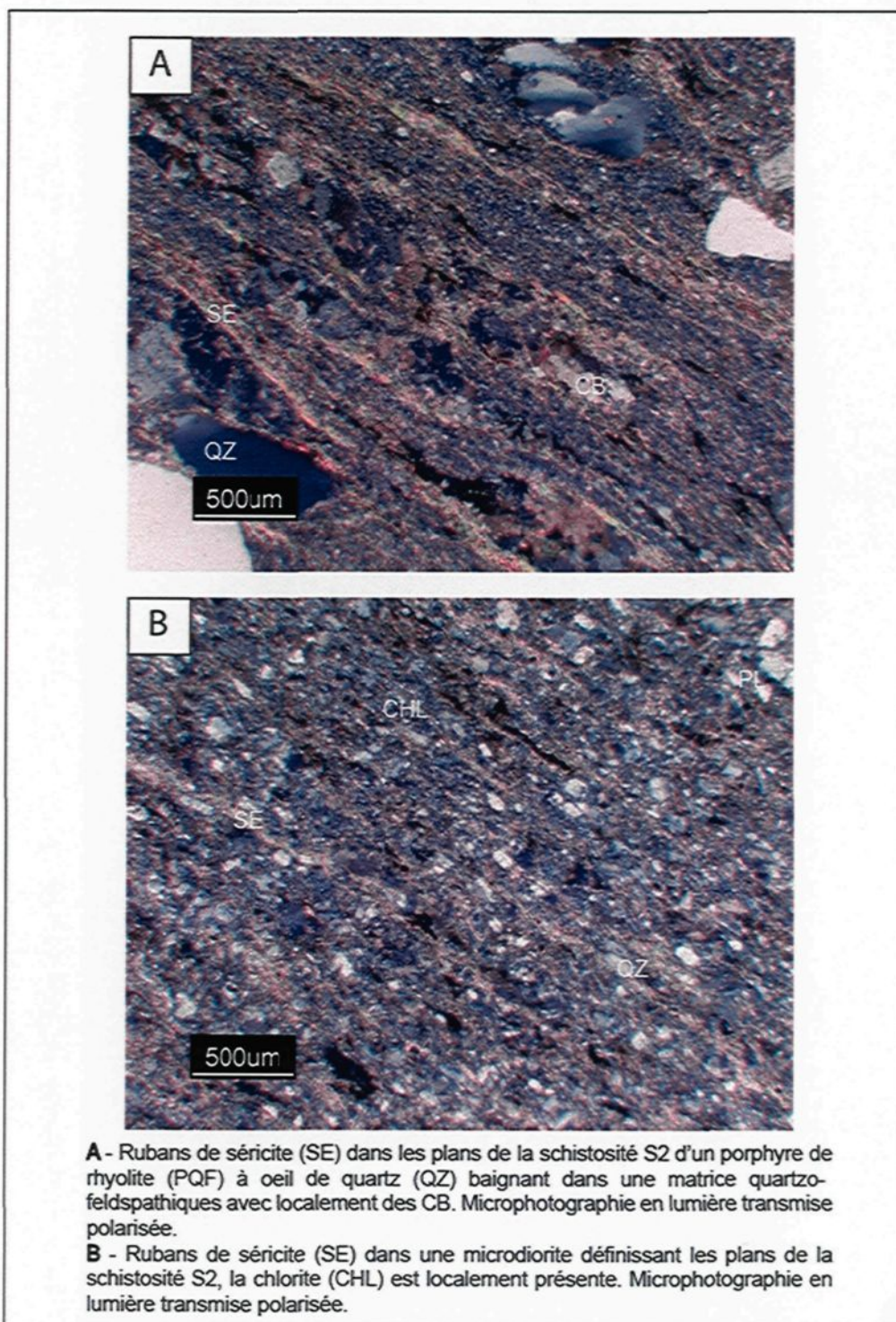


Figure 49 : Séricitisation dans les intrusions intermédiaires à felsiques de Wona avec une fabrique de quartz en domino et une fabrique de C-S dextre.

5.2.3 Carbonatation

La carbonatation est caractérisée par la présence de calcite, d'ankérite et de dolomie. La distribution de ces carbonates au sein du gisement est bien identifiée et sera traitée dans la section suivante. Les carbonates se retrouvent préférentiellement dans les épontes des veinules à sulfures à gangue silicaté. Macroscopiquement, la calcite est de couleur blanchâtre et réagit fortement à l'acide. Elle est en association avec les volcanoclastites. L'ankérite et la dolomie sont plus orangées à brunâtres et se retrouvent dans les parties minéralisées.

Au microscope, les carbonates se distribuent sous forme d'amas dans les épontes des veinules et veines de quartz millimétriques (Figure 50A) en association avec les sulfures (pyrite et arsénopyrite). Dans les intrusions mafiques, les carbonates de fer (sidérite, ankérite, dolomite) sont abondants, ce qui est prévisible car ces roches contiennent généralement plus de fer, favorisant la fixation du CO_2 pour former les carbonates (Figure 50A). Les carbonates se forment autour des plagioclases calciques. Les cristaux de calcite sont affectés par la schistosité S2, tout comme les autres altérations (Figure 50A). Cependant, des veinules à quartz-carbonates ont une texture boudinée avec des fragments de carbonates qui marquent un caractère de formation précoce. Les relations de recoupement montrent que les carbonates de fer (ankérite-dolomite) et les carbonates de type calcite sont développés dans la schistosité S2. Ces carbonates sont ensuite repris par la fabrique planaire de type clivage de compression.

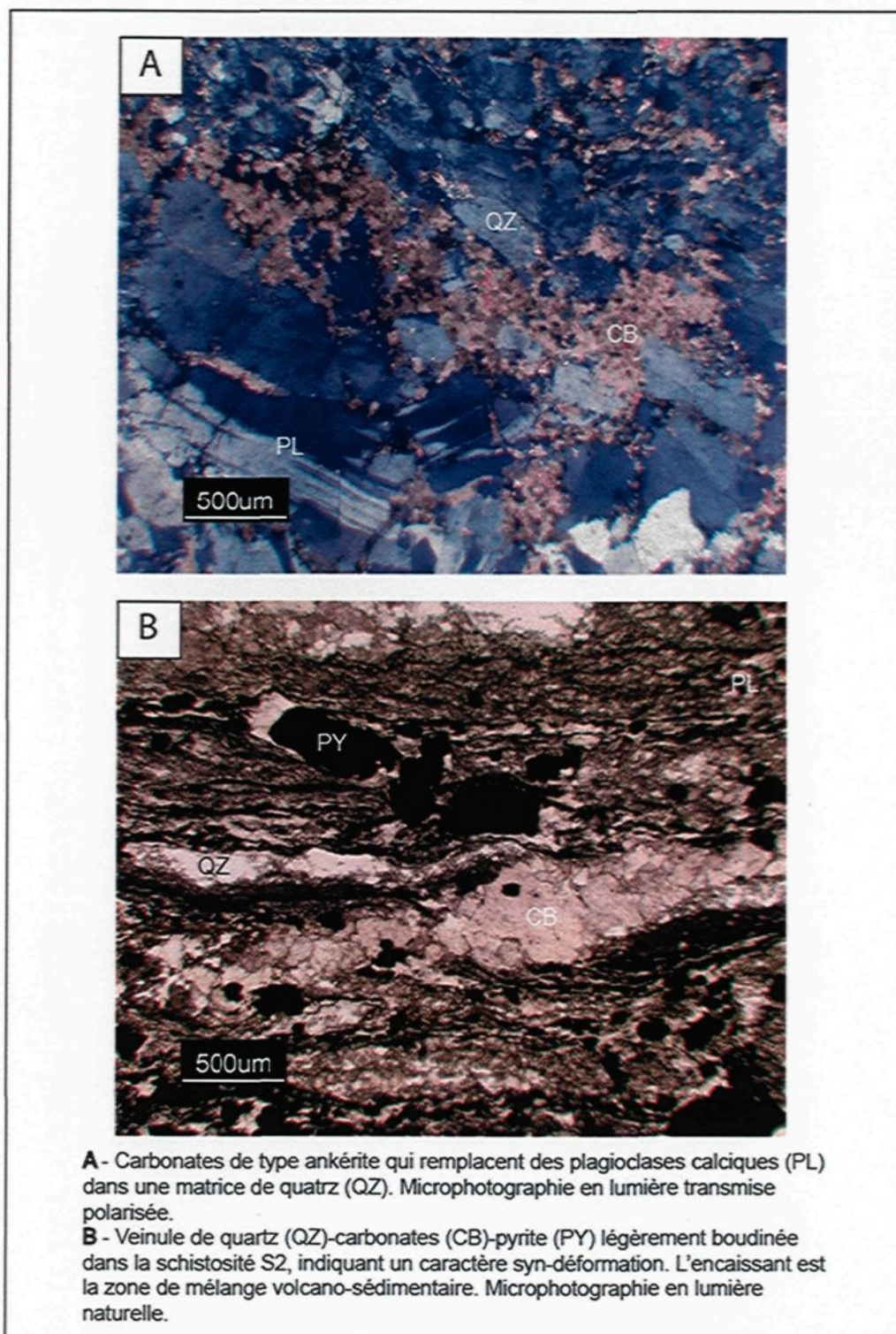


Figure 50 : Microphotographies de l'altération en carbonates.

5.2.4 Épidotisation

L'épidote se distribue de manière locale près des contacts avec les zones minéralisées ainsi que dans les filons couches. Elle se distribue en fines veinules millimétriques dans les plans de la schistosité S2. L'aire refermant l'épidote a une extension latérale faible et ne dépasse pas le mètre. Ce minéral hydraté peut être le résultat de l'altération métamorphique ou hydrothermale. Il est commun dans les roches ignées mafiques en remplacement des plagioclases. En lames minces, les minéraux primaires ne sont pas conservés dûs à la très forte altération. Il est alors impossible de déterminer les processus de formation de l'épidote.

5.2.4 Hématisation

Les dykes de PQF sont les unités les plus affectées par l'hématisation, donnant une couleur rosâtre à la roche (Figure 13). Quelques microfractures tardives contiennent de l'hématite qui provient de l'oxydation des pyrites. Dans les unités volcanoclastites à magnétite, les bordures des magnétites sont transformées en hématite (Figure 33C). La formation de l'hématite est probablement tardive et sans lien avec la minéralisation.

5.3 DISTRIBUTION SPATIALE DES ALTÉRATIONS

5.3.1 Méthodologie

Deux approches ont été utilisées pour caractériser la distribution spatiale des altérations : 1) une étude mégascopique et pétrographique des carottes de forage, et 2) une étude géochimique sur les carbonates au Micro-XRF.

L'étude mégascopique en carottes de forage a permis de créer un indice d'intensité d'altération compris entre 1 et 3 (Figure 51). Cet indice permet de manière qualitative de déterminer la distribution de l'intensité des altérations. Les études pétrographiques en lames minces ont permis de confirmer cet indice. Les sections 16 700N et 16 900N ont été interprétées afin de voir la distribution des altérations. Ces sections ont été choisies en raison des nombreux trous de forage et à leur localisation dans le cœur économique de Wona.

Des études géochimiques semi-quantitatives sur les carbonates ont été réalisées à partir du Micro-XRF – EDAC Eagle III au LabMater de l'UQAC. Le Micro-XRF permet d'obtenir simultanément des compositions en éléments majeurs. Les éléments Fe, Ca et Mg ont été privilégiés pour discriminer les familles de carbonates. Les limites de détection sont élevées surtout pour les éléments légers (Annexe 11). L'acquisition des données se déroule sous vide, de manière

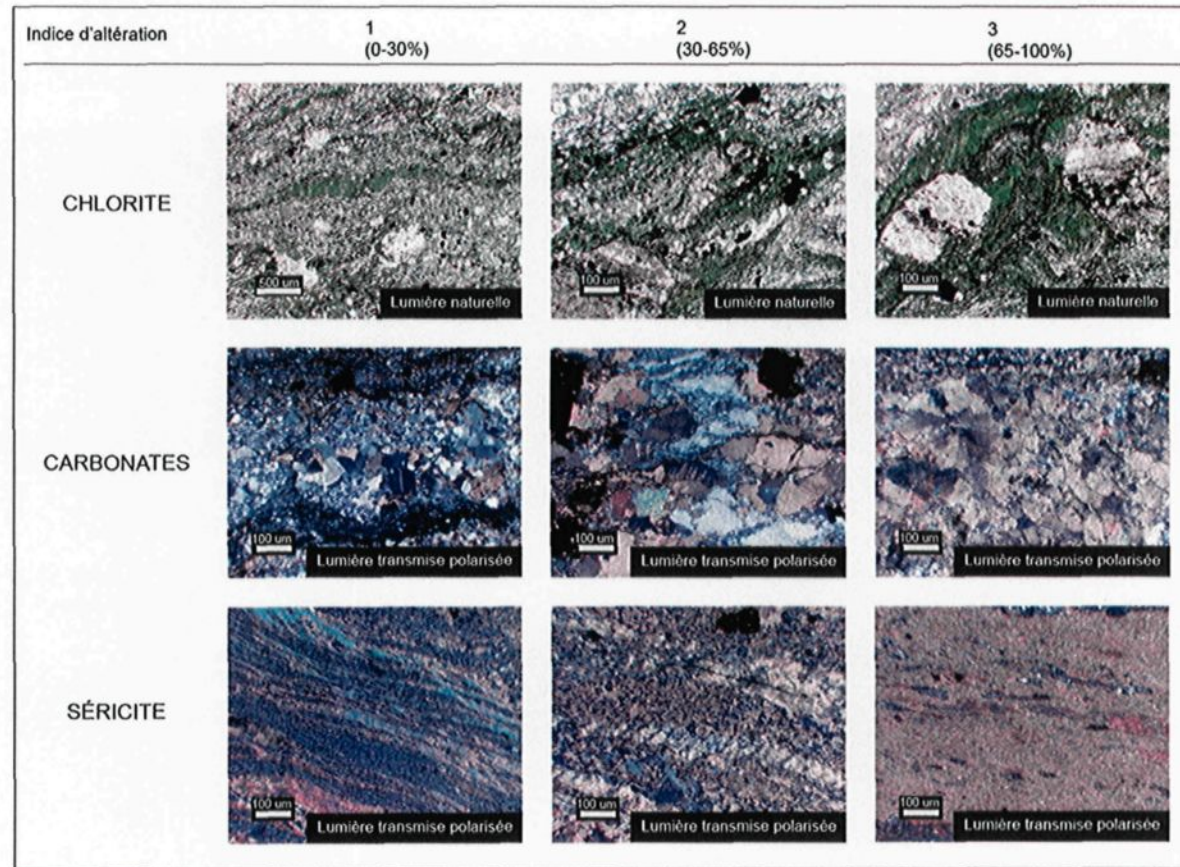


Figure 51 : Indice d'intensité d'altération pour la chlorite, les carbonates et la séricite.

rapide et non destructive par l'intermédiaire d'un rayon-X de 50 μm . Une caméra, disposée dans la chambre d'analyse, permet de choisir précisément les zones d'intérêt. Ce paramètre constitue vraisemblablement la plus grande force du micro-XRF puisqu'il est possible d'établir un lien direct entre la minéralogie, la texture et la composition chimique du matériel étudié. De plus, les échantillons sont disposés sur un plateau mobile dans les trois dimensions. Ceci permet donc de réaliser des cartes de répartition spatiale des éléments, où chaque pixel correspond à un spectre d'analyse ainsi qu'à une position sur l'échantillon.

En carottes de forage, 6 échantillons représentatifs ont été sélectionnés dans les zones où des variations de carbonates étaient visibles (couleur, réaction à l'acide). Ces échantillons se répartissent sur deux sections espacées de 200 m afin de déterminer, la zonalité chimiques des carbonates en lien avec la minéralisation. Pour chacun d'eux, une lame mince, sans couvre-objet, non-polie et de 30 microns d'épaisseur a été confectionnée. Les analyses ont été réalisées sur les différents styles de carbonates en lien avec des veines ou la matrice, par l'intermédiaire de cartographies.

Les paramètres d'analyses choisis sont les suivants :

- Taille des cartes : 64 x 50 pixels avec des surfaces de 1,5 x 1,5 mm ;
- Limite – KV : 20 ;
- μA : 200 ;
- Dwell (temps/point) : 800.

Au total, 52 analyses ont été réalisées (Annexe 12). Douze éléments ont été cartographiés sur un minimum de 2 zones par lame. Trois éléments ont été retenus pour faire les diagrammes ternaires Fe-Ca-Mg. Les fenêtres d'analyses correspondent à des surfaces de ~1,5 x 1,5 mm sur lesquelles l'appareil effectue des mesures sur une matrice de 64 x 50 pixels. Cette fenêtre est considérée, pour notre étude, comme suffisamment homogène pour être représentative de l'échantillon. Cependant, les surfaces d'analyses peuvent être optimisées en fonction de la granulométrie du matériel analysé. La composition est déterminée sur une durée analytique de 800 ms par pixel.

5.4. RÉSULTATS

5.4.1 Distribution spatiale des altérations

La distribution spatiale des altérations permet de déterminer un halo d'altération en lien avec la minéralisation principale, ce qui est un paramètre important pour trouver de nouvelles cibles économiques lors des travaux d'exploration. Les résultats présentés ici tiennent compte de l'indice d'altération. La géométrie des altérations fut déterminée à l'aide de la répartition spatiale des unités stratigraphiques.

La figure 52 montre la distribution spatiale de l'intensité de la chloritisation des sections 16 900N et 16 700N. La chlorite est moyenne à forte sur les bordures NW et SE et de faible intensité dans la partie centrale qui

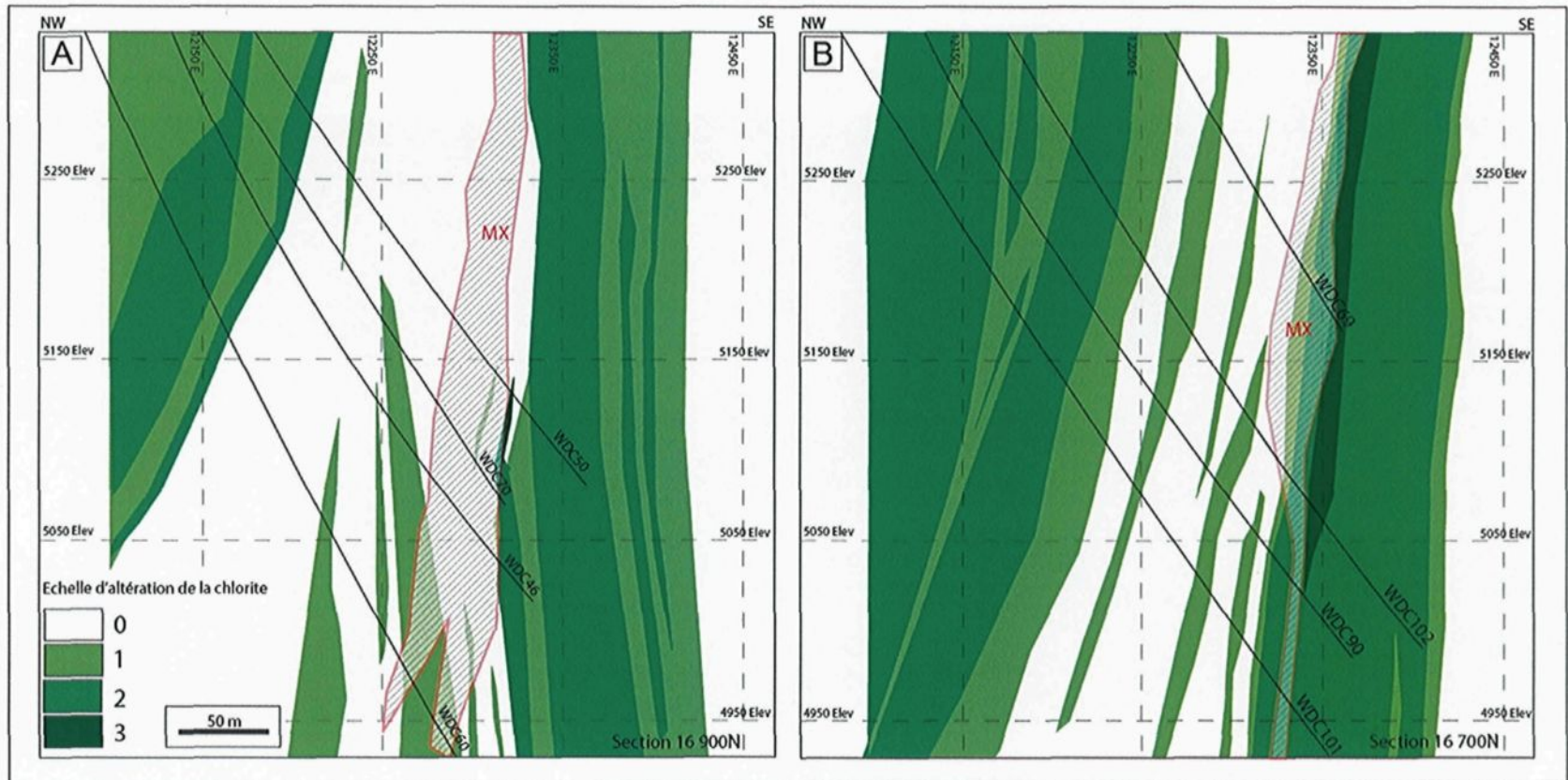


Figure 52 : Distribution spatiale de l'intensité de la chloritisation versus la minéralisation (MX) : A) section 16 900N et B) section 16 700N.

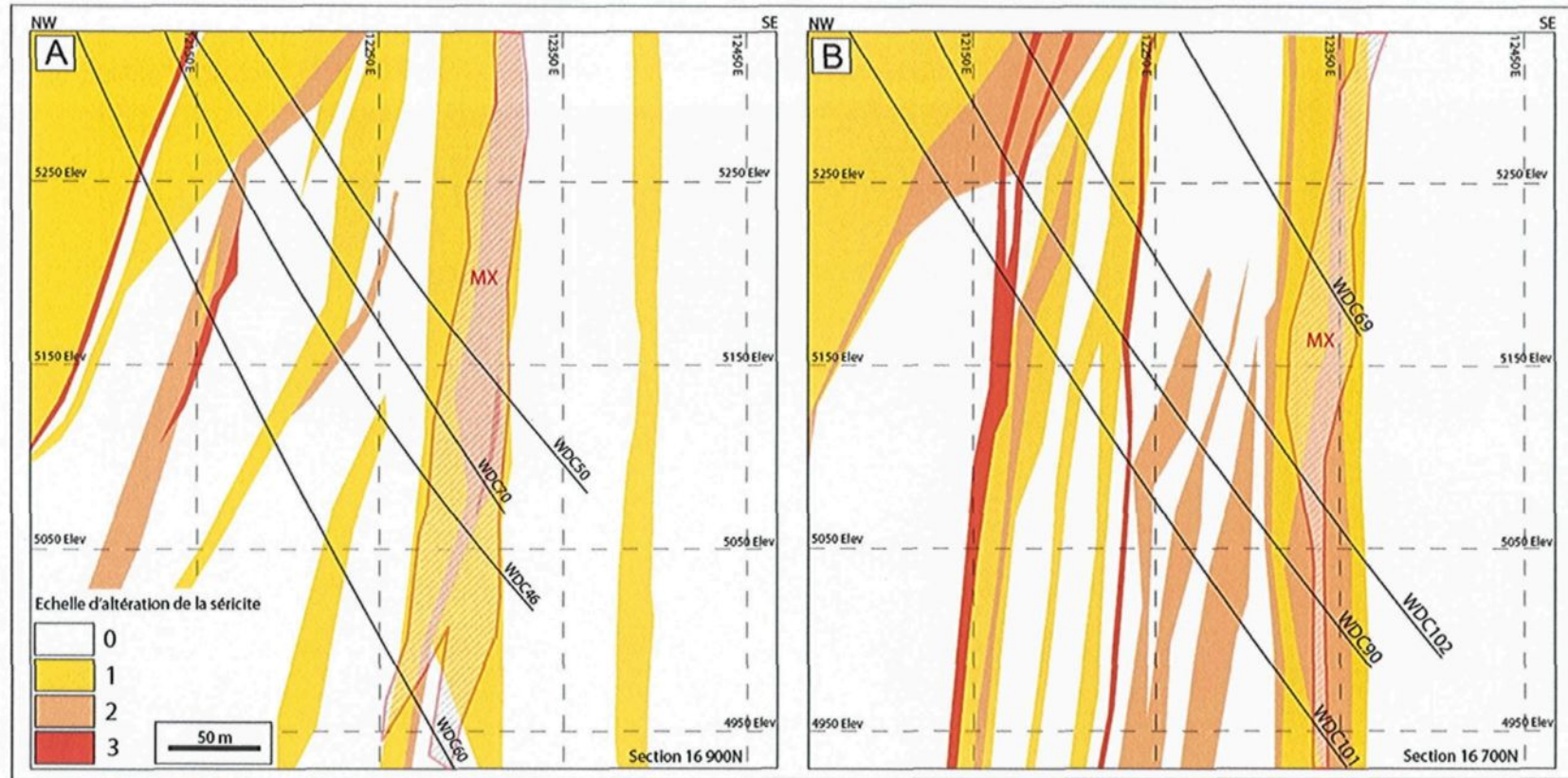


Figure 53 : Distribution spatiale de l'intensité de la séricitisation versus la minéralisation (MX) : A) section 16 900N et B) section 16 700N.

correspond à la zone de mélange entre les volcanoclastites et les shales à graphite. La chlorite (Figure 52) est principalement concentrée dans les unités à volcanoclastites (Figure 8). Spatialement, la chlorite est faiblement présente dans la zone minéralisée principale pour la section 16 900N mais plus riche pour la section 16 700N. Dans ce cas-ci, la minéralisation (MX) se retrouve principalement dans la zone de chlorite d'intensité faible à moyenne.

La séricite est un minéral commun d'altération (Figure 53), ayant des intensités variables suivant le protolithe. La figure 53 illustre une intensité faible sur tout le gisement. L'intensité augmente dans la partie centrale au cœur de la zone minéralisée. Une bande d'intensité moyenne de séricite se retrouve également dans la partie NW avec une zone intense correspondant aux schistes à séricite. La figure 53 permet de déduire une corrélation spatiale entre les zones riches en séricite et les dykes felsiques (PQF). En effet, les essaims de PQF sont directement en lien avec les zones de forte séricitisation, que ce soit dans la bordure NW ou dans le cœur minéralisé principal.

La distribution des carbonates est hétérogène. Les carbonates sont imprégnés dans toutes les unités lithologiques. Les zones d'intensité moyenne se distribuent sur les bordures NW, SE et dans la partie centrale. La plus forte intensité se retrouve dans la partie minéralisée et sa bordure Ouest (Figure 54).

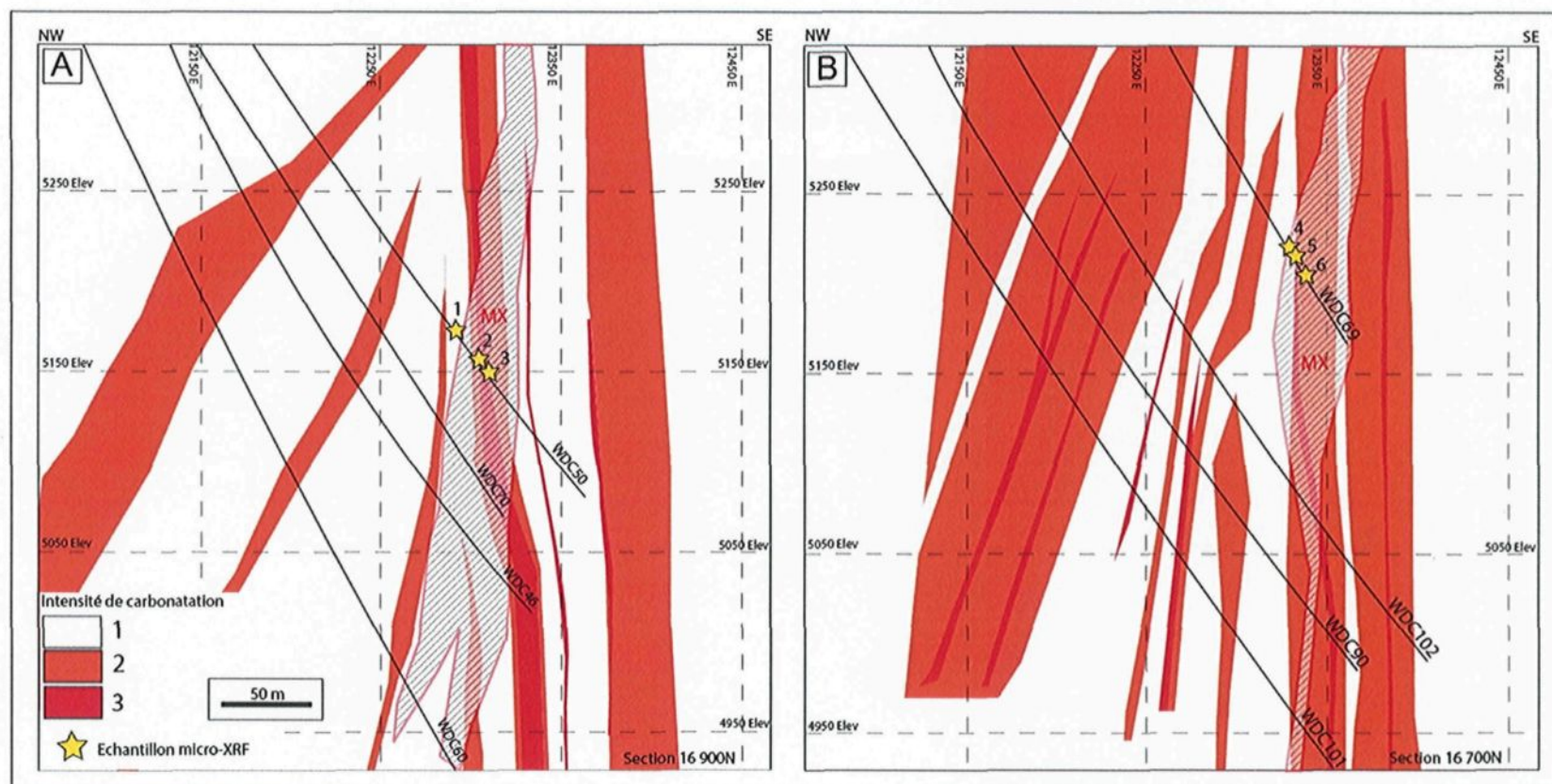


Figure 54 : Distribution spatiale de l'intensité de la carbonatation, de la minéralisation (MX) et des échantillons pour le micro-XRF : A) section 16 900N et B) section 16 700N.

5.4.2 Géochimie des carbonates

La figure 55 illustre les différents digrammes ternaires utilisés pour discriminer les types de carbonates. Les pôles Fe-Ca-Mg sont utilisés pour les analyses semi-quantitatives. On constate que pour les deux sections de forage (Figure 54), la composition des carbonates est relativement similaire avec de légères variations pour la section 16 900N.

La distribution compositionnelle est plus étalée pour la section 16 900N avec des variations du pourcentage entre 23-41% pour le Fe, 44-62% pour le Ca et 14-25% pour le Mg (Figure 55). On peut observer une évolution des compositions suivant la profondeur et les teneurs aurifères. Pour les fortes teneurs aurifères, les carbonates sont légèrement plus pauvres en Mg et mais plus riches en fer (Figures 55B et 55C). Une transition compositionnelle, de dolomie-ankérite vers le pôle ankérite se manifeste aussi à l'approche de la minéralisation.

Pour la section 16 700N (Figure 54B), le début de la minéralisation (121-125m) est caractérisé par un étalement plus prononcé de la composition que dans la partie centrale (Figure 55F). Les pourcentages varient entre 2,8-25% pour le Mg, 49-64% pour le Ca et 23-37% pour le Fe (Figures 55D et 55E), soit des compositions transitionnelles de type dolomie-ankérite. À 154 m, la composition des carbonates est plus homogène avec des pourcentages de 50% de Ca, 25% de

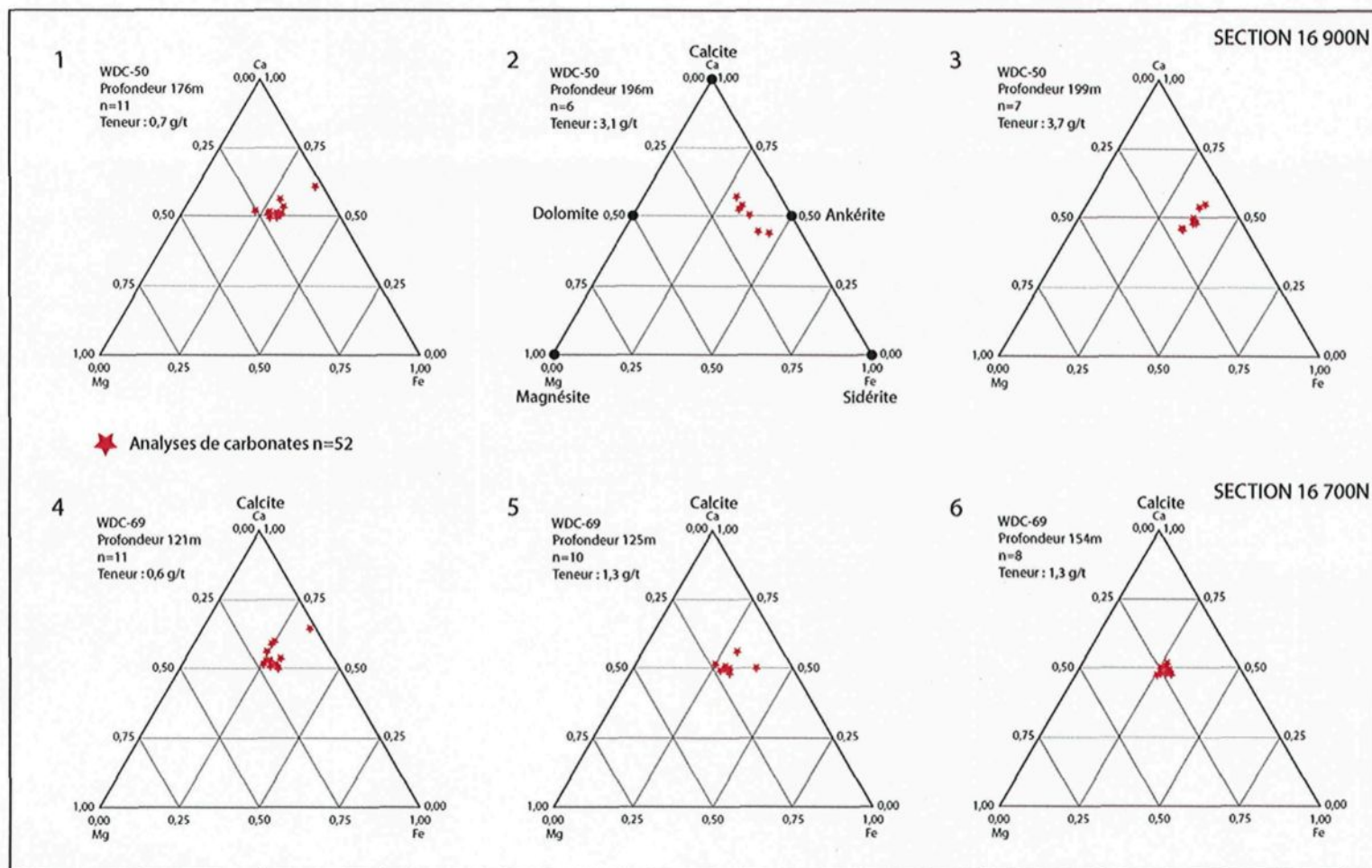


Figure 55 : Diagramme ternaire Ca-Fe-Mg pour la discrimination des carbonates. Les teneurs aurifères sont tirées des données de SEMAFO. La position des échantillons est illustrée à la figure 54.

Fe et 25% de Mg (Figure 55F) correspondant à la solution solide dolomite-ankérite (Deer et al., 1992). Cette relation est presque l'inverse de celle documentée pour la section 16 900m

5.5. DISCUSSION

5.5.1 Zonalité et contrôle lithologique

Les différents types d'altérations observés au sein du gisement de Wona restent constants et forment des halos au cœur du système minéralisé. On observe une évolution spatiale des assemblages minéralogiques en lien avec les contrôles lithologiques et structuraux. La zone de cisaillement principale est favorable à la circulation des fluides hydrothermaux, ce qui est typique des gisements orogéniques (Groves et al., 1998).

Les altérations hydrothermales peuvent être divisées en trois halos distincts :

- 1) externe (distal) avec une paragenèse à chlorite-calcite dans les volcanoclastites ;
- 2) intermédiaire à calcite-dolomite-chlorite-séricite
- 3) interne (proximal) aurifère à séricite-dolomite-ankérite-silice.

Ces zones d'altérations ont des épaisseurs de l'ordre de ~40 m, définissant un halo global d'environ 300 m en lien avec le contrôle lithologique et structural. Il est

à noter que des zonalités d'altérations similaires ont été documentées à la mine Bronzewing en Australie (Eilu et al., 2001).

La zone d'altération distale est fortement imprégnée avec un assemblage à chlorite-calcite. Cet assemblage borde de chaque côté la zone aurifère à haute teneur et ce d'une manière continue et systématique (Figure 52). Cependant, il faut noter que les zones distales ne sont pas systématiquement enveloppantes par rapport à la zone minéralisée. Il est donc possible que l'altération distale résulte d'un système hydrothermal précoce. Ce concept est détaillé dans les sections suivantes.

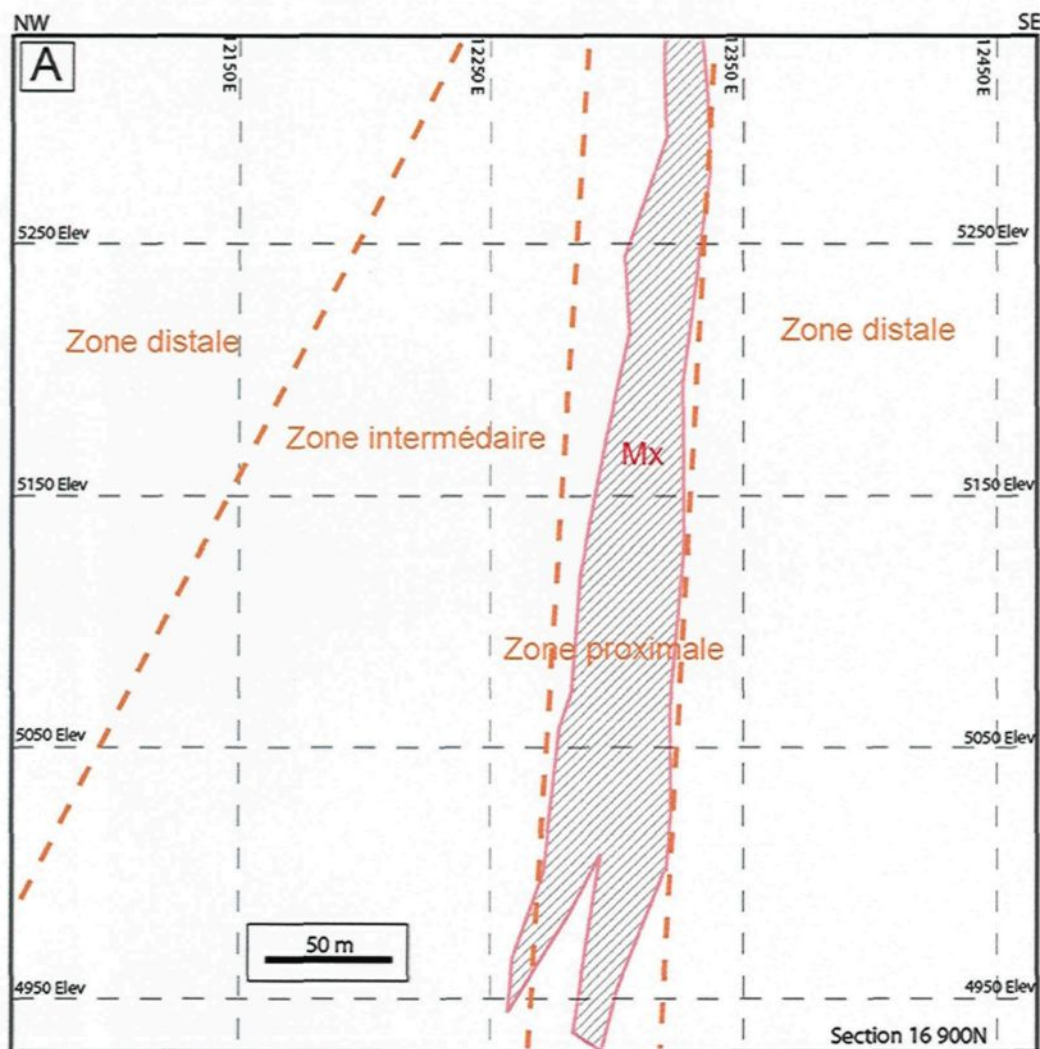
Les zones d'altérations intermédiaire et proximale sont plus intimement liées à la zone minéralisée (Figures 53 et 54). Elles sont ici interprétées comme l'expression de l'évolution d'un deuxième système hydrothermal qui a apporté la séricite-dolomite-ankérite et finalement la silicification. Génétiquement, il est probable que la séricite, l'ankérite et la dolomie aient remplacé la chlorite et la calcite, tel que documenté par Heilu et al. (2001). Les travaux de Phillips (1988) suggère la réaction chimique suivante pour expliquer l'évolution entre la chlorite et les carbonates :



5.5.2 Chronologie relative des épisodes d'altération

Les observations de terrain et les travaux de laboratoire permettent de formuler une hypothèse concernant la chronologie relative. Tout d'abord, la chlorite semble être le minéral le plus précoce. En effet, elle se retrouve préférentiellement dans les unités de volcanoclastites. Elle définit les plans de schistosité S2 mais est affectée par des clivages en compression (épisode de cisaillement D2 : figure 48A). Plusieurs générations de chlorite sont possibles, car on retrouve des variations de la composition entre les pôles Fe-Mg.

Les carbonates sont présents dans tout le gisement avec des variations mineures de leur composition chimique. La calcite se retrouve sur les bordures du gisement en association avec la chlorite. Sur la figure 48A, on peut constater que la calcite remplace la chlorite. L'ankérite et la dolomite se situent dans la partie intermédiaire et proximale du gisement en association avec la silicification et la séricitisation (Figure 56). Ils se retrouvent dans les épontes des veines et veinules boudinées encaissées dans la schistosité S2 (Figure 31). Ces observations suggèrent que la calcite est précoce (anté à syn D1) et que, l'ankérite et la dolomie sont syn- à post-D2. Toutefois, aucune évidence ne permet de les relier à l'épisode D3.



Minéral	Zone	Distale	Intermédiaire	Proximale
SILICATES				
Épidote				▬
Chlorite		▬	▬	▬
Séricite			▬	▬
Silicification			▬	▬
CARBONATES				
Calcite		▬	▬	▬
Dolomite			▬	▬
Ankérîte				▬

Figure 56 : Distribution et composition minéralogique des différents halos d'altérations.

La séricite est très commune dans le gisement de Wona. On la retrouve définissant la schistosité S2 (Figure 49) mais également dans les clivages en extension (ECC) en association avec l'épisode de déformation D2 (Figure 22C). Cette observation permet de préciser que la séricite est syn-D2. Les schistes à séricite, localisés dans la partie N du gisement (Figure 7), sont également encaissés dans la schistosité S2. Ils sont issus des processus d'altération hydrothermale des dykes felsiques de PQF. Les schistes ont fortement encaissé la déformation (Figure 15). L'altération à séricite est probablement anté à syn-D2. D'autre part, comme les dykes de PQF sont des réceptacles importants pour la séricite, leur emplacement tardif (post-S1) place une contrainte temporelle relative.

La silicification recoupe toutes les unités lithologiques. Elle est l'altération la plus tardive avec la séricite. On la retrouve dans les plans de la schistosité S2 de direction N045. Elle affecte les dykes de PQF qui sont les lithologies les plus tardives dans l'histoire chronologique (Figure 13B). Sur le terrain, la silicification massive est boudinée ainsi bien en plan qu'en section (Figure 9). Chronologiquement, elle s'est développée durant les épisodes de cisaillement D2 et/ou D3. Il est difficile de différencier l'impact de ces deux épisodes tectoniques sur la mise en place de la silicification. L'épisode D3 est le plus propice d'un point de vue rhéologique pour la mise en place de la silicification. En effet, le rejeu en mouvement senestre (D3) permet d'induire une dilatation dans les plans de la schistosité S2.

L'épidote forme un halo de quelques centimètres autour de l'enveloppe minéralisée en contact avec la silicification diffuse. Elle est probablement syn-D3, formée durant le même épisode que la silicification.

D'un point de vue génétique, il est proposé que l'altération hydrothermale résulte de l'activité successive de deux systèmes qui ont induit trois épisodes d'altération. L'interprétation des chronologies relatives d'altération est présentée ci-dessous selon 2 étapes (Figure 57) :

- 1) Un premier système hydrothermal forme la chlorite dans un premier temps, et subséquemment à une augmentation de la température, forme la calcite (Groves et al. 1998). La chlorite définit les plans de la schistosité (S1), alors que la calcite est transposée dans les plans de schistosité. L'événement est anté à syn-D1, soit en contexte de bassin (enfouissement) ou de collision orogénique (syn-D1).

- 2) Développement d'un second système hydrothermal pendant le métamorphisme et durant le paroxysme de l'épisode de déformation majeur D2. Les fluides hydrothermaux sont canalisés le long des zones de forte anisotropie S2 (zone des dykes de PQF). Les assemblages minéralogiques à calcite-dolomie-chlorite-séricite définissent la fabrique S2, ou sont développés parallèlement à S2 en lien avec la silicification.

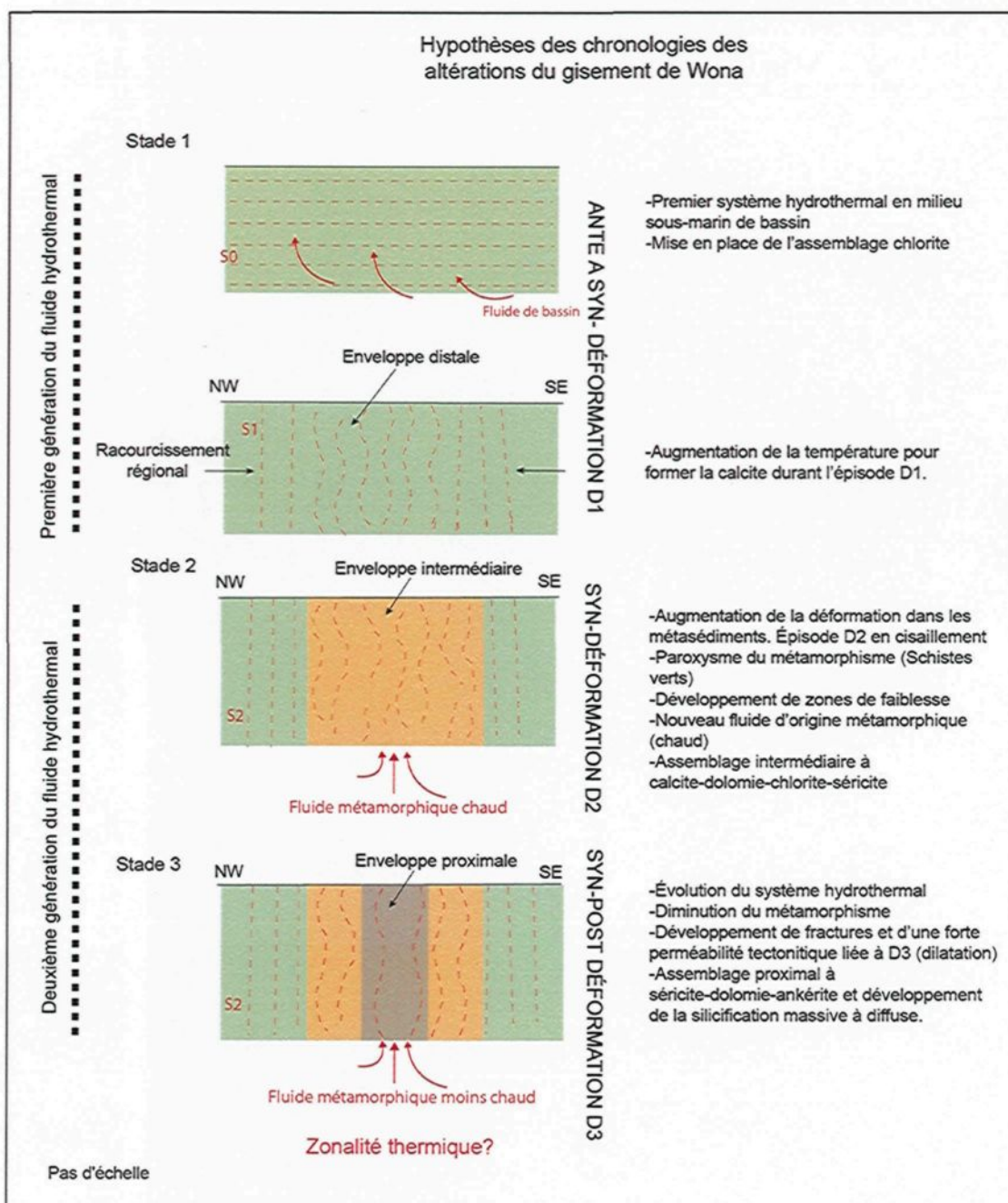


Figure 57 : Hypothèses des chronologies des altérations.

CHAPITRE VI

RELATIONS DE CHRONOLOGIE RELATIVE

6.1 INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à faire le lien chronologique entre les différents éléments observés précédemment (géologie locale, événements de déformation, minéralisation et altération). Il vise à déterminer l'histoire évolutive de l'activité hydrothermale en fonction des différents épisodes géodynamiques. Le but étant de faire un modèle global métallogénique et structural qui concorde avec les observations de terrain et les mesures en laboratoire. Les étapes successives de l'activité hydrothermale (minéralisation+altération) seront abordées en premier. Puis, les relations chronologiques entre cette activité hydrothermale et les différents phénomènes géologiques liés à la formation et l'évolution de l'arc volcano-plutonique seront discutées.

6.2 RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES DIVERS ÉLÉMENTS DE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE

Le gisement de Wona renferme différentes minéralisations et altérations qui le rendent unique. Trois styles (Chapitre 4) de minéralisations ainsi que cinq types d'altérations (Chapitre 5) sont présents. Des relations entre les minéralisations et les altérations permettent de rattacher leur origine à des types de systèmes hydrothermaux. C'est dans cette optique qu'il est possible de différencier un épisode hydrothermal qui peut être recoupé par un second, espacé dans le temps. Les relations chronologiques entre les lithologies et les déformations viennent compléter l'interprétation.

6.2.1 Identification de deux épisodes hydrothermaux

Au sein du gisement de Wona, trois types de minéralisations (silicification massive, veines à sulfures à gangue silicatée et sulfures disséminés primaires) côtoient 5 types d'altérations (chlorite, séricite, carbonates, épidote et silicification). Des relations de recoupement et de géochimie permettent de proposer deux épisodes hydrothermaux ayant chacun des caractéristiques distinctes.

Le premier épisode hydrothermal est visible sur les bordures externes du gisement de direction NE-SW (Figure 52). Il correspond à un assemblage à

chlorite-calcite (Figure 48A) en relation avec des pyrites disséminées primaires (Figure 32) et des veinules de quartz-magnétite (Figure 33) transposées dans la schistosité S2. L'encaissant est dominé par les séries de volcanoclastites mafiques. D'après les observations des chapitres 4 et 5, les structures minéralisées qui accompagnent cet épisode sont caractérisées par :

- 1) un halo d'altération chlorite-calcite distal de forte intensité et d'une grande continuité latérale qui diminue vers la partie proximale (Figure 52);
- 2) le développement d'un halo de minéralisation distale disséminée et de veinules à quartz-magnétite (Figure 29).

La minéralisation de cet épisode forme les pyrites disséminées primaires les plus riches en or (Figure 37), alors que les veinules de quartz-magnétite sont stériles.

Le deuxième épisode hydrothermal évolue en deux étapes successives. Il recoupe clairement l'épisode 1 (Figure 56). Il est matérialisé par les veinules de sulfures à gangue silicatée (Figure 31) qui évoluent en une silicification massive riche en sulfures (pyrite-arsénopyrite) et en or (Figures 30 et 37). L'altération associée est composée d'ankérite-dolomie-séricite-épidote et d'une silicification. Les évidences sont :

- 1) la superposition des carbonates (ankérite et dolomie), de la séricite et de l'épidote sur la chlorite et la calcite (Figures 48B et 51) de manière latérale (halo d'altération) ;
- 2) la disparition des sulfures disséminés primaires et des veinules de quartz-magnétite dans la partie proximale avec l'apparition des veines de sulfures à gangue silicatée et de la silicification.

Les minéralisations de ce deuxième épisode sont caractérisées par des veinules de sulfures pauvres en or (~1 ppm). La silicification contient des sulfures aurifères ainsi que de l'or natif qui est principalement observé dans des microfractures.

6.3 RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET LES DIFFÉRENTS PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

6.3.1 Chronologie entre l'activité hydrothermale et l'activité intrusive de composition intermédiaire à felsique

Les évidences de l'activité intrusive se matérialisent par l'injection d'essaims de dykes de PQF dans la zone minéralisée et de dykes de composition intermédiaire de microdiorite en bordure du gisement. Quelques dykes basiques sont également visibles. D'après le chapitre 3, les dykes se seraient mis en place juste après le premier épisode de déformation D1. Ces dykes recoupent les unités lithologiques mais également les altérations primaires (chlorite-calcite) (Figure

21D) qui sont anté- à syn-D1. Les PQF présentent une forte empreinte du deuxième épisode hydrothermal avec une séricitisation (Figure 14) ainsi qu'une silicification intense (Figure 14B) dans les zones minéralisées. Ils se situent dans la partie proximale du gisement (Figure 9), ce qui témoigne de leur présence lors de l'épisode de déformation D2. Tout porte donc à croire que les dykes intermédiaires à felsiques sont soit précoces, soit contemporains au deuxième épisode hydrothermal. Les dykes de microdiorite ne sont pas affectés par la minéralisation aurifère et ils sont recoupés par les PQF (Figure 17C). Ils sont donc anté PQF.

6.3.2 Chronologie entre l'activité hydrothermale et la déformation ductile-fragile

Une déformation D2 majeure est reconnue à Wona, caractérisée par une fabrique plano-linéaire S2 de directions N045 avec une linéation d'étirement plongeant à 20° vers le NE. Deux types de structures sont en lien avec cette fabrique, à savoir 1) une schistosité précoce S1 formant un angle horaire de 20° avec la fabrique S2, et 2) des clivages en extension (ECC). Ces trois fabriques sont compatibles cinématiquement dans un système de cisaillement à composante dominante dextre durant D2. Finalement, ces structures sont recoupées par une famille de clivages en compression N080 qui indiquent un mouvement senestre prédominant lors de l'épisode D3. Ainsi deux déformations D2 et D3 semblent avoir utilisé la schistosité S1 produite durant une première phase de déformation.

Une déformation anté-D2 que l'on appelle D1 se serait produite lors du raccourcissement régional NW-SE de l'orogénèse éburnéenne (~2100 Ma) et donc de l'arc volcanique pour permettre la verticalisation des unités stratigraphiques. Cette hypothèse est requise pour expliquer le pendage vertical des strates et la présence de la schistosité S1. Il est probable que lors des déformations D2 et D3, le clivage S2 aient repris les plans de schistosité S1. Seuls des lambeaux avec S1 montrant un angle par rapport au S2 aurait été préservé (Figure 22).

Tel que présenté au chapitre 3, l'intensité de la déformation ductile est très hétérogène au sein du secteur d'étude et se manifeste le long de corridors précis. Ces corridors correspondent aux halos altérées et minéralisées, ce qui rend possible l'observation directe des relations de chronologie relative entre l'activité hydrothermale et les fabriques pénétrantes. Dans le cadre de l'étude, ces relations sont ambiguës à l'échelle macroscopique mais sont toutefois très claires à l'échelle microscopique. Elles suggèrent une origine pré-déformation régionale (anté-D1) pour le premier épisode hydrothermal et une origine syn-D2 à post-D3 pour le deuxième épisode.

6.4 SYNTHÈSE

La figure 58 résume les différents éléments traités précédemment au sein d'un schéma chronologique synthétique. Ce schéma donne un bon aperçu des

relations de synchronisme et de recoupement les plus représentatives et les plus communément observées entre les différents assemblages minéraux et autres éléments géologiques. Globalement 5 épisodes chronologiques peuvent être interprétés.

- 1) La mise en place de l'arc volcano-plutonique probablement en contexte extensif avec le début du premier système hydrothermal faiblement aurifère, en milieu sous marin.
- 2) Premier épisode de raccourcissement D1 avec verticalisation des couches et développement de la schistosité S1 avec une possible linéation verticale et arrêt de l'hydrothermalisme.
- 3) Injection des dykes intermédiaires et felsiques post-S1, essentiellement parallèle à la schistosité S1 dans la zone minéralisée.
- 4) Deuxième événement de déformation D2, légèrement à angle, qui induit l'entraînement dextre des fabriques S1 à angle et le développement d'une fabrique S2 dominante fortement pénétrante avec une linéation subhorizontale. Cet événement tectonique s'accompagne d'un deuxième épisode hydrothermal.
- 5) Rejet tardif faible senestre durant D3. Ouverture en dilatation des plans de la schistosité S2 préexistante avec une contribution tardive en or et silice correspondant à la fin du deuxième épisode hydrothermal.

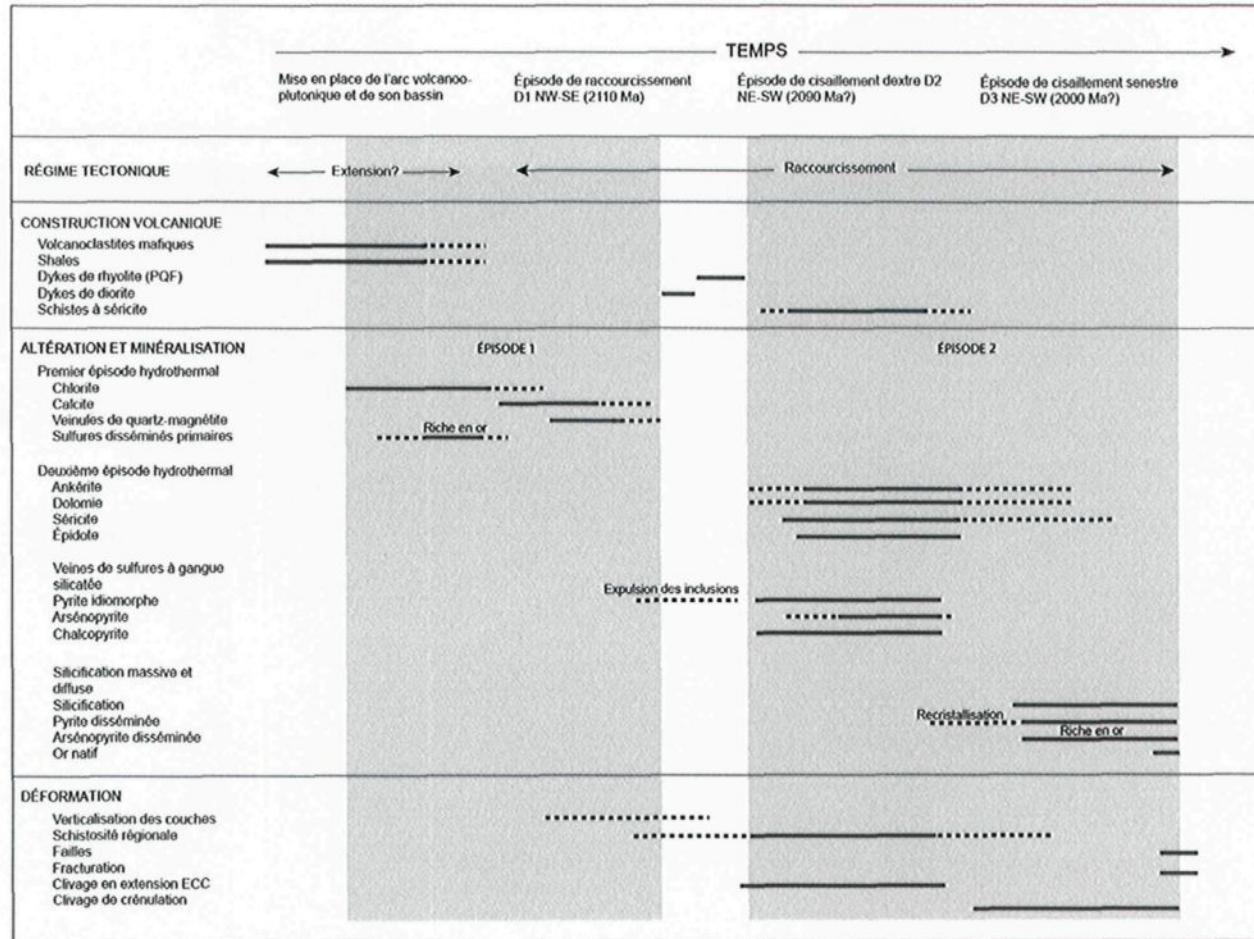


Figure 58 : Schéma synthèse du cadre chronologique des différents éléments géologiques du système de minéralisation aurifère du gisement de Wona en relation avec les épisodes de déformation D1-D3 documentés pour le Birimien.

6.5 MODÈLE ÉVOLUTIF

Un modèle évolutif en 5 étapes est proposé. Il tient compte des épisodes de chronologie relative et des concepts de formation des gisements orogéniques.

6.5.1 Étape 1 : Mise en place de l'arc volcanique

Il est reconnu dans la littérature (Metour et al., 2003 ; Milési et al., 1989) que la formation de l'arc et de son bassin s'est déroulée avant la première déformation D1 datée à ~2112 Ma. Cet arc était en domaine marin et probablement de faible profondeur et en contexte extensif (Figure 59). Ce contexte permet la formation de roches mafiques au sein de l'arc. Les dépôts de volcanoclastites sont probablement le produit d'érosion de l'arc ou l'activité explosive dans le bassin d'arrière arc. Les unités de shales indiquent un milieu calme, probablement de forte profondeur et à l'abri de l'action des vagues. La présence de graphite indique des conditions anoxiques dans le bassin, favorables à la précipitation éventuelle de sulfures de fer et d'arsénique. Les alternances volcano-sédimentaires montrent l'évolution temporelle des périodes d'activités volcaniques et de repos (sédimentation des shales). La présence du chambre magmatique avoisinante a permis la circulation du fluide hydrothermal marin (1^{er} génération) de faible température au sein d'un bassin en subsidence. La circulation de ce fluide a produit une zone d'altération à chlorite en lien avec les pyrites disséminées primaires riche en or. La calcite et des veinules de quartz-magnétite commencent

à se former suite à l'augmentation de la température du fluide hydrothermal. Aucune évidence ne montre le remplacement des pyrites primaires par la magnétite.

6.5.2 Étape 2 : Première déformation en raccourcissement D1

Les conditions géodynamiques évoluent durant le Birimien pour passer d'un contexte extensif à compressif (Figure 59). L'épisode de déformation D1 initialise la formation de l'orogénèse éburnéenne à ~2112-2110 Ma. Cette collision a pour conséquence de verticaliser la séquence stratigraphique et de former une schistosité S1. Les conditions de pression et de température augmentent à cause de l'enfouissement. La circulation du premier fluide hydrothermal continue. Elle évolue pour former une l'altération carbonatée de type calcite et des veinules de quartz-magnétite qui empreintent les plans de la schistosité S1. Un arrêt de l'hydrothermalisme semble probable à la fin de la première phase de déformation.

6.5.3 Étape 3 : Injections des dykes intermédiaires et felsiques

Suite à l'épisode de raccourcissement D1, des injections de dykes de type diorite et de PQF se mettent en place dans les plans de la schistosité S1 (Figure 58). Ils indiquent une reprise de l'activité magmatique en profondeur.

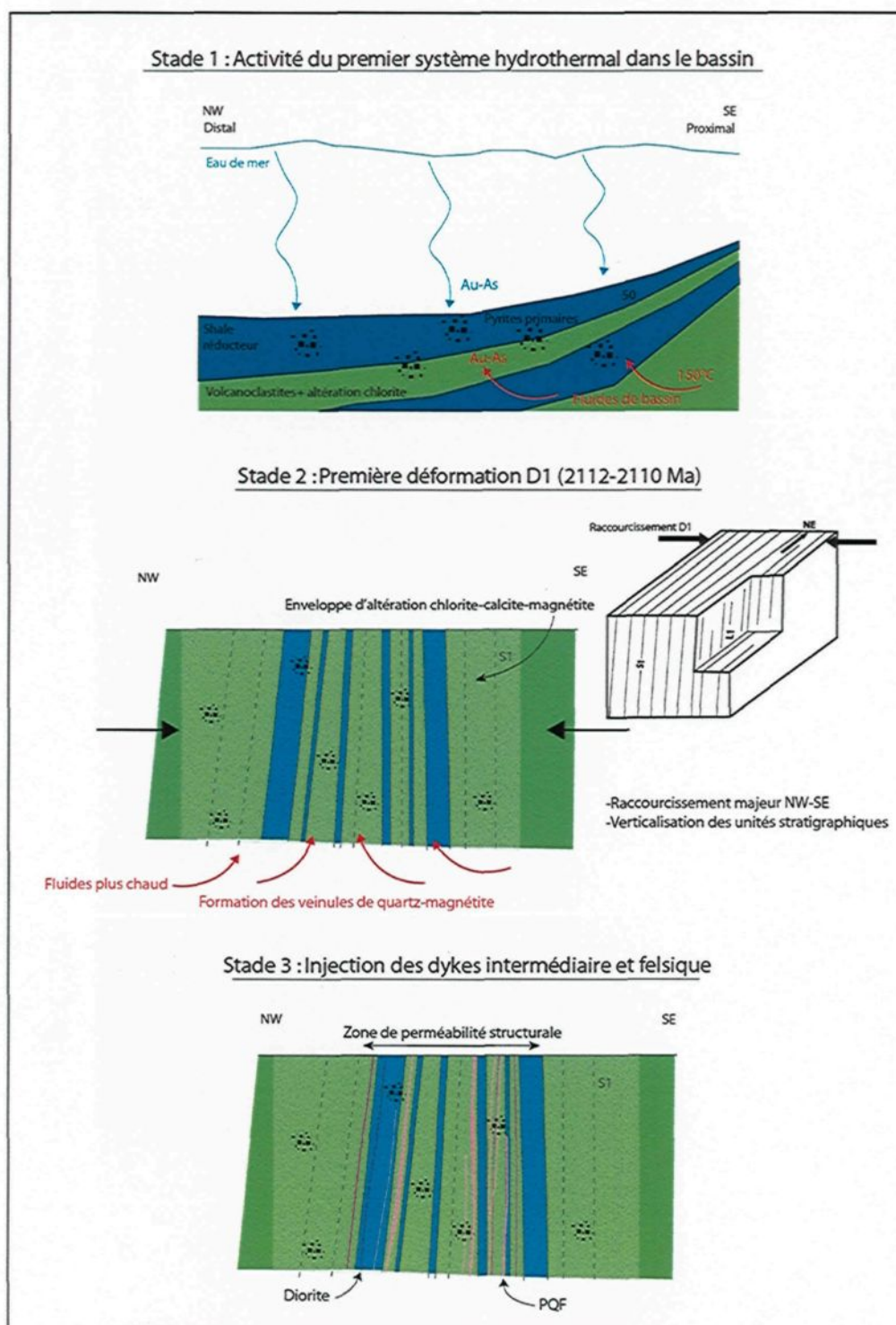
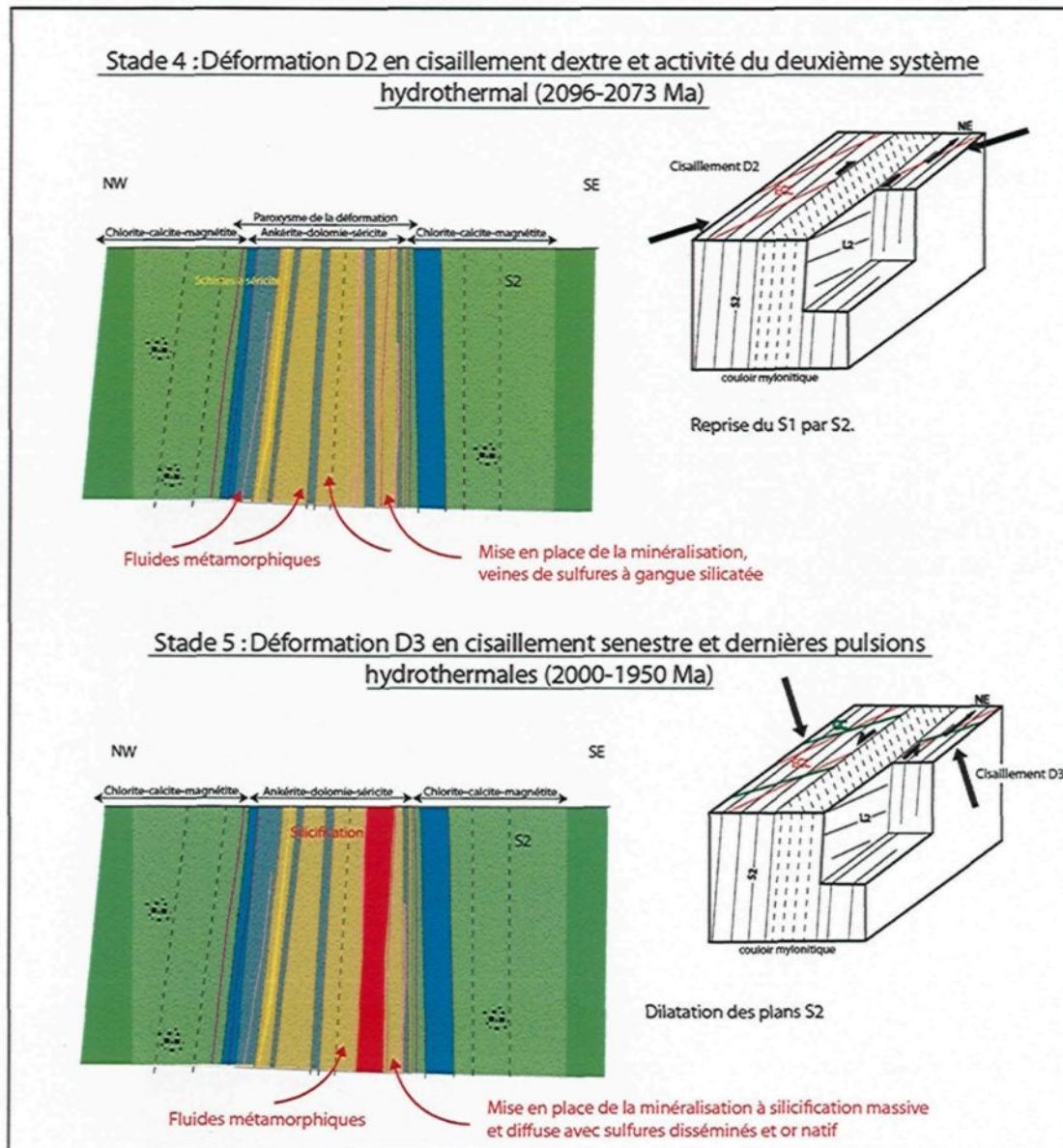


Figure 59 : Modèle évolutif régional en 5 étapes : stade 1 à 3.

Leur distribution homogène au sein du gîte indique qu'ils ont suivi des zones de faiblesse. Dans la partie NE de Wona, les dykes de PQF qui sont contemporains des microdiorites se distribuent en essaims ce qui peut indiquer que l'on se rapproche de la zone source vers la flexure actuelle du gisement. Ces derniers deviennent des roches compétentes qui seront favorables à l'évolution du gisement. L'absence d'observation ne permet pas d'écarter l'hypothèse qu'un fluide hydrothermal était en circulation pendant la formation de ces dykes.

6.5.4 Étape 4 : Deuxième épisode de déformation D2, métamorphisme et nouvelle activité hydrothermale

L'étape 4 fait évoluer la déformation en un système de cisaillement dextre D2 (Figure 60). Elle est datée à ~2096-2073 Ma d'après la littérature (Metour et al. 2003). Le métamorphisme atteint le faciès des schistes verts (~8 Kbar et ~450 °C). La déformation reprend et entraîne les plans de schistosité S1 pour développer la S2, fortement pénétrante et sous la forme de flux dans la partie centrale. Une linéation d'étirement à plongement subhorizontal vers le NE indique un mouvement horizontal avec une faible composante verticale. Des clivages en extension (ECC) remplis de séricite se développent. Les forts contrastes rhéologiques entre les unités volcano-sédimentaires et les dykes sont favorables à la concentration de la déformation ductile et pour le développement d'une perméabilité structurale. Ces zones permettent la circulation et la canalisation d'un nouveau système hydrothermal fort probablement d'origine métamorphique.



Ce fluide forme un halo d'altération à dolomie-ankérite-séricite qui remplace la chlorite et la calcite dans la partie centrale du gisement. On note aussi la disparition des veinules de quartz-magnétite. Ces altérations sont accompagnées de minéralisation sous la forme de veines de sulfures à gangue de silicate. Les pyrites idiomorphes sont le produit de la recristallisation des pyrites primaires avec expulsion des inclusions. De l'arsénopyrite se forme également marquant une contribution du fluide en arsénique.

6.5.5 Étape 5 : Troisième épisode de déformation et dernières pulsions hydrothermales

La dernière étape évolutive correspond à l'épisode de déformation D3 qui rejoue en mouvement senestre (Figure 60). Cette déformation entraîne la formation de clivages de crénulation faiblement pénétrants qui marquent une faible intensité de la déformation. Elle est datée à $\sim 1982 \pm 30$ Ma d'après la littérature (Metour et al., 2003). Cet épisode conduit à la dilatation des plans de schistosité S2 qui permet de créer une perméabilité structurale et également de changer les conditions physicochimiques du fluide durant son ascension. Pendant une longue période de temps, l'évolution du deuxième fluide hydrothermal va permettre d'engendrer une forte silicification diffuse sur les bordures et massive dans la zone centrale. Cette silicification va lessiver le protolithe et faire précipiter une dernière génération de sulfures finement disséminés. Cet événement, ultimement, va colmater le système et engendre le produit final du gisement de Wona. Les

arsénopyrites sont enrichies en or. Les dernières pulsions du système hydrothermal vont être accompagnées d'or natif, possible produit de la remobilisation de l'or contenu dans les sulfures plus précoces.

6.6 PARALLÈLES AVEC D'AUTRES SYSTÈMES ATYPIQUES ET IDENTIFICATION DES PROCESSUS CLÉS

Les minéralisations hydrothermales aurifères en contexte orogénique sont bien connues (Bohlke, 1982; Groves et al., 1998). Celles du gisement de Wona présentent des caractères atypiques par rapport aux gisements reconnus en Afrique de l'Ouest et plus particulièrement au Burkina Faso. Dans le cas du gisement de Wona, plusieurs caractéristiques sont reconnues, comme la présence d'halos distincts d'altérations et d'une forte silicification d'une grande continuité. Ces caractéristiques similaires se retrouvent en Australie par exemple au gisement Bronzowy (Eilu et al., 2001). De plus, plusieurs styles de minéralisations sont reconnus au sein du gisement de Wona dont le principal est celui apporté par la silicification massive et diffuse. Il est difficile de différencier les gisements sur la simple base des styles de minéralisation et de leur altération. Il est donc nécessaire de tenir compte d'autres paramètres, dont : 1) l'environnement de formation, 2) les unités lithologiques, 3) les épisodes de déformation, et 4) le facteur temps.

Le tableau 4 montre qu'il existe des relations semblables entre les différents gîtes orogéniques connus au Burkina Faso (Milési et al., 1989 et Béziat et al., 2008). Suite à une étude comparative de ces différents exemples, il est possible de mettre en évidence des éléments géologiques communs :

- 1) les roches encaissantes sont communément des alternances volcano-sédimentaires métamorphisées ;
- 2) contexte compressif en cisaillement durant le Birimien (contrôle fondamental) ;
- 3) des minéralisations et altérations différentes mais caractéristiques des systèmes mésothermaux ;
- 4) une histoire de mise en place de la minéralisation survenant tardivement dans l'évolution du système orogénique (D3).

Ces points communs permettent de souligner que les processus fondamentaux de mise en place de la minéralisation au Burkina Faso ne diffèrent que légèrement d'après la littérature. Le contrôle structural, la lithologie et la durée sont les processus clés pour la formation de ces gisements. Les variations de minéralisation et d'altération sont plus en lien avec les caractéristiques physico-chimiques des systèmes hydrothermaux.

Tableau 4 : Comparaison du système minéralisé du gisement de Wona avec d'autres systèmes orogéniques au Burkina Faso.

	Gisement de Wona	Taparko	Fété Kolé	Larafella
Roches encaissantes	Séries volcano-sédimentaires avec dykes intermédiaire (microdiorite) et felsique (PQF)	Séries volcano-sédimentaires avec dykes de diorite	Séries métasédimentaires et métavolcaniques	Séries métavolcano-sédimentaires, metabasaltiques
Contexte tectonique	Épisodes compressifs et épisodes de cisaillement polyphasé (3 épisodes)	Zone de cisaillement polyphasée (2 épisodes)	Zone de cisaillement (1 épisode?)	Zone de cisaillement polyphasée
Style de minéralisation	Sulfures primaires disséminés, veines de sulfures à gangue silicatée, silicification massive-diffuse à sulfures	Veines de quartz-sulfures-or	Veines de quartz-tourmaline-or	Fente de tension d'albite
Minéralogie	Pyrite, arsénopyrite, magnétite, chalcopyrite, sphalérite et or	Pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite, galène et quelques tellures	Tourmaline, chalcopyrite, or	Albite, pyrite, arsénopyrite, or
Altération	Chlorite, calcite, séricite, ankérite, dolomie, épidote et silicification	Chlorite, calcite, micas blancs (séricite) et talc	Chlorite, micas blancs, calcite	Ankérite, épidote
Chronologie relative	Anté à post-orogénique	Post-orogénique	Post-orogénique	Syn à Post-orogénique
Âge	Paléoprotérozoïque (Birimien) 2.1 Ga	Paléoprotérozoïque (Birimien) 2190-2080 Ma	Paléoprotérozoïque (Birimien) 2.1 Ga	Paléoprotérozoïque (Birimien) 2.1 Ga
Références	Cette étude	Bourges et al., 1998; Béziat et al., 2008	Béziat et al., 1999 et 2008	Bamba et al., 1997

6.7 IMPLICATION POUR L'EXPLORATION

Cette étude montre que le gisement de Wona se situe dans un corridor de déformations complexes et polyphasées. Ce corridor est principalement affecté par du cisaillement au sein de la ceinture de roches vertes de Houndé. Le modèle développé est en accord avec les différents gisements présents au Burkina Faso. Ainsi, les ceintures de roches vertes du Burkina Faso deviennent des zones très intéressantes pour l'exploration. On peut supposer que de nombreux autres gisements restent à être découverts, principalement dans les zones de cisaillement.

À l'échelle de la ceinture de roches vertes, le développement d'un contexte d'arc-volcano-plutonique en lien avec son bassin sont des éléments clés. Le contexte marin lors de la formation de l'arc permet une grande circulation de fluides propices à la formation de minéralisations primaires. Celles-ci serviront ultimement de pré-enrichissement pour les systèmes minéralisateurs postérieurs. Les essaims de dykes intermédiaires et felsiques sont très importants pour le contrôle structural et pour la canalisation des fluides hydrothermaux tardifs riches en or.

À l'échelle régionale, les zones de cisaillement d'orientation NE-SW en association avec les essaims de dykes sont des cibles prioritaires car elles permettent une forte perméabilité structurale favorable à la circulation des fluides

minéralisateurs. La distribution des altérations doit être identifiée avec rigueur afin de déterminer la zonalité clé minéralisation-altération. La durée est également un facteur déterminant. Les minéralisations les plus économiques arrivent tardivement dans l'histoire tectono-métamorphique du Burkina Faso. Elles sont associées aux zones de cisaillement syn à post-D3 (~2.1-2.0 Ga).

À l'échelle du gisement de Wona, il est primordial de déterminer les différentes lithologies, les structures de déformation, les minéralisations et les halos d'altérations.

- 1) Pour la lithologie, il est primordial de cibler les zones d'alternances volcano-sédimentaires (notamment à volcanoclastites et shales à graphite) en lien avec les essaims de dykes intermédiaire et felsique, de direction NE-SW. Ces ensembles permettent des contrastes rhéologiques intenses favorables à la circulation des fluides. Les unités de schistes à séricite doivent être étudiées avec soin car elles sont le siège d'une importante activité hydrothermale possiblement minéralisatrice et ayant une relation de parallélisme avec les structures minéralisées majeures.
- 2) Les halos d'altérations sont un guide d'exploration exceptionnel qui permettent de délimiter clairement les zones minéralisées. Ainsi les cortèges chlorite-calcite-magnétite sont d'excellents indicateurs pour déterminer l'halo anomal et la répartition spatiale de la minéralisation. L'évolution progressive vers des assemblages à séricite-ankérite-dolomie

indique une proximité aux minéralisations économiques. L'apparition de la silicification diffuse, puis massive indique une zone où le paroxysme de la déformation a eu lieu et où la circulation de fluides minéralisateurs fut intense.

3) Par la suite, le système hydrothermal évolue avec une diminution de sa température. Le dernier épisode de déformation D3, en domaine fragile; permet une ouverture en dilatation des structures de l'épisode D2 dans la partie proximale du gîte. Cette dilatation permet à une grande quantité de fluide de circuler et de précipiter la silice. La silicification est alors le dernier épisode qui vient colmater le système hydrothermal.

CHAPITRE VII

CONCLUSION

Le gisement de Wona présente un système minéralisé aurifère orogénique important au Burkina Faso. C'est un gîte atypique qui se différencie principalement par :

- 1) la grande continuité des structures minéralisées;
- 2) l'environnement volcano-sédimentaire hôte, reliquat d'un milieu de bassin d'arrière arc;
- 3) les déformations polyphasées en domaine ductile-fragile dans un couloir de cisaillement du Birimien;
- 4) les zonalités d'altérations hydrothermales en lien avec deux épisodes minéralisateurs;
- 5) l'association spatiale entre les dykes felsiques et les minéralisations.

Cette étude a permis de faire la lumière sur de nombreux phénomènes responsables de ces particularités. L'environnement de dépôt se situe dans un domaine de bassin d'arrière arc volcano-plutonique de composition basique à intermédiaire du Paléoprotérozoïque. Cette interprétation se base essentiellement sur la nature des lithologies et sur leur répartition spatiale. La contribution majeure de ce projet est l'identification de deux systèmes hydrothermaux manifestés par des altérations hydrothermales et des minéralisations aurifères superposées. Un premier système précoce de faible température en domaine de bassin marin forme l'altération à chlorite-calcite puis, les veinules à magnétite avec la formation des pyrites primaires disséminées riches en or. À la fin de cet épisode, la déformation régionale vient verticaliser les unités lithologiques (Anté ~2112 Ma). Des dykes intermédiaires à felsiques se mettent en place, ce qui marque l'évolution de l'arc volcano-plutonique. Un deuxième système d'origine métamorphique apporte la séricite-ankérite-dolomie avec un nouvel apport en or caractérisé par les sulfures disséminés dans la silicification et de l'or natif. Cet épisode est syn-D2-D3 en lien avec le couloir de cisaillement (~2100-2000 Ma). Ces observations sont d'un intérêt majeur pour la compréhension de l'appareil minéralisateur en lien avec les épisodes de déformation. En effet, un enrichissement primaire en or lors de la formation du bassin a probablement permis une contribution importante pour le deuxième épisode hydrothermal.

Ces divers enrichissements confèrent au gisement de Wona, une exploitation rentable. De plus, les corridors de cisaillement ne sont pas les seules cibles potentielles puisque l'or primaire peut être dans des unités non-déformées ou faiblement comme des coulées de laves basiques par exemple.

RÉFÉRENCES

- ABOUCAMI W., BOHER M., MICHARD A. and ALBAREDE F., 1990. A major 2,1 Ga. old event of mafic magmatism in West Africa : an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*. 95 : 17607-17629.
- ABRAITIS P.K., PATRICK, R.A.D., et VAUGHAN, D.J. 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing*, 74:41-59.
- ALLIBONE A.H., CAMPBELL MCGUAIG T., HARRIS D., ETHERIDGE M., MUNROE S., BYRNE D., 2002. Structural controls on gold mineralization at the Ashanti Deposit, Obuasi, Ghana. *Society of Economic Geologists. Special Publication 9* : 65-93.
- BAMBA O., BEZIAT D., BOURGES F., DEBAT P., MARTIN L., PARIZOT J.P., TOLLON F., 1997. Nouveau type de gisement aurifère dans les ceintures de roches vertes birimiennes du Burkina Faso : les albitites de Larafella. *Journal of African Earth Sciences*. 25 : 369-381.
- BARNES H.L., éd., 1997a. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons Inc., New York.
- BEAUDOIN G., DUPUIS C., 2007. Signature géochimique des oxydes de fer et application à l'exploration minière - volet 2. *Projet DIVEX SC-16, DIVEX, INRS-ETE, Québec*.
- BELAN J., 2009. *Caractérisation géologique du gisement aurifère de Nyafé, Burkina Faso. Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec*.
- BEZIAT D., BOURGES F., DEBAT P., LOMPO M., MARTIN F., TOLLON F., 2000. A Palaeoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West Africa craton. *Precambrian Research*. 101 : 25-47.

- BEZIAT D., DUBOIS M., DEBAT P., NIKIEMA S., SALVI S., TOLLON F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences*. 50 : 215-233.
- BLENKINSOP T.G., SCHMIDT MUMM A., KUMI R., SANGMOR S., 1994. Structural geology of the Ashanti gold mine, Obuasi, Ghana. *Geol. Jahrb.* 100 : 131-153.
- BOHER M., ABOUCHAMI W., MICHARD A., ALBARÈDE F., ARNDT N. T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2,1 Ga. *Geophysical Research*. 97 : 345-369.
- BOHLKE J.K., 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins. U.S. Geology survey. 795 : 70-76.
- BOISSIÈRE G., BONKOUNGOU I., PEUCAT J.J., PUPIN J.P., 1996. Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian Group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research*. 80 : 153-172.
- BOURGES F., DEBAT P., TOLLON F., MUNOZ M., INGLES J., 1998. The geology of the Taparko gold deposit, Birimian greenstone belt, Burkina Faso, West Africa. *Mineralium Deposita*. 33 : 591-605.
- BRALIA A., SABATINI G., TROJA F., 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. *Mineralium Deposita*. 14 : 353-374.
- CABY R., DELOR C., AGOH O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire) : rôle majeur de diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *Journal of African Earth Sciences*. 30 : 351-374.
- CASTAING C., BILLA M., MILESI J.P., THIELBLEMONT D., METOUR J.LE, EGAL E., DONZEAU M. (BRGM) et GUERROT C., COCHERIE A., CHEVREMONT P., TEGYEY M., ITARD Y., (BRGM), ZIDA B., OUEDRAOGO I., KOTE S., KABORE B.E., OUEDRAOGO C. (BUMIGEB), KI J.C., ZUNINO C. (ANTEA), 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000.

- CASSYDI K.F., HAGEMANN S.G., 2001. "World Class" Archean orogenic gold deposits, eastern Yilgarn Craton : Diversity in timing, structural controls and mineralization styles. *Geoscience Australia*. 382 : 384.
- CHANG Z., ROSS R., LARGE R.R., MASLENNIKOV V., 2008. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Geology*. 36 : 971-974.
- CHOUINARD A., PAQUETTE J., WILLIAMS-JONES A.E., 2005. Crystallographic controls on trace-element incorporation in auriferous pyrite from the Pascua epithermal high sulfidation deposit, Chile-Argentina. *The Canadian Mineralogist* 43, 951-963.
- DAGBERT M., 2009. Technical report on the resources and reserves of the Mana gold deposits, Burkina Faso. SGS Geostat Ltd.
- DAIGNEAULT R., MUELLER W.U., CHOWN E.H., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research*. 115 : 261-290.
- DAIGNEAULT R., MUELLER W.U., CHOWN E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. In: Eriksson P., Altermann W., Neslon D., Mueller W.U., Catuneanu O. (Eds), *The Precambrian Earth: tempos and events*. *Developments in Precambrian Geology*. 12 : 88-103.
- DAMPARE S.B., SHIBATA T., ASIEDU D.K., OSAE S., BANOENG-YAKUBO B., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic belt, Ghana : Petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Research*, 162 : 403-423.
- DAVIS D.W., SCHALTEGGER W., NUNOOA., 1994. U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research*. 67 : 89-107.

- DEBAT P., NIKIEMA S., MERCIER A., LOMPO M., BEZIAT D., BOURGES F., RODDAZ M., SALVI S., TOLLON F., WENMENGA U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Palaeoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampilga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research*. 123 : 47-67.
- DEER W.A., HOWIE R.A., et ZUSSMAN J., 1992. *The rock-forming minerals*. Longman, 2nd edition, United Kingdom.
- DOMMANGET A., MILESI J.P., DIALLO M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit. *Mineralium Deposita*. 28 : 253-263.
- DONG G., MORRISON G., et JAIREITH S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology*. 90 : 1841-1856.
- EILU P., MIKUCHI E.J., DUGDALE A.L., 2001. Alteration zoning and primary geochemical dispersion at the Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia. *Mineralium Deposita*. 36 : 13-31.
- EINSENLHOR B.N, HIRDES W., 1992. The structural development of the early proterozoic birimian and tarkwaian rocks of southwest of Ghana, West Africa. *Journal of African Earth Science*. 14 : 313-325.
- EMSBO P., HUTCHINSON R.W., HOSTFRA A.H., VOLK J.A., BETTLES K.H., BASCHUCK G.J., JOHNSON C.A., 1999. Syngenetic Au on the Carlin Trend: Implications for Carlin-type deposits. *Geology*. 27 : 59-62.
- FEYBESSE J.L., BILLA M., GUERROT C., DUGUEY E., LESCUYER E., LESCUYER J.L., MILESI J.P., BOUCHON V., 2006. The palaeoproterozoic Ghanaian province : geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research*. 149 : 149-196.
- GABOURY D., and GRAHAM S., 2004. In-situ trace elements by LA-ICP-MS in metamorphosed pyrites as pathfinder for hydrothermal conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Abstract of the 13th annual V.M. Goldschmidt Conference Copenhagen, Danmark, June 5-11, 2004, p. A303.

- GABOURY D., 2007. Rapport de visites géologiques Samira Hill: Niger et Projet Mana: Burkina Faso Rapport technique soumis à SEMAFO, décembre 2007, 16 p.
- GASQUET, D., BARBEY, P., ADOU, M., PAQUETTE, J.L., 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire) : evidence for a 2,3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa. *Precambrian Research*. 127 : 329-354.
- GOLDFARB R.J., GROVES D.I., GARDOLL S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*. 18 : 1-75.
- GOLDFARB R.J., BAKER T., GROVES D.I., HART C.J.R., GOSSELIN P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*, 100 th Anniversary. 407-450.
- GOODWIN A.M., 1991. *Precambrian geology: The dynamic of evolution of the continental crust*. Academic Press, London. 666.
- GOSSELIN P., BEAUDOIN G., JEBRAK M., 2006. Signature géochimique des oxydes de fer et application à l'exploration minière. Projet DIVEX SC-16, DIVEX, INRS-ETE, Québec.
- GROVES D.I., 1993. The crustal continuum model for late Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineralium Deposita*. 28 : 366-374.
- GROVES D.I., GOLDFARB R.J., GEBRE-MARIAM M., HAGEMANN S.G., ROBERT F., 1998. Orogenic Gold deposits: A proposed a classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 13 : 7-27.
- HANNINGTON M., DE RONDE C.E.J., et PETERSON S., 2005: Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology - One hundredth anniversary volume*. *Édité par* J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards. Society of Economic Geologists. 111-141.

- HART C., 2007: Reduced Intrusion-related gold systems *Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada. 95-112.*
- HIRDES W., DAVIS D.W., LUDTKE G., KONAN G., 1996. Two generations of Birimian (Palaeoproterozoic) volcanic belts in northern-eastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the Birimian controversy. *Precambrian Resources. 80 : 173-191.*
- HUOT D., SATTRAN V., ZIDA P., 1987. Gold in Birimian greenstone belt of Burkina Faso, West Africa. *Economic Geology. 82 : 2033-2044.*
- HUSTON D.L, SIE S.H., SUTER G.F., COOKE D.R., BOTH R.A., 1995. Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I. Proton microprobe analyse of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II. Selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology. 90 : 1167-1196.*
- ILBOUDO H., LOMPO M., WENMENGA U., NABA S., KAGAMBEGA N., TRAORE S.A., 2008. Caractères pétrographiques et structuraux des déformations Paléoprotérozoïques (Birimien) du gîte à sulfures de Tiébélé, Burkina Faso, (Afrique de l'Ouest). *Journal des sciences. 8 : 37-50.*
- JEBRAK M., et MARCOUX E., 2008. Géologie des ressources minérales. *Géologie Québec, Québec, Canada.*
- JENNER F.E., HOLDEN P., MAVROGENES J.A., O'NEIL H., ALLEN C., 2009. Determination of selenium concentrations in NIST SRM 610,612, 614 and geological glass reference materials using the electron probe, LA-ICP-MS and SHRIMP II. *Geostandards and geoanalytical research. 33 : 309-317.*

- JOLY A., MILLER J., CAMPBELL MCCUAIG T., 2010. Archean polyphase deformation in the Lake Johnson Greenstone belt area: Implications for the understanding of ore systems of the Yilgarn Craton. *Precambrian Research*, 177. 181 : 198.
- KEE SUH J., CHUN WOO J., HYEON YIM Y., JIN HWANG E., HAK LEE S., 2001. Determination of lead in low alloy steel reference materials by double isotope dilution inductively coupled mass plasma mass spectrometry. *Analytical sciences*. 17 : 227-230.
- KELLEY K.D., LEACH D.L., JOHNSON C.A., CLARK J.L., FAYEK M., SLACK J.F., ANDERSON V.M., AYUSO R.A., RIDLEY W.I., 2004. Textural, compositional, and sulfur isotope variations of sulfide minerals in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: implications for ore formation. *Economic Geology*. 99 : 1509-1532.
- LARGE R.R., MASLENNIKOV V.V., ROBERT F., DANYUSHEVSKY L.V., CHANG K., 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*. 102 : 1233-1267.
- LARGE R.R., DANYUSHEVSKY L., HOLLIT C., MASLENNIKOV V., MEFFRE S., GILBERT S., BULL S., SCOTT R., EMSBO P., THOMAS H., SINGH B., FOSTER J., 2009. Gold and Trace Element Zonation in Pyrite Using a Laser Imaging Technique: Implications for the Timing of Gold in Orogenic and Carlin-Style Sediment-Hosted Deposits.
- LEDRU P., PONS J., MILESI J.P., FEYBESSE J.L., JOHAN V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Resources*. 50 : 337-354.
- LEUBE A., HIRDES W., MAUER R., KESSE G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research*. 46 : 139-165.
- LIEGOIS J.P., CLAESSENS W., CAMARA D., KLERKX J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology tectonic, U-Pb and Rb-Sr geochronology*. *Precambrian Research*. 50 : 111-136.

- LOFTUS-HILLS G., SOLOMON M., 1967. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. *Mineralium deposita*, 2:228-242.
- MACKENZIE D.J., CRAW D., BEGBIE M., 2007. Mineralogy, geochemistry, and structural controls of a disseminated gold-bearing alteration halo around schist-hosted Bullendale orogenic gold deposit, New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration* 93, 160 : 176.
- MACLEAN W.H., KRANIDIOTIS P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfert in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*. 82 : 951-962.
- MACLEAN W.H., et BARETT T.J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*. 48 : 109-133.
- METOUR J.LE, CHEVREMONT P., DONZEAU M., EGAL E. (BRGM), THIEBLEMONT D., TEGYEY M., GUERROT C., BILLA M., ITARD Y., CASTAING C., DELPONT G. (BRGM), KI J.C., ZUNINO C. (ANTEA), 2003. Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000; Feuille Houndé.
- MILÉSI J.P., FEYBESSE J.L., LEDRU P., DOMMANGET A., OUEDRAOGO M.F., MARCOUX E., PROST A., VINCHON C., SYLVAIN J.P., JOHAN V., TEGYEY M., CALVEZ J.Y. et LAGNY P., 1989. West African deposits, in their lower proterozoic lithostructural setting. *Chronique de la Recherche Minière*. 497 : 3-98.
- MILÉSI J.P., LEDRU P., ANKRAH P., JOHAN V., MARCOUX E., VINCHON CH., 1991. The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineralium Deposita*. 26 : 228-238.
- MILÉSI J.P., LEDRU P., FEYBBESSE J.L., DOMMANGET A., MARCOUX E., 1992. Early proterozoic ore deposits and tectonics of Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Resources*. 58 : 305-344.
- MUELLER W., DONALDSON J.A., 1992a. Development of sedimentary basin in the Archean Abitibi Belt, Canada: an overview. *Canada Journal of Earth Sciences*. 29 : 2249-2265.

- NABA, S., LOMPO, M., DEBAT, P., BOUCHEZ, J.L., BEZIAT, D., 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso) *Journal of African Earth Science*. 38 : 41-57.
- OBERTHÜR T., WEISER T., AMANOR J.A., 1997, CHRISOULIS S.L., 1997. Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications. *Mineralium Deposita*. 32 : 2-15.
- OBERTHÜR T., VETTER U., DAVIS D.W., AMANOR J.A, 1998. Age constraints on gold mineralization and Palaeoproterozoic crystal evolution in the Ashanti belt of Southern Ghana. *Precambrian Research*. 89 : 129-143.
- PEARCE J.A., 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Dans Andésites. Édité par R.S. Thorpe, John Wiley & Sons, Chichester, Royaume-Uni, pp. 525-548.*
- PIGOIS J.P., GROVES D.I., FLETCHER I.R., MCNAUGHTON N.J., SNEE L.W., 2003. Age constraints on Tarkwaian paleoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita*. 38 : 695-714.
- POULSEN K.H., 1996. Gîtes d'or disséminés. Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Commission Géologique du Canada, bulletin 540, 106.
- POULSEN K.H., ROBERT F., DUBE B., 2000. Geological classification of canadian gold deposits. Geological survey of Canada, bulletin 540.
- Rapport technique ressources et reserves, gisements d'or de Mana au Burkina Faso. SGS Canada Inc. 2010.
- RICHARDS S., LISTER G., KENNETT B., 2007. A slab in depth: Three-dimensional geometry and evolution of the Indo-Australian plate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.*, 8, Q12003, doi:10.1029/2007G.

- RIDLEY J.R., and DIAMOND L.W., 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models: *Reviews in Economic Geology*. 13 : 146–162.
- ROBERT F., KELLY W.C., 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*. 82 : 1464-1482.
- ROBERT F., 1996. Filons de quartz-carbonates aurifères. *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. *Géologie du Canada*, 8 : 387-404.
- ROEDDER E., 1968. The noncolloidal origin of “colloform” textures in sphalerite ores. *Economic Geology*. 63 : 451-471.
- SANDERSON D.J., MARCHINI W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*. 6 : 449-458.
- SIBSON R.H., ROBERT F., POULSEN K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*. 16 : 551-555.
- SUGITANI K., YAMAMOTO K., ADACHI M., KAWABE I., SUGISAKI, R., 1998. Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in a shallow restricted basin: Examples from the Gorge Creek Group in the Pilbara block: *Sedimentology*. 45 : 1045–1062.
- SUN S. ET MCDONOUGH W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. From : Saunders A.D and Norry M.J (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological society Special Publication. 42 : 313-345.
- TRAORÉ A.S., NABA S., LOMPO M., DIALLO DINNA P., KAGAMBÈGA N., 2006. Caractères structuraux de la zone de cisaillement de Youga-Zaoga: Implication dans l'évolution tectonique de la partie NE de la dorsale de Léo (Man) (Burkina Faso). *Annales de l'Université de Ouagadougou. Série C*, 4 : 104-122

- TSHIBUBUDZE A., HEIN A.A., MARQUIS P., 2009. The Markoye shear zone in NE Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences*. 55 : 245-256.
- WAGNER T., KLEMD R., WENZEL T., MATTSSON B., 2007. Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser-ablation -inductively coupled plasma-mass spectrometry analysis of invisible gold. *Geology*. 35 : 775-778.
- WILSON S.A., RIDLEY W.I., KOENIG A.E., 2002. Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 17 : 406-409.
- WINCHESTER J.A., et FLOYD P.A.M., 1977. Geochemical discrimination of different magmaseries and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20 : 325-343.
- WOOD B.L., LARGE R.R., 2007. Syngenetic gold in western Victoria: Occurrence, age and dimensions: *Australian Journal of Earth Sciences*. 54 : 711-732.

Annexe 1 :

Compositions chimiques d'échantillons représentatifs de certaines roches volcaniques du gisement de Wona.

Échantillon	Filon couche	Dyke mafique		Dyke intermédiaire	Dyke felsique
No de forage	WDC114	WDC119	WDC119	WDC123	WDC123
Profondeur (m)	148	114	94	412	400
SiO ₂ (%)	46,6	50,8	53,2	46,7	70,4
TiO ₂ (%)	0,96	0,89	0,74	0,84	0,17
Rb (ppm)	7	65	8	107	70
Ba (ppm)	5	415	147	912	609
Th (ppm)	0,3	2,75	2,3	2,47	5,29
U (ppm)	0,02	1,16	0,98	0,99	3,13
Nb (ppm)	2,84	9,55	7,87	7,05	7,29
Ta (ppm)	0,45	0,65	0,52	0,51	1,23
La (ppm)	2,84	22,12	16,88	18,51	19,94
Ce (ppm)	7,02	47,59	36,16	37,13	33,09
Sr (ppm)	104	196	138	175	207
Nd (ppm)	6,34	28,2	21,75	21,75	15,33
Zr (ppm)	56,34	139,77	123,65	113,85	117,37
Hf (ppm)	2,2	4,3	3,7	3,4	3,4
Sm (ppm)	1,97	5,6	4,69	4,32	2,41
Eu (ppm)	0,78	1,54	1,28	1,25	0,63
Ti (ppm)	9600	8900	7400	8400	1700
Gd (ppm)	2,58	4,67	4,32	3,9	1,94
Y (ppm)	17,56	22,8	20,15	19,32	8,34
Yb (ppm)	1,68	1,99		1,48	0,72

Annexe 2 :

Composition des éléments traces utilisés au LA-ICP-MS.

Nist-610

Éléments	ppm	Éléments	ppm
Cr	405	Mo	410
Mn	485	Ag	239
Fe	460	Cd	259
Co	405	In	441
Ni	459	Sn	396
Cu	430	Sb	369
Zn	456	W	445
Ga	438	Au	23
Ge	426	Pb	426
As	317	Bi	358
Se	110		

Nist-361

Éléments	ppm	Éléments	ppm
Cr	6600	Se	40
Fe	956000	Mo	1900
Co	320	Sn	100
Ni	20000	Sb	42
Cu	420	W	170
As	170	Bi	4

Ps-1 (Mass-1)

Éléments	ppm	Éléments	ppm
55Mn	260	107Ag	67
57Fe	156000	118Sn	55
59Co	67	121Sb	55
61Ni	94	125Te	20
65Cu	134000	197Au	47
66Zn	210000	202Hg	57
75As	65	205Tl	10
82Se	53	208Pb	67
98Mo	61	209Bi	7

Annexe 3 :

Tableau 1 : Statistique des analyses obtenues au LA-ICP-MS sur les différentes familles de pyrite du gisement de Wona : 1) Py 1 : pyrite primaire, 2) Py 2 : Pyrite métamorphique, 3) Py 3 : Pyrite hydrothermale.

Concentration en ppm		51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
Max	Groupe Py 1 n=22	23,05	4012	4747	5040	6237	9739	169,2	471,5	5199	102,2	13,16	11640	4,15
Min		0,01	2,54	191,8	0,1	0,01	17,29	10,91	0,06	0,377	0,001	0,004	1,22	0,008
Moyenne		9,47	710,36	1008	1871,2	326,6	4175,4	53,88	140,8	930,3	10,01	3,28	1417,3	0,58
Ecart type		10,56	1011,3	1075	1999,3	1327	2508,5	46,51	189,12	1436	21,71	4,08	3118,2	1,02
Médiane		3,92	388,1	528,3	951,2	10,07	4399	38,75	7,74	49,82	2,67	0,75	83,67	0,21
Max	Groupe Py 2 n=129	1097	1442	2241	7494	5462	42470	236,8	1345	524	264,5	32,7	2919	1,59
Min		0,07	0,2	1	0,08	0,07	3,1	0,1	0,023	0,053	0,1	0,003	0,047	0,001
Moyenne		30,52	186,36	311,2	180,02	68,12	2989,1	31,56	12,64	32,01	11,35	1,39	142,55	0,31
Ecart type		108,85	307,32	368,1	774,59	499,7	5154,3	45,29	118,3	81,74	28,32	4,45	417,08	0,38
Médiane		0,3	56,07	241,2	0,93	1,01	1846	14,63	0,75	5,21	2,99	0,13	18,19	0,12
Max	Groupe Py 3 n=37	306,9	4042	1294	3199	165,3	10570	111,3	13,79	112,1	31,47	16,64	305,9	1,91
Min		0,1	1,31	0,04	0,01	0,016	91,22	0,1	0,02	0,017	0,1	0,006	0,055	0,002
Moyenne		23,17	446,75	435,1	126,39	8,42	2718,1	35,88	1,67	12,53	6,06	1,5	42,19	0,31
Ecart type		58,72	757,31	323	534,16	26,94	2112,6	31,81	2,89	21,22	7,54	3,47	74,1	0,47
Médiane		0,35	170	332,5	1,07	2,33	2027	28,59	0,46	5,44	3,72	0,18	12,52	0,1

Annexe 4 : Résultats des analyses au LA-ICP-MS sur les cristaux de pyrite.

Les échantillons sont présentés par ordre croissant.

n.d.=non-déteçté
Concentration en ppm

Échantillon	Type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
WDC-11-69,5-1.1	Py3	n.d.	64,51	611,5	9,09	n.d.	638,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,15	n.d.
WDC-11-69,5-1.2	Py2	n.d.	815,4	1020	46,74	n.d.	1037	222,1	1,21	4,22	264,5	0,39	9,97	n.d.
WDC-11-69,5-1.3	Py3	n.d.	62,1	508,1	n.d.	n.d.	1865	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WDC-11-69,5-1.4	Py3	n.d.	354,7	659,7	n.d.	n.d.	1919	37,21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WDC-11-69,5-1.5	Py2	64,04	346,7	682	29,47	6,98	426,8	106,4	1,22	10,23	141,3	0,27	31,48	n.d.
WDC-11-69,5-2.1	Py3	n.d.	163,1	1006	n.d.	n.d.	1306	31,2	0,33	2,04	2,26	0,12	9,91	n.d.
WDC-11-69,5-2.2	Py3	11,27	455,4	601,2	45,13	n.d.	2027	n.d.	0,28	8,52	1,63	1,53	23,6	n.d.
WDC-11-69,5-2.3	Py3	68,83	1853	890,6	40,76	18,63	1094	n.d.	1,81	26,51	9,08	0,37	116,9	n.d.
WDC-11-69,5-2.4	Py3	114,1	376,3	779,3	n.d.	4,87	3495	27,02	0,44	28,47	4,39	1,05	11,33	n.d.
WDC-11-69,5-2.5	Py2	204,1	856,7	722,7	26,31	5,82	4869	n.d.	1,71	41,86	10,5	11,06	67,55	n.d.
WDC-11-69,5-2.6	Py3	n.d.	248,7	691,9	n.d.	n.d.	1549	30,68	n.d.	0,27	0,99	0,15	0,43	n.d.
WDC-11-69,5-2.7	Py3	57,41	600,2	516,8	24,99	7,58	1419	n.d.	0,87	11,88	3,88	1,14	40,27	n.d.
WDC-11-69,5-2.8	Py3	n.d.	38,86	323,2	n.d.	n.d.	3347	22,47	0,14	5,44	1,58	2,39	11,02	n.d.
WDC-11-69,5-2.9	Py3	n.d.	17,54	293,3	n.d.	n.d.	8242	n.d.	0,11	5,87	n.d.	3,49	12,52	n.d.
WDC-11-69,5-2.10	Py3	n.d.	83,64	383	n.d.	n.d.	1377	n.d.	n.d.	0,18	1,003	1,02	0,31	n.d.
WDC-11-69,5-3.1	Py3	n.d.	472,7	1200	n.d.	4,61	3183	45,78	0,14	2,94	3,72	0,15	9,36	n.d.
WDC-11-69,5-3.2	Py2	271	1442	564	101	1130	2141	27,74	0,53	11,17	6,27	1,72	16,77	0,10
WDC-11-69,5-3.3	Py2	167,2	761,6	901,6	43,28	21,01	4902	0	2,29	77,41	34,38	11,64	111,7	0,57
WDC-11-69,5-3.4	Py3	306,9	1585	730	n.d.	15,76	1598	28,9	0,18	2,83	5,69	0,14	6,36	n.d.
WDC-11-69,5-3.5	Py3	154,3	873,9	419,8	26,88	8,87	10570	30,81	0,45	4,61	8,26	16,64	11,23	n.d.
WDC-11-69,5-3.6	Py3	n.d.	483	670,4	n.d.	n.d.	2490	24,71	n.d.	3,34	0,72	0,19	1,21	n.d.
WDC-42-361.8-1.1	Py1	23,05	4,40	413,4	n.d.	n.d.	8292	31,83	0,51	53,64	3,78	2,91	163,2	0,43
WDC-42-361.8-1.2	Py1	n.d.	7,29	443	n.d.	6,68	5880	35,31	n.d.	19,87	2,96	2,75	48,51	0,22

Echantillon	Type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
WDC-42-361.8-1.3	Py1	22,92	2,54	481,3	526	66,18	3533	33,3	3,33	6,07	1,31	0,13	8,93	0,16
WDC-42-361.8-1.4	Py2	42,4	38,83	666,5	252	42,18	18710	37,28	1,69	23,85	9,16	0,54	39,08	0,41
WDC-42-361.8-1.5	Py2	n.d.	3,19	771,1	2467	77,96	7623	45,83	2,36	9,87	3,48	0,176	21,65	0,28
WDC-42-361.8-1.6	Py2	24,87	n.d.	297,5	n.d.	15,65	2725	29,09	0,34	8,16	2,71	n.d.	10,71	0,27
WDC-42-361.8-1.6 inclusion	Py2	n.d.	n.d.	282,9	n.d.	13,96	2713	31,14	0,16	6,52	1,78	0,16	9,39	n.d.
WDC-42-361.8-1.7	Py2	n.d.	n.d.	282,4	n.d.	n.d.	956,6	n.d.	0,168	3,538	n.d.	n.d.	4,94	n.d.
WDC-42-361.8-1.8	Py2	n.d.	2,52	337	n.d.	n.d.	2558	24,58	0,22	4,62	2,55	0,13	8,33	0,21
WDC-42-361.8-2.1	Py2	n.d.	n.d.	345,3	n.d.	n.d.	4011	33,95	n.d.	1,13	0,32	n.d.	n.d.	n.d.
WDC-42-361.8-2.2	Py2	n.d.	n.d.	345,3	n.d.	n.d.	4011	33,95	n.d.	1,13	0,32	n.d.	n.d.	n.d.
WDC-42-361.8-2.3	Py2	n.d.	n.d.	n.d.	59,3	n.d.	29040	51,42	n.d.	178,7	1,65	32,7	683,8	0,84
WDC-42-361.8-2.4	Py2	16,64	19,5	n.d.	50,82	6,39	22630	84,3	3,33	111,8	10,95	26,87	408,5	1,23
WDC-42-361.8-2.5	Py2	n.d.	26,91	n.d.	n.d.	6,53	2117	24,6	0,23	2,61	n.d.	n.d.	3,99	n.d.
WDC-42-361.8-2.6	Py2	n.d.	5,59	n.d.	n.d.	n.d.	1800	23,9	n.d.	0,51	n.d.	n.d.	0,53	n.d.
WDC-42-361.8-2.7	Py2	66,5	78,83	n.d.	n.d.	29,14	2151	n.d.	1,25	14,09	6,42	0,19	30,48	0,36
WDC-50-176-1.1A	Py1	n.d.	28,89	191,8	120,9	n.d.	4249	32,76	11,85	124,2	n.d.	0,141	37,42	n.d.
WDC-50-176-1.1B	Py1	n.d.	226,1	569,8	867	n.d.	5834	42,19	95,12	665,4	1,23	0,65	235,6	0,25
WDC-50-176-1.2	Py1	n.d.	116,2	486,7	22,27	13,65	4209	25,92	29,32	46,01	102,2	0,86	113	2,84
WDC-50-176-1.3	Py1	n.d.	24,05	210,8	66,46	13,67	2272	10,91	2,12	41,12	n.d.	n.d.	13,02	n.d.
WDC-50-176-1.4	Py1	n.d.	152,9	1136	4567	12,04	5404	49,32	434,5	1485	2,39	5,65	721,5	n.d.
WDC-50-176-1.5	Py1	n.d.	173,8	1065	4806	30,61	5450	45,26	470,8	1439	8,392	6,5	527	n.d.
WDC-50-176-1.6	Py1	n.d.	404,4	1014	4958	12,05	5965	49,13	471,5	1532	8,482	6,809	965,2	0,22
WDC-50-176-1.7	Py1	n.d.	529	1024	5040	11,25	5466	64,64	430	1539	5,38	5,359	1162	0,37
WDC-50-176-1.8	Py1	n.d.	294,2	861,2	4195	8,89	6407	49,26	390,8	1424	9,27	6,58	1108	0,31
WDC-50-192-1.1	Py2	n.d.	48,68	146,8	8,81	6,29	684,7	8,99	n.d.	0,34	0,57	n.d.	0,74	n.d.
WDC-50-192-1.2	Py2	n.d.	16,88	121,5	n.d.	n.d.	1032	9,37	n.d.	0,15	0,39	n.d.	0,31	n.d.
WDC-50-192-1.3	Py2	n.d.	0,39	117	n.d.	n.d.	2310	15,74	0,18	1,89	2,08	n.d.	6,99	n.d.
WDC-50-192-1.4	Py2	4,85	92,75	173,4	n.d.	6,5	816	8,86	0,67	6,62	3,65	0,26	8,87	n.d.
WDC-50-192-1.5	Py2	82,03	60,92	118,3	n.d.	5,83	473	6,55	0,85	3,16	34,5	n.d.	46,08	n.d.
WDC-50-192-2.1A	Py2	10,56	11,13	98,69	18,78	n.d.	2223	n.d.	0,38	18,38	6,27	0,31	25,11	n.d.

Échantillon	Type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
WDC-50-192-2.1B	Py2	36,04	40,14	242,6	28,58	n.d.	1985	17,17	0,75	29,54	5,59	1,38	58,45	n.d.
WDC-50-192-2.2	Py2	n.d.	92,6	243,2	n.d.	10,82	1891	16,88	0,11	2,52	1,37	n.d.	3,59	n.d.
WDC-50-192-2.3	Py2	16,72	367,5	201,3	n.d.	34,06	1151	12,14	0,19	6,23	3,36	0,14	23,15	n.d.
WDC-50-192-2.4	Py2	n.d.	4,74	198,8	60,81	12,04	2152	13,35	1,12	175,7	0,89	1,023	637	n.d.
WDC-50-192-2.5	Py2	39,15	442,8	209,4	n.d.	10,16	815,3	11,67	0,78	11,87	4,61	0,28	17,61	n.d.
WDC50-1961-1-1 inclusion	Py2	9,87	395	189,9	n.d.	n.d.	1738	15,58	3,68	6,04	28,01	0,13	26,67	0,59
WDC-50-1961-1-1A	Py2	10,85	385,2	374,6	n.d.	n.d.	1670	16,1	0,45	4,71	1,61	n.d.	6,08	n.d.
WDC-50-1961-1-2A	Py2	87,34	327,5	159,7	n.d.	10,65	1351	14,9	0,74	18,86	2,51	n.d.	18,52	0,21
WDC-50-1961-1-2 inclusion	Py2	1097	373,1	337,6	n.d.	1188	912	15,12	7,51	38,7	24,3	2,73	177,4	0,98
WDC-50-1961-1-3	Py2	n.d.	18,82	182	n.d.	n.d.	835,5	15,49	0,31	1,17	1,78	n.d.	2,71	n.d.
WDC-50-1961-1-4	Py2	n.d.	58,34	298,3	23,41	10,57	979,2	14,94	n.d.	n.d.	0,62	n.d.	n.d.	n.d.
WDC-50-1961-1-5	Py2	5,23	256,1	n.d.	n.d.	n.d.	816,2	13,48	0,54	2,11	2,25	n.d.	8,63	n.d.
WDC-50-1961-1-6	Py2	8,36	145,9	n.d.	n.d.	n.d.	577,3	12,38	0,13	2,67	0,46	n.d.	2,06	n.d.
WDC-50-1961-1-7 inclusion	Py2	10,33	39,38	148,9	35,53	7,273	729,6	16,05	2,81	2,85	19,55	0,23	22,65	0,51
WDC-50-1961-1-7A	Py2	5,29	36,04	191,9	n.d.	6,92	673,5	13,25	0,22	1,67	1,36	n.d.	2,13	n.d.
WDC-50-1961-2-1 inclusion	Py1	n.d.	501,7	201,4	n.d.	n.d.	2088	21,01	3,65	6,97	30,48	0,57	46,28	1,05
WDC-50-1961-2-1A	Py1	n.d.	371,8	302,4	n.d.	8,452	1463	20,7	0,19	0,37	1,51	n.d.	1,23	n.d.
WDC-50-1961-2-2A	Py1	3,19	528,4	243,2	n.d.	n.d.	1970	13,73	0,17	2,79	1,59	n.d.	6,65	n.d.
WDC-50-1961-2-2 inclusion	Py1	3,852	658,6	267,8	n.d.	7,58	2082	13,13	0,76	1,37	1,46	n.d.	15,64	n.d.
WDC-50-1961-2-3	Py1	3,98	447,7	250,7	n.d.	n.d.	1900	19,18	0,22	1,75	1,66	n.d.	2,55	n.d.
WDC-50-1961-2-4	Py1	n.d.	1125	1814	346,7	7,35	17,29	48,44	0,88	4,96	0,81	n.d.	37,64	n.d.
WDC-50-1961-2-5	Py1	n.d.	1291	2258	1329	20,47	27,2	128,7	2,45	45,36	2,09	n.d.	54,35	0,21
WDC-50-1961-2-6	Py2	n.d.	507,7	905	1436	6,21	18,49	7,67	1,47	7,54	0,96	n.d.	28,44	n.d.
WDC-50-1961-2-7	Py2	n.d.	1306	1887	420,3	n.d.	17,2	58,04	3,48	3,58	1,25	n.d.	38,96	n.d.
WDC-50-1961-2-8	Py2	n.d.	1436	2067	236,5	n.d.	14,89	116,8	0,86	1,53	1,054	n.d.	26,48	n.d.
WDC-50-1961-2-9	Py2	n.d.	1290	2241	651,7	9,115	21,87	38,52	6,5	13,14	2,02	n.d.	82,31	0,14
WDC-50-1961-3-1	Py3	n.d.	170	216	n.d.	8,37	1553	17,59	0,16	1,12	1,35	n.d.	2,43	n.d.
WDC-50-1961-3-1A	Py3	n.d.	4,96	204,3	n.d.	6,91	1731	13,92	3,95	6,43	25,13	0,48	17,04	0,93
WDC-50-1961-3-1 inclusion	Py3	n.d.	4,74	233,1	n.d.	n.d.	1733	13,86	4,53	8,24	31,47	1,97	21,98	1,24

Echantillon	Type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
WDC-50-1961-3-3	Py3	n.d.	34,79	297,2	n.d.	6,604	2993	17,61	n.d.	n.d.	0,53	n.d.	n.d.	n.d.
WDC-50-1961-3-4	Py3	1,29	1,31	287,9	n.d.	6,57	1150	17,15	0,15	0,59	1,72	n.d.	1,54	n.d.
WDC-50-1961-3-5	Py3	3,27	17,59	163,8	n.d.	n.d.	1735	13,9	0,59	1,62	3,62	0,11	4,41	0,11
WDC-50-1961-3-6	Py3	46,69	77,38	335,8	n.d.	7,5	2937	15,1	2,64	14,26	13,96	0,45	33,08	0,53
WDC-50-1961-3-7	Py3	15,99	401,5	305	n.d.	n.d.	2416	14,19	0,38	5,04	4,52	n.d.	6,52	0,13
WDC-50-1961-3-8	Py3	6,17	60,63	226,8	n.d.	6,53	2019	13,46	0,79	3,56	6,14	0,15	8,41	0,21
WDC-50-1962-2.1	Py2	n.d.	7,08	434,6	n.d.	n.d.	5447	18,9	1,22	7,11	16,07	0,18	20,13	0,63
WDC-50-196,2-2 inclusion	Py2	2,61	7,75	583,9	93,74	n.d.	5422	23,24	2,27	6,02	11,61	2,36	25,68	0,27
WDC-50-1962-2.2	Py2	n.d.	1,03	320,2	n.d.	n.d.	2751	16,81	n.d.	0,23	0,78	n.d.	0,34	n.d.
WDC-1962-2.3	Py2	n.d.	1,05	575,7	n.d.	10,18	3719	11,79	n.d.	0,12	n.d.	n.d.	0,71	n.d.
WDC-50-1962-2.4	Py2	n.d.	0	638,3	n.d.	n.d.	4532	15,32	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,19	n.d.
WDC-50-1962-2.5	Py2	4,93	47	1333	n.d.	12,61	5883	11,22	0,62	2,38	7,69	0,19	6,98	0,322
WDC-50-1963-1.1	Py2	n.d.	49,45	149,5	n.d.	n.d.	1576	11,46	n.d.	n.d.	1,54	n.d.	0,71	n.d.
WDC-50-1963-1.1 inclusion	Py2	n.d.	53,18	244,6	n.d.	n.d.	1625	11,94	n.d.	1,99	12,32	0,26	9,22	0,52
WDC-50-1963-1.2 inclusion	Py2	n.d.	111,4	86,67	n.d.	n.d.	2584	13,19	3,47	5,01	n.d.	0,89	16,98	1,01
WDC-50-1963-1.2	Py2	n.d.	95,87	145,5	n.d.	n.d.	2630	12,58	4,21	4,97	22,51	0,41	18,19	1,14
WDC-50-1963-1.3	Py2	n.d.	409,5	160,1	n.d.	6,12	2067	12,11	n.d.	0,77	1,02	n.d.	4,81	n.d.
WDC-50-1963-1.3 inclusion	Py2	7,95	486,3	197,9	n.d.	8,11	1846	12,07	1,29	1,84	6,94	0,13	6,28	0,23
WDC-50-1963-1.4	Py2	14,17	21,36	227,7	36,04	18,42	1193	17,25	4,78	18,35	22,5	2,74	470,4	1,55
WDC-50-1963-1.4 inclusion	Py2	22,87	39,91	244,4	n.d.	13,16	1159	19,99	6,24	35,85	23,14	9,95	357,4	1,41
WDC-50-1963-1.5	Py2	n.d.	115,6	179,4	n.d.	n.d.	973,2	10,43	0,79	1,86	4,63	0,13	5,55	0,21
WDC-50-1963-2.1	Py2	n.d.	21,85	249,3	n.d.	6,11	2105	16,61	1,63	11,16	12,18	0,24	42,3	0,63
WDC-50-1963-2.2	Py2	17,28	271,8	133,6	n.d.	n.d.	2357	11,81	3,82	11,69	21,68	0,53	32,68	0,97
WDC-50-1963-2.2 inclusion	Py2	14,11	244,5	54,98	n.d.	n.d.	2123	8,83	n.d.	11,06	19,46	0,55	30,43	0,87
WDC-50-1963-2.3	Py2	19,81	279,2	182	n.d.	5,28	2467	12	n.d.	7,72	25,54	0,691	25,38	1,06
WDC-50-1963-2.3 inclusion	Py2	13,2	305,3	6,51	n.d.	0,85	1992	8,29	4,18	6,36	19,8	0,92	21,52	0,89
WDC-50-1963-3.1	Py2	75,92	154,4	297	n.d.	15,07	1768	9,75	n.d.	2,95	2,39	n.d.	8,85	0,12
WD-50-1963-3.2	Py2	n.d.	48,85	217,3	n.d.	7,05	1791	11,21	n.d.	0,18	0,64	n.d.	0,23	n.d.
WDC-50-1963-3.2 inclusion	Py2	n.d.	61,6	241,2	n.d.	8,66	1306	9,33	n.d.	0,37	0,88	0,11	0,75	n.d.

Échantillon	type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
WDC-50-1963-3.3	Py2	n.d.	39,93	143,6	n.d.	n.d.	3563	16,61	n.d.	1,5	8,55	0,12	6,22	0,37
WDC-50-1963-3.3 inclusion	Py2	n.d.	65,83	170,3	n.d.	5,14	3326	15,71	3,18	3,74	23,21	0,29	17,67	1,09
WDC-50-1963-3.4	Py2	6,77	213	263,1	n.d.	5,82	3303	14,1	3,73	6,09	23,67	0,49	19,9	1,13
WDC-50-1963-3.5	Py2	78,2	105,5	294,8	10,72	18,73	1662	n.d.	0,67	6,01	7,01	n.d.	9,6	0,43
WDC-58-282,5-1.1	Py2	n.d.	11,63	348,5	n.d.	n.d.	1033	n.d.	0,19	43,08	n.d.	n.d.	178,1	n.d.
WDC-58-282,5-1.2	Py2	11,02	56,56	n.d.	45,16	12,32	5066	140,2	n.d.	155,5	29,08	1,67	519,2	0,24
WDC-58-282,5-1.3	Py2	n.d.	18,08	n.d.	n.d.	n.d.	42,39	51,94	n.d.	25,43	8,42	n.d.	63,86	n.d.
WDC-58-282,5-1.4	Py2	n.d.	19,03	n.d.	n.d.	8,36	37,02	59,86	0,13	17,26	1,96	n.d.	61,1	n.d.
WDC-58-282,5-1.5	Py2	n.d.	37,79	272,1	n.d.	n.d.	n.d.	69,36	0,18	24,33	8,2	n.d.	97,89	n.d.
WDC-58-282,5-1.6	Py2	n.d.	32,98	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	51,33	0,27	13,45	6,45	n.d.	19,91	n.d.
WDC-58-282,5-1.7	Py2	n.d.	245,4	594	7494	5462	6559	25,05	1345	415,7	1,292	1,01	2919	0,11
WDC-58-282,5-2.1	Py1	n.d.	2823	2307	1858	74,72	9739	169,2	251,4	5199	12,03	13,16	8956	1,19
WDC-58-282,5-2.2	Py1	n.d.	1905	1892	951,2	6237	5063	144,6	150,2	3919	8,89	8,51	5316	1,15
WDC-58_282,5_2.3	Py1	n.d.	4012	4747	2157	653,5	4549	136,9	348	2909	14,26	11,45	11640	4,11
WDC-58-282,5-3.1	Py2	6,662	29,45	n.d.	76,28	n.d.	1418	149,5	3,05	339,9	18,15	0,92	1400	n.d.
WDC-58-282,5-3.2	Py2	5,17	14,86	n.d.	74,09	12,58	2205	157,7	4,31	331	16,48	1,627	1445	0,236
WDC-58-282,5-3.3	Py2	n.d.	5,77	279,5	38,93	6,59	767	84,8	1,88	157,4	6,47	0,433	617,5	n.d.
WDC-69-136-1.1	Py2	n.d.	74,62	389,1	n.d.	n.d.	2949	14,28	0,11	0,75	0,73	n.d.	1,08	n.d.
WDC-69-136-1.2	Py2	n.d.	1,36	n.d.	n.d.	n.d.	634,6	n.d.	n.d.	0,56	0,49	n.d.	0,58	n.d.
WDC-69-136-1.3	Py2	n.d.	0,48	326,9	n.d.	5,02	1892	11,61	n.d.	0,13	0,62	n.d.	0,31	n.d.
WDC-69-136-1.4	Py2	n.d.	757,2	n.d.	n.d.	4,11	1368	12,59	n.d.	0,13	0,38	n.d.	0,16	n.d.
WDC-69-136-1.5	Py2	n.d.	69,08	404,1	n.d.	n.d.	2278	11,96	0,56	2,61	3,24	0,21	4,38	n.d.
WDC-69-136-1.6	Py2	n.d.	405,2	n.d.	n.d.	n.d.	2135	12,83	0,24	1,04	1,69	n.d.	1,97	n.d.
WDC-69-136-1.7	Py2	12,75	67,92	n.d.	n.d.	n.d.	1578	10,37	6,87	12,03	24,52	1,84	38,65	0,62
WDC-69-136-2.1	Py2	n.d.	24,96	199,2	n.d.	4,07	781,5	10,64	n.d.	0,42	n.d.	n.d.	0,63	n.d.
WDC-69-136-2.2 inclusion	Py2	n.d.	737,3	n.d.	n.d.	n.d.	2744	15,65	n.d.	3,89	9,75	0,39	11,59	0,22
WDC-69-136-2.2A	Py2	n.d.	260	230,5	n.d.	n.d.	2072	13,34	n.d.	n.d.	n.d.	75	3,48	n.d.
WDC-69-136-2.3	Py2	13,23	14,75	n.d.	n.d.	n.d.	555,1	8,81	0,17	2,35	1,12	n.d.	2,79	n.d.
WDC-69-136-2.4	Py2	82,97	75,79	281,1	n.d.	n.d.	964,3	n.d.	1,92	3,18	4,88	n.d.	175,1	0,17

Echantillon	Type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
WDC-69-136-2.5	Py2	n.d.	49,33	n.d.	n.d.	n.d.	1223	11,7	0,21	1,36	1,11	n.d.	1,48	n.d.
WDC-69-136-2.6	Py2	n.d.	2,95	280,2	n.d.	n.d.	2087	11,9	1,42	3,29	5,35	0,28	278,1	0,17
WDC-69-136-2.7	Py2	n.d.	5,78	293,2	n.d.	n.d.	1874	14,63	0,21	0,58	1,51	n.d.	1,27	n.d.
WDC-69-136-2.8	Py2	n.d.	117,4	319,6	n.d.	n.d.	4712	21,5	n.d.	n.d.	1	n.d.	0,125	n.d.
WDC-69-136-3.1 inclusion	Py2	5,36	22,73	120,1	n.d.	21,01	986	n.d.	0,17	1,52	0,79	n.d.	1,551	n.d.
WDC-69-136-3.1A	Py2	n.d.	25,45	193,8	n.d.	19,42	1009	9,925	0,12	0,7	0,54	n.d.	0,81	n.d.
WDC-69-136-3.2	Py2	34,93	165,9	175,2	n.d.	n.d.	1016	n.d.	0,57	6,73	2,99	0,12	7,54	n.d.
WDC-69-136-3.3A	Py2	n.d.	908,4	194,1	n.d.	n.d.	3198	12,08	4,91	5,25	22,33	1,394	26,54	0,47
WDC-69-136-3.3B inclusion	Py2	5,57	1085	319,6	n.d.	n.d.	42470	17,03	14,04	22,59	101,3	14,72	75,34	1,11
WDC-69-136-3.4	Py2	18,06	516,3	225,6	n.d.	n.d.	2456	12,37	17,78	7,11	39,97	5,04	47,02	0,62
WDC-69-136-3.5A	Py2	5,63	59,34	n.d.	n.d.	n.d.	1095	11,12	0,36	2,22	2,03	n.d.	3,73	n.d.
WDC-69-136-3.5 inclusion	Py2	12,55	76,18	n.d.	n.d.	n.d.	949,4	10,21	0,39	2,28	n.d.	0,209	3,8	n.d.
WDC-69-136-3.6	Py2	60,35	929,9	n.d.	n.d.	4,114	1786	13,13	0,77	6,43	n.d.	0,18	12,06	0,12
WDC-69-136-3.7	Py2	n.d.	178,3	229,7	n.d.	4,61	1266	10,85	n.d.	n.d.	0,81	n.d.	1,73	n.d.
WDC-69-136-3.8 inclusion	Py2	n.d.	6,99	353,2	n.d.	n.d.	2395	15,98	1,72	0,82	18,08	0,193	22,39	0,25
WDC-69-136-3.8A	Py2	n.d.	5,41	469,1	n.d.	n.d.	2593	14,94	0,12	0,49	n.d.	n.d.	0,66	n.d.
WDC-69-136-3.9	Py2	3,54	135,5	n.d.	n.d.	n.d.	553,2	9,85	1,01	5,21	n.d.	0,44	9,72	n.d.
WDC-69-136-3.10	Py2	34,93	56,07	289,8	n.d.	n.d.	2015	17,45	0,11	2,65	n.d.	n.d.	3,79	n.d.
WDC-70-222,8-1.1	Py3	n.d.	39,54	338,6	51,37	n.d.	5604	43,38	3,56	61,43	10,64	8,35	291,1	0,74
WDC-70-222,8-1.2	Py3	n.d.	255,4	260,7	n.d.	n.d.	2619	101,3	0,47	11,27	4,62	0,21	14,7	0,37
WDC-70-222,8-1.3	Py3	n.d.	109,8	n.d.	n.d.	n.d.	1340	62,96	0,51	4,54	1,94	0,11	16,65	0,17
WDC-70-222,8-1.4	Py3	n.d.	4042	301,4	15,07	165,3	2546	76,7	0,76	2,97	1,37	n.d.	15,46	0,12
WDC-70-222,8-1.5	Py3	n.d.	1,58	n.d.	21,72	6,36	4038	28,59	1,75	14,42	5,51	1,75	60,59	0,21
WDC-70-222,8-1.6	Py2	n.d.	16,77	499,2	1679	79,04	7727	10,56	10,73	347	1,04	0,99	1599	n.d.
WDC-70-222,8-1.7	Py3	n.d.	326,9	n.d.	n.d.	n.d.	2254	86,34	2,56	19,34	8,85	0,345	25,74	0,61
WDC-70-222,8-1.8	Py3	40,47	107,1	1294	90,77	n.d.	7932	42,31	13,79	112,1	23,88	11,82	305,9	1,67
WDC-70-222,8-1.9	Py3	n.d.	802,3	688,4	45,89	8,31	1989	92,52	0,68	18,07	1,78	n.d.	150,4	0,17
WDC-70-222,8-1.10	Py2	n.d.	148,1	381,3	24,82	n.d.	813,5	63,59	1,753	52,94	n.d.	0,26	212,5	1,39
WDC-70-222,8-2.1	Py3	n.d.	50,81	329,7	n.d.	n.d.	2055	91,45	1,39	9,37	5,95	0,14	27,33	0,41

Echantillon	Type	51V	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	82Se	107Ag	121Sb	125Te	197Au	208Pb	209Bi
WDC-70-222.8-2.2	Py3	n.d.	330	n.d.	n.d.	n.d.	1264	61,34	2,02	6,61	1,82	0,14	33,01	0,27
WDC-70-222.8-2.3	Py3	n.d.	1487	n.d.	550,2	n.d.	2326	83,2	6,33	13,5	6,66	0,31	153,7	0,92
WDC-70-222.8-2.4	Py3	26,49	471,9	332,5	3199	7,29	2217	111,3	9,74	45,92	19,19	0,61	116,2	1,92
WC-70-222.8-3.1	Py2	n.d.	37,71	455,6	1332	107,4	7041	17,48	15,79	524	3,18	2,18	2575	0,27
WDC-70-222.8-3.2	Py2	n.d.	52	276,3	343,3	10,61	9391	59,98	6,39	98,45	28,12	17,65	471,7	1,27
WDC-70-222.8-3.3	Py2	n.d.	101,1	557,3	420,8	72,92	2310	74,42	11,41	162,9	12,57	1,28	665,4	0,98
WDC-70-222.8-3.4	Py2	n.d.	31,44	687,7	2790	40,22	132,3	236,8	5,25	27,07	8,82	0,32	42,57	0,75
WDC-70-222.8-3.5	Py2	n.d.	19,21	643,2	235,3	18,97	4710	89,39	1,72	65,18	14,13	5,13	294,6	0,44
WDC-70-222.8-3.6	Py2	n.d.	11,54	887,1	1522	10,67	0	211,9	3,255	26,28	3,52	0,99	74,9	0,38
WDC-70-222.8-3.7	Py2	n.d.	30,73	852,3	921,5	10,38	914,2	209,3	1,11	23,22	5,25	0,87	61,72	0,41
WDC-70-272-1	Py2	149,6	103,3	502,5	n.d.	n.d.	5893	95,43	14,13	47,69	10,29	0,62	118,1	0,15
WDC-70-272-2	Py2	n.d.	47,44	n.d.	n.d.	n.d.	2067	26,98	0,19	1,11	0,93	n.d.	2,65	n.d.
WDC-70-272-3	Py2	n.d.	73,84	n.d.	n.d.	n.d.	1726	n.d.	0,16	1,86	n.d.	n.d.	10,1	n.d.
WDC-70-272-4	Py2	76,87	127,1	332,6	n.d.	21,6	2338	49,28	3,25	10,45	4,51	0,19	46,59	n.d.
WDC-70-272-5	Py2	n.d.	93,88	n.d.	19,77	n.d.	1725	n.d.	33,64	51,92	45,74	2,06	113,6	1,04
WDC-70-272-6	Py2	196,5	74,53	n.d.	n.d.	5,64	890,7	n.d.	1,51	3,61	2,27	0,11	19,45	n.d.
WDC-70-272-7	Py2	385,9	273,7	522,9	n.d.	11,81	3480	36,39	7,14	19,56	9,36	0,23	n.d.	0,23
WDC-70-272-8	Py2	n.d.	39,84	307,5	n.d.	5,48	1196	n.d.	1,11	7,13	2,87	0,36	40,23	n.d.
WDC-70-272-9	Py2	59,25	38,73	302,5	n.d.	n.d.	1572	n.d.	5,12	n.d.	1,94	0,11	30,4	n.d.
WDC-70-272-10	Py2	n.d.	1,15	291,2	n.d.	n.d.	10350	98,5	n.d.	0,51	1,78	n.d.	2,06	n.d.

Annexe 5 :

Tableau 2 : Statistique des analyses obtenues au LA-ICP-MS sur les différentes familles d'arsénopyrite du gisement de Wona.

Concentration en ppm	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
Max	270,5	291,5	34070	5577	5264	6147	303	91,68	518,4	1029	3660	943,1	8,72	155,3	4,716
Min	0,055	0,02	0,45	0,2	0,3	0,015	7,678	0,1	0,002	0,007	0,059	0,039	0,048	0,004	0,006
Moyenne	15,13	11,02	2181,62	368,22	72,46	100,17	70,11	5,71	17,76	217,74	268,85	25,8	0,73	15,61	0,44
Ecart type	35,14	39,91	5844,75	711,72	539,98	667,63	67,02	14,6	62,65	229,44	529,17	124,92	0,99	28,01	0,76
Médiane	0,9	2,34	185,2	189,5	6,1	1,66	45,02	1,35	0,994	204,6	10,98	2,86	0,61	5,78	0,149
Max	555,9	743,6	19090	2570	2421	346,8	285,8	21,94	1944	1033	2374	1087	24,08	3088	3,013
Min	0,055	0,025	2,69	0,02	0,04	0,022	12,09	0,15	0,091	0,253	0,1	0,008	0,136	0,007	0,003
Moyenne	48,81	42,41	2029,27	400,88	57,55	17,55	124,54	3,24	147,43	380,9	470,46	94,64	1,86	118,11	0,65
Ecart type	92,34	119,01	3744,61	436,02	338,25	52,12	62,71	4,66	410,5	203,59	494,07	214,3	3,74	432,99	0,84
Médiane	19,67	5,56	309,7	376,5	2,56	5,123	99,24	1,44	8,09	351,9	350	30,76	0,85	27,75	0,27
Max	79,94	1584	1483	1266	288,4	2682	280,6	3,891	68,25	1113	1283	65,64	5,892	1375	0,74
Min	0,032	0,07	1,881	0,04	0,12	0,007	13,56	0,1	0,022	12,53	0,149	0,057	0,357	1,79	0,01
Moyenne	18,08	172,19	377,75	281,4	66,63	213,45	94,79	1,01	8,76	249,89	328,48	16,77	1,57	150,61	0,22
Ecart type	24,98	446,1	502,14	353,8	126,42	741,82	96,36	1,29	18,64	314,91	440,31	22,52	1,71	371,37	0,23
Médiane	0,92	8,89	238,1	191	12,22	4,22	38,85	0,34	2,25	91,11	16,22	1,774	1,11	26,6	0,15

Annexe 6 :**Résultats des analyses au LA-ICP-MS sur les cristaux d'arsénoopyrite.**

Les échantillons sont présentés par ordre croissant.

n.d.=non-déecté
Concentration en ppm

Échantillon	Type	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
WDC-42-361.8-1	Asp1	1,07	n.d.	673,1	391,3	1,53	4,73	63,59	0,19	0,657	261,4	173,4	0,109	0,701	1,356	0,137
WDC-42-361.8-2	Asp1	n.d.	n.d.	149,1	n.d.	n.d.	n.d.	46,44	n.d.	0,747	207,9	163,1	5,726	0,599	5,093	0,398
WDC-42-361.8-3	Asp1	n.d.	n.d.	404,9	388,8	n.d.	5,245	57,72	2,15	0,808	726,4	173,3	0,356	0,852	5,142	0,393
WDC-42-361.8-4	Asp1	n.d.	n.d.	193	394	44,53	n.d.	32,52	1,511	3,424	193,8	101,5	3,336	0,786	8,336	0,716
WDC-50-176-5.1 inclusion	Asp1	n.d.	3,894	205,2	155,1	n.d.	n.d.	153,2	5,942	116,1	419,4	779	21,29	0,99	74,27	2,754
WDC-176-5-1	Asp1	0,088	8,218	444,1	427	31,3	n.d.	134,7	9,288	12,26	401,4	579,3	3,42	0,626	21,29	0,668
WDC-176-5-2	Asp1	n.d.	24,84	120,3	n.d.	n.d.	4,501	136,1	3,689	13,03	372,1	929,5	3,697	0,337	8,108	0,485
WDC-176-5-2 inclusion	Asp1	n.d.	68,76	149,9	n.d.	166,5	3,341	180,3	2,968	29,15	335,4	1024	7,898	0,048	13,7	0,808
WDC-50-185-4-1	Asp2	63,06	5,747	2205	598,4	12,16	n.d.	195,4	1,598	2,787	443,1	527,4	25,07	0,69	21,16	0,15
WDC-50-185-4-2	Asp2	66,79	9,66	3329	263,5	n.d.	n.d.	161,9	1,843	2,435	517,9	350	8,436	0,667	27,06	0,19
WDC-50-185-4-3	Asp2	n.d.	5,412	474,3	405,9	n.d.	3,801	252,9	n.d.	0,587	144,2	123,2	74,71	0,694	4,71	0,028
WDC-50-185-4-4	Asp2	13,23	5,739	613,7	615,7	n.d.	2,972	247,5	1,228	0,723	321	503,4	30,76	0,744	8,281	0,053
WDC-50-185-2-1	Asp3	n.d.	n.d.	46,01	132	13,39	n.d.	32,34	n.d.	0,053	10,19	0,168	0,443	0,689	16,42	n.d.
WDC-50-185-2-2	Asp3	n.d.	n.d.	42,87	n.d.	18,54	n.d.	17,45	n.d.	0,107	14,61	0,135	0,847	0,595	33,07	n.d.
WDC-50-185-2-3	Asp3	n.d.	n.d.	8,957	n.d.	9,722	n.d.	17,07	n.d.	0,104	22,96	0,168	1,338	1,466	23,61	0,001
WDC-50-185-2-4	Asp1	n.d.	4,896	2856	278	6,471	6147	115,4	2,34	1,088	454,3	242,3	5,134	2,141	5,928	0,055
WDC-50-185-2-5 inclusion	Asp1	5,409	n.d.	185,2	n.d.	n.d.	11,53	227,1	n.d.	0,518	96,39	215,5	57,99	0,631	8,119	0,044
WDC-50-185-2-5	Asp1	13,74	n.d.	5515	547,3	n.d.	n.d.	149,4	80,99	1,346	204,6	811,6	10,37	0,684	76,02	0,081
WDC-50-185-1-1 inclusion	Asp3	164,1	16,38	1144	357,2	7,448	18,58	80,22	1,231	3,695	160,4	271,2	32,53	2,896	43,61	0,419
WDC-50-185-1-1	Asp3	n.d.	1584	281,5	1266	n.d.	2682	12,52	1,862	0,34	12,53	16,22	1,774	4,684	24,48	0,092
WDC-50-185-1-2 inclusion	Asp3	43,15	10,5	1358	191	n.d.	32,94	111,2	n.d.	3,19	266,3	301,2	51,71	0,514	15,61	0,122
WDC-50-185-1-2	Asp1	n.d.	n.d.	6464	5577	n.d.	2192	60,95	n.d.	3,433	265,8	422,1	12,65	n.d.	67,98	0,293

Échantillon	Type	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
WDC-50-185-1-3	Asp1	n.d.	n.d.	509,4	292,1	n.d.	n.d.	107,2	1,864	0,457	560,1	234,2	4,687	0,809	3,026	0,073
WDC-50-185-1-4	Asp1	n.d.	7,857	646,1	n.d.	n.d.	n.d.	259,9	n.d.	31,76	184,2	529,6	18,85	0,714	5,789	0,057
WDC-50-185-3-1	Asp3	n.d.	n.d.	53,53	169,8	n.d.	n.d.	34,69	n.d.	0,022	35,6	0,149	0,249	1,309	14,64	n.d.
WDC-50-185-3-2	Asp3	n.d.	39,64	33,68	n.d.	n.d.	n.d.	23,89	n.d.	0,043	30,68	0,156	0,258	1,28	26,6	n.d.
WDC-50-185-3-3	Asp3	n.d.	n.d.	1,881	n.d.	n.d.	n.d.	22,19	n.d.	0,436	91,11	0,224	0,325	1,658	3,628	0,001
WDC-50-185-3-4	Asp3	n.d.	n.d.	2,253	n.d.	288,4	n.d.	12,47	n.d.	0,275	41,04	0,16	0,086	0,412	39,18	0
WDC-50-185-3-5	Asp3	n.d.	8,895	25,53	n.d.	n.d.	n.d.	18,08	n.d.	0,447	25,95	0,354	0,057	0,357	26,23	0,004
WDC-50-185-3-5 inclusion	Asp3	n.d.	508,4	238,1	350,3	n.d.	4,341	38,85	n.d.	17,54	66,48	2,475	1,223	5,892	158,1	0,076
WDC-50-192-1-1	Asp3	30,18	16,65	458,3	397	n.d.	n.d.	280,6	1,333	6,274	1113	533,6	28,25	0,681	1375	0,744
WDC-50-192-1-2	Asp3	40,58	3,21	1483	348,4	n.d.	9,78	229,6	3,147	11,86	544,3	1062	8,897	1,212	48,58	0,456
WDC-50-192-1-3	Asp3	27,72	3,559	636,1	357	n.d.	40,18	199,3	7,452	2,955	483,1	591,6	36,74	0,852	74,62	0,498
WDC-50-192-3-1	Asp1	n.d.	16,01	359,3	145,4	n.d.	n.d.	214,5	n.d.	1,25	119,4	850,9	8,957	0,887	10,79	0,14
WDC-50-192-3-2	Asp1	n.d.	n.d.	64,49	n.d.	10,54	n.d.	197,9	n.d.	0,718	363,1	970,3	76,02	0,767	19,97	0,133
WDC-50-192-2-1	Asp2	37,46	5,867	203,3	n.d.	n.d.	n.d.	99,24	1,002	2,096	912	115,1	37,61	0,881	90,48	0,409
WDC-50-192-2-2	Asp2	26,63	4,481	111,9	n.d.	n.d.	7,057	168,2	1,766	0,662	241,4	94,45	59,4	0,659	10,62	0,097
WDC-50-192-2-3 inclusion	Asp2	137,4	n.d.	627,6	n.d.	n.d.	n.d.	94,56	3,353	0,985	351,9	510,6	3,829	1,134	18,97	0,181
WDC-50-192-2-3	Asp2	162,6	44,15	5137	318,3	11,37	56,74	79,64	n.d.	0,911	482,8	463,6	1,295	1,398	20,06	0,171
WDC-50-192-2-4	Asp2	0,842	n.d.	1817	246,9	n.d.	346,8	64,57	n.d.	0,656	544,5	325,5	5,907	0,629	5,938	0,237
WDC-50-192-2-5	Asp2	8,923	4,221	1249	440,3	62,08	15,99	183,6	n.d.	0,377	293,6	12,86	110	0,546	13	0,222
WDC-50-1962-4-1	Asp3	12,77	n.d.	280,5	578,3	n.d.	n.d.	56,27	2,163	0,25	262,7	1283	65,64	0,508	1,795	0,103
WDC-50-1962-4-2	Asp2	n.d.	n.d.	60,07	n.d.	n.d.	n.d.	65,82	n.d.	0,31	218	1471	70,71	0,753	3,019	0,206
WDC-50-1962-4-3	Asp2	n.d.	n.d.	80,63	n.d.	n.d.	6,677	57,24	1,498	0,259	261,4	1315	94,28	0,842	1,579	0,091
WDC-50-1962-6-1	Asp1	153,2	4,414	714	576,1	17,69	9,643	47,04	n.d.	1,526	271,4	172,4	6,346	1,62	44,67	0,948
WDC-50-196-6-2	Asp1	n.d.	4,159	28320	1321	n.d.	n.d.	52,17	1,354	0,285	418,7	653,9	0,183	0,858	1,572	0,055
WDC-50-1962-6-2 inclusion	Asp1	n.d.	4,235	18700	1455	n.d.	11,1	33,24	1,038	0,536	275,7	162,9	2,323	0,76	2,819	0,081
WDC-50-1962-5-1	Asp1	33,02	4,018	2176	920	n.d.	n.d.	50,32	n.d.	0,683	232	708,1	9,896	0,94	14,53	0,148
WDC-50-1962-5-2	Asp1	270,5	6,904	3045	759,2	n.d.	11,11	52,09	1,963	3,892	341,4	832,9	20,26	1,703	47,28	0,653
WDC-50-1962-2-1	Asp1	4,418	n.d.	10400	1290	12,08	n.d.	24,22	8,662	0,278	451,6	140	0,272	0,736	4,064	0,081
WDC-50-1962-2-2	Asp1	52,7	7,817	5812	1248	n.d.	11,61	52,71	n.d.	1,913	285,1	568,6	0,386	0,763	20,37	0,5

Échantillon	Type	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
WDC-50-1962-2-3	Asp1	58,8	n.d.	547	559,3	251,5	15,53	30,23	9,789	1,726	542,8	693,6	1,562	0,806	19,34	0,47
WDC-50-1962-1-1	Asp2	n.d.	n.d.	22,3	625,2	24,42	n.d.	12,09	n.d.	2,922	3,343	0,224	0,008	0,805	10,06	0,001
WDC-50-1962-1-2 inclusion	Asp2	n.d.	n.d.	547,8	1042	2421	12,87	19,75	n.d.	47,25	6,338	6,211	103	1,339	3088	0,306
WDC-50-1962-1-2	Asp2	n.d.	n.d.	333	295,5	n.d.	n.d.	21,55	n.d.	0,091	0,253	3,945	n.d.	0,136	12,22	0,007
WDC-50-1963-1-1	Asp1	n.d.	n.d.	14,6	n.d.	n.d.	n.d.	12,19	n.d.	1	2,98	6,95	n.d.	0,092	7,529	0,337
WDC-50-1963-1-2	Asp1	26,68	n.d.	44,66	n.d.	n.d.	n.d.	7,678	n.d.	0,815	2,417	4,034	0,126	0,181	11,79	0,197
WDC-50-1963-1-3	Asp1	24,54	n.d.	40,25	n.d.	n.d.	n.d.	11,28	n.d.	0,82	3,113	5,934	0,113	0,183	12,37	0,287
WDC-50-1963-2-1	Asp1	55,79	n.d.	1432	701,1	n.d.	5,605	91,49	13,11	0,473	461,7	810,2	1,473	0,998	12,4	0,272
WDC-50-1963-2-1 inclusion	Asp1	18,1	n.d.	1593	450,9	n.d.	n.d.	102,3	11,64	0,27	605,5	964,4	2,231	n.d.	7,24	0,159
WDC-50-1963-2-2	Asp1	82,15	n.d.	740,7	647,4	138,8	9,142	61,7	8,649	0,861	331,2	363,2	5,998	1,399	33,62	0,425
WDC-50-1963-2-3	Asp1	41,11	n.d.	142,4	342,8	n.d.	n.d.	45,43	n.d.	0,65	247,5	417,9	3,325	0,875	10,49	0,495
WDC-50-1963-3-1	Asp1	30,97	n.d.	2480	n.d.	n.d.	n.d.	74,23	n.d.	0,529	306,7	809,9	0,127	0,998	6,864	0,164
WDC-50-1963-3-2	Asp1	28,47	64,17	10020	n.d.	n.d.	n.d.	55,33	1,423	0,295	291,5	526,2	0,101	0,851	5,826	0,149
WDC-50-1963-3-3	Asp1	29,04	5,729	2741	538,2	n.d.	n.d.	54,67	n.d.	0,306	259,3	656	2,86	0,909	8,759	0,144
WDC-50-1963-3-4	Asp1	14,23	n.d.	765,6	379,4	n.d.	n.d.	55,38	2,055	0,238	200,9	519,2	3,883	0,655	6,273	0,155
WDC-50-1963-3-5	Asp1	62,21	n.d.	588,7	333,9	n.d.	n.d.	43,63	n.d.	0,408	159,6	490,5	7,178	0,737	14,02	0,34
WDC-54-251.8-1 inclusion	Asp1	n.d.	72,42	15,28	626	5264	474,6	56,35	1,407	132,4	7,265	4,223	784,6	3,15	122,9	1,134
WDC-54-251.8-1	Asp1	n.d.	n.d.	8,153	n.d.	192,1	31,43	21,98	1,359	1,049	0,632	0,519	0,264	n.d.	16,09	0,194
WDC-54-251.8-2	Asp1	n.d.	n.d.	81,8	143,7	n.d.	n.d.	16,09	3,759	4,242	4,531	0,374	0,073	0,224	30,63	0,659
WDC-54-251.8-3	Asp1	n.d.	n.d.	27,54	n.d.	n.d.	5,975	17,06	n.d.	0,081	1,441	0,392	n.d.	0,178	10,17	0,302
WDC-54-251.8-4	Asp1	n.d.	n.d.	111,2	251,9	38,69	110,3	20,01	2,932	4,143	3,367	0,282	n.d.	0,328	22,67	0,696
WDC-54-251.8-5	Asp1	n.d.	1,379	201,1	189,5	141,3	11,29	25,5	11,72	18,44	15,03	0,886	0,28	0,606	84,43	2,055
WDC-54-251.8-6	Asp1	n.d.	n.d.	3,641	n.d.	n.d.	n.d.	16,7	n.d.	n.d.	0,026	0,059	n.d.	0,141	n.d.	0,003
WDC-54-251.8-7	Asp1	n.d.	3,406	102,7	n.d.	n.d.	14,05	19,29	54,29	12,82	17,05	0,941	0,224	0,188	155,3	4,716
WDC-54-251.8-8	Asp1	n.d.	n.d.	17,62	n.d.	n.d.	n.d.	17,8	n.d.	0,045	0,445	n.d.	n.d.	0,171	2,324	0,088
WDC-54-251.8-9	Asp1	n.d.	n.d.	5,86	n.d.	n.d.	n.d.	24,24	n.d.	0,085	0,596	n.d.	n.d.	0,227	3,623	0,054
WDC-54-251.8-10	Asp1	n.d.	n.d.	231,6	269	5,309	n.d.	17,89	2,362	2,161	2,084	0,508	n.d.	0,243	6,698	0,26
WDC-58-292-1.1	Asp2	n.d.	19,01	129,9	389,1	n.d.	6,164	174,9	3,213	8,741	396,5	162,8	81,8	0,908	53,72	0,341
WDC-58-292-1.2	Asp2	19,67	n.d.	69,4	363	n.d.	6,626	127,7	10,71	9,509	1033	35,54	46,75	0,803	52,72	0,641

Echantillon	Type	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
WDC-58-292-1.3 inclusion	Asp2	37,12	n.d.	39,62	n.d.	n.d.	n.d.	186,1	n.d.	13,81	300,4	40,36	91,73	0,745	42,75	0,295
WDC-58-292-1.3	Asp2	n.d.	n.d.	35,35	n.d.	n.d.	n.d.	180,9	2,186	4,098	385,9	n.d.	47,91	0,993	35,27	0,287
WDC-58-292-1.4 inclusion	Asp2	20,74	n.d.	302	n.d.	10,18	4,26	172,6	n.d.	46,86	312,3	105,7	244,2	0,689	40,74	0,244
WDC-58-292-1.5 inclusion	Asp2	n.d.	n.d.	285,9	610,2	n.d.	n.d.	194,8	n.d.	13,68	220,9	788,9	110,6	0,724	21,99	0,12
WDC-58-292-1.5	Asp2	n.d.	n.d.	309,7	724,4	n.d.	n.d.	166,3	n.d.	4,466	345,2	595,8	37,29	0,859	27,75	0,101
WDC-58-292-1.6	Asp2	19,2	n.d.	76,57	334,2	n.d.	6,445	152,7	0,42	6,387	296,4	114,8	85,51	1,047	51,91	0,275
WDC-58-292-1.7	Asp2	n.d.	n.d.	137,1	482	n.d.	5,123	135,6	n.d.	8,099	250,5	172,4	49,58	0,773	24,6	0,114
WDC-58-292-1.8	Asp2	20,06	10,53	73,39	390,6	10,77	6,906	159	2,686	3,73	596,9	117,9	38	0,785	54,23	0,219
WDC-58-292-1.9	Asp2	22,9	n.d.	109,3	n.d.	10,56	6,717	102,3	n.d.	10,77	336,3	202	56,53	0,953	54,42	0,201
WDC-58-292-2.1	Asp2	42	n.d.	563,6	890,3	n.d.	n.d.	149,2	1,193	24,37	322,9	677,3	55,6	1,087	40,87	0,192
WDC-58-292-2.2	Asp2	83,5	52,15	568,5	564,8	n.d.	6,357	139,5	5,457	6,991	466,6	526,5	20,77	1,261	44,69	0,346
WDC-58-292-2.3	Asp2	n.d.	n.d.	237,9	470,3	n.d.	n.d.	165,3	n.d.	9,063	289,2	160,5	73,84	1,055	24,89	0,175
WDC-58-292-2.4	Asp2	31,35	412,1	870	645,4	n.d.	15,72	149,4	27,5	22,64	284	612,8	9,092	1,068	21	0,127
WDC-58-292-2.5	Asp2	240,7	743,6	696,4	547,3	9,786	16,17	161,3	2,194	28,45	415,4	817,8	22,97	1,502	79,41	0,363
WDC-58-292-2.6 inclusion	Asp2	n.d.	n.d.	209,1	n.d.	n.d.	n.d.	205,9	n.d.	5,143	180,4	1100	36,07	n.d.	38,25	0,229
WDC-58-292-2.6	Asp2	38,77	118	535,6	376,5	n.d.	n.d.	285,8	n.d.	8,079	181,5	1191	11,18	1,118	36,53	0,16
WDC-58-307.5-1.1	Asp1	n.d.	n.d.	72,18	206,6	n.d.	n.d.	45,02	n.d.	0,358	0,597	2,604	0,669	n.d.	5,546	0,088
WDC-58-307.5-1.2 inclusion	Asp1	n.d.	n.d.	373,2	n.d.	n.d.	102,7	36,44	n.d.	71,1	2,193	76,98	25,29	n.d.	8,278	0,151
WDC-58-307.5-1.2	Asp1	n.d.	1,993	678,1	n.d.	n.d.	3,006	36,66	n.d.	3,194	2,048	8,189	0,725	0,255	4,12	0,135
WDC-58-307.5-1.3	Asp1	n.d.	291,5	15,76	n.d.	n.d.	9,906	44,05	n.d.	0,086	0,457	0,878	0,039	0,191	3,481	0,024
WDC-58-307.5-1.4	Asp1	n.d.	n.d.	229,7	155,6	n.d.	11,76	38,25	n.d.	0,072	1,887	9,241	n.d.	0,179	0,895	0,013
WDC-58-307.5-1.5 inclusion	Asp1	11,2	8,243	13,75	375,8	37,14	5,373	61,39	0,882	7,846	0,194	21,74	13,65	1,003	2,624	0,087
WDC-58-307.5-1.5	Asp1	n.d.	n.d.	152,1	n.d.	n.d.	n.d.	40,24	n.d.	0,012	0,007	0,139	n.d.	0,175	0,031	0,001
WDC-58-307.5-1.6	Asp1	n.d.	n.d.	14850	n.d.	n.d.	n.d.	43,27	n.d.	0,749	0,811	2,332	2,596	0,158	2,829	0,019
WDC-58-307.5-1.7 inclusion	Asp1	n.d.	n.d.	118,5	n.d.	15,85	3,344	41,15	0,567	518,4	0,348	7,235	943,1	8,721	7,114	0,036
WDC-58-307.5-1.7	Asp1	n.d.	n.d.	n.d.	107,8	n.d.	2,167	34,17	n.d.	12,25	0,035	10,98	4,382	0,198	0,321	0,004
WDC-58-307.5-1.8	Asp1	n.d.	n.d.	64,34	n.d.	n.d.	n.d.	63,41	n.d.	0,002	0,011	0,288	n.d.	0,149	0,007	n.d.
WDC-58-307.5-2.1	Asp1	n.d.	n.d.	8,025	141,6	n.d.	n.d.	37,72	n.d.	0,097	0,05	0,615	n.d.	0,191	0,214	0,005
WDC-58-307.5-2.2	1	n.d.	n.d.	120,7	172,2	n.d.	n.d.	60,38	n.d.	0,022	0,018	0,466	n.d.	0,277	0,021	n.d.

Échantillon	Type	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
WDC-58-307.5-2.3	Asp1	n.d.	n.d.	1,825	n.d.	n.d.	n.d.	39,81	n.d.	0,098	0,147	0,822	0,063	0,241	0,924	0,018
WDC-50-125-1-1	Asp1	n.d.	3,569	980,9	194,1	n.d.	n.d.	104,9	4,582	7,952	477,8	4,765	7,147	n.d.	0,021	1,567
WDC-125-1-1 inclusion	Asp1	n.d.	n.d.	1301	85,38	n.d.	n.d.	112,3	3,648	15,27	515,4	5,76	22,57	n.d.	0,018	1,995
WDC-50-125-1-2	Asp1	6,746	9,575	65,84	n.d.	n.d.	14,52	106,9	35,04	13,92	760,6	8,144	4,187	0,659	0,121	1,615
WDC-50-125-1-2 inclusion	Asp1	8,195	n.d.	81,42	n.d.	n.d.	15,78	170,5	91,68	25,1	1016	12,81	11,16	0,364	0,29	3,896
WDC-50-125-1-3	Asp1	23,04	9,122	30,61	235,1	46,75	15,99	107,8	21,21	66,74	676,4	3,674	0,63	1,188	0,122	1,596
WDC-50-125-2-1 inclusion	Asp1	n.d.	n.d.	9,249	n.d.	29,54	n.d.	78,02	4,716	6,457	342,3	8,978	5,649	0,407	0,04	1,484
WDC-50-125-2-1	Asp2	n.d.	35,01	28,3	227,1	59,11	n.d.	81,27	3,614	27,98	299,6	8,118	n.d.	0,859	0,102	1,96
WDC-50-125-2-2	Asp2	4,943	n.d.	29,95	n.d.	n.d.	n.d.	88,55	1,395	1,303	359,8	9,208	7,761	0,494	0,008	0,344
WDC-50-125-2-3	Asp2	n.d.	6,044	5,798	n.d.	n.d.	n.d.	66,16	15,14	13,93	365,3	7,761	7,486	0,522	0,029	0,417
WDC-50-125-2-4	Asp2	n.d.	n.d.	6,453	n.d.	n.d.	n.d.	84,27	6,839	12,26	377,2	13,58	4,69	0,705	0,1	2,925
WDC-50-125-2-6	Asp2	n.d.	n.d.	7,535	n.d.	n.d.	n.d.	71,87	n.d.	0,75	264	7,842	9,072	0,406	0,008	0,272
WDC-50-125-2-7	Asp2	n.d.	n.d.	14,03	n.d.	n.d.	6,041	53,81	11,07	0,474	367,4	7,192	12,4	0,422	0,007	0,347
WDC-50-125-2-8	Asp2	n.d.	n.d.	2,693	n.d.	n.d.	6,054	72,53	3,192	3,185	242,3	9,006	5,908	0,515	0,011	0,378
WDC-69-154-1.1	Asp1	52,74	6,42	2745	1362	n.d.	n.d.	29,19	9,639	1,671	317	15,69	9,464	n.d.	0,052	0,825
WDC-69-154-1.2	Asp1	13,55	n.d.	198,4	457,1	n.d.	7,829	51,98	n.d.	1,613	215,7	7,204	4,304	0,598	0,007	0,144
WDC-69-154-2.1	Asp1	11,47	n.d.	68,84	n.d.	n.d.	n.d.	36,62	n.d.	0,316	175,6	3,711	6,28	0,589	0,008	0,091
WDC-69-154-2.2 inclusion	Asp1	n.d.	n.d.	2051	352,4	n.d.	n.d.	34,97	4,427	0,316	188,9	3,756	5,796	0,477	0,006	0,109
WDC-69-154-2.2	Asp1	64,01	9,549	6351	823,7	n.d.	n.d.	25,14	8,659	0,572	318,8	4,309	2,952	0,618	0,012	0,188
WDC-69-154-2.3 inclusion	Asp1	20,91	n.d.	210,2	n.d.	n.d.	n.d.	28,98	3,853	0,327	214	3,209	3,963	0,212	0,006	0,111
WDC-69-154-2.3	Asp1	6,468	n.d.	1163	666,3	66,27	56,17	30,39	12,86	1,342	373,7	3,493	1,646	0,489	0,012	0,141
WDC-69-154-3.1	Asp1	12,22	n.d.	191,2	n.d.	n.d.	5,689	40,37	n.d.	1,409	209,5	3,193	6,386	0,517	0,068	0,172
WDC-69-154-3.2	Asp1	3,247	n.d.	26600	942,9	n.d.	n.d.	22,4	4,023	0,462	459,9	9,169	0,302	0,58	0,007	0,099
WDC-69-154-3.2 inclusion	Asp1	13,12	8,881	34070	1083	n.d.	8,877	22,13	0,933	2,006	506,8	11,71	0,848	0,747	0,019	0,169
WDC-69-154-4.1 inclusion	Asp1	23,82	4,197	78,9	241,8	n.d.	5,15	29,96	n.d.	1,372	184	3,624	21,62	1,14	0,013	0,163
WDC-69-154-4.1	Asp1	2,551	4,082	36,64	306,6	n.d.	7,408	31,08	n.d.	0,287	256,8	2,68	11,4	0,997	0,004	0,094
WDC-69-154-4.2	Asp1	27,94	32,5	1025	439,5	n.d.	30,97	36,89	7,192	0,855	341,8	47,19	9,048	1,023	0,013	0,105
WDC-69-154-4.2 inclusion	Asp1	14,13	n.d.	2319	3194	n.d.	74,74	32,02	19,56	16,97	1029	25,68	71,75	2,984	0,089	0,356
WDC-70-272-1	2	555,9	29,93	7872	1038	68,64	23,01	79,6	10,82	181,8	421,9	715,4	2,658	2,836	163,6	3,013

Échantillon	Type	51V	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	82Se	95Mo	107Ag	121Sb	125Te	197Au	200Hg	208Pb	209Bi
WDC-70-272-2	Asp2	n.d.	5,566	290,4	360	n.d.	n.d.	235,2	n.d.	8,567	155,7	2374	14,69	1,076	22,33	0,623
WDC-70-272-3 inclusion	Asp2	124,3	87	5144	529,6	n.d.	n.d.	90,3	n.d.	1944	545,2	1017	1087	10,82	186,9	1,992
WDC-70-272-3	Asp2	224,3	162,2	6058	711,7	n.d.	130,5	89,31	1,758	1155	523,7	1010	540,2	6,786	402,5	2,449
WDC-70-272-4	Asp2	70,69	55,1	5857	779,2	n.d.	53,71	77	1,045	110,1	536,8	562,8	1,716	1,343	37,59	0,689
WDC-70-272-5	Asp2	36,96	26,46	5301	608,5	47,36	14,35	88,91	1,53	106,6	604,1	879,7	4,869	1,217	168	1,829
WDC-70-272-5 inclusion	Asp2	65,14	47	5612	617,5	103,3	16,49	92,57	2,857	206,6	736,1	929,5	21,8	1,885	162,5	2,443
WDC-70-272-6	Asp2	n.d.	65,98	5780	736,7	32,13	71,96	84,77	2,382	557,5	474,4	772,2	3,935	2,188	90,86	1,725
WDC-70-272-7	Asp2	106,6	66,34	14420	2570	27,01	19,89	81,68	9,28	746,9	533,2	750,7	368,9	9,104	224,8	1,385
WDC-70-272-7 inclusion	Asp2	145,4	71,64	19090	n.d.	n.d.	11,86	94,89	14,45	1829	755,1	1007	987,7	24,08	397,8	2,521
WDC-70-272-8	Asp2	n.d.	40,98	5913	625,2	n.d.	5,655	85,88	n.d.	315,2	508,1	668,2	1,754	1,383	85,93	1,394
WDC-70-284.5-1.1	Asp1	n.d.	n.d.	29,88	264,2	n.d.	n.d.	303	n.d.	2,877	180,2	3660	11,14	0,698	9,703	0,122
WDC-70-284.5-1.2	Asp1	n.d.	25,54	67,87	n.d.	n.d.	n.d.	218,8	n.d.	227,1	218,6	935	39,27	1,672	61,58	0,851
WDC-70-284.5-1.3	Asp1	n.d.	n.d.	16,11	212,9	n.d.	5,291	259,6	n.d.	2,306	212,2	61,73	58,09	0,855	8,167	0,118
WDC-70-284.5-1.4	Asp1	13,18	n.d.	21,92	228,9	n.d.	7,648	284,8	0,804	69,95	287	205,9	34,73	1,084	121,6	0,595
WDC-70-284.5-1.5	Asp1	n.d.	n.d.	62,51	n.d.	n.d.	3,029	21,37	n.d.	0,345	2,043	3,353	0,084	0,287	2,636	0,009
WDC-70-284.5-1.6	Asp3	79,94	63,31	58,41	n.d.	n.d.	4,942	192,7	3,891	68,25	275,9	479,2	22,93	1,115	149,4	0,498
WDC-70-284.5-1.7	Asp1	30,39	235,9	369,6	n.d.	n.d.	6,675	201,6	4,78	168,2	226	2588	11,56	0,978	47,84	0,49
WDC-70-284.5-2.1	Asp1	n.d.	n.d.	182,2	182,3	n.d.	n.d.	20,96	n.d.	0,234	2,345	12,59	0,245	n.d.	2,48	0,005
WDC-70-284.5-2.2	Asp1	n.d.	46,67	2,994	n.d.	n.d.	17,99	21,79	1,035	0,907	1,187	1,743	0,299	0,21	4,266	0,004
WDC-70-284.5-2.3 inclusion	Asp1	n.d.	n.d.	18,33	227	n.d.	n.d.	62,24	n.d.	4,361	1,641	4,562	0,978	0,256	3,391	n.d.
WDC-70-284.5-2.3	Asp1	40,51	n.d.	16,68	289,8	n.d.	n.d.	52,35	n.d.	0,994	2,975	2,002	0,103	0,323	3,615	n.d.
WDC-70-284.5-2.4	Asp1	26,54	30,06	30,81	298,3	36,8	n.d.	46,36	n.d.	21,18	5,538	19,49	0,488	0,324	25,74	0,037

Annexe 7 :**Résultats d'analyses sur les magnétites au LA-ICP-MS.**

1) Les échantillons sont présentés par ordre croissant avec leurs statistiques. Ils constituent les murs Ouest de la minéralisation aurifère de Wona.

n.d.=non-déecté
Concentration en ppm

Échantillon	51V	52Cr	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	71Ga	72Ge	75As	82Se	107Ag	118Sn	121Sb	125Te	208Pb	209Bi
WDC-91-114-1.1	1400	n.d.	67,51	34,91	397,5	12,89	26,04	22,92	n.d.	n.d.	23,54	n.d.	1,365	0,253	n.d.	0,643	0,012
WDC-91-114-1.2	1289	156,9	53,66	55,57	469	n.d.	44,05	20,63	12,89	5,996	20,59	n.d.	4,589	0,201	0,877	0,908	0,013
WDC-91-114-2.1	1568	167,5	40,33	51,89	254,3	n.d.	32,9	23,31	8,87	6,385	21,96	0,045	1,792	0,195	n.d.	1,325	0,005
WDC-91-114-2.2	1967	143,1	159	52,05	300,9	22,9	30,41	20,73	n.d.	n.d.	23,12	0,12	2,783	0,72	n.d.	1,343	0,02
WDC-91-114-2.3	2590	n.d.	29,34	47,41	288,9	23,8	23,89	19,11	n.d.	n.d.	22,44	0,23	3,741	0,372	n.d.	2,131	0,007
WDC-91-114-3.1	4151	n.d.	32,15	60,79	220,4	8,9	25,92	19,36	11,34	n.d.	21,73	n.d.	0,795	0,158	0,585	0,495	0,004
WDC-91-114-3.2	3177	137,9	33,31	50,24	199,6	n.d.	25,31	18,07	10,51	4,935	21,12	0,024	1,455	0,454	0,376	0,677	0,009
WDC-91-114-3.3	2640	n.d.	170,2	58,12	171,6	n.d.	28,48	19,69	n.d.	4,491	18,78	0,032	1,092	0,255	0,676	0,682	0,01
WDC-100-124.8-1.1	n.d.	n.d.	9,195	938,9	376,4	117,4	n.d.	n.d.	n.d.	41,22	39,53	0,682	22,49	0	3,456	35,89	3
WDC-100-124.8-1.2	n.d.	n.d.	n.d.	551,6	507,5	25,84	4,091	n.d.	14,19	14,29	33,56	0,156	15,68	0,373	n.d.	11,49	0,252
WDC-100-124.8-1.3	3150	271,1	232,7	7,938	104,6	48,83	34,27	28,58	26,09	654,9	27,2	n.d.	2,489	8,913	n.d.	58,7	0,033
WDC-100-124.8-1.4	3039	216,2	344,5	8,601	34,85	58,4	33,52	18,8	19,85	108	19,22	0,194	2,878	15,04	0,451	62,24	0,058
WDC-100-124.8-1.5	3075	238,5	575,4	10,53	50,34	64,63	42,93	21,52	20,2	205,9	25,84	n.d.	2,321	15,33	0,345	56,83	0,069
WDC-100-124.8-1.6	3053	255,5	258,3	9,646	76,96	63,91	43,62	21,91	20,95	825,7	27,37	0,165	10,41	15,4	0,499	64,5	0,057
WDC-100-124.8-1.7	3256	393,9	445,1	8,424	n.d.	63,23	44,1	37,91	37,5	497	24,51	0,165	2,481	12,12	n.d.	103,2	0,073
Maximum	4151	393,9	575,4	938,9	507,5	117,4	44,1	37,91	37,5	825,7	39,53	0,682	22,49	15,4	3,456	103,2	3
Minimum	1286	137,9	9,195	7,938	34,85	12,89	4,091	18,07	8,87	4,491	18,78	0,045	0,795	0,158	0,345	0,495	0,004
Moyenne	2290	132	163,4	129,8	230,2	34,05	29,3	19,5	12,16	157,9	24,7	0,121	5,091	4,652	0,484	26,74	0,241
Ecart type	1219	127,7	176,2	261,2	160,3	34,28	13,22	9,348	11,32	272,5	5,563	0,176	6,263	6,554	0,874	33,88	0,766
Médiane	2640	143,1	67,51	50,24	220,4	23,8	30,41	20,63	11,34	6,385	23,12	0,045	2,489	0,373	0,345	2,131	0,02

2) Les échantillons sont classés par ordre croissant avec leurs statistiques. Ils représentent la bordure Est de la minéralisation aurifère de Wona. Concentration en ppm.

Échantillon	51V	52Cr	55Mn	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	71Ga	72Ge	75As	82Se	107Ag	118Sn	121Sb	125Te	208Pb	209Bi
WDC-91-529-Line-1.1	3892	n.d.	32,05	35,47	n.d.	n.d.	31,87	15,2	n.d.	n.d.	26,98	0,103	10,53	1,889	n.d.	1,419	0,022
WDC-91-529-Line-1.2	4199	121,9	31	34,6	187,7	n.d.	25,77	11,64	11,47	16,25	42,19	0,156	10,88	0,847	1,867	1,325	0,022
WDC-91-529-Line-1.3	4320	164,8	32,48	27,33	261,4	30,36	26,74	12,18	15,2	19,92	47,6	0,2	21,78	1,571	2,081	1,442	0,034
WDC-91-529-Line-2.1	4637	166,9	23,01	23,93	270,7	31,25	19,78	14,93	16,19	17,5	46,45	0,121	5,423	2,924	2,008	1,71	0,046
WDC-91-529-Line-2.2	5018	144,9	24,84	28,96	178,9	23,67	27,81	19,93	n.d.	n.d.	24,85	0,07	5,854	0,808	n.d.	0,873	0,012
WDC-91-529-2.3	4749	n.d.	13,34	21,84	n.d.	n.d.	6,579	21,79	n.d.	8,702	23,71	0,043	7,813	1,439	n.d.	1,378	0,009
WDC-91-529-2.4	4898	n.d.	22,06	30,19	n.d.	25,8	23,28	25,59	n.d.	8,112	24,05	0,052	5,928	1,156	2,89	1,096	0,029
WDC-910-529-3.1	3844	n.d.	43,29	49,98	n.d.	n.d.	24,35	33,4	12,82	12,02	n.d.	0,162	40,07	1,634	n.d.	10,09	0,054
WDC-100-459-1.1	4838	172,5	48,42	12,82	n.d.	12,45	20,3	21,61	n.d.	12,12	22,09	n.d.	7,554	2,742	0,871	1,484	0,026
WDC-100-459-1.2	4689	n.d.	745,3	13,27	101,3	17,4	26,37	25,66	16,02	11,36	21,83	0,059	8,967	2,005	0,265	1,594	0,026
WDC-100-459-2.1	4417	n.d.	31,1	26,87	67,9	n.d.	17,16	12,78	n.d.	6,546	18,31	0,036	6,836	0,117	n.d.	0,464	0,003
WDC-100-459-2.2	4593	178,5	43,62	19,07	89,67	4,8	19,5	14,31	17,64	716,2	n.d.	0,104	81,76	1,172	0,322	7,207	n.d.
WDC-100-459-2.3	4261	203,4	148,7	15,77	n.d.	n.d.	15,18	12,62	14,78	424,6	16,74	0,023	51,87	0,674	0,567	4,155	0,027
WDC-100-459-2.4	3857	245,8	43,23	10,68	n.d.	n.d.	23,82	16,93	n.d.	188,1	16,15	0,11	46,32	2,581	n.d.	2,405	0,019
WDC-100-459-2.5	3996	n.d.	67,54	12,77	148,2	38,3	27,44	23,23	18,18	1330	n.d.	n.d.	90,85	2,052	n.d.	13,34	n.d.
Maximum	5018	245,8	745,3	49,98	270,7	38,3	31,87	33,4	18,18	1330	47,6	0,2	90,85	2,924	2,89	13,34	0,054
Minimum	3844	121,9	13,34	10,68	67,9	4,8	6,579	11,64	12,82	6,546	16,15	0,11	5,423	0,117	0,322	0,464	0,003
Moyenne	4414	93,25	90	24,24	87,05	12,27	22,4	18,79	8,153	184,8	22,06	0,083	26,83	1,574	0,725	3,332	0,022
Ecart type	397,2	94,06	184,1	10,83	100	14,18	6,248	6,354	8,056	376,7	15,19	0,06	28,82	0,807	0,985	3,834	0,016
Médiane	4417	121,9	32,48	23,93	67,9	4,8	23,82	16,93	11,47	12,12	22,09	0,07	10,53	1,571	0,265	1,484	0,022

Annexe 8 :**Spécifications techniques des analyses de magnétite à la microsonde.**

Appareil utilisé : Microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'université de Laval. Conditions : 15,0 KV et 150,0 nA

Élément analysé	Cristal	Ligne	Sinus Théta	Décalage	Temps de comptage (s)	Bruit de fond (s)	Limite de détection (ppm)
Zn	LIF	KA	35635	-500	40	10	884
Cu	LIF	KA	38256	-500	40	10	638
Ni	LIF	KA	41173	-600	20	10	249
Mn	LLIF	KA	52207	-750	20	10	133
Cr	LLIF	KA	52207	-600	20	10	173
V	LLIF	KA	62197	-600	20	10	229
K	LPET	KA	42742	-500	20	10	49
Ca	LPET	KA	38387	-600	20	10	52
Ti	LPET	KA	31423	-600	20	10	92
Al	TAP	KA	32462	-600	30	10	53
Si	TAP	KA	27737	-600	30	10	67
Mg	TAP	KA	38502	-600	30	10	69

Annexe 9 :**Résultats d'analyses sur les magnétites à la microsonde.**

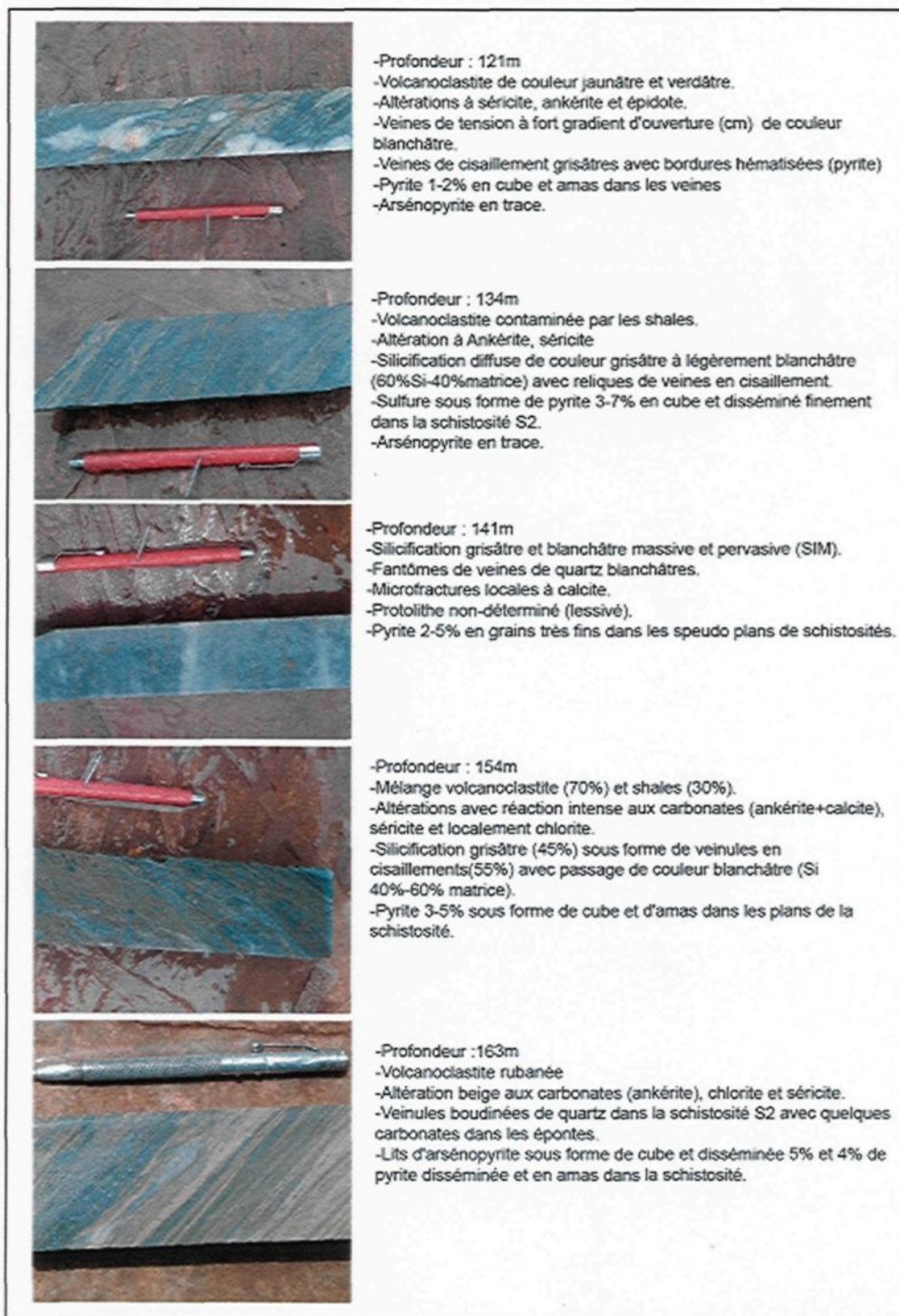
Les échantillons sont présentés par ordre croissant. Valeur en (%).

n.d.=non-déecté
HM=Hématite et MT=Magnétite

Échantillon	Type	Zn	Cu	Ni	Mn	Cr	V	K	Sn	Ca	Ti	Al	Si	Mg	Fe	C	Total
WDC70 1-1	HM	0,0400	n.d.	0,0100	0,0060	0,0120	0,3280	n.d.	0,0030	0,0020	0,0100	0,0190	0,0190	n.d.	72,4000	27,6000	100,4490
WDC70 1-2	MT	0,0460	n.d.	n.d.	0,0040	0,0170	0,3010	0,0020	n.d.	0,0010	0,0080	0,0150	0,0140	0,0050	72,4000	27,6000	100,4130
WDC70 1-3	MT	0,0200	n.d.	n.d.	0,0030	0,0110	0,2700	0,0010	n.d.	0,0030	0,0010	0,0100	0,0120	0,0040	72,4000	27,6000	100,3350
WDC70 1-4	MT	0,0350	0,0170	0,0090	0,0120	0,0170	0,2450	n.d.	0,0020	0,0010	0,0170	0,0150	0,0080	n.d.	72,4000	27,6000	100,3780
WDC70 1-5	HM	0,0090	0,0190	n.d.	0,0060	0,0050	0,2270	0,0020	n.d.	0,0010	0,0130	0,0130	0,0100	0,0010	72,4000	27,6000	100,3060
WDC70 1-6	MT	0,0380	n.d.	0,0090	0,0060	0,0170	0,3050	0,0030	0,0010	0,0280	0,0390	0,0120	0,0050	n.d.	72,4000	27,6000	100,4630
WDC70 2-1	HM	0,0080	0,0070	0,0100	0,0000	0,0140	0,2970	0,0030	0,0030	0,0010	0,0210	0,0200	0,0170	0,0020	72,4000	27,6000	100,4030
WDC70 2-2	MT	0,0340	0,0130	0,0020	0,0120	0,0070	0,3040	n.d.	n.d.	0,0010	0,0010	0,0190	0,0150	0,0030	72,4000	27,6000	100,4110
WDC70 2-3	HM	0,0250	n.d.	0,0080	0,0010	0,0110	0,2940	0,0010	n.d.	0,0220	0,0330	0,0310	0,0220	0,0030	72,4000	27,6000	100,4510
WDC70 2-4	HM	n.d.	n.d.	0,0070	0,0050	0,0070	0,2900	n.d.	0,0090	n.d.	0,0090	0,0180	0,0150	0,0060	72,4000	27,6000	100,3660
WDC70 2-5	MT	0,0420	0,0050	n.d.	0,0040	0,0070	0,2870	0,0030	n.d.	0,0010	0,0060	0,0140	0,0120	n.d.	72,4000	27,6000	100,3810
WDC91 1-1	MT	0,0190	n.d.	0,0080	0,0020	0,0070	0,3580	n.d.	n.d.	n.d.	0,0070	0,0290	0,0060	0,0020	72,4000	27,6000	100,4380
WDC91 1-2	MT	0,0050	n.d.	0,0060	0,0110	0,0130	0,3680	0,0010	0,0020	n.d.	0,0300	0,0260	0,0100	0,0010	72,4000	27,6000	100,4730
WDC91 1-3	HM	0,0020	n.d.	0,0160	n.d.	0,0120	0,4320	n.d.	n.d.	0,0010	0,0060	0,0280	0,0430	0,0030	72,4000	27,6000	100,5430
WDC91 1-4	HM	0,0210	n.d.	0,0020	n.d.	0,0170	0,4460	0,0020	n.d.	0,0050	0,0230	0,0250	0,0100	n.d.	72,4000	27,6000	100,5510
WDC91 1-5	MT	n.d.	0,0290	0,0030	0,0030	0,0160	0,3780	0,0040	n.d.	0,0040	0,0190	0,0230	0,0130	0,0020	72,4000	27,6000	100,4940
WDC91 1-6	HM	0,0200	n.d.	0,0150	n.d.	0,0090	0,3200	0,0010	n.d.	0,0070	0,0070	0,0160	0,0180	0,0030	72,4000	27,6000	100,4160
WDC91 2-1	HM	0,0270	n.d.	0,0120	n.d.	0,0160	0,4140	0,0040	0,0120	0,0400	0,0370	0,0350	0,0080	n.d.	72,4000	27,6000	100,6050
WDC91 2-2	MT	0,0220	0,0120	0,0030	n.d.	0,0150	0,3920	0,0010	n.d.	0,0040	0,0710	0,0190	0,0060	0,0010	72,4000	27,6000	100,5460
WDC91 2-3	MT	0,0070	0,0190	0,0030	n.d.	0,0130	0,4040	0,0030	0,0010	0,0030	0,0170	0,0240	0,0130	0,0020	72,4000	27,6000	100,5090
WDC91 2-4	HM	n.d.	0,0480	n.d.	0,0100	0,0200	0,3700	0,0070	n.d.	n.d.	0,0450	0,0150	0,0050	n.d.	72,4000	27,6000	100,5200
WDC91 2-5	MT	n.d.	0,0190	n.d.	n.d.	0,0120	0,4130	0,0030	n.d.	0,0020	0,0130	0,0260	0,0050	n.d.	72,4000	27,6000	100,4930
WDC91 2-6	HM	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,0100	0,3900	0,0030	n.d.	0,0170	0,0150	0,0310	0,0050	0,0020	72,4000	27,6000	100,4730
WDC91 2-7	MT	n.d.	n.d.	n.d.	0,0030	0,0130	0,3900	0,0050	n.d.	0,0130	0,0130	0,0120	0,0080	n.d.	72,4000	27,6000	100,4570
WDC91 2-8	HM	0,0350	0,0080	0,0100	0,0070	0,0150	0,3750	0,0050	n.d.	0,0470	0,0340	0,0190	0,0210	0,0060	72,4000	27,6000	100,5820

Annexe 10 :

Evolution de la minéralisation du trou WDC-69, section 16 800N.



Annexe 11 :**Limites de détection calculées pour le Micro-XRF (en %).**

Éléments	Limite de Détection la plus basse (incertitude de 100%)	Limite de Détection (6 σ)
Na ₂ O	6.6	13.1
MgO	3.0	6.0
Al ₂ O ₃	1.1	2.3
TiO ₂	0.05	0.11
CaO	0.08	0.16
SiO ₂	0.7	1.5
K ₂ O	0.13	0.25
Cr ₂ O ₃	0.05	0.1
Fe ₂ O ₃	0.04	0.09
MnO	0.05	0.1

Annexe 12 :

Résultats des analyses micro-XRF sur les carbonates. Valeurs en (%).

Echantillon	Type	Mg	Ca	Fe	Echantillon	Type	Mg	Ca	Fe
WDC-50-176	1	23,015	50,217	26,767	WDC-69-121	4	22,203	54,452	23,344
WDC-50-176	1	22,31	50,674	27,014	WDC-69-121	4	2,876	64,426	35,573
WDC-50-176	1	21,564	49,481	28,954	WDC-69-121	4	17,414	57,757	24,828
WDC-50-176	1	14,071	54,281	31,647	WDC-69-121	4	16,921	59,033	24,046
WDC-50-176	1	20,709	49,601	29,688	WDC-69-121	4	20,0745	55,621	24,304
WDC-50-176	1	22,84	49,681	27,476	WDC-69-121	4	22,491	49,619	27,889
WDC-50-176	1	25,077	51,483	23,439	WDC-69-121	4	23,269	49,363	27,367
WDC-50-176	1	14,034	56,458	29,507	WDC-69-121	4	18,364	52,384	29,251
WDC-50-176	1	24,276	50,859	24,864	WDC-69-125	5	23,267	49,649	27,082
WDC-50-176	1	3,806	62,093	34,101	WDC-69-125	5	20,182	50,758	29,058
WDC-50-176	1	20,092	51,162	28,745	WDC-69-125	5	21,626	49,882	28,491
WDC-50-196	2	14,506	57,943	27,549	WDC-69-125	5	19,261	49,963	30,776
WDC-50-196	2	17,377	51,299	31,322	WDC-69-125	5	18,907	50,977	30,115
WDC-50-196	2	15,937	44,178	39,884	WDC-69-125	5	20,995	51,165	27,839
WDC-50-196	2	18,019	50,123	31,857	WDC-69-125	5	14,741	58,784	26,473
WDC-50-196	2	12,805	45,982	41,211	WDC-69-125	5	25,198	49,504	25,297
WDC-50-196	2	19,141	53,651	27,207	WDC-69-125	5	20,141	52,797	27,061
WDC-50-199	3	18,278	47,813	33,908	WDC-69-125	5	11,765	50,913	37,321
WDC-50-199	3	18,614	48,901	32,485	WDC-69-154	6	16,277	50,545	33,177
WDC-50-199	3	8,056	54,147	37,796	WDC-69-154	6	18,952	49,391	31,656
WDC-50-199	3	17,534	48,406	34,058	WDC-69-154	6	16,188	52,973	30,837
WDC-50-199	3	18,939	48,246	32,813	WDC-69-154	6	19,028	49,55	31,421
WDC-50-199	3	16,712	48,444	34,843	WDC-69-154	6	17,665	51,459	30,874
WDC-69-199	3	14,757	53,597	31,645	WDC-69-154	6	20,946	50,275	28,778
WDC-69-121	4	21,406	52,067	26,526	WDC-69-154	6	21,284	50,562	28,153
WDC-69-121	4	22,724	52,719	24,555	WDC-69-154	6	22,039	50,918	27,041
WDC-69-121	4	20,47	50,117	29,411	WDC-69-154	6	22,039	50,918	27,041

