

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT	iii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ANNEXES	x
LISTE DES ABBRÉVIATIONS	x
<b>CHAPITRE I – Cadre général</b>	<b>1</b>
1.1 Introduction	1
1.2 Problématique générale : les minéralisations aurifères filoniennes	2
1.2.1 Généralités	2
1.2.2 Mode de formation des minéralisations filoniennes	5
1.2.3 Déformation et veines	9
1.3 Problématique spécifique : les gisements filoniens de Pataz	10
1.3.1 Introduction	10
1.3.2 Veine Consuelo	11
1.4 Objectifs de l'étude	12
1.5 Méthodologie	14
1.5.1 Terrain	14
1.5.2 Travaux en laboratoire	15
1.6 Contexte régional	17
1.6.1 Généralités	17
1.6.2 Historique des travaux	18
1.6.3 Séquence stratigraphique	19
1.6.4 Batholite de Pataz	20
1.6.4.1 Généralités	20
1.6.4.2 Composition et Géochimie	21
1.6.4.3 Géochronologie	22
1.7 Gisements aurifères filoniens de Pataz	22
1.7.1 Introduction	22
1.7.2 Veine Consuelo	23
<b>CHAPITRE II - Description des sites d'étude</b>	<b>28</b>
2.1 Introduction	28
2.2 Nv. 2450 GLS – Veine Consuelo	30
2.3 Nv. 2475 GLS – Veine Consuelo	46
2.4 Nv. 2450 GLN Sn. 3450 – Veine Consuelo	57
2.5 Nv. 2530 GLS Nuri – Veine Consuelo	65
2.6 Nv. 2600 GLN – Veine Consuelo	76
2.7. Nv. 2450 GLN Tajo 770 – Veine Consuelo	84

2.8	Nv. 2750 GLN – Veine Consuelo	89
2.9	Nv. 2650 GLN Tajo 550 – Veine Consuelo	97
2.10	Nv. 2700 GLN EsVen 6 – Veine Consuelo	104
2.11	Nv. 2530 GLN Rampa Chinita – Veine Consuelo	113
2.12	Nv. 2400 GLS – Veine Consuelo	121
2.13	Nv. 2300 GLS – Veine Consuelo	129
2.14	Nv. 2350 GLN – Veine Consuelo	136
2.15	Nv. 2410 GLSE - Veines Maria Rosa	141
<b>CHAPITRE III - Synthèse et intégration des données</b>		152
3.1	Introduction	152
3.2	Synthèse des données	152
3.2.1	Lithologie encaissante	152
3.2.2	Fractures et veinules	155
3.2.2.1	Généralités	155
3.2.2.2	Morphologie	158
3.2.2.3	Géométrie	159
3.2.2.4	Origine	162
3.2.3	Failles	164
3.2.4	Morphologie de la veine	166
3.2.5	Textures de la veine	168
3.3	Séquence paragenétique	172
3.3.1	Gangue	174
3.3.2	Sulfures	176
3.3.3	Au	180
3.3.4	Altération	183
3.4	Déformation	185
3.4.1	Généralités	185
3.4.2	Déformation au sein de la veine	185
3.4.3	Déformation des épontes	187
3.4.4	Analyse cinématique	188
3.4.5	Synthèse	189
3.5	Intégration des données	192
3.5.1	Généralités	192
3.5.2	Relation épaisseur – teneur – pendage - failles	195
3.5.3	Vecteurs minéralisés	200
3.5.3.1	Distribution	200
3.5.3.2	Géométrie et morphologie	200
3.5.4	Variographie	202
3.5.5	Variogrammes directionnels expérimentaux – Veine Consuelo	202
<b>CHAPITRE IV – Discussion et Conclusions</b>		206
4.1	Modèle de mise en place	206
4.2	Contrôles structuraux	209
4.2.1	Veines – Lithologies	209
4.2.2	Veines – Fractures	210

4.2.3	Veines – Failles	211
4.2.4	Veines – Attitude du plan principal	212
4.3	Environnement de mise en place	213
4.4	Conclusion	215
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>		217
<b>ANNEXES</b>		228

## **LISTES DES FIGURES**

Figure 1.1	Modèle de continuum des minéralisations aurifères hydrothermales	4
Figure 1.2	Carte géologique de la région de Pataz, La Libertad, Pérou	24
Figure 1.3	Géologie du secteur de la mine Consuelo	25
Figure 2.1	Carte de localisation des sites d'étude	29
Figure 2.2	Cartographie de détail du site Nv. 2450 GLS Partie sud	32
Figure 2.3	Cartographie de détail du site Nv. 2450 GLS Partie centrale	34
Figure 2.4	Cartographie de détail du site Nv. 2450 GLS Partie nord	35
Figure 2.5	Textures intra-filoniennes du site Nv. 2450 GLS	37
Figure 2.6	Représentation d'une veine à morphologie « composite »	39
Figure 2.7	Faille San Juan	42
Figure 2.8	Cartographie de détail du site Nv. 2475 GLS Partie nord	48
Figure 2.9	Cartographie de détail du site Nv. 2475 GLS Partie sud	50
Figure 2.10	Textures bréchique et d'incorporation de fragments d'épontes	52
Figure 2.11	Déformation tardive aux sites Nv. 2450 GLS et Nv. 2475 GLS	53
Figure 2.12	Cartographie de détail du site Nv. 2450 GLN Sn. 3450	58
Figure 2.13	Cartographie de détail du site Nv. 2450 GLN Sn. 3450 Coupe	59
Figure 2.14	Habitus de l'or au site Nv. 2450 GLN Sn. 3450	61

Figure 2.15 Cartographie de détail du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri Partie nord	66
Figure 2.16 Cartographie de détail du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri Partie sud	67
Figure 2.17 Illustration d'une vue en section de la veine du secteur Nuri	69
Figure 2.18 Observations du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri	72
Figure 2.19 Cartographie de détail du site Nv. 2600 GLN Partie nord	77
Figure 2.20 Cartographie de détail du site Nv. 2600 GLN Partie sud	78
Figure 2.21 Déformation ductile aux sites Nv. 2530 GLS et Nv. 2600 GLN	81
Figure 2.22 Cartographie de détail du site Nv. 2450 GLN Tajo 770	85
Figure 2.23 Cartographie de détail du site Nv. 2750 GLN Partie nord	90
Figure 2.24 Cartographie de détail du site Nv. 2750 GLN Partie sud	91
Figure 2.25 Relation géométrique des éléments structuraux du site Nv. 2750 GLN	95
Figure 2.26 Cartographie de détail du site Nv. 2650 GLN Tajo 550	98
Figure 2.27 Croissance des fibres de quartz dans les fractures	100
Figure 2.28 Cartographie de détail du site Nv. 2700 GLN EsVen6	105
Figure 2.29 Cartographie de détail du site Nv. 2700 GLN EsVen6 Coupe	106
Figure 2.30 Veine à morphologie « boudinée »	108
Figure 2.31 Déformation ductile du site Nv. 2700 GLN EsVen 6	109
Figure 2.32 Cartographie de détail du site Nv. 2530 GLN Rampa Chinita	114
Figure 2.33 Observations du site Nv. 2530 GLS Rampa Chinita	117
Figure 2.34 Cartographie de détail du site Nv. 2400 GLS Coupe	122
Figure 2.35 Textures intra-filoniennes du site Nv. 2400 GLS	125
Figure 2.36 Cartographie de détail du site Nv. 2300 GLS	130
Figure 2.37 Observations du site Nv. 2300 GLS	132
Figure 2.38 Vue en section de la veine du site 2350 GLN	138

Figure 2.39 Cartographie du site Nv. 2410 GLS veine Maria Rosa Partie sud	142
Figure 2.40 Cartographie du site Nv. 2410 GLSE veine Maria Rosa Partie nord	143
Figure 2.41 Observations du site Nv. 2410 GLSE veine Maria Rosa	146
Figure 2.42 Observations du site Nv. 2520 GLSE de la veine Irma	147
Figure 3.1 Sommaire des différentes unités lithologiques à la veine Consuelo	156
Figure 3.2 Stéréogrammes équiaires des données compilées et mesurées	161
Figure 3.3 Synthèse des différentes morphologies et textures	173
Figure 3.4 Représentation paragenétique simplifiée de la veine Consuelo	175
Figure 3.5 Différents stages des minéraux de gangue	177
Figure 3.6 Différents stages de la paragenèse métallique	178
Figure 3.7 Synthèse - Habitus de l'or à la veine Consuelo	181
Figure 3.8 Histogramme de fréquence et diagramme de corrélation	193
Figure 3.9 Cartes de variations des teneurs, épaisseurs et pendages	194
Figure 3.10 Diagrammes binaires des valeurs réelles et des valeurs interpolées	196
Figure 3.11 Profils des teneurs de la veine Consuelo	198
Figure 3.12 Changements d'attitude le long de la veine Consuelo	199
Figure 3.13 Distribution des vecteurs minéralisés à la veine Consuelo	201
Figure 3.14 Variogramme directionnel expérimental	204

### **LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1. Données de pendage, épaisseur et teneurs du site Nv. 2400 GLS	123
Tableau 2. Synthèse des différentes unités lithologiques	155
Tableau 3. Résultats des variogrammes directionnels expérimentaux	203

## LISTE DES ANNEXES

Annexe I. Synthèse sommaire des observations par station	228
Annexe II. Liste des échantillons	231
Annexe III. Liste des mesures structurales	236

## LISTE DES ABBRÉVIATIONS

$E_{\text{moy}}$	Épaisseur moyenne	$Au_{\text{moy}}$	Teneur en or moyenne
$E_{\text{max}}$	Épaisseur maximum	$Au_{\text{max}}$	Teneur en or maximale
$P_{\text{moyen}}$	Pendage moyen		
Aspy	Arsénopyrite	AND	Andésite
Bio	Biotite	APL	Aplite
Ca	Carbonates	DIO	Diorite
Cl	Chlorite	GRDR	Granodiorite
Cp	Chalcopyrite	HRBL	Hornblendite
Fus	Fuschite	HFLS	Hornfels
Ga	Galène	MDIO	Micro-diorite
Mar	Mariposite		
Mt	Magnétite		
Po	Pyrrhotite		
Py	Pyrite		
Qz	Quartz		
Ser	Séricite		
Sf	Sulfures		
Sp	Sphalérite		
Ac (H)	Angle de chute (sens horaire)	$Pl_{\text{Décol}}$	Plan de décollement
Ct	Contact	$St_p$	Structure principale
Dy	Dyke	$S_1$	Foliation ou schistosité
$Fl_p$	Faille principale	$V_p$	Veine principale
$Fl_s$	Faille secondaire	$V_s$	Veine secondaire
Frct	Fracture	Vnl	Veinule

# CHAPITRE I

## CADRE GÉNÉRAL

### 1.1 Introduction

Ce mémoire de maîtrise porte sur l'étude structurale de la veine aurifère Consuelo dans la Province de Pataz, District de la Libertad au Pérou. L'objectif principal consiste à l'identification des éléments primaires à la formation des veines et la caractérisation de la déformation en relation avec l'évolution du système hydrothermal. Le projet a été réalisé en collaboration avec la compagnie Minera Poderosa S.A. et l'Université du Québec à Chicoutimi. Elle fait partie d'une initiative concertée comprenant deux projets de maîtrise et une étude doctorale visant une meilleure compréhension des contrôles et des processus de mise en place des filons aurifères de Pataz. La compréhension de ces gisements est importante car le district contribue annuellement près de 10% de tout l'or extrait au Pérou et on estime qu'il pourrait contenir jusqu'à 40 millions d'onces d'or (Haeberlin 2002).

Ce travail est subdivisé en quatre chapitres. Le premier chapitre vise à présenter la problématique et les principes fondamentaux des gîtes filoniens aurifères, et celle propre aux veines de Pataz et plus particulièrement à la veine Consuelo. Les principaux objectifs de l'étude de même que la méthodologie utilisée y seront également décrits en détail, de même qu'un bref aperçu du contexte géodynamique du Batholite de Pataz et des filons minéralisés. Le second chapitre présentera de façon détaillée les observations de terrain incluant données cartographiques, mesures structurales, et certaines photographies. La géométrie des veines, la paragenèse et textures de remplissage, l'altération des épontes, les familles de fractures et les éléments de déformation y seront discutés en utilisant une approche descriptive site par site. Le troisième chapitre constituera la synthèse avec l'intégration des données sous des thèmes spécifiques à chacune des étapes de mise en place des veines et des vecteurs minéralisés. Finalement, le quatrième et dernier chapitre proposera les éléments de conclusion et exposera le modèle de mise en place privilégié en respectant le cadre structural des éléments présentés précédemment.

## 1.2 Problématique générale : les minéralisations aurifères filoniennes

### 1.2.1 Généralités

Les minéralisations aurifères filoniennes sont nombreuses à la surface du globe et représentent l'une des sources d'or les plus importantes de la planète (Goldfarb et *al.* 2001; Haynes 1993). La distribution dans le temps et l'espace des veines riches en or peut être corrélée avec les grandes périodes de tectonisme et de croissance de la croûte au précambrien et au phanérozoïque. Le premier épisode de genèse de ces gisements correspond à la période pendant laquelle 75% de la croûte terrestre est en formation, soit le néo-archéen (2.8 à 2.55 Ga) et la deuxième moitié du paleoproterozoïque (2.1 à 1.6 Ga) (Condie 1998; Goldfarb et Groves 2002). Peu de croûte de la première moitié du précambrien (>3.0Ga) n'est préservée, expliquant ainsi la quasi-absence de gisements précédant la période du méso-archéen. L'évolution du supercontinent Pangée et la formation de nouvelles marges continentales au paléozoïque (600 à 250 Ma) correspond aussi à une période propice à la formation et à la préservation des veines riches en or. Le hiatus entre ces deux grandes périodes (1800 à 600 Ma) s'explique par le contexte tectono-magmatique d'extension prévalant à cette époque, soit un magmatisme anorogénique associé à une période de « rifting » intracontinental (Goldfarb et Groves 2005; Goldfarb et *al.* 2001; Groves et *al.* 1998).

Les gisements filoniens de tous âges montrent donc une association spatiale avec les environnements tectonisés et métamorphisés, en relation avec des zones d'accrétion et de collision (Kerrick et Cassidy 1994; Groves et *al.* 1998). Bien qu'on attribue souvent les conditions de mise en place des minéralisations aurifères hydrothermales à la zone tampon fragile-ductile (Sibson et *al.* 1988; Kerrich 1989), les environnements de formation présentent de grandes variations de température (180-700°C) et pression (<1-5 Kbar) (Groves 1993; Hagemann et Brown 1996). Ces variations ont inspiré Groves (1993) à proposer un modèle unifié de continuum des gisements hydrothermaux mis en place le long de marges tectoniques convergentes (Figure 1.1). Les veines de type « orogénique », en remplacement du terme « mésothermale » qui réfère bien plus aux profondeurs de formation des veines qu'à leur association spatiale et temporelle avec l'environnement lithotectonique (Groves et *al.* 1998), seront donc interprétées comme

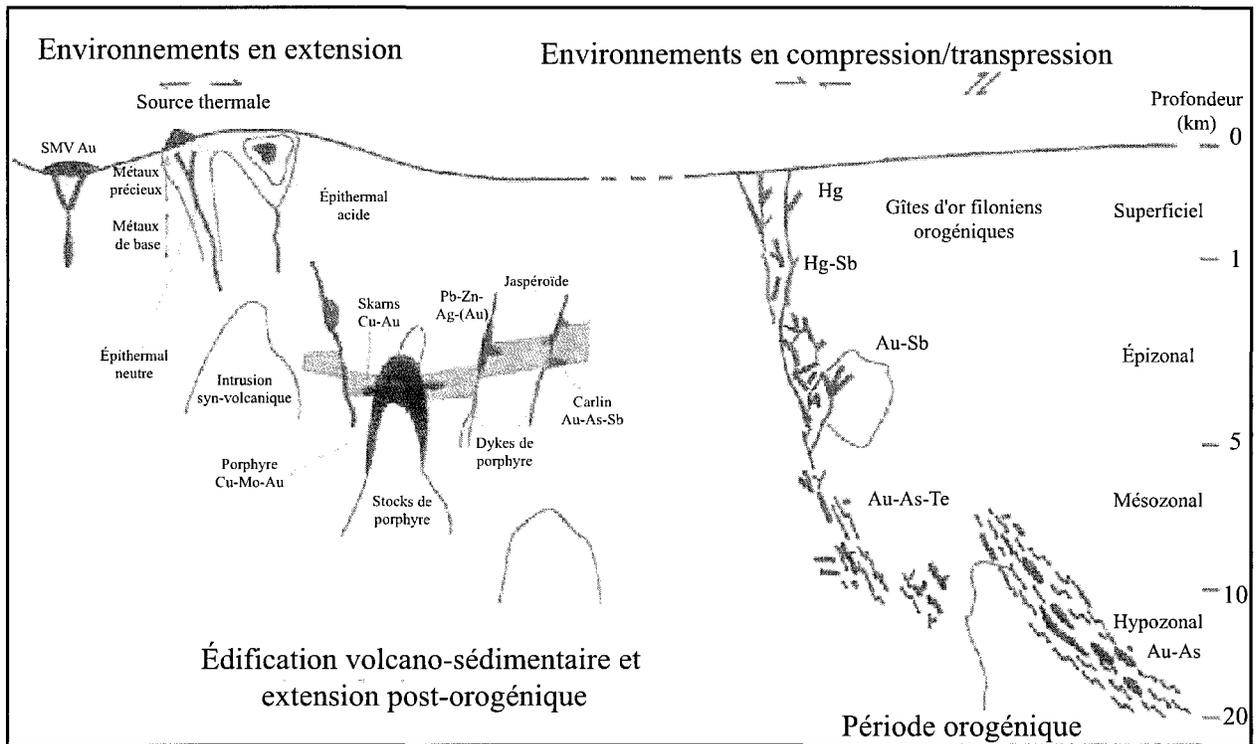
étant formées le long des limites de plaques convergentes sous régime de compression ou transpression. Un gîte orogénique « épizonal » se forme entre 0 et 6 km de profondeur tandis que le terme « mésozonal » est utilisé pour désigner un gisement formé entre 6 et 12 km. On se doit toutefois de mentionner que le modèle de continuum structural des minéralisations aurifères a été sévèrement critiqué par Phillips et Powell (2009). Selon eux, la formation des minéralisations aurifères hydrothermales dans les roches métamorphisées au faciès amphibolite-granulite est incompatible avec l'assimilation des fluides hydrothermaux par la fusion partielle durant l'apogée métamorphique.

Les minéralisations épithermales seront quant à elles formées à de moindres profondeurs dans des environnements en extension, soit les arcs continentaux et plus rarement dans les arcs insulaires (ex. Dubé et *al.* 1995). Elles sont généralement « anté-orogénique » ou « post-orogénique » et associées au magmatisme calco-alcalin et aux édifices volcaniques subaériens (Cooke et Simmons 2000).

Les veines aurifères se retrouvent souvent dans des terrains métamorphisés au faciès des schistes verts (Sibson et *al.* 1988; Groves et *al.* 1998) et sont mises en place relativement tard dans l'histoire tectonique de leur hôte. Elles ne présenteront donc qu'une partie de la déformation enregistrée par leur environnement (Groves et *al.* 1998, Colvine 1989; Kerrich et Cassidy 1994). En plus de la classification lithotectonique et la classification basée sur la profondeur de formation de Groves et *al.* (1998), les veines peuvent être traitées selon le lien génétique qu'elles entretiennent avec leur hôte. Ainsi, les veines orogéniques se forment généralement plus tard dans l'évolution tectonique de leur terrain hôte tandis que les veines associées aux intrusions ou « *intrusion-related* » y sont génétiquement liées (Sillitoe et Thompson 1998).

Les fluides des minéralisations orogéniques sont faiblement salins et riches en H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> (Groves et *al.* 2000). Leurs origines sont typiquement de sources métamorphiques (Phillips et Groves 1983; Goldfarb et *al.* 1988) ou associées au magmatisme profond (Wood et *al.* 1986; Spooner 1993). La paragenèse est dominée par le quartz, les carbonates, les micas blancs ou la fuschite, l'albite, la chlorite, et plus rarement la scheelite et la tourmaline avec un contenu en sulfures variant de < 3 - 5% dominé par les

a)



b)

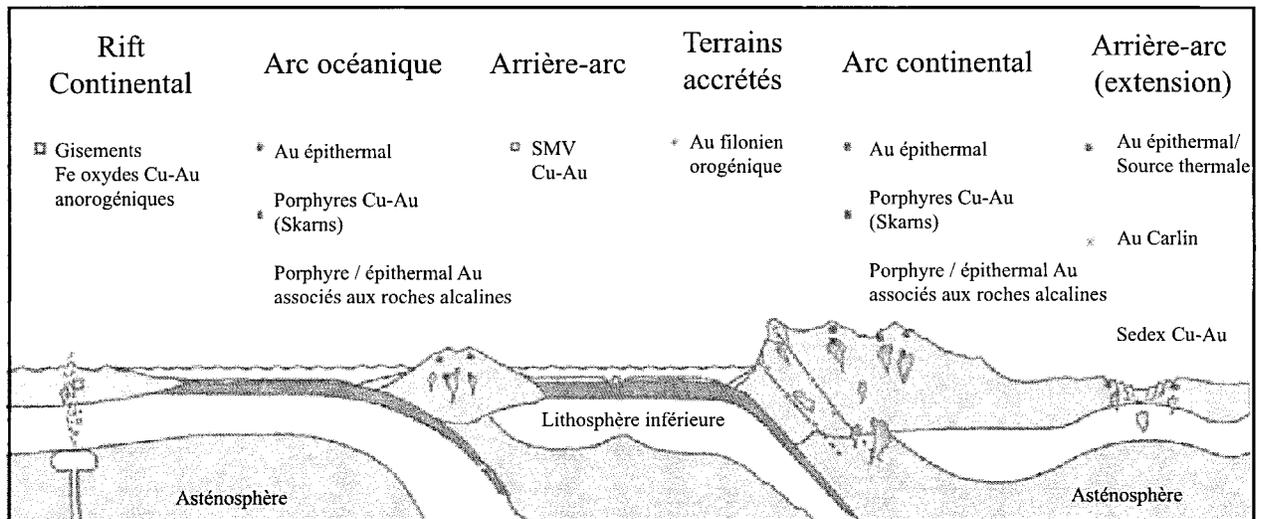


Figure 1.1 Modèle de continuum des environnements de mise en place des minéralisations aurifères hydrothermales: a) Environnements de formation des gîtes aurifères en tectonique d'extension et de compression/transpression en fonction de la profondeur de mise en place, b) Représentation schématique des différents emplacements tectoniques des minéralisations aurifères (figure modifiée de Groves et al. 1998).

sulfures de fer et d'arsenic (Groves et *al.* 1998; Groves et *al.* 2000). On y retrouve généralement une association polymétallique comprenant un enrichissement en Au et Ag ( $\pm$ As, Sb, Te, W, Mo, Bi, B), un faible enrichissement en Cu, Pb et Zn (Kerrick 1989) et un ratio Au : Ag  $>1$  (Groves et *al.* 2000). La nature, le style et l'intensité de l'altération hydrothermale des gisements orogéniques sont contrôlés par la température du fluide minéralisateur et par les propriétés rhéologiques et la lithogéochimie de la roche hôte. La minéralisation est typiquement syn-métamorphisme et souvent, des dykes lamprophyriques y sont associés dans le temps et dans l'espace (McCuaig et Kerrich 1998). Les minéralisations peu profondes associées aux intrusions se distinguent, entre autre, des minéralisations orogéniques par un contenu élevé en métaux de base et un ratio Au : Ag  $<1$  (Sillitoe et Thompson 1998; Groves et *al.* 2000).

### **1.2.2 Mode de formation des minéralisations filoniennes**

Les veines de quartz-sulfures sont généralement formées par la précipitation épisodique de minéraux hydrothermaux dans un lieu de décharge à partir de la circulation de solutions saturées en silice (Groves et *al.* 1995; 1998). Le terme « veine » est utilisé dans son sens strict c'est-à-dire pour désigner le matériel hydrothermal de remplissage entre les parois d'une fracture dilatée (Ramsay et Huber 1983) bien que les veines de remplacement résultant de l'altération métasomatique de l'éponte le long d'une fracture non-dilatée existe également (Hodgson 1989). La connectivité des pores des roches intrusives étant généralement très faible, la circulation des fluides est typiquement contrôlée par la perméabilité associée aux fractures (Cox et *al.* 2001). Les failles, les arrangements de fractures et les réseaux de *stockwerk*, les zones bréchifiées et foliées, et les contacts lithologiques peuvent tous être des structures favorables à la dilatation et donc à la formation d'une veine (Robert et Poulsen 2001; Groves et *al.* 1998).

Les zones de cisaillement sont communément documentées dans la littérature comme étant des sites favorables à la formation de veines. Les gisements filoniens à quartz-carbonates-or encaissés dans les ceintures de roches vertes sont ainsi généralement contrôlés par des zones de cisaillement inverses ou inverses-obliques à fort pendage

(Robert et Poulsen 2001). Ces veines encaissées dans les zones de cisaillement ou « *shear-hosted* » peuvent alors présenter une multitude de géométries différentes décrites par Hodgson (1989). Les veines d'extension se formeront initialement perpendiculaire à la contrainte la plus faible ( $\sigma_3$ ) et montreront une géométrie en échelon (planaire ou sigmoïde) avec de multiples épisodes d'ouverture et de remplissage, et des structures en pont. Les veines hybrides ou d'extension oblique seront à angle modéré par rapport à la zone de cisaillement et montreront des textures cristallines obliques. Les veines de cisaillement seront quant à elles parallèles à la structure hôte et montreront des structures laminées et fragments d'éponte foliés (Robert et Poulsen 2001; Hodgson 1989; Cox 1991). Les styles structuraux des veines peuvent également refléter les types d'encaissements : brèches et *stockwerk* dans les roches compétentes, veines de quartz laminées continues dans les zones de cisaillement fragiles-ductiles et veines minces et discontinues dans les zones ductiles (McCuaig et Kerrich 1998).

Les systèmes filoniens sont caractérisés par la migration de fluides hydrothermaux lors de l'augmentation du gradient géothermique provoquée, entre autre, par l'épaississement de la croûte lors la subduction de séquences volcano-sédimentaires accréionnaires hydratées (Goldfarb et *al.* 2001). L'acheminement des fluides de la source profonde jusqu'aux différents sites de dépôt est généralement induit par des structures de 1<sup>er</sup> ordre comme des failles crustales majeures (Colvine et *al.* 1988). Les veines sont typiquement encaissées dans des structures fragiles-ductiles de 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> ordre localisées près, et vraisemblablement connectées hydrauliquement (Beaudoin et *al.* 2005; Neumayr et *al.* 2000) à ces mêmes structures lithosphériques.

Différents mécanismes de transport des fluides existent et sont classés en fonction de la pression des fluides, de la profondeur et du régime tectonique (Gaboury et Daigneault 2000). De ces mécanismes, le pompage des fluides par les failles ou mécanisme de *faille-valve* (Sibson et *al.* 1988) est typiquement associé aux filons orogéniques (Cox et *al.* 1990) tandis que le pompage par succion ou *suction pump* (Sibson 1987) s'applique plutôt aux veines épithermales (Gaboury et Daigneault 2000). Le mécanisme de *faille-valve* implique une advection épisodique de fluides surpressurisés résultant de ruptures le long de plans de failles (Sibson et *al.* 1988; Sibson 1989). Le pompage par succion

consiste quant à lui au pompage de fluides hydrostatiques dans des environnements peu profonds associés à des zones en extension ou en décrochement (Gaboury et Daigneault 2000). Les changements abrupts de pression ainsi créés jouent un rôle important dans la précipitation du quartz, de l'or et des sulfures dont la solubilité varie, entre autre, en fonction de la pression et de la température (Fyfe et *al.* 1978; Walther et Helgeson 1977; Helgeson et Lichtner 1987) bien que d'autres mécanismes comme l'interaction fluide-roche, le pH, le degré d'oxydation du milieu et des fluides, la séparation de phase et le mélange de fluides aient aussi été documentés (Helgeson et Garrels 1968; Seward et *al.* 1979; Mikucki 1998).

Les variations de pression des fluides hydrothermaux peuvent être mises en cause dans la formation des brèches et des textures d'ouverture-remplissage mieux connues sous le nom de « *crack-seal* ». Dans les systèmes hydrothermaux de type orogénique ou épithermal, la bréchification assistée par les fluides ou l'hydro-fracturation (Phillips 1972; Sillitoe 1985; Jébrak 1992; Hagemann et *al.* 1992) est la plus commune et se subdivise en deux (2) étapes : la fracturation hydraulique et la fracturation critique. La fracturation et la bréchification assistée par les fluides est le résultat d'un déséquilibre entre la force cohésive de la roche, les contraintes tectoniques et la pression des fluides. L'initiation de la fracturation est un processus non-linéaire qui dépend fortement de la présence d'anisotropies (ex. foliation, contact lithologique, système de fractures) (Jébrak 1997). Les textures de « *crack-seal* » (Ramsay 1980) et de « *crack-seal-slip* » (Petit et *al.* 1999) se rapportent à la fracturation puis au colmatage des fractures par un matériel cristallin formant une série d'incrément, parfois réactivés. Les textures de « *crack-seal* » se forment lorsque le taux de précipitation des minéraux de remplissage excède le taux d'ouverture de la fracture. Les fibres minérales se formeront lorsque le taux de précipitation est en équilibre avec le taux d'ouverture tandis que les textures de remplissage d'espaces ouverts ou « *open-space-filling* », communes aux filons épithermaux, apparaîtront lorsque le taux d'ouverture excède le taux de précipitation (Foxford et *al.* 1991).

Les fluides sont typiquement saturés en silice et le quartz est le minéral de gangue dominant dans les veines, représentant souvent la seule phase à s'y être déposée tout au

long de l'évolution du système (Dong et *al.* 1995; Groves et *al.* 1998). Ses caractéristiques peuvent refléter les différentes conditions durant la croissance des veines, incluant celles favorables à la précipitation de l'or (Dong et *al.* 1995). Outre sa structure cristalline, sa composition chimique et ces propriétés physico-chimiques, la morphologie du quartz et sa direction de croissance (ex. perpendiculaire ou oblique aux contacts, antitaxiale ou syntaxiale) peuvent parfois indiquer le vecteur d'ouverture de la veine. Les textures parallèles (ex. crustiforme, colloforme) et radiales sont caractéristiques des dépôts formés près de la surface où la pression des fluides s'approche d'un régime hydrostatique, tandis que les textures sans contrôle directionnel ou contrôlées par le déplacement sont associées à des dépôts intermédiaires (faciès des schistes verts et amphibolites) où la pression des fluides s'approche d'un régime lithostatique (Cox et Etheridge 1983; Vearncombe 1993). En somme, la reconnaissance de ces textures, qu'elles soient primaires, recristallisées ou en remplacement peut représenter un outil privilégié pour certaines interprétations des conditions de pression et température du milieu et des fluides (Dong et *al.* 1995). Ceci met donc l'emphase sur la nécessité d'étudier les gisements orogéniques non seulement à l'échelle du gisement mais aussi à l'échelle des veines et des textures internes avec des analyses structurales et pétrographiques détaillées.

La minéralisation est généralement distribuée de façon hétérogène dans les dépôts épigénétiques. Elle forme des masses hypogènes ayant un contenu en métaux plus élevé que le reste de l'environnement minéralisé qui sont communément appelées « vecteurs minéralisés » ou « *oreshoots* ». Leurs formes et emplacements sont contrôlés par les zones de dilatation, elles-mêmes contrôlées par différents facteurs comme les changements d'attitude le long de plan de cisaillement qui pourront former des chevauchements d'aspérité, les relais, les contacts lithologiques et les intersections (ex. Robert et Brown 1986) en plus des concepts plus théoriques comme la fabrique régionale, la distance magique ou « périodicité » et le « *stacking* » (Peters 1993). Les contacts lithologiques représentent des anisotropies idéales à la formation de veines et de *oreshoots* étant donné les variations de compétence, chimie, conductance thermique et porosité qui les caractérisent (Peters 1993). L'étude détaillée des vecteurs minéralisés, en

particulier leur géométrie et la distribution spatiale des teneurs en relation avec les multiples éléments géologiques du milieu, peut donc être un élément clé dans l'élaboration d'un modèle prédictif d'exploration.

### 1.2.3 Déformation et veines

Tel que discuté précédemment, il existe une association spatiale entre les gisements filoniens et les environnements de marges convergentes (orogéniques) à lesquels on associe veines et zones de cisaillement. L'héritage géologique de ces environnements tend à amplifier ou concentrer la déformation, produisant par le fait même des zones minéralisées structurellement complexes. Cette association amène une problématique fondamentale quant à l'interprétation de la chronologie relative entre la déformation et la mise en place des veines. Lors de l'enfouissement, une veine peut agir comme un plan d'anisotropie idéal sur lequel la déformation se concentre au toit et au plancher. Les aspects distinctifs des veines pourront alors être oblitérés par des changements minéralogiques, texturaux et structuraux. Ceci est particulièrement vrai pour la distinction entre les structures primaires, et celles plutôt superposées sur le système hydrothermal fossilisé et qui viennent ajouter à la complexité en altérant les textures originelles, et en remobilisant l'or et les sulfures (Marshall et Gilligan 1987; Cox 1987). Plusieurs critères ont été proposés par Robert et Poulsen (2001) pour discriminer les veines formées avant la déformation (« anté-déformation ») des veines synchrones (« syn-déformation ») ou tardives à la déformation (« tardi-déformation »). Parmi ceux-ci, on note entre autre la présence de dykes post-minéralisation, l'aspect géométrique et angulaire des veines avec leur structure hôte et la foliation, la présence de brèches et *stockwerk* en bordure de la zone de cisaillement, les linéations d'étirement et les fragments d'éponte foliés. À l'échelle microscopique, des textures telles que la polygonisation et recristallisation du quartz pourront indiquer la superposition de la déformation durant la formation et le remplissage des veines (Boullier et Robert 1992).

Finalement, on ne pourrait passer sous silence la forte influence des modèles structuraux développés dans les ceintures de roches vertes (ex. Abitibi-Canada, Yilgarn-Australie) communément affectés par une tectonique polyphasée ( $D_1$ - $D_4$ ) et dans lesquels

les filons aurifères sont mis en place tardivement (D<sub>3</sub>-D<sub>4</sub>) (Robert et Poulsen 2001). Un modèle d'emplacement des veines aurifères dans les zones cisailantes fragiles-ductiles est donc favorisé bien que le lien génétique soit parfois difficile à démontrer avec certitude. Un gisements filonien plus jeune ou moins tectonisé peut ainsi représenter une fenêtre idéale pour l'observation et l'élaboration d'un modèle de formation basé sur des éléments texturaux et structuraux primaires.

### **1.3 Problématique spécifique : Les gisements filoniens de Pataz**

#### **1.3.1 Introduction**

La Province aurifère de Pataz est une zone riche en veines de quartz-sulfures. Elle s'étend sur plus de 160 km le long du flanc est de la vallée du Marañón, laquelle a été interprétée comme une faille de chevauchement NNW majeure de l'orogénie Andéenne (Wilson et Reyes 1964; Schreiber et *al.* 1990). Les veines sont localisées le long de la marge ouest du batholite tardi-Dévonien de Pataz et seraient associées à des zones de cisaillement fragiles-ductiles pouvant être interprétées comme des structures d'ordre secondaire à la structure lithosphérique du Marañón. Les veines sont caractérisées par une continuité latérale et verticale d'ordre kilométrique et des épaisseurs décimétriques à pluri-métriques. Les veines du district montrent une géométrie complexe pouvant être interprétée comme le résultat d'une histoire marquée de plusieurs événements de remplissage et de déformation.

Les veines aurifères de Pataz partagent plusieurs caractéristiques avec les gisements orogéniques classiques de Groves et *al.* (1998) et ont été interprétées comme tel par plusieurs auteurs, dont Haerberlin (2002). D'un point de vue géochimique toutefois, les fluides pauvres en CO<sub>2</sub> et l'assemblage paragénetique riche en métaux de base (galène, sphalérite, chalcopirite), Sb, et relativement pauvre en carbonates semblent supporter un modèle orthomagmatique. Un modèle de mise en place des veines à de plus faibles profondeurs, possiblement en environnement d'arc continental et associées génétiquement au Batholite de Pataz ou à des apophyses plus tardives, a donc été proposé (Schreiber et *al.* 1990; Vidal et *al.* 1995; Macfarlane et *al.* 1999; Sillitoe et Thompson 1998; Thompson et *al.* 1999; Groves et *al.* 2000). Bien que cette problématique ne soit

traitée que brièvement dans la discussion (section 4.3), l'absence de consensus quant au modèle génétique démontre clairement le caractère unique du district.

### 1.3.2 Veine Consuelo

Les zones de cisaillement fragiles-ductiles de 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> ordre sont les éléments structuraux privilégiés pour la mise en place des filons aurifères de Pataz, impliquant à priori un remplissage syn- à post-cinématique dans un régime en compression. Des observations préliminaires suggèrent toutefois que d'autres éléments structuraux, possiblement anté-déformation, aient pu favoriser l'emplacement de veines en extension. De plus, des roches basiques à composition hornblenditique interprétées jusqu'à maintenant comme étant un ou plusieurs dykes lamprophyriques (Haeberlin 2002), parsèment le secteur Consuelo. L'importance de cette unité discontinue et des autres éléments lithologiques (microdiorite, cornéenne, contact diorite-granodiorite) sur l'emplacement de la veine Consuelo demeure incertaine et devra être analysée.

Les brèches sont abondantes et sont notamment observées au plancher de la veine Consuelo. Le développement de ces brèches semble être favorisé par un réseau de fractures parallèles à la veine. Dans certains cas, des fragments d'éponte non-foliés deviennent complètement isolés à l'intérieur de la veine. La présence de ces fragments d'éponte non-déformés s'accorde difficilement avec une veine mise en place dans des zones cisailantes fragiles-ductiles. Le mode de formation et la relation temporelle de ces brèches avec la veine devront donc être établis.

La veine Consuelo montre un large éventail de textures et de structures internes qui forment localement d'épaisses zones composites. Ces zones semblent refléter différents incréments d'ouverture, de remplissage et de déformation. En l'absence de déformation, les textures primaires observées sont dominées par le quartz idiomorphe et les laminations qui résultent possiblement d'un mécanisme de *crack-seal*. En dépit des changements d'attitude ces textures sont omniprésentes, laissant voir une composante d'ouverture en extension pluridirectionnelle. Dans certains cas, aucune texture primaire n'a été conservée et la veine devient le site d'un cisaillement important produisant des

zones de gouge ainsi que des agencements complexes de relais et de duplications, suggérant une superposition tardive de la déformation. En plus d'affecter la géométrie de la veine, cette déformation peut avoir joué un rôle dans la concentration ou la remobilisation de l'or, et devrait donc être caractérisée en regard de la mise en place et de l'évolution structurale de la veine en relation avec la minéralisation aurifère.

Le quartz est le minéral de gangue dominant dans la veine. Il est de couleur blanc laiteux et bleu-gris. La paragenèse des veines est typiquement riche en sulfures (5% à 75%) et contient, par ordre décroissant, la pyrite, l'arsénopyrite, la galène, la sphalérite et la chalcoppyrite. Les sulfures auraient été déposés en deux (2) stades, avec un premier stade à quartz laiteux-pyrite-arsénopyrite et un second stade à or, quartz bleu-gris et Zn-Pb-Cu±Sb±As (Schreiber et al. 1990). L'or est contenu sous forme d'électrum, se concentrant dans les micro-fractures de la pyrite et, plus rarement, comme Au natif dans le quartz (Haerberlin et al. 2002). Cette paragenèse devra être étudiée dans le contexte des différents incréments de remplissage et de déformation établis précédemment.

La région visée par le projet contient des failles transversales sub-verticales d'orientation générale E-O et NO-SE qui recoupent la veine. On peut reconnaître, au sud, la faille San Juan et plus au nord, les failles San Luis, San Teofilo et Perejil. Les intersections de ces failles avec la veine Consuelo semblent être un facteur favorable à la formation de vecteurs minéralisés et à la concentration de l'or. Ces failles, dont les empreintes d'altération et signatures géochimiques ont récemment été étudiés par Oré-Sanchez (2006), ont pu jouer un rôle dans l'acheminement, la circulation et la décharge des fluides hydrothermaux. L'association spatiale entre ces failles et les veines devrait donc être analysée en relation avec la distribution spatiale de l'or à l'échelle de la veine et à l'échelle du vecteur minéralisé.

#### **1.4 Objectifs de l'étude**

La veine Consuelo a été choisie parmi la multitude de veines du gisement de Patáz pour son accessibilité, la qualité des informations pouvant y être recueillies et son importance économique pour la compagnie Minera Poderosa S.A, partenaire de ce projet.

L'objectif général est d'étudier la veine Consuelo en détail, dans le but de déterminer les contrôles structuraux de sa minéralisation aurifère. L'objectif ultime est l'établissement d'un modèle de mise en place cohérent basé sur des observations détaillées de terrain. Les données recueillies devaient permettre de caractériser l'évolution géostrucurale de la veine en relation avec le système hydrothermal de même que de déterminer les paramètres favorables à la minéralisation. Une attention toute spéciale a été portée aux éléments primaires, étant donné qu'ils représentent les éléments clés de la formation de la veine. La compréhension des mécanismes de formation des veines pourrait apporter certains outils pour déterminer les facteurs qui contrôlent la minéralisation aurifère, tant au niveau de la veine qu'au niveau du vecteur minéralisé. Les nouvelles relations géométriques, spatiales et chronologiques devraient être amenées dans la perspective de générer un modèle de formation de la veine qui pourra ensuite être intégré aux autres modèles développés à partir de l'étude d'autres veines et des failles sécantes. Pour ce faire, plusieurs objectifs spécifiques doivent être pris en compte :

- Définir la géométrie de la veine Consuelo en rapport aux vecteurs minéralisés;
- Déterminer les différentes anisotropies antérieures aux veines, et identifier les facteurs structuraux qui contrôlent la mise en place des veines et des vecteurs minéralisés;
- Identifier les textures et structures primaires et leur rapport avec les différents minéraux de remplissage (séquence paragénétique);
- Déterminer les paramètres favorables à la minéralisation aurifère, tant à l'échelle de la veine qu'à l'échelle du vecteur minéralisé;
- Caractériser la déformation en regard à l'évolution structurale de la veine en identifiant les textures et structures qui représentent plutôt des éléments tardifs à la formation de la veine et finalement;
- Déterminer le rôle des failles dans l'acheminement des fluides hydrothermaux et minéralisateurs.

Ce projet a été réalisé en étroite collaboration avec un autre projet de maîtrise visant l'établissement des contrôles structuraux d'autres veines du système filonien de Patáz soit les veines Mercedes et Jimena (Lavoie 2008). Une étude complémentaire qui visait la

caractérisation et la détermination du rôle des failles sécantes dans la mise en place des filons aurifères a également été conduite (Oré-Sanchez 2006). Bien qu'un chevauchement des éléments d'interprétation soit inévitable, ces études permettront une analyse comparative et l'intégration des mécanismes de formation des différents filons aurifères étudiés.

## **1.5 Méthodologie**

### **1.5.1 Terrain**

La méthodologie préconisée correspondait à une approche classique en milieu souterrain, soit des cartographies détaillées des veines et de leurs épontes, de même que la mesure des principaux éléments structuraux plano-linéaires. Les sites d'étude devaient être représentatifs de l'ensemble de la veine, soit être contenus à l'intérieur comme à l'extérieur des vecteurs minéralisés. Les sites étudiés ont été sélectionnés sur la base de leur pertinence et de leur accessibilité. Dix sites ont été visités et étudiés lors de la première campagne de terrain de mai à août 2001 et quatre autres en juillet 2002. En plus de la veine Consuelo et des autres veines qui ont été brièvement visitées, dont les veines Irma, Marleny et Vicky, un site d'étude a aussi été choisi à la veine Maria Rosa.

Les cartographies ont été réalisées aux échelles 1 :10, 1:25 et 1:50 et totalisent plus de 1000 m de galerie. Les cartographies de détail sont présentées au début de chacun des sites d'étude du chapitre II. Aucune projection n'a été utilisée et donc les cartes et figures présentées dans ce texte sont des représentations directionnelles (le long de l'axe longitudinal) à regard vers l'ouest et plus rarement des vues en section est-ouest. Les différentes unités lithologiques et les zones minéralisées et stériles de la veine et des épontes ont aussi été échantillonnées pour un total de 123 échantillons (Annexe II). Chaque échantillon était, si possible, orienté dans l'espace. Au total, plus de 450 mesures structurales ont été prises et sont présentées en Annexe III. Des photographies (115) des éléments pouvant contribuer aux interprétations tels que textures, structures, relations de recoupement et minéralisation ont aussi été prises en appui à la cartographie et aux observations de terrain. Bien que la majorité des données recueillies soit localisée sur les

cartographies de détail, plusieurs observations présentées en annexe proviennent de secteurs non-cartographiés.

### **1.5.2 Travaux en laboratoire**

Chacune des cartographies de terrain faites sur papier hydrofuge ont été scannées et numérisées à l'aide du logiciel de graphisme Adobe Illustrator 7.0. Toutes les mesures structurales, échantillons et les photographies y sont localisées précisément. Les cartographies comprennent la géométrie de la veine, la lithologie encaissante et son altération, les zones de failles, les diverses structures internes et externes aux veines et certaines textures du quartz et des sulfures, souvent présentées en encart. L'analyse de ces cartographies a ensuite permis de faire ressortir les principaux éléments du bâti de la veine. Une synthèse des principales observations a ensuite été produite pour chacun des sites et est présentée au chapitre II.

Les échantillons de terrain ont été examinés pour permettre une description mégascopique et la cueillette de mesures structurales additionnelles. Des blocs témoins ont ensuite été préparés à partir des échantillons en vue de la confection de lames minces (régulières, grandes, polies). L'étude pétrographique, complétée en lumière transmise et réfléchi à partir de 71 lames minces et 30 sections polies, visait à bien identifier l'altération, la paragenèse des veines, la chronologie des événements cinématiques et de remplissage, et l'association de l'or avec les structures, la gangue et les autres minéraux de remplissage.

L'analyse structurale consistait à reconstruire, à partir des données cartographiques, structurales et pétrographiques, l'histoire de la veine de l'ouverture jusqu'au dernier épisode de déformation. Cette approche, analogue à une analyse stratigraphique, a permis de mettre en évidence les différents événements de mise en place et les différents épisodes de déformation ayant affecté la veine. Les données structurales recueillies ont été traitées à l'aide des logiciels Excel, Stéréo et Georient. Des stéréogrammes ont été produits pour certains des sites présentés au chapitre II. D'autres stéréogrammes ont

ensuite été générés pour chacun des éléments structuraux pertinents aux éléments de synthèse discutés au chapitre III.

Une banque de données tridimensionnelles de la Mine Consuelo en format AutoCAD® a également été obtenue. Les données, projetées sur système de coordonnées Universal Transverse Mercator (UTM) North American Datum (NAD) 27, comprenaient le plan des infrastructures souterraines, les cartographies de niveau incluant la trace des structures majeures, en plus des données d'épaisseur, de pendage et de teneurs en Au (g/t) de la veine. Les données d'épaisseur et de teneur proviennent d'un échantillonnage systématique fait par un technicien de la mine à partir du toit jusqu'au au plancher de la veine, et ce à un intervalle régulier d'environ 1 m. Celles-ci représentent donc des valeurs composites de la veine principale, bien que quelques mesures puissent être associées à des veines secondaires. Au total, 21868 mesures d'épaisseur et de teneurs de même que 1186 mesures de pendage ont été analysées.

Les données ont tout d'abord été adaptées et importées pour traitement géomatique à l'aide du système informatique à référence spatiale MapInfo-VerticalMapper. Une carte de variation des teneurs a tout d'abord été produite pour déterminer les zones à hautes concentrations en Au. Les données de pendage et d'épaisseur ont subi le même traitement dans le but de cibler les zones d'inflexion et les zones de dilatation, possiblement propices à la précipitation de l'or. Finalement, des diagrammes de corrélation et des mailles par interpolation selon la méthode des voisins naturels ont été construits et sont présentés au chapitre III.

Les données ont ensuite été importées dans le logiciel d'analyse et de modélisation géologique Datamine Studio 3® pour visualisation et traitement géostatistique. Les données ont tout d'abord été subdivisées en sous-vecteurs délimités grossièrement selon la densité d'échantillonnage. Des variogrammes directionnels expérimentaux ont ensuite été générées et ont permis de déterminer l'axe de continuité spatiale maximale des teneurs en or le long du plan de la veine, et ce pour chacun des sous-vecteurs. Les résultats, présentés au chapitre III, seront mis en contexte par rapport aux éléments structuraux connus de la veine Consuelo.

## 1.6 Contexte régional

### 1.6.1 Généralités

La région de Pataz se situe à 150 km à l'est de Trujillo et 450 km au nord de Lima, la capitale Péruvienne (Figure 1.2a). Le gisement de Poderosa, propriété de la compagnie privée Minera Poderosa S.A. est situé le long du flanc est de la vallée de la rivière Marañón. Cette vallée forme un linéament Précambrien d'orientation N-S à NNO-SSE parallèle à la marge continentale actuelle et matérialise la limite morphostructurale entre la Cordillère des Andes Orientale et Occidentale (Wilson et Reyes 1964). Les opérations sont surtout concentrées entre les villages de Vijus et de Pataz. L'accès est possible par voies terrestres ou par voies aériennes grâce aux installations aéroportuaires de Chagual, opérées par la compagnie Minera Poderosa S.A., et qui desservent les villes de Trujillo et de Lima. Le village de Vijus, situé au fond de la vallée du Marañón, constitue le centre opérationnel de la compagnie. On y retrouve également l'une des deux usines de traitement du minerai, l'autre étant située dans le village de Santa Maria. Les mines de Parcoy et Buldibuyo qui exploitent des filons aurifères similaires à ceux de Pataz, sont situées respectivement 30 et 45 km plus au sud.

La province aurifère de Pataz est connue et exploitée depuis l'ère coloniale (Petersen et *al.* 1990; Kuramoto 2001). En 2000, la production annuelle de la province, en incluant les mines artisanales, s'élevait à 380 000 onces et représentait environ 9% de l'or produit au Pérou. Une quinzaine de gisements souterrains, répartis sur l'ensemble de la province de Pataz ont produit un total de 6 millions d'onces d'or et de cette quantité, 38% provient du district de Pataz, 55% de celui de Parcoy et 7% de celui de Buldibuyo (Haeberlin et *al.* 2003). On retrouve accessoirement de petits placers le long du Marañón et des gîtes d'or non-économiques sous forme de skarn (La Estrella) ou de veines épithermales (Formation Lavasén), qui sont liés à des intrusions et édifices volcaniques cénozoïques (Schreiber 1989; Angeles 1994). Une estimation préliminaire des ressources en or de la province donne un minimum de 40 millions d'onces (Haeberlin et *al.* 2003).

### 1.6.2 Historique des travaux

Les premiers travaux de cartographie géologique de la région de Pataz ont été réalisés par Wilson et Reyes (1964) et ont mis l'emphase sur la description lithostratigraphique des unités mésozoïques et quelques descriptions sommaires des séries paléozoïques. Plusieurs auteurs ont ensuite contribué à développer le premier modèle métallogénique du secteur dont Lochmann (1985), Schreiber (1989) et Schreiber *et al.* (1990). Ils ont étudié de façon détaillée la minéralisation aurifère de la région de Pataz et de Parcoy, décrivant le cadre géologique, minéralogique et géochimique en plus de définir en détail les unités du socle infra-Silurien. Vidal *et al.* (1995) et MacFarlane *et al.* (1999) ont concentré leurs travaux sur la minéralisation aurifère de la région de Parcoy incluant la géochimie des fluides minéralisateurs, en plus de proposer de nouveaux âges radiométriques pour les veines et leur encaissant. Les travaux plus récents de Haeberlin (1998; 2002) et Haeberlin *et al.* (2000; 2003; 2004) ont amené de nouvelles données isotopiques, radiométriques et géochimiques des veines et du Batholite de Pataz, de même qu'une séquence lithostratigraphique révisée et de nouvelles interprétations sur l'évolution géodynamique de la Cordillère des Andes au paléozoïque. Un modèle génétique «orogénique» est aussi proposé, lequel diffère des modèles orthomagmatiques de Schreiber *et al.* (1990) et MacFarlane (1999).

Tous ces travaux ont permis d'établir les fondements du contexte géologique des veines et des roches hôtes, à l'exception peut être du modèle génétique qui demeure controversé. Récemment, les failles sécantes du district ont été l'objet d'une étude détaillée par Oré-Sanchez (2006) qui visait la caractérisation de l'empreinte géochimique du passage des fluides hydrothermaux et la détermination du rôle des failles sécantes dans la mise en place des filons aurifères. Les travaux récents de Lavoie (2008), réalisés en étroite collaboration avec la présente étude, ont quant à eux permis l'étude détaillée des veines Mercedes et Jimena et l'établissement du rôle de la déformation sur la géométrie actuelle des filons aurifères étudiés.

### 1.6.3 Séquence stratigraphique

La géologie du secteur se caractérise par un socle métamorphique infra-silurien aussi connu sous le nom de Complexe de Marañón, et des plutons calco-alcalins d'âge tardi-dévonien s'étendant sur plus de 160 km et connus comme étant le Batholite de Pataz. Les formations sédimentaires marines et continentales permo-carbonifères (Groupe d'Ambo et Groupe de Mitu) et les séries mésozoïques (Groupe de Pucara, Groupe de Goyllarisquizga, Formation de Crisnejas et Formation de Chota) n'affleurent qu'à l'ouest de la Cordillère Orientale, dans les fosses tectoniques situées le long de la Vallée du Marañón et ne seront décrites que très brièvement. Le tout est recouvert en discordance par des roches volcaniques d'âge miocène à pliocène (Formation de Lavasén, Haeberlin 2002).

Dans la région de Pataz, la nomenclature infra-silurienne proposée par Haeberlin (2002) diffère légèrement de celle utilisée précédemment par Wilson et Reyes (1964), Schreiber (1989) et Vidal et *al.* (1995). Le complexe de Marañón, qui comptait autrefois les phyllites polydéformées (schistes à séricite) d'âge précambrien, les métavolcaniques de composition bimodale rhyodacitique-andésitique et basaltique du Paléozoïque inférieur et les ardoises ordoviciennes, est ainsi subdivisé en trois (3) unités distinctes :

- (I) **Complexe de Marañón** - un socle polydéformé et métamorphosé au faciès des schistes verts à amphibolite inférieure comprenant environ 1000 mètres de phyllites grises avec des intercalations de schistes à micas, des gneiss oillés et des couches graphitiques d'âge protérozoïque inférieur à cambrien supérieur;
- (II) **Formation Vijus** - une séquence volcano-sédimentaire d'arrière arc d'âge cambrien inférieur à ordovicien supérieur qui comprend des roches volcanoclastiques peu déformées et grès violacés, surmontés d'intercalations d'ignimbrites de composition rhyolitique à dacitique, de fins niveaux d'argilites noires et des laves andésitiques à basaltiques;

- (III) **Formation Contaya** - une séquence sommitale ordovicienne formée de cycles turbiditiques qui renferment des lits d'argilites noires riches en graptolites d'âge llandvirnien (Wilson et Reyes 1964), des niveaux de grès et quelques bancs de quartzites.

On retrouve ensuite le Groupe d'Ambo et le Groupe de Mitu qui sont principalement des dépôts de molasses et de conglomérats formés lors de l'ouverture de bassin en transtension et l'ouverture de rifts en position d'arrière arc (Haeberlin 2002). Ces roches sont surmontées par différentes formations sédimentaires marines (calcaires, marnes et dolomites) et continentales (grès et conglomérats) du paléozoïque supérieur et du mésozoïque. Finalement des roches volcaniques felsiques (Formation de Lavasèn), composées en majorité d'ignimbrites et de laves de composition rhyolitiques à rhyodacitiques (andésite), recouvrent le tout en discordance (Haeberlin 2002; Schreiber et al. 1990). La figure 1.2b montre une carte géologique régionale avec l'emplacement de chacun des filons aurifères importants.

## **1.6.4 Batholite de Pataz**

### **1.6.4.1 Généralités**

Le Batholite de Pataz, principal encaissant des veines aurifères, fait partie d'une ceinture géante d'intrusions, qui s'étend de 6° à 11°30'S le long de la Cordillère Orientale (Laubacher et Mégard 1985). Peu déformé et d'âge Mississippien, le Batholite de Pataz présente un métamorphisme de bas grade au faciès des schistes verts. Il se présente sous forme lenticulaire, s'étend sur plus de 70 km de long et 3 à 8 km de large, et occupe une superficie d'environ 200 km<sup>2</sup> (Haeberlin 2002). L'intrusion aurait été mise en place le long d'une faille majeure d'orientation NN0-SSE et parallèle à la vallée du Marañón, un linéament précambrien parallèle à la marge continentale actuelle et qui forme la limite morphostructurale entre la Cordillère des Andes Orientale et Occidentale (Wilson et Reyes 1964).

#### 1.6.4.2 Composition et Géochimie

Le Batholite de Pataz correspond à une suite calco-alkaline différenciée (Schreiber et *al.* 1990). Il contient de petites apophyses dioritiques à monzodioritiques près des marges, ne formant que très localement de petits dykes à l'intérieur du socle infra-silurien. On retrouve ensuite des pulsions magmatiques plus acides formant la composante principale de l'intrusion (~90%) soit une granodiorite peu grenue passant à un monzogranite à grains grossiers vers le centre de l'intrusion (Haeberlin et *al.* 2003; Schreiber et *al.* 1990). Les apophyses dioritiques à tonalitiques sont caractérisées par une quantité égale de hornblende et de plagioclases (andésine) et peu de quartz. La phase dominante de l'intrusion soit la granodiorite comprend, en ordre décroissant, le quartz, les plagioclases zonés, le microcline, la biotite et la hornblende. Le monzogranite rosé montre quant à lui de larges cristaux de feldspaths potassiques (Schreiber 1989). On remarque aussi de façon sporadique des enclaves de microdiorite et des xénolites du socle fortement métamorphisés (cornéennes), de même que des dykes aplitiques à caractère peralumineux et stocks felsiques avec cœurs pegmatitiques. Quelques dykes basiques de composition lamprophyrique, gabbroïque et andésitique s'observent aussi le long de quelques veines aurifères, dont la veine Consuelo (Haeberlin 2002; Daigneault et *al.* 2003). Les dykes de lamprophyres contiennent des phénocristaux de hornblende chloritisée, de l'andésine et du quartz intergranulaire.

Les différentes lithologies du Batholite de Pataz forment donc une série calco-alkaline résultant de la différenciation d'un magma dont la composition ressemblerait à celle de la phase dioritique initiale (Schreiber et *al.* 1990). L'intrusion granitique serait de type-I (protolite igné) qui caractérise les granites ayant un ratio A/CNK < 1, des isotopes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.705$  et  $\delta^{18}\text{O} < 9\text{‰}$  (Chappell et White 1974). La géométrie et les données géochimiques du batholite indiqueraient un emplacement dans un environnement post-orogénique en régime d'extension (Schreiber et *al.* 1990).

### 1.6.4.3 Géochronologie

Des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $305\pm 8$  Ma sur hornblende et  $321\pm 1$  Ma sur biotite sur les roches granitiques de Pataz ont tout d'abord été déterminés par Schreiber et *al.* (1990). Ceux-ci s'apparentent à l'âge U/Pb de  $329\pm 1$  Ma obtenu par Vidal et *al.* (1995) sur un zircon provenant d'une granodiorite du district de Parcoy. Les travaux de Haerberlin (2002) rapportent des âges U/Pb similaires pour le Batholite de Pataz soit  $329.2 \pm 1.4$  Ma et  $328\pm 1.2$  Ma sur un monzogranite et une granodiorite respectivement. Une aplite, qui représente un événement magmatique légèrement plus jeune pour le Batholite de Pataz et qui représente l'âge maximum de la minéralisation, a été datée à  $322.1\pm 2.8$  Ma sur muscovite et  $325.4\pm 1.4$  Ma sur biotite (Haerberlin 2002). L'âge minimum de la minéralisation est donné par la datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  d'une muscovite d'altération associée au stage minéralisateur des veines et qui donne un âge d'environ 312-314 Ma. Des stocks porphyriques monzonitiques situés au sud de Pataz ont aussi été datés à  $137\pm 3.4$  Ma par Haerberlin (2002). La datation des veines et de stocks porphyriques beaucoup plus jeunes ne semble pas supporter le modèle orthomagmatique proposé par Schreiber (1989) et Vidal et *al.* (1995). Bien qu'aucune donnée géochronologique ne soit disponible pour les dykes lamprophyriques, ces derniers recoupent le magmatisme peralumineux et sont affectés par l'altération hydrothermale. Ceux-ci seraient donc tardifs dans l'histoire de l'encaissant mais précoces par rapport à l'histoire hydrothermale associée aux veines.

## 1.7 Gisements aurifères filoniens de Pataz

### 1.7.1 Introduction

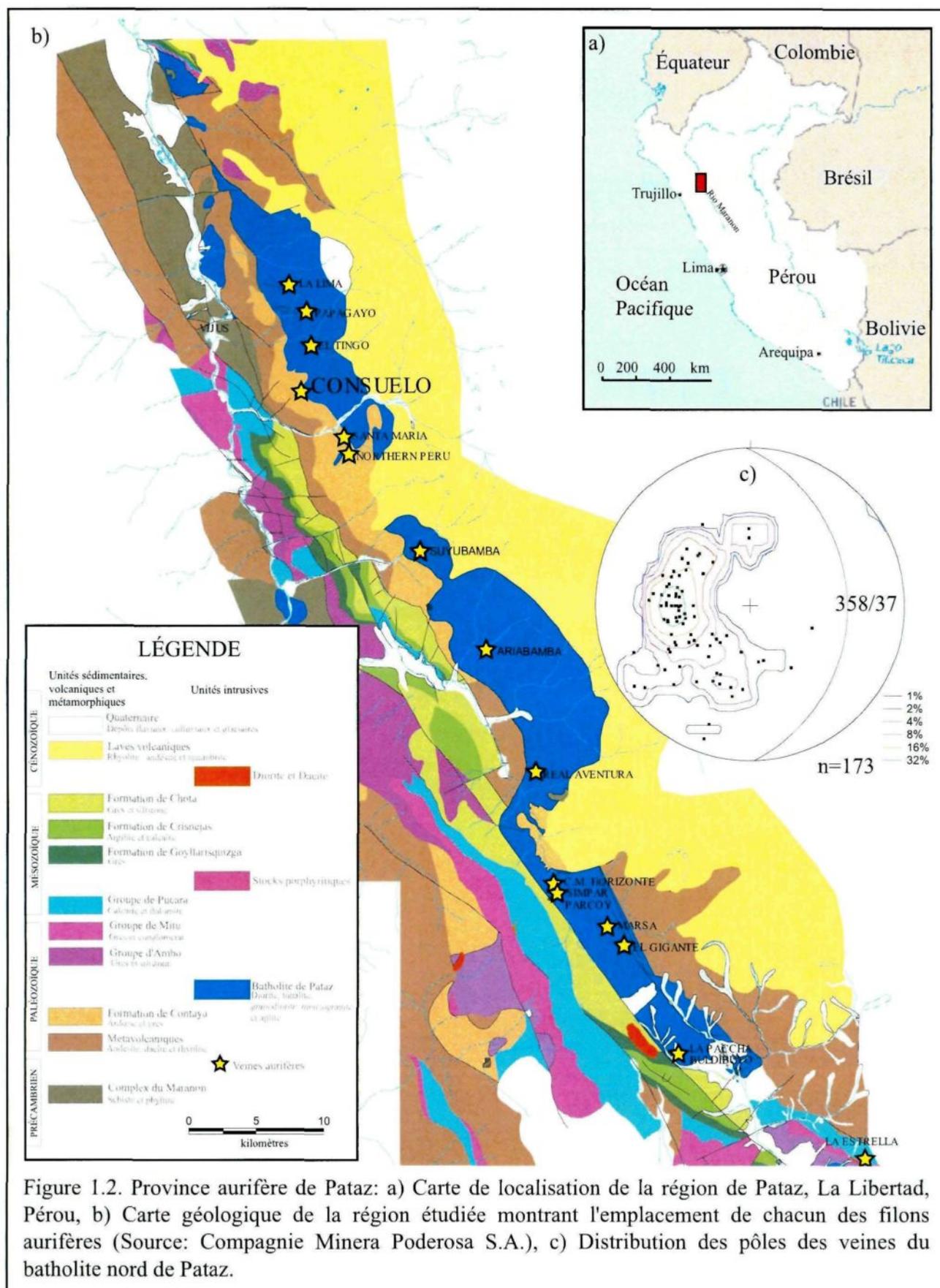
Les gisements d'or orogéniques de la province de Pataz forment une ceinture minéralisée de 160 km de long et de 1 à 3 km de large, qui s'étend d'abord le long de la Vallée du Marañón de Bolívar à Pataz, puis s'incurve au sud-est vers les districts de Parcoy et Buldibuyo. Ces minéralisations aurifères apparaissent sous forme de systèmes de veines parallèles, longues de 1 à 5 km, encaissées en bordure et au contact du Batholite de Pataz, et accessoirement comme petites veines ramifiées et concordantes à la stratification dans les unités infra-siluriennes avoisinantes. Les veines sont typiquement orientées N-S à NNO-SSE et montrent des pendages faibles à modérés vers l'est avec une

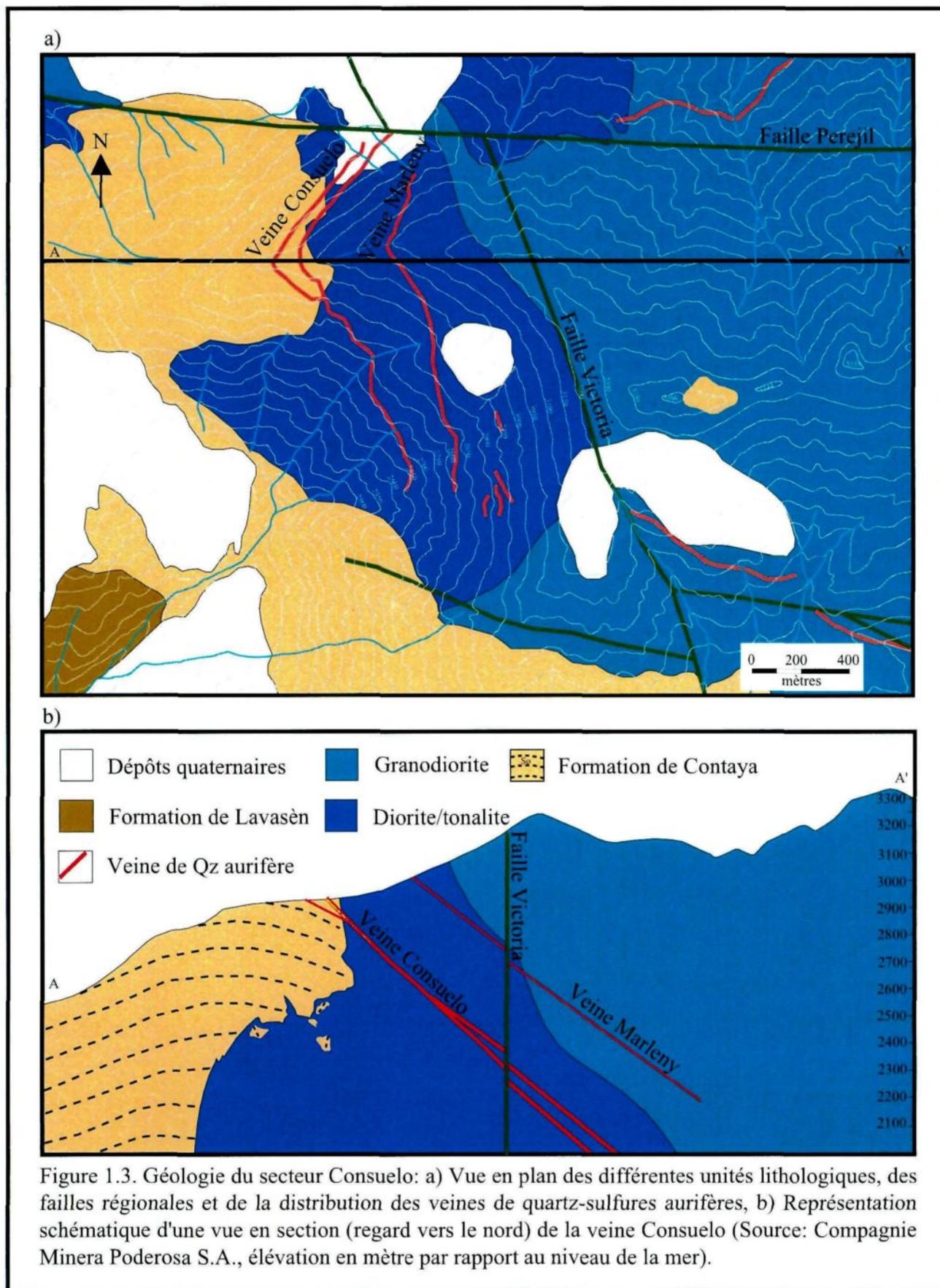
attitude moyenne de  $358^{\circ}/37^{\circ}$  (Figure 1.2c). Elles montrent une association spatiale évidente avec le Batholite de Pataz ( $329 \pm 1$  Ma; Vidal et *al.* 1995) mais n'y seraient pas associées génétiquement sur la base de nouvelles datations des veines aurifères à 312-314 Ma sur muscovite d'altération (Haerberlin 2002). Les veines sont observées à des altitudes variant entre 1700 et 4200 m au-dessus du niveau de la mer et se concentrent le long de la marge occidentale de l'intrusion. Elles auraient été mises en place dans des zones de cisaillement inverses-décrochantes dextres ou plus rarement comme veines d'extension (Haerberlin 2002). Typiquement, on y retrouve une association polymétallique à Au, Ag, As, Fe, Pb, Zn,  $\pm$ Cu,  $\pm$ Sb, ( $\pm$ Bi-Te-W) avec des teneurs moyennes entre 7 et 15 g/t d'or et des pointes atteignant 120 g/t Au.

### 1.7.2 Veine Consuelo

La veine Consuelo est située dans le centre-sud du gisement exploité par la compagnie Minera Poderosa S.A. Elle se trouve le long de la marge ouest du Batholite de Pataz à proximité du contact avec les roches infra-siluriennes de la Formation Contaya. La veine montre une orientation générale N-S avec quelques ondulations et un pendage modéré vers l'est ( $45^{\circ}$ ), bien que des variations ( $35-50^{\circ}$ ) soient localement observées. Les épaisseurs sont très variables à l'échelle de la mine passant de quelques cm à plus de 9 m au centre du vecteur minéralisé. L'épaisseur moyenne est d'environ 1.5 m. Les teneurs sont tout aussi variables avec une moyenne d'environ 18 g/t Au et des pointes atteignant plusieurs centaines de g/t (max.  $> 900$  g/t). En 2001, la veine Consuelo était définie verticalement sur plus de 600 m entre les niveaux 2900 et 2300 m et sur plus d'un kilomètre latéralement, bordée au nord par la faille Perejil. La veine Consuelo affleure en plusieurs endroits à environ 3000 m d'altitude mais son accès y est difficile en raison du relief accidenté. La figure 1.3 montre une vue en plan et en section de la veine Consuelo et de la géologie du secteur.

La veine est encaissée dans une diorite à granodiorite grenue qui montre une altération phyllique à propylitique aux pourtours de la veine. L'altération, dominée par la séricite/muscovite, le quartz et la chlorite ( $\pm$  pyrite  $\pm$  carbonates), forme un halo





fortement décoloré d'épaisseur très variable, passant de quelques centimètres à plus de deux mètres. L'altération s'estompe brusquement et passe d'une faible altération en chlorite à une roche complètement fraîche. Le système présente les caractéristiques d'un métamorphisme au faciès des schistes verts. La diorite est parsemée de blocs fragmentés de microdiorite et quelques rares xénolites décimétriques à métriques de roches sédimentaires infra-siluriennes fortement métamorphisées (cornéennes) observables sporadiquement le long des sites étudiés. La diorite est recoupée par quelques dykes aplitiques et pegmatitiques. On observe également des roches basiques composées de hornblende et interprétées jusqu'à maintenant comme étant un ou plusieurs dykes lamprophyriques (Haeberlin 2002). Ceux-ci s'altèrent en chlorite, fuschite (muscovite chromifère), mariposite (séricite chromifère) et carbonates, leur conférant une texture marbrée distincte de type « léopard ». De rares dykes tardifs à grains très fins de composition andésitique recourent le secteur et postdatent les veines.

Le quartz est le minéral de gangue dominant dans la veine et on le retrouve sous forme de quartz blanc laiteux et de quartz bleu-gris plus fin. La paragenèse est typiquement riche en sulfures (5% à 75%) et contient, par ordre décroissant, la pyrite, l'arsénopyrite, la galène, la sphalérite et la chalcopyrite. Les sulfures auraient été déposés en deux stades, avec un premier stade à quartz laiteux-pyrite-arsénopyrite et un second stade à or, quartz bleu-gris et Zn-Pb-Cu  $\pm$ Sb  $\pm$ As (Schreiber et al. 1990). L'or est contenu sous forme d'électrum se concentrant dans les micro-fractures de la pyrite à granulométrie fine, en bordure de l'arsénopyrite, et plus rarement comme Au natif dans le quartz (Haeberlin 2002). La pyrite forme de petites lamines et plus rarement de larges lentilles massives, communément observées au toit de la veine. La galène, la sphalérite et les carbonates (ankérite et calcite) forment régulièrement le matériel de remplissage autour du quartz idiomorphe qui représente la texture dominante à la mine Consuelo.

En plus des grandes structures régionales qui segmentent le Batholite de Patáz, on reconnaît une famille de failles sécantes plus locales d'orientation E-O à NO-SE et à pendages abrupts vers le nord qui semblent spatialement associées aux zones fortement minéralisées. On retrouve, du nord au sud, les failles Perejil, San Teofilo, San Luis et San

Juan. Trois vecteurs minéralisés sont reconnus au sein de la veine Consuelo, il s'agit des vecteurs sud, central et nord. À l'intérieur de chacun de ces vecteurs, on peut reconnaître plusieurs sous-secteurs qui exhibent deux orientations dominantes, soit NE-SO et NNO-SSE.

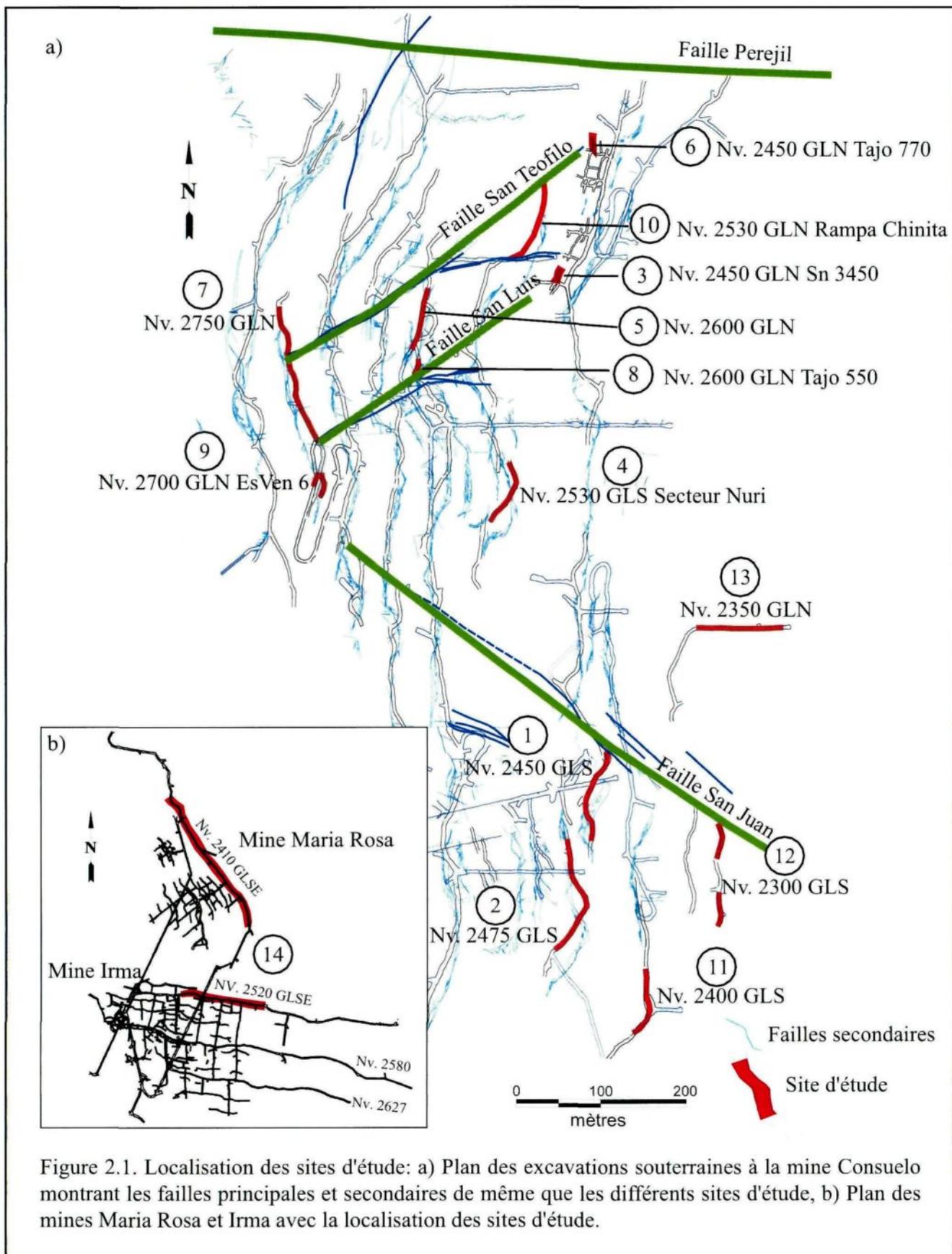
## CHAPITRE II

### DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDE

#### 2.1 Introduction

Le présent chapitre vise à présenter de façon détaillée les données de terrain. Une approche descriptive site par site est préconisée afin d'exposer une plus grande quantité d'informations. Les sites ont d'abord été choisis en fonction de leur pertinence et de leur accessibilité. Au total, treize sites ont été visités et étudiés à la veine Consuelo en plus de quelques observations faites aux veines Maria Rosa et Irma (Figure 2.1). Pour chacun des sites d'étude, la localisation, les données cartographiques, la lithologie encaissante, la veine et sa minéralisation, l'altération hydrothermale, certaines observations pétrographiques, et le cadre structural seront discutés en détail. Une synthèse des éléments les plus pertinents à l'établissement d'un modèle de mise en place et des contrôles structuraux, exposés au chapitre suivant, sera présentée sous forme de sommaire à la fin de chaque site.

- 1- Site Nv. 2450 GLS
- 2- Site Nv. 2475 GLS
- 3- Site Nv. 2450 GLN Snv. 3450
- 4- Site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri
- 5- Site Nv. 2600 GLN
- 6- Site Nv. 2450 GLN Tajo 770
- 7- Site Nv. 2750 GLN
- 8- Site Nv. 2650 GLN Tajo 550
- 9- Site Nv. 2700 GLN EsVen 6
- 10- Site Nv. 2530 GLN Rampa Chinita
- 11- Site Nv. 2400 GLS
- 12- Site Nv. 2300 GLS
- 13- Site Nv. 2350 GLN
- 14- Site Nv. 2410 GLSE (Veine Maria Rosa et Irma)



## 2.2 Nv. 2450 GLS – Veine Consuelo

### 2.2.1 Localisation

Ce site d'étude est situé au niveau 2450 et fait partie du vecteur minéralisé sud. L'accès se fait par le portail d'accès ou « *boca mina* » du même niveau qui représente l'un des accès principaux de la mine Consuelo. L'exposition de la veine y est relativement bonne et a permis la cartographie de plus de 75 m de galerie couvrant le vecteur minéralisé sud d'une extrémité à l'autre. L'attitude moyenne de la veine est  $005^{\circ}/40^{\circ}$ . Les cartographies, présentées aux figures 2.2, 2.3 et 2.4, sont des coupes longitudinales à regard vers l'ouest. Elles ont permis d'observer une multitude de textures comprises dans une veine composite épaisse et modérément ondulée en forme de sigmoïde située près de l'intersection avec une faille majeure, soit la faille San Juan. La veine s'amincit graduellement vers le sud pour devenir une veine métrique faiblement minéralisée. L'abondance des sulfures près de l'extrémité nord et leur observation en microscopie a aussi permis d'établir certaines bases en rapport à la séquence paragénetique.

### 2.2.2 Cadre lithologique

L'encaissant est essentiellement une diorite microgrenue dominée par les plagioclases (~60%), les minéraux mafiques (~30-35%) incluant hornblende et biotite, et le quartz (5-10%). La diorite est très homogène à l'échelle de la galerie. Quelques enclaves plurimétriques fortement métamorphisées sont observées au mur de la veine près de l'extrémité nord. Ces xénolites, que l'on reconnaît à leur couleur verdâtre foncée et leur composition riche en amphibole, carbonate et épidote d'altération, sont interprétés comme étant des fragments infra-siluriens de cornéennes provenant de la Formation de Contaya. Un dyke mafique subvertical et orienté E-O ( $230^{\circ}/80^{\circ}$ ) a également été observé au nord de la faille San Juan. En lame mince, il est composé à plus 80% de plagioclases tabulaires micro-millimétriques en plus de quelques phénocristaux de 2-5mm, et de la hornblende intergranulaire faiblement chloritisée. La détermination optique de la composition d'une dizaine de grains de plagioclases par la méthode de Michel-Lévy

(voir entre autre Glazner, 1980) basée sur l'angle d'extinction des mâcles de l'albite donne une composition variant de Al<sub>55</sub>An<sub>45</sub> (andésine) à Al<sub>45</sub>An<sub>55</sub> (labradorite). Ce dyke montre un métamorphisme de contact restreint et est recoupé par une faille secondaire de même attitude que les failles majeures du secteur, soit 250°/39°. Malgré l'absence d'évidences de recoupement avec les veines, ces dykes sont considérés tardifs dans l'histoire magmatique et hydrothermale du Batholite de Patáz (Schreiber et *al.* 1990; Haeberlin 2002) et pourraient représenter une unité synvolcanique associée aux basaltes de la Formation de Lavasèn (Oré-Sanchez 2006; L. Ruiz, comm. pers.).

### 2.2.3 Veine et minéralisation

Comme le site présente une veine ayant des caractéristiques fortement variables d'une extrémité à l'autre, les descriptions se feront selon trois (3) secteurs spécifiques, soit le sud, le central et le nord.

#### 2.2.3.1 Partie sud

La veine exposée à l'extrémité sud de la galerie (Figure 2.2a) est composée principalement de quartz bleu-gris avec une faible quantité de sulfures, surtout la galène. Les teneurs sont très faibles, ne dépassant que localement les 3 g/t Au. La veine exhibe une asymétrie particulièrement notable avec, au toit, un contact rectiligne caractérisé par une épaisse bande de cisaillement (Figures 2.2b et 2.2c), et au mur, un contact franc et ondulant (Figure 2.11a). L'épaisseur de la veine est très variable passant d'une structure cisailée sans quartz ou structure principale<sup>1</sup> à une veine d'environ deux (2) mètres d'envergure. La minéralisation se présente généralement au toit de la veine sous forme d'amas ou accessoirement comme sulfures disséminés. Quelques fragments décimétriques à métriques de diorite massive non-foliée s'observent isolés à l'intérieur de la veine. Finalement, on remarque une veine secondaire d'épaisseur décimétrique au mur de la veine principale (Figure 2.2d). Elle est composée de quartz blanc et de pyrite laminée, ce qui suggère plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage.

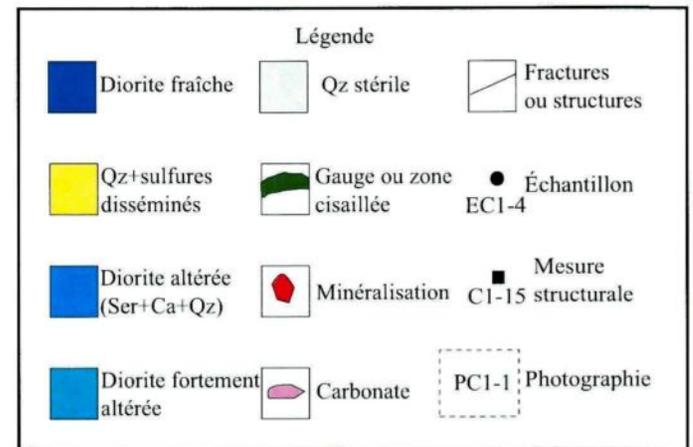
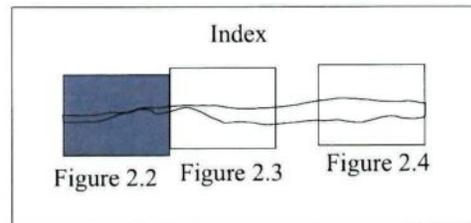
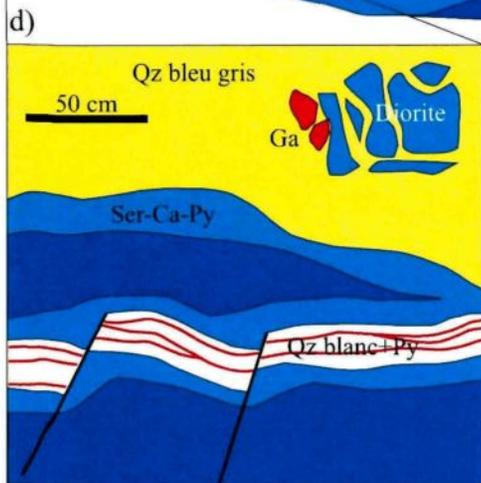
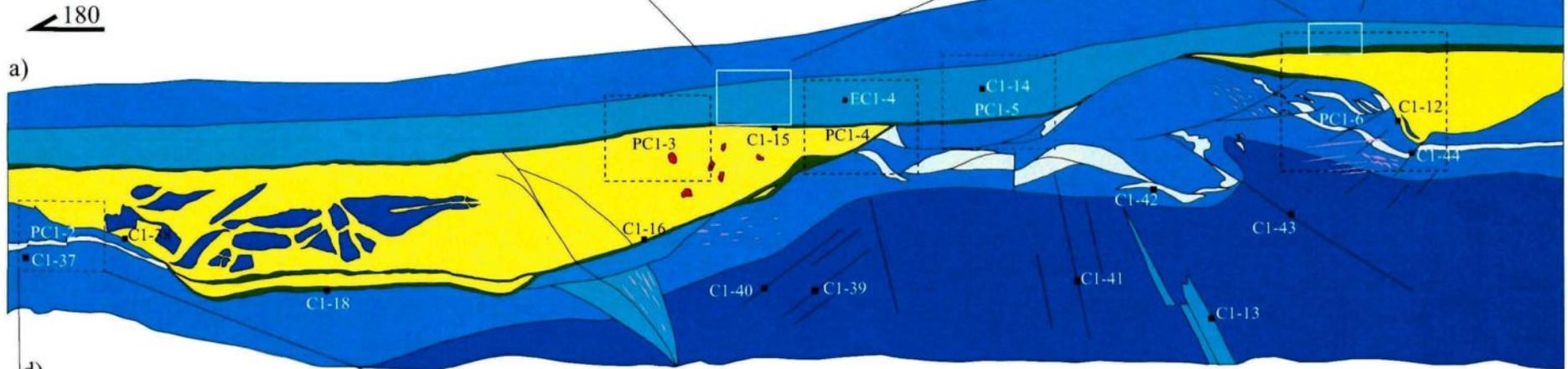
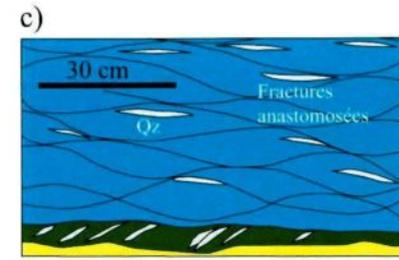
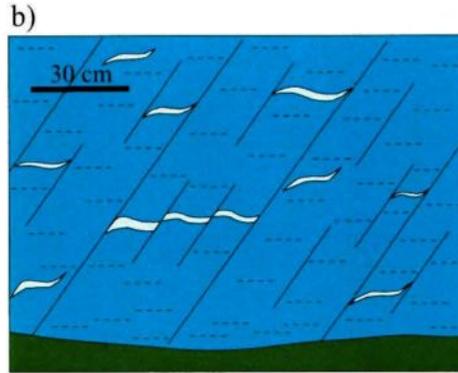
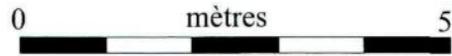
---

<sup>1</sup> La structure principale ou plan principal fait référence à une zone structurée et altérée avec ou sans remplissage hydrothermal située dans le prolongement de la veine Consuelo.

Figure 2.2 Site Nv.2450 GLS Partie sud

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou



### 2.2.3.2 Partie centrale

La partie centrale de la galerie (Figure 2.3a) montre une veine très irrégulière avec plusieurs plans de décollement (Figure 2.3b) qui forment des relais, isolent les zones stériles, les zones de brèches, les zones schisteuses à chlorite fortement altérées et les zones minéralisées. Une zone à quartz blanc massif et stérile s'observe au toit de la veine et semble représenter un événement distinct dans la séquence de remplissage. Tout comme à l'extrémité sud de la veine, les sulfures ne représentent qu'une faible proportion de la veine (<10%) et les teneurs sont faibles (3-5 g/t) à l'exception de quelques pointes allant jusqu'à >75 g/t près d'une monterie où une lentille de sulfures semi-massifs est observée. Cette zone comprend des cristaux idiomorphes de quartz blanc sans contrôle directionnel apparent, recouvert de pyrite, arsénopyrite, galène et sphalérite.

### 2.2.3.3 Partie nord

La partie nord montre une veine composite particulièrement épaisse (>5 m) et riche en sulfures (Figure 2.4a). Les teneurs y sont très variables (3-30g/t Au) mais, en moyenne, plus élevées que le secteur sud ou central (~15 g/t Au). On retrouve, en ordre d'importance, la pyrite, la galène, la sphalérite et l'arsénopyrite. Outre les lentilles métriques de pyrite ± arsénopyrite massives, plusieurs textures apparemment primaires y ont été préservées. On note principalement les lamines de sulfures et matériel riche en séricite (Figure 2.5a), le remplissage d'espaces ouverts (*void*), les textures cristallines en peigne (*comb*) (Figure 2.5b), de même que la texture dendritique (Figure 2.5c) et incrustante (Figure 2.5d). Tel qu'illustré à la figure 2.6, une représentation schématique de la veine à morphologie composite dans cette zone comprend, du mur au toit,

1. un contact franc à petites lamines et fragments de diorite allongés,
2. une zone à cristaux de quartz idiomorphes en peigne recouverts de pyrite, galène et sphalérite,
3. une épaisse zone à galène et sphalérite à texture incrustante et dendritique dans un mélange de quartz blanc et bleu-gris,

Figure 2.3 Site Nv. 2450 GLS Partie centrale  
 Cartographie E. Tremblay, UQAC  
 Projet Poderosa, Pérou  
 0 mètres 5

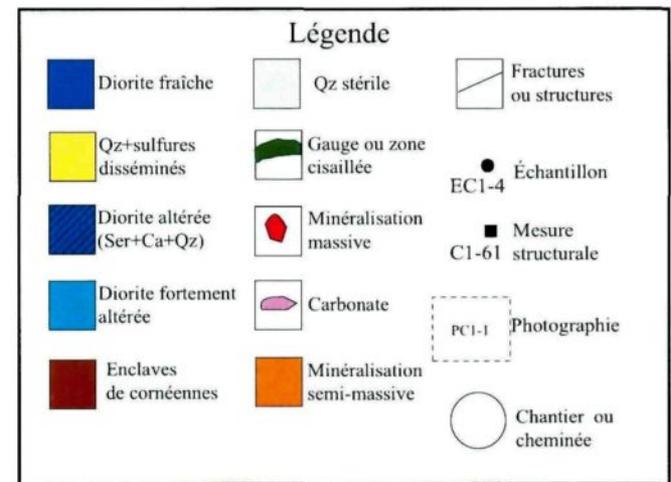
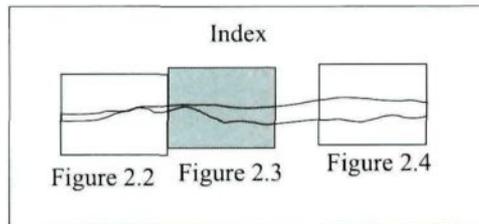
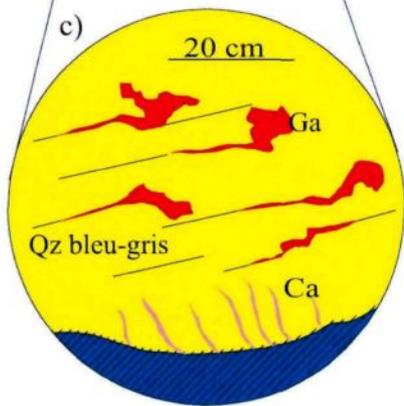
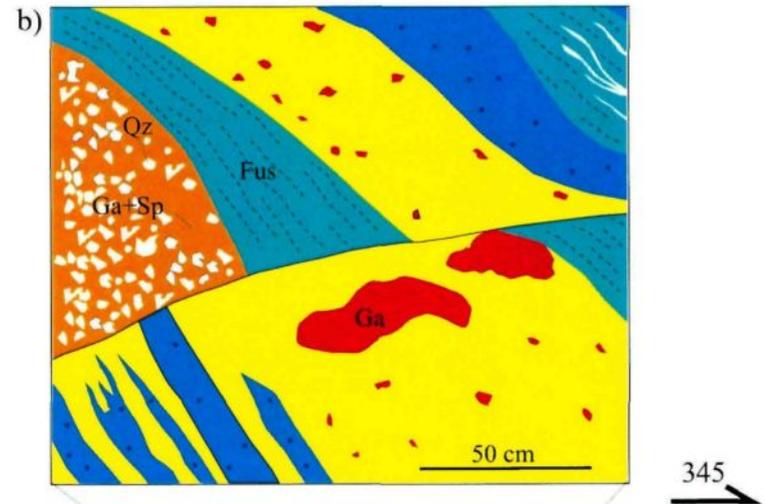
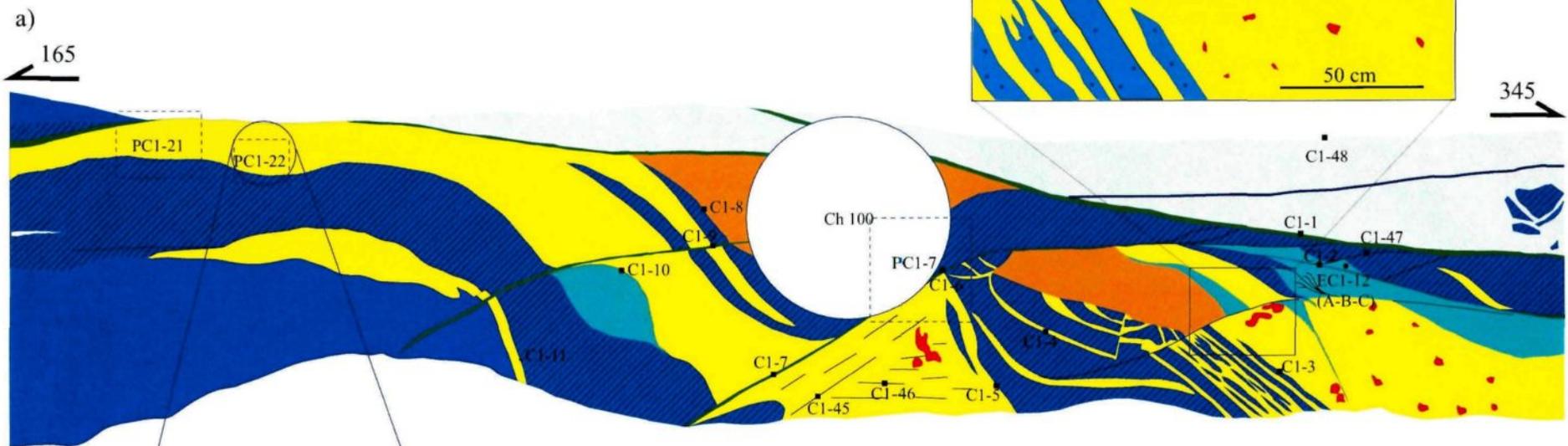
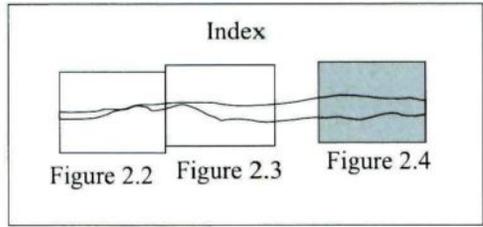
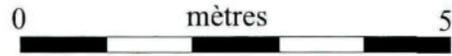


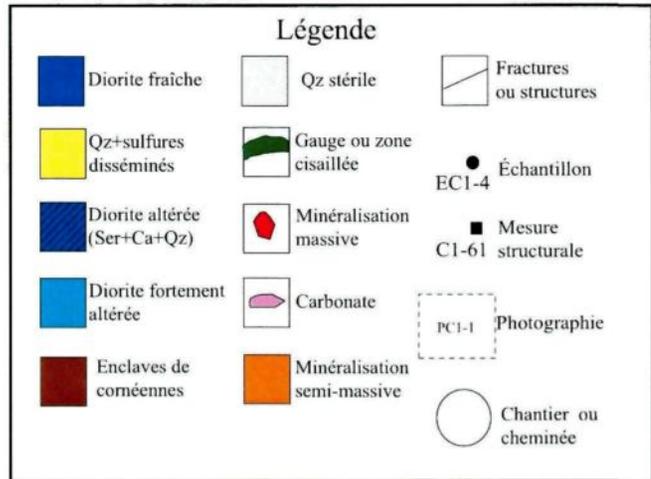
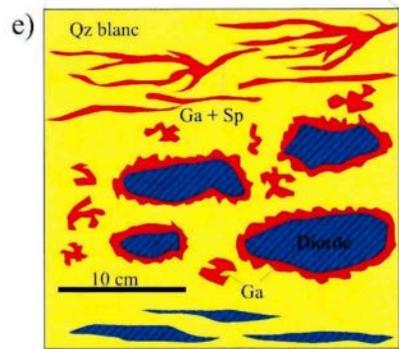
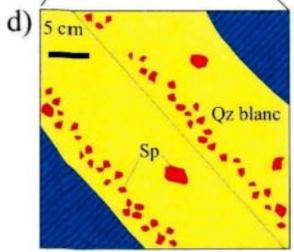
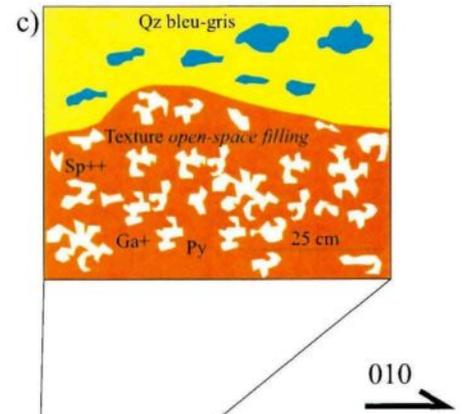
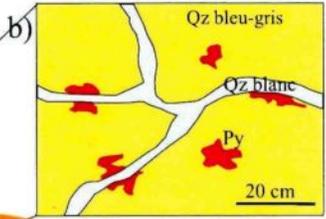
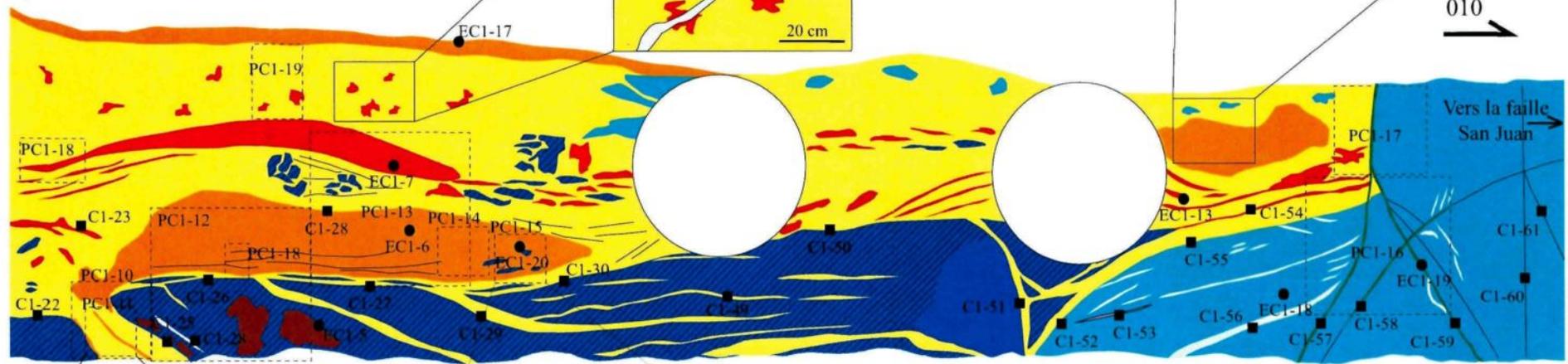
Figure 2.4 Site Nv. 2450 GLS Partie nord

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou



a) 190



4. une zone à fragments d'éponte altérés et non-foliés,
5. une lentille massive à  $Py+Aspy\pm Ga\pm Sp$  d'épaisseur décacentimétrique recouvrant un quartz blanc idiomorphe à texture en peigne, et finalement
6. une épaisse zone de quartz bleu-gris contenant surtout de la pyrite et arsénopyrite en petites veinules ou en amas, le tout recoupé par du quartz blanc stérile et tardif.

Une veine secondaire variant de 30 à 50 cm d'épaisseur et encaissée dans une enclave de cornéenne se retrouve au mur de la veine principale. Des textures à quartz idiomorphe en peigne le long des marges et sans contrôle directionnel au centre, et dont les porosités intercrystallines sont remplies de galène, sphalérite et pyrite s'y retrouvent.

Les observations en lame mince du quartz et des différents faciès à sulfures de la partie nord de la veine ont permis d'établir quelques relations entre les différentes phases de la paragenèse minérale et métallique. Le quartz précipite tout d'abord sous forme de cristaux idiomorphes millimétriques à centimétriques désigné *q1*. Selon les observations de terrain recueillies sur les différents sites visités, ce quartz représente le minéral de gangue le plus significatif en proportion de la veine Consuelo. On retrouve ensuite un quartz microcristallin, désigné *q2*, qu'on remarque sur le terrain à sa couleur bleu-gris. Celui-ci recouvre les cristaux ou remplit les fissures du quartz *q1* et de la pyrite fracturée. Finalement, on remarque des veinules de quartz blanc massif et stérile plus tardives (*q3*) qui recoupent les sulfures, les cristaux idiomorphes *q1* et le quartz microcristallin *q2*.

Les sulfures de première génération consistent surtout en une pyrite millimétrique (*py1*) avec arsénopyrite qui se forme en intercroissance et sur sa bordure (*aspy1*). La sphalérite et la galène se présentent surtout sous forme de remplissage dans les cavités intercrystallines du quartz idiomorphe *q1* ou comme sulfures matriciels dans la pyrite *py1* fortement broyée. De petites exsolutions de chalcopryrite parsèment la sphalérite et plus localement la galène. On remarque aussi une deuxième génération de pyrite (*py2*) et arsénopyrite (*aspy2*) en petits cristaux idiomorphes souvent observés à l'intérieur des grains de sphalérite et de galène.

Figure 2.5

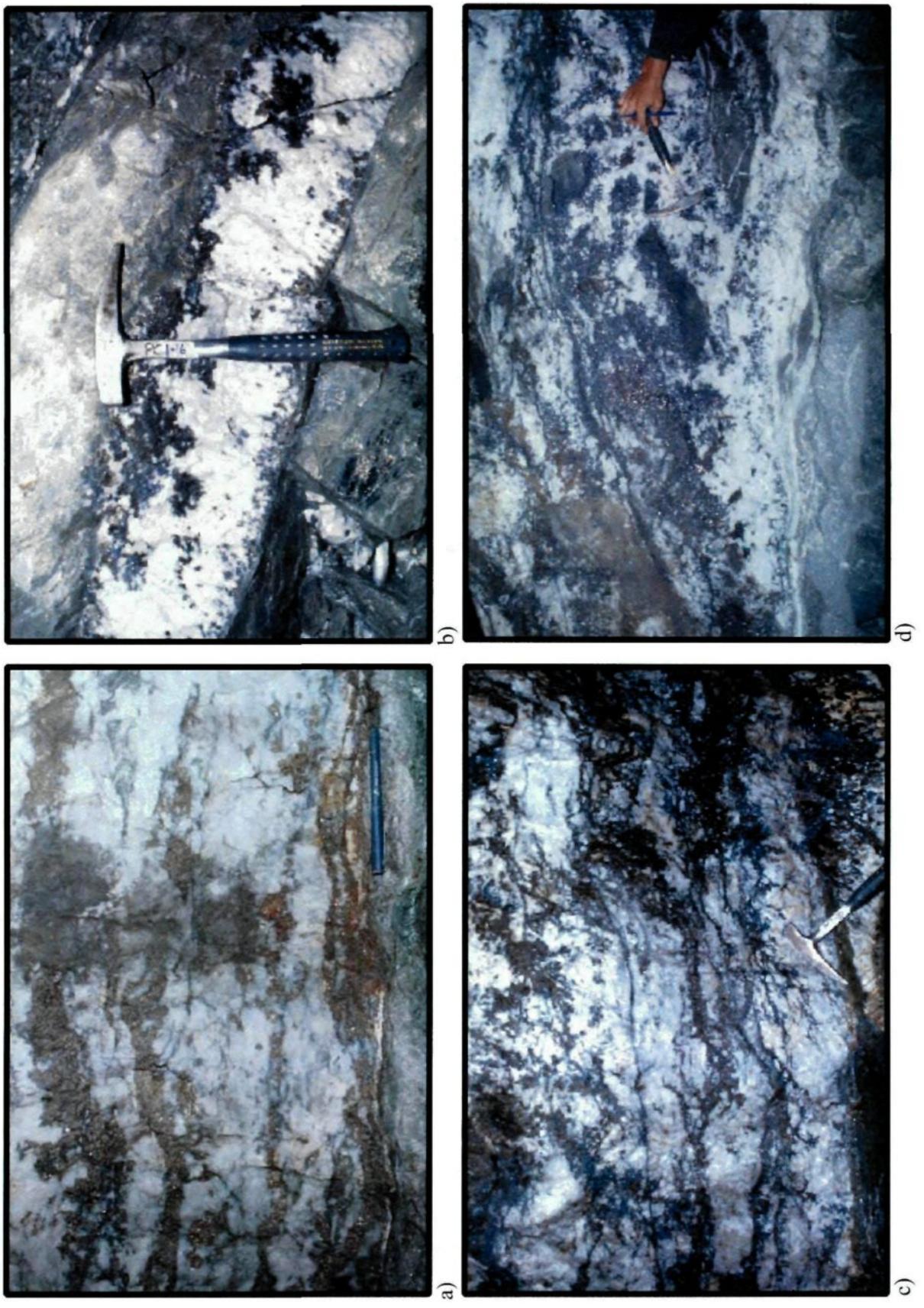


Figure 2.5. Textures intra-filoniennes du site Nv. 2450 GLS

- a) Lames de sulfures le long du contact basal de la veine principale. Les lames sont composées principalement de pyrite et arsénopyrite et représentent plusieurs incréments d'ouverture et de remplissage de type crack-seal. Photo PC1-20.
- b) Veine secondaire encaissée au contact avec un large fragment de cornéennes au mur de la veine principale. On remarque des cristaux de quartz idiomorphe en peigne dans la partie inférieure de la veine et des cristaux sans orientation préférentielle de type voïde dans la partie supérieure de la veine. Le matériel intercrystallin est surtout constitué de sphalérite, galène et pyrite. Photo PC1-11.
- c) Micro-veinules interconnectées de sphalérite et galène injectant le quartz blanc massif q1 et formant des textures de type dendritique. Photo PC1-14.
- d) Faciès riche en galène se concentrant aux pourtours des fragments de diorite incorporés à la veine et formant des textures de type incrustante. Les fragments sont fortement altérés en séricite-carbonates-quartz-pyrite mais ne montrent aucune évidence de déformation. Photo PC1-15.

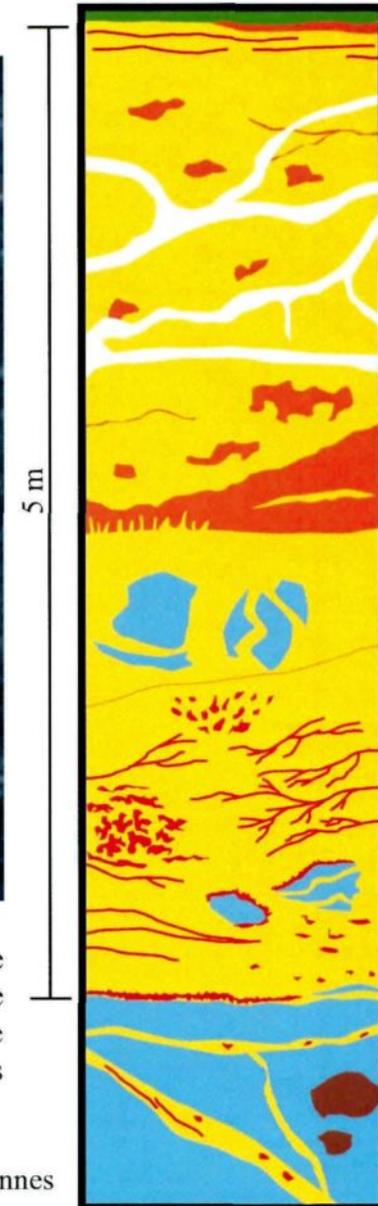


Figure 2.6. Veine à morphologie composite du site Nv. 2450 GLS. Le mur de la veine est composé de diorite altérée avec xénolites de cornéennes et veines secondaires faiblement minéralisées. La veine principale est composée d'une variété de faciès distincts. On retrouve entre autres les lamines de "crack-seal", la texture dendritique et incrustante, les zones à fragments d'épontes altérés, les lentilles de sulfures massifs et le quartz idiomorphe en peigne. Photo PC1-13.

Gouge
  Quartz blanc  $q3$ 
 Sulfures
  Quartz  $q1+q2$ 
 Diorite altérée
  Cornéennes

#### 2.2.4 Altération

L'altération en séricite, chlorite, pyrite, quartz et carbonates (phylitique-propylitique) est concentrée dans les premiers mètres de la diorite qui encaisse la veine mais aussi le long des veines secondaires situées à la base de la veine principale. La pyritisation est surtout concentrée dans les premiers centimètres en bordure de la veine et à l'intérieur des enclaves de diorite isolées dans la veine. Malgré l'épaisseur importante de la veine qui rend plus difficile l'observation des épontes puisque occupant presque toute la galerie, l'altération semble s'intensifier dans la partie nord de la galerie près de la faille San Juan où elle atteint localement deux (2) mètres. La partie sud de la galerie montre une altération visible qui s'estompe rapidement et est restreinte au premier mètre aux pourtours de la veine. La zone de boue de faille (*gouge*) observée dans la bande cisailée au toit de la veine du secteur sud montre une altération argileuse de couleur gris pâle riche en séricite-chlorite. Ce type d'altération pourrait résulter de l'interaction avec les eaux météoritiques (Oré-Sanchez 2006). Le dyke andésitique montre une altération en épidote avec pyrite et chlorite secondaire. Finalement, un échantillon du niveau 2450 Cortada 0 dans une diorite fraîche située à plus de 200 mètres de la veine Consuelo montre une faible altération des plagioclases en séricite et une faible chloritisation de la hornblende. Ce phénomène est interprété comme le résultat de l'altération deutérique plutôt qu'à l'altération hydrothermale (Oré-Sanchez 2006).

#### 2.2.5 Cadre structural

Plusieurs éléments de déformations ductile et fragile sont représentés au site 2450 GLS. La veine de la zone sud et centrale est tout d'abord caractérisée par une bande cisailée d'environ un (1) mètre au toit, composée de diorite mylonisée et cataclasée. On y reconnaît des fractures anastomosées (Figure 2.2d), une schistosité bien développée, des lentilles centimétriques de quartz boudinées (Figure 2.2b) et de petits horizons de boue de faille (*gouge*). Toutes ces structures sont recoupées par de petites failles fragiles OSO-ENE à mouvement apparent normal. Ces failles postdatent la déformation ductile et ne semblent pas affecter la veine mais se butent plutôt au plan de décollement développé

au toit, indiquant la réactivation de celui-ci. Un lien temporel entre cette réactivation et le déplacement le long de ces failles est envisageable. Finalement, une famille de petites failles fragiles OSO-ENE à mouvement apparent normal affecte une veine secondaire au mur de la veine principale.

Le mur se caractérise par un contact ondulant et faiblement cisailé. De petites fentes d'extension tardives en forme de sigmoïdes remplies de carbonates peuvent être observées le long du contact basal et représentent un événement tardif. Plusieurs familles de fractures, communément remplies par le quartz et plus localement par des carbonates, sont développées au mur de la veine principale. Finalement, un plan de faille secondaire orienté N-S à pendage fort vers l'est présente des stries de glissement (*slickenlines*) et imbrications d'écailles qui indiquent un dernier mouvement normal à faible composante senestre. La déformation semble plus faiblement développée dans le secteur nord où une veine composite épaisse s'observe. Des veines secondaires au mur de la veine principale sont ainsi exemptes d'évidences de déformation.

### 2.2.6 Faille San Juan

D'orientation moyenne  $315^{\circ}/74^{\circ}$ , la faille San Juan fait partie d'une famille de failles sécantes ou *transversales* orientées E-O à ENE-ESE. Cette zone de faille délimite l'extrémité nord du vecteur minéralisé sud. Au niveau 2450, la faille déplace la veine de façon senestre sur près de 85 mètres. Une composante-rejet direction de 36 mètres a été documentée aux niveaux supérieurs (2600 et 2650) et suggère une faille en extension (normale) avec composante de rotation (Oré-Sanchez 2006). La zone de faille est représentée par une épaisse zone d'altération à chlorite et séricite de quelques mètres à quelques dizaines de mètres en périphérie d'une série de plans parallèles, épais de quelques centimètres et remplis de boue de faille riche en carbonates, séricite et chlorite (Figure 2.7a). En bordure de cette boue de faille, on remarque des roches cohésives fortement cataclasées et plus localement une mince zone de pseudotachylite (Figure 2.7b). Plusieurs cavités ouvertes (*vugs*) s'observent maintenant à l'intérieur de la zone de faille et contiennent de petits cristaux idiomorphes de calcite le long de leurs parois.

Figure 2.7

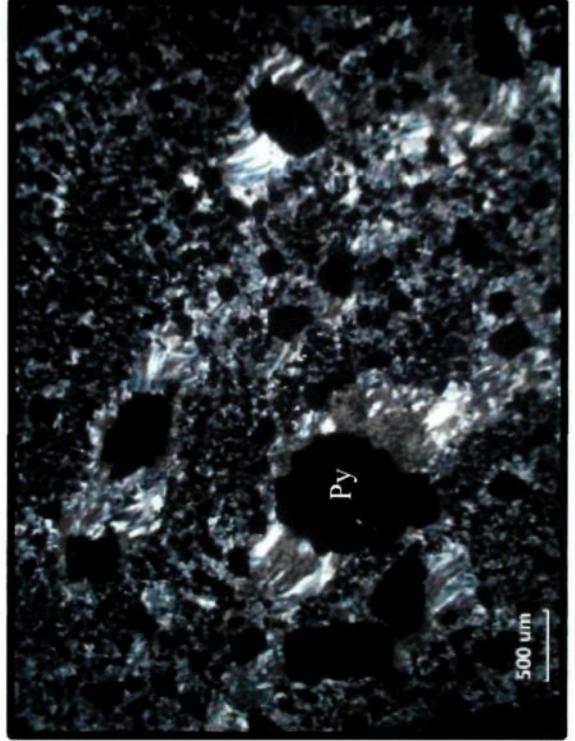
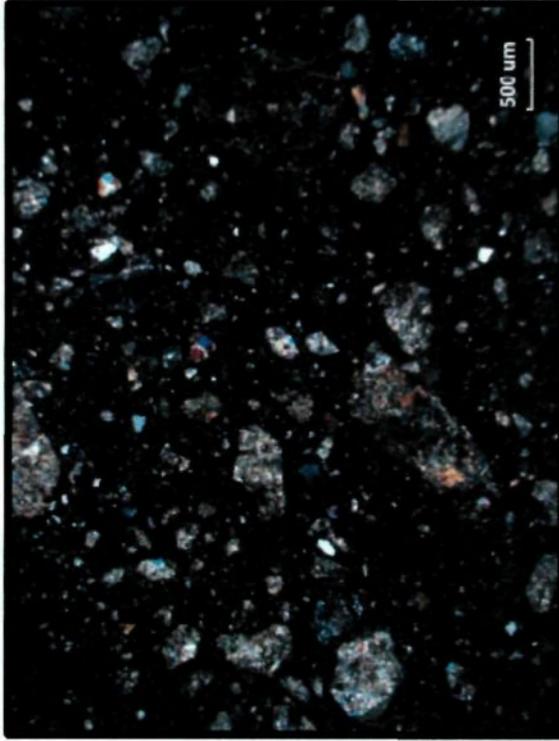
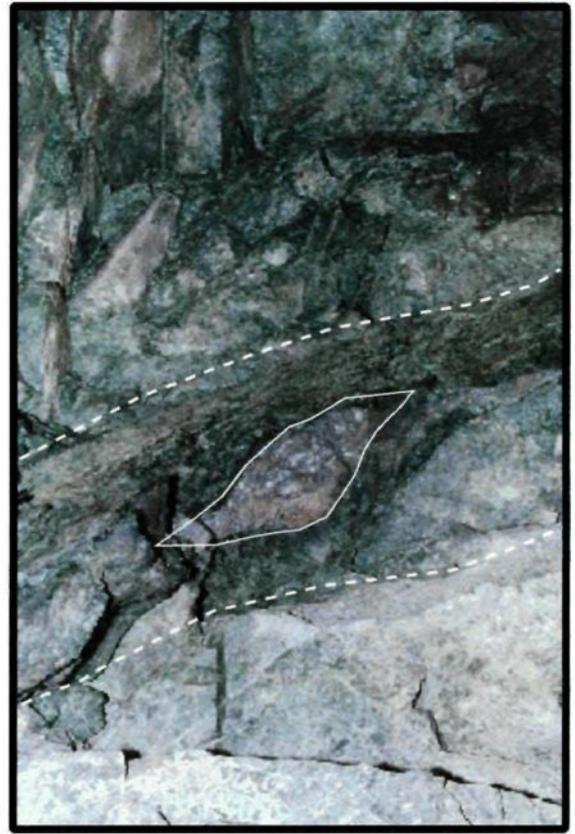


Figure 2.7. Faille San Juan

- a) Faille subordonnée à la faille San Juan montrant une épaisse zone schisteuse et chloriteuse remplie de boue de faille et injectée de veinules de quartz au centre. Photo PC1-8.
- b) Roche fortement cataclasée avec matrice vitreuse et clastes sub-arrondis correspondant à une pseudotachylite. Échantillon EC1-19, Lumière polarisée, 25x
- c) Lentille discontinue de sulfures semi-massifs composée de quartz-galène-pyrite-sphalérite-arsénopyrite-or. La lentille est encaissée dans la faille San Juan et est fortement affectée par la déformation ductile. Photo PC1-23.
- d) Franges de pression composées de quartz et formées aux pourtours de grains de pyrite fortement cataclasés. L'échantillon provient d'une lentille de quartz-sulfures encaissée dans la faille San Juan. Échantillon EC1-17, Lumière polarisée, 25x

Finalement, des stries de glissement à composante pendage ont été observées le long du plan de faille et suggèrent un dernier mouvement normal ou inverse.

Des lentilles ou lambeaux décimétriques à métriques de sulfures semi-massifs sont encaissées dans la faille principale (Figure 2.7c). On y retrouve de la pyrite cataclasée et arsénopyrite dans une matrice de galène, sphalérite et quartz. La déformation ductile y est matérialisée par le quartz à extinction roulante et fortement disloqué, et le quartz en forme de franges de pression aux pourtours des grains de pyrite (Figure 2.7d). Ces observations semblent suggérer une superposition de la déformation. Haeblerlin (2002) a lui aussi identifié quelques petites lentilles de quartz aurifère et montré la présence d'or (1-3 g/t Au) à l'intérieur de ces failles. Il est toutefois difficile d'inférer un lien génétique avec le passage de fluides hydrothermaux plutôt qu'à l'entraînement de fragments de veine lors d'une réactivation tardive.

### 2.2.7 Sommaire

Les éléments suivants sont retenus pour le site 2450 GLS :

- La veine montre de grandes variations d'épaisseur pouvant passer d'une structure cisailée sans quartz à une veine atteignant plus de 5 m de puissance.
- Le contenu en sulfures et les teneurs en or sont plus élevés au voisinage de la faille San Juan, là où la veine est la plus épaisse.
- Là où la veine est la plus épaisse, on reconnaît au moins six (6) faciès distincts démontrant le caractère épisodique de la genèse de la veine et l'évolution de la composition et/ou des conditions physico-chimiques des fluides hydrothermaux et/ou des conditions de P-T, aussi exprimée par une paragenèse multi-stages.
- La paragenèse comprend au moins trois (3) générations de quartz, deux (2) générations de pyrite-arsénopyrite et une (1) génération de galène-sphalérite-chalcopryrite.
- La veine montre une variété de textures intra-filoniennes interprétées comme étant primaires. Celles-ci sont dominées par le quartz idiomorphe (peigne et voïde)

formant des textures de remplissage d'espaces ouverts et les textures d'ouverture-remplissage en plus des textures laminées, dendritiques et incrustantes.

- Plusieurs fragments d'épontes anguleux sont encaissés dans la veine et n'exhibent aucune évidence de déformation.
- La veine montre une asymétrie marquée avec un contact rectiligne et déformé au toit et un contact franc et particulièrement ondulant au mur.
- Le toit de la veine semble former une interface rhéologique idéale pour la concentration de la déformation. On y observe ainsi une large bande schisteuse formée de diorite mylonisée/cataclasée, et le développement de fractures anastomosées et de plans de décollement réactivés tardivement.
- Les relations de recoupement entre les différents éléments ductiles et fragiles tendent à confirmer une tectonique polyphasée associée à l'orogénie andéenne.
- La faille San Juan est une faille normale à composante rotationnelle qui borde la limite nord du vecteur minéralisé sud. Cette structure est l'hôte de quelques lentilles de quartz-sulfures et son empreinte consiste, entre autre, en une large zone altérée en chlorite et séricite.

## **2.3 Nv. 2475 GLS – Veine Consuelo**

### **2.3.1 Localisation**

Ce site d'étude est situé au niveau 2475 et est accessible par la rampe Ena. Celle-ci fait le lien entre les deux niveaux desservis par portail, soit les niveaux 2630 et 2450. Les cartographies sont des coupes longitudinales à regard vers l'ouest et couvrent près de 100 mètres de galerie. Elles ont été réparties en deux (2) secteurs, soit près de l'entrée nord (Figure 2.8) et à l'extrémité sud de la galerie (Figure 2.9). Le secteur nord est partiellement contenu dans le vecteur minéralisé sud tandis que l'extrémité sud n'est que faiblement minéralisée et ne fait partie d'aucun vecteur connu. La veine montre une attitude moyenne de  $001^{\circ}/46^{\circ}$  avec des pendages relativement constants à l'échelle de la galerie. La contribution du secteur émane des multiples brèches qu'on y observe et de la déformation fragile qui modifie considérablement la morphologie de la veine.

### **2.3.2 Cadre lithologique**

L'envergure de la veine, combinée à la géométrie de la galerie, rend difficile l'observation d'épontes non-altérées mais on reconnaît tout de même une diorite microgrenue au mur. On note également que la composition de la diorite du secteur nord est plus riche en minéraux ferromagnésiens que dans le secteur sud et pourrait correspondre à la diorite à hornblende décrite par Oré-Sanchez (2006). Le passage entre ces deux (2) unités se fait graduellement, avec une augmentation progressive du contenu en minéraux mafiques de 25% pour la diorite jusqu'à environ 60% pour la diorite à hornblende.

### **2.3.3 Veine et minéralisation**

#### **2.3.3.1 Secteur nord**

La veine du secteur nord montre beaucoup de similitudes avec la partie nord du niveau inférieur (2450 GLS - Partie nord). Elle possède une épaisseur moyenne d'environ 2.5 mètres, atteignant localement plus de 3.5 mètres (Figure 2.8). Le remplissage hydrothermal comprend surtout le quartz blanc *q1* à plus de 75% avec une faible quantité de sulfures (<10%) dont, par ordre d'importance, la galène, la sphalérite, la pyrite et

l'arsénopyrite. Les teneurs sont généralement faibles et varient entre 1 et 4 g/t Au mais des échantillons ayant titrés jusqu'à 15 g/t sont observés dans les zones à pyrite laminée et celles à cristaux idiomorphes de quartz blanc recouverts de galène, sphalérite et pyrite plus massive. Ces zones sont d'ailleurs similaires aux zones décrites dans la partie centrale de la galerie 2450 GLS.

En général, la veine montre une zone à enclaves de diorite très altérées avec quartz bleu-gris et lentilles de sulfures semi-massifs au toit. La majeure partie de la veine est toutefois composée de quartz blanc stérile ou à faible contenu en sulfures disséminés avec fragments d'éponte non-déformés. La densité de ces enclaves de diorite augmente vers le sud pour former de larges zones de brèches dans le secteur central et non-cartographié de la galerie. La taille des fragments présente une distribution bimodale avec,

- a. de larges fragments métriques et anguleux modérément altérés dont l'axe long est orienté parallèlement à l'attitude de la veine, et plus localement montrant une faible rotation ( $<45^\circ$ ) suite à la fracturation critique (Jébrak 1997) et,
- b. de plus petits clastes centimétriques à décimétriques arrondis et fortement altérés dans lesquels la texture ignée est préservée mais la minéralogie primaire est complètement remplacée. Certains fragments apparaissent en voie d'être oblitérés complètement par l'attaque chimique des fluides hydrothermaux et forment des fragments fantômes (Figure 2.10a).

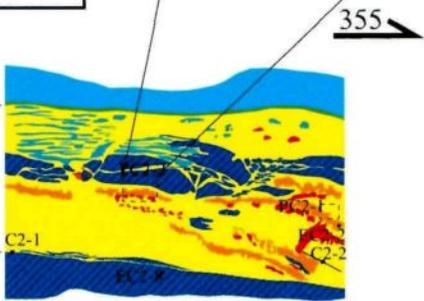
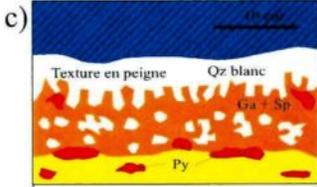
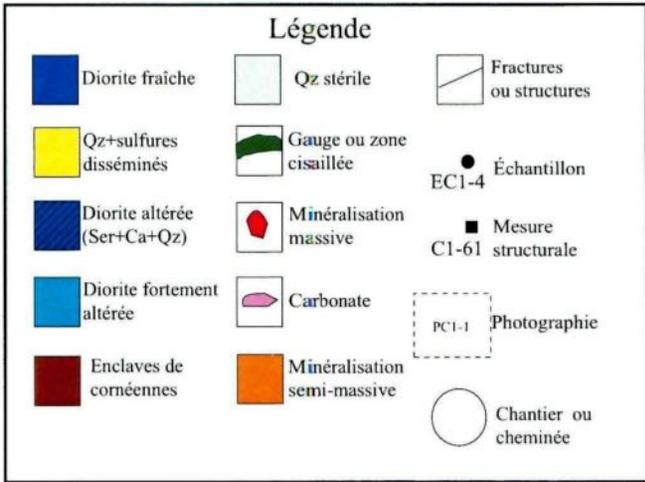
Les clastes les plus larges sont fragmentés et injectés par du quartz stérile ( $q1$  et/ou  $q3$ ) leur conférant des motifs en « casse-tête » (Figure 2.10b) typiques des brèches assistées par les fluides (Jébrak 1997). La bimodalité quant à la taille des fragments peut possiblement indiquer différents mécanismes de bréchification ou des périodes d'exposition aux fluides pressurisés plus ou moins longues. La bréchification « *in-situ* » s'exprime également par un réseau complexe de veinules de quartz injectant la diorite au mur de la veine principale et formant un *stockwerk*. Ce type de structures est

Figure 2.8 Site Nv. 2475 GLS Secteur nord

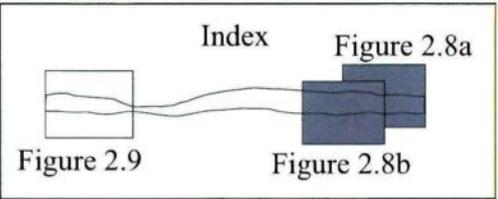
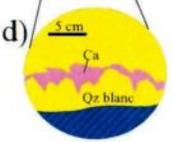
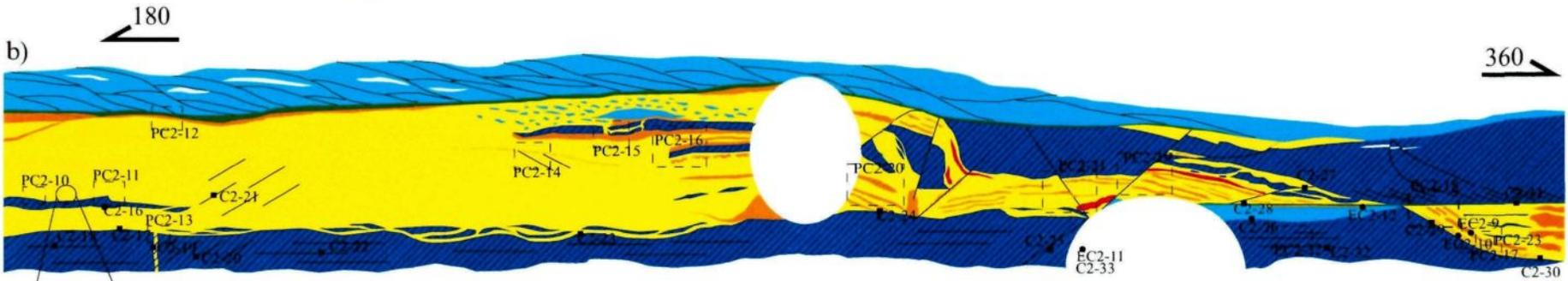
Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 5



Projection



caractéristique des veines d'extension et d'extension-oblique (Robert et Poulsen 2001). Dans la région de Patáz, ces structures ont toutefois été interprétées comme des veinules de Riedel et fentes de tension qui sont plutôt caractéristiques des veines formées dans les zones de cisaillement (Haerberlin 2002).

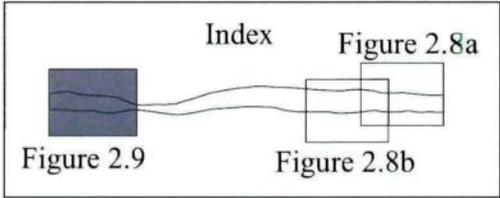
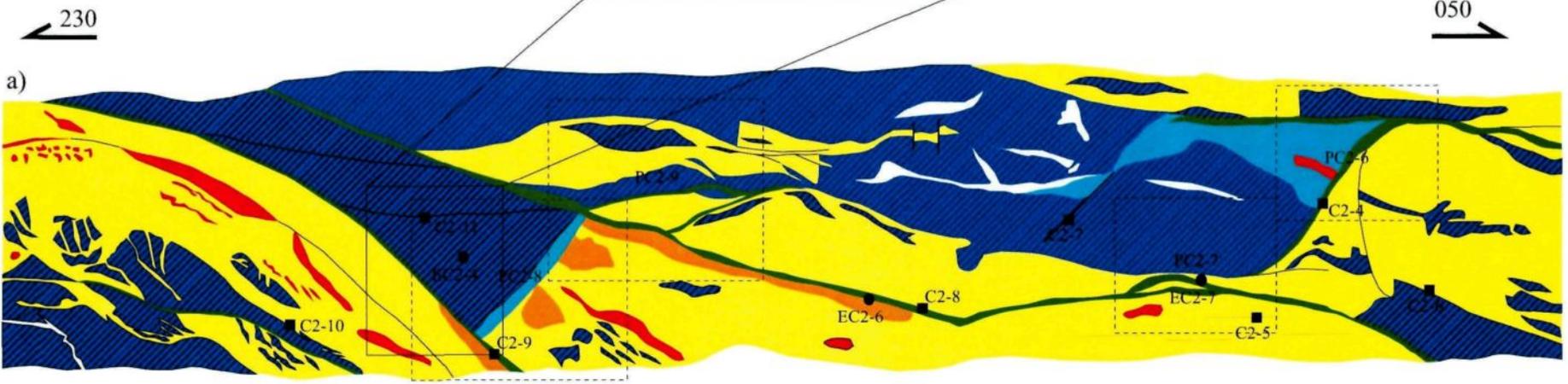
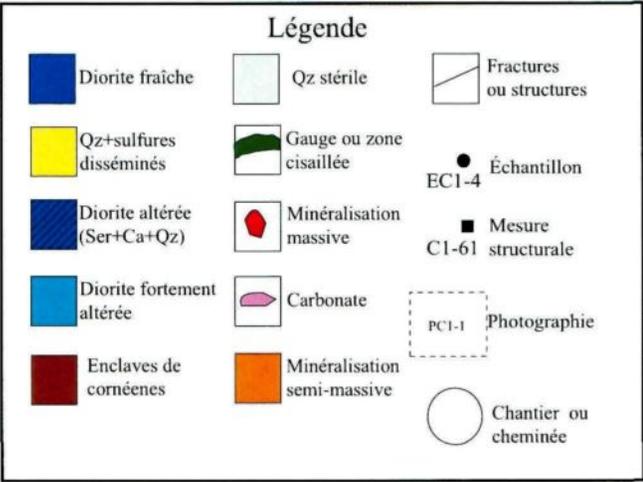
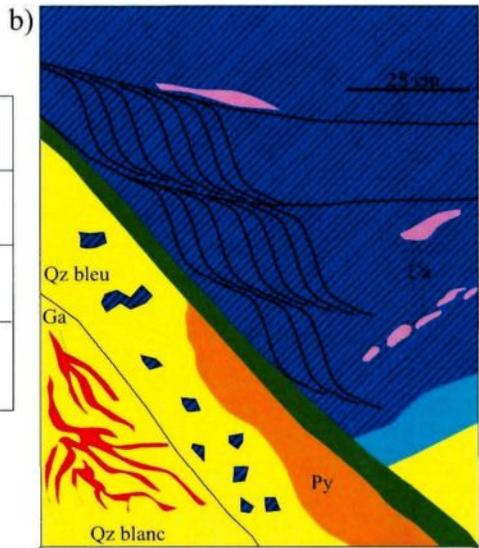
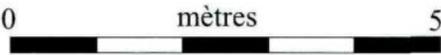
Les textures de remplissage d'espaces ouverts sont omniprésentes dans le secteur nord et sont interprétées comme des textures primaires. La croissance du quartz se fait sans contrôle directionnel apparent au centre de la veine et forme des textures en peigne le long de certains segments du contact basal et sommital de la veine. Cette observation laisse croire à une ouverture épisodique et complexe avec un taux de dilatation qui excède le taux de précipitation des minéraux hydrothermaux. Les cristaux de quartz en peigne s'observent aussi le long de certains fragments dioritiques de grandes dimensions et sont souvent recouvertes de carbonates et de sulfures (pyrite-galène-sphalérite) qui forment des encroûtements (Figures 2.10c et 2.10d). L'association spatiale qu'entretiennent ces minéraux suggère une précipitation synchrone.

En plus des zones à quartz idiomorphe et sulfures plus massifs, la minéralisation se présente sous forme de veinules, petites amas et lamines horizontales ou obliques (à pendage vers le nord) indiquant une ouverture complexe de la veine. Il est intéressant de noter que ces lamines obliques miment grossièrement le contact basal de la veine et montrent une relation angulaire avec le plan de décollement du toit qui les recoupe clairement (Figure 2.11b). Ceci permet d'inférer une superposition de la déformation sur des veines préexistantes.

### **2.3.3.2 Secteur sud**

Le secteur sud (Figure 2.9) montre une veine très irrégulière fortement affectée par la déformation cassante qui cause plusieurs chevauchements et duplications. L'épaisseur de la veine est donc très variable passant de deux (2) mètres à plus de quatre (4) mètres pour une veine dupliquée. Les teneurs sont généralement faibles variant entre 1 et 3 g/t Au et ne dépassant que localement les 5 g/t Au. Tout comme dans le secteur nord, les brèches et *stockwerks* sont abondants et surtout concentrés au mur de la veine. La taille des

Figure 2.9 Site Nv. 2475 GLS Secteur sud  
 Cartographie E. Tremblay, UQAC  
 Projet Poderosa, Pérou



fragments d'éponte constituant ces brèches est très variable dans un même secteur, pouvant passer de plusieurs mètres à quelques centimètres. La minéralisation est typiquement associée au quartz bleu-gris et se retrouve au toit de la veine. Les sulfures forment des zones semi-massives, de petites veinules et rubans irréguliers de galène ou des amas décimétriques de pyrite.

#### **2.3.4. Altération**

L'altération dominante est de type phyllique/propylitique et est surtout marquée par un fort blanchiment de la diorite résultant du lessivage des minéraux mafiques et de la séritisation des plagioclases. La pyritisation est concentrée dans les premiers 30 centimètres du contact avec la veine et dans les enclaves de diorite incorporées dans la veine. Le degré de pyritisation, qui résulte de l'interaction du soufre transporté par les fluides hydrothermaux avec les ions de fer contenus dans les minéraux mafiques (Oré-Sanchez 2006), reflète localement le contenu en minéraux ferromagnésiens de la diorite. Le secteur nord à diorite-hornblende exhibera donc une altération en pyrite plus intense que la diorite plus intermédiaire du secteur sud. Une faible chloritisation est aussi observée le long de certains plans schisteux au toit de la veine. Les limites du halo d'altération ne sont pas exposées à cet endroit.

#### **2.3.5 Cadre structural**

Une zone à fractures anastomosées compose le toit de la veine dans le secteur nord tandis que le mur est plutôt ondulant et mal défini. Une schistosité se développe en bordure de la veine, particulièrement dans le secteur sud de la galerie, et contient des petites lentilles de quartz boudinées et démembrées. Plusieurs failles normales orientées ENE-OSO et SE-NO recoupent la veine (Figure 2.11c) et sont elles-mêmes tronquées par des plans de décollement parallèles à la veine. Ceux-ci sont réactivés et permettent les chevauchements et duplications en réponse au raccourcissement (Figure 2.11d). L'angle de chute moyen des stries de glissement mesuré le long de la veine et des plans de décollement ( $(Ac(H))_{\text{moyen}} = 79^\circ$ ) semble indiquer un dernier mouvement à composante dominante pendage. On remarque finalement un réseau bien développé de fractures

Figure 2.10

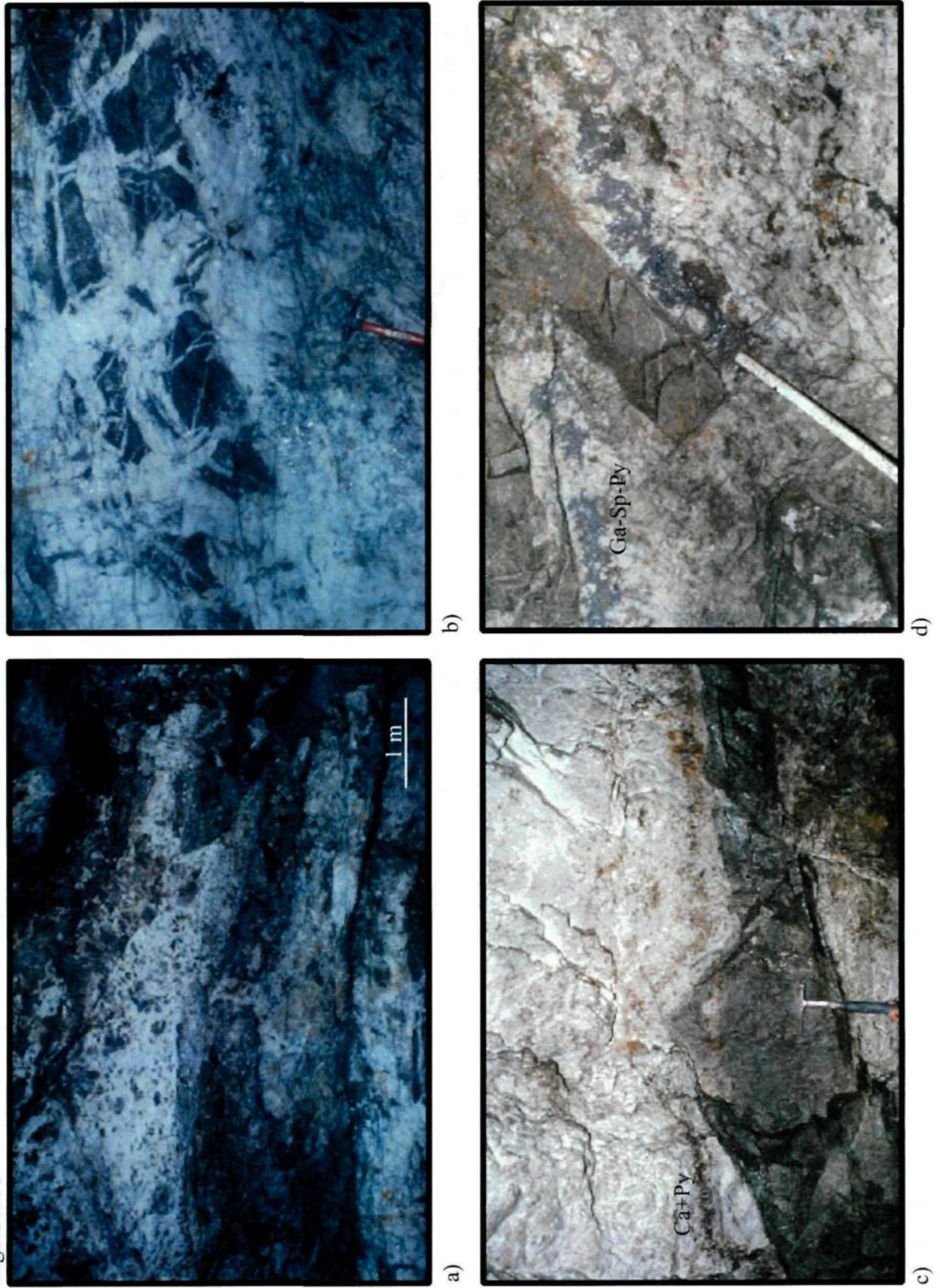
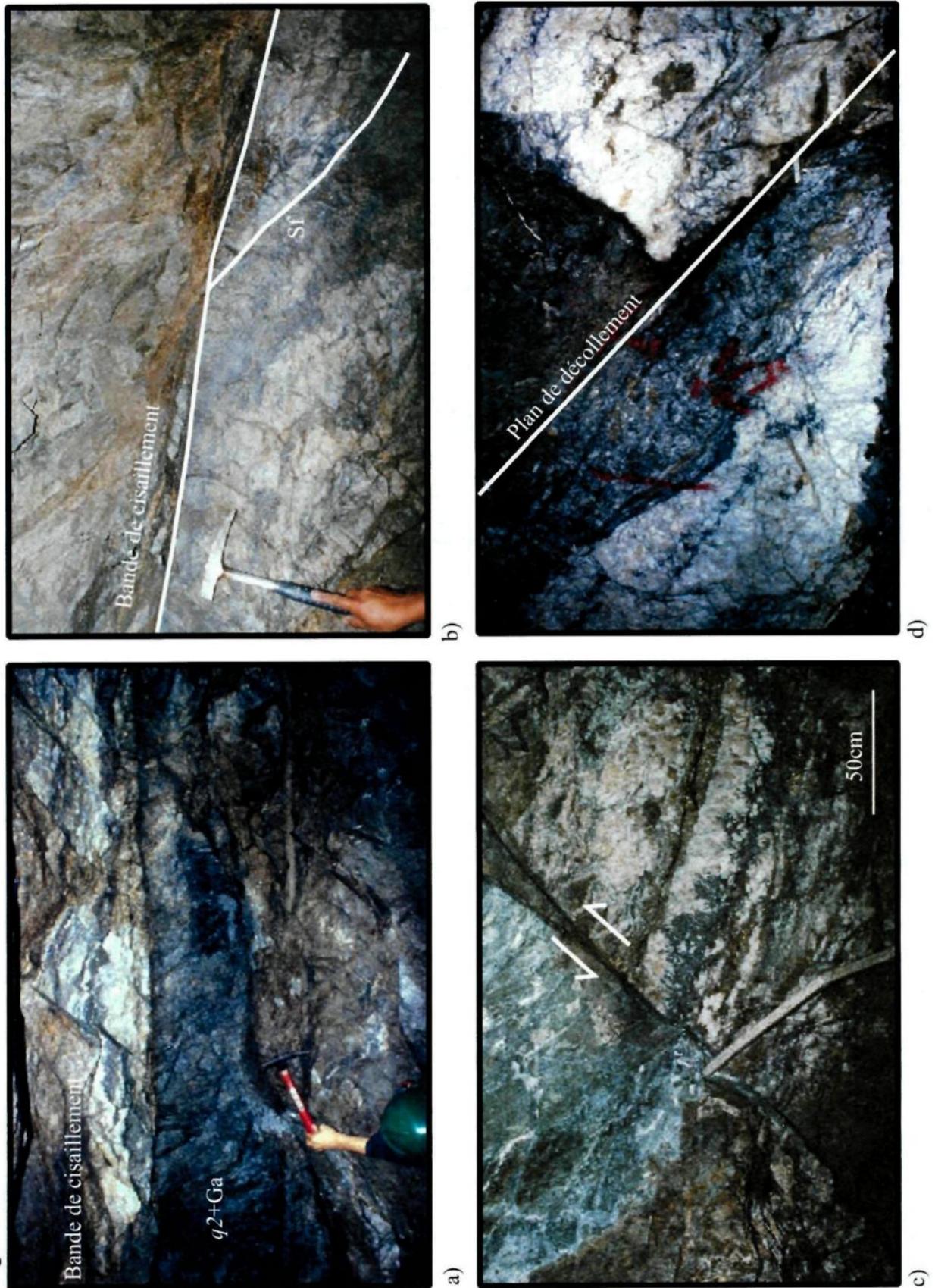


Figure 2.11



### Figure 2.10 Textures bréchique et d'incorporation de fragments d'épontes ou "veining"

- a) Brèche composée d'une forte concentration de petits fragments sub-arrondis de diorite fortement altérée. Leur minéralogie est complètement remplacée par la séricite, le quartz et les carbonates résultant parfois en la formation de fragments dits "fantômes". Photo PC2-5 (non-cartographiée).
- b) Fragment métrique de diorite altérée et non-déformée, incorporé à la veine. Le fragment est injecté de multiples veinules de quartz blanc stérile. Ces fragments de type "casse-tête" sont caractéristiques de la bréchification hydraulique. Photo PC2-4.
- c) Large fragment de diorite incorporé au centre de la veine et orienté parallèlement aux parois. Le fragment est faiblement altéré et forme un contrôle important sur la formation de cristaux de quartz idiomorphe en peigne *q1* qui suivent ses contours. Les cristaux sont recouverts de carbonates *cal* et pyrite *py1* qui forment ensemble un encroûtement. Photo PC2-11.
- d) Fragment de diorite montrant une obliquité par rapport aux parois de la veine possiblement en réponse à la fracturation critique. Tout comme précédemment, le fragment est recouvert de cristaux de quartz en peigne eux-mêmes recouverts de galène-sphalérite-pyrite-arsénopyrite qui forment ensemble un encroûtement. Photo PC2-16.

### Figure 2.11 Évidences de la déformation tardive aux sites Nv. 2450 GLS et Nv. 2475 GLS

- a) Asymétrie de la déformation le long des parois de la veine du site Nv. 2450 GLS Partie sud. On retrouve une épaisse bande de cisaillement le long d'un plan de décollement rectiligne au toit, et un contact franc et ondulant au mur. Photo PC1-4.
- b) Sulfures rubannés mimant le contact basal de la veine, et clairement recoupés par la bande de cisaillement au toit. Photo PC2-18.
- c) Faille fragile orientée ENE-OSO. La faille recoupe la veine et la déplace de façon normale sur une distance d'environ 2 mètres. Photo PC2-19.
- d) Veine principale montrant un chevauchement et une duplication en réponse à une composante de raccourcissement N-S le long d'un plan de décollement. On remarque un faciès à quartz bleu-gris et sulfures dans la partie supérieures de la veine. Photo PC2-8.

équidistantes dans la diorite au mur de la veine principale du secteur nord. Ces fractures sont de même attitude que la veine Consuelo et sont parfois remplies de quartz et carbonates avec halo d'altération symétrique restreint.

### 2.3.6 Sommaire

Plusieurs observations faites au site 2475 GLS se doivent d'être soulignées :

- Les textures intra-filoniennes sont dominées par le quartz idiomorphe en peigne et sans contrôle directionnel, les encroûtements et les lamines de sulfures. Ces textures sont interprétées comme des textures primaires et indiquent des variations importantes quant aux taux d'ouverture et de précipitation du remplissage hydrothermal.
- Les brèches sont omniprésentes au sein de la veine et leur morphologie de type « casse-tête » suggère une fragmentation assistée par les fluides plutôt qu'un phénomène tectonique.
- Les fragments d'éponte ont préservé leur texture ignée originelle et sont exempts de toutes traces d'éléments plano-linéaires (ex. schistosité, foliation, linéation) qui pourraient être associés à une déformation antérieure aux veines.
- Les fragments montrent une distribution bimodale avec de larges clastes anguleux parallèles aux contacts, et plus localement ayant subis une faible rotation, et de plus petits fragments arrondis et fortement altérés souvent observés sous forme de fantômes.
- La distribution de la taille des fragments peut possiblement indiquer différents mécanismes de bréchification ou des périodes d'exposition aux fluides pressurisés variables.
- L'obliquité entre des lamines de sulfures et la zone de cisaillement au toit de la veine suggèrent une mise en place précoce de la veine et une superposition de la déformation.
- Le parallélisme entre la veine et une famille de fractures au mur semble être un élément persistant du secteur nord.

- La déformation cassante est exprimée par des failles secondaires ENE-OSO et SE-NO qui recourent la veine, et qui sont elles-mêmes recoupées par les réactivations le long du toit de la veine. Cette déformation tardive a remodelé la géométrie de la veine Consuelo en provoquant des discontinuités, chevauchements et duplications.

## 2.4 Nv. 2450 GLN Sn. 3450 – Veine Consuelo

### 2.4.1 Localisation

Le chantier du sous-niveau 3450 est accessible par le niveau 2450 GLN (Figure 2.1). Il offre une exposition limitée de la veine et quelques vues en section E-O (Figures 2.12 et 2.13). La zone est localisée dans le prolongement de la faille San Teofilo et correspond à un petit vecteur richement minéralisé au nord-est du *oreshoot* central. Ce secteur ayant livré des teneurs extrêmement élevées, il est idéal pour l'étude de l'or<sup>2</sup> et de son habitus avec les différentes phases minérales et la déformation.

### 2.4.2 Cadre lithologique

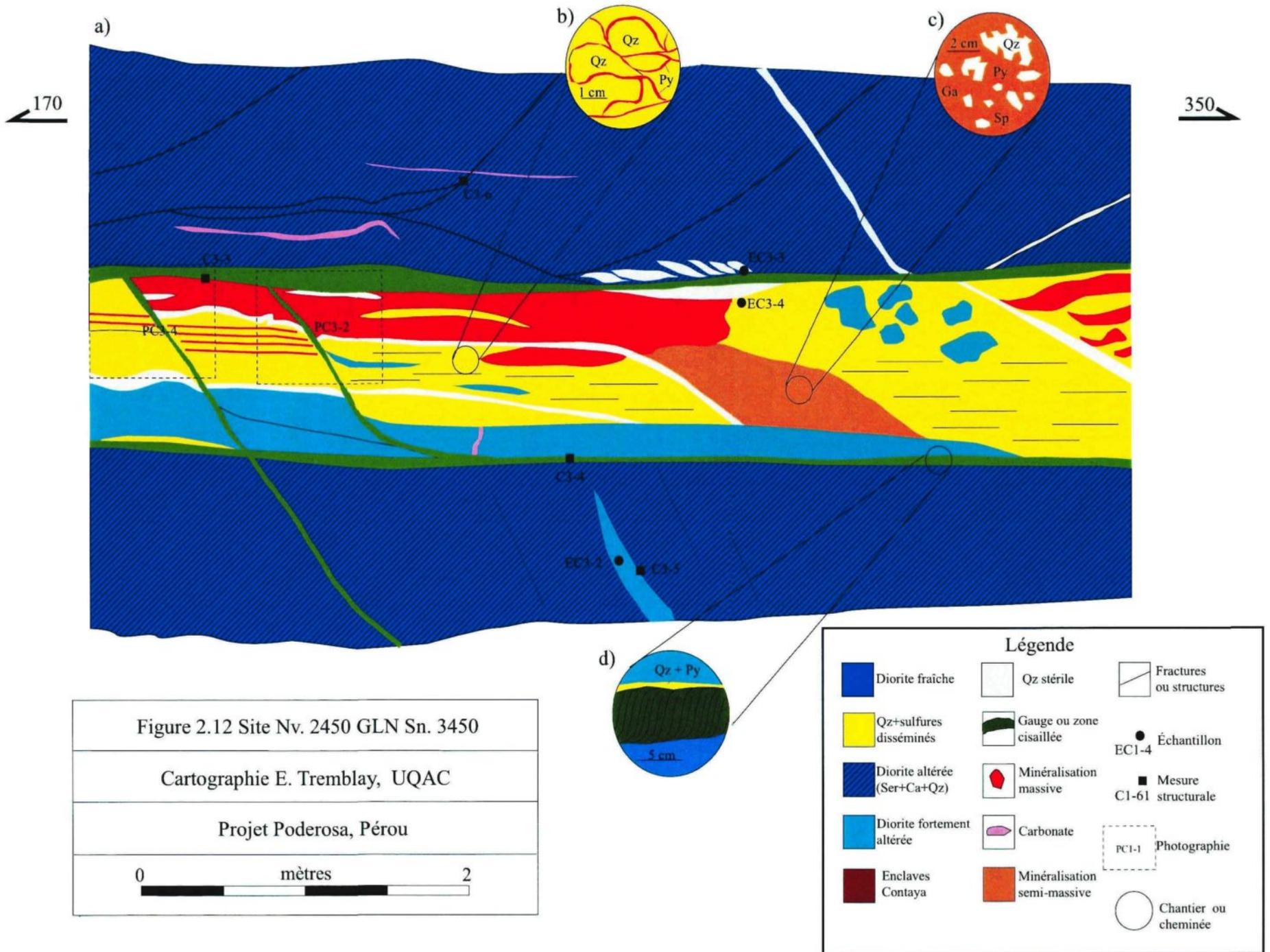
La veine est encaissée dans une diorite microgrenue. Une roche jaunâtre à texture tachetée de type « léopard » est aussi notée à l'extrémité nord du sous-niveau, au mur de la veine. Bien que peu exposée et située à l'extérieur de la zone cartographiée, cette unité est interprétée comme étant le résultat de l'altération d'un protolite mafique riche en hornblende qui pourrait correspondre aux dykes hypabyssaux de lamprophyre documentés par Haerberlin (2002) ou aux dykes de hornblendite documentés par Oré-Sanchez (2006). Ces dykes sont observés à plusieurs endroits à l'intérieur du Batholite de Pataz et peuvent atteindre 25 mètres d'épaisseur à la mine Consuelo (Oré-Sanchez 2006). La nature du contact entre la diorite et la hornblendite n'a pu être observée. Finalement, un fragment métrique fortement altéré en séricite et carbonates est observé au mur de la veine. Bien que la nature du protolite demeure incertaine, une schistosité (litage?) relique suggère une possible association avec le socle infra-silurien.

### 2.4.3 Veine et minéralisation

Ce secteur représente l'une des zones les plus riches du gisement de Pataz avec des teneurs moyennes de plusieurs dizaines de g/t Au et des pointes dépassant les 230 g/t Au. On y retrouve une veine de 1 à 2 mètres d'envergure riche en sulfures. La pyrite,

---

<sup>2</sup> Dans ce rapport, le terme « or » est utilisé de façon générique et comprend l'or natif et l'électrum qui montre un contenu en argent variant de 24 à 40% (Schreiber 1989).



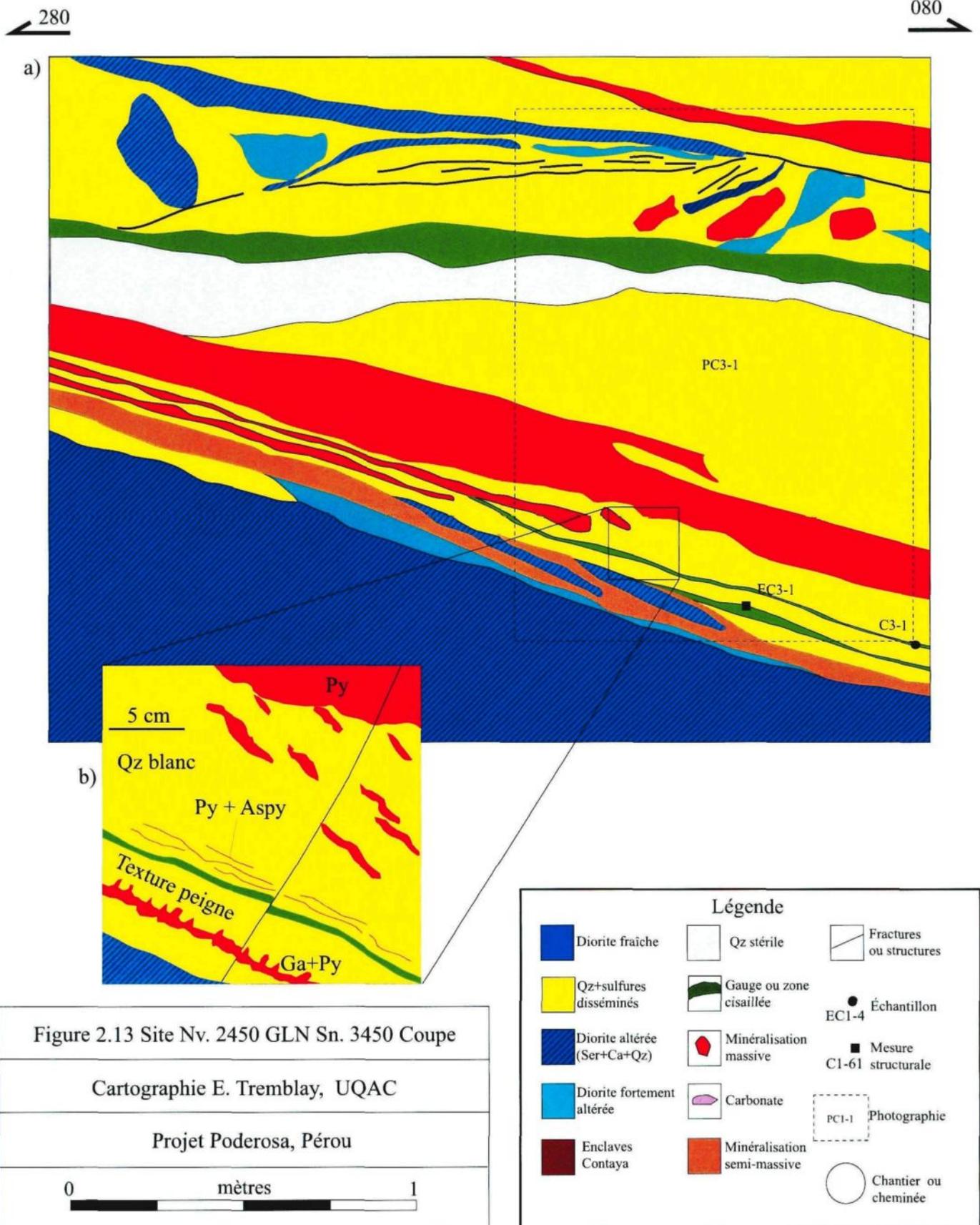


Figure 2.13 Site Nv. 2450 GLN Sn. 3450 Coupe

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 1

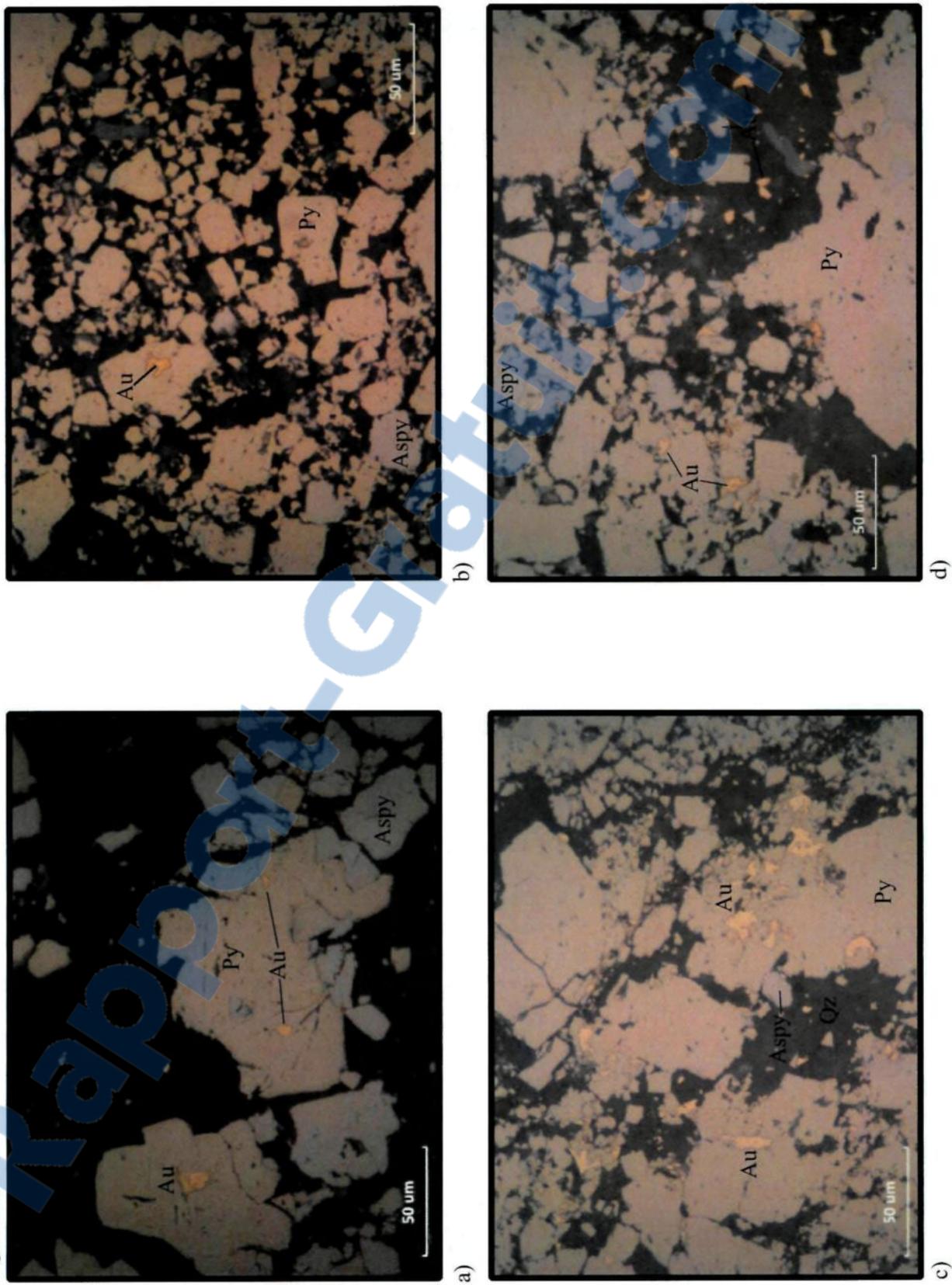
l'arsénopyrite et accessoirement la galène et la sphalérite forment entre 10 et 50% de la veine. Cette dernière montre une zone à sulfures massifs à semi-massifs au toit et une zone à sulfures rubanés surtout observée dans la partie centrale de la veine. Plusieurs fragments d'éponte semblent en voie d'être incorporés à la veine près du contact basal qui est défini par une étroite bande schisteuse (Figure 2.12d).

Les sulfures massifs et les sulfures rubanés se présentent sous forme de pyrite *pyl* cataclasée et arsénopyrite *aspyl* automorphe ou en intercroissance. Le broyage de la pyrite s'explique par son comportement fragile en réponse à la déformation dans des conditions de pression et température caractérisant la zone tampon fragile-ductile (<425°C; McClay et Ellis 1984; Boyles et al. 2010; Atkinson 1975; Marshall et Gilligan 1987) tandis que la sphalérite et la galène se déforment plastiquement dans les mêmes conditions (Clark et Kelly 1973; Salmon et al. 1974). La gangue est surtout composée de larges cristaux de quartz à extinction roulante recoupés de quartz microcristallin et quelques traces de sphalérite et galène interstitielle.

L'étude minéragraphique a permis d'établir les relations spatiales entre l'or et les différentes phases minérales et métalliques de la paragenèse. Dans ce secteur, l'or semble montrer une forte association spatiale avec la pyrite. Il se présente ainsi surtout comme petites inclusions (<10 µm), en bordure des grains ou comme filonnets dans les microfractures de la pyrite. On l'observe aussi de façon accessoire sous forme de grains libres de taille micrométrique dans le quartz (Figure 2.14).

Quelques brèches faiblement minéralisées s'observent localement dans la veine et montrent un contact franc avec les faciès à sulfures disséminés. Ces brèches sont recoupées tardivement par des veines de quartz stérile tardives (*q3*). La vue en coupe du secteur (Figure 2.13) présente une veine à sulfures massifs dans laquelle certaines textures primaires dont la texture en peigne et des lamines sont préservées dans une lentille de quartz peu déformée le long du contact basal.

Figure 2.14



**Figure 2.14. Habitus de l'or au site Nv. 2450 GLN Sn. 3450**

- a) Or sous forme d'inclusions à l'intérieur de la pyrite micro-fracturée *py1*. On observe l'arséno-pyrite *aspy1* en intercroissance avec la pyrite. Échantillon EC3-3B, lumière réfléchie, 50x.
- b) Idem. On remarque que la pyrite se présente sous forme de grains broyés (cataclasés) en réponse à la déformation concentrée le long des rubans riches en sulfures. Échantillon EC3-4, lumière réfléchie, 50x.
- c) Section très riche montrant l'or sous forme de petites plages xénomorphes en bordure des grains de pyrite fracturée. Échantillon EC3-4, lumière réfléchie, 50x.
- d) Idem. L'or est aussi présent sous forme de minuscules grains libres de taille micrométrique dans le quartz *q2*. Échantillon EC3-4, lumière réfléchie, 50x.

#### 2.4.4 Altération

L'altération se présente sous forme d'un halo métrique riche en séricite, chlorite, quartz, et pyrite qui passe rapidement à une roche fraîche. On remarque aussi une faible altération en fuschite (muscovite chromifère) de couleur vert pâle à l'intérieur de quelques fragments de diorite contenus dans la veine. La hornblendite subit quant à elle une altération en fuschite, mariposite (séricite chromifère) et carbonates sur au moins un mètre, lui conférant une texture tachetée typique de type « léopard » en patine d'altération. Cette texture est le résultat du remplacement des phénocristaux de hornblende par la fuschite-mariposite et des plagioclases et autres feldspaths par la séricite et les carbonates en plus de l'addition de carbonates d'altération couleur crème plus tardifs (Oré-Sanchez 2006). Une altération particulièrement riche en chlorite a aussi été identifiée le long de quelques fractures subverticales remplies de quartz et carbonates (calcite et ankérite).

#### 2.4.5 Cadre structural

La veine montre un rubanement centimétrique des sulfures et particulièrement de la pyrite cataclasée qui s'oriente parallèlement aux parois de la veine. Cette texture s'explique fort probablement par la superposition de la déformation sur certains horizons ou lamines primaires riches en sulfures. En plus de la déformation intra-filonienne, les marges des veines sont occupées par de minces zones mylonitiques qui présentent une schistosité bien développée. Quelques failles secondaires E-O à fort pendage déplacent les textures rubanées à l'intérieur de la veine de façon normale sur quelques centimètres, mais se butent à son toit indiquant un mouvement tardif le long du plan de décollement du toit. En section, la veine montre une série de plans de décollement parallèles aux contacts et préférentiellement situés le long des lentilles et lamines de sulfures (Figure 2.13).

#### 2.4.6 Sommaire

Le site 2450 GLN Sn. 3450 a permis d'observer les éléments suivants :

- Une unité de hornblendite est localisée au mur de la veine et pourrait correspondre aux dykes hypabyssaux de lamprophyre documentés par Haerberlin (2002) ou aux dykes de hornblendite documentés par Oré-Sanchez (2006).
- Cette unité s'altère distinctement en fuschite-mariposite-chlorite-carbonates, lui conférant une texture particulière de type « léopard ».
- L'abondance de sulfures massifs à semi-massifs et particulièrement la pyrite et l'arsénopyrite semble être un facteur favorable à la présence de l'or.
- À l'échelle microscopique, l'or précipite dans les micro-fractures et le long des bordures des grains de pyrite, et comme petits points libres dans le quartz.
- Le faciès de brèches à la base de la veine est une unité distincte du faciès à sulfures, tel que démontré par le contact franc entre ces deux unités.
- L'intensité de la déformation est inégale à l'échelle de la veine, résultat du partitionnement du cisaillement le long de certains horizons ou lamines primaires riches en sulfures.

## **2.5 Nv. 2530 GLS Nuri – Veine Consuelo**

### **2.5.1 Localisation**

La galerie 2530 GLS, mieux connue sous le nom de secteur Nuri, représente l'extrémité sud-est du vecteur minéralisé central. Accessible par la rampe Chinita, ce secteur était le lieu d'activités minières intenses lors des travaux de cartographie. Près de 50 mètres de galerie ont été étudiés en détail (Figures 2.15 et 2.16) et ont permis d'observer la relation entre deux (2) corps lithologiques et leur altération respective. L'étude de la morphologie d'un *stockwerk* au mur de la veine a aussi contribué à mieux comprendre le stade initial de la formation des veines et le processus d'incorporation des fragments d'éponte. L'extrémité sud de la galerie a permis d'observer une veine épaisse et faiblement minéralisée en section E-O.

### **2.5.2 Cadre lithologique**

La veine Consuelo est communément encaissée dans une phase magmatique intermédiaire, soit une diorite quartzifère. Cette dernière unité est recoupée, à l'entrée de la galerie, par un cortège de dykes subverticaux à grains fins orientés E-O et interprétés comme faisant partie de la famille des dykes synvolcaniques à composition andésitique. Dans la partie sud de la galerie (Figure 2.16), la diorite passe rapidement à une hornblendite altérée à texture « léopard ». Les observations faites quant à la nature du contact entre ces deux unités sont contradictoires et ne permettent pas d'inférer avec certitude un contact franc ou graduel. La zone tampon entre ces deux unités est quand même injectée d'une veine secondaire de quartz-sulfures orientée N-S à pendage modéré vers l'est.

### **2.5.3 Veine et minéralisation**

La veine du secteur Nuri est mince et modérément cisailée à son extrémité nord (Figure 2.15). Elle s'épaissit progressivement vers le sud pour devenir une veine peu déformée de 1 à 3 mètres de puissance. Les teneurs sont très variables, passant de 5-30 g/t avec une teneur moyenne d'environ 15g/t. La veine est composée principalement de quartz blanc (65%) contenant une dissémination en pyrite idiomorphe (1-2%). Une zone

Figure 2.15 Site Nv. 2530 GLS Nuri Partie nord

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

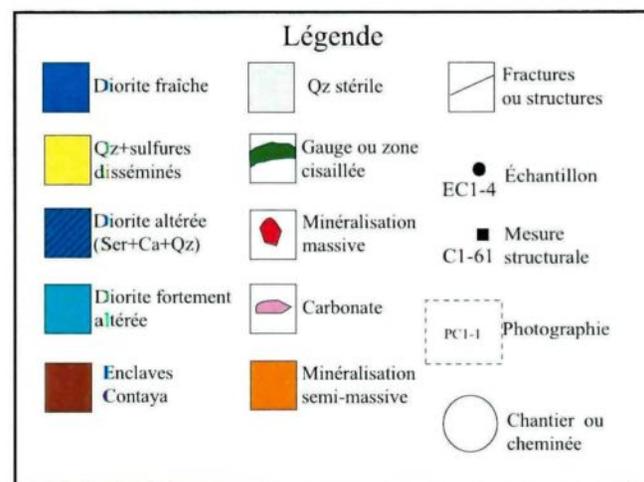
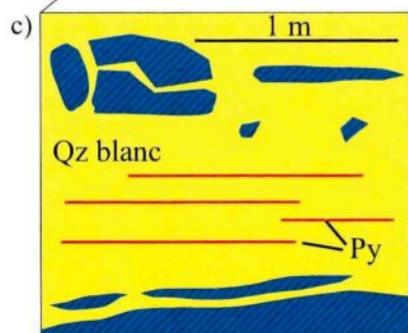
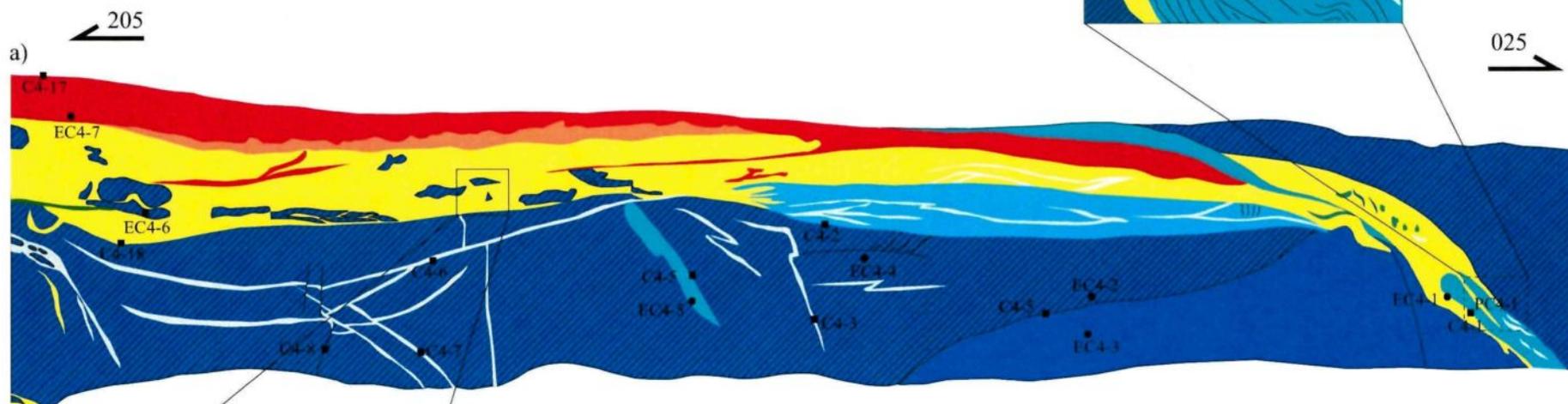
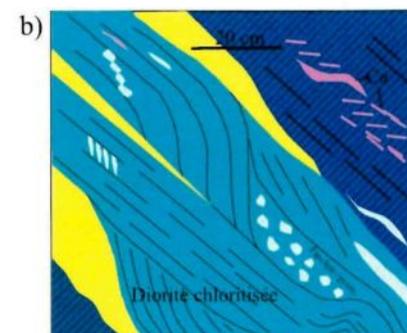
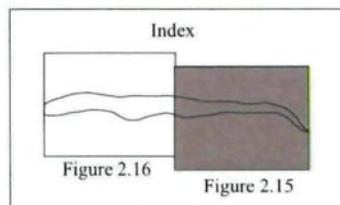
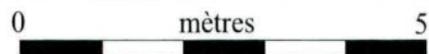
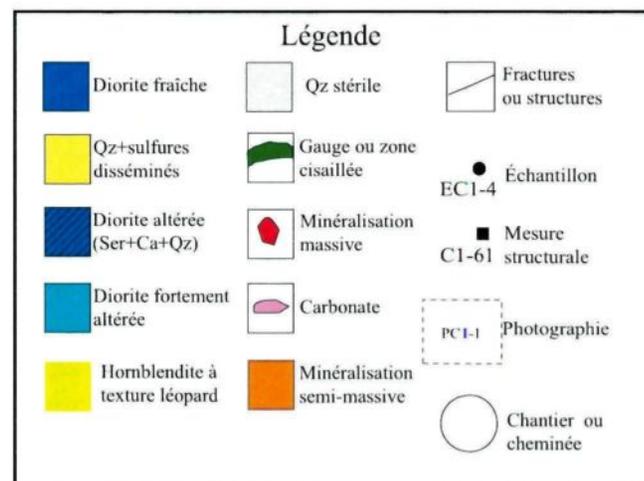
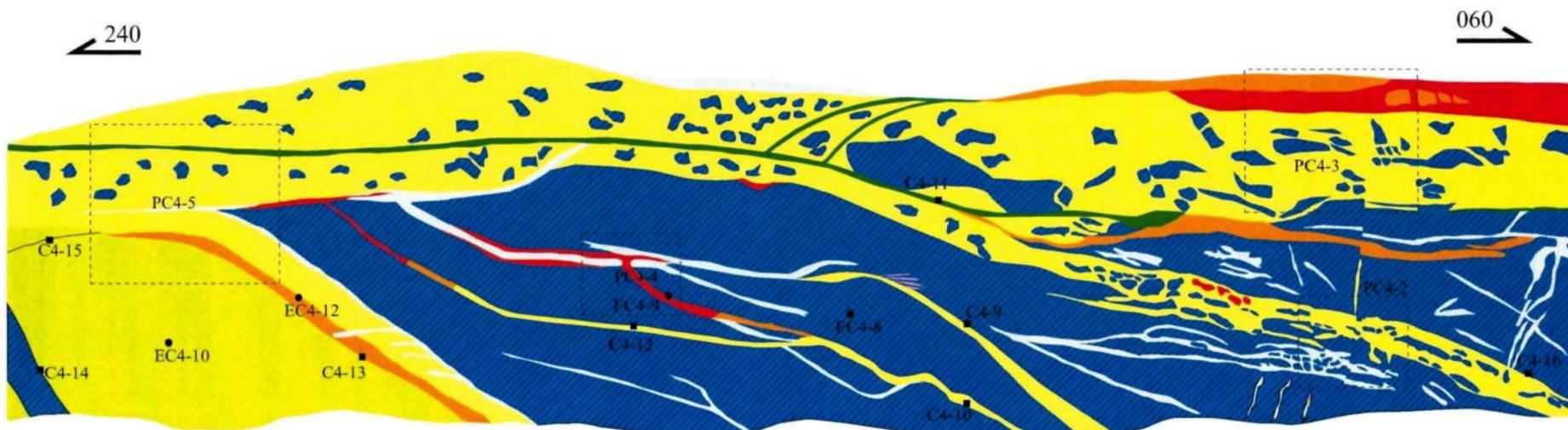
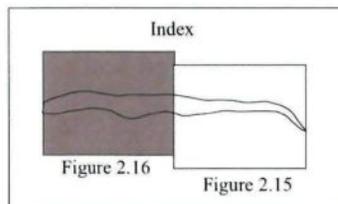
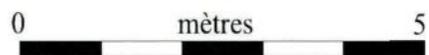


Figure 2.16 Site Nv. 2530 GLS Nuri Partie sud

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou



lenticulaire de sulfures massifs riche en pyrite-arsénopyrite et galène matricielle s'observe au toit. Cette lentille, dont l'épaisseur varie de 10 à 50 cm, représente environ 25% du remplissage intra-filonien. Plusieurs fragments anguleux, communément parallèles aux contacts et composés de diorite non-foliée, se retrouvent isolés dans la veine principale. La figure 2.17 montre une vue en coupe schématisée de la veine Consuelo qui, dans ce secteur, comprend;

1. une lentille de sulfures massifs à semi-massifs au toit,
2. une zone épaisse à fragments d'éponte altérés encaissés dans du quartz blanc *q1* contenant de la pyrite idiomorphe disséminée et quelques rares lamines riches en séricite et/ou sulfures (Figure 2.18a),
3. un *stockwerk* bien développé avec veines de quartz *q1* stériles recoupées par quelques veinules de sulfures massifs à pyrite *py2* + galène + arsénopyrite *aspy2* ± sphalérite (Figure 2.18b), et finalement,
4. une veine subordonnée ou « *lazo piso* » au contact entre la diorite et la hornblendite dont la minéralisation est recoupée par du quartz blanc stérile *q3*.

En sections polies, la lentille de sulfures massifs au toit se compose principalement de pyrite faiblement fracturée avec galène et quartz matriciel. À l'intérieur des grains de galène, on note du quartz idiomorphe qui forme de petites plages hexagonales (<0.5mm) tandis que le quartz bleu-gris se retrouve comme plages xénomorphes dans la pyrite cataclasée. La sphalérite est surtout abondante dans la veine de sulfures massifs recoupant le *stockwerk*, et en intercroissance avec la galène et le quartz. Cette sphalérite est parsemée de pyrite et d'arsénopyrite de deuxième génération de même que de minuscules (<50 µm) exsolutions de chalcopryrite. L'or est quant à lui contenu en inclusions à l'intérieur ou en bordure de la pyrite avec laquelle il montre une association spatiale évidente (Haeberlin 2002).

#### 2.5.4 Altération

La diorite au mur de la veine principale est affectée par une intense altération en séricite, quartz et pyrite. En lame mince, on y constate des pseudomorphes de

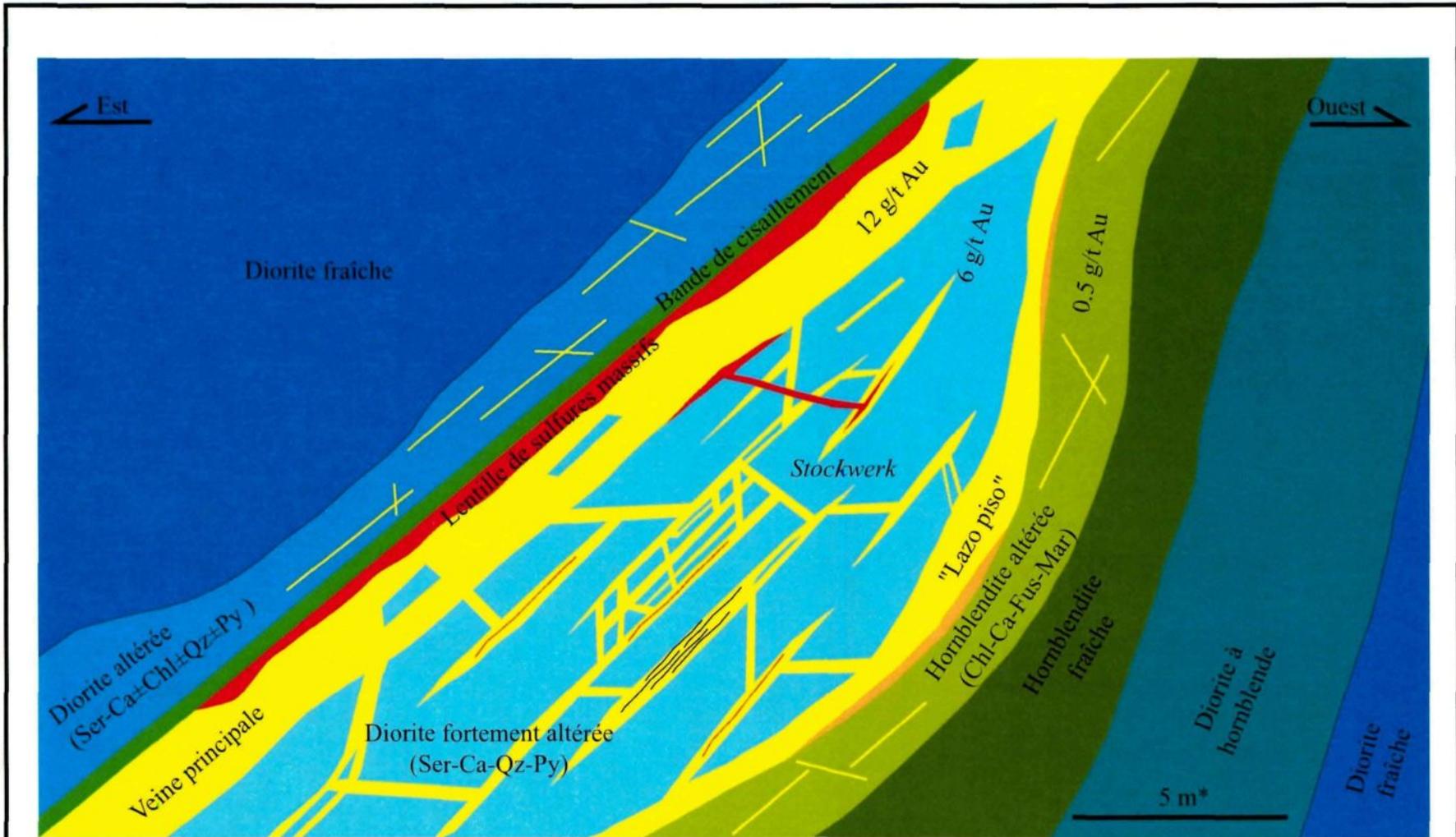


Figure 2.17. Représentation schématique d'une vue en section de la veine Consuelo du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri. La veine principale est caractérisée par une bande de cisaillement le long d'une lentille de sulfures massifs (Py-Aspy-Ga) au toit. Une épaisse zone de quartz blanc stérile *q1* contenant quelques fragments d'épontes altérées suit. Un relais ou "lazo piso" faiblement minéralisé se trouve au contact avec la hornblendite à texture léopard tandis qu'un stockwerk se trouve au centre, encaissé dans une diorite fortement altérée. On y observe des textures de crack-seal et quelques veines de sulfures (Qz-Ga-Sp-Py-Aspy) plus tardives recoupant les veines de quartz *q1* plus précoces. Les roches altérées se limitent aux premiers mètres aux pourtours des veines. \*Échelle approximative.

plagioclases fortement damouritisés avec paillettes de séricite néoformées localement sous forme pseudo-aciculaires. La hornblende s'altère typiquement en chlorite et carbonates. L'altération verdâtre en muscovite chromifère s'observe également dans la diorite cisailée de l'extrémité nord. La hornblendite du secteur sud est altérée en fuschite-mariposite, chlorite et carbonate produisant, sur le terrain, une texture tachetée jaunâtre de type « léopard ». En microscopie, on reconnaît des pseudomorphes de hornblende complètement remplacés par la chlorite et les carbonates, en plus de quelques plagioclases entièrement chloritisés.

### 2.5.5 Cadre structural

L'extrémité nord du secteur Nuri montre une veine débutant dans une zone cisailée montrant du quartz cataclaté avec extinction roulante et quelques évidences de recristallisation dynamique. La zone comprend aussi de petites lentilles de quartz-calcite, des fentes d'extension et des structures en dominos. Certains éléments de déformation semblent suggérer un mouvement apparent dextre bien qu'il soit difficile de déterminer le sens du déplacement avec certitude. Au centre du site d'étude, la déformation semble surtout accommodée par des plans de décollement qui se concentrent le long des lentilles de sulfures massifs au toit de la veine.

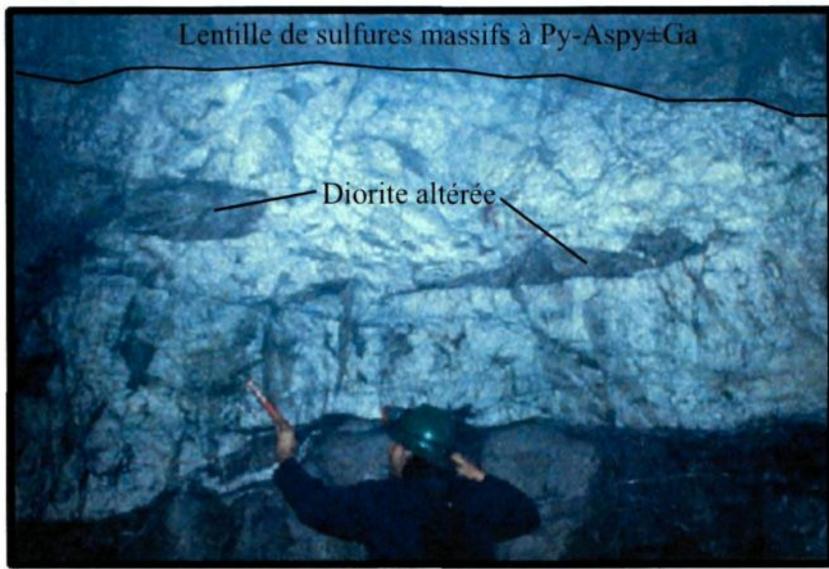
Le mur est caractérisé par un réseau complexe de fractures et veinules formant un *stockwerk*. Celui-ci est majoritairement composé de quartz blanc stérile et de diorite altérée et non-foliée montrant encore sa texture ignée originelle. Les veinules parallèles à la veine principale dominent tandis que d'autres veinules grossièrement orientées E-O forment les relais et complètent le *stockwerk*. L'initiation de la fracturation menant à la genèse d'un *stockwerk* est généralement un processus non linéaire fortement dépendant de la présence d'anisotropies (Jébrak 1997). Ceci laisse supposer la formation du *stockwerk* à partir d'une conjonction de fractures d'attitude N-S et E-O préexistantes. L'allongement, le parallélisme et la répétitivité des lamines et des fragments d'éponte incorporés au *stockwerk* (Figure 2.18c) suggèrent une ouverture cyclique par mécanisme de crack-seal (Ramsay 1980) ou alternativement des veines multi-couches (Lee et

Witschko 2000). On remarque également une hétérogénéité quant au taux de dilatation et remplissage des fractures. Certaines s'ouvrent davantage pour former des veines centimétriques à métriques tandis que d'autres ne montrent qu'une faible empreinte altérée sans remplissage hydrothermal. Ces observations représentent fort probablement différents stades du processus de croissance des veines, lequel sera discuté davantage au prochain chapitre.

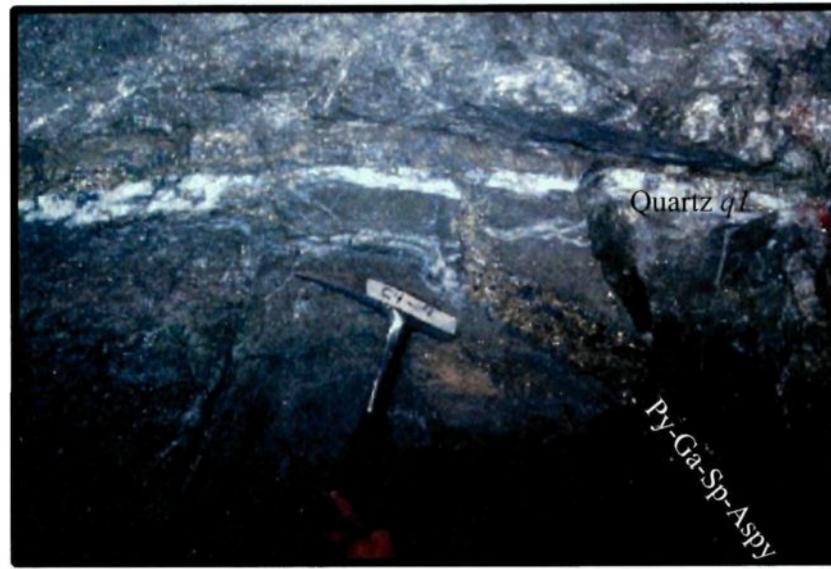
Tout comme aux sites précédents, la veine exhibe une asymétrie marquée par un contact franc et cisailé au toit et un contact plutôt mal défini et parsemé de veines secondaires et de relais au mur. Le tout, y compris le contact basal de la veine principale, est affecté plus tardivement par une série de petites failles normales à déplacement centimétrique. Dans le *stockwerk*, celles-ci forment de petites structures en graben typiques d'un régime tectonique d'extension. Ces failles n'affectent pas le toit de la veine indiquant une fois de plus la réactivation le long du plan de décollement au toit.

On remarque une famille de fractures concomitantes à la veine principale dans la hornblendite altérée et exposée en section E-O (Figure 2.18d). Ces fractures sont remplies de matériel hydrothermal ( $Qz \pm Ca$ ) mais ne montrent aucun halo d'altération distinct contrairement aux veinules encaissées dans la diorite. L'abondance de plans de décollement de même attitude à l'intérieur de la veine pourrait suggérer des fractures et veinules tardives associées à la déformation fragile vers la fin du cycle hydrothermal. Alternativement, ces veinules prendraient leur origine dans le remplissage de fractures anté-déformation dont le front d'altération est complètement oblitéré par l'empreinte de la veine principale. Cette veine est subséquentement affectée par la déformation fragile qui provoque la formation de plans de décollement intra-cutanés. Finalement, l'observation en lame mince d'une étroite bande de diorite fortement cisailée au centre de la veine, échantillonnée dans un chantier connexe au secteur Nuri, a révélé la présence d'une fabrique C-S qui, lorsque réorientée dans l'espace, est compatible avec un mouvement inverse (Figure 2.21a).

Figure 2.18



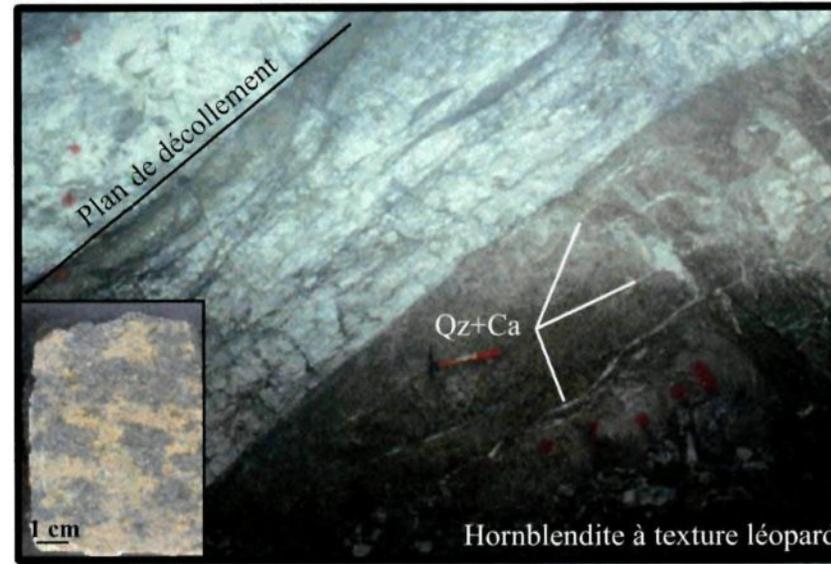
a)



b)



c)



d)

**Figure 2.18. Observations du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri**

- a) Veine composée de sulfures massifs (Py-Ga-Aspy) au toit suivi d'une zone de quartz blanc stérile avec incorporation de quelques fragments d'épentes et quelques lamines riches en séricite/phyllosilicates. Les fragments montrent un parallélisme avec les parois de la veine. On remarque aussi un fragment angulaire le long du contact basal en voie d'être incorporé à la veine. Photo PC4-3.
- b) Veine secondaire de sulfures massifs à Ga-Sp-Py-Aspy qui recoupe certaines veinules de quartz blanc *q1* formant le stockwerk au mur de la veine principale. Les sulfures prennent leur origine à la base de la veine principale. Photo PC4-4.
- c) Série de veinules secondaires faisant partie du *stockwerk*. Ces veinules représentent différentes étapes du processus de croissance et d'incorporation de fragments d'épentes le long de fractures parallèles et conformes à la veine principale. Photo PC4-2.
- d) Vue en section E-O de la veine principale encaissée dans la roche à texture "léopard". Cette unité provient de l'altération d'une hornblendite en Chl-Ca-Ser-Fus-Mar. On remarque au mur la présence de plusieurs veinules parallèles de Qz-Ca et une série de plans de décollement au centre de la veine résultant du cisaillement tardif. Photo PC4-6 et échantillon EC4-10.

### 2.5.6 Sommaire

La contribution du site 2530 GLS Secteur Nuri se résume aux observations suivantes :

- Le contact entre la hornblendite et la diorite, qu'il soit franc ou graduel, semble former une anisotropie favorable à l'emplacement des veines et pourrait donc représenter un contrôle lithologique important à l'échelle de la mine et du district.
- La formation du *stockwerk* est favorisée par la présence d'une famille de fractures conformes à la veine principale, affectant une diorite non-déformée.
- L'abondance des relations de recoupement entre le *stockwerk* *q1*, les veines à quartz-sulfures *q2* et les veines de quartz blanc stérile *q3* plus tardives permet d'établir la chronologie relative entre la formation du *stockwerk* et le passage des fluides minéralisateurs riches en métaux de base (Pb, Zn, Cu).
- Ces mêmes relations permettent aussi de situer le quartz tout au long de la paragenèse, confirmant du même coup les observations faites aux sites précédents.
- Ce site expose clairement la nature progressive du processus d'incorporation des fragments d'éponte. L'étape de préparation, d'altération et de remplissage de fractures parallèles et de relais représente l'initiation du système, qui se développera progressivement en un *stockwerk* jusqu'à devenir une veine épaisse avec enclaves isolées. Le mécanisme de *crack-seal* ou des veines multi-couches peuvent expliquer ce phénomène.
- On remarque la présence de veinules de quartz-carbonates concomitantes à la veine principale dans la hornblendite. L'abondance de plans de décollement de même attitude à l'intérieur de la veine pourrait suggérer un phénomène tardif associé à la déformation ou bien le remplissage de fractures anté-déformation sur lesquelles la déformation tardive se superpose.
- La veine montre une asymétrie marquée avec contact cisailé au toit et un contact basal plutôt mal défini et injecté de plusieurs veines subordonnées.

- La déformation ductile est surtout représentée par une zone mylonitique à l'extrémité nord de la veine et une bande de diorite fortement cisillée au centre de la veine dont la fabrique C-S qui s'y développe suggère un mouvement inverse.
- La déformation fragile est plutôt exprimée par des failles normales affectant le *stockwerk* et le contact basal de la veine mais affectées tardivement par la réactivation le long du plan de décollement au toit.

## **2.6 Nv. 2600 GLN – Veine Consuelo**

### **2.6.1 Localisation**

Le site du niveau 2600 GLN est situé près de l'extrémité nord du vecteur minéralisé central (Figure 2.1). Le secteur étudié se retrouve entre deux failles majeures, soit la faille San Luis et la faille San Teofilo. Près de 50 mètres ont été cartographiés aux fins du projet et ont permis d'observer les caractéristiques d'une veine subordonnée à la veine principale (Figures 2.19 et 2.20). Les observations ont aussi permis de mettre en évidence la déformation aux pourtours d'une veine de faible puissance et fortement cisailée au contact entre deux unités lithologiques.

### **2.6.2 Cadre lithologique**

La hornblendite à texture tachetée forme l'encaissant au toit de la veine. La diorite microgrenue compose l'éponte inférieure et est injectée, dans le secteur plus au nord, de granodiorite que l'on reconnaît à sa composition riche en quartz et à sa texture phanérique « poivre et sel ». Cette granodiorite forme un corps plurimétrique à contacts francs et ondulants, orienté parallèlement à la veine (Figure 2.20a). La granodiorite est reconnue pour être une phase magmatique plus tardive par rapport aux apophyses de diorite (Haeberlin 2002) et forme la composante principale du Batholite de Patáz. Elle est typiquement composée de quartz, plagioclases zonés, orthose/microcline, biotite et hornblende (Schreiber et *al.* 1989; Haeberlin et *al.* 2003; Oré-Sanchez 2006).

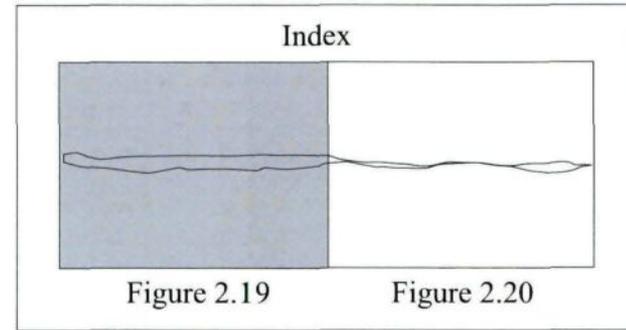
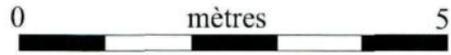
### **2.6.3 Veine et minéralisation**

La galerie nord du niveau 2600 présente une veine étroite d'environ 30 cm, qui ne dépasse que localement un (1) mètre d'épaisseur (Figure 2.19a). Cette veine correspond à un relais au plancher de la veine principale située une dizaine de mètres plus à l'est mais inaccessible. Ce relais forme une veine relativement rectiligne d'orientation  $022^{\circ}/43^{\circ}$  qui se met en place le long du contact entre la hornblendite au toit et la diorite au mur. La veine s'amincit progressivement vers la faille San Teofilo, située 25 mètres plus au nord de la zone cartographiée (Figure 2.1), pour devenir une zone cisailée à lentilles de quartz-sulfures démembrées et entraînées dans la schistosité. La veine est peu minéralisée

Figure 2.19 Site Nv. 2600 GLN Partie sud

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou



180

000

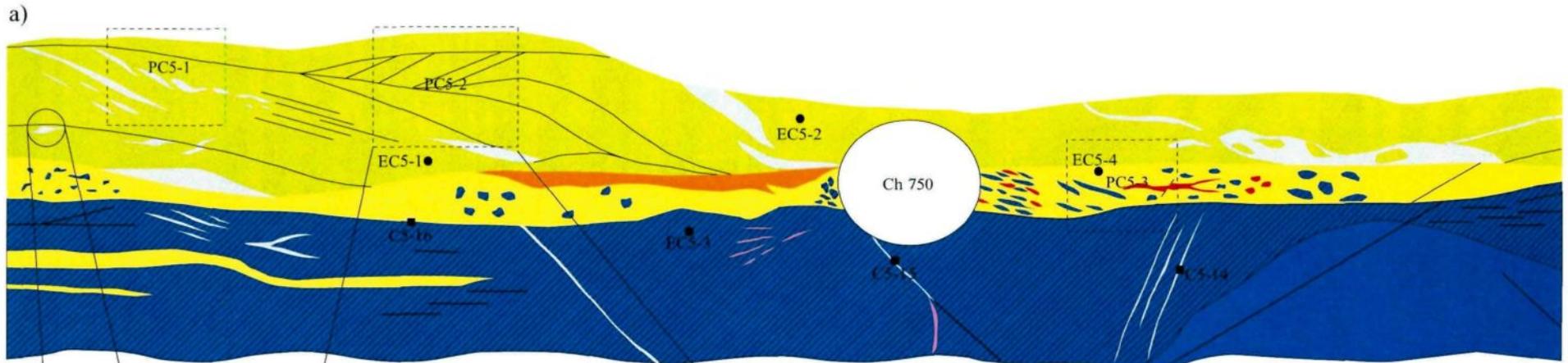
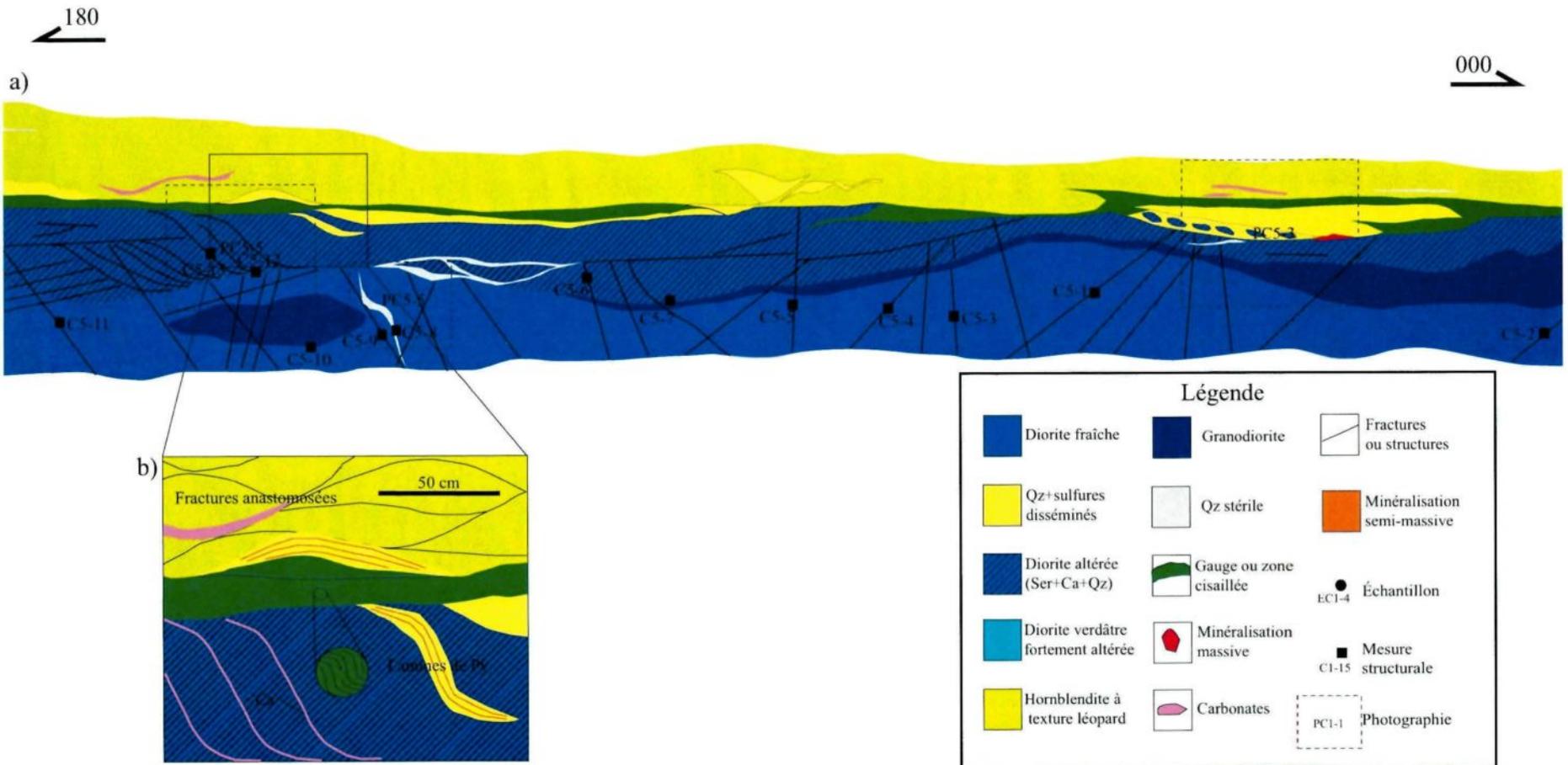
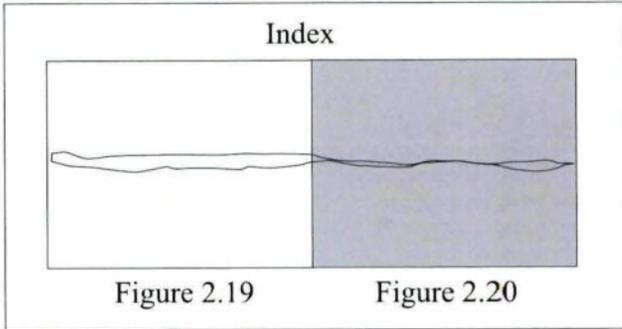


Figure 2.20 Site Nv. 2600 GLN Partie nord  
 Cartographie E. Tremblay, UQAC  
 Projet Poderosa, Pérou  
 0 mètres 5



avec des teneurs variant de 0.5 à 5 g/t et quelques rares pointes à 25 g/t Au. Elle est formée à proportion égale de quartz laiteux et quartz microcristallin. La minéralisation se retrouve surtout sous forme de rubans discontinus et lamines irrégulières de sulfures riches en pyrite, galène et arsénopyrite. Quelques fragments d'épontes, parfois montrant une obliquité (pendage vers le nord) par rapport aux contacts, sont isolés dans la veine et font foi d'une ouverture complexe.

#### **2.6.4 Altération**

Les roches basiques sont altérées en chlorite-fuschite-mariposite et carbonates. La diorite et la granodiorite s'altèrent surtout en séricite, quartz, chlorite et pyrite. Le front d'altération affecte l'encaissant sur une distance de plus ou moins un (1) mètre aux pourtours de la veine et disparaît rapidement pour faire place à une diorite/granodiorite intacte. L'altération hydrothermale visible macroscopiquement semble plus intense dans la diorite que dans la granodiorite. Ceci s'explique fort probablement par la composition plus riche en minéraux ferromagnésiens de la diorite par rapport à la granodiorite plutôt riche en quartz. L'unité intermédiaire de diorite s'altèrera donc plus visiblement que l'unité de granodiorite plus acide. En plus de l'altération visible, une altération cryptique est envisageable bien au-delà de la zone cartographiée. En utilisant des calculs de balances de masses, Oré-Sanchez (2006) a d'ailleurs démontré que des pertes en certains éléments majeurs (ex. CaO, MgO) dues au processus de séricitisation peuvent être mesurées jusqu'à une distance d'au moins deux (2) mètres de la veine Consuelo.

#### **2.6.5 Cadre structural**

Lors des travaux de cartographie, une zone mylonitique d'environ un (1) mètre d'épaisseur montrant des fractures anastomosées, et dans laquelle une schistosité est bien développée, a été notée au toit de la veine. Plusieurs indicateurs de cisaillement s'y observent dont de petites fentes d'extension et des lambeaux de quartz boudinés et entraînés dans la schistosité (Figures 2.19c). On observe aussi une schistosité entraînée le long de micro-cisaillements qui forment une fabrique de type « C-S » compatible avec un mouvement apparent dextre. Dans de telles fabriques, la schistosité « S » se positionne de

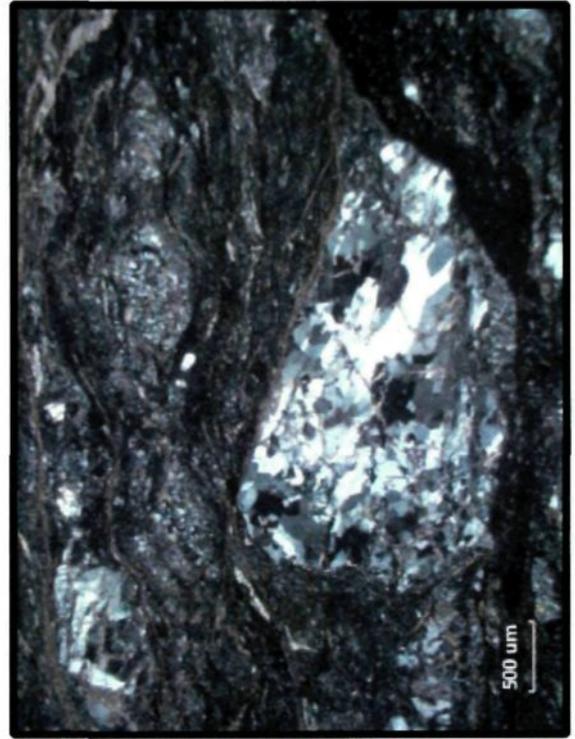
façon orthogonale à la contrainte principale ( $\sigma_1$ ) et les terminaisons subissent une rotation asymptotique le long des plans de cisaillement « C » dû à la déformation progressive (Berthé et *al.* 1979). La déformation cassante s'exprime par de petites failles fragiles orientées approximativement E-O qui recoupent des veines sigmoïdales de quartz encaissées dans la bande cisailée (Figure 2.21b). Ces failles postdatent la déformation ductile mais sont antérieures à synchrones à la réactivation le long du plan décollement du toit. Ces observations sont analogues à celles faites au site 2450 GLS. Finalement, on remarque un réseau de fractures de même attitude que la veine principale, et une autre famille de fractures de direction E-O à pendage modéré à fort parfois remplies de calcite.

L'examen pétrographique des échantillons provenant de la bande cisailée a permis de caractériser plus précisément le degré de mylonisation. Ce phénomène désigne une réduction syn-tectonique de la granulométrie des roches attribuables à une recristallisation en milieu de déformation plastique. Les mylonites sont surtout classées selon le rapport matrice/porphyroclastes (Wise et *al.* 1984 ; Sibson 1977). La mylonite du secteur correspond à une roche modérément foliée et formée à proportion égale de matrice et clastes. La matrice est fortement altérée en carbonates et contient des sulfures qui définissent parfois la schistosité. Les clastes sont grossièrement arrondis, parfois même boudinés, et sont dominés par le quartz et les éponges altérées (Figure 2.21c). Le quartz montre des évidences de déformation plastique intracristalline intense telles que les extinctions roulantes et les dislocations. Certains clastes suggèrent aussi l'initiation de la néocrystallisation du quartz en plus petits grains. Ces caractéristiques la placent dans la catégorie des protomylonites bien que le style de la déformation laisse supposer un chevauchement avec les roches du domaine fragile de type « protocataclasite ». Localement, les feuilletts de séricite de même que les fragments de quartz et les traînées de sulfures forment ensemble une foliation cataclastique de type C-S (Lin et *al.* 2001) qui confirme le mouvement apparent dextre inféré à partir des observations de terrain (Figure 2.21d).

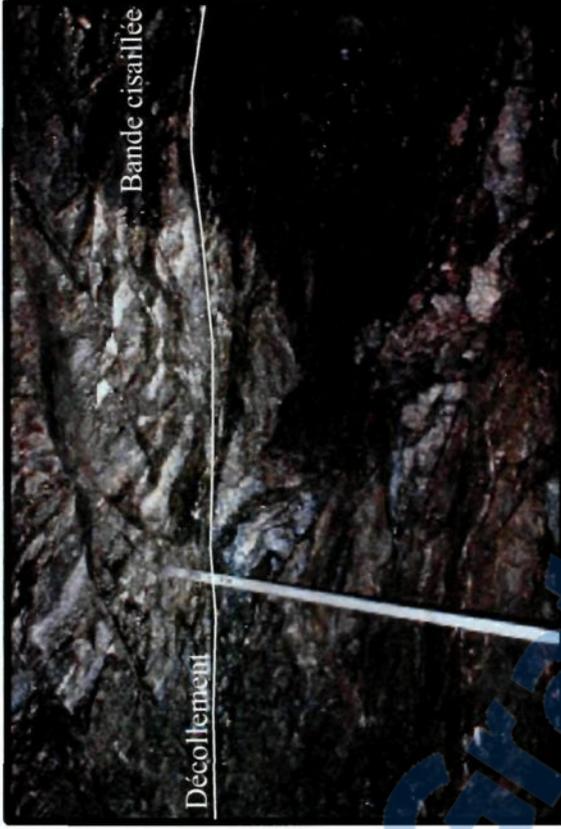
Figure 2.21



a)



c)



b)



d)

**Figure 2.21 Déformation ductile des sites Nv. 2530 GLS Secteur Nuri et Nv. 2600 GLN**

- a) Fabrique de type C-S développée dans une mince zone mylonitique située le long d'un plan de décollement au centre de la veine principale du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri. La relation angulaire entre la schistosité (S) et les plans de cisaillement (C) suggère un mouvement inverse lorsque réorientée. Échantillon EC4-13, lumière polarisée, 2,5x.
- b) Bande de cisaillement au toit de la structure principale montrant des lambeaux sigmoïdaux de quartz recoupés par de petites failles normales orientés E-O. Ces failles postdatent la déformation ductile et sont elles-mêmes recoupées par le plan de décollement du toit de la structure principale  $St_p$ , Photo PC5-2.
- c) Lame mince provenant de la bande de cisaillement et montrant des clastes de quartz déformés plastiquement et boudinés dans la schistosité. Certains clastes montrent localement des évidences de recristallisation dynamique. Échantillon EC5- 1A, lumière polarisée, 2,5x
- d) Foliation cataclastique de type C-S formée de minuscules clastes de quartz, feuillet de séricite et chlorite, et sulfures. La relation angulaire entre la schistosité (S) et les plans de cisaillement (C) suggère une mouvement dextre lorsque réorientée. Échantillon EC5-1A, lumière polarisée, 5x

### 2.6.6 Sommaire

Les points saillants du site 2600 GLN peuvent se résumer de la façon suivante :

- La veine est de faible puissance (~30 cm) ne dépassant que localement un (1) mètre. L'intensité de la déformation qui l'affecte est plus élevée qu'aux sites montrant une veine plus épaisse.
- Le contact ou la zone tampon entre les unités de hornblendite et de diorite semble être un locus favorable à la formation d'une veine et à la concentration de la déformation.
- Les observations pétrographiques faites sur des échantillons de la bande de cisaillement au toit de la veine montrent des roches qui chevauchent les domaines de déformation fragile-ductile. On y observe donc des roches de type protocataclasite à protomylonite avec développement de foliation cataclastique et boudinage des porphyroclastes de quartz à extinction roulante.
- L'ensemble des indicateurs de cisaillement observés aux échelles mégascopiques et microscopiques semblent être compatibles avec un mouvement apparent dextre.
- La déformation fragile tardive est analogue aux sites précédents et comprend de petites failles normales recoupées par la réactivation le long du plan de décollement au toit.

## **2.7. Nv. 2450 GLN Tajo 770 – Veine Consuelo**

### **2.7.1. Localisation**

Le chantier 770 est situé au nord-est du vecteur minéralisé central et est accessible par le niveau 2450 GLN, près de l'entrée de la rampe Clarita qui descend aux niveaux inférieurs (Figure 2.1). Une monterie qui fait le lien entre les niveaux 2450 et 2530 permet également d'y accéder. Ce site permet d'étudier une zone à sulfures massifs et la formation d'un *stockwerk* richement minéralisé (Figure 2.22).

### **2.7.2 Cadre lithologique et altération**

La veine et le *stockwerk* sont encaissés dans une diorite fortement altérée en séricite, quartz, chlorite, pyrite et carbonates. Les unités de roches fraîches n'ont pu être décrites à cet endroit. La zone tampon entre deux veines de sulfures massifs est plus fortement cisailée et fortement altérée en chlorite et carbonates que les épontes au mur et au toit de la zone minéralisée. On remarque aussi des variations dans l'intensité du blanchiment de la diorite en fonction de la distance et de la densité des veinules formant le *stockwerk*.

### **2.7.3 Veine et minéralisation**

Ce site permet d'observer une zone minéralisée formée d'au moins deux (2) veines de sulfures massifs soit la veine sommitale et la veine centrale (Figure 2.22a). Leurs épaisseurs varient quelque peu à l'échelle du secteur étudié passant de 15 à 50 centimètres. L'attitude moyenne est de  $038^{\circ}/42^{\circ}$ . Ces veines sont composées à plus de 75% de sulfures (Py + Ga ± Aspy ± Sp ± Cp) et sont particulièrement riches en chalcopryrite relativement aux sites précédents. Les teneurs y sont très élevées pouvant atteindre plus de 100g/t Au avec une moyenne d'environ 25 g/t Au.

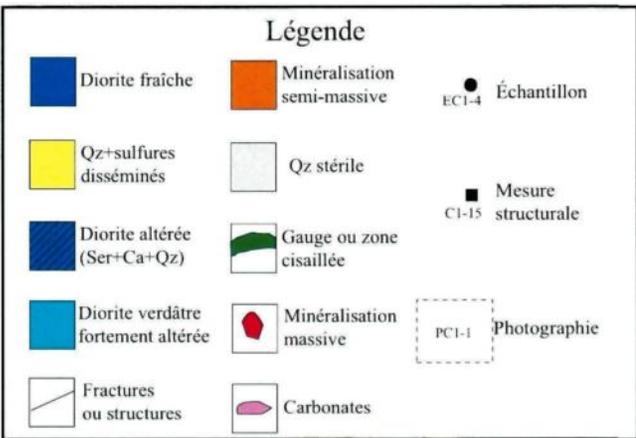
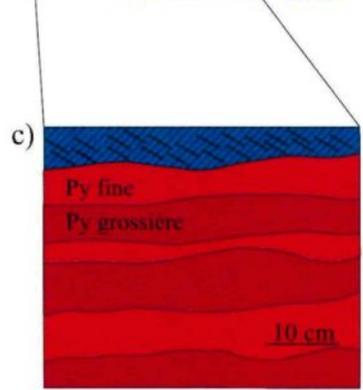
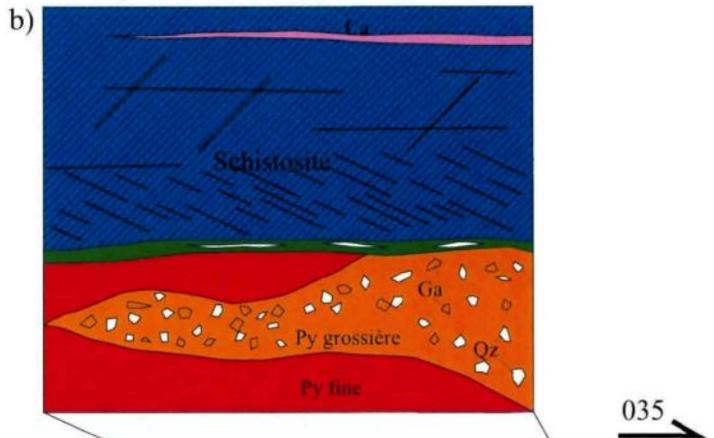
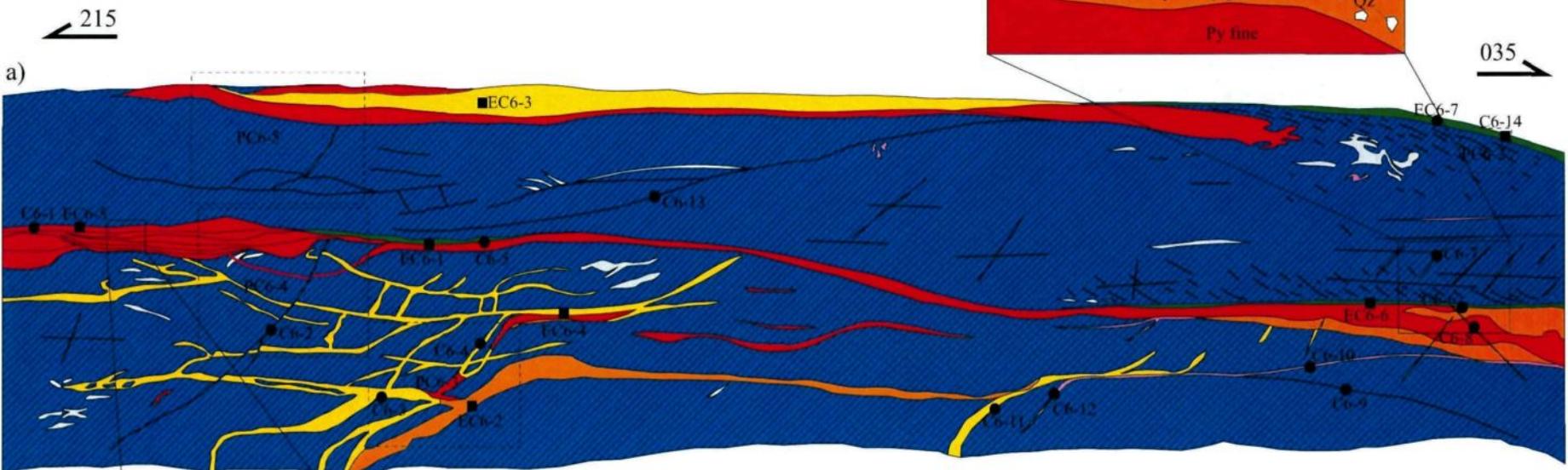
La veine sommitale est déformée et contient des lentilles discontinues de sulfures massifs et de quartz laiteux fortement cataclaté lui conférant une texture bréchique. La matrice remplissant les craquelures est composée de quartz-bleu gris microcristallin, pyrite à granulométrie fine et arsénopyrite avec galène et sphalérite accessoires. Quelques

Figure 2.22 Site Nv. 2450 GLN Tajo 770

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 2



bandes de pyrite plus grossière semblent avoir été épargnées de la déformation qui est typiquement partitionnée, c'est-à-dire distribuée de façon inégale dans la veine. Une zone schisteuse à diorite fortement altérée, mylonisée et injectée de veinules de calcite se retrouve dans la zone tampon entre la deuxième veine de sulfures massifs soit la veine centrale.

La veine centrale est composée d'arsénopyrite et de pyrite cataclasée le long du plan de décollement du toit, lui-même développé le long d'une mince zone mylonitique. La fragmentation des sulfures diminue graduellement à mesure qu'on s'en éloigne. Les observations pétrographiques permettent aussi de constater la présence d'un rubanement compositionnel interprété comme étant des lamines de crack-seal primaires sur lesquelles la déformation se superpose. Ce rubanement est formé de :

1. horizons riches en quartz idiomorphe faiblement cisailé;
2. alignement de micro-inclusions d'arsénopyrite (*aspy2*) et de pyrite (*py2*) en association avec le quartz microcristallin *q2*;
3. pyrite broyée dans une matrice de galène et de sphalérite;
4. pyrite plus massive.

L'or est quant à lui présent comme filonnets micrométriques dans la pyrite fracturée, comme grains précipitant en marges de la sphalérite-chalcopyrite-galène ou comme inclusions dans la galène. Ces observations corroborent les travaux précédents dans lesquels l'or avait aussi été répertorié comme petites inclusions dans la sphalérite et la galène et en fils dans l'arsénopyrite (Schreiber 1989; Vidal et al. 1995; Haerberlin 2002; Lavoie 2008).

Le mur est caractérisé par un *stockwerk* peu déformé à veinules centimétriques de quartz blanc stérile. De ces veinules, on reconnaît une grande population NNE-SSO à pendage modéré qui est plutôt parallèle à la veine principale, et plusieurs autres grossièrement orientées E-O à SE-NO. Des veinules et zones discontinues de sulfures plus tardifs (pyrite idiomorphe *py2* ± arsénopyrite pseudo-orthorhombique *aspy2* ± galène ± sphalérite) prennent clairement avantage du *stockwerk* préexistant en recoupant

occasionnellement le quartz blanc plus précoce. Cette relation de recoupement est d'ailleurs analogue à celle observée au site 2530 GLS du secteur Nuri et permet de situer la mise en place des sulfures massifs par rapport à la formation du *stockwerk*. Lorsque disséminée dans le quartz, la galène et occasionnellement la sphalérite montrent des textures arborescentes ou dendritiques similaires à celles observées au site Nv. 2450 GLS. Elles se mettent en place préférentiellement aux pourtours des cristaux de quartz à extinction roulante mais les recoupent parfois suggérant une texture de remobilisation de faible intensité suite à un événement fragile tardif. Leur présence en macroscopie et microscopie manifeste une distribution fractale du phénomène.

#### 2.7.4 Cadre structural

Tout comme aux sites précédents, la déformation est concentrée le long de l'interface rhéologique que forment les veines et plus particulièrement les lentilles de sulfures massifs. Une schistosité est bien développée dans la zone tampon près de l'extrémité nord et montre une obliquité par rapport au plan de veine (Figure 2.22b). Quelques indicateurs de cisaillement tels que des porphyroclastes de quartz formant des noyaux rigides de type « sigma » observés à l'intérieur d'une zone mylonitique au toit de la veine centrale suggèrent un mouvement apparent dextre. En lame mince, la même zone montre des franges de pression (*pressure fringes*) formées de cristaux de quartz qui croissent antitaxialement aux pourtours de grains cubiques de pyrite. Les franges de pression diffèrent des ombres de pression par la nature fibreuse du quartz. Des agrégats polycristallins sans structure interne caractériseront davantage les ombres de pression (Spry 1969). Les cristaux sont contrôlés par les faces de la pyrite (*face-controlled*) et se forment lorsque la déformation progressive produit des zones de basse pression dans la matrice aux pourtours de l'inclusion rigide (Fairbairn 1950; Durney et Ramsay 1973; Hanmer et Passchier 1991). Le sens de rotation des cristaux indique un mouvement apparent dextre lorsque reporté en plan.

La déformation fragile plus tardive s'exprime par une série de plans de décollement légèrement ondulants le long et à l'intérieur des veines principales. Quelques stries de glissement y ont été répertoriées et leur angle de chute ( $Ac(H) = 85^\circ$  et  $110^\circ$ ) suggère un

dernier mouvement à composante dominante pendage. De petites failles normales E-O déplacent le quartz stérile et les sulfures du *stockwerk* mais se butent au plan de décollement de la veine centrale.

### 2.7.5 Sommaire

Plusieurs éléments clés doivent être soulignés pour le site 2450 GLN Tajo 770 :

- Les veines à quartz microcristallin *q2* et sulfures de Pb et Zn postdatent clairement le *stockwerk* formé de quartz blanc stérile *q1*. Les sulfures prennent avantage de cette zone perméable au même titre qu'ils prennent avantage des craquelures et micro-fractures du quartz *q1* à l'intérieur de la veine principale.
- L'or est présent comme filonnets micrométriques dans la pyrite fracturée, comme grains précipitant aux contacts entre la sphalérite-chalcopyrite-galène ou comme inclusions dans la galène.
- Les lentilles de sulfures forment des surfaces idéales pour la concentration de la déformation et l'emplacement de plans de décollement qui auront, par le fait même, un effet important sur la cataclase des sulfures.
- Une zone de cisaillement se développe dans la zone tampon entre deux (2) veines de sulfures massifs qui forment des surfaces rhéologiques favorables à la concentration de la déformation.
- La déformation ductile est représentée par le quartz à extinction roulante, une schistosité oblique, des noyaux rigides de type « sigma » et des franges de pression. Certains de ces indicateurs sont compatibles avec un mouvement horizontal dextre.
- La déformation fragile est représentée par la cataclase du quartz et des sulfures, de petites failles normales à déplacement centimétrique et des plans de décollement mis en place le long des veines principales. L'angle de chute des stries de glissement suggère un dernier mouvement à composante dominante pendage.

## **2.8 Nv. 2750 GLN – Veine Consuelo**

### **2.8.1 Localisation**

Ce site est localisé dans la partie nord du niveau 2750. Il est accessible par la rampe Yuyi qui fait le lien avec le niveau 2650, ou de la surface à partir d'un adit situé au niveau supérieur (Figure 2.1). L'exposition de la veine y est faible due à l'ancienneté du secteur et de son utilisation comme cloison de ventilation. L'extrémité nord de la galerie fait partie d'un petit vecteur minéralisé au mur de la faille San Teofilo. Le reste du niveau ne fait partie d'aucun vecteur connu et ne contient que de très faibles valeurs en or. La cartographie couvre environ 200 mètres (Figure 2.23 et 2.24) et a permis d'analyser plusieurs familles de fractures et veinules, différents corps lithologiques et une veine qui se rétrécit graduellement pour devenir une structure cisailée et fortement altérée.

### **2.8.2 Cadre lithologique et altération**

Les roches qui encaissent la veine de ce secteur sont surtout composées de hornblendite et de diorite/tonalite qui s'altère en séricite, quartz et carbonates dans le premier mètre aux pourtours de la veine. Malgré l'absence de remplissage hydrothermal, la présence d'un front d'altération métrique en bordure de la structure principale laisse supposer le passage d'une quantité importante de fluides silicatés. La diorite est recoupée par un dyke aplitique d'attitude  $080^{\circ}/85^{\circ}$  près de l'entrée du site d'étude 2700 GLN EsVen 6. Cette aplitite est composée d'environ 50% de grains de quartz xénomorphe, 35% d'orthose, 10% de plagioclases et <5% de chlorite. Les feldspaths sont faiblement à modérément séricisés possiblement en raison de l'activité hydrothermale ayant eu cours dans le secteur. Ce dyke représente un événement tardif dans l'histoire magmatique du Batholite de Patáz mais précoce à la formation des veines, et appartient probablement à la même famille de dykes datés à 322,1 Ma sur muscovite et 325,4 Ma sur biotite (Haerberlin 2002).

Bien qu'il n'ait pu être cartographié, la carte géologique du niveau montre un contact faillé entre la diorite de l'extrémité sud et la hornblendite. En lame mince, cette unité est

Figure 2.23 Site Nv. 2750 GLN Partie nord

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

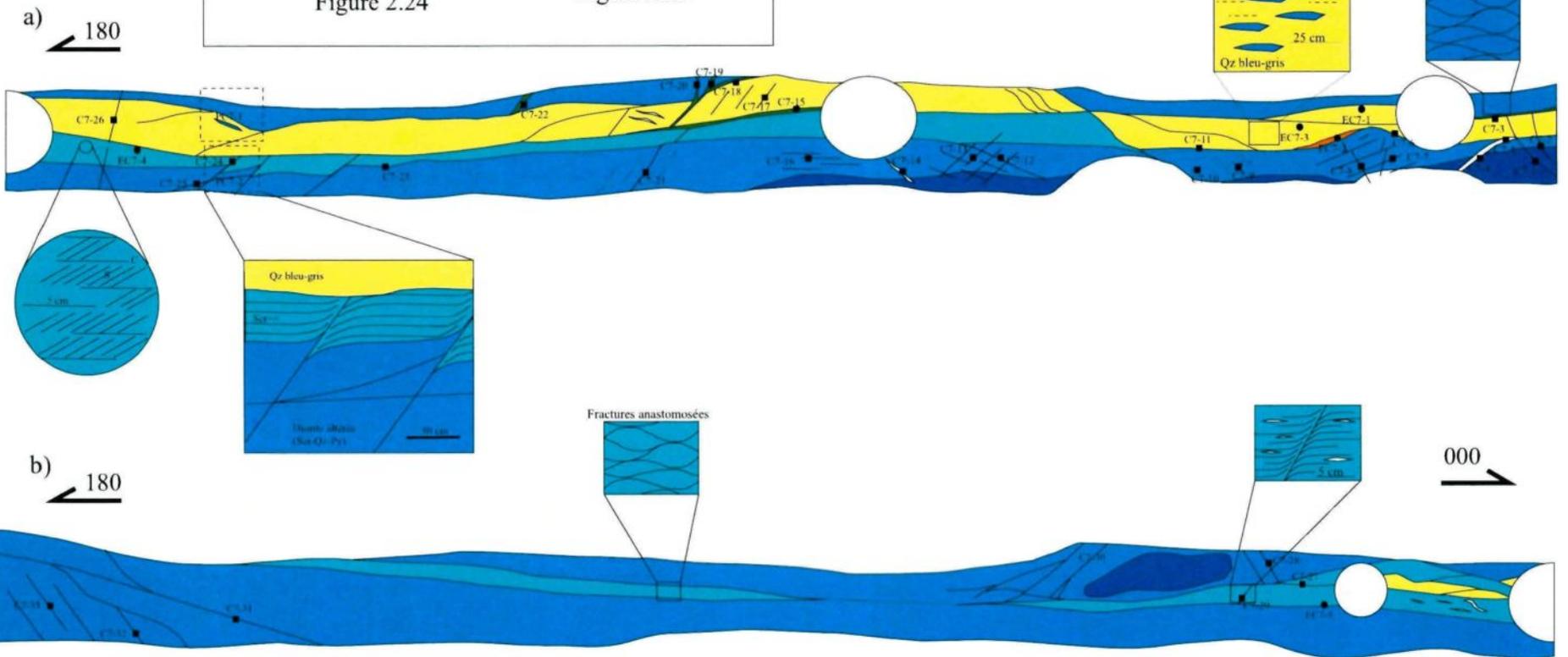
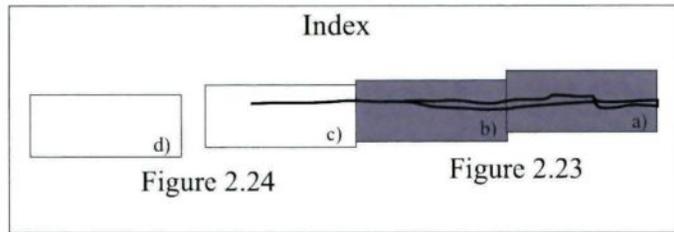
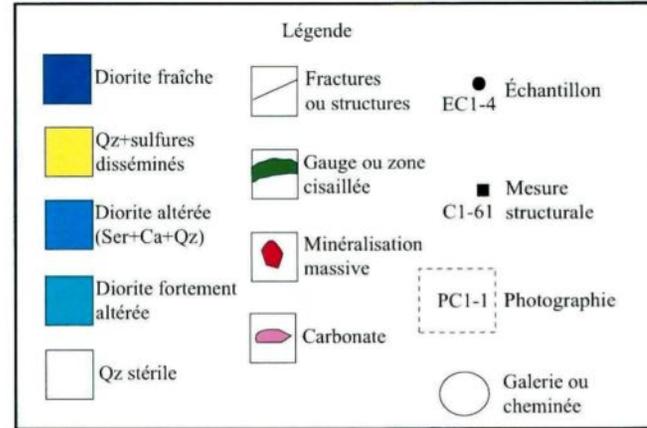
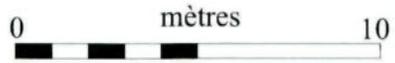


Figure 2.24 Site Nv. 2750 GLN Partie sud

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou



Index

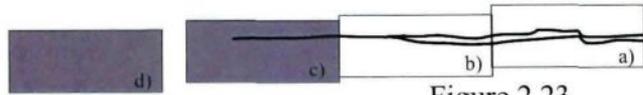
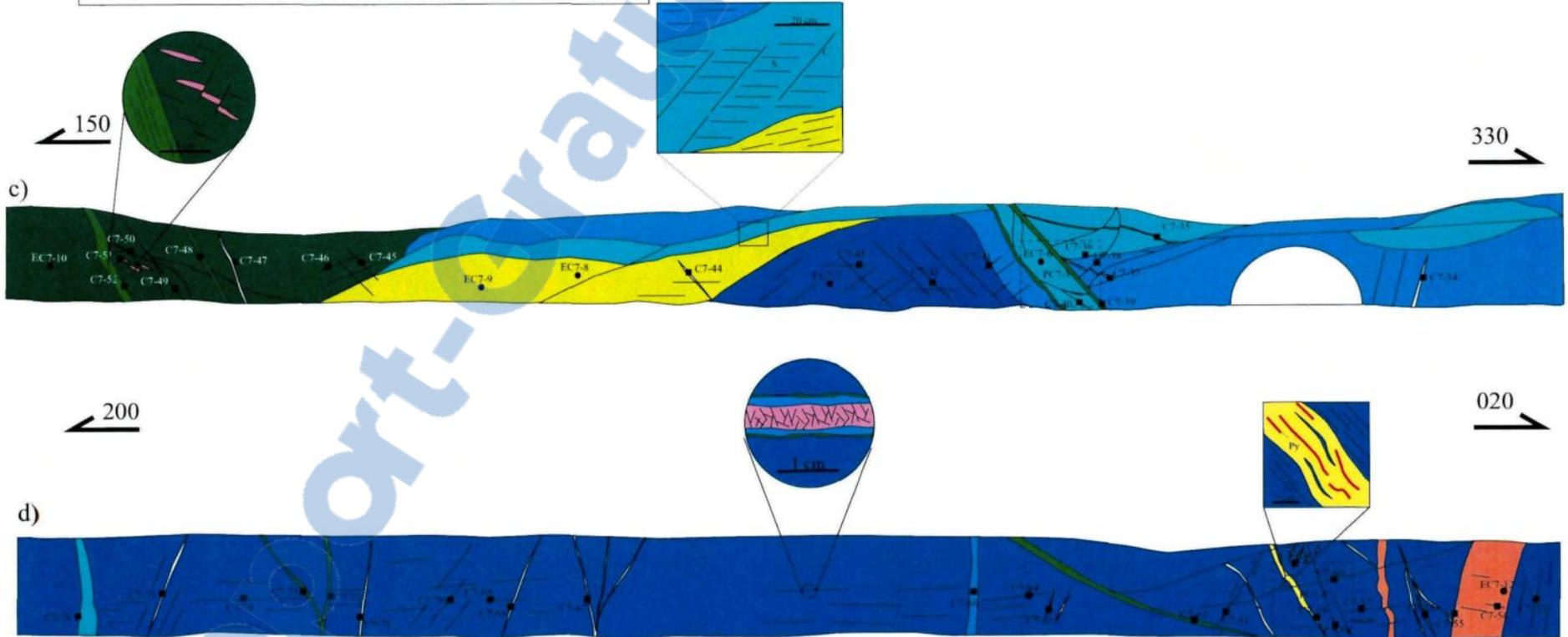
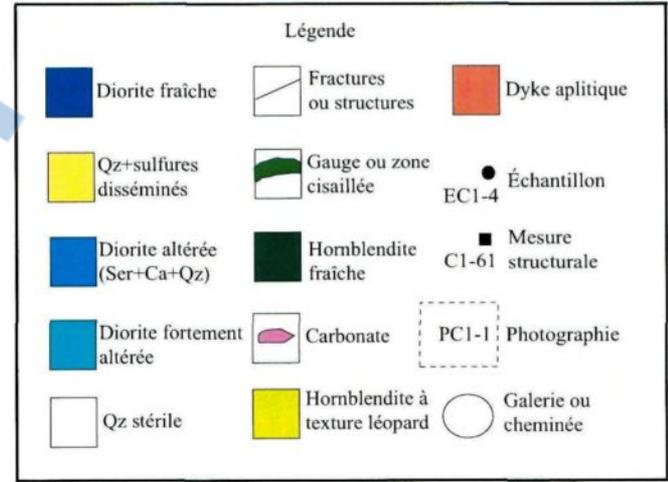


Figure 2.24

Figure 2.23



composée d'environ 80% de larges cristaux automorphes parfois poecilitiques de hornblende verte avec quelques plagioclases mâclés intergranulaires et très peu de quartz. La hornblende s'altère localement en biotite lui conférant une couleur brunâtre tachetée. Aucun pyroxène relique n'a été observé dans les échantillons de hornblendite étudiés. Les cristaux de hornblende sont de nature primaire plutôt que d'être un produit de l'altération des pyroxènes tel qu'interprété précédemment (Haerberlin 2002). Les similitudes observées entre la hornblende contenue dans la diorite/diorite à hornblende et celle observée dans l'unité basique sont donc compatibles avec une origine commune à partir d'un magma fortement hydraté. La nature du contact nord entre les unités de diorite et de hornblendite n'a pu être déterminée avec certitude en raison du piètre état des parois de la galerie. Toutefois, les observations sommaires de terrain suggèrent un contact graduel plutôt qu'un contact franc ce qui supporte également l'hypothèse d'une phase mélanocratique appartenant au Batholite de Patáz plutôt qu'un dyke lamprophyrique.

### 2.8.3 Veine et minéralisation

L'extrémité nord du niveau 2750 GLN (Figure 2.23) contient une veine irrégulière d'envergure moyenne de 1.7 mètres et variant entre 0.5 et 2 mètres. Les teneurs sont relativement faibles (<5 g/t Au) avec quelques échantillons ayant exceptionnellement titrés entre 30 et 50 g/t. L'attitude de la veine est légèrement variable avec un pendage de 48° (n=16) dans la partie nord de la galerie où une veine épaisse se développe, et un pendage légèrement plus abrupt de 52° (n=13) dans la partie centrale et sud où on note l'absence de veine. Cette faible inflexion le long du plan principal pourrait localement favoriser la formation d'une veine plus épaisse lorsque associée à une extension sub-verticale ou un mouvement inverse ou inverse oblique. Ceci a d'ailleurs été proposé pour la formation de la veine La Lima (Schreiber et *al.* 1990). Cette hypothèse sera traitée plus en détail au prochain chapitre.

La veine de l'extrémité nord est formée à plus de 90% de quartz blanc stérile et de quartz bleu-gris microcristallin. La minéralisation, peu observée sur ce site, semble former des amas centimétriques et veinules de pyrite-galène-sphalérite-arsénopyrite ou comme pyrite-arsénopyrite-quartz  $q_2$  matriciels dans les craquelures du quartz cataclasé

q1. En lame mince, le quartz idiomorphe est la texture dominante avec peu de sulfures et quartz microcristallin qui remplissent les interstices et forment des encroûtements. On reconnaît plusieurs fragments d'éponte anguleux et fortement altérés dont l'axe long montre un parallélisme avec les parois de la veine. La veine s'amincit rapidement sur une distance d'environ 5 mètres pour disparaître dans une zone schisteuse fortement altérée. Dans la partie centrale et sud (Figure 2.23b et 2.24), la veine fait donc place à une structure sans remplissage que l'on reconnaît aux épontes altérées et qui se perd régulièrement au toit de la galerie. De faibles valeurs en or atteignant jusqu'à 4 g/t ont été obtenues de l'échantillonnage systématique effectué dans cette zone ce qui supporte l'hypothèse du passage des fluides minéralisateurs malgré l'absence de veine.

#### 2.8.4 Cadre structural

Une zone de fractures anastomosées forme généralement le toit de la veine près de l'extrémité nord de la galerie. L'asymétrie de la veine et de la déformation semble s'inversée vers le sud. Ceci s'exprime par une épaisse bande cisailée au mur de la veine avec fractures anastomosées, boue de faille et protocataclasite/protomylonite formée de porphyroclastes de quartz et de diorite. Plusieurs surfaces de décollement compartimentent la veine en la recoupant et favorisent les chevauchements et duplications. La terminaison de la veine est caractérisée par une zone schisteuse avec lambeaux de quartz démembré et boudiné, et quelques traînées de sulfures qui, en lame mince, définissent une foliation cataclastique de type C-S à mouvement apparent dextre. Ce mouvement est d'ailleurs compatible avec du quartz en forme de noyaux rigides de type « sigma » observés sur le terrain.

La structure principale est formée d'une bande métrique riche en séricite et carbonates, et dominée par les fractures anastomosées. Une schistosité bien développée borde la structure principale et est recoupée par de petites failles secondaires elles-mêmes déplacées le long d'une surface de décollement réactivée plus tardivement. Une faille secondaire d'attitude 279°/46° possiblement syn-génétique avec la faille San Luis recoupe la structure principale et la déplace de façon apparente normale sur environ 2 mètres. Cette faille exhibe un comportement clairement fragile avec boue de faille

(gouge) injectée de carbonates le long des marges, et diorite particulièrement riche en quartz et faiblement altérée au centre. La faible sérinitisation et carbonation au sein de la faille concorde bien avec la faible empreinte blanchie notée dans la diorite adjacente et suggère que peu de fluides hydrothermaux ont transités à travers cette faille. Au moins deux autres failles orientées  $297^{\circ}/73^{\circ}$  et  $096^{\circ}/85^{\circ}$  et possiblement associées à la faille San Luis sont observées plus au sud.

Une quantité importante de fractures et veinules sont exposées le long de la galerie et particulièrement près de son extrémité sud (Figure 2.25a). De ces éléments planaires, on reconnaît deux grandes populations soit des fractures dont l'attitude moyenne ( $335^{\circ}/34^{\circ}$ ) représente celle de la veine Consuelo ( $003^{\circ}/43^{\circ}$ ) (Figure 2.25b), et des fractures et veinules de même attitude ( $277^{\circ}/87^{\circ}$ ) que les failles sécantes majeures telles que la faille San Luis et la faille San Teofilo (Figure 2.25c). Les veinules sont communément remplies de quartz-calcite à texture laminée et d'encroûtement. Certaines veinules E-O exhibent des fragments d'éponte et même quelques lamines de sulfures parallèles aux parois de la fracture. Tous ces éléments sont interprétés comme des évidences du mécanisme de *crack-seal*.

### 2.8.5 Sommaire

Les éléments suivants sont retenus pour le site 2750 GLN :

- Le contact entre les unités de hornblendite et de diorite est parfois faillé, parfois graduel ou, sur d'autres sites, injecté d'une veine de quartz-sulfures. Ces observations impliquent que peu importe la nature du contact, celui-ci représente un locus favorable au développement de structures planaires telles que les veines.
- La veine est principalement formée de quartz idiomorphe *q1* et contient plusieurs enclaves allongées parallèlement aux parois de la veine et composées d'éponte altérée.
- La structure principale est quant à elle comprise de fractures anastomosées et d'une zone schisteuse le long d'un plan de décollement résultant d'une réactivation tardive.

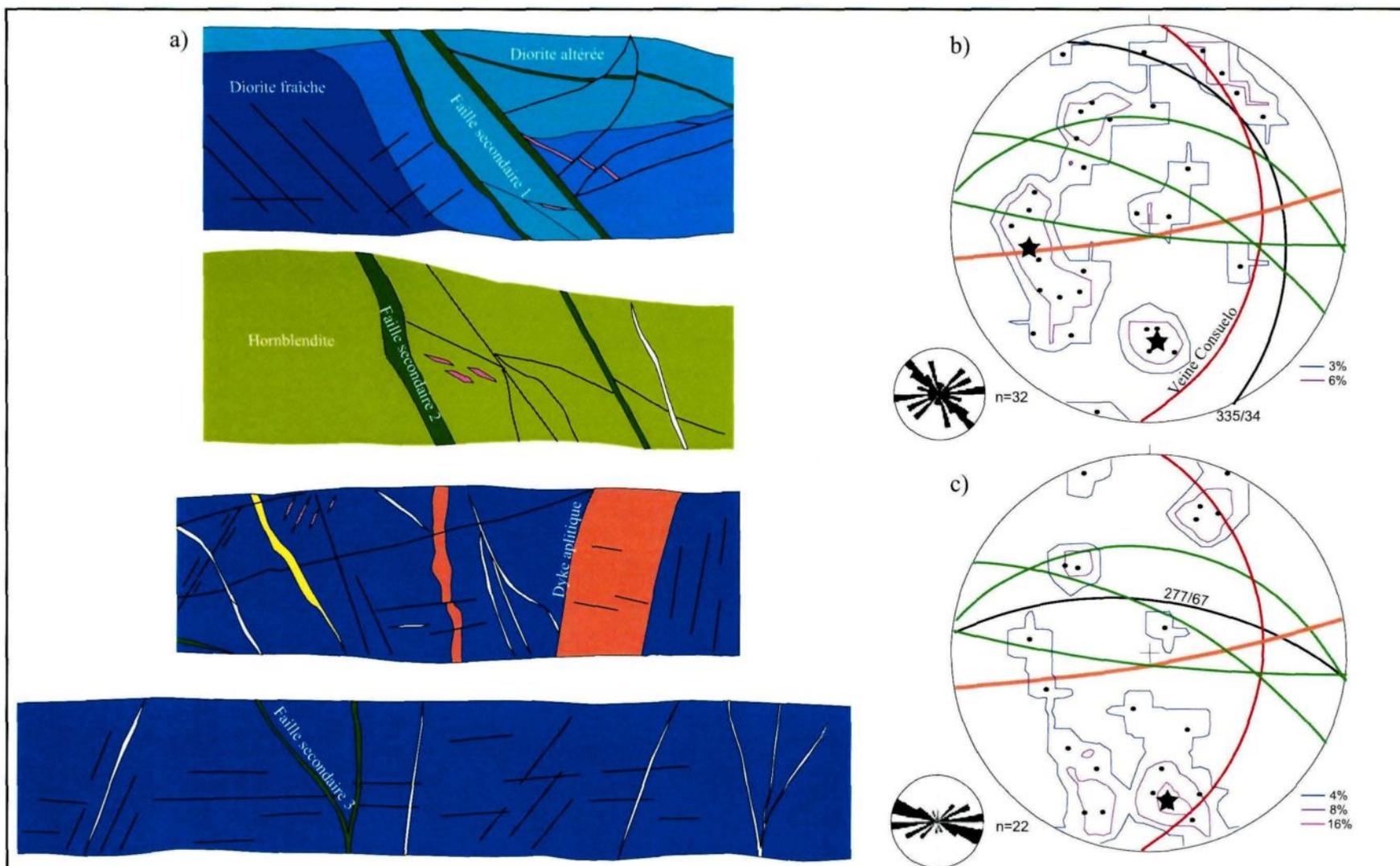


Figure 2.25. Relation entre fractures, veinules, dyke aplitique et failles au site Nv. 2750 GLN: a) Extraits de la cartographie de détail du site Nv. 2750 GLN, b) et c) Stéréogrammes équiariaux montrant la distribution des pôles des plans de fractures et veinules respectivement par rapport à l'orientation des failles secondaires associées à la faille San Luis (faille 1- 279/46, faille 2- 297/73, faille 3- 096/85), la veine principale (003/43) et un dyke aplitique (080/85). La moyenne des fractures (335/34) correspond grossièrement à l'orientation moyenne de la veine Consuelo tandis que les veinules (277/67) sont plutôt orientées parallèlement aux failles du secteur.

- La veine du secteur nord correspond spatialement aux zones à pendage modéré tandis que les secteurs central et sud, qui ne contiennent qu'une structure cisailée sans remplissage hydrothermal, montrent des pendages légèrement plus abrupts.
- Malgré l'absence de remplissage hydrothermal, la structure principale exhibe une empreinte altérée d'envergure métrique ce qui suggère le passage des fluides hydrothermaux.
- On reconnaît deux (2) grandes populations de fractures et veinules, soit une famille E-O à pendage vers le nord de même attitude que les failles sécantes, et une famille conforme à la veine principale, soit N-S à pendage modéré vers l'est.
- Une faille secondaire possiblement associée génétiquement à la faille San Luis montre un comportement fragile et n'exhibe qu'une faible empreinte altérée.

## **2.9 Nv. 2650 GLN Tajo 550 – Veine Consuelo**

### **2.9.1 Localisation**

Le site du niveau 2650 GLN est situé dans le chantier 550 près de l'entrée de la galerie nord qui permet d'accéder à la surface (Figure 2.1). Cette zone se trouve tout près de la faille San Luis qui n'a toutefois pu être observée en raison de la stabilisation de la faille par ciment projeté (*shotcrete*). Bien que l'exposition de la veine principale soit limitée, ce site a permis d'étudier les textures contenues dans des veinules secondaires au mur de la veine principale, et l'effet de la déformation fragile en bordure d'une faille majeure (Figure 2.26).

### **2.9.2 Cadre lithologique et altération**

La veine est encaissée au contact entre la roche basique (hornblendite) au mur et une diorite très faiblement altérée au toit. La fuschite de couleur verdâtre, qui provient de la substitution des cations de  $\text{Fe}^{3+}$  et  $\text{Al}^{3+}$  par le  $\text{Cr}^{3+}$  (Haeberlin, comm. pers.), est particulièrement présente dans les unités du secteur.

### **2.9.3 Veine et minéralisation**

Cette zone montre une veine de 1,5 à 2 mètres de puissance contenant moins de 5% de sulfures. Ceux-ci se présentent surtout à la base de la veine principale et dans les veinules secondaires sous forme de fines lamines millimétriques riches en pyrite, arsénopyrite automorphe, quartz microcristallin et séricite/muscovite, intercalées avec du quartz. On remarque également une fine dissémination en pyrite qui définit le pourtour des fibres de quartz et une lentille centimétrique de sulfures riches en galène et sphalérite. Plusieurs fragments anguleux de hornblendite altérée sont incorporés à la veine. Ceux-ci montrent les évidences d'une bréchification assistée par les fluides qui s'exprime par une fragmentation « *in-situ* » des clastes par du quartz laiteux. Les observations sommaires de terrain ont aussi permis de constater que la veine montre d'importantes similitudes texturales avec la veine du niveau 2450 GLS dont les textures dendritiques.

150

330

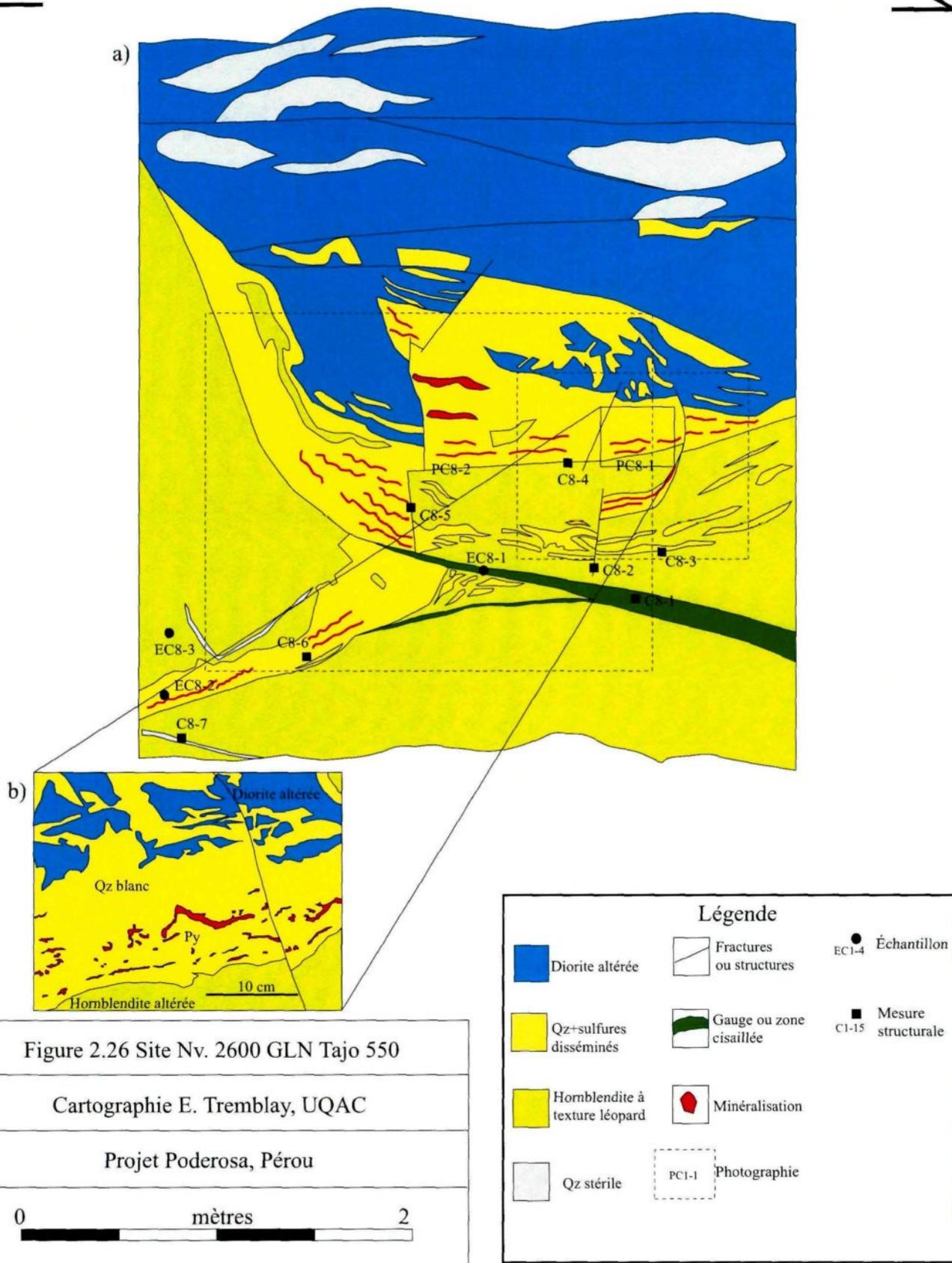


Figure 2.26 Site Nv. 2600 GLN Tajo 550

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

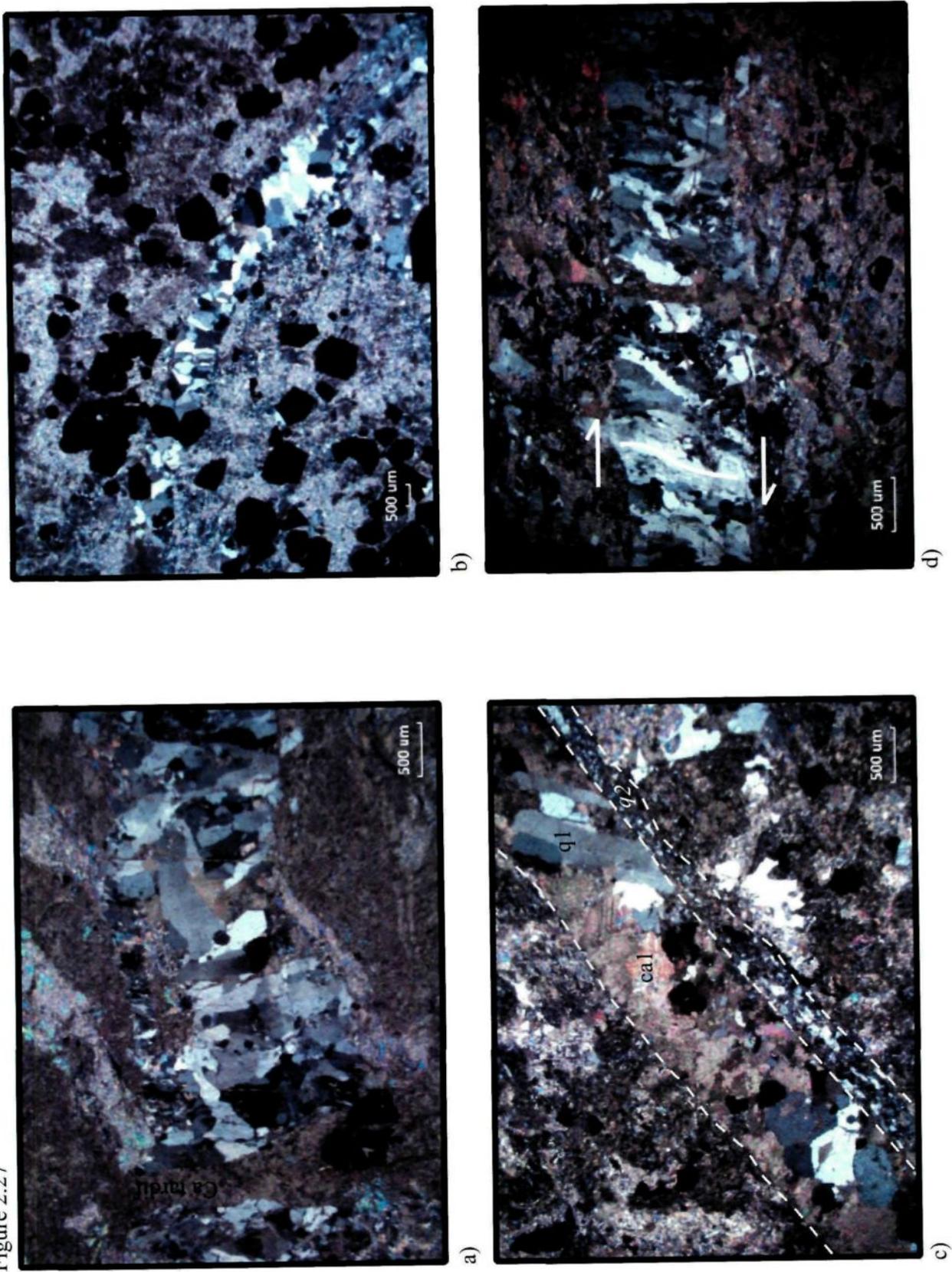
L'étude en microscopie des veinules secondaires au mur de la veine principale a permis de noter la dominance du quartz idiomorphe et des carbonates<sup>3</sup>. Tel qu'observé précédemment, les carbonates *cal* viennent remplir les espaces entre les cristaux de quartz *q1* mais semblent eux-mêmes recoupés et remobilisés le long de fractures et dislocations remplies de quartz *q2*. Ceci suggère une mise en place légèrement postérieure au quartz *q1* mais antérieure au quartz *q2*. Cet assemblage précoce de même que le quartz *q2* sont recoupés plus tardivement par de petites veinules de carbonates établissant ainsi au moins deux (2) générations de carbonates. Ces observations préliminaires, bien qu'incomplètes, tendent à corroborer la paragenèse établie par Lavoie (2008) mais différent de celle établie par Schreiber et *al.* (1990) qui se caractérise par l'absence de carbonates durant les deux premiers stages de la paragenèse.

Finalement, la détermination de la direction de croissance du quartz peut s'avérer importante pour l'établissement du vecteur d'ouverture (Ramsay et Huber 1983; Cox et Etheridge 1983; Vearncombe 1993). La déformation se concentrant souvent le long de la veine principale, les veinules secondaires peu déformées représentent des structures idéales pour l'étude de la croissance des cristaux de quartz. Dans certaines veinules du secteur, on remarque donc que les cristaux croissent sans contrôle apparent indiquant un taux d'ouverture de la fracture plus rapide que le taux de précipitation des minéraux hydrothermaux (Figure 2.27a). Dans d'autres cas, les cristaux semblent contrôlés par les parois de la fracture et croissent de façon antitaxiale (Figure 2.27b). Souvent, les fractures contiennent une quantité importante de carbonates *cal* et sont régulièrement rouvertes suite à une re-pressurisation du système permettant ainsi l'injection de quartz plus tardif (Figure 2.27c). Les mêmes conclusions peuvent être tirées des observations faites sur les autres sites visités à la mine Consuelo. Toutefois, un échantillon d'une veinule secondaire provenant du site Nv. 2450 GLN Tajo 770 exhibe des cristaux légèrement sigmoïdes (Figure 2.27d) indiquant un certain mouvement lors de l'ouverture et la croissance des

---

<sup>3</sup> Dans les gisements de Patáz, les minéraux de carbonates comprennent l'ankérite, la dolomite, la calcite et la sidérite (Haerberlin 2002; Schreiber et *al.* 1990). À l'exception de l'ankérite qui a pu être identifiée macroscopiquement dans certains secteurs, la distinction des différents minéraux, autre que par microsonde, colorimétrie ou index de saturation en CO<sub>2</sub>, est difficile et force l'utilisation du terme générique « carbonates ».

Figure 2.27



**Figure 2.27. Croissance des fibres de quartz dans les fractures**

- a) Fracture remplie de cristaux de quartz idiomorphe de tailles variées et sans contrôle directionnel apparent. On y reconnaît également quelques grains de carbonates de première génération (*cal*). La veinule est encaissée dans une hornblendite très altérée dans laquelle on remarque quelques plagioclases séritisés et des grains de hornblende complètement chloritisés et carbonatés. Une veinule de carbonates plus tardive recoupe la fracture remplie de quartz. Échantillon EC8-3B, lumière polarisée, 10x
- b) Cristaux de quartz *q1* remplissant une fracture millimétrique orientée N-S au mur de la veine principale du site Nv. 2450 GLS. Les fibres croissent localement de façon antitaxiale. Certains grains de pyrite idiomorphe semblent se superposer à la veinule suggérant une pyritisation légèrement plus tardive par rapport au stade d'affaiblissement, d'ouverture et de remplissage de la fracture. Échantillon EC1-5A, lumière polarisée, 2,5x
- b) Veinule riche en carbonates *cal* avec quelques grains idiomorphes de quartz *q1* provenant du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri. La fracture semble avoir été rouverte à la base et scellée par du quartz microcristallin *q2* faisant foi du mécanisme de crack-seal. Échantillon EC4-8, lumière polarisée, 10x
- d) Veinule de quartz à contacts francs, encaissée dans une diorite fortement altérée. Des carbonates plus tardifs recouper le quartz. Les cristaux de quartz *q1* sont en forme de sigmoïde suggérant un faible cisaillement synchrone au remplissage de la fracture. La géométrie des cristaux suggère un mouvement dextre lorsque reporté en plan. Échantillon EC6-6 , lumière polarisée, 10x

cristaux de quartz. Ce contrôle par le déplacement, qui suppose une mise en place synchrone au cisaillement, ne semble qu'être un phénomène local le long de la fracture et n'a pu être observé dans aucun autre échantillon analysé. Un vecteur d'ouverture grossièrement vertical à perpendiculaire aux parois des veines, sans contribution significative du cisaillement, est donc inféré supportant une fois de plus des veines « anté-déformation ». L'analyse, en macroscopie et microscopie, d'échantillons orientés supplémentaires montrant les veinules de long de l'axe longitudinal et l'axe pendage est toutefois recommandée afin de confirmer cette hypothèse.

#### **2.9.4 Cadre structural**

Dans ce secteur, la veine est irrégulière et faiblement affectée par le cisaillement et la déformation cassante tardive qui se manifeste par une série de failles secondaires déplaçant la veine. La déformation s'exprime également par du quartz à extinction roulante et/ou fracturé et disloqué. On remarque quelques plans de décollement rectilignes au toit. On constate aussi la présence d'un plan cisailé d'attitude  $321^{\circ}/46^{\circ}$  riche en carbonates et fuschite, et composé de roches fortement cataclasées. Ce plan définit localement le contact basal de la veine mais recoupe un relais de la veine principale au mur indiquant une fois de plus une superposition de la déformation sur des veines préexistantes.

#### **2.9.5 Faille San Luis**

La faille San Luis est l'une des failles sécantes de la mine Consuelo et constitue une faille conjuguée à la faille Perejil. Bien que cette faille n'ait pu être étudiée en détail, cette structure a été décrite par Oré-Sanchez (2006) comme une structure fragile-ductile orientée  $285^{\circ}/65^{\circ}$  à pendages très variables. Une altération riche en chlorite et séricite affectant les épontes de même que des veinules de quartz et de carbonates lui serait associée. Les roches au sein de cette structure auraient atteint le grade des mylonites tandis que les roches en marges correspondraient plutôt à des cataclasites (Oré-Sanchez 2006). Les observations faites au niveau 2750 GLN sur une faille secondaire lui étant

possiblement génétiquement associée ne semblent suggérer qu'une faible altération hydrothermale et un comportement plutôt fragile de la déformation en son sein.

### 2.9.6 Sommaire

Bien que l'exposition de la veine soit limitée dans ce secteur, quelques observations se doivent d'être soulignées :

- Tel qu'observé précédemment, le contact entre la hornblendite au mur et la diorite au toit semble être un locus favorable à la mise en place d'une veine.
- Les textures intra-filoniennes sont dominées par des lamines de sulfures et du matériel riche en séricite, le quartz idiomorphe et les brèches assistées par les fluides.
- Dans les veinules secondaires analysées, les fibres de quartz croissent sans contrôle directionnel apparent ou semblent localement contrôlées par les parois de la fracture avec une croissance antitaxiale.
- Les évidences de fibres contrôlées par le déplacement qui supporteraient le modèle d'une mise en place synchrone au cisaillement sont faibles et ne semblent représenter qu'un phénomène local.
- On reconnaît au moins deux générations de carbonates; une première légèrement postérieure au quartz en peigne  $q1$  mais antérieure au quartz  $q2$ , et une deuxième clairement plus tardive.

## **2.10 Nv. 2700 GLN EsVen 6 – Veine Consuelo**

### **2.10.1 Localisation**

Ce site est localisé dans la galerie EsVen 6 du niveau 2700 et représente la limite sommitale du vecteur minéralisé central (Figure 2.1). Cette zone est accessible par la rampe Yuyi qui permet également d'atteindre les zones plus au nord dont le site du niveau 2750 GLN. L'étude de ce secteur permet d'observer l'effet de la déformation ductile-fragile sur une veine mince à morphologie boudinée et encaissée dans une hornblendite. Une zone d'environ 25 mètres représentant une coupe longitudinale à regard vers l'ouest (Figure 2.28) fut cartographiée en plus d'une vue en section E-O (Figure 2.29).

### **2.10.2 Cadre lithologique et altération**

La veine est surtout encaissée dans une hornblendite à grains grossiers. En lame mince, l'unité fraîche comprend plus de 75% de cristaux prismatiques parfois mâclés de hornblende verte primaire qui se retrouve aussi plus localement sous forme aciculaire ou poecilites. On observe aussi des plagioclases (20%) et du quartz (5%) intergranulaire. Dans la hornblendite, l'altération forme un halo symétrique d'environ 10 à 20 centimètres aux pourtours des veinules secondaires observées au mur de la structure principale. Le toit est quant à lui complètement altéré en carbonate-chlorite-fuschite lui conférant une texture « léopard » typique. La diorite et la granodiorite sont toutes deux présentes à l'entrée de la galerie et sont recoupées par un dyke aplitique subvertical orienté E-O. Une famille de fractures grossièrement équidistantes et d'attitude  $324^{\circ}/33^{\circ}$ , similaire aux veines, recoupe le dyke et son encaissant. Ceci supporte l'hypothèse de fractures antérieures aux veines mais qui postdatent la dernière phase magmatique associée au Batholite de Patáz soit les dykes aplitiques (Haeberlin 2002).

### **2.10.3 Veine et minéralisation**

La veine est représentée à cet endroit par une zone métrique ( $E_{moy}=0.98m$ ) très schisteuse dans laquelle on peut reconnaître quelques lambeaux démembrés, plissés et

Figure 2.28 Site Nv. 2750 GLN EsVen 6

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

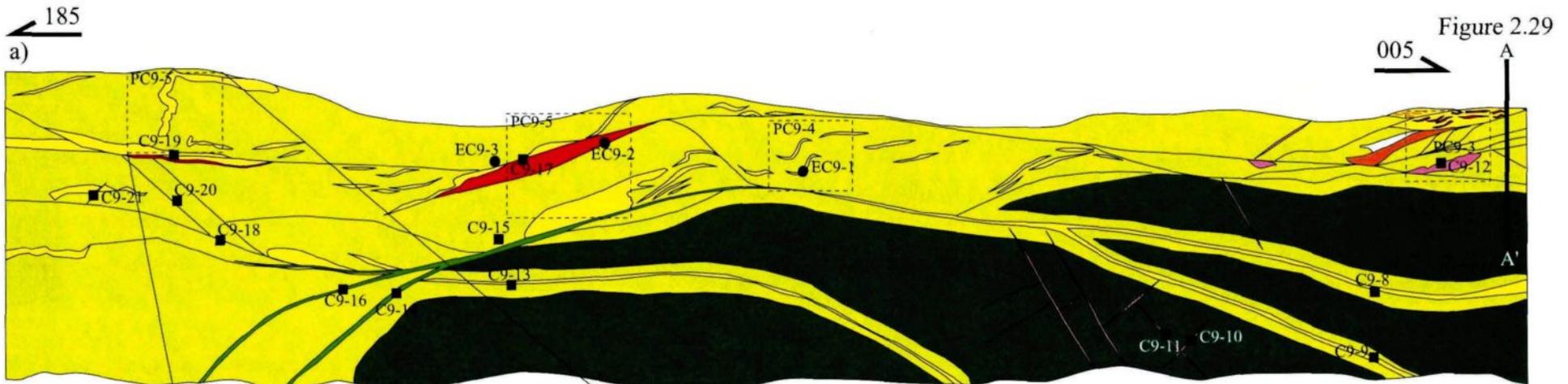
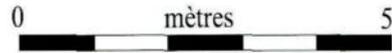


Figure 2.29  
005

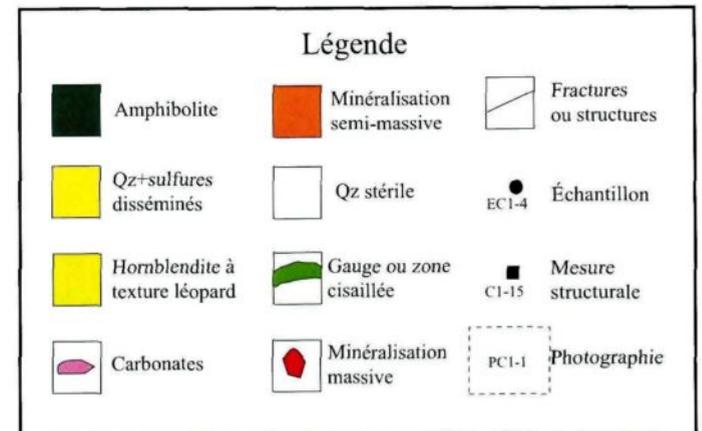
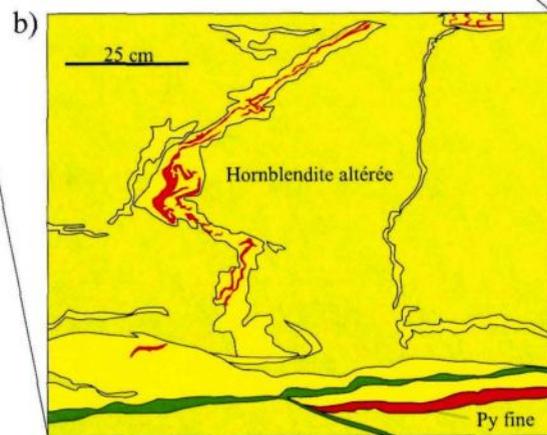
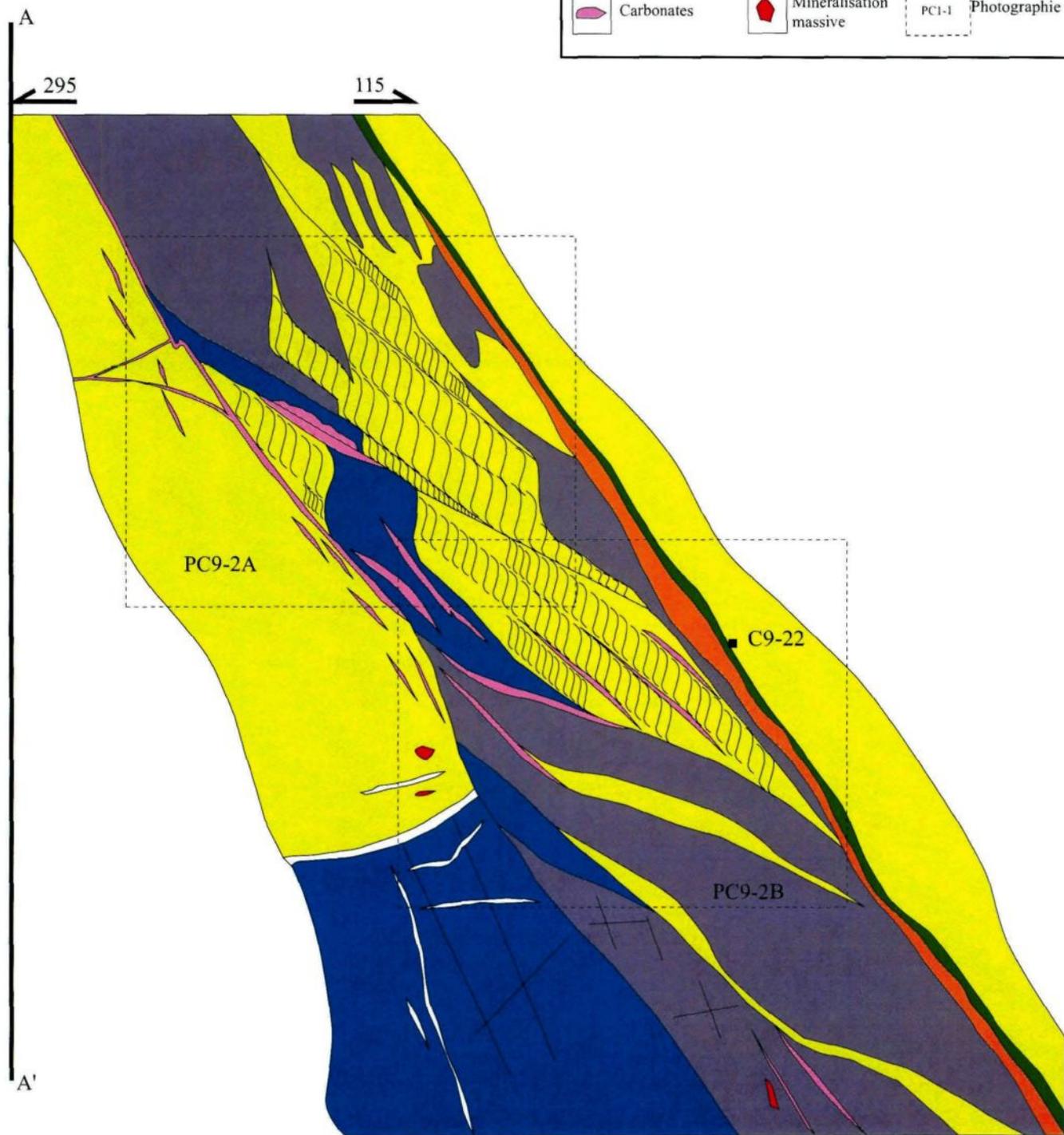


Figure 2.29 Site Nv. 2750 GLN EsVen 6 Coupe  
 Cartographie E. Tremblay, UQAC  
 Projet Poderosa, Pérou  
 0 mètres 1

**Légende**

 Diorite altérée (Ser+Ca+Qz)	 Minéralisation semi-massive	 Fractures ou structures
 Protomylonite	 Qz stérile	 Échantillon EC1.4
 Hornblendite à texture léopard	 Gauge ou zone cisailée	 Mesure structurale C1-15
 Carbonates	 Minéralisation massive	 Photographie PC1-1



faiblement minéralisés de quartz *q1* portant les empreintes de la déformation ductile. L'envergure de la veine semble croître vers le sud pour ensuite se perdre au toit du chantier. Les teneurs sont très faibles (teneur moyenne = 0.58 g/t Au) avec quelques pointes entre 7 et 15 g/t Au correspondant aux rares lentilles de sulfures semi-massifs. Ces lentilles sont composées de pyrite modérément cataclasée avec galène et quartz *q2* formant la matrice. L'arsénopyrite et la sphalérite s'observe en traces de même que la chalcoppyrite qui est tout de même plus abondante (~0.5%) que dans la plupart des autres sites étudiés. L'or est associé spatialement à la galène et se met en place dans les microfractures de la pyrite ou comme points libres dans les veinules de quartz. Plusieurs lambeaux de carbonates ferrifères (ankérite et/ou sidérite) que l'on reconnaît à leurs teintes rosâtres se retrouvent également sous forme lenticulaire dans la zone cisailée. Malgré l'intensité de la déformation, des lamines parallèles, interprétées comme une texture de *crack-seal* primaire, sont préservées dans certains lambeaux de quartz plissés.

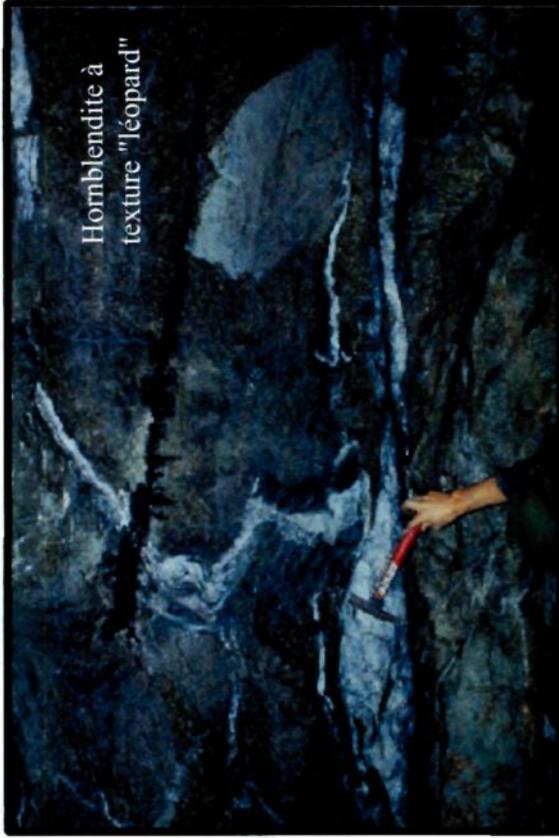
#### 2.10.4 Cadre structural

L'empreinte de la déformation est forte dans ce secteur et s'exprime de façon plutôt ductile avec une schistosité plissée et des lambeaux de veines, résultant du démembrement et du boudinage (Figure 2.30). Lorsque fortement cisailée, la hornblendite forme une ultramytonite selon la classification de Sibson (1977) avec réduction granulométrique importante (>90% matrice), développement d'une foliation intense et très peu de porphyroclastes préservés (<10%), surtout du quartz. D'autres évidences de la déformation ductile sont comprises dans le quartz et comprennent des extinctions ondulantes, des lamelles de déformation (Figure 2.31a), des dislocations (Figure 2.31b), et l'initiation de la néocrystallisation du quartz en plus petits grains par recristallisation dynamique des cristaux plus grossiers (Figure 2.31c). On se doit toutefois de souligner le défi que pose la différenciation du quartz microcristallin *q2* qui recouvrent et recoupent les grains plus grossiers *q1* d'avec le quartz recristallisé ou les sous-grains qui forment des sutures. Le quartz déformé est recoupé tardivement par des micro-failles remplies de carbonates.

Figure 2.30



a)



b)



c)

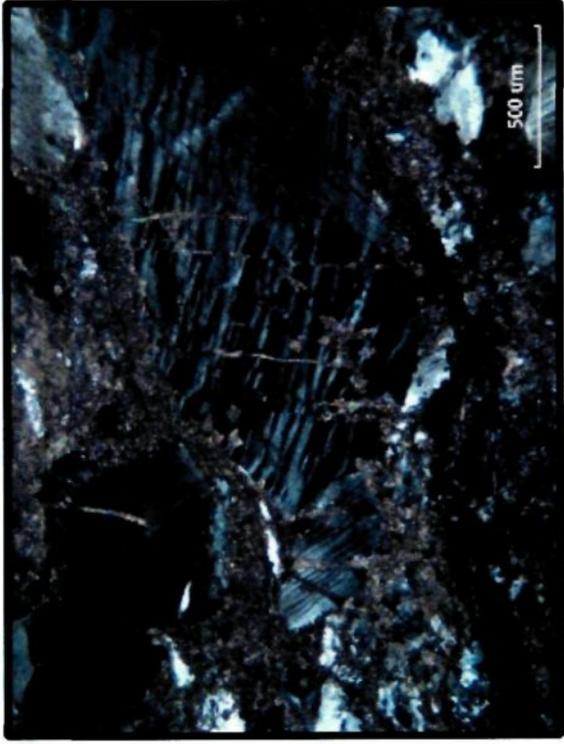
Figure 2.31



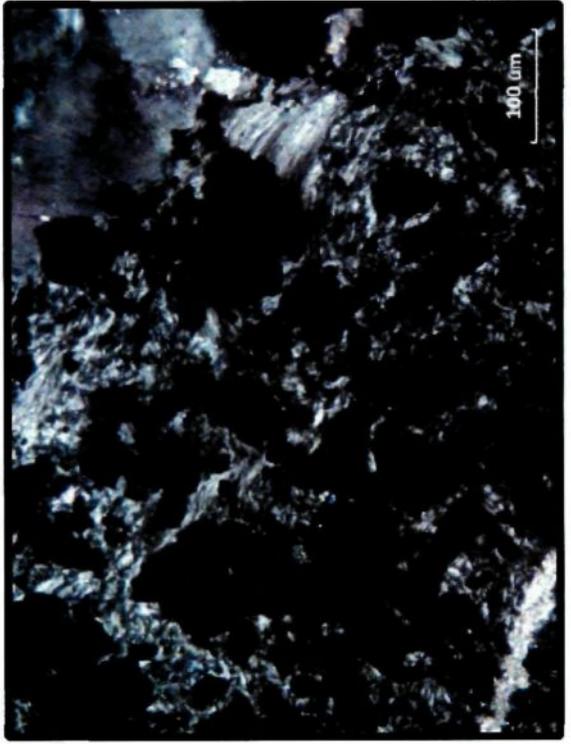
a)



c)



b)



d)

### **Figure 2.30 Veine à morphologie "boudinée"**

- a) Veine de type "boudinée" encaissée dans une hornblendite fortement altérée en chlorite-carbonates-fuschite-mariposite. La veine est matérialisée par une série de lambeaux de quartz-sulfures plissés et entraînés dans la schistosité. Photo PC9-4.
- b) Veine principale subhorizontale recoupée par un plan décollement. On observe aussi une veine secondaire subverticale de quartz-sulfures plissé et encaissé dans la hornblendite altérée à texture "léopard". Le relais a préservé des lamines de crack-seal primaires. Photo PC9-5.
- c) Échantillon provenant d'un lambeau de quartz plissé démontrant le caractère ductile de la déformation. Des lamines de Py-Aspy-Ser montrent le plissement et matérialisent possiblement des lamines de crack-seal "anté-déformation" qui favorisent la concentration et le partitionnement du cisaillement. Échantillon EC9-1.

### **Figure 2.31 Évidences de la déformation ductile au site Nv. 2700 GLN EsVen 6**

- a) Lamelles de déformation dans un grain de quartz à extinction roulante situé dans la charnière du pli de l'échantillon représenté à la Planche 9c. Échantillon EC9-1, lumière polarisée, 2,5x
- b) Dislocations et lamelles de déformation bien développées dans un grain de quartz à extinction roulante. On remarque des micro-veinules de carbonates recoupant la déformation ductile. Échantillon EC9-1, lumière polarisée, 10x
- c) Initiation de la polygonisation du quartz par le processus de recristallisation dynamique du quartz plus grossier en grains plus fins. Échantillon EC9-1, lumière polarisée, 2,5x
- d) Franges de pression composées de quartz et formées aux pourtours de grains de pyrite-arsénopyrite fortement cataclasés dans la charnière d'un pli. Échantillon EC9-1, lumière polarisée, 25x

Le comportement de la déformation dans la bande de cisaillement diffère ainsi légèrement de la déformation plutôt transitionnelle ductile-fragile généralement observée dans la diorite. Ce contraste rhéologique peut s'expliquer en partie par la granulométrie plutôt grossière de la hornblendite, sa composition riche en amphiboles et son altération plutôt intense et riche en carbonates et chlorite.

Les lamines de sulfures forment des interfaces idéales pour concentrer la déformation qui se partitionne dans les veines. Ceci est démontré par l'omniprésence de pyrite cataclasée et de franges de pression qui ceinturent la pyrite, surtout dans les charnières des microplis contenus dans des lambeaux de quartz déformés (Figure 2.31d). Une vue en section E-O à regard vers le nord montre une structure métrique fortement cisailée constituée d'une mince zone de boue de faille et d'une étroite veine de quartz microcristallin  $q2$  au toit. On remarque ensuite plusieurs bandes de cisaillement successives avec une schistosité bien développée dont l'obliquité et l'entraînement asymptotique le long du cisaillement suggèrent un mouvement apparent inverse. On constate au mur plusieurs veinules de carbonates ferrifères orientées parallèlement à la structure principale. Les mêmes veinules comprises dans la zone cisailée sont entraînées et plissées dans la schistosité suggérant une mise en place anté-déformation de l'ankérite. L'angle de chute des stries de glissement mesuré le long du plan de décollement au toit est encore une fois compatible avec un dernier mouvement à composante dominante pendage.

### 2.10.5 Sommaire

Les observations pertinentes aux éléments de synthèse présentés au prochain chapitre peuvent se résumer de la façon suivante :

- L'or est associé spatialement et temporellement à la galène et se met en place dans les micro-fractures de la pyrite  $py1$  ou comme points libres dans les veinules de quartz  $q2$ .

- La hornblendite apparaît comme un corps lithologique moins compétent que la diorite. Ceci pourrait s'expliquer par sa granulométrie grossière, sa composition riche en amphiboles et son assemblage d'altération composé surtout de séricite/muscovite, chlorite et de carbonates.
- Sur le terrain, la déformation ductile s'exprime par le démembrement, le boudinage et le plissement des veines, de même que le développement de bandes de cisaillement, de schistosité et d'ultramylonite.
- En microscopie, la déformation ductile s'exprime, dans le quartz, par des extinctions ondulantes, des dislocations, des lamelles de déformation, des franges de pression et l'initiation de la néocrystallisation du quartz en plus petits grains, par recristallisation dynamique des cristaux plus grossiers.
- En section E-O, la rotation asymptotique de la schistosité le long des plans de cisaillement suggère une composante de mouvement inverse de la déformation ductile. L'angle de chute des stries de glissement suggère un dernier mouvement à composante dominante pendage.
- La présence de veines intactes de quartz et de carbonates au mur mais fortement entraînées dans la schistosité dans la bande cisillée suggère une superposition de la déformation sur des veines préexistantes.

## **2.11 Nv. 2530 GLN Rampa Chinita –Veine Consuelo**

### **2.11.1 Localisation**

Accessible par la rampe Chinita, ce site d'étude est localisé à l'extrémité nord de la galerie du niveau 2530 (Figure 2.1). Il est limité au nord par la faille San Teofilo et au sud par une faille subsidiaire à cette même faille. Peu de veine est exposée le long de cette galerie servant surtout aux opérations de forage et à la ventilation des niveaux inférieurs richement minéralisés. Ainsi, cette galerie contribue surtout à l'observation de la terminaison d'une veine recoupée par une faille majeure et la compréhension du développement et de l'évolution d'une structure cisailée sans remplissage significatif (Figure 2.32). L'altération aux pourtours de la faille San Teofilo a aussi pu être étudié.

### **2.11.2 Cadre lithologie et altération**

La zone d'étude est composée principalement de diorite. Cette unité passe progressivement vers le nord à une diorite plus mafique (diorite à hornblende) et une hornblendite à grains grossiers pour se terminer près de la faille San Teofilo dans une unité de diorite fortement altérée. Cette unité n'est d'ailleurs identifiable qu'en lame mince grâce à sa texture ignée relique. Aucun contact franc n'est observé sur ce site et les similarités quant à la morphologie et taille des grains de hornblende primaire supporte l'hypothèse que la hornblendite pourrait appartenir à la suite magmatique de Pataz. Finalement, une diorite séricisée de même qu'une hornblendite faiblement chloritisée représentent les phases magmatiques observées du côté nord (au toit) de la faille San Teofilo.

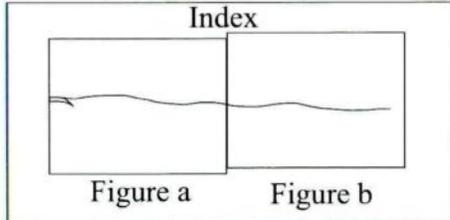
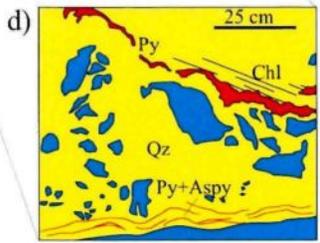
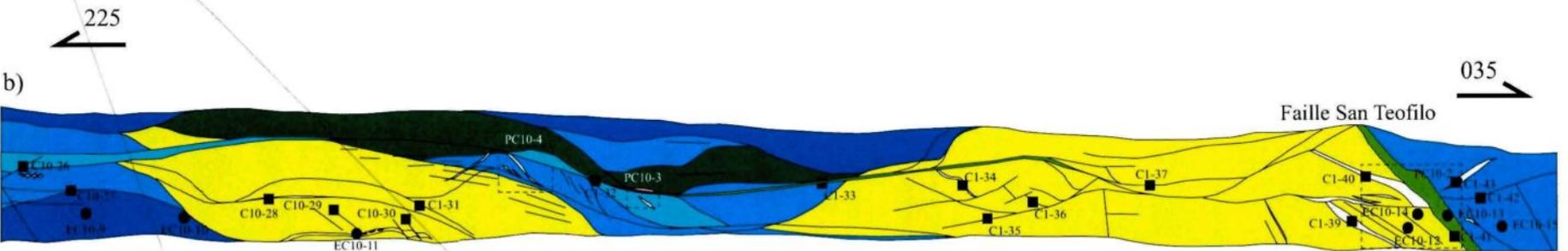
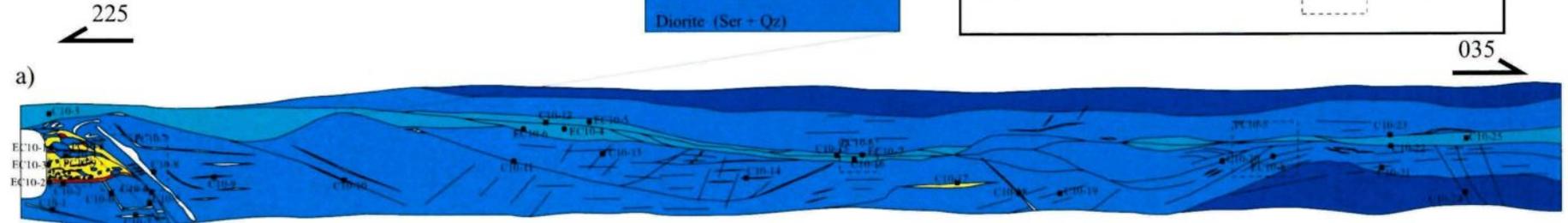
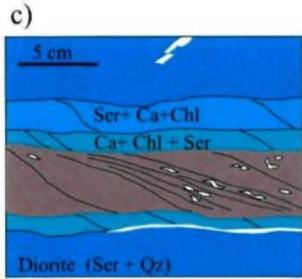
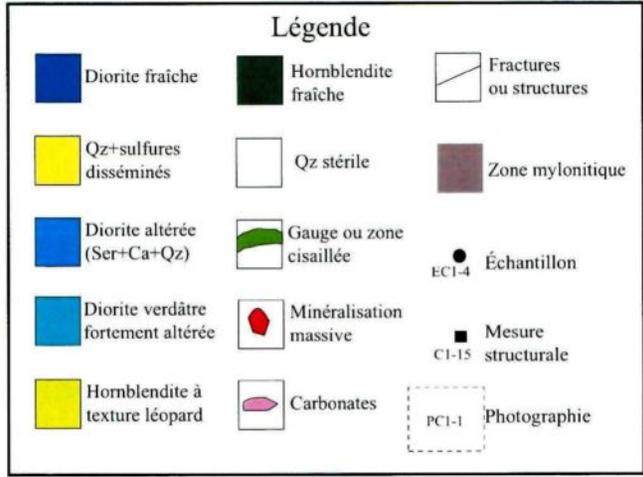
Le niveau 2530 GLN expose des épontes fortement altérées malgré l'absence de veine. La diorite montre une altération zonée dont l'intensité est inversement proportionnelle à la distance avec la structure principale. Une altération propylitique intense dominée par les carbonates et la chlorite s'observe dans les premiers centimètres aux pourtours de la structure principale, et passe rapidement à une altération phyllique dominée par la séricite et le quartz. Ces altérations forment des halos gris-verdâtres aux

Figure 2.32 Site Nv. 2530 GLN Rampa Chinita

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 10



pourtours de la structure principale mais aussi en bordure des veinules de quartz et carbonates retrouvées au mur. L'altération à chlorite-fuschite-mariposite-carbonates se retrouve donc dans les zones à hornblendite. Aux pourtours de la faille San Teofilo, l'altération est somme toute modérée et se résume en une diorite montrant des plagioclases séricisés et hornblende chloritisée. À l'intérieur de la faille, l'épidotisation domine avec une altération modérée en carbonates, chlorite et séricite.

### 2.11.3 Veine et minéralisation

Ce site d'étude met en évidence la terminaison d'une veine typique de 1 à 2 mètres d'épaisseur contenant des lamines de sulfures à la base et un faciès de brèches avec fragments d'épontes altérés non-déformés au centre (Figure 2.33a). Les fragments, dont les plus petits ne sont plus que des clastes « fantômes », sont arrangés de façon chaotique à l'intérieur de la veine. On remarque aussi quelques lamines riches en séricite orientées de façon oblique par rapport aux parois de la veine et recoupées par des amas de pyrite grossière. L'étude en lame mince d'échantillons de veines confirme la dominance du quartz idiomorphe avec pyrite et arsénopyrite finement disséminé ou en lamines. Les sulfures sont aussi associés au quartz microcristallin mis en place plus tardivement dans les porosités intercrystallines des fibres de quartz. La partie sommitale de la veine montre des rubans et amas de pyrite, et une zone à quartz bleu-gris avec large clastes de diorite et lentilles de sulfures ( $Py \pm Ga \pm Sp \pm Aspy$ ) semi-massives. La veine se termine au nord sur un plan de décollement d'attitude  $274^{\circ}/70^{\circ}$ . Celui est interprété comme étant une faille secondaire subordonnée à la faille San Teofilo qui est située approximativement 75 mètres plus au nord. Entre ces deux failles, on remarque une structure principale sans veine formée d'une étroite zone mylonitique qui forme un agencement complexe de relais le long d'un plan de décollement plutôt rectiligne. La puissance de cette structure varie de 0.3 à 1.2 mètre et ne contient que de faibles mais tout de même anormales valeurs en or variant de 0.2 à 1 g/t Au. On note un pendage moyen légèrement plus abrupt ( $P_{moyen} = 49.5^{\circ}$ ,  $n=14$ ) dans la partie centrale du secteur où aucune veine ne se développe, par rapport à la moyenne de la veine de l'extrémité sud ( $P_{moyen} = 35^{\circ}$ ,  $n=2$ ) ou par rapport au pendage moyen de la veine Consuelo ( $P_{moyen} = 45^{\circ}$ ,  $n=615$ ).

#### 2.11.4 Cadre structural

Ce secteur de la mine expose une structure principale formée d'un plan de cisaillement rempli d'une fine boue de faille autour duquel une zone mylonitique centimétrique s'observe. On y retrouve une schistosité bien développée qui affecte indistinctement la diorite et la hornblendite et forme une bordure décimétrique dans laquelle plusieurs petites lentilles centimétriques de quartz et de carbonates sont entraînées. Cette schistosité, d'attitude  $328^{\circ}/32^{\circ}$ , montre une relation angulaire avec le plan de cisaillement d'attitude  $033^{\circ}/49^{\circ}$  et suggère un mouvement apparent dextre (Figure 2.33b). En lame mince, la mylonite est caractérisée par des porphyroclastes sub-arrondis de taille micromillimétrique à centimétrique qui définissent une faible foliation. Les clastes sont dominés par les carbonates, le quartz et fragments d'éponte fortement altérés.

Les stries de glissement mesurées sur le plan principal sont compatibles avec un dernier mouvement grossièrement E-O le long du pendage. Plusieurs fractures souvent remplies de carbonates et quartz affectent le mur de la structure principale et montrent une faible empreinte blanchie. De ces structures planaires, on reconnaît une population dominante de même attitude que la veine principale (Figure 2.33c et 2.33d) et quelques rares fractures conjuguées plutôt E-O.

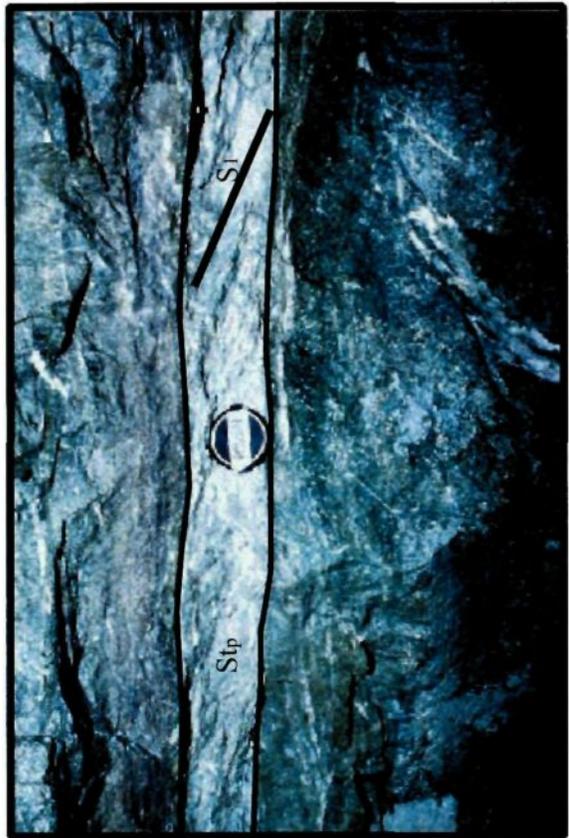
#### 2.11.5 Faille San Teofilo

La faille San Teofilo est l'une des failles sécantes E-O de la mine Consuelo. Elle fait partie de la même famille que la faille San Luis et serait conjuguée à la faille Perejil (Oré-Sanchez 2006). La faille se scinde près du niveau 2600 pour former une faille secondaire à pendage modéré ( $\sim 45^{\circ}$ ) plus au sud de la faille principale. La faille San Teofilo a été interprétée comme une faille de rotation (Oré-Sanchez 2006) sur la base de l'absence de déplacement apparent aux niveaux supérieurs (pôle de rotation situé approximativement au niveau 2750) tandis qu'un déplacement apparent senestre est observé en profondeur. Au niveau 2530 GLN, la faille subordonnée à la faille San Teofilo prend la forme d'un plan de cisaillement fragile sans schistosité qui recoupe la veine et la

Figure 2.33



a)



b)



c)



d)

**Figure 2.33. Observations du site Nv. 2530 GLN Rampa Chinita**

- a) Veine composite de l'extrémité sud formée de lamines de crack-seal le long du contact basal surmontées d'un faciès à fragments de diorite altérée. La zone de brèche est suivie par des lamines de *crack-seal* riches en séricite et recoupées par des amas de sulfures (py- aspy), puis par une zone de quartz blanc stérile. Photo PC10-8.
- b) Plan principal (So) représenté par une zone mylonitique. La relation angulaire entre la schistosité et les plans de cisaillement suggère un mouvement horizontal dextre lorsque reporté en plan. Photo PC10-6.
- c) Structure principale sans développement de veine formée d'une bande de cisaillement riche en chlorite et carbonates. Le mur est parsemé de fractures et veinules de Qz-Ca parallèles à la structure principale. Photo PC10-5.
- d) Série de veinules secondaires au mur et parallèles à la veine principale. Certaines veinules forment des relais avec la veine principale. On observe aussi localement des lamines de "crack-seal" formées de sulfures dans certaines veinules de plus grande envergure. Photo PC10-10.

déplace. La faille principale, d'attitude moyenne  $260^{\circ}/59^{\circ}$ , forme une épaisse zone chloritisée de 2 à 3 mètres remplie de boue de faille (*gouge*) et roches cataclasées. Les clastes moins déformés montrent une altération en épidote, séricite et chlorite. Les roches en périphérie montrent une séricitisation et chloritisation avec quartz à extinction roulante, parfois disloqué et phénocristaux de hornblende chloritisée et plissée. Plusieurs veinules de quartz et de carbonates s'observent en périphérie et à l'intérieur de la faille.

### 2.11.6 Sommaire

Les éléments énumérés ci-dessous résument de façon générale le secteur 2530 GLN Rampa Chinita :

- La veine est dominée par les lamines de sulfures, les brèches et les cristaux de quartz idiomorphe *q1* recouverts de quartz microcristallin *q2* et carbonates *cal*. Ceci suggère la formation de la veine par de multiples épisodes d'ouverture et de remplissage.
- L'encaissant est surtout composé de diorite qui passe graduellement à une diorite à hornblende puis à une hornblendite. Sur la base de la similarité des grains de hornblende primaire, et l'absence de contacts francs, l'unité mafique est compatible avec une phase mélanocratique appartenant au Batholite de Pataz.
- La veine est recoupée par une faille subordonnée à la faille San Teofilo qui montre un comportement manifestement fragile. La faille San Teofilo montre quant à elle quelques évidences de la déformation ductile avec une zone périphérique modérément à fortement chloritisée.
- Une zone cisailante surtout formée de cataclasite à mylonite avec très peu de remplissage hydrothermal forme la structure principale entre la faille subordonnée et la faille San Teofilo. Une empreinte altérée lui est associée de même que des valeurs anormales en or confirmant le passage de fluides hydrothermaux.
- La structure cisailée du secteur montre des pendages plus abrupts que la moyenne des pendages de la veine Consuelo ou bien de la veine observée plus au sud.

- La relation angulaire entre la schistosité et le plan de cisaillement le long de la structure principale est compatible avec une composante de mouvement horizontal dextre.
- L'angle de chute des stries de glissement de la veine/structure principale suggère un dernier mouvement à composante dominante pendage.
- Une famille de fractures et veinules de quartz-carbonates de même attitude que la veine domine le secteur.

## **2.12 Nv. 2400 GLS – Veine Consuelo**

### **2.12.1 Localisation**

La galerie 2400 GLS constitue le prolongement en profondeur du vecteur minéralisé sud (Figure 2.1). Ce site est accessible par la rampe Gina qui permet de relier le niveau 2450 aux niveaux inférieurs. Tout comme le site 2450 GLS, ce site est bordé au nord par la faille San Juan. Il a permis d'étudier une veine composite encaissée dans la diorite et les cornéennes, dont les textures internes sont dominées par le quartz idiomorphe en peigne et de type voide (Figure 2.34). La contribution du site provient aussi de l'examen des données de pendage qui semblent montrer une corrélation entre l'épaisseur des veines et les inflexions le long du plan principal.

### **2.12.2 Cadre lithologique et altération**

L'encaissant de la galerie 2400 GLS est surtout formée de diorite microgrenue injectée de tonalite/granodiorite sous forme de masses allongées à contacts francs. On y retrouve également quelques xénolites plurimétriques de cornéennes que l'on reconnaît à leur fine granulométrie leur conférant un aspect vitreux, de même qu'à leur couleur d'altération particulièrement foncée. L'encaissant principal, soit la diorite, s'altère en séricite, quartz, carbonate, chlorite et localement la pyrite aux pourtours de la veine. Le halo d'altération visible est relativement restreint se limitant au premier mètre de la roche encaissante. Dans les xénolites de cornéennes, l'altération le long des fractures remplies de matériel hydrothermal montrent un halo centimétrique lessivé gris-verdâtre riche en quartz, carbonate, chlorite, séricite et minéraux opaques possiblement pyrite-pyrrhotite-magnétite.

### **2.12.3 Veine et minéralisation**

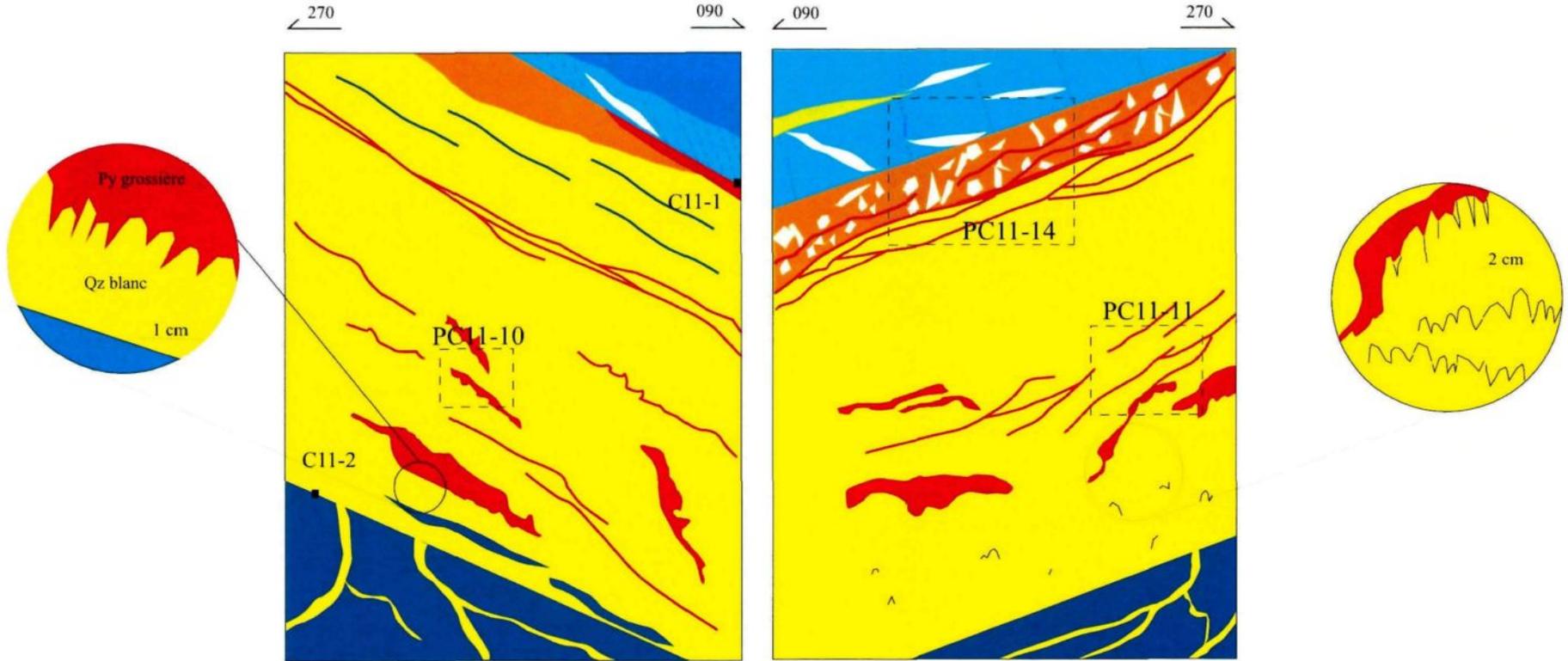
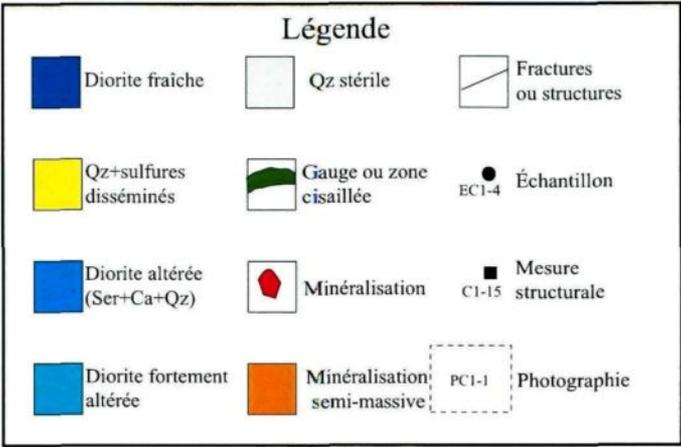
La veine du niveau 2400 GLS se compose de deux (2) secteurs minéralisés (nord et sud) séparés par une zone fortement structurée et faiblement minéralisée (central). La compilation des données des pendages, d'épaisseurs et de teneurs en or fournies par la mine tend à démontrer que les zones minéralisées sont spatialement associées aux zones

Figure 2.34 Site Nv. 2400 GLS

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 1



d'inflexion le long du plan principal. En effet, les épaisseurs dans le secteur nord, où des pendages modérés ont été mesurés, sont considérables atteignant plus de deux (2) mètres en moyenne et jusqu'à quatre (4) mètres localement. Les teneurs y sont relativement hautes avec une moyenne de 13.8 g/t Au. Des observations semblables peuvent être faites dans le secteur sud à l'exception des épaisseurs légèrement plus faibles que l'on explique à l'intensité de la déformation affectant avec une veine rhéologiquement plus faible de par sa composition riche en sulfures. Le secteur central, où les pendages sont plus abrupts, montre une veine mince et fortement tectonisée ne contenant que de très faibles valeurs en or. Le tableau 1 résume les données pour les secteurs nord, central et sud.

**Tableau 1. Données de pendage, épaisseur et teneurs en Au du niveau 2400 GLS**

Secteur	$P_{moy}$	$E_{moy}$ (m)	$E_{max}$ (m)	$Au_{moy}$ (g/t)	$Au_{max}$ (g/t)
<b>Nord</b>	43.5 (n=14)	2.03 (n=236)	3.80	13.8	211.4
<b>Central</b>	49.5 (n=32)	1.18 (n=95)	2.00	2.3	16.7
<b>Sud</b>	41.3 (n=12)	1.20 (n=1057)	3.60	15.0	140.3

n=quantité de données utilisées aux fins de calcul.

La veine du secteur nord comprend typiquement une zone massive à semi-massive au toit formée de quartz bleu-gris avec quelques rubans discontinus de sphalérite et galène (Figure 2.35a). Cette zone surmonte localement une lentille de quartz blanc stérile ou faiblement minéralisé en pyrite idiomorphe disséminée, en filonnets ou en veinules. On remarque aussi un horizon distinct à quartz microcristallin + pyrite + galène + sphalérite au centre de la veine. Une zone bréchifiée et broyée par le cisaillement le long du plan de décollement (brèche d'attrition) se développe localement au toit. La majeure partie de la veine est toutefois formée de quartz blanc parsemé d'amas de pyrite cristalline et arsénopyrite qui recouvrent les cristaux de quartz en peigne. Le mécanisme de « *crack-seal* » est exprimé par des lamines riches en pyrite et arsénopyrite de première génération et subparallèles aux épontes, de même que de minces lamines finement espacées riches en séricite-phyllosilicates (Figure 2.35b).

La croissance des cristaux est communément verticale à sub-perpendiculaire aux contacts et aux fragments d'éponte. Le quartz en peigne crée localement des

encroûtements sous forme d'alignements obliques (pendage vers le nord) suggérant une ouverture complexe des veines. La direction de croissance du quartz semble être aléatoire dans les sections plus épaisses de la veine et forme surtout des textures en voïde recouvertes notamment de pyrite grossière, de carbonates et de matériel riche en séricite (Figures 2.35c et 2.35d). Sans ce matériel, la veine paraît complètement massive (*buck quartz*) et dépourvue de fibres cristallines. L'ubiquité des textures en peigne et quartz cristallin sans contrôle directionnel de type voïde est interprétée comme l'expression du remplissage d'espace ouvert (*open-space filling*).

#### 2.12.4 Cadre structural

La géométrie de la galerie permet d'observer des veines secondaires de quartz stérile *q1* concordantes à la veine principale et quelques relais subverticaux formant un *stockwerk* au toit de la veine. Ces observations confirment du même coup que les veines secondaires et *stockwerk* ne sont pas un phénomène unique au mur de la veine principale et se forment également au toit. Le biais causé par la géométrie des chantiers souterrains, qui ne favorisent ordinairement pas l'exposition des épontes au toit, pourrait expliquer le peu de références aux zones de *stockwerk* développées au toit.

Le long du contact sommital de la veine principale, on retrouve généralement une mince zone mylonisée d'épaisseur centimétrique contenant une schistosité oblique et quelques fines lentilles minéralisées. Le contact veine-éponte est relativement franc et faiblement ondulant au mur. Des angles de chute de 85° et 90° ont été mesurés sur des stries de glissement respectivement au toit et au mur de la veine, et indiquent un dernier mouvement à composante dominante pendage.

La diorite de même que les cornéennes au mur montre une famille de fractures grossièrement parallèles à la veine principale et souvent remplies de quartz et carbonates. Ces dernières sont particulièrement bien développées dans les cornéennes où l'on observe un faible cisaillement le long de certaines fractures et veinules. Cette déformation fragile, qui se superpose tardivement sur les veines, est aussi matérialisée par de petits déplacements de l'ordre du décimètre sur des relais subverticaux. Les déplacements sont



Figure 2.35

b)

d)

a)

c)

**Figure 2.35. Textures intra-filoniennes du site Nv. 2400 GLS**

- a) Partie rubanée de la veine principale composée de quartz bleu-gris microcristallin à horizons de Py-Aspy-Ga-Sp surmontant un faciès de quartz blanc à lamines et filonnets de Py-Aspy. Les bandes et lamines de sulfures sont orientées parallèlement aux parois de la veine. Photo PC11-14.
- b) Lamines de crack-seal finement espacées à la base de la veine principale. Les lamines sont composées de séricite-phyllosilicates et sont parallèles au contact basal. Photo PC11-8.
- c) Veine secondaire au mur de la veine principale composée de fibres de quartz sans contrôle directionnel apparent avec carbonates intersticiels. Photo PC11-11.
- d) Zone à fibres de quartz idiomorphe à croissance aléatoire au centre de la veine résultant du remplissage d'espaces ouverts. Le quartz forme une texture de type "voïde". Les cavités intercrystallines sont remplies de carbonates-phyllosilicates et, en moins grande quantité de sulfures (Py±Aspy). Photo PC11-3

compatibles avec une composante de cisaillement horizontal dextre. On remarque aussi des évidences de duplications dans la veine principale en plus de la formation de zones de brèches d'attrition le long du contact sommital. Celles-ci correspondent aux brèches tectoniques de Jébrak (1997) et seront traitées plus en détail au prochain site (Nv. 2300 GLS).

### 2.12.5 Sommaire

Plusieurs éléments notés sur ce site tendent à confirmer certaines observations faites précédemment et se résument aux points suivants :

- Il semble exister une association spatiale entre l'épaisseur de la veine, les teneurs en or et les inflexions le long du plan principal. La zone centrale, qui montre des pendages plus abrupts, est ainsi caractérisée par une veine étroite et faiblement minéralisée. Les extrémités nord et sud, où les pendages sont plus modérés, comprennent une veine relativement épaisse et richement minéralisée.
- Les zones à *stockwerk* ne sont pas un phénomène unique au mur de la veine principale. Elles se développent également au toit mais sont plus difficiles à observer en raison de la géométrie des chantiers souterrains qui limitent l'exposition des épontes au toit.
- Les textures en peigne sont abondantes le long du contact basal de la veine et le long de certains fragments d'éponte. Le quartz en peigne s'observe également sous forme d'encroûtements obliques dans la veine suggérant une ouverture complexe de la veine.
- La direction de croissance du quartz semble être aléatoire dans les sections plus épaisses de la veine et forme des textures de type *voïde* recouvertes notamment de pyrite grossière *py1*, de carbonates *ca1* et de matériel riche en phyllosilicates. Sans ce matériel, la veine paraît complètement massive et dépourvue de fibres cristallines.
- Des fractures et veinules à quartz-carbonates parallèles à la veine principale sont présentes non seulement dans la diorite mais aussi dans les cornéennes. La

déformation cassante tardive se superpose préférentiellement sur ces structures planaires et montre de petits déplacements compatibles avec une composante de cisaillement horizontal dextre.

- Des stries de glissement mesurées au toit et au mur sont compatibles avec un dernier mouvement le long du pendage de la veine principale.

## **2.13 Nv. 2300 GLS – Veine Consuelo**

### **2.13.1 Localisation**

Lors des travaux de cartographie en 2001-2002, le niveau 2300 GLS correspondait à la limite connue de la veine Consuelo en profondeur. Situé dans le prolongement est du vecteur minéralisé sud (Figure 2.1), ce secteur est accessible par la rampe Gina et est bordé au nord par la faille San Juan. Il présente une veine épaisse et faiblement minéralisée avec textures intra-filoniennes bien préservées et quelques évidences de la déformation. La cartographie couvre près de 25 mètres de galerie (Figure 2.36) et représente une coupe longitudinale à regard vers l'ouest de la veine.

### **2.13.2 Cadre lithologique et altération**

Peu de variations lithologiques sont observées et la roche encaissante est surtout composée de diorite dont la composition minéralogique comprend environ 25% de hornblende, 5% de biotite, 55% de plagioclases et 15% de quartz. La diorite est chloritisée et séritisée aux pourtours de la veine mais les limites du halo d'altération ne sont pas observables. La diorite est fortement chloritisée sur une dizaine de mètres en bordure de la faille San Juan.

### **2.13.3 Veine et minéralisation**

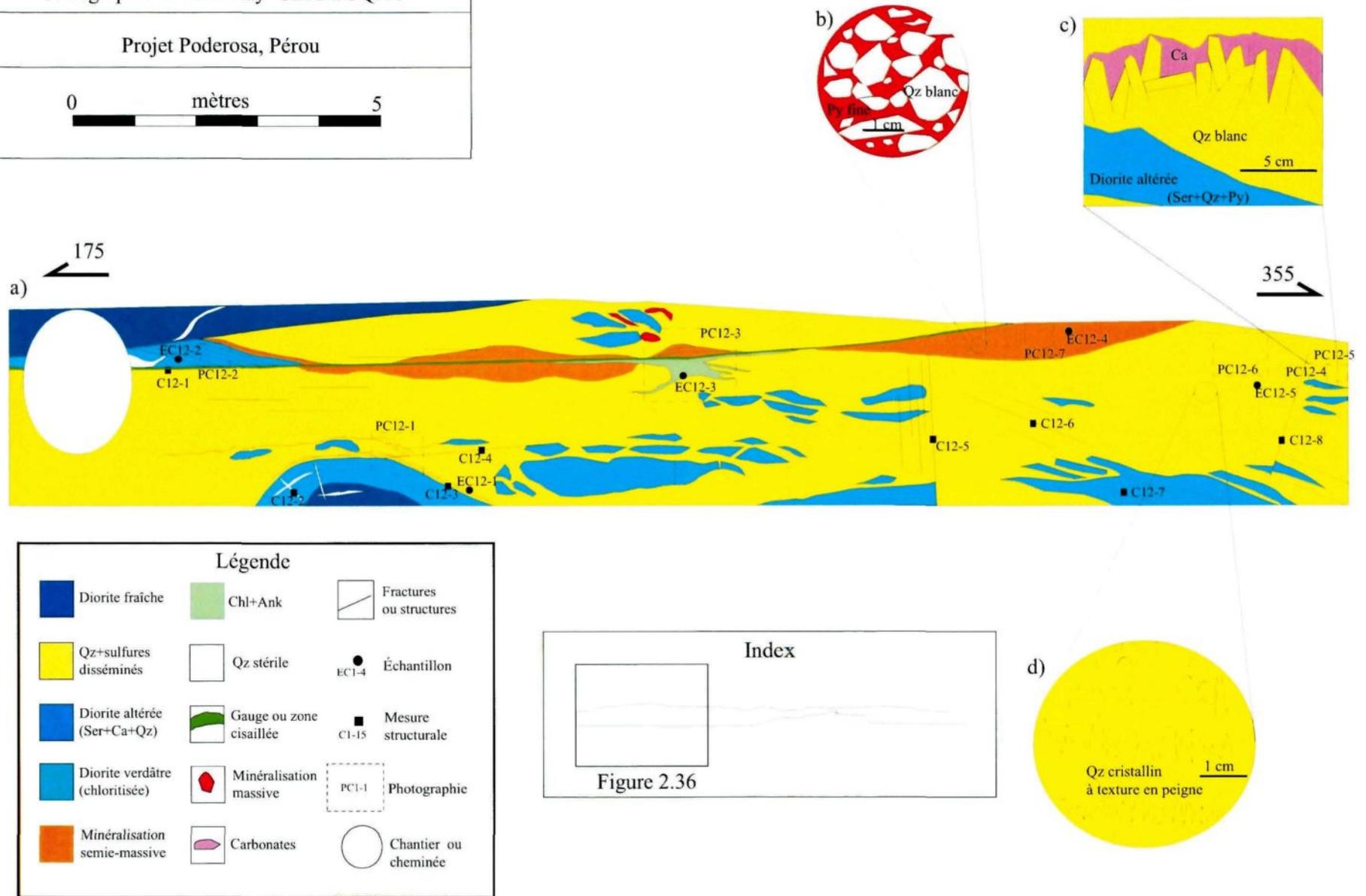
L'attitude moyenne de la veine est de  $359^{\circ}/48^{\circ}$  avec des pendages relativement constants le long de la galerie. Les teneurs sont généralement très basses variant de 0 à 3.5 g/t et ne dépassant qu'exceptionnellement les 5 g/t Au. L'épaisseur est relativement constante avec une moyenne de 1.5 mètres et quelques zones plus dilatées atteignant trois (3) mètres dans la partie nord de la galerie. La veine est composée à 90 % de quartz laiteux et stérile. Similairement au site Nv. 2400 GLS décrit précédemment, le quartz semble massif à première vue mais un examen approfondi révèle des cristaux millimétriques à centimétriques sans contrôle directionnel apparent au centre de la veine (Figure 2.37a). On note également des cristaux idiomorphes à texture en peigne le long des parois et des fragments d'éponte. Cette observation est rendue possible grâce aux

Figure 2.36 Site Nv. 2300 GLS

Cartographie E. Tremblay CERM/UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 5



carbonates, aux petits fragments d'éponte isolés suite à un épisode de bréchification antérieure et au matériel riche en séricite qui forme le matériel intercrystallin le long des encroûtements (Figure 2.37b). Une zone métrique exceptionnellement riche en carbonates ferrifères et chlorite massive est notée au toit de la veine qui est défini par un plan de décollement et des lambeaux de quartz  $q2$  minéralisés. L'ankérite représente manifestement un faciès distinct du quartz microcristallin  $q2$  et du quartz stérile  $q1$ , et est recoupée par le cisaillement. L'association spatiale et incidemment temporelle de la chlorite et de l'ankérite semble corroborer la paragenèse suggérée par Haeberlin (2002).

La minéralisation se présente surtout comme lentilles métriques le long de plans de décollement contenant du quartz microcristallin, pyrite, galène, sphalérite et arsénopyrite. Quelques brèches composées de fragments de quartz angulaires dans une matrice de pyrite et arsénopyrite cataclasées ( $\pm Ga \pm Sp$ ) se forment localement le long des plans de décollement au toit et au mur de la veine. Ces brèches sont interprétées comme des brèches tectoniques (brèches d'attrition) résultant de la friction le long des contacts en réponse au cisaillement (Figure 2.37c). Le quartz agit comme abrasif en raison de sa dureté (Jébrak 1997), la pyrite est broyée dû à son comportement fragile dans les conditions de pression et température typiques du faciès des schistes verts (Atkinson 1975; Marshall et Gilligan 1987) tandis que la sphalérite et la galène se déforment plastiquement dans les mêmes conditions (Clark et Kelly 1973; Salmon et al. 1974).

Finalement, on retrouve des veinules de pyrite au centre de la veine et des lamines subhorizontales le long des parois. Celles-ci miment localement les irrégularités le long du contact basal de la veine suggérant des épisodes de « *crack-seal* » contrôlés par cette interface. Dans le même ordre d'idées, les fragments d'éponte, typiquement non déformés et de taille métrique, montrent généralement un parallélisme de leur axe long avec les parois de la veine. Quelques clastes sont toutefois orientés obliquement et semblent plutôt contrôlés par une famille de fractures obliques d'attitude moyenne  $245^\circ/28^\circ$ . Ces fractures affectent non seulement l'encaissant au mur et contrôlent la morphologie et l'allongement des fragments d'éponte, mais se superposent à la veine. Cette superposition suggère que les fractures ayant favorisé la bréchification précoce du

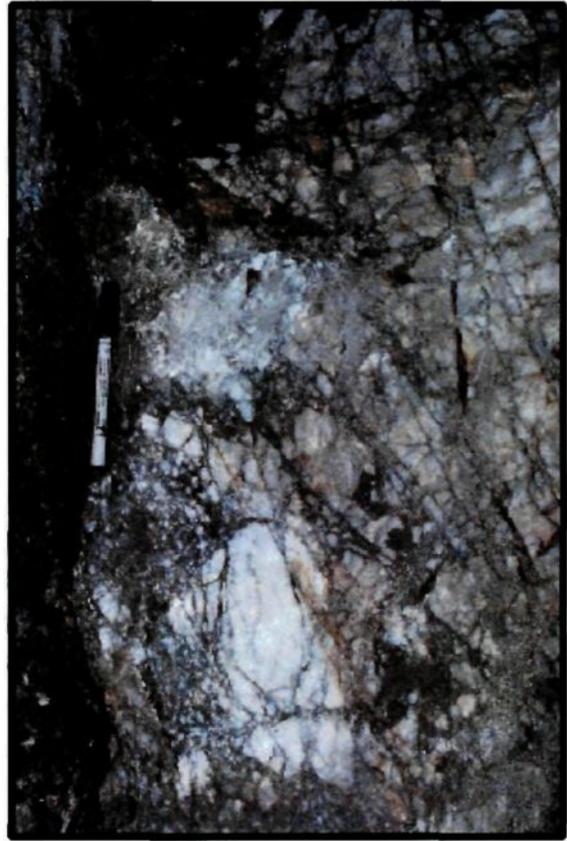
Figure 2.37



a)



b)



c)



d)

**Figure 2.37 Observations du site Nv. 2300 GLS**

- a) Zone formée de cristaux de quartz idiomorphe sans contrôle directionnel de type "voïde" résultant du remplissage d'espaces ouverts ou "open-space filling". Le matériel intercrystallin est surtout formé de carbonates, phyllosilicates et quelques fragments centimétriques d'épontes altérées. Photo PC12-6.
- b) Fragment d'encaissant dioritique incorporé à la veine et surmonté par des cristaux multi-centimétriques de quartz idiomorphe en peigne recouverts de carbonates-phyllosilicates. Les fibres de quartz isolent d'autres petits fragments d'encaissant fortement altérés. Photo PC12-4.
- c) Zone de brèche d'attrition (brèche tectonique) le long du contact sommital de la veine principale. La brèche est composée de fragments anguleux de quartz dans une matrice de sulfures riches en Py-Aspy fortement broyées (cataclasées). Photo PC12-7.
- d) Toit de la veine principale formée d'une bande schisteuse et chloriteuse. L'obliquité entre la fabrique planaire (schistosité) et le toit de la veine, qui forme un plan de cisaillement, suggère un mouvement dextre lorsque reporté en plan. Photo PC12-2.

mur constituent des structures planaires favorables à la concentration de la déformation plus tardive. Cette déformation se traduira localement par la propagation des fractures du mur jusqu'à l'intérieur de la veine.

#### 2.13.4 Cadre structural

La zone de déformation observée au toit de la veine montre une schistosité oblique (Figure 2.37d) et quelques plans de cisaillement. L'obliquité entre ces structures, qui forment ensemble une fabrique de type C-S, suggère une composante de mouvement horizontal dextre. On remarque aussi quelques lambeaux de quartz boudiné et indicateurs de cisaillement tels que des noyaux de type « sigma » et dominos qui tendent à confirmer le mouvement apparent dextre. La déformation post-minéralisation s'observe également par un faible chevauchement le long d'un plan de décollement d'attitude  $000^{\circ}/38^{\circ}$  parallèle à la veine principale. Finalement, on observe de fines lamines millimétriques et équidistantes de carbonates ( $ca3$ ) qui recourent les textures intra-filoniennes ainsi que le contact basal de la veine. Ces lamines pourraient représenter un épisode d'extension tardi-minéralisation. Ce type de lamines est d'ailleurs un phénomène répandu à la veine Consuelo mais son importance pour la mobilisation ou remobilisation de l'or est limitée étant donné leurs faibles extensions latérales (<1 mètre).

#### 2.13.5 Sommaire

Plusieurs éléments sont retenus pour le site Nv. 2300 GLS :

- Les textures intra-filoniennes sont dominées par les fibres de quartz idiomorphe millimétrique à centimétrique sans contrôle directionnel apparent (voïde) au centre de la veine et des cristaux idiomorphes en peigne le long des parois et fragments d'éponte.
- Des lamines parallèles miment localement les irrégularités le long du contact basal de la veine suggérant des épisodes d'ouverture et de remplissage (crack-seal) contrôlés par cette interface.

- Plusieurs fragments d'éponte métriques et non-déformés montrant les évidences de la bréchification assistée par les fluides parsèment la partie basale de la veine et sont orientés parallèlement au contact basal de la veine.
- Localement toutefois, certains fragments sont orientés obliquement et semblent contrôlés par une famille de fractures obliques. Celles-ci affectent l'encaissant au mur, contrôlent la morphologie et l'allongement des fragments d'éponte, et se superposent à la veine suite à une réactivation tardive.
- La déformation fragile tardive concentrée le long des parois de la veine forme localement des brèches d'attrition en plus de quelques chevauchements et réactivation le long de fractures obliques.
- Des lamines parallèles de carbonates *ca3* recourent toutes les structures intra-filoniennes de même que le contact basal et sont manifestement tardi-minéralisation.
- La relation angulaire entre la schistosité et les plans de cisaillement dans la bande schisteuse au toit suggère un mouvement à composante horizontale dextre. D'autres indicateurs de cisaillement tels que des noyaux « sigma » et dominos appuient ce mouvement.

## 2.14 Nv. 2350 GLN – Veine Consuelo

### 2.14.1 Localisation

Le niveau 2350 GLN (Figure 2.1) est une longue galerie orientée E-O au bout duquel on observe, en plus d'une plateforme de forage permettant l'exploration de la veine Consuelo en profondeur, une série de veines parallèles situées dans le prolongement de la veine Consuelo. Bien qu'aucune cartographie n'ait été réalisée à cet endroit, l'altération hydrothermale aux pourtours d'une veine à quartz-sulfures exposée en section E-O a pu être observée. Ce site a aussi permis d'étudier plusieurs corps lithologiques typiques de la marge ouest du Batholite de Pataz.

### 2.14.2 Cadre lithologique et altération

La diorite constitue la lithologie dominante du secteur. On retrouve également une granodiorite équi-granulaire en contact franc avec la diorite, et que l'on distingue à sa composition riche en quartz et sa texture « poivre et sel ». Ces deux (2) unités contiennent des enclaves anguleuses de taille décimétrique à métrique de micro-diorite fragmentée *in-situ*. Cette micro-diorite possède une minéralogie qui ressemble en tout point à celle de la diorite soit des plagioclases (andésite-oligoclase), hornblende et biotite, avec quartz et orthose accessoire. La source de ces fragments de micro-diorite reste incertaine bien qu'on ait postulé qu'ils pourraient appartenir aux roches du sous-bassement ou être le résultat d'une ségrégation de magmas (Oré-Sanchez 2006). On retrouve également quelques zones méso- à mélanocratiques irrégulières interprétées comme des zones plus différenciées de diorite à hornblende. Elles se distinguent de la micro-diorite de par ses contacts plutôt transitionnels avec la diorite, sa granulométrie intermédiaire à grossière mais surtout par sa composition riche en hornblende. Finalement, on remarque quelques enclaves plurimétriques de hornfels et des dykes aplitiques d'orientation E-O à NO-SE recoupés par une faille orientée 275°/50° soit parallèlement aux failles majeures du secteur Consuelo.

La vue en section E-O (Figure 2.38a) représente une fenêtre idéale pour l'observation de l'empreinte d'altération aux pourtours d'une veine principale et de veinules parallèles.

De plus, à l'instar des autres sites décrits précédemment, l'empreinte de la déformation est très faible à cet endroit ce qui facilite les observations de textures primaires. Comme on devrait s'y attendre, le front d'altération est symétrique de part et d'autre de la veine principale et des veinules secondaires. On remarque toutefois que les veinules millimétriques de quartz-carbonates présentent un front d'altération à séricite, quartz et pyrite de même intensité et de même dimension (~10 centimètres) que la veine principale, qui est beaucoup plus épaisse soit approximativement 30 centimètres. Quelques petits relais qui font le lien entre la veine principale et les veinules au toit montrent aussi un halo lessivé bien défini. Ceci laisse supposer que l'intensité de l'altération n'est pas directement proportionnelle à l'épaisseur du remplissage hydrothermale. Il est aussi intéressant de noter que l'altération semble se développer plus facilement le long des fractures N-S que le long d'autres familles de fractures.

### 2.14.3 Veine et minéralisation

Quatre (4) veines concomitantes, de même attitude que la veine Consuelo soit N-S à pendage modéré vers l'est et d'épaisseur variant de 0.20 à 1.20 mètre, s'observent le long de la galerie. Les teneurs y sont relativement basses soit de 1.16 g/t à 7.57 g/t Au. Ces veines possèdent généralement une minéralisation à Ga-Sp-Py encaissée dans un quartz idiomorphe en peigne le long des parois et orienté aléatoirement au centre de la veine (Figure 2.38b). La croissance des cristaux de quartz en peigne avec terminaisons rhomboédriques se fait de façon orthogonale aux parois. Ce phénomène contrôlé par la face (*face-controlled*) s'explique par une concurrence des cristaux pour l'espace disponible. Ceux-ci se développeront dans la direction permettant un taux de croissance maximum soit perpendiculaire aux parois de la veine (Dong et al. 1995). La formation de cette texture demande des conditions stables qui n'évoluent que très lentement dans un environnement en espace ouvert (Vearncombe 1993 ; Dowling et Morrison 1988). On remarque finalement de petites lamines fortement altérées et riches en phyllosilicates et pyrite qui représentent possiblement de petits fragments partiellement à complètement digérés de type « fantôme ».



Figure 2.38. Vue en section de la veine du site Nv. 2350 GLN : a) Empreinte de l'altération hydrothermale aux pourtours de la veine principale et d'une veinule secondaire au toit, b) Gros plan de la partie sommitale de la veine montrant la zonation de l'altération hydrothermale et les textures intra-filoniennes incluant fibres de quartz en peigne et de type voïde recouverts de sulfures (Py-Ga-Sp)

#### 2.14.4 Cadre structural

L'intensité de la déformation est très faible dans ce secteur mis à part un faible cisaillement le long de certaines fractures et veinules. Deux (2) familles distinctes de fractures s'observent aux pourtours de la veine étudiée. On retrouve tout d'abord une famille parallèle à la veine principale et remplies de quartz  $\pm$  carbonates montrant un front d'altération développé à proximité de la veine principale. On retrouve ensuite une famille de fractures conjuguées et grossièrement orientées N-S à pendage vers l'ouest. Ces fractures sont recoupées par la veine et ne montrent localement qu'une très faible empreinte altérée. Ces observations suggèrent que ces fractures existaient au moment de la mise en place des veines mais leur orientation par rapport aux champs de contraintes était défavorable à la dilatation et incidemment au passage des fluides hydrothermaux.

#### 2.14.5 Sommaire

Les éléments qui serviront à la synthèse et aux interprétations des prochains chapitres peuvent se résumer de la façon suivante :

- La hornblendite se distingue de la micro-diorite de par ses contacts plutôt transitionnels avec la diorite, sa granulométrie intermédiaire à grossière mais surtout par sa composition riche en hornblende.
- Lorsqu'une veine se développe, une minéralisation riche en Ga-Sp-Py est encaissée dans le quartz idiomorphe. Ce quartz forme des cristaux en peigne le long des parois et est orienté aléatoirement au centre de la veine.
- La croissance des cristaux de quartz en peigne avec terminaison rhomboédrique se fait de façon orthogonale aux parois.
- Le front d'altération est symétrique de part et d'autre de la veine principale et des veinules secondaires. L'intensité de l'altération n'est toutefois pas directement proportionnelle à l'épaisseur du remplissage hydrothermale.
- On note que l'altération se développe plus facilement le long des fractures N-S que le long d'autres familles de fractures. Ainsi, une famille de fractures conjuguées grossièrement orientées N-S à pendage vers l'ouest s'observe au mur de la veine

principale qui les recoupe. Ces fractures antérieures aux veines ne montrent toutefois qu'une très faible empreinte altérée.

## **2.15 Nv. 2410 GLSE - Veines Maria Rosa**

### **2.15.1 Localisation**

La veine Maria Rosa est située à environ 4km au sud-est de la veine Consuelo, à mi-chemin entre les villages de Pataz et de Santa Maria (Figure 2.1). Accessible par le portail d'accès (Cortada) Maria Rosa du niveau 2410, cette mine se retrouve très près de l'extrémité sud de l'intrusion septentrionale du Batholite de Pataz. Le niveau 2410 GLSE représente la limite basale du filon de Maria Rosa. Il présente une veine modérément affectée par la déformation cassante avec textures internes bien préservées (Figure 2.39 et 2.40). Bien que les zones fortement minéralisées des niveaux supérieurs n'aient pu être cartographiées, les éléments d'observation colligés au niveau inférieur pourront contribuer à la compréhension du/des mécanisme(s) d'ouverture et de formation des veines. Quelques observations recueillies au niveau 2520 GLSE de la mine Irma seront aussi présentées dans cette section.

### **2.15.2 Cadre lithologique et altération**

La veine Maria Rosa est encaissée dans une granodiorite à tonalite grenue relativement homogène à l'échelle de la veine. On note la présence de plusieurs xénolites multi-métriques de cornéennes. Leur abondance à cet endroit peut vraisemblablement s'expliquer par la position de la veine Maria Rosa aux abords d'une partie lobée de l'intrusion de Pataz qui est encaissée dans les ardoises et schistes de la formation de Contaya.

La granodiorite s'altère en séricite, chlorite, carbonate dans les premiers 10-20 centimètres aux pourtours de la veine principale et le long d'un réseau de fractures remplies de matériel hydrothermal. Outre le métamorphisme de contact, l'altération affectant les enclaves de cornéennes le long des veines, veinules et fractures est atténuée et ne forme qu'un petit halo décimétrique délavé riche en séricite, épidote et chlorite. À la veine Irma, une forte argilisation caractérise la structure principale (Figure 2.42a). Cette altération s'explique possiblement par la nature de l'encaissant, soit les cornéennes,

Figure 2.39 Site Nv. 2410 GLSE Veine Maria Rosa

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

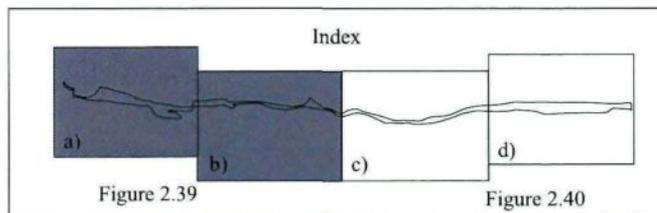
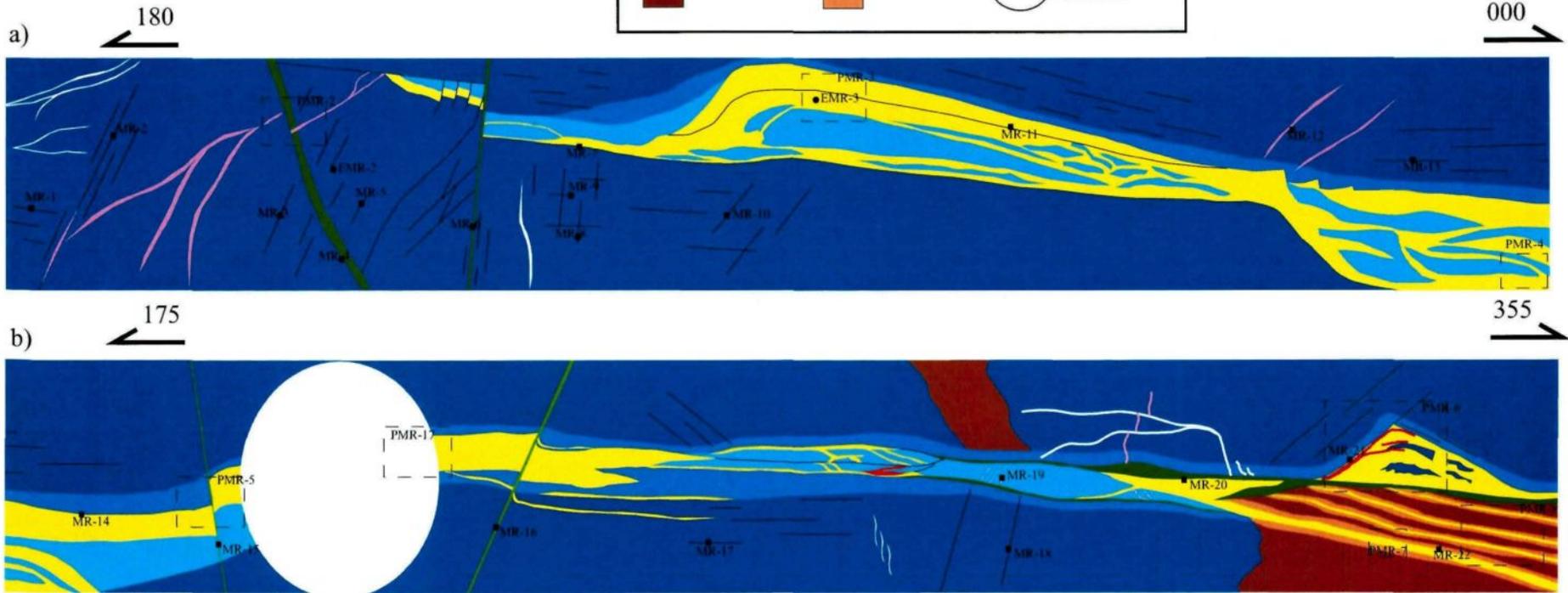
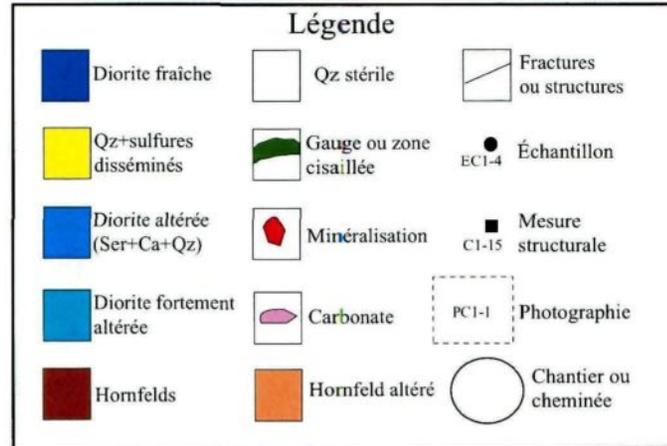
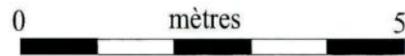
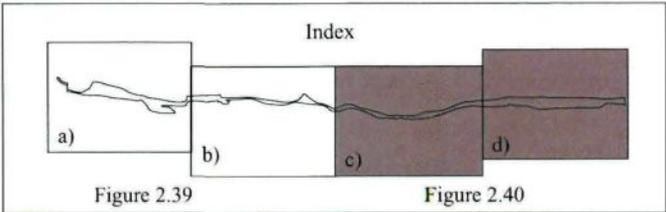
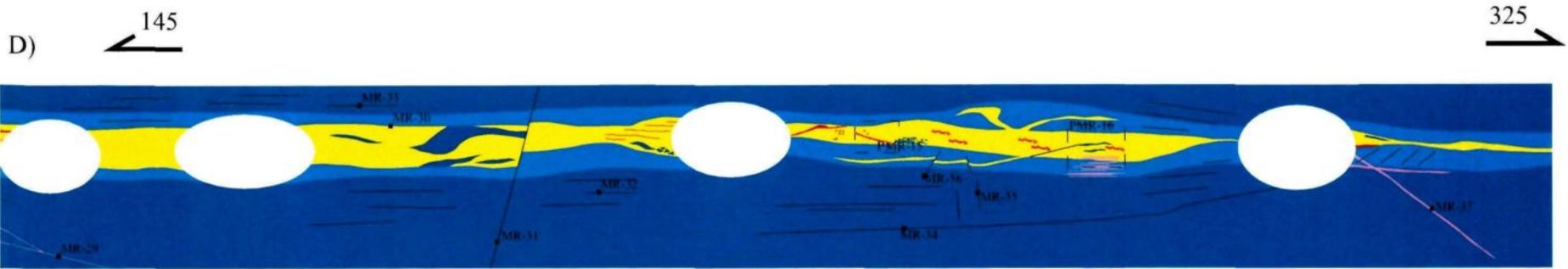
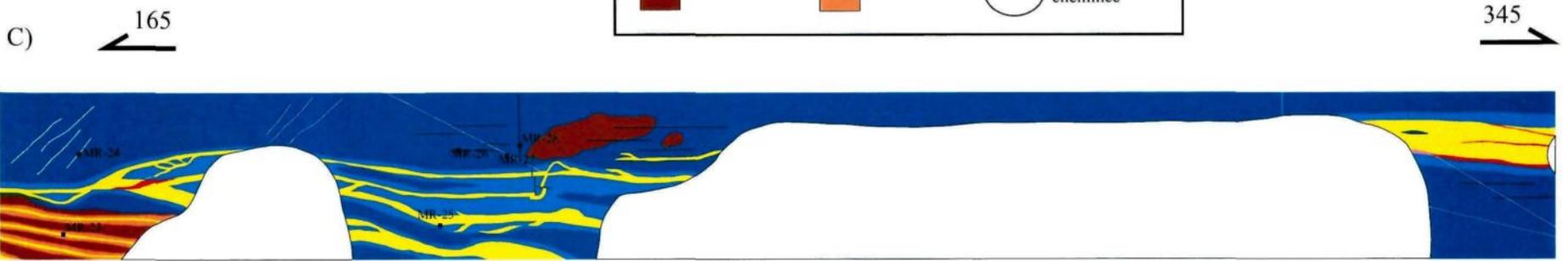
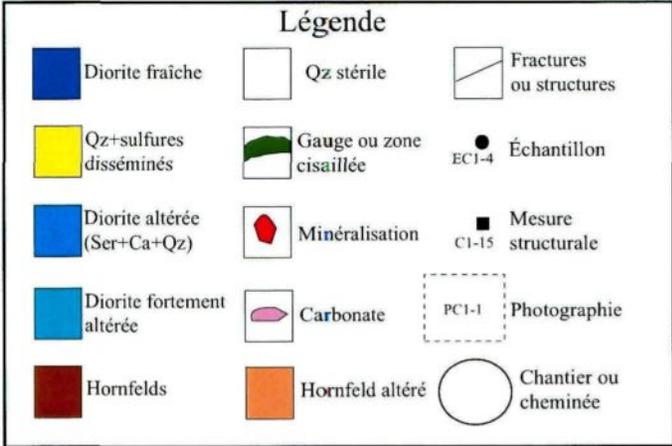


Figure 2.40 Site Nv. 2410 GLS Veine Maria Rosa

Cartographie E. Tremblay, UQAC

Projet Poderosa, Pérou

0 mètres 5



l'intensité de la déformation et la proximité de la surface favorisant l'infiltration des eaux météoriques.

### 2.15.3 Veine et minéralisation

D'orientation générale NO à NNO (325-340°), la veine montre quelques ondulations et s'incurve vers le sud pour devenir une veine mince et fortement structurée d'orientation N-S. Les pendages sont variables avec une moyenne de 38° vers l'est bien que des variations importantes (30° à 65°) existent. Les données de mine semblent indiquer des pendages plus modérés dans les secteurs fortement minéralisés des niveaux supérieurs, par rapport au niveau 2410 où les pendages sont beaucoup plus abrupts et où la minéralisation est peu abondante. En effet, des pendages moyens de 30° (n=26) et de 41° (n=17) caractérisent respectivement le vecteur nord et le vecteur central tandis que le pendage moyen du niveau 2410 GLSE est de 55° (n=27). Dans les zones riches en or, les épaisseurs sont très constantes ( $E_{\text{moy}} = 0.5$  mètre) ne dépassant qu'exceptionnellement un (1) mètre avec une faible intensité de la déformation. Le niveau 2410 montre quant à lui une veine intensément déformée qui s'ouvre et se referme en plusieurs endroits mais d'épaisseur moyenne moindre qu'aux niveaux supérieurs. L'attitude du plan principal semble donc contrôler l'épaisseur de la veine et l'intensité de la déformation et pourrait représenter un contrôle structural important.

Localement, on note l'absence de veine principale qui fait plutôt place à des veines multiples c'est-à-dire à un cortège de veines parallèles de même attitude que le plan principal (Figure 2.41a). Ces veines parallèles, typique des systèmes filoniens en extension (Robert et Poulsen 2001) semblent se mettre en place dans un système de fractures préexistantes affectant l'ensemble des lithologies. Dans la diorite, la morphologie de certaines veinules suggère des structures en pont (Figure 2.41b) qui sont aussi diagnostiques des veines d'extension (Nicholson et Pollard 1985; Foxford et *al.* 1991).

Les veines du secteur présentent plusieurs similitudes texturales avec la veine Consuelo, et particulièrement l'abondance du quartz idiomorphe en peigne et des

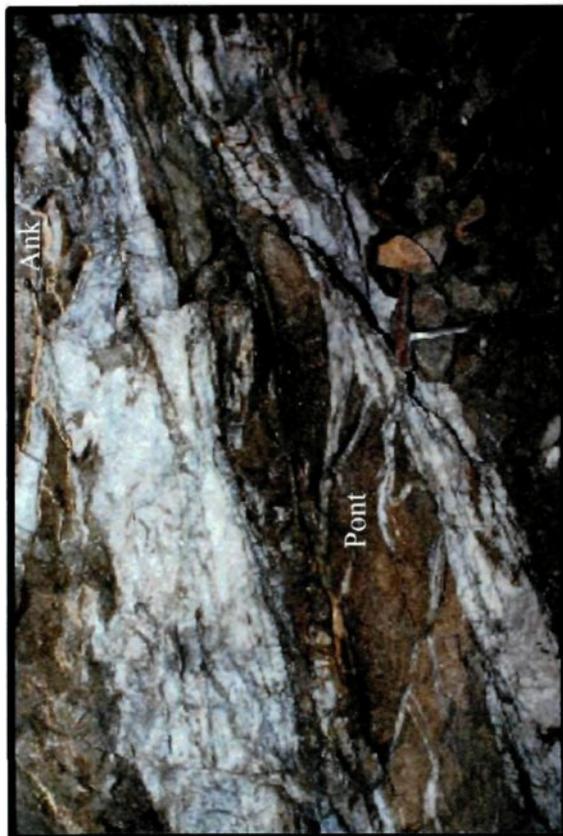
brèches. Le long des parois, la direction de croissance des cristaux est souvent verticale à sub-perpendiculaire aux contacts, tandis qu'au centre de la veine, la croissance s'effectue aléatoirement dans des pseudo-cavités de type *voïde*. Dans de telles textures, les fibres de quartz sont couramment de taille centimétrique pouvant même atteindre plus de 5 centimètres, et sont entourées de carbonates *ca1* et/ou de phyllosilicates et/ou de sulfures (Py-Aspy±Ga±Sp) et/ou de quartz microcristallin. Les sulfures sont peu abondants dans la zone cartographiée. Ils se présentent sous forme de multiples traînées de pyrite le long des encroûtements (Figure 2.41c) et entre les fibres de quartz qui forment des textures en peigne. Ces traînées témoignent de la multiplicité des incréments d'ouverture et de remplissage, en plus des lamines de phyllosilicates qui sont également indicatrices d'ouvertures successives et de remplissage de type *crack-seal*. Au moins trois (3) générations de carbonates sont reconnues aux veines Maria Rosa et Irma;

1. Des carbonates *ca1* précoces remplissant les porosités intercrystallines du quartz idiomorphe *q1*,
2. Des carbonates *ca2* souvent ferrifères, qui se mettent en place sous forme de veinules le long de structures planaires existantes telles que lamines, fractures, veinules et parois de la veine principale,
3. Des carbonates *ca3* tardifs, sous forme de fines lamines parallèles et équidistantes qui recourent le contact basal de la veine principale et l'ensemble des textures intra-filoniennes (Figure 2.42b). Ces carbonates, analogues à ceux observés à la veine Irma et à la veine Consuelo (Nv. 2300 GLS), sont déplacées par de petites failles cassantes ce qui permet de les situer relativement dans l'histoire de la déformation.

Les brèches sont surtout matérialisées par d'abondants fragments d'éponte métriques allongés parallèlement aux contacts et incorporés aux veines par bréchification assistée par les fluides. Des brèches chaotiques à fragments décimétriques de diorite et/ou cornéennes encaissés dans un quartz blanc stérile sont aussi observées localement aux veines Maria Rosa et Irma (Figure 2.42c). D'autres types de brèches caractérisées par des fragments de quartz anguleux dans une matrice de sulfures (Py-Aspy-Ga) sont plutôt



a)



b)



c)

Figure 2.41

Figure 2.42



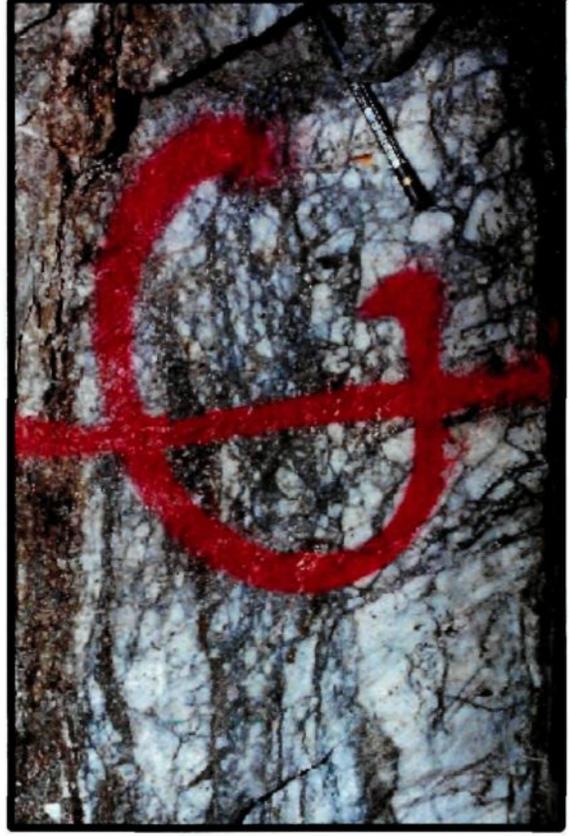
a)



b)



c)



d)

**Figure 2.41 Observations du site Nv. 2410 GLSE de la veine Maria Rosa**

- a) Veine à morphologie "multiple" formée d'un cortège de veinules parallèles au plan principal et encaissées dans les cornéennes infra-siluriennes de la formation Contaya. On note le front d'altération concentré dans les premiers centimètres aux pourtours des veines. Photo PMR-8.
- b) Série de veinules au mur de la veine principale et formant des relais et/ou structures en pont isolant des fragments d'éponte. Des veinules d'ankérite se mettent en place le long du contact sommital ce qui permet de les situer temporellement par rapport au quartz et à la déformation. Photo PMR-4.
- c) Vue en section de la veine principale avec grains et amas de pyrite formant des encroûtements. Ces traînées sont mises en place le long des fibres de quartz idiomorphe et témoignent de la multiplicité des incréments d'ouverture et de remplissage. Photo PMR-17.

**Figure 2.42 Observations du site Nv. 2520 GLSE de la veine Irma**

- a) Veine principale de faible envergure montrant des fibres de quartz idiomorphe dont les cavités intercrystallines sont remplies de pyrite-arsénopyrite-galène. La veine est encaissée dans une zone fortement cisailée affectée par une altération gris pâle argileuse. Photo PIR-3.
- b) Fines veinules de carbonates (calcite) recoupant l'ensemble des textures intra-filoniennes et le contact basal de la veine principale. Ces carbonates correspondent aux carbonates tardifs dénotés *ca3*. Photo PIR-2.
- c) Zone bréchique composée de fragments d'encaissant centimétriques dans une matrice de quartz blanc stérile. La géométrie de la brèche est de type "casse-tête" et est caractéristique de la bréchification assistée par les fluides. Photo PIR-8.
- d) Veine principale fortement cisailée qui résulte en la formation d'une brèche tectonique d'attrition contenant des fragments anguleux de quartz broyé dans une matrice de sulfures cataclasés et déformés. Photo PIR-6.

interprétés comme étant le résultat du cisaillement par lequel les sulfures se remobilisent pour remplir les craquelures du quartz cataclasé (Figure 2.42d).

#### **2.15.4 Cadre structural**

La déformation affectant les veines du secteur Maria Rosa n'exhibent pas l'asymétrie communément observée à la veine Consuelo. Les fractures d'attitude moyenne  $331^{\circ}/33^{\circ}$  ( $n=7$ ) parallèles à la veine principale dominant dans le secteur. Ces fractures sont aussi répertoriées dans les cornéennes et l'absence de pseudostratifications, qui auraient pu contrôler leur distribution, suggère que ces structures planaires affectent l'environnement hôte des veines indistinctement de la lithologie. On se doit toutefois de mentionner que les sections d'attitude  $270^{\circ}/40^{\circ}$  de la veine Irma seraient concordantes à la stratification des séries turbiditiques de la Formation de Contaya (Haeberlin 2002; Oré-Sanchez 2006).

La conjonction de ces fractures à faible pendage avec des fractures conjuguées à pendages plus abrupts semble contrôler l'ouverture et la mise en place des veines. Certaines veines encaissées dans les cornéennes semblent ainsi démontrer le phénomène d'ouverture sélective le long de certaines structures favorablement orientées dans le champ de contraintes. La dilatation et la formation de veines avec cristaux de quartz en peigne et encroûtements de pyrite semblent concentrées sur les fractures à pendage faible. Les fractures plus abruptes et défavorablement orientées ne formeront que des relais peu épais et parfois réactivés tardivement. Ces observations semblent compatibles avec un régime en compression ou alternativement une ouverture quasi-verticale possiblement assistée par des fluides à des pressions excédants la pression lithostatique et force cohésive des roches. La même vue en coupe montre un plan de décollement mis en place le long de la veine principale, et des dislocations en forme de dominos affectant cette même veine qui suggèrent un mouvement inverse.

À l'extrémité sud de la galerie, la veine Maria Rosa débute à l'intersection d'une faille sécante NE-SO caractérisée par une chloritisation importante et une schistosité bien développée qui suggère un mouvement apparent senestre. Ce mouvement est confirmé par le déplacement d'une veinule secondaire de carbonates. Cette famille de failles NE-

SO à pendage fort vers le NO et à mouvement apparent senestre est d'ailleurs omniprésente sur les cartes géologiques de niveau de la veine Maria Rosa. Elle correspond à l'orientation des failles régionales du secteur. Leur effet sur les veines reste limité à un déplacement apparent de l'ordre du mètre. L'angle de chute des stries de glissement mesurée sur la faille ( $Ac(H) = 90^\circ$ ) est toutefois compatible avec un dernier mouvement pendage plutôt qu'en décrochement. Le même mouvement avec possiblement une faible composante en décrochement peut être inféré des angles de chute ( $Ac(H) = 95^\circ-130^\circ$ ) mesurées pour des stries de glissement le long de la veine principale et des veines secondaires. Des stries de glissement parallèles à l'axe longitudinal de la veine Irma (E-O) sont par ailleurs observées le long de la galerie 2520 et sont grossièrement compatibles avec le mouvement pendage observé à la veine Consuelo et à la veine Maria Rosa.

### 2.15.5 Sommaire

Le niveau 2410 GLSE de la veine Maria Rosa a permis d'assembler plusieurs éléments d'interprétation analogues à ceux notés à la veine Consuelo. Ils sont énumérés ci-dessous :

- Les pendages semblent moins abrupts le long des niveaux supérieurs où la veine est plus épaisse et fortement minéralisés. Le niveau 2410 montre quant à lui des pendages beaucoup plus abrupts, une veine de faible envergure et une minéralisation peu abondante.
- Les pendages le long du plan principal semblent apparemment contrôler l'intensité de la déformation. Les zones à pendages plus abrupts montrent une déformation plus intense que les zones à pendages plus faibles.
- Les sulfures sont peu abondants et se présentent surtout sous forme de multiples traînées de pyrite *py1* le long des encroûtements et entre les fibres de quartz *q1*. Ces traînées et les lamines de phyllosilicates témoignent de la multiplicité des incréments d'ouverture et de remplissage de type *crack-seal*.
- Trois (3) générations de carbonates sont reconnues; 1) des carbonates *cal* précoces remplissant les porosités du quartz idiomorphe *q1*, 2) des veinules de

carbonates  $ca2$  qui se mettent en place le long de structures planaires existantes, et 3) des carbonates  $ca3$  tardifs, sous forme de fines lamines parallèles.

- Les fractures parallèles à la veine principale dominant dans le secteur et sont aussi répertoriées dans les cornéennes. L'absence de pseudostratifications suggère que ces structures planaires sont une caractéristique inhérente à l'environnement hôte des veines, sans égard à la lithologie encaissante.
- Les observations en section E-O sont compatibles avec une ouverture quasi-verticale, possiblement assistée par des fluides à des pressions excédants la pression lithostatique et/ou un champ de contraintes avec  $\sigma_3$  orienté verticalement et  $\sigma_1$  approximativement horizontal.
- Une famille de failles NE-SO à pendage fort vers le NO et à mouvement apparent senestre est omniprésente dans le secteur. L'angle de chute des stries de glissement est toutefois compatible avec un dernier mouvement à rejet pendage.
- Les stries de glissement mesurées le long des veines Maria Rosa et Irma sont compatibles avec le mouvement E-O observé à la veine Consuelo.

## CHAPITRE III

### SYNTHÈSE ET INTÉGRATION DES DONNÉES

#### 3.1 Introduction

Ce chapitre vise à synthétiser les informations présentées au chapitre précédent sous des thèmes spécifiques à la mise en place et aux contrôles structuraux de la veine Consuelo. Les lithologies encaissantes de même que les divers systèmes de fractures, de veinules et de failles seront tout d'abord discutés en détail dans l'optique de démontrer l'importance des structures préexistantes sur la mise en place des veines. La morphologie de la veine, les textures intra-filoniennes, la paragenèse et l'altération seront ensuite exposées en mettant l'emphase sur les conditions de mise en place. Finalement, la déformation sera décrite en relation avec l'évolution du système filonien. Une synthèse sommaire des observations par station est aussi présentée sous forme de tableau en annexe.

L'intégration des données, réalisée à partir d'une série de systèmes d'informations à références spatiales, a permis le traitement géomatique et statistique des données, et la confection de cartes de variations. Les relations entre les vecteurs minéralisés, les teneurs en Au, l'épaisseur de la veine, le pendage du plan principal et les failles transversales pourront ainsi être établies et aideront à dresser un portrait global des contrôles structuraux de la minéralisation aurifère de la veine Consuelo.

#### 3.2 Synthèse des données

##### 3.2.1 Lithologie encaissante

À la mine Consuelo, la diorite et son équivalent quartzifère (tonalite) forme l'unité dominante. La diorite est typiquement composée de plagioclases (~50-60%), minéraux mafiques (~25-35%) incluant hornblende et biotite, et de quartz (5-15%). Les fragments sub-angulaires de micro-diorite qui parsèment le secteur possèdent une minéralogie similaire, soit des plagioclases (andésite-oligoclase), hornblende et biotite, avec quartz et orthose accessoire. La source de ces fragments reste toutefois incertaine bien qu'on ait

postulé qu'ils pourraient appartenir aux roches du sous-bassement ou être le résultat d'une ségrégation de magmas (Oré-Sanchez 2006). Sur certains sites, la quantité de minéraux mafiques dans la diorite augmente graduellement de 25% à 60% pour former des zones méso- à mélanocratiques irrégulières interprétées comme des zones de diorite à hornblende plus différenciées. Elles se distinguent de la micro-diorite de par ses contacts plutôt transitionnels avec la diorite, sa granulométrie intermédiaire à grossière mais surtout par sa composition riche en hornblende primaire. La diorite est localement injectée de granodiorite que l'on reconnaît à sa texture « poivre et sel ». Elle est typiquement composée de quartz, plagioclases zonés, orthose/microcline, biotite et hornblende (Schreiber et al. 1990; Haeberlin 2002; Oré-Sanchez 2006). Cette unité forme des corps plurimétriques allongés à contacts francs et ondulants, souvent orientés parallèlement à la veine. La granodiorite est reconnue pour être une phase magmatique plus tardive par rapport aux apophyses de diorite (Haeberlin 2002) et forme la composante principale du Batholite de Pataz.

Une unité composée d'environ 70-80% de larges cristaux automorphes parfois poecilites ou aciculaires de hornblende verte faiblement chloritisée avec quelques (10-20%) plagioclases mâclés (andésine) et du quartz intergranulaire (<5%) s'observent régulièrement en bordure de la veine Consuelo. L'ambiguïté des contacts observés entre cette unité et la diorite, à savoir des contacts faillés, des contacts graduels caractérisés par une augmentation progressive du contenu en minéraux ferromagnésiens (hornblende), et des contacts visiblement francs et injectés d'une veine, est amplifiée par l'altération hydrothermale qui oblitère les minéralogies primaires. Aucune donnée radiométrique n'existe pour cette unité mafique qui a été interprétée comme étant des dykes lamprophyriques par Haeberlin (2002) sur la base de leur contenu élevé en Mg et les concentrations en éléments compatibles tels que Ni, Cr, V et Sc. L'abondance de hornblende primaire compatible à celle observée dans la diorite à hornblende, de même que la présence de contacts graduels entre la diorite, la diorite à hornblende et la hornblendite supporte l'hypothèse d'une phase mélanocratique plus différenciée et fortement hydratée. Elle aurait été mise en place avant le refroidissement complet des apophyses marginales de diorite et pourrait appartenir à la suite magmatique de Pataz

plutôt qu'à un magma hypabyssal distinct et tardif. Ceci est d'ailleurs compatible avec les anomalies négatives en Nb, Ti, Sr, et P et l'appauvrissement en Eu obtenue par Haeberlin (2002) pour la hornblendite et qui sont similaires aux patrons des terres rares des granitoïdes de Pataz. Une différenciation de magma pourrait aussi expliquer la présence de contacts graduels observés entre la hornblendite, la diorite à hornblende et la diorite.

Plusieurs enclaves, typiquement de tailles plurimétriques et fortement métamorphisées, sont observées aux pourtours de la veine Consuelo, Maria Rosa et Irma. On reconnaît habituellement ces xénolites à leur fine granulométrie leur conférant un aspect vitreux, à leur couleur d'altération verdâtre foncée et à leur composition riche en amphibole, carbonates et épidote d'altération. Ces *hornfels* sont interprétés comme étant des fragments infra-siluriens de cornéennes provenant des séries turbiditiques du Complexe de Marañón décrit par Wilson et Reyes (1964), Schreiber (1989) et Vidal et *al.* (1995).

Finalement, plusieurs types de dykes ont été répertoriés dans le secteur Consuelo. On retrouve tout d'abord des dykes mafiques composés à plus 80% de plagioclases tabulaires micro-millimétriques. Ces dykes andésitiques sont considérés tardifs dans l'histoire magmatique et hydrothermale du Batholite de Pataz (Schreiber et *al.* 1990; Haeberlin 2002) et pourraient représenter une unité synvolcanique associée aux basaltes de la Formation Lavasèn (Oré-Sanchez 2006; L. Ruiz, comm. pers.). Des dykes aplitiques composés d'environ 50% de grains de quartz xénomorphe, 35% d'orthose, 10% de plagioclases et <5% de chlorite sont aussi observés. Ces dykes représentent un événement tardif dans l'histoire magmatique du Batholite de Pataz mais, contrairement aux dykes andésitiques, sont précoces à la formation des veines. Ils appartiennent fort probablement à la même famille de dykes datés à 322,1 Ma sur muscovite et 325,4 Ma sur biotite (Haeberlin 2002). Le tableau 2 résume les différentes unités lithologiques identifiées dans les secteurs cartographiés avec leur composition, texture et altération respectives, tandis que la figure 3.1 montre quelques-unes de ces lithologies.

**Tableau 2. Synthèse des différentes unités lithologiques**

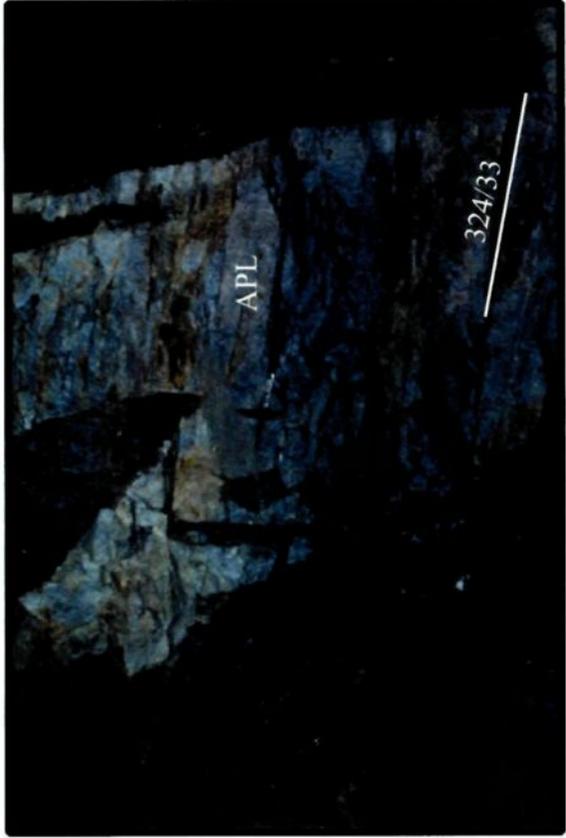
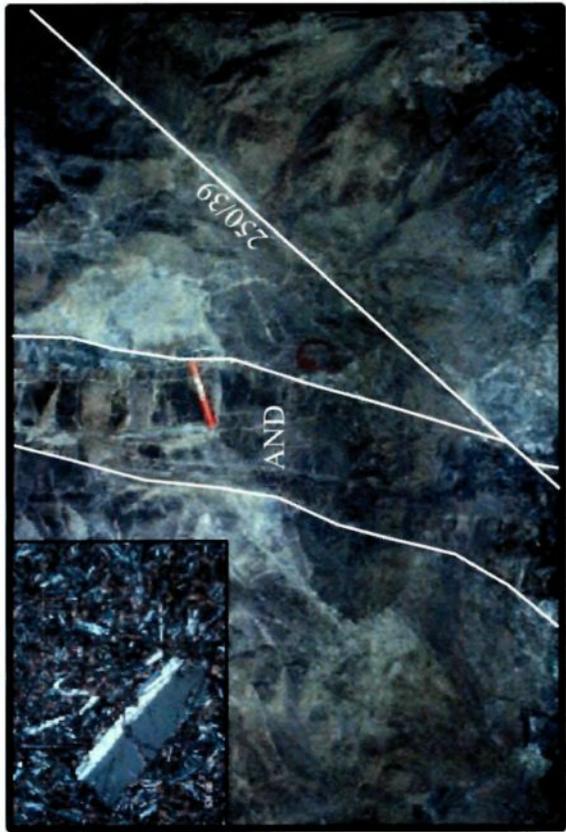
Lithologie	Composition (%)				Texture	Altération
	F-P	F-K	QZ	AM-BO		
<b>Diorite</b>	60	-	5	35	Hypidiomorphe	Ser-Chl – Qz-Py-Ca
<b>Diorite à hornblende</b>	45	-	5	55	Hypidiomorphe	Ser-Chl – Qz-Py-Ca
<b>Hornblendite</b>	15	-	5	80	Grenue	Chl-Fus- Mar-Ca-Bio
<b>Granodiorite</b>	50	5	30	15	Hypidiomorphe	Ser-Qz – Chl-Py-Ca
<b>Microdiorite</b>	60	-	5	35	Microgranulaire	Ser-Chl – Qz-Py-Ca
<b>Aplite</b>	15	30	50	5	Équigranulaire	Ser±Qz±Ca
<b>Cornéenne/Hornfels</b>	25	-	35	-	Granoblastique	Qz-Ca-Chl- Ser-Py-Po- Mt
<b>Dyke andésitique</b>	85	-	-	15	Porphyritique	Chl-Epid

### 3.2.2 Fractures et veinules

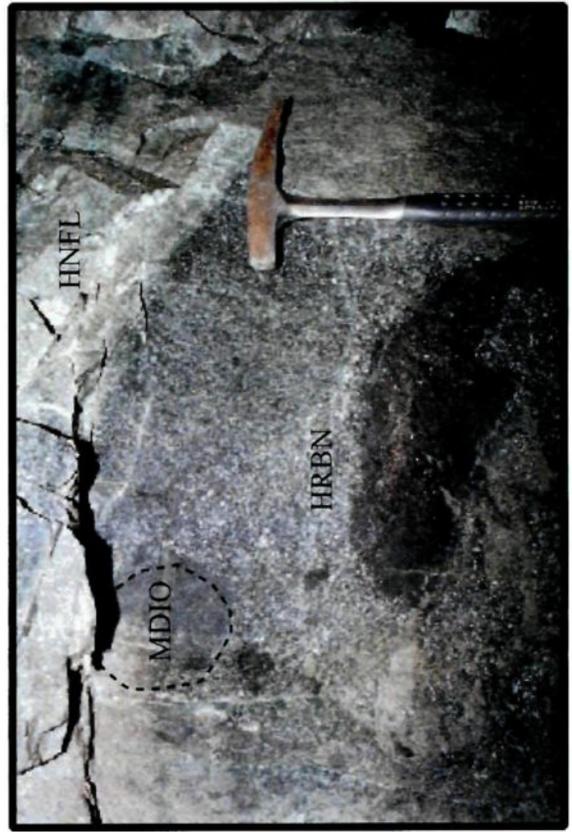
#### 3.2.2.1 Généralités

La circulation des fluides est typiquement contrôlée par la perméabilité associée aux fractures (Cox et *al.* 2001). Ces fractures sont parfois antérieures aux veines et contrôlent leur mise en place. Dans d'autres cas, le développement des fractures, leur ouverture et leur remplissage font partie d'un continuum d'événements associés aux contraintes tectoniques et/ou à la pression des fluides (Robert et Poulsen 2001). La compréhension de

Figure 3.1

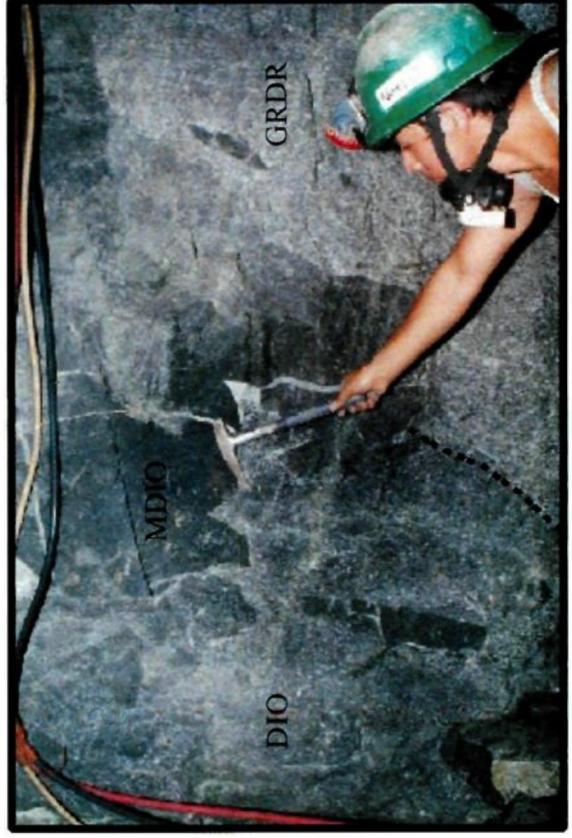


a)



c)

b)



d)

### **Figure 3.1. Unités lithologiques à la veine Consuelo**

- a) Dyke subvertical à composition andésitique du site Nv. 2450 GLS. Cette unité est formée de plagioclases tabulaires et localement porphyritiques. Le dyke est recoupé par une faille subordonnée (250/39) à la faille San Juan. Photo PC1-8.
- b) Dyke aplitique subvertical orienté grossièrement E-O et formée de quartz et de feldspaths faiblement séritisés. Le dyke est recoupé par une famille de fractures (324/33) orientées parallèlement à la veine Consuelo. Photo PC9-1.
- c) Relations entre différents corps lithologiques observés le long de la galerie 2350 GLN. On remarque un large fragment de hornfels à texture vitreuse et un xénolite plutôt arrondis de micro-diorite encaissés dans la phase principale du batholite de Patatz soit la granodiorite. On note également une zone mélanocratique riche en hornblende et pyrite. Photo PC14-3.
- d) Galerie 2350 GLN. Large fragments plutôt anguleux de micro-diorite au contact entre la granodiorite et la diorite quartzifère typique du secteur Consuelo. Photo PC14-6.

la mise en place des veines passe donc par l'étude de la distribution, de la géométrie, et de l'origine de ces structures (Daigneault et *al.* 2003).

### 3.2.2.2 Morphologie

À la veine Consuelo, les fractures présentent toutes les caractéristiques de fractures d'extension telles que définies par Sibson (2001). En effet, ces fractures présentent une régularité et un parallélisme marqué avec des extensions latérales métriques connectées par quelques relais. Que ce soit dans la diorite, la diorite à hornblende ou la hornblendite, ces anisotropies sont communément équidistantes, rectilignes et peu cisillées mis à part quelques fractures plus altérées qui semblent avoir concentrées la déformation post-veine. La distance moyenne entre les fractures, soit 10 à 30 cm, correspond grossièrement à la dimension moyenne de l'axe court des fragments d'éponte incorporés à la veine. Les fractures, avec ou sans remplissage, exhibent couramment un front d'altération de quelques centimètres, distribué symétriquement de part et d'autre de la fracture. Cette empreinte altérée démontre que les fractures ont agi comme conduits perméables favorisant l'acheminement et la circulation des fluides hydrothermaux similairement à un système de plomberie. L'assemblage d'altération, qui sera décrit plus en détail à la section 3.3.4, comprend typiquement la séricite, la pyrite, la chlorite et les carbonates.

Les fractures sont couramment remplies de matériel hydrothermal ayant précipité en réponse aux changements des conditions physico-chimiques du milieu. Le remplissage est typiquement associé aux premiers stades de la paragenèse soit le quartz *q1*, les carbonates *cal* et les sulfures de première génération (*py1* et *aspy1*). Les veinules qui en découlent sont donc le résultat de la propagation et de l'imperméabilisation précoce d'un réseau de fractures. Ce phénomène est d'ailleurs commun dans les systèmes hydrothermaux formés dans la région mésozonale de la croûte (Cox et *al.* 2001). Cette imperméabilisation du réseau de fractures permet les cycles de surpressurisation et refracturation du système filonien, et la formation de textures de *crack-seal*.

Dans certaines veinules, on remarque que les fibres croissent sans contrôle apparent indiquant un taux d'ouverture de la fracture plus rapide que le taux de précipitation des

minéraux hydrothermaux. Dans d'autres cas, les fibres semblent contrôlées par les parois de la fracture et croissent de façon antitaxiale. Plus localement, certaines fractures exhibent des fibres légèrement sigmoïdes indiquant une faible composante de cisaillement synchrone à l'ouverture et la croissance du quartz *q1*. Plusieurs veinules montrent de petites lamines et fragments d'éponte allongés parallèlement aux parois confirmant la dominance du mécanisme de *crack-seal* tôt dans l'histoire des veines. Dans d'autres cas, la morphologie des veinules suggère des structures en pont (*rock bridges*) qui sont diagnostiques des veines d'extension (Nicholson et Pollard 1985; Foxford et al. 1991). Ces structures, souvent oblitérées par la déformation tardive, sont formées de petites veinules sigmoïdes de quartz qui séparent partiellement des morceaux d'éponte. Ceux-ci sont généralement orientés à angle faible par rapport aux parois de la veine. La dilatation progressive des veinules permet ultimement l'isolement complet de ces fragments d'encaissant au sein des veines. Ce type de structure est particulièrement bien développé aux veines Maria Rosa (Nv. 2410 GLSE) et Irma (Nv. 2520 GLSE) de même qu'au site Nv. 2530 GLN Rampa Chinita.

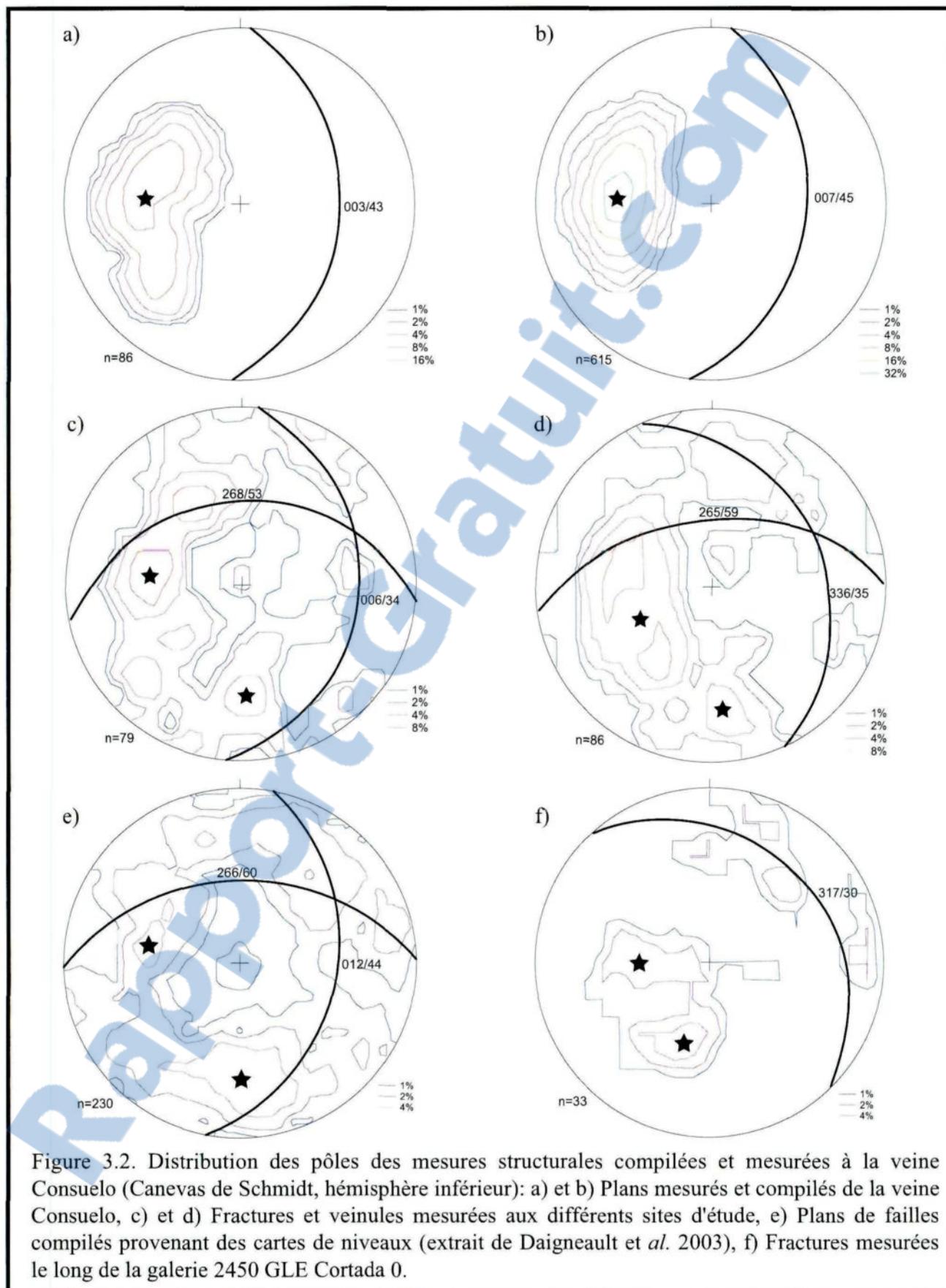
### 3.2.2.3 Géométrie

À la veine Consuelo, plusieurs orientations de fractures et veinules furent observées le long des parois cartographiées. Des stéréogrammes équiaires ont été produits et furent comparés à ceux construits pour la veine principale (Figure 3.2). La moyenne des familles de fractures mesurées à la veine Consuelo est de  $006^{\circ}/34^{\circ}$  ( $n=79$ ) tandis que la moyenne des veinules est de  $336^{\circ}/35^{\circ}$  ( $n=86$ ). Le plan moyen de la veine principale est de  $003^{\circ}/43^{\circ}$  ( $n=86$ ) selon les données mesurées et de  $007^{\circ}/45^{\circ}$  ( $n=615$ ) selon les données compilées. En termes plus précis, on reconnaît une famille N-S à pendage vers l'est (fractures =  $006^{\circ}/44^{\circ}$  et veinules =  $009^{\circ}/43^{\circ}$ ), orientée parallèlement à la veine principale et représentant dans tous les cas plus de la moitié de la distribution. La veine Maria Rosa montre les mêmes relations avec une attitude moyenne de la veine principale à  $345^{\circ}/38^{\circ}$  ( $n=6$ ), une population dominante de veinules à  $338^{\circ}/32^{\circ}$  et une population dominante de fractures à  $332^{\circ}/37^{\circ}$ .

Une seconde orientation dominante correspond à une famille est-ouest à pendage vers le nord (fractures =  $268^{\circ}/53^{\circ}$  et veinules= $265^{\circ}/59^{\circ}$ ) et représentant plutôt l'orientation du réseau de failles sécantes qui, selon les données recueillies, possèdent une attitude moyenne de  $278^{\circ}/64^{\circ}$  (n=16). Ces fractures/veinules sont typiquement concentrées dans les secteurs situés près des failles majeures et disparaissent à mesure qu'on s'en éloigne. Elles sont régulièrement remplies de matériel hydrothermal (quartz-carbonates) et présentent même, dans certains cas, une empreinte altérée et des textures laminées de type « *crack-seal* ». Ceci démontre que les fluides ont transité à l'intérieur de ces plans mais que contrairement aux fractures N-S à plus faible pendage, ils n'étaient pas orientés préférentiellement pour former des veines d'envergure économique. Ces structures subverticales orientées E-O auraient, entre autre, contrôlé la mise en place de certains dykes tardifs tels que les dykes andésitiques et aplitiques (Oré-Sanchez 2006).

Les plans de failles secondaires mesurés sur les différents sites étudiés montrent quant à eux une distribution plutôt étalée avec toujours la même affinité vers l'est. Cette tendance vers l'est a été reconnue dans plusieurs autres secteurs du Batholite de Pataz, tout comme la concentration des veines aurifères le long de la marge ouest de l'intrusion (Haeberlin 2002, Macfarlane et al. 1999, Scheiber et al. 1990). La compilation des données de plans de failles représentées sur les cartographies de niveau a permis de définir deux orientations préférentielles soient  $012^{\circ}/44^{\circ}$  et  $266^{\circ}/60^{\circ}$  (Daigneault et al. 2003). Ces orientations correspondent à celles des veines et des failles sécantes respectivement, et sont compatibles avec les conclusions établies à partir des mesures de fractures et veinules décrites précédemment.

Étant donné que les zones investiguées ne permettaient l'observation des épontes que sur de faibles distances de part et d'autre de la veine principale, un relevé de fractures a été réalisé le long de la galerie 2450 GLE Cortada 0. Celle-ci est orientée perpendiculairement à la veine Consuelo soit E-O, et fait le lien entre le site 2450 GLS et le portail du même niveau. Un stéréogramme équiaire montre que les fractures mesurées le long de la galerie 2450 GLE Cortada 0 sont beaucoup plus étalées avec une moyenne de  $317^{\circ}/30^{\circ}$  (n=33). Au moins trois (3) populations dominant soient les fractures d'attitude  $287^{\circ}/40^{\circ}$ , les fractures d'attitude  $135^{\circ}/51^{\circ}$  et les fractures  $003^{\circ}/36^{\circ}$  parallèles à



la veine principale. Ces dernières sont surtout présentes près de l'extrémité est de la galerie 2450 GLE Cortada 0 et semble disparaître vers l'ouest. Ces observations suggèrent ainsi que les fractures conformes à la veine principale ne sont pas aussi bien développées à mesure qu'on s'éloigne de la structure principale. Elles formeraient plutôt un corridor de fracturation aux pourtours de la veine Consuelo ce qui corrobore les observations de Oré-Sanchez (2006). En effet, en utilisant la correction de Terzaghi (1965) sur un relevé détaillé de fractures effectué le long de la galerie 2450 au nord de la faille Perejil, Oré-Sanchez (2006) a reconnu cinq (5) familles de fractures distinctes soient :

- 1) ONO-ESE (N102) avec des pendages  $>65^\circ$  espacées d'environ 15 à 30 mètres,
- 2) OSO-ENE (N225) avec des pendages  $>65^\circ$  espacées d'environ 15 mètres,
- 3) O-E (N293) très espacées avec des pendages variant de  $49^\circ$ - $70^\circ$
- 4) NNE-SSO (N004) avec des pendages de  $45^\circ$ - $60^\circ$  formant un corridor près de la veine principale
- 5) E-O (N089) très espacées avec des pendages variant de  $45^\circ$ - $60^\circ$

#### **3.2.2.4 Origine**

Selon la théorie de Mohr-Coulomb, trois (3) types de fractures se forment en réponse aux contraintes: les fractures d'extension, les fractures hybrides (extension-cisaillement) et les fractures de cisaillement (Sibson 1990). Parce que les roches sont plus sensibles à la fracturation sous des forces de tension plutôt que de compression, les processus d'extension dominant généralement. De plus, l'initiation de la fracturation est un processus fortement dépendant des anisotropies préexistantes et des hétérogénéités de la roche encaissante (Jébrak 1997; Sibson 2001). Finalement, la fracturation peut être favorisée par l'introduction de fluides hydrothermaux sous pression qui permettent une diminution de la force différentielle ( $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$ ) en réduisant la contrainte normale agissant sur le plan d'anisotropie (Robert et Poulsen 2001).

L'origine des fractures dominantes observées à la mine Consuelo pourrait donc être attribuée à plusieurs phénomènes, dont la diminution de la force différentielle suite à

l'introduction de fluides hydrothermaux pressurisés le long d'une foliation magmatique ou de contacts lithologiques. Cette organisation de fractures pourrait aussi résulter d'une famille de fractures de contraction suite à la mise en place et au refroidissement du Batholite de Pataz (Daigneault et *al.* 2003; Oré-Sanchez 2006; Lavoie 2008). Ce mécanisme d'initiation de fractures a d'ailleurs été invoqué et étudié dans plusieurs autres intrusions granitiques (Bergbauer et Martel 1999; Bankwitz et *al.* 2004; Koenders et *al.* 2003). La présence de corps lithologiques parallèles aux fractures est d'ailleurs compatible avec ce mécanisme de fracturation. Les fractures pourraient finalement être le résultat d'un événement précoce de déformation fragile de faible intensité. Cette dernière hypothèse est compatible avec les fractures N-S à pendage vers l'est observées dans les unités de hornblendite (ex. Nv. 2530 GLN Secteur Nuri), de cornéennes (ex. Nv. 2400 GLS) et recoupant un dyke aplitique (ex. Nv. 2700 GLN EsVen 6). L'abondance de fractures et veinules concentrées dans une zone restreinte aux abords de la veine principale supporte également l'interprétation d'un corridor de déformation fragile. La reconnaissance de grandes structures parallèles aux veines et du même coup au couloir de déformation régionale de la fosse du Marañón par Miranda (1983), Ruiz (1992), Haeberlin et *al.* (2004) et Oré-Sanchez (2006) supporte également cette hypothèse.

Dans tous les cas, le parallélisme entre les veines, les veinules, les fractures et les larges fragments d'encaissant incorporés aux veines suggèrent la présence de fractures précoces. Leur omniprésence sur les différents sites étudiés indique qu'elles représentent un contrôle structural important sur la mise en place des veines. L'origine de ces fractures demeure incertaine et elles pourraient résulter d'une combinaison de facteurs comme la superposition d'un événement de déformation fragile précoce sur des fractures de contraction (Oré-Sanchez 2006). L'ouverture et la propagation de ces fractures est subséquentement favorisée par l'introduction de fluides hydrothermaux pré- et syn-veine (Phillips 1972) à des pressions excédant la pression lithostatique et la force cohésive de la roche ( $P_f \geq \sigma_3 + T_{\text{cohésive}}$ ) (Robert et Poulsen 2001).

### 3.2.3 Failles

Les failles sont omniprésentes dans le secteur de Pataz et se présentent sous différentes formes et à différentes échelles. Le Batholite de Pataz serait ainsi mis en place le long d'une faille majeure orientée NN0-SSE et parallèle à la vallée du Marañón (Schreiber et *al.* 1990). Cette fosse profonde, orientée parallèlement à la marge continentale actuelle, forme l'une des failles de chevauchement lithosphériques majeures de l'orogénie Andéenne. Elle matérialise aussi la limite morphostructurale entre la Cordillère des Andes Orientale et Occidentale (Wilson et Reyes 1964; Schreiber et *al.* 1990a). En plus de son importance dans la mise en place du Batholite de Pataz (Schreiber et *al.* 1990b), cette faille régionale aurait pu jouer un rôle clé dans l'acheminement des fluides hydrothermaux des sources crustales profondes de la marge convergente vers les structures subsidiaires (Haeberlin et *al.* 1998; Haeberlin 2002). La faille de Marañón est donc analogue aux zones de déformation régionales observées près des principaux gisements d'or filoniens archéens (voir en outre Robert et Boullier 2001; Colvine et *al.* 1988) et représenterait une structure de premier ordre.

Plusieurs structures majeures segmentent le Batholite de Pataz et recoupent les veines. Elles sont communément appelées « failles transversales » ou « failles sécantes » et correspondraient à un événement tectonique majeur d'âge Permien (Haeberlin 2002). Elles se présentent sous forme de grandes structures E-O à ONO-ESE à fort pendage vers le nord recoupant et déplaçant la veine de façon senestre sur quelques dizaines à près d'une centaine de mètres. Elles s'étendent sur plusieurs centaines de mètres en longueur et en profondeur, et présentent les caractéristiques d'un métamorphisme au faciès des schistes verts inférieurs. Elles exhibent un comportement typiquement fragile-ductile sous forme de zones de cisaillement épaisses de quelques centimètres à près d'un mètre remplies de matériel riche en muscovite/séricite/chlorite, quartz et sulfures déformés. Ces failles ont été interprétées comme antérieures à contemporaines aux veines en raison de leur empreinte d'altération épaisse et chloriteuse, et de la présence de matériel faiblement aurifère (1-3 g/t Au) qui témoigne de la circulation de fluides hydrothermaux (Ruiz 1992; Haeberlin 2002).

On compte au moins quatre (4) de ces structures dans le secteur Consuelo soit, du nord au sud, les failles Perejil, San Teofilo, San Luis et San Juan (Figure 2.1), en plus des structures plus régionales telles que les failles Victoria, Pencas Rocio et Barrabas qui n'ont toutefois pu être observées. Les failles sécantes coïncident spatialement avec les limites des différents vecteurs minéralisés. Le vecteur sud est ainsi limité au nord par la faille San Juan tandis que le vecteur central est recoupé par la faille San Luis et limité au nord par la faille San Teofilo. Les zones minéralisées du vecteur nord semblent quant à elles limitées au sud par la faille San Teofilo et au nord par la faille Perejil. Bien que cette faille n'ait pas été décrite en détail au chapitre précédent, elle fut tout de même visitée près l'extrémité nord du niveau 2450 GLN. La faille montre une orientation générale  $295^{\circ}/73^{\circ}$ . La présence de veinules de quartz et carbonates à l'intérieur de la faille de même que la présence d'un front d'altération d'envergure métrique riche en chlorite, séricite/fuschite et quartz peuvent être considérées comme l'expression de l'activité hydrothermale pendant la formation des veines. Des stries subhorizontales ( $Ac(H) = 160^{\circ}$ ) sont observées avec des imbrications d'écailles compatibles avec un mouvement senestre de même que trois (3) autres familles de stries, témoignant des nombreuses réactivations à travers l'histoire tectonique polyphasée de l'orogénie Andéenne. Les failles San Luis et San Teofilo sont géométriquement conjuguées à la faille Perejil, et montrent un style structural similaire soit des roches fortement altérées et cataclasées avec mince boue de faille (gouge) et épaisse zone d'altération chloriteuse en périphérie.

Plusieurs évidences tendent à démontrer que ces failles étaient non seulement présentes lors de la formation des veines mais aussi proactives en permettant l'alimentation et le drainage des fluides hydrothermaux. On compte entre autre la forte empreinte d'altération chloriteuse, les anomalies en or obtenues à l'intérieur des failles, les similitudes texturales du quartz et des sulfures observés en bordure de certaines failles. Des lentilles de sulfures semi-massifs ont aussi été notées à l'intérieur de la faille San Juan au niveau 2450 GLS mais il est difficile d'inférer un lien génétique avec le passage des fluides hydrothermaux plutôt qu'à l'entraînement de fragments de veine lors d'une réactivation tardive. Les failles transversales ou sécantes auraient donc agi comme structures de 2<sup>e</sup> ordre tandis que les fractures N-S à plus faible pendage dans lesquels les

minéraux hydrothermaux précipitent correspondraient aux structures de 3<sup>e</sup> ordre (Groves et al. 1998).

Les zones cisillées remplies de gouge, la présence de minces bandes pseudotachylitiques, les déplacements senestres et les multiples familles de stries observées sur les plans de faille seraient tous des témoins des multiples réactivations tardives. Tel qu'inféré par Haerberlin (2002), l'initiation de ces mêmes mouvements senestres le long des failles pourraient toutefois être syn-minéralisation et expliquerait les zones de dilatation richement minéralisées en forme de sigmoïde situées aux intersections veines-failles. Alternativement, les changements d'attitude de la veine pourraient s'expliquer par l'entraînement ou le plissement plus tardif le long des failles (Lavoie 2008).

### 3.2.4 Morphologie de la veine

La veine Consuelo est généralement asymétrique avec, au toit un contact rectiligne et fortement cisillé défini par un plan de décollement, et au mur un contact plutôt ondulant avec bréchification hydraulique. Que ce soit le long de l'axe pendage ou le long de l'axe longitudinal, la veine montre plusieurs variations morphologiques qui reflètent différents stades de son développement. Celles-ci peuvent se résumer aux cinq (5) morphologies suivantes (Figure 3.3a), qui ressemblent à la nomenclature établie par Lavoie (2008) aux veines Mercedes et Jimena situées quelques kilomètres plus au nord;

#### 1. Structure altérée :

Plan de cisaillement sans remplissage hydrothermal significatif et situé dans le prolongement de la veine principale. Cette structure est souvent identifiable par la présence de fractures anastomosées de même que la présence d'une empreinte d'altération lessivée riche en séricite-chlorite-carbonates-pyrite-quartz le long d'un plan de décollement. L'altération hydrothermale est typiquement associée à une zone mylonitique et/ou cataclastique et/ou boue de faille. Ces structures présentent des valeurs très faiblement anormales en or (<1 g/t Au), et sont généralement observées à l'extérieur des vecteurs minéralisés.

2. Veine unique :

La veine unique correspond à une veine de quartz-sulfures simple et relativement massive avec peu de variations des textures intra-filoniennes. Ce type de morphologie représente dans certains cas une seule étape d'ouverture et remplissage ou plusieurs épisodes du même type. On note ce type de veine près des marges des vecteurs minéralisés et/ou dans des secteurs peu déformés et distants des failles sécantes.

3. Veines multiples :

Les veines multiples peuvent être représentées par plusieurs veines parallèles formées dans des plans de fracturation différents. Alternativement, on les retrouve sous forme d'agencement complexe de veines interconnectées de type *stockwerk* séparées par des blocs / fragments de roche encaissante de dimensions variables. Les veines multiples ont été observées principalement au mur de la veine principale. Elles s'observent plus rarement au toit possiblement en raison de la géométrie des excavations souterraines.

4. Veine composite :

Cette morphologie domine à la veine Consuelo et réfère à une veine qui montre une variété de faciès différents représentant des épisodes de remplissage et/ou de déformation distincts. Les veines composites montrent donc une hétérogénéité quant aux éléments texturaux, à la paragenèse et à la déformation qui l'affecte. Ce type de morphologie se retrouve dans les veines les plus épaisses souvent observées au centre des *oreshoots* et/ou près des failles sécantes. Les zones de hautes teneurs en or y sont associées. Ce type de morphologie fait foi des conditions changeantes de pression et température des fluides hydrothermaux et du milieu, de même que de la partition de la déformation au sein des veines de plus grande puissance.

5. Veine boudinée :

Cette morphologie caractérise les veines de faible puissance typiquement entraînées dans une épaisse bande de cisaillement souvent mais non-exclusivement encaissée

dans la hornblendite. Ce type de veine est clairement associé à la déformation tardive qui se superpose aux différentes morphologies de veines décrites précédemment. On la retrouve ordinairement dans les veines de faible puissance faisant le lien entre les secteurs plus fortement minéralisés, dans les secteurs où la structure principale montre des pendages plus abrupts ou dans les veines périphériques à la veine principale.

### 3.2.5 Textures de la veine

La veine Consuelo exhibe une variété de textures intra-filoniennes. Celles-ci démontrent le caractère épisodique de la genèse de la veine et l'évolution de la composition des fluides hydrothermaux en réponse aux changements des conditions physico-chimiques des fluides (ex. degré de saturation en silice et pression des fluides – Vearncombe 1993) et/ou des conditions de P-T du milieu. Les textures sont parfois primaires et associées aux premiers stades de la formation de la veine, parfois secondaires et plutôt associées à la déformation qui se superpose aux veines. Tout comme les différentes morphologies, les textures montrent plusieurs similitudes avec celles des autres veines du district et plus particulièrement des veines Jimena et Mercedes décrites par Lavoie (2008). Les textures de la veine Consuelo (Figure 3.3b) peuvent donc se résumer ainsi;

#### 1. Texture de remplissage d'espaces ouverts (« open-space filling »)

Ces textures sont omniprésentes à la veine Consuelo et représentent les textures dominantes du secteur. Elles se composent essentiellement de cristaux prismatiques de quartz idiomorphe avec terminaisons euhédriques dont la taille varie de quelques millimètres à plus de 5 centimètres. Les fibres de quartz forment des encroûtements en peigne le long des parois de la veine et le long des fragments d'éponte incorporés à la veine. Les cristaux croissent typiquement de façon orthogonale aux parois de la veine indiquant un vecteur d'ouverture perpendiculaire aux contacts et un contrôle directionnel sur la croissance du quartz. Au centre de la veine, le quartz cristallise aléatoirement pour former des textures de type « *voïde* » indiquant une croissance

sans contrôle directionnel dans un espace ouvert non contraint (Vearncombe 1993). Plus localement, des encroûtements obliques à pendage vers le nord s'observent au centre de la veine. Cette obliquité peut s'expliquer par un vecteur d'ouverture à angle par rapport au plan de veine (Koehn et Passchier 2000). Les fibres minérales requièrent des conditions de P-T stables et inchangées sur de longues périodes (Dong et al. 1995). Les textures en peigne cristalliseront lorsque le taux de précipitation est en équilibre avec le taux d'ouverture tandis que les textures de type « *voïde* », communes aux filons épithermaux apparaîtront lorsque le taux d'ouverture excède le taux de précipitation (Foxford et al. 1991). Les textures d'*open-space filling* se forment tardivement et à de plus faibles pression que les textures de « *crack-seal* », soit à des pressions égales à légèrement supérieures à la pression hydrostatique (Vearncombe 1993; Sibson et Scott 1998). L'absence de matériel intercrystallin (sulfures, carbonates, phyllosilicates) rend parfois difficile l'identification de ces textures sur le terrain.

## 2. Texture laminée / Rubanée (« *crack-seal* »)

Les textures laminées/rubanées sont communément associées aux zones à hautes teneurs en or et forment la deuxième texture en importance à la mine Consuelo. Les textures laminées ou rubanées sont formées de petits rubans millimétriques à centimétrique de sulfures et/ou fragments d'éponte et/ou matériel riche en phyllosilicates-carbonates. Les textures laminées formées de sulfures montrent typiquement un rubanement compositionnel. Ces textures sont observées tout autant dans la veine principale que dans les veines secondaires et peuvent être interprétés comme le résultat d'événements successifs d'ouverture et de remplissage de type « *crack-seal* » (Ramsay 1980). Le rubanement compositionnel avec morceaux d'épontes pourrait aussi être le résultat d'ouvertures progressives le long de fractures parallèles et faiblement espacées de type « veine multi-couches » (Lee et Witschko 2000). Les lamines montrent un parallélisme avec le contact basal et miment parfois ses irrégularités et ondulations. Elles se forment lorsque le taux de précipitation des minéraux de remplissage excède le taux d'ouverture de la fracture et indiquent une pression des fluides égale à légèrement supérieure à la pression lithostatique et force

cohésive de la roche ( $P_f \geq \sigma_3 + T_{\text{cohésive}}$ ). Ces lamines représentent des surfaces rhéologiques idéales à la concentration et au partitionnement de la déformation. Elles s'observent typiquement mais non exclusivement le long des contacts basaux et sommitaux des veines.

### 3. Texture avec incorporation de fragments d'éponte ou « veining »

Ce type de texture fait référence aux fragments d'éponte, typiquement de taille métrique, communément allongés parallèlement aux parois des veines et des fractures, et complètement isolés à l'intérieur de la veine. Ces textures sont particulièrement communes dans les veines de plus grandes envergures. L'initiation de ce type de bréchification assistée par les fluides se produit tôt dans la formation des veines étant donné qu'il nécessite des roches de faible perméabilité (Jébrak 1997). Il résulte de l'injection épisodique des fluides par le mécanisme de « *crack-seal* » (Ramsay 1980) à partir d'anisotropies planaires préexistantes. Ce mécanisme permet ainsi le décrochement de blocs de roche et leur isolement progressif à l'intérieur des veines. Quelques évidences de fragments inclinés suggèrent que le processus de dilatation n'était pas toujours éphémère et que des espaces suffisants à l'effondrement du système étaient parfois créés en réponse aux variations de pression des fluides (lithostatique à hydrostatique). Ceci est d'ailleurs compatible avec l'abondance des textures d'espaces ouverts et de « *crack-seal* ». Outre la fracturation hydraulique, la fracturation critique (Hobbs 1985; Jébrak 1997) aurait donc pu jouer un rôle, bien que limité, dans la formation de la veine Consuelo. On note finalement que les fragments d'éponte ont préservé leur texture ignée originale et qu'ils ne montrent aucune évidence d'éléments plano-linéaires associés à la déformation. Cette observation est compatible avec des veines « anté-déformation » et sera discutée plus en détail au prochain chapitre.

### 4. Texture massive :

Ce terme décrit les zones à remplissage homogène et sans texture distinctive macroscopiquement. On compte entre autre les zones à quartz blanc stérile

d'apparence hypidiomorphe de même que les zones à sulfures massifs. Cette texture caractérise typiquement les veines de faible puissance à un seul faciès de remplissage ou les faciès sommitaux des veines de plus grande puissance. On retrouve entre autre la lentille de sulfures massifs au toit du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri et une bande de quartz  $q_3$  dans le secteur central du site Nv. 2450 GLS.

##### 5. Texture bréchique :

Contrairement à la texture avec incorporation de fragments d'éponte ou « veining », les textures bréchiques réfèrent aux zones montrant une concentration importante de fragments d'éponte. Ces blocs sont régulièrement fragmentés *in-situ* par l'injection de veinules de quartz leur conférant une texture de type « casse-tête » typique des brèches assistées par les fluides (Jébrak 1997). La taille des fragments montre localement une distribution bimodale dans les veines de plus grande puissance. La veine exhibera donc des fragments métriques faiblement altérés et qui auront préservés leur parallélisme avec les parois, et de plus petits fragments arrondis et corrodés fortement oblitérés par l'attaque chimique des fluides hydrothermaux (Stachowiak et Batchelor 1993). Dans ce type de fragments, la texture ignée est préservée mais la minéralogie primaire est complètement remplacée par la séricite, le quartz et la pyrite ce qui résulte en la formation de fragments fantômes. Ces brèches sont précoces dans la formation des veines et montrent souvent un contact progressif avec la roche encaissante. Tout comme la texture de « veining », on note l'absence apparente de schistosité dans les fragments fantômes. Dans ce type de fragment toutefois, les fabriques « anté-veine » peuvent être oblitérées complètement suite au remplacement progressif de la minéralogie primaire par les minéraux hydrothermaux (Robert et Brown 1986). Il vaut ainsi mieux se fier aux fragments plus larges et moins altérés. La texture bréchique inclut aussi les brèches d'attrition caractérisées par du quartz broyé dans une matrice de sulfures. Ce type de texture résulte clairement du cisaillement tardif qui forme de petites lentilles discontinues concentrées le long des parois de la veine. Les extinctions roulantes dans les fragments anguleux de quartz indiquent une mise en place synchrone à tardive par rapport à la déformation ductile. Dans ce type de brèches tectoniques, le quartz agit comme abrasif en raison de sa

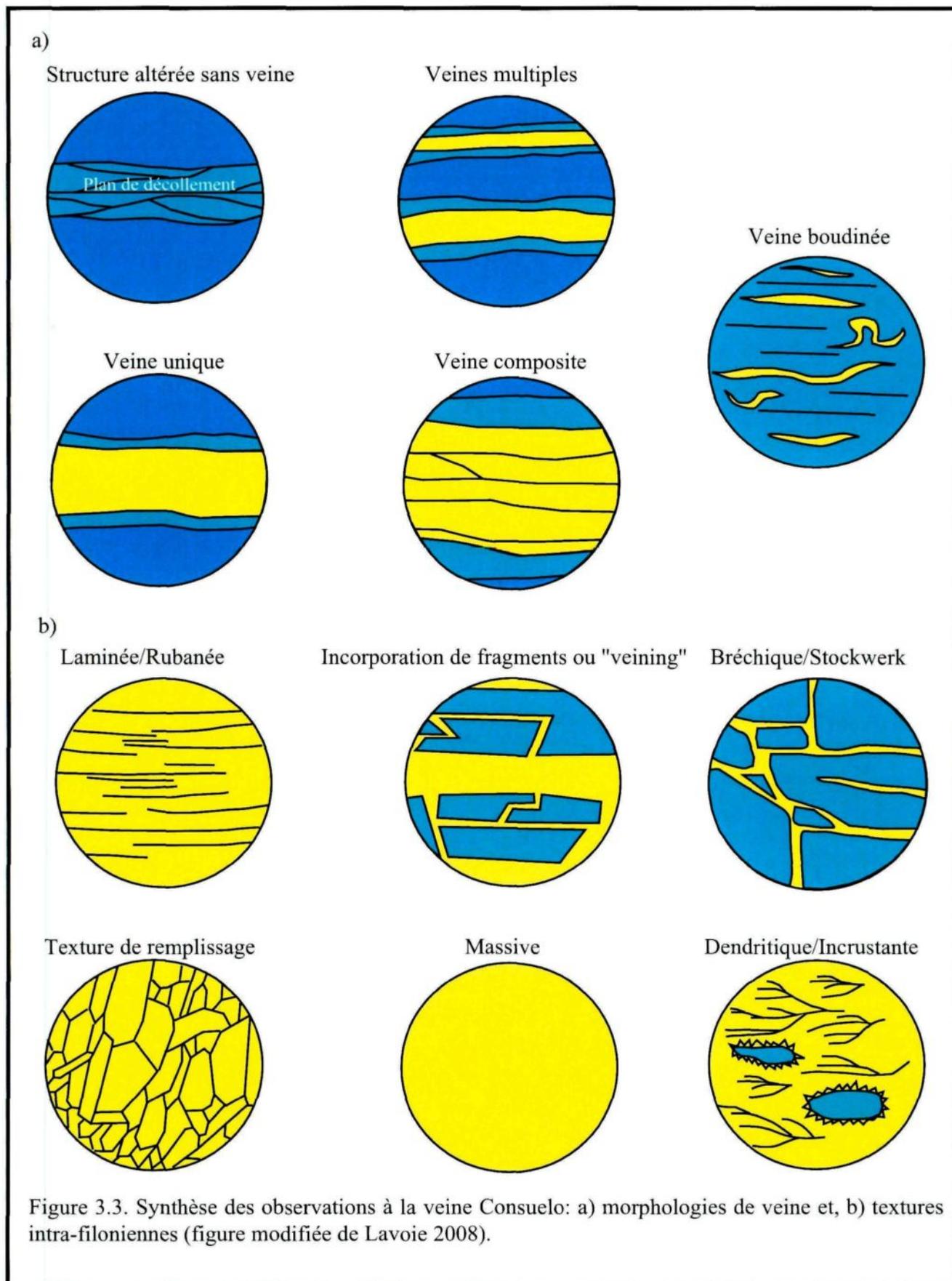
dureté (Jébrak 1997). Les sulfures à comportement fragile sous les conditions de P-T établies pour les veines de Pataz (>300°C et 1.7 kbar (7 km) par Schreiber et *al.* (1990); 295-365°C et <1 à 5 kbar (5-16 km) par Haerberlin (2002)) se présenteront sous forme cataclasée. C'est le cas de la pyrite et de l'arsénopyrite. Les sulfures de plomb (galène) et de zinc (sphalérite) seront plutôt déformés plastiquement dans les mêmes conditions (Clark et Kelly 1973; Salmon et *al.* 1974).

#### 6. Texture incrustante et dendritique :

La texture incrustante et la texture dendritique/arborescente s'observe dans les veines de grande puissance situées près des failles majeures (ex. Nv. 2450 GLS secteur nord, Nv. 2650 GLN Tajo 550). Elles sont formées par la galène et la sphalérite qui recouvrent les fragments d'éponte incorporés à la veine ou qui forment des textures ramifiées dans le quartz blanc d'aspect massif. Peu de littérature existe sur ce type de texture mais leur association spatiale avec les failles suggère un lien génétique possiblement en lien à la pression des fluides. La texture dendritique ou arborescente est interprétée comme une texture de faible remobilisation suite à la fracturation. Elle résulterait de la propagation rapide de micro-fractures analogues aux zones de cisaillement ramifiées décrites par Scholz (1990). Ce type de texture se distingue clairement des textures squelettiques/dendritiques communément observées dans les gisements sédimentaires exhalatifs de Zn-Pb (Goodfellow et Lydon 2007). Leur présence en macroscopie et microscopie exprime la nature fractale du phénomène.

### 3.3 Séquence paragénétique

L'étude détaillée de la veine Consuelo sur le terrain de même qu'en laboratoire a permis d'établir certaines relations entre les différents minéraux de remplissage. Bien que les veines de Pataz se caractérisent par une homogénéité à l'échelle de la province avec une paragenèse uniforme à trois (3) stades (Haerberlin 2002), les relations proposées dans cette étude diffèrent quelque peu de celles établies précédemment sur d'autres veines du district par Schreiber et *al.* (1990), MacFarlane et *al.* (1999), Haerberlin (2002) et Lavoie



(2008). La figure 3.4 illustre une représentation paragenétique simplifiée de la veine Consuelo.

### 3.3.1 Gangue

Le quartz est le minéral de gangue dominant à la veine Consuelo représentant environ 70% du volume du remplissage hydrothermal. On le retrouve essentiellement sous forme de quartz idiomorphe, parfois d'apparence hypidiomorphe (*buck quartz*), dans les veines de faible et de grande puissance de même que dans les zones de *stockwerk*. Ce type de quartz, dénoté *q1*, serait le plus précoce sur la base d'évidences de recoupements et du remplissage des porosités intercrystallines par l'ensemble de la paragenèse minérale et métallique. Ces minéraux sont, par ordre chronologique, les carbonates *ca1*, la pyrite *py1*, le quartz microcristallin bleu-gris *q2* et les sulfures de Pb et de Zn. Le décalage ou la déposition asynchrone du quartz et des sulfures résulte fort possiblement des variations physico-chimiques du fluide silicaté telles que les conditions de P-T qui affecteront directement la solubilité du quartz et des ions métalliques. Les carbonates *ca1* est le deuxième minéral à précipiter et se retrouve couramment remplissant les cavités laissées par les fibres de quartz *q1* dans la veine principale (Figure 3.5a) de même que dans les veinules secondaires et précoces observées au mur de la veine principale.

Le quartz microcristallin bleu-gris *q2* est le deuxième minéral de gangue en importance à la veine Consuelo. Il précipite comme petits grains xénomorphes dans les porosités intercrystallines du quartz *q1* (Figure 3.5b), de même qu'en petites veinules dans les micro-fractures du quartz *q1* et de la pyrite *py1*. Il s'observe régulièrement en intercroissance avec les sulfures de Pb et de Zn. On le reconnaît à sa couleur bleu-gris sur le terrain et à sa granulométrie fine en microscopie. Le quartz *q3* s'observe comme veinules et lentilles métriques plus massives de quartz blanc stérile recoupant le quartz *q1*, le quartz *q2* de même que tous les sulfures (Figure 3.5c). Les carbonates *ca2*, qui incluent les carbonates ferrifères dont l'ankérite, recoupent les sulfures et le quartz *q2*. La relation temporelle entre les carbonates *ca2* et le quartz *q3* est incertaine mais ces carbonates sont, sur la base de la relation qu'ils entretiennent avec la schistosité, tardifs à

Minéraux	Anté-veine	Syn-veine			Post-veine
		Stage 1	Stage 2	Stage 3	
<b>Gangue</b>					
Quartz blanc		<i>q1</i>		<i>q3</i>	
Quartz bleu-gris			<i>q2</i>		
Carbonates		<i>ca1</i>	<i>ca2</i>		<i>ca3</i>
<b>Minéralisation</b>					
Pyrite		<i>py1</i>	<i>py2</i>		
Arsénopyrite		<i>aspy1</i>	<i>aspy2</i>		
Sphalérite					
Galène					
Chalcopyrite					
Or		?		?	
<b>Altération</b>					
Chlorite					
Séricite/Fuschite					
Pyrite					
Epidote					
Carbonates					
Quartz					
<b>Déformation</b>					
Ductile					
Fragile					

Figure 3.4 Représentation paragenétique simplifiée des différents minéraux de gangue, des sulfures, des minéraux d'altération et de la déformation provenant des observations macroscopiques et microscopiques faites à la veine Consuelo (figure modifiée de Lavoie 2008).

la déformation ductile. La dernière étape du remplissage correspond à un arrangement de petites veinules millimétriques et parallèles de carbonates  $ca3$  recoupant le contact basal et l'ensemble des textures intra-filoniennes. L'absence de recoupement avec le toit de même que leur déplacement le long de petits plans de décollement intracutanés suggèrent que la déformation fragile « post-veine » postdate ces carbonates.

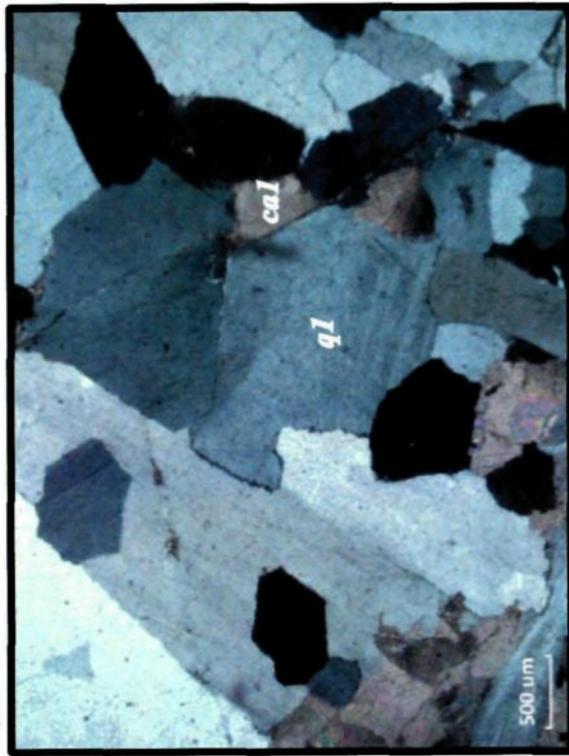
### 3.3.2 Sulfures

Les sulfures représentent entre <5% et 75% du volume de remplissage de la veine Consuelo qui est par ailleurs exceptionnellement riche en sulfures de plomb et de zinc. Cet enrichissement en métaux de base est d'ailleurs un argument qui supporte le modèle orthomagmatique (Schreiber et al. 1990; Groves et al. 2001; Oré-Sanchez 2006). La pyrite est le sulfure dominant des veines. On retrouve la pyrite de première génération *py1* sous forme de grains cubiques aux pourtours des fibres de quartz en peigne, de même qu'en lamines, filonnets et lentilles massives. La pyrite *py1* recoupe régulièrement les fines lamines d'encaissant et/ou riches en séricite/ phyllosilicates associées au quartz *q1* et se met donc en place légèrement postérieure au quartz *q1*. L'arsénopyrite *aspy1* précipite en inclusions et aux pourtours de ces grains de pyrite (Figure 3.6a).

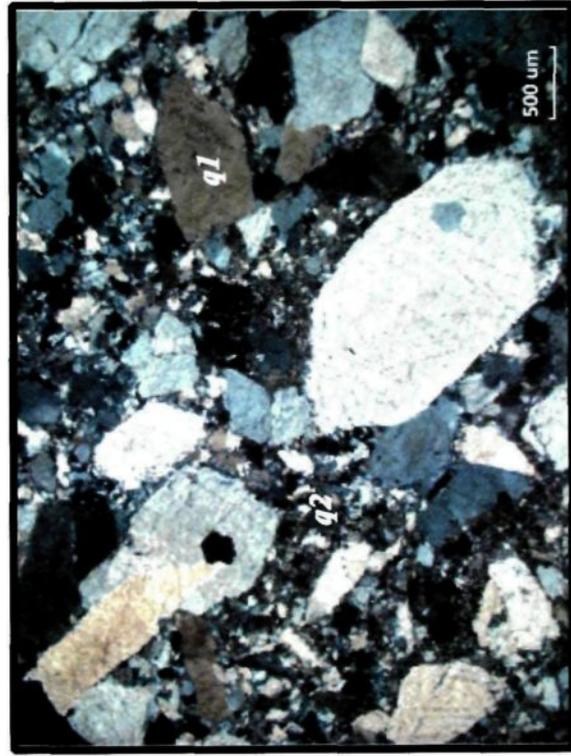
La galène et la sphalérite s'observe en association spatio-temporelle avec le quartz microcristallin *q2* et se mettent en place entre les fibres de quartz *q1* (Figure 3.6b) de même qu'en petits filonnets dans les fractures de ce même quartz. Ils se présentent aussi comme larges plages xénomorphes formant la matrice de la pyrite *py1* cataclasée (Figure 3.6c). Tel qu'inféré par Miranda (1983), Chavez (1990), Schreiber et al. (1990) et Haerberlin (2002), ces sulfures précipiteraient suivant une période de réactivation tectonique qui aurait permis la fracturation des minéraux du premier stage. Une deuxième génération d'arsénopyrite (*aspy2*) et de pyrite (*py2*) semble contemporaine au stage riche en métaux de base. La chalcopyrite se présente en traces comme exsolutions dans la sphalérite (Figure 3.6d) et plus localement dans la galène ou aux contacts de ces deux sulfures. L'absence de teneurs économiques dans les zones altérées confirme que la



c)



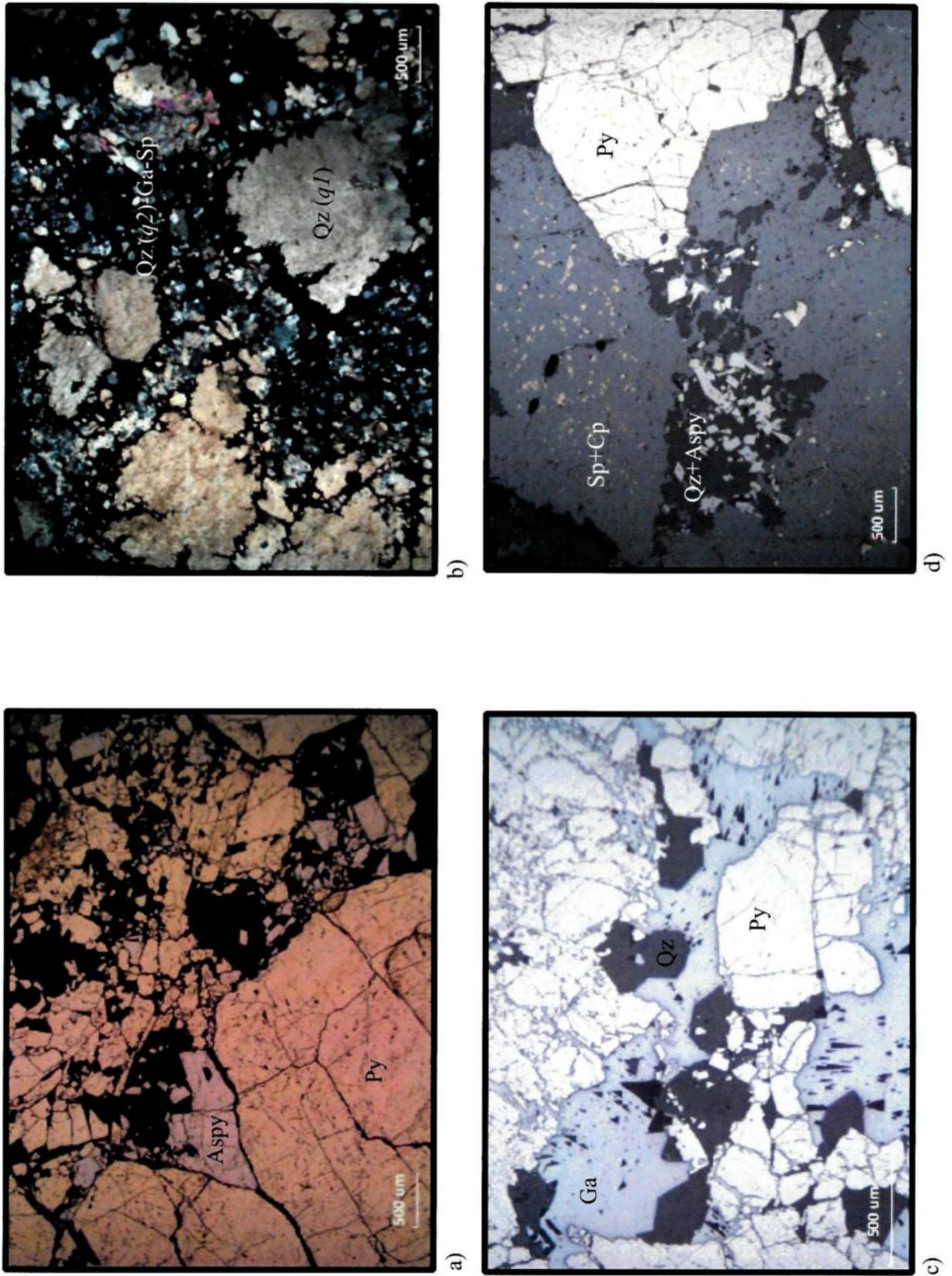
a)



b)

Figure 3.5

Figure 3.6



### Figure 3.5. Paragenèse des minéraux de gangue

- a) Veine de quartz massive montrant des cristaux millimétriques à centimétriques de quartz idiomorphe avec quelques plages de carbonates intersticiels de première génération (*cal*). Échantillon EC8-3, lumière polarisée, 2,5x
- b) Quartz idiomorphe en peigne de première génération (*q1*) injecté de quartz à granulométrie fine (*q2*). Échantillon EC10-3, lumière polarisée, 2,5x
- c) Veinules de quartz *q3* recoupant un mélange de quartz blanc *q1* et quartz microcristallin bleu-gris *q2* riche en sulfures (Py-Ga-Sp-Aspy). Photo PC1-19.

### Figure 3.6. Paragenèse des minéraux de sulfures

- a) Échantillon provenant d'une lentille de sulfures massifs situées au centre de la veine principale et formée de pyrite (*py1*) et arsénopyrite (*aspy1*) faiblement cataclasées et injectées de quartz plus tardifs (*q2*). Échantillon EC1-7, lumière réfléchie, 2,5x.
- b) Échantillon de l'extrémité sud du site Nv. 2450 GLS montrant la forte association spatiale entre le quartz microcristallin et les sulfures de plomb (Ga) et de zinc (Sp) qui injecte le quartz blanc de première génération (*q1*). Échantillon EC1-3, lumière polarisée, 2,5x.
- c) Lentille de sulfures massifs située au toit de la veine principale du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri. L'échantillon montre de la pyrite faiblement fracturée et des fibres de quartz idiomorphe avec galène intersticielle. Échantillon EC4-7, lumière réfléchie, 5x.
- d) Veine de sulfures massifs recoupant le stockwerk du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri. On y remarque de larges plages xénomorphes de sphalérite parsemées d'exsolutions de chalcopryrite, en intercroissance avec la pyrite *py2* et le quartz *q2* qui contient de petits grains automorphes d'arsénopyrite *aspy2*. Échantillon EC4-9, lumière réfléchie, 2,5x.

pyrite métamorphique, représentée par des cubes idiomorphes à subidiomorphes millimétriques, est un événement distinct de l'événement minéralisateur.

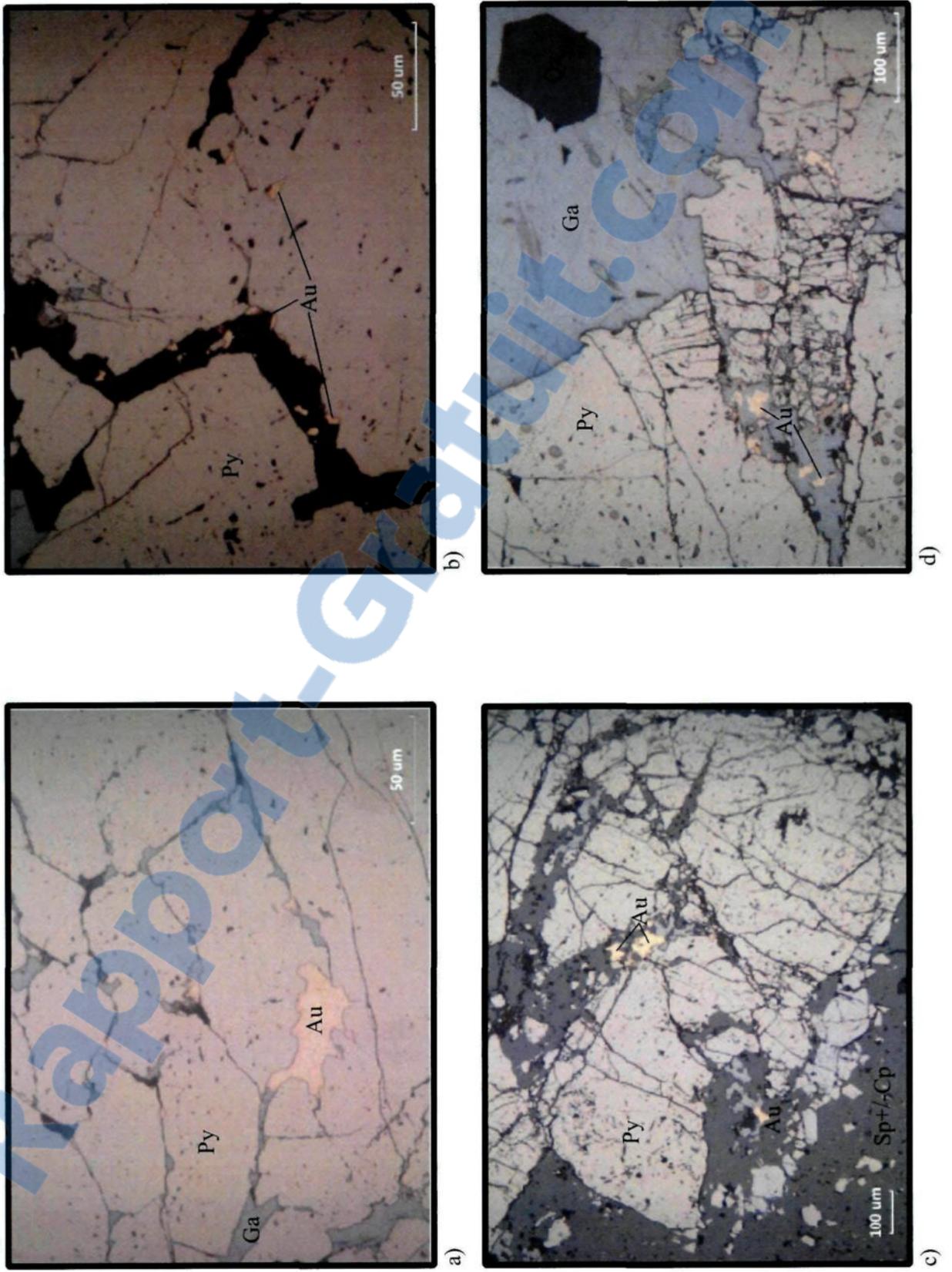
### 3.3.3 Au

L'étude minéragraphique a permis d'établir les relations spatiales entre l'or et les différentes phases minérales de la paragenèse. L'or est associé temporellement à la galène et montre une forte association spatiale avec la pyrite s'y présentant comme petites inclusions (<10 µm), comme petits points le long des bordures ou comme filonnets dans ses micro-fractures (Figure 3.7a). On l'observe aussi de façon accessoire sous forme de grains libres de taille micrométrique dans le quartz q2 (Figure 3.7b), comme grains précipitant en marges de la sphalérite-chalcopyrite-galène (Figure 3.7c) ou comme inclusions dans la galène (Figure 3.7d). Ces observations corroborent les travaux précédents dans lesquels l'or avait aussi été répertorié comme petites inclusions dans la sphalérite et la galène, et en filonnets dans l'arsénopyrite (Schreiber 1989; Vidal et *al.* 1995; Haerberlin 2002; Lavoie 2008).

Il est difficile de démontrer la présence d'or dans les deux (2) premiers stades de la paragenèse due à sa mobilité dans les conditions de P-T caractérisant le faciès des schistes verts (Seward 1979). La présence d'or sous forme d'inclusions dans la pyrite *py1* est toutefois compatible avec un premier stage aurifère tel que proposé par MacFarlane et *al.* (1999) et Lavoie (2008). Cependant, les ratios Au/Ag similaires entre les grains d'or isolés dans le quartz et ceux isolés dans la pyrite suggèrent un seul et même stage aurifère (Schreiber et *al.* 1990). De plus, les observations en microscopie révèlent souvent la présence de minuscules fissures dans la pyrite par lesquels l'or peut circuler avant de précipiter sous forme de pseudo-inclusions. La recristallisation de la pyrite (voir entre autre Cox et *al.* 1981; McClay et Ellis 1984) a aussi été invoquée par Schreiber et *al.* (1990) pour expliquer la présence d'inclusions d'or dans la pyrite. Cependant, peu d'évidence de recristallisation ne fut notée dans les échantillons analysés.

Les travaux de Haerberlin (2002) ont montré qu'aucun élément, même du second stade paragenétique, n'est un bon traceur de l'or dans les échantillons de minerai. À l'échelle de

Figure 3.7



**Figure 3.7. Synthèse - Habitus de l'or à la veine Consuelo**

- a) Filonnets d'or se mettant en place en association avec la galène dans les craquelures de la pyrite faiblement fracturée. Échantillon EC9-4, lumière réfléchie, 100x
- b) Grains d'or libre dans une veinule de quartz *q2* et comme pseudo-inclusions dans la pyrite. Échantillon EC9-4, lumière réfléchie, 100x
- c) Or précipitant en association avec la galène, la sphalérite et la chalcopryrite en marges de la pyrite faiblement fracturée, Échantillon EC6-1, lumière réfléchie, 50x
- d) Grains d'or précipitant en inclusions dans la galène. Échantillon EC6-1, lumière réfléchie, 25x

la veine toutefois, on a depuis longtemps reconnu une association spatiale entre l'or et la pyrite cataclasée ou « *pyrita fina* ». Cette relation est fort probablement due à l'association spatiale qu'entretiennent l'or et la pyrite, elle-même due aux conditions physico-chimiques et aux propriétés de surface de la pyrite (Haerberlin 2002). Oré-Sanchez et Gaboury (2009) ont d'ailleurs proposé le mécanisme de précipitation électrochimique de l'or pour expliquer la relation entre les grains d'or et l'enrichissement en arsenic observé dans la pyrite.

### 3.3.4 Altération

L'altération des roches est fort probablement le premier événement hydrothermal à affecter l'encaissant fracturé. Ceci est démontré par l'abondance de fractures exhibant une empreinte d'altération sans développement de veine. Outre l'introduction de silice par la séricitisation des plagioclases (Coveney 1981) et la possible génération de la chaleur par les réactions exothermiques (Cathles 1977), les effets de l'altération hydrothermale (interaction fluide-roche) comprennent la préparation et l'affaiblissement du terrain hôte (*ground preparation*). Cet attendrissement favorisera plus tardivement la concentration de la déformation et le développement de structures cisailantes parfois anastomosées (Mancktelow et Pennacchioni 2005). À la veine Consuelo, cette altération est typique des faciès de basse température dits schistes verts. Elle consiste principalement en une altération phyllique proximale (séricite et/ou fuschite surtout concentrée dans les roches riches en hornblende) et propylitique distale (chlorite) qui s'accompagne d'une silification-carbonation intense précoce. Le front d'altération visible macroscopiquement varie typiquement de quelques centimètres à plus de deux (2) mètres d'épaisseur. Il forme une zone communément lessivée et blanchie qui montre une symétrie de part et d'autre de la veine et des veinules, et ce indépendamment de l'envergure des veines et qu'elles soient minéralisées ou stériles (ex. site Nv. 2350 GLN). Il ne semble donc pas exister de corrélation entre l'étendue du front d'altération et le volume de silicates, carbonates et sulfures formant le remplissage hydrothermal. Ceci suggère une imperméabilisation ou colmatage relativement précoce des épontes de long des parois des fractures.

Les travaux détaillés de lithogéochimie et balance de masses de Oré-Sanchez (2006) ont démontré que l'altération hydrothermale est restreinte aux pourtours des structures orientées parallèlement au plan principal, de même qu'aux pourtours des structures subverticales qui agissent comme canalisation pour les fluides hydrothermaux. La séricitisation domine dans la zone proximale aux veines et veinules, et forme typiquement un front d'altération centimétrique à métrique avec un peu de chlorite, des carbonates et de la pyrite métamorphique. En s'éloignant des veines, l'enveloppe d'altération s'estompe rapidement pour passer à une faible altération à chlorite avant d'atteindre une roche fraîche et faiblement affectée par l'altération deutérique (Oré-Sanchez 2006). Celle-ci serait associée à l'introduction de fluides magmatiques résiduels riches en potassium (Schreiber et *al.* 1990). Le même agencement d'altération s'observe en bordure des failles et autres structures subverticales à l'exception d'une chloritisation beaucoup plus étendue et d'une épidotisation marquée, conséquence d'un ratio fluide/roche plus élevé et de l'interaction fluide-roche prolongée.

La pyrite métamorphique, que l'on observe sous forme de grains cubiques, est typiquement restreinte aux premiers centimètres aux pourtours des veines et à l'intérieur des fragments d'éponte incorporés aux veines. Elle résulte de l'interaction du soufre transporté par les fluides hydrothermaux avec les ions de fer contenus dans les minéraux mafiques (Oré-Sanchez 2006). Ce type de pyrite se superpose à certaines veinules précoces de quartz-carbonates laissant supposer qu'elle est légèrement plus tardive et associée au passage prolongé et continu des fluides hydrothermaux plutôt qu'au stade initial de la préparation du terrain.

La composition des minéraux d'altération varie aussi en fonction de la lithologie encaissante. Dans les xénolites de cornéennes, l'altération forme un halo lessivé gris-verdâtre riche en quartz, carbonate, chlorite, séricite et minéraux opaques possiblement pyrite-pyrrhotite-magnétite. Les dykes andésitiques montrent une altération en épidote avec pyrite et chlorite secondaire. La hornblendite subit quant à elle une altération en fuschite (muscovite chromifère), mariposite (séricite chromifère) et carbonates lui conférant une texture tacheté typique de type « léopard ». La fuschite de couleur verdâtre provient de la substitution des cations de  $\text{Fe}^{3+}$  ou  $\text{Al}^{3+}$  par le  $\text{Cr}^{3+}$  (Y. Haerberlin, comm.

pers.). On note enfin une altération supergène tardive qui comprend une altération gris pâle argileuse en séricite-chlorite dans la bande cisailée au toit de la veine, en plus des zones à limonite enrichies en or dans les niveaux supérieurs de la mine et de la présence d'hématite dans certaines fractures.

### **3.4 Déformation**

#### **3.4.1 Généralités**

La compréhension de la mise en place des veines aurifères passe par l'analyse des éléments de déformation affectant la veine et les épontes, de même que la distinction des éléments ductiles et fragiles et leur chronologie relative par rapport à l'évolution du système filonien. Dans la région de Pataz, la tectonique polyphasée de l'orogénie Andéenne contribue à la complexité du système filonien. Trois (3) modèles peuvent être invoqués soient des veines « anté-déformation », des veines « syn-déformation » et des veines « post-déformation ». En raison des différences rhéologiques entre les épontes et les veines, la déformation fragile-ductile s'exprime différemment. Les éléments de déformation au sein de la veine et des épontes seront donc étudiés indépendamment. Une brève analyse cinématique suivie d'une synthèse seront ensuite exposées.

#### **3.4.2 Déformation au sein de la veine**

L'étude des veines en macroscopie et microscopie a permis de mieux comprendre les diverses expressions de la déformation au sein de la veine Consuelo. La déformation fragile se résume à des plans de décollement souvent parallèles aux parois et préférentiellement situés le long des lentilles et lamines de sulfures et/ou de phyllosilicates ou le long des fragments d'éponte incorporés à la veine. On retrouve aussi de petites failles intracutanées qui affectent parfois le contact basal et l'ensemble des textures intra-filoniennes mais rarement le contact sommital. En effet, mis à part les failles « sécantes » ou « transversales », aucune structure connue ne recoupe le toit de la veine. Cette observation suggère une réactivation tardive le long du toit de la veine qui forme un plan d'anisotropie idéal pour concentrer la déformation. À l'échelle du grain, la déformation fragile s'exprime par la cataclase, c'est-à-dire la fracturation, la

fragmentation et le broyage du quartz, de la pyrite et de l'arsénopyrite. Le long des marges des veines, on retrouve des brèches d'attrition composées de fragments anguleux de quartz à extinction roulante dans une matrice de pyrite et arsénopyrite cataclasées ( $\pm$  Ga  $\pm$  Sp). Ces brèches sont interprétées comme des brèches tectoniques résultant de la friction le long des contacts de la veine. La présence de fragments de quartz à extinction roulante indique que ces brèches sont postérieures à l'événement de déformation ductile.

La déformation ductile au sein des veines est quant à elle représentée par le quartz à extinction roulante, les dislocations et lamelles de déformation, et très localement la recristallisation des bordures de grains grossiers de quartz en grains plus fins sous la forme de texture en mortier. De par leur comportement plastique dans les conditions de P-T caractérisant le faciès des schistes verts, la galène et la sphalérite se remobilisent de façon ductile en réponse à la déformation tandis que les carbonates sont recristallisés en grains plus fins. Des franges de pression formées de quartz aux pourtours des grains de pyrite fortement cataclasée s'observent régulièrement dans les textures rubanées, connues pour favoriser le partitionnement de la déformation. Les multiples éléments de déformation ductile indiquent une superposition de la déformation sur des veines préexistantes. Cette déformation ductile est recoupée par de petites fractures et plans de broyage à l'échelle du grain de quartz, et par des plans de décollement à l'échelle de la veine. C'est ainsi que certains éléments ductiles et fragiles semblent synchrones tandis que d'autres semblent asynchrones avec la déformation fragile superposée sur la déformation ductile. Cette relation temporelle, qui s'observe aux échelles microscopiques et macroscopiques, pourrait tout de même être le résultat d'un continuum d'un même événement tectonique associé à l'exhumation de l'environnement hôte.

Plusieurs failles fragiles secondaires orientées ENE-OSO et SE-NO recoupent la veine et la déplace. Ces failles sont elles-mêmes tronquées par des plans de décollement parallèles à la veine qui permettent les chevauchements et duplications suite à leur réactivation. Ces chevauchements et duplications, typiquement de l'ordre du mètre et plus aisément observés dans les secteurs montrant une veine épaisse, suggèrent une composante de raccourcissement horizontal N-S. Selon Haeberlin (2002), trois (3) événements de déformation post-paléozoïques auraient causé les discontinuités,

déplacement et duplications de plus petites envergures affectant les structures minéralisées de Pataz. Les stries de glissement mesurées le long du plan de veine indiquent généralement un dernier mouvement à composante dominante pendage avec possiblement une très faible composante horizontale ( $120^\circ \geq Ac(H) \geq 90^\circ$ ). L'angle de chute des stries de glissement mesurée au toit des veines dupliquées est donc compatible avec la superposition d'un mouvement à composante dominante pendage sur un mouvement comportant une composante de raccourcissement N-S.

### 3.4.3 Déformation des épontes

Les évidences de la déformation semblent beaucoup plus marquées dans les épontes que dans la veine. Ceci peut s'expliquer par l'ossature plus rigide des veines de quartz, le plan de décollement du toit qui forme une anisotropie planaire idéale à la concentration de la déformation, et l'attendrissement des épontes par la modification de la minéralogie primaire en un assemblage de séricite (fuschite)-chlorite-carbonates-quartz. Un fait marquant est l'asymétrie de la déformation entre le toit et le mur de la veine. C'est ainsi que les épontes exhibent typiquement un contact franc le long d'un plan de décollement et une épaisse bande cisailée au toit, de même qu'un contact faiblement cisailé et ondulant au mur.

Tel que discuté précédemment, un événement antérieur de fracturation aux veines est possiblement à l'origine des fractures N-S à pendage vers l'est observées sous forme de couloir de fracturation affectant l'ensemble des lithologies. L'intensité de cet événement était fort probablement faible et le comportement fragile tel qu'indiqué par l'absence de foliation le long des fractures et à l'intérieur des fragments d'éponte incorporés à la veine. Autrement, la déformation fragile s'exprime par plusieurs petites failles à déplacement apparent normal affectant la bande cisailée du toit (ex. Nv. 2450 GLS, Nv. 2600 GLS), les veines secondaires au mur et le contact basal de la veine principale. Ces failles, qui pourraient correspondre à un événement tectonique d'extension causant aussi les structures en graben du site Nv. 2530 GLS Secteur Nuri, sont toutefois recoupées par le plan de décollement au toit indiquant encore une fois que ce plan d'anisotropie a concentré l'événement de déformation le plus tardif. Dans les épontes en bordure des

veines, on observe des fractures anastomosées, une schistosité bien développée et définie par l'alignement des grains de séricite/muscovite et chlorite, et des lentilles centimétriques de quartz boudinées. Des fabriques de type C-S sont communément observées dans la bande cisailée. Localement, les clastes semblent former ensemble une fabrique planaire qui ressemble aux foliations cataclastiques de Lin *et al.* (2001). L'analyse du degré de mylonisation des épontes dans la bande cisailée indique que les roches cisillées du secteur chevauchent les champs fragile et ductile. En effet, les roches varient de cataclasite à mylonite selon la classification de Sibson (1977). Les zones de boue de faille situées le long des marges des veines et dans les failles sécantes sont composées de clastes mal structurés d'épontes et de quartz à extinction roulante dans une matrice volumineuse et riche en séricite, chlorite et carbonates.

L'intensité de la déformation varie aussi en fonction de la lithologie encaissante. La déformation est plus intensément développée dans l'unité de hornblendite que dans les unités de diorite-tonalite-granodiorite. Ceci peut s'expliquer en partie par sa composition riche en amphiboles et son altération plutôt intense et riche en fuschite-mariposite, carbonates et chlorite. Lorsque fortement cisailée, la hornblendite forme une ultramylonite selon la classification de Sibson (1977) avec réduction granulométrique importante (>90% matrice), développement d'une foliation intense et très peu de porphyroclastes préservés (<10%), surtout du quartz. Conséquemment, la morphologie des veines encaissées dans la hornblendite est souvent de type « boudiné » (ex. Nv. 2600 GLN, Nv. 2700 GLN EsVen6). Ce phénomène est également observé à la veine Jimena (ex. Site 1987 GLN Rampa Lola Positiva) où la diorite forme un plan simple fortement minéralisé tandis que la granodiorite concentre la déformation et ne forme que d'étroites structures fortement cisillées et faiblement minéralisées (Lavoie 2008).

#### **3.4.4 Analyse cinématique**

À quelques exceptions près, l'ensemble des indicateurs de cisaillement associés à la déformation ductile, soit la schistosité en relation angulaire avec le plan de veine, les fabriques et foliations cataclastiques de type C-S, les noyaux rigides « sigma », les structures en domino, et les franges de pression, sont compatibles avec un mouvement

dextre et inverse le long du plan de veine. Il est difficile d'établir avec certitude la relation qu'ont ensemble ces mouvements mais l'hypothèse d'un mouvement oblique (inverse à décrochement dextre) est envisageable. Sur la base de l'orientation nord-est à est des inflexions en forme de sigmoïdes des veines et sur la base des orientations des fabriques « C-S » situées au toit et mur des veines, des fractures qui s'ouvrent de façon inverse-décrochante dextre ont été invoquées par Haeberlin (2002) pour expliquer la formation des veines N-S. Le présent travail tend à démontrer que ce mouvement inverse-dextre a bel et bien affecté la région de Pataz, mais qu'il serait tardif à la mise en place des veines plutôt que d'y être lié génétiquement.

L'ensemble des stries de glissement mesurées le long du plan de veine, typiquement retrouvées le long des contacts sommitaux et basaux, sont compatibles avec un mouvement à dominance pendage parfois combiné à une faible composante de décrochement. Ce mouvement pendage est confirmé par des stries de glissement observées à la veine Irma et orientées parallèlement à l'axe longitudinal des sections E-O. Les imbrications d'écailles associées aux stries ne permettent pas de déterminer avec certitude le sens du déplacement bien que des dislocations en forme de dominos observées à la veine Maria Rosa suggèrent un mouvement inverse. Ce mouvement inverse est aussi compatible avec une intensité de la déformation plus élevée dans les sections à pendage plus abrupt par rapport au cisaillement plus faible caractérisant les sections à pendage plus modéré. L'incertitude quant au dernier événement de déformation, dont les stries de glissement sont dérivées, pourrait s'expliquer en partie par la superposition de mouvements inverses associés aux phases compressives de l'orogénie Andéenne, et de mouvements normaux plutôt associés à l'exhumation du système filonien.

### 3.4.5 Synthèse

L'ensemble des éléments discutés précédemment soient les différentes morphologies de la veine, les textures intra-filoniennes dominées par le « *crack-seal* », l'« *open-space filling* » et les brèches hydrauliques, la présence de structures préexistantes et contacts lithologiques favorables suggèrent la superposition du cisaillement sur des veines « anté-

déformation ductile». Cette interprétation est aussi supportée par l'absence de fabriques plano-linéaires (schistosité, foliation, linéation d'étirement, etc.) dans les fragments d'éponte incorporés aux veines. La forte dissymétrie de la déformation aux pourtours de la veine, soit un contact franc et fortement cisailé au toit et un contact plutôt ondulant avec bréchification hydraulique au mur, apparaît incompatible avec des veines « syn-déformation » ou « post-déformation » mises en place dans des zones de cisaillement. Elle est plutôt compatible avec des veines formées avant l'événement de déformation fragile-ductile ou « anté-déformation ». L'obliquité entre les lamines de sulfures et le toit de la veine du site Nv. 2475 GLS qui les recoupe supporte également une superposition de la déformation sur des veines préexistantes. Des veines en cisaillement, telles qu'inférées par Schreiber et *al.* (1990) et Haerberlin (2002), formeraient plutôt une série de lentilles de quartz-sulfures contenant des fragments d'éponte foliés. Ce type de veine serait aussi caractérisé par l'absence de brèches et *stockwerk* (Robert et Boullier 2001), et exhiberait des veinules de type « riedels » et une symétrie relative de la déformation en marge des veines (Hodgson 1989). En effet, le style structural des veines est communément lié au type d'encaissant dans lequel les filons se mettent en place (Robert et Poulsen 2001) : brèches et *stockwerks* dans les roches compétentes, veines continues et laminées dans les zones de cisaillement fragile-ductile, et veines minces, discontinues et atténuées dans les failles ductiles (McCuaig et Kerrich 1998).

L'intensité de la déformation est très variable d'un site à l'autre et à l'intérieur d'un même site. Ces variations peuvent être attribuables aux différentes lithologies et à l'intensité de l'altération qui les affectent, aux changements d'orientation du plan de veine, à l'épaisseur de la veine, aux textures intra-filoniennes, et finalement au degré de fracturation au sein de l'empreinte altérée. La déformation se concentre dans les épontes aux pourtours des veines, lesquelles sont plus compétentes que l'enveloppe altérée (Marshall et Gilligan 1987; Robert et Poulsen 2001). Cette différence de compétence est causée par les minéraux d'altération, soit la séricite, chlorite et carbonates qui affaiblissent la roche. Le contact veine-épontes devient alors une anisotropie planaire/surface rhéologique privilégiée pour concentrer la déformation. On remarque ainsi que les veines de plus faibles amplitudes seront cisillées beaucoup plus

intensément que les veines plus épaisses, qui tendent à générer une ossature de quartz plus rigide. L'intensité de l'altération hydrothermale semble aussi avoir joué un rôle dans la concentration de la déformation. Suite à la réduction de la compétence de la roche produite par les fluides hydrothermaux (Griggs 1967), les roches altérées et affaiblies aux pourtours des veines, et plus particulièrement au toit, concentrent la déformation et favorisent le développement d'une épaisse bande cisailée. Le contenu en sulfures, et plus particulièrement les textures rubanées, semblent aussi jouer un rôle important sur la concentration et le cloisonnement de la déformation. Ceci est en partie dû au comportement rhéologique distinct des différents minéraux hydrothermaux lorsque soumis aux mêmes contraintes.

Outre la corrélation entre les textures rubanées des sulfures et les teneurs en or, il ne semble pas exister de corrélation entre l'intensité de la déformation et les teneurs en or. Cette absence de corrélation tend à indiquer que la déformation n'est pas spatialement associée à une texture en particulier et ne jouerait qu'un rôle limité dans la mise en place et/ou la remobilisation des zones de hautes teneurs en Au. Cette interprétation est similaire à celle établie aux veines Jimena et Mercedes (Lavoie 2008). Finalement, les variations d'attitude le long du plan de veine peuvent aussi avoir influencé l'intensité du cisaillement tel qu'observé par Lavoie (2008). L'intensité de la déformation dans les épontes semble plus forte lorsque le pendage de la veine est plus élevé. Ceci est compatible avec un mouvement inverse par lequel les zones à faible pendage favorisent le glissement et les zones à fort pendage concentrent la déformation. Un mouvement normal le long du plan de veine favoriserait quant à lui des ouvertures dans les zones de pendage fort.

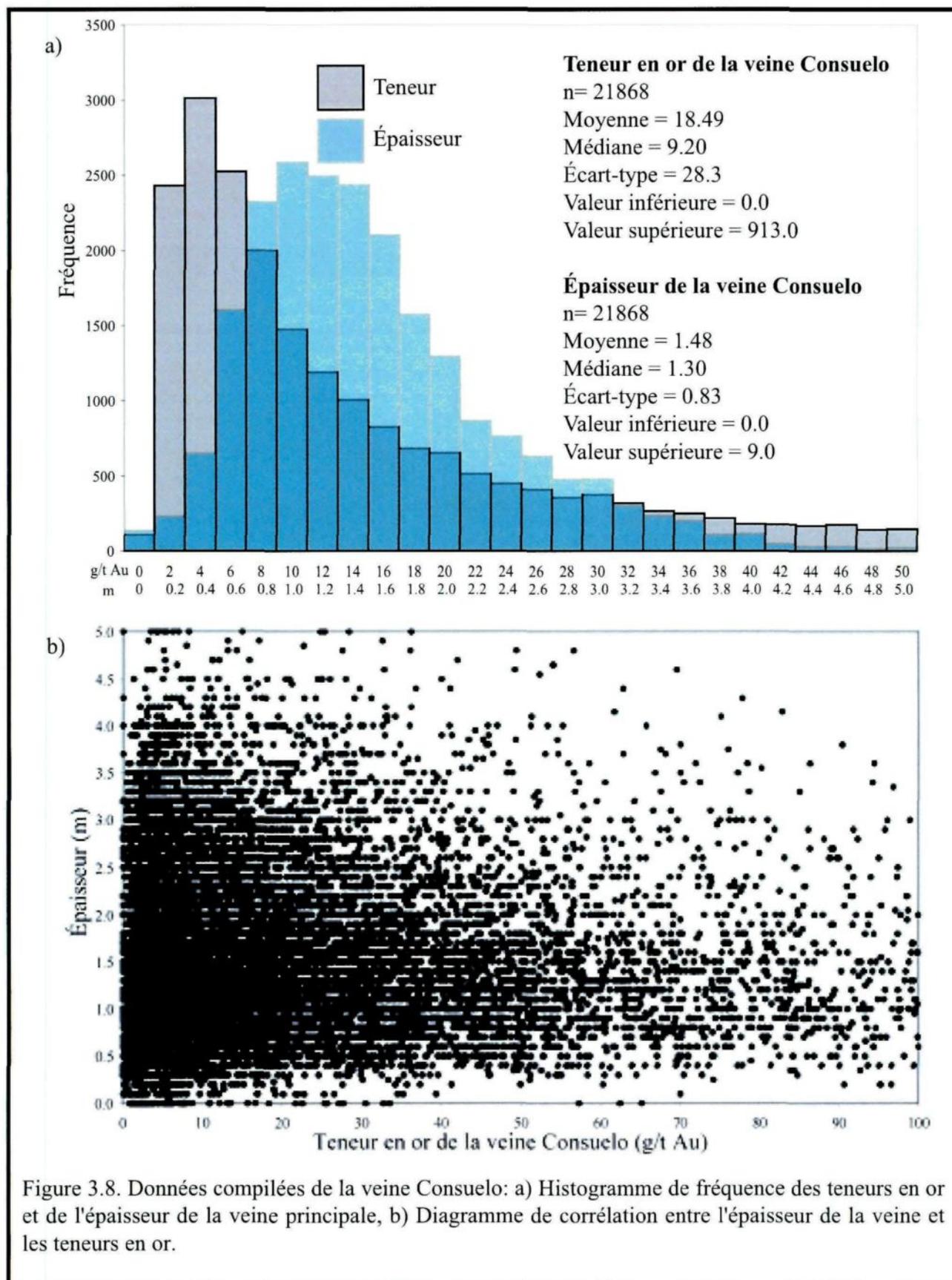
Un modèle de compression triaxiale avec  $\sigma_1$  orienté à  $080^\circ/15^\circ$  et  $\sigma_3$  orienté à  $255^\circ/80^\circ$  a été avancé par Haerberlin (2002) pour expliquer l'agencement des diverses veines des gisements de Pataz. La veine Consuelo serait le résultat de la minéralisation des fractures se comportant comme des failles inverses, avec un léger mouvement dextre. Toutefois, toutes les observations présentées jusqu'à maintenant supportent la formation d'une veine en extension dans un environnement préalablement fracturé et dans un régime dominé par la pression des fluides. Peu importe l'ellipsoïde de déformation

prévalent au moment de la mise en place des veines, le modèle privilégié requiert donc des conditions de pression excédant la pression lithostatique et la force cohésive des roches. Ce modèle requiert également de faibles forces différentielles associées aux contraintes tectoniques, qui permettent la dilatation des plans d'anisotropie (Kerrich et Allison 1978; Kerrich 1989; Robert et Poulsen 2001). L'absence de veines d'envergure dans les fractures à plus fort pendage, particulièrement celles d'attitude E-O, suggère toutefois que ces structures étaient défavorablement orientées pour former des veines économiques. L'abondance des textures de « *crack-seal* » et d'« *open-space filling* » démontre aussi qu'une pression des fluides variant de lithostatique à hydrostatique prévalait lors du remplissage des veines par le quartz *ql*. Cette hypothèse corrobore celles de Lavoie (2008) et de Oré-Sanchez (2006), qui invoque toutefois une pression hydrostatique dominante pour expliquer la formation du système filonien de Patáz.

### **3.5 Intégration des données**

#### **3.5.1 Généralités**

L'intégration des données de pendage, épaisseur et teneur fournies par la mine a été réalisée à partir d'une série de systèmes d'informations à référence spatiale. Au total, 21868 mesures d'épaisseur et de teneurs de même que 1186 mesures de pendage ont été compilées et utilisées aux fins de ce projet. Des histogrammes de fréquence ont été construits afin de mieux comprendre la distribution des teneurs en or et de l'épaisseur de la veine Consuelo (Figure 3.8a). La moyenne des teneurs est de 18,49 g/t Au avec un écart-type de 28.3 tandis que la moyenne des épaisseurs est de 1,48 m avec un écart-type de 0.83. Afin d'analyser les relations spatiales entre le pendage de la veine, son épaisseur et les teneurs en Au, des mailles par interpolation selon la méthode des voisins naturels ont été générées (Figure 3.9) à l'aide du logiciel MapInfo-Vertical Mapper™. Cette méthode est bien adaptée pour le traitement des données montrant de grandes variations de valeurs distribuées inégalement dans l'espace. L'or présentant généralement un effet de pépite très accentué, les mailles ont l'avantage d'atténuer les variations de courte distance.



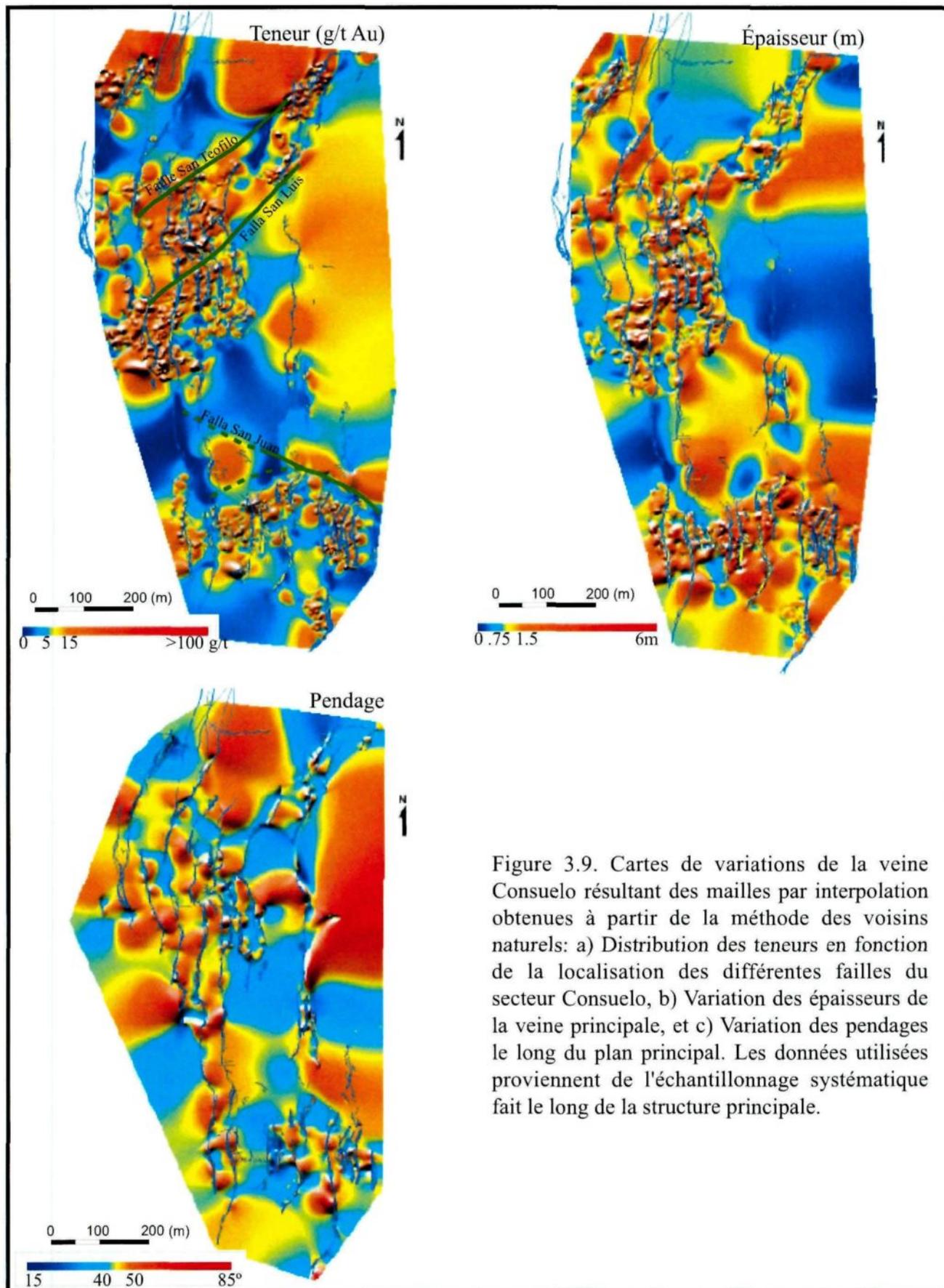


Figure 3.9. Cartes de variations de la veine Consuelo résultant des mailles par interpolation obtenues à partir de la méthode des voisins naturels: a) Distribution des teneurs en fonction de la localisation des différentes failles du secteur Consuelo, b) Variation des épaisseurs de la veine principale, et c) Variation des pendages le long du plan principal. Les données utilisées proviennent de l'échantillonnage systématique fait le long de la structure principale.

Afin de contrôler la véracité des interpolations, des diagrammes binaires (Figure 3.10) furent construits entre les valeurs réelles et les valeurs obtenues à partir des mailles. Généralement, les données de pendage et d'épaisseur montrent une bonne corrélation entre les mesures réelles et celles générées par les mailles. Les mêmes diagrammes binaires peuvent aussi être utilisés afin d'étudier les différentes variables (teneur-pendage-épaisseur) entre elles et estimer le degré de corrélation. Les mailles peuvent ensuite être comparées entre elles et des coupes longitudinales peuvent être produites afin d'analyser les variations dans une direction donnée (Figure 3.11). Finalement, un traitement géostatistique des données fut réalisé à partir du logiciel de modélisation tridimensionnelle Datamine Studio 3®. Des variogrammes directionnels expérimentaux ont ainsi pu être calculés et ont permis d'identifier la direction de continuité maximale des teneurs en or le long du plan de veine.

### **3.5.2 Relation épaisseur – teneur – pendage - failles**

L'étude de la relation entre épaisseur, teneur et pendage peut aider à l'interprétation du régime dans lequel les veines s'ouvrent c'est-à-dire un régime en compression, extension ou un régime pluridirectionnel dominé par la pression des fluides. À la veine Consuelo, il ne semble pas exister de corrélation claire entre l'épaisseur de la veine et le pendage du plan mesuré (Figure 3.9). Le long de certaines galeries, on observe tout de même une corrélation spatiale entre les zones à plus faible pendage et les vecteurs minéralisés. Ceci est d'ailleurs le cas pour les sites Nv. 2530 GLN Rampa Chinita, Nv. 2750 GLN et Nv. 2400 GLS de la veine Consuelo, et le site Nv. 2410 GLSE de la veine Maria Rosa. Toutefois, la visualisation en trois dimensions et en coupe de la veine Consuelo ne permet pas d'observer de changements notables dans le pendage de la structure principale (Figure 3.12). Outre la méthode de mesure, les ondulations locales et l'intense déformation tardive qui modifie la veine, l'absence de corrélation entre le pendage et l'épaisseur peut aussi s'expliquer par des données possiblement biaisées qui montrent plutôt des variations de petites longueurs d'onde le long de structures secondaires qui n'influencent pas l'attitude générale de la structure principale. Des variations notables de pendage seraient couplées à des variations d'épaisseur et de teneur

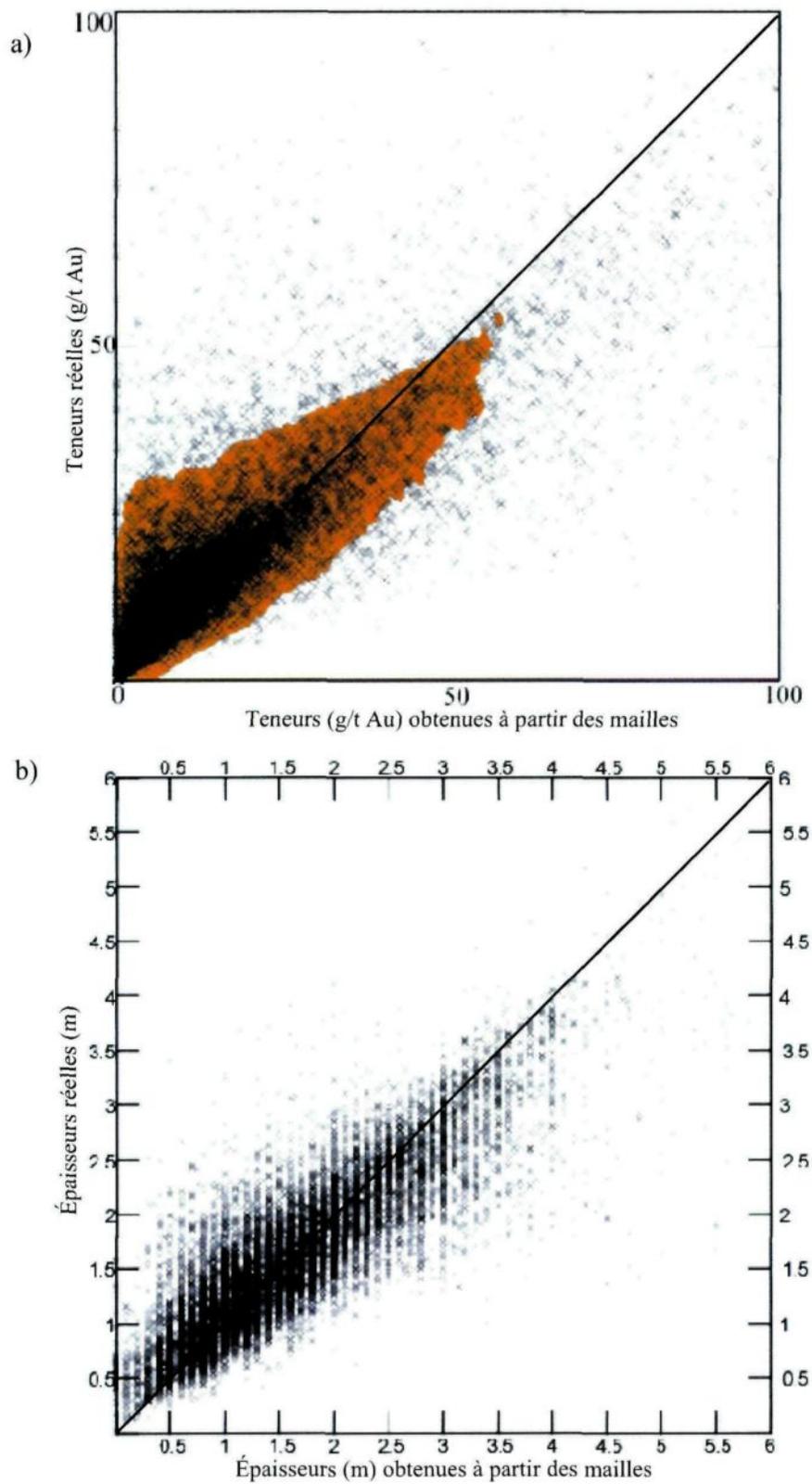


Figure 3.10 Diagrammes binaires des valeurs réelles provenant de l'échantillonnage systématique et des valeurs obtenues à partir des mailles: a) Données de teneurs, b) Données d'épaisseurs

pour des veines générées en compression ou dans un régime d'extension. L'absence de relation entre pendage et épaisseur ou pendage et teneurs suggère que le contrôle structural, que ce soit en compression ou extension, est nul. Les résultats du présent ouvrage suggèrent ainsi une ouverture pluridirectionnelle du plan principal associée à la pression des fluides plutôt qu'un mouvement inverse ou inverse oblique tel qu'avancé par Schreiber *et al.* (1990).

Parallèlement, il ne semble pas exister de relation proportionnelle claire entre l'épaisseur de la veine Consuelo et la teneur en or. Des stéréogrammes thématiques de la veine Consuelo ont d'ailleurs démontré qu'il n'existe aucune relation entre l'épaisseur de la veine et la teneur aurifère en fonction de l'orientation de la veine (Daigneault *et al.* 2003). On se doit tout de même de noter que l'épaisseur de 1.0 à 1.5 m semble être l'épaisseur optimale pour la minéralisation aurifère telle qu'illustré par le diagramme de corrélation présenté à la figure 3.8b. Il existe donc une relation, bien que non-proportionnelle, entre la teneur en or et l'épaisseur de la veine. L'absence complète de relation résulterait en la présence de teneurs économiques distribuées indistinctement de l'épaisseur de la veine. Des exemples pourraient être les niveaux 2750 GLN et 2530 GLN Rampa Chinita caractérisée par l'absence de teneurs économiques le long de la structure principale, et les niveaux 2300 GLS et 2475 GLS qui montrent tous deux une veine multi-métrique mais que de très faibles valeurs en or.

Quant à elles, les failles semblent avoir joué un rôle dans la distribution des teneurs en or et pourraient ainsi représenter un contrôle structural non seulement sur la mise en place des veines mais aussi sur la distribution des teneurs en or. En effet, des coupes longitudinales orientées N-S et réalisées à partir des données de teneurs en or, montrent que les teneurs plus élevées correspondent aux zones d'intersection avec les failles transversales. Ceci est particulièrement bien représenté le long de la faille San Juan aux sites Nv. 2300 GLS et Nv. 2450 GLS, de même qu'aux intersections des failles San Luis et San Teofilo aux sites Nv. 2450 GLN, Nv. 2600 GLN et Nv. 2750 GLN (figure 3.11).

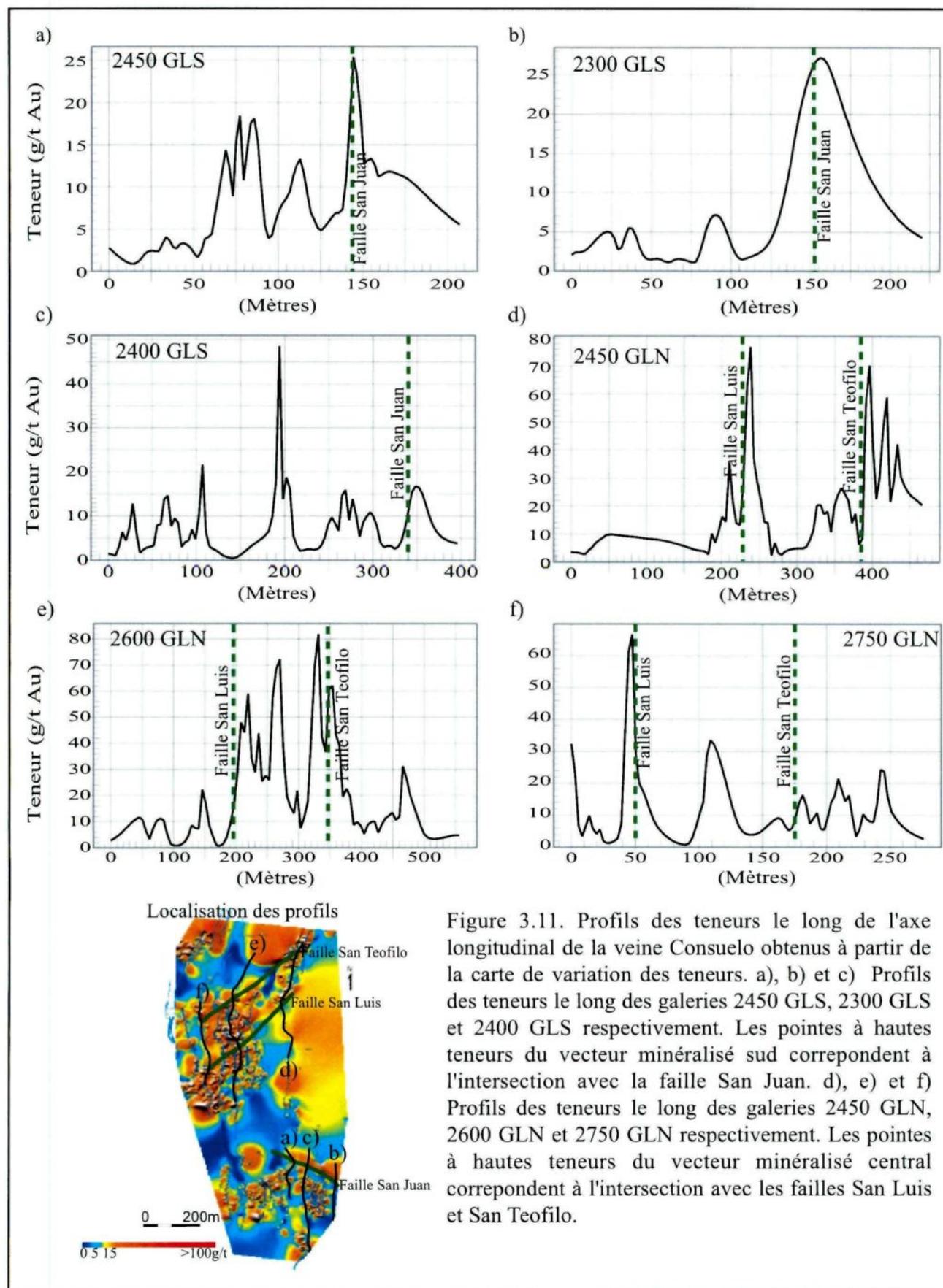


Figure 3.11. Profils des teneurs le long de l'axe longitudinal de la veine Consuelo obtenus à partir de la carte de variation des teneurs. a), b) et c) Profils des teneurs le long des galeries 2450 GLS, 2300 GLS et 2400 GLS respectivement. Les points à hautes teneurs du vecteur minéralisé sud correspondent à l'intersection avec la faille San Juan. d), e) et f) Profils des teneurs le long des galeries 2450 GLN, 2600 GLN et 2750 GLN respectivement. Les points à hautes teneurs du vecteur minéralisé central correspondent à l'intersection avec les failles San Luis et San Teofilo.

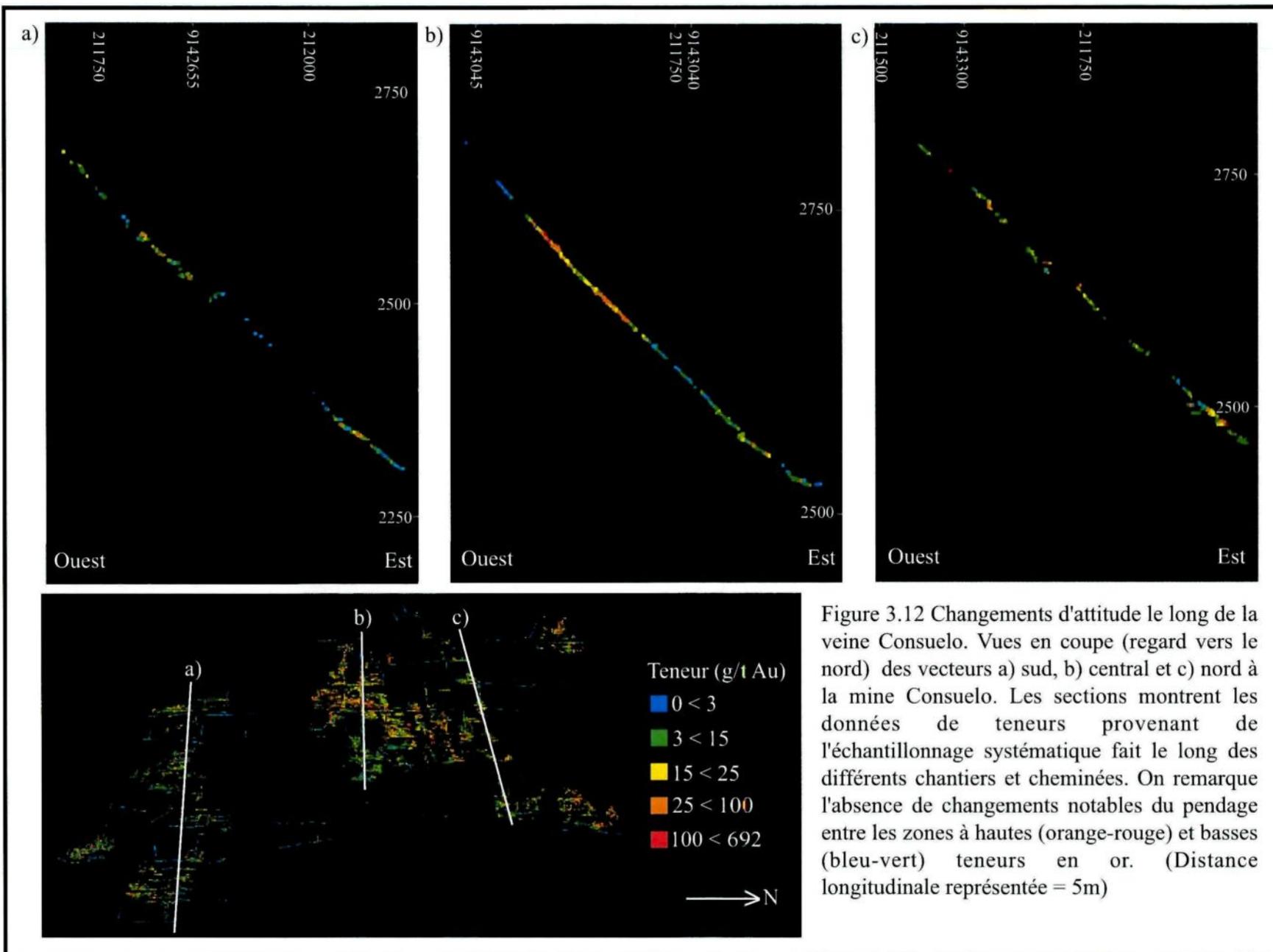


Figure 3.12 Changements d'attitude le long de la veine Consuelo. Vues en coupe (regard vers le nord) des vecteurs a) sud, b) central et c) nord à la mine Consuelo. Les sections montrent les données de teneurs provenant de l'échantillonnage systématique fait le long des différents chantiers et cheminées. On remarque l'absence de changements notables du pendage entre les zones à hautes (orange-rouge) et basses (bleu-vert) teneurs en or. (Distance longitudinale représentée = 5m)

### 3.5.3 Vecteurs minéralisés

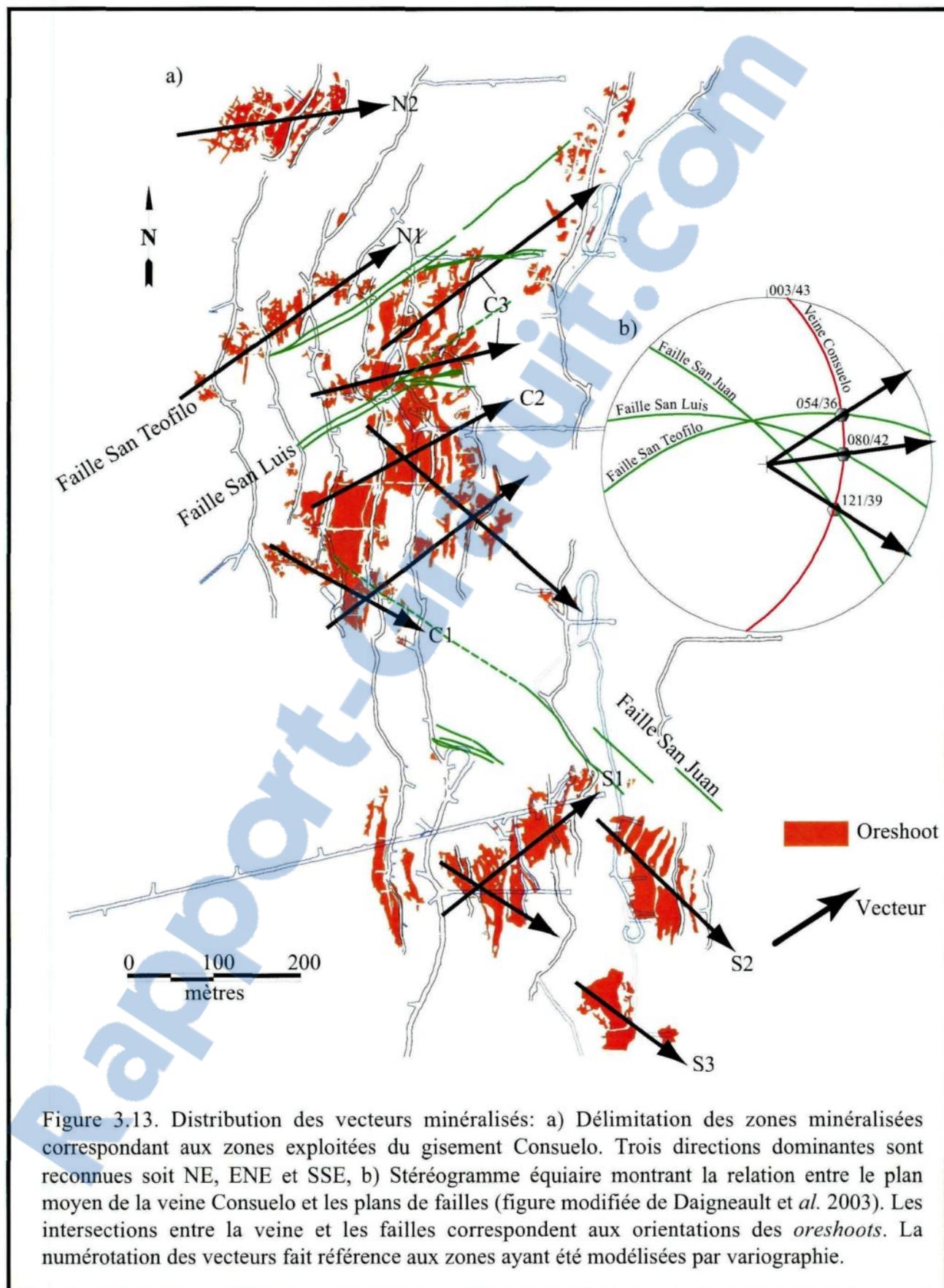
À la veine Consuelo, les vecteurs minéralisés ou « *oreshoots* » correspondent aux secteurs qui contiennent des teneurs économiques en or. Les vecteurs peuvent être délimités grâce aux cartes des secteurs historiquement exploités qui ont été fournies par la mine. Les informations présentées dans cette section reflètent l'état des connaissances lors des travaux de terrain réalisés en 2001-2002. Depuis, quelques nouveaux secteurs au nord de la faille Perejil ont été découverts mais ne seront pas présentés dans ce travail.

#### 3.5.3.1 Distribution

Trois (3) secteurs principaux sont reconnus à la veine Consuelo soient les vecteurs sud, central et nord. Le vecteur sud est limité au nord par la faille San Juan et se subdivise en quatre (4) vecteurs subordonnés. Le vecteur central se situe entre la faille San Juan et la faille San Teofilo et contient la faille San Luis. Il représente le secteur d'exploitation le plus important en termes d'aire et de volume de minerai extrait. Il peut se subdiviser en au moins trois (3) vecteurs subordonnés. Finalement, le vecteur nord est localisé entre les failles San Teofilo et Perejil et contient deux (2) vecteurs secondaires.

#### 3.5.3.2 Géométrie et morphologie

Les vecteurs forment des corps ellipsoïdaux qui montrent des axes d'allongement préférentiels. La compilation des axes longs de chacun des sous-vecteurs illustrée à la figure 3.13a fait ressortir trois (3) azimuts dominants, soit un premier orienté approximativement NE-SO (054/234), un deuxième ENE-OSO (080/260) et un troisième grossièrement NO-SE (121-301). Ces directions correspondent bien aux intersections entre la veine et les failles transversales (figure 3.13b) suggérant ainsi un lien génétique. L'intersection entre les failles et le plan principal contrôle communément la localisation des vecteurs minéralisés (Peters 1993). Bien qu'il n'existe aucune relation proportionnelle claire entre l'épaisseur des veines et la teneur en or à l'échelle de la veine, les *oreshoots* coïncident tout de même spatialement avec les veines de plus grande puissance. La classe dominante des mesures d'épaisseur dans les *oreshoots* varient de 1.0



à 1.5 mètre tandis que la classe dominante des mesures à l'extérieur des vecteurs minéralisés varie plutôt de 0.5 à 1.0 mètre (Daigneault et *al.* 2003).

### 3.5.4 Variographie

Les variogrammes représentent une méthode géostatistique additionnelle pour étudier les vecteurs minéralisés et la distribution des teneurs à l'intérieur de ceux-ci. L'hypothèse de départ pour l'utilisation de la variographie est que la distribution des teneurs dans l'espace n'est pas complètement aléatoire (effet de pépité  $\neq 1$ ). Les résultats obtenus à partir de la variographie permettent ainsi de mieux comprendre les contrôles structuraux de la minéralisation (Coombes 1996). La définition mathématique du variogramme peut se résumer par l'équation suivante :

$$\gamma (\Delta x, \Delta y) = 0.5 \varepsilon [ \{ Z (x + \Delta x, y + \Delta y) - Z (x, y) \}^2 ]$$

où  $Z (x, y)$  représente la valeur de la variable d'intérêt (ex. teneur en or) au point  $(x, y)$ , et où  $\varepsilon [ ]$  est l'opérateur statistique. On note que le variogramme  $\gamma ()$  est une fonction de la séparation entre les points  $(\Delta x, \Delta y)$  et non une fonction d'un point  $(x, y)$  en particulier (Houlding 2000).

Pour tenir compte de l'anisotropie géométrique des données, des variogrammes peuvent être calculés pour différentes directions couvrant la zone échantillonnée; ce sont les variogrammes directionnels expérimentaux. Le variogramme directionnel expérimental est une mesure de la continuité spatiale des données en fonction de la distance dans une direction donnée. Il fournit ainsi la distance maximum de corrélation (portée) et l'effet de pépité tout en quantifiant l'anisotropie spatiale (figure 3.14a). Les variogrammes directionnels expérimentaux sont couramment utilisés pour l'interpolation anisotropique des données de teneurs dans les modèles de blocs.

### 3.5.5 Variogrammes directionnels expérimentaux – Veine Consuelo

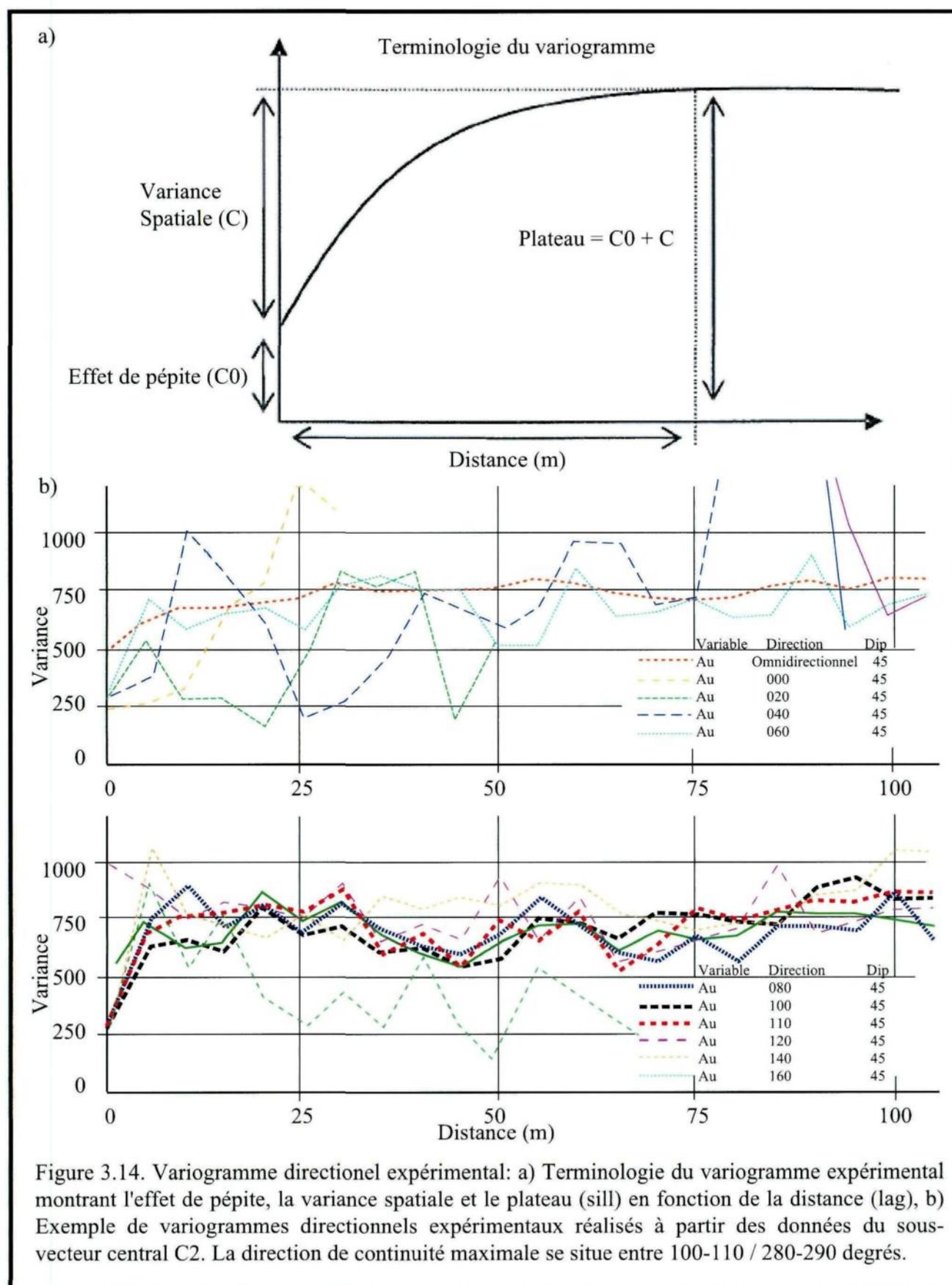
La base de données des teneurs en or de la veine Consuelo fut initialement épurée des échantillons sans coordonnée spatiale complète  $(x, y, z)$  ou dont les coordonnées étaient clairement erronées. Les données furent ensuite importées dans le logiciel Datamine

Studio 3 et subdivisées en sous-vecteurs correspondant aux zones illustrées à la figure 3.13. La subdivision des données en différents sous-vecteurs ou « domaines » est importante en raison de la distribution plutôt inégale des données dans l'espace et afin de minimiser l'effet de pépite intrinsèquement associé aux gisements aurifères et particulièrement ceux fortement affectés par la déformation. La variographie pour chacun des sous-vecteurs et pour les données complètes du secteur Consuelo fut ensuite réalisée à l'aide des fonctions « VGRAM » et « VARFIT » du logiciel de modélisation. Au total, 162 variogrammes furent calculés (8 sous-vecteurs + données complètes x 18 incréments de 10°) et analysés visuellement afin d'identifier les directions de continuité optimale. Un exemple de variogramme directionnel expérimental provenant du sous-vecteur central C2 est illustré à la figure 3.14b. On note que les variogrammes expérimentaux calculés pour les directions 100°-110° sont plus réguliers et moins erratiques avec un effet de pépite moins prononcé que les autres ce qui permet de conclure une direction de continuité optimale des teneurs en or de 100°-110° / 280°-290°. Le tableau 3 résume les résultats obtenus à partir des variogrammes directionnels expérimentaux.

**Tableau 3. Résultats des variogrammes directionnels expérimentaux**

Vecteur	Sous-vecteur	Nombre de données	Direction optimale*
Sud	S1	1820	100°-120° / 280°-300°
Sud	S2	2060	100°-110° / 280°-290°
Sud	S3	871	EPP
Central	C1	1837	110° / 290°
Central	C2	3068	100°-110° / 280°-290°
Central	C3	2177	130° / 310°
Nord	N1	943	120° / 300°
Nord	N2	1040	070°-080° / 250°-260°
Veine Consuelo	--	21868	100°-110° / 280°-290°

\* EPP signifie que l'effet de pépite est dominant et qu'aucune direction ne peut être identifiée avec certitude



Les données des teneurs en or montrent en général une bonne continuité dans une direction variant de  $070^{\circ}/250^{\circ}$  à  $130^{\circ}/310^{\circ}$  à l'exception du sous-vecteur S3 du vecteur minéralisé sud dont l'effet de pépite ne permet pas d'établir avec certitude un axe de continuité spatiale. En somme, la direction de continuité optimale des hautes teneurs en or correspond grossièrement à l'orientation des failles majeures du secteur soit les failles San Juan, San Luis et San Teofilo. Ces résultats semblent donc confirmer les observations faites à partir des cartes de variation et des coupes longitudinales des teneurs en or et suggèrent ainsi que les failles sécantes du secteur auraient joué un rôle important dans la mise en place de la minéralisation aurifère. En effet, en plus de permettre l'acheminement des fluides hydrothermaux, les failles pourraient faciliter les changements abrupts de pression qui jouent un rôle important dans la précipitation du quartz, de l'or et des sulfures (Fyfe et *al.* 1978; Walther et Helgeson 1977; Helgeson et Lichtner 1987).

## CHAPITRE IV

### DISCUSSION ET CONCLUSIONS

L'analyse structurale de la veine Consuelo a permis de mieux comprendre les relations spatio-temporelles qu'entretiennent les veines avec les différents éléments de déformation. Sur la base des informations recueillies, les veines seraient « anté-déformation ductile » tandis que le cisaillement ductile serait plutôt tardif et sans lien génétique à la mise en place des veines. L'étude détaillée de la mine Consuelo a également permis de définir les différents styles texturaux et structuraux caractérisant le système filonien. Les textures de *crack-seal*, d'*open-space filling* et de bréchification hydraulique dominant largement et permettent d'avancer l'hypothèse d'une ouverture des veines dans un régime transitionnel/hybride dominé par la pression des fluides. Le modèle de mise en place privilégié pour la veine Consuelo sera donc élaboré en respectant le cadre structural des éléments présentés dans les chapitres précédents. Les contrôles structuraux seront ensuite discutés, et quelques recommandations et guides d'exploration seront proposés pour chacun d'eux. Une section énumérant les faits saillants de ce mémoire sera finalement présentée en guise de conclusion.

#### 4.1 Modèle de mise en place

À la lumière des observations faites à la veine Consuelo, un modèle de mise en place est proposé. C'est ainsi que suite à la mise en place du Batholite de Patáz (329 Ma), des fractures se développent en réponse aux contraintes thermiques associées au refroidissement de l'intrusion et/ou à la suite d'un événement de déformation fragile précoce aux veines mais tardif à la mise en place des unités de hornblendite et d'aplite. Le rôle qu'aurait pu jouer la présence de fractures précoces sur la mise en place de l'unité riche en hornblende demeure incertain, bien que la présence d'un réseau bien développé de fractures conformes à la veine principale à l'intérieur de la hornblendite suggère une superposition.

Les fluides pressurisés et salins migrent des sources crustales profondes à travers des structures de 1<sup>er</sup> ordre, possiblement matérialisée par la Fosse du Marañón, et de 2<sup>e</sup> ordre

comme les failles transversales majeures du secteur Consuelo. Similairement à Oré-Sanchez (2006), le mécanisme privilégié pour expliquer la migration des fluides et les fluctuations épisodiques de pression de lithostatique à hydrostatique est le mécanisme de faille-valve (Sibson *et al.* 1988), bien que le mécanisme de pression des fluides équilibrés (Gaboury et Daigneault 2000) soit possible, tel qu'inféré par Lavoie (2008). Le mécanisme de faille-valve est communément invoqué dans les gisements filoniens et implique des failles à fort pendage qui agissent comme conduits en relation avec des épisodes de ruptures séismiques. Les fluides sont ainsi canalisés à travers le réseau de failles et de fractures et affaiblissent progressivement les épontes. Dans cette étape de préparation du terrain, les fluides altèrent les roches encaissantes, et de petites zones d'altération riches en séricite-silice-chlorite-carbonates se forment aux pourtours des fractures malgré l'absence de veines. À mesure que le système de fractures se colmate par la précipitation des minéraux d'altération, particulièrement la silice, et que le front d'altération se propage, la perméabilité de l'environnement hôte est réduite ce qui permet la re-pressurisation du système.

Une pression des fluides excédant la pression lithostatique et la force cohésive des roches permet l'ouverture de certains plans par fracturation hydraulique. Des veinules de quartz *ql* et de carbonates *cal* apparaissent le long de certaines fractures, et forment peu à peu des réseaux interconnectés de veinules qui résulteront ultimement en la formation de *stockwerks*. La circulation des fluides hydrothermaux se concentre le long de certaines veinules favorablement orientées et permet la formation de veines uniques, typiquement de faibles envergures. Les textures de *crack-seal*, formées de quartz idiomorphe en peigne et de petites lamines d'encaissant et/ou de séricite/phyllosilicates, et les textures d'*open-space filling* dont, entre autres, les textures de type *voïde*, forment la majorité des textures intra-filoniennes.

Les veines uniques croissent et deviennent progressivement interconnectées pour former tout d'abord une série de veines multiples plus ou moins parallèles, puis des veines avec incorporation de fragments d'éponte (*veining*). La taille et morphologie de ces fragments d'encaissant sont définies par la distribution et l'espacement des fractures. Les textures de *crack-seal* et d'*open-space filling* dominent communément, en plus des

faciès de brèches hydrothermales qui apparaissent à mesure que les veines évoluent et que les clastes sont fragmentés par les injections répétées de matériel hydrothermal. En dépit des changements d'orientation des veines, ces textures sont observées, laissant voir une composante d'ouverture pluridirectionnelle. Un premier stage à sulfures (*py1* + *aspy1*) s'injecte dans la veine vers la fin de cette étape par un mécanisme de *crack-seal*. Ces sulfures forment une dissémination aux pourtours des cristaux de quartz idiomorphe, des textures rubanées, des lentilles massives le long des contacts, des amas et veinules qui recourent les lamines d'encaissant précédemment incorporées aux veines.

Un deuxième stage à quartz-sulfures-or, comprenant le quartz microcristallin (*q2*), les sulfures de plomb (galène) et de zinc (sphalérite), la pyrite (*py2*) et l'arsénopyrite (*aspy2*) se met en place dans la veine principale. Cet assemblage recoupe clairement les *stockwerks* du premier stage. Un événement structural et/ou hydraulique qui aurait permis la fracturation des veines, et la mise en place des sulfures et de l'or dans la pyrite microfracturée est probable. Tout comme ceux du premier stage, les sulfures du deuxième stage remplissent les porosités intercristallines du quartz idiomorphe de première génération. Quelques injections de quartz blanc massif (*q3*) et de carbonates (*ca2*), incluant l'ankérite, suivent. Ces minéraux de gangue recourent les minéraux des deux (2) premiers stages paragénetiques, de même que les fragments d'épentes incorporés aux veines. Une troisième et dernière génération de carbonates (*ca3*), possiblement composée de calcite et dolomite (Haeberlin 2002), s'injectent dans les veines et recourent l'ensemble des textures intra-filoniennes. À ce point, le cycle hydrothermal intense ayant mené à la formation du système filonien de Pataz prend fin et les veines ont atteint leur pleine maturité.

Un événement de déformation fragile-ductile intense affecte les veines et se concentre le long du plan d'anisotropie que forme le contact sommital. Lors de cet événement, des zones mylonitiques forment des bandes cisillées au toit des veines et recourent certaines textures intra-filoniennes, dont les textures rubanées. Cette déformation provoque la cataclase et la déformation plastique du quartz et des sulfures, en plus de l'asymétrie marquée observée entre le mur et le toit de la veine. Les indicateurs de cisaillement observés sont compatibles avec un mouvement dextre-inverse. Les veines sont ensuite

recoupées par un événement de déformation fragile comprenant une série de failles secondaires subverticales. La veine et la bande cisailée sont localement segmentées et déplacées sur des distances variant de quelques centimètres à quelques mètres. Les veines sont subséquentement réactivées par un événement de déformation comprenant une composante de raccourcissement horizontal N-S. Ce mouvement explique les duplications et chevauchements largement observés à la veine Consuelo. Des zones de brèches d'attrition discontinues se forment le long des marges des veines.

Un autre événement de déformation, possiblement en continuum avec le précédent, réactive les veines le long du plan de décollement du toit et provoque la formation de stries de glissement à composante dominante pendage. Cette déformation tardive le long du plan de décollement explique qu'aucune faille, à l'exception des failles majeures qui sont réactivées à maintes reprises, n'affecte le toit des veines. Ce modèle est compatible avec celui développé par Lavoie (2008) aux veines Jimena et Mercedes. On se doit toutefois de noter qu'en raison de l'hétérogénéité de l'ouverture des veines et de la déformation, le bâti final de la veine peut varier grandement et certaines étapes peuvent s'exprimer différemment d'un site à l'autre et à l'intérieur d'un même site.

## **4.2 Contrôles structuraux**

### **4.2.1 Veines – Lithologies**

À la veine Consuelo, plus de la moitié des sites étudiés montraient une veine encaissée au contact ou dans la zone tampon entre la diorite et les roches riches en hornblende, interprétées antérieurement comme des dykes lamprophyriques (Haeberlin 2002). Ces dykes sont communément associés spatialement à la minéralisation aurifère (Boyle 1979; McCuaig et Kerrich 1998). En effet, les fluides transportant l'or proviennent parfois de la libération de fluides lors de la mise en place de lamprophyres (Ridley et Diamond 2000; Rock et *al.* 1989). Dans les gisements de Pataz, l'unité mafique est nettement « anté-veine », portant les empreintes de l'altération hydrothermale et de la déformation fragile antérieure à la veine. De plus, l'absence de hornblendite dans les autres veines du district de Pataz ne supportent pas l'hypothèse que ces roches mafiques puissent représenter une source d'or importante (Haeberlin 2002; McCuaig et Kerrich

1998) ou être intimement associées dans le temps ou dans l'espace au stade aurifère. En dépit de l'incertitude quant à son origine magmatique, cette unité semble matérialiser une anisotropie favorable à la mise en place de la veine Consuelo et pourrait représenter un contrôle lithologique important à l'échelle du gisement. Étant donné qu'il n'existe aucune donnée géochronologique pour cette unité, une datation radiométrique sur zircons et/ou baddeleyite permettrait de situer sa mise en place par rapport au Batholite de Patáz et aux veines. L'analyse détaillée des contacts entre la diorite et la hornblendite à l'aide d'observations macroscopiques et d'une série de lames minces recueillies sur carotte de forage permettrait également une meilleure compréhension de cette unité.

À la mine Consuelo, la diorite forme l'unité dominante et est localement injectée de granodiorite sous forme de masses multi-métriques allongées parallèlement à la veine. Bien qu'il ne semble pas représenter un contrôle lithologique important sur la mise en place de la veine Consuelo, le même contact entre la granodiorite et la diorite a été reconnu comme une anisotropie favorisant la mise en place d'une structure minéralisée à la mine Mercedes (Haeberlin 2002; Lavoie 2008). Les dykes aplitiques ont aussi été reconnus comme des anisotropies favorables à la mise en place de veines aurifères (ex. veine La Lima). La reconnaissance et l'identification des différentes phases magmatiques du Batholite de Patáz sur le terrain et en forage, de même que la modélisation en trois dimensions de chacun des corps lithologiques pourraient donc s'avérer des outils importants pour l'exploration de nouvelles veines.

#### **4.2.2 Veines – Fractures**

La formation de la veine Consuelo implique le passage de fluides minéralisateurs à l'intérieur de structures et fractures préexistantes. Deux orientations dominent, soit les fractures orientées N-S à pendage modéré vers l'est qui forment un corridor de fracturation aux pourtours de la veine Consuelo, et les fractures E-O à fort pendage orientées parallèlement aux failles majeures du secteur. Les fractures E-O semblent orientées défavorablement dans le champ de contraintes et ne forment typiquement que des veines de faible d'envergure.

Peu importe leur origine, les fractures N-S à pendage vers l'est semblent avoir joué un rôle clé dans la mise en place des veines à l'échelle du gisement et du district. Ce genre de relation entre fractures précoces et veines hydrothermales a d'ailleurs été observé dans plusieurs autres gisements filoniens dont la mine Jualin en Alaska (Miller et al. 1995), et la mine Géant Dormant au Québec (Gaboury 1999). Une concentration importante de ces fractures pourrait donc représenter un contrôle structural important. La reconnaissance de cette famille de fractures en forage pourrait s'avérer un outil privilégié pour l'exploration de nouvelles veines. Ceci requiert l'utilisation de méthodes de réorientation de la carotte de forage dans l'espace comme par exemple les méthodes mécaniques (BallMark, EZmark) ou électroniques (Ace/ Reflex ACT, sonde acoustique (*acoustic televiewer*) ou optique (*optical televiewer*)).

#### 4.2.3 Veines – Failles

À la mine Consuelo, les failles sécantes ou transversales sont interprétées comme étant des zones perméables agissant comme conduits pour la circulation des fluides minéralisateurs. Outre l'association spatiale marquée entre les veines et les failles, le rôle des failles dans l'acheminement des fluides hydrothermaux est compatible avec la forte empreinte chloriteuse et la présence d'anomalies aurifères et de lentilles minéralisées à l'intérieur de celles-ci. L'association spatiale qu'ont les zones à hautes teneurs en or et l'intersection entre veine et failles sécantes, l'axe d'allongement des vecteurs minéralisés (*oreshoots*), et finalement la direction de continuité optimale des teneurs en or suggèrent aussi que ces failles ont joué un rôle important dans la genèse de la veine Consuelo. En plus d'agir comme conduits, les failles permettent les variations de pressions qui mènent à la fracturation et l'ouverture de nouveaux incréments, la précipitation du quartz et des sulfures, et finalement la formation des textures de *crack-seal* et d'*open-space filling* qui dominent à Consuelo.

La reconnaissance de ces failles transversales est donc primordiale dans l'exploration de nouvelles veines. Bien que l'empreinte géochimique soit restreinte aux premiers mètres aux pourtours des failles (Oré-Sanchez, 2006), la présence de roches fortement chloritisées pourrait indiquer la présence d'une faille ou d'une veine à proximité. De plus, il est possible d'utiliser la télédétection et la géomorphologie à partir d'imagerie

satellitaire et de modèle numérique de terrain. En effet, le pendage abrupt des failles résulte en la formation de linéaments rectilignes en surface qui peuvent être identifiés sur les cartes topographiques (Daigneault et *al.* 2003). Finalement, l'échantillonnage systématique des zones de failles à l'aide d'analyses atteignant des niveaux de détection de l'ordre de la partie par milliard d'or (ppb Au) pourrait également s'avérer un outil peu cher pour la discrimination des structures minéralisatrices versus celles sans lien à la formation des veines. Dans le même ordre d'idée, des analyses géochimiques plus complètes des échantillons de veines comprenant au minimum l'arsenic, le cuivre, le plomb, le zinc et le soufre permettraient de mieux comprendre la distribution spatiale des différentes phases sulfurées et métaux de base en relation avec l'or.

#### **4.2.4 Veines – Attitude du plan principal**

Schreiber et *al.* (1990) et Haerberlin (2002) ont proposé une relation entre pendage faible et veine plus épaisse, basée sur certaines sections à pendage plus faible montrant des veines de plus grandes puissances et des teneurs en or plus élevées que les zones à pendage plus abrupt. Cette association spatiale a été interprétée comme le résultat du cisaillement inverse le long du plan de veine (Schreiber et *al.* 1990, Haerberlin 2002) qui permettrait la formation de chevauchements d'aspérité ou *dilational jog*. La présente étude tend toutefois à démontrer que ce cisaillement inverse est tardif à la formation des veines. De plus, il ne semble pas exister de relation entre pendage et épaisseur ou pendage et teneur qui pourrait indiquer un régime de formation des veines en compression ou en extension. L'étude détaillée de la veine Consuelo n'a pas permis d'observer de changements de pendage notables le long du plan principal à l'exception de quelques ondulations locales le long de certaines galeries et des variations de petites longueurs d'onde possiblement associées aux structures secondaires. Un examen plus approfondi des pendages en utilisant des outils qui permettent la délinéation des dépressions et variations, même subtiles, de l'attitude du plan principal est toutefois nécessaire. La modélisation tridimensionnelle détaillée de la structure principale pourrait contribuer à l'extension des zones connues et pourrait s'inscrire dans une initiative plus globale pour l'exploration de nouveaux vecteurs.

En dépit des changements mineurs d'orientation observés localement le long de la veine Consuelo et des veines subordonnées, les textures de *crack-seal* et d'*open-space filling* dominant et sont plutôt compatibles avec une composante d'ouverture pluridirectionnelle dans un régime dominé par la pression des fluides. Dans ce type de régime, il y aura ouverture sur toutes les structures indépendamment de leur orientation. Ceci est d'ailleurs compatible avec l'ouverture de veines orientées E-O telle que la veine Irma. Les programmes et méthodes d'exploration devraient donc être adaptés pour cibler des veines d'attitudes et pendages variés.

### 4.3 Environnement de mise en place

Les observations présentées dans ce travail permettent de commenter les différents scénarios minéralisateurs, soit épithermal, plutonique précoce, orogénique ou transitionnel/hybride, en phase d'enfouissement ou d'exhumation. Tel que discuté à la section 1.3.1, les veines de Pataz ont été interprétées par Haerberlin (2002) comme des exemples classiques de veines orogéniques sur la base de données isotopiques, radiométriques et géochimiques des veines et de leurs hôtes. D'autres auteurs ont plutôt proposé des veines formées à de plus faibles profondeurs, possiblement en environnement d'arc continental et associées génétiquement au Batholite de Pataz ou à des apophyses plus tardives (Schreiber et *al.* 1990; Vidal et *al.* 1995; Macfarlane et *al.* 1999; Sillitoe et Thompson 1998; Thompson et *al.* 1999; Groves et *al.* 2000). On sait par ailleurs que les gisements orogéniques d'âge phanérozoïque se forment tout aussi abondamment à des profondeurs de 2-5 km (ex. gisements épizonaux de Gebre-Mariam et *al.* 1995) qu'à des profondeurs de 10 km (Groves et Goldfarb 2007). L'absence de consensus quant au modèle génétique du gisement de Pataz démontre non seulement le caractère unique du district mais démontre bien la difficulté de classer et différencier certains types de gisements aurifères filoniens, particulièrement les gisements orogéniques et les gisements orthomagmatiques (Groves et *al.* 2003; Sillitoe 2008). En ce sens, les gisements de la ceinture de Pataz-Parcoy partagent plusieurs similarités avec la

ceinture aurifère de Charters Towers dans la partie septentrionale du Queensland australien (Kreuzer 2005).

Bien que le cadre tectonique régional attribué à la ceinture de Pataz-Parcoy ait été décrit comme un régime en compression (Haerberlin et *al.* 2003; Sillitoe 2008), les observations faites à la veine Consuelo sont plutôt compatibles avec une formation en extension dans des fractures préexistantes et dans un régime dominé par la pression des fluides. Ceci est difficilement réconciliable avec des veines orogéniques formées à de grandes profondeurs. En effet, plusieurs éléments semblent indiquer des veines formées à de moindres profondeurs, prenant possiblement place dans le soi-disant continuum structural de Groves (1993), en environnement transitionnel-hybride ou épithermal. On note, entre autre, la présence d'un cortège de sulfures à Py-Ga-Sp-Aspy plutôt typique d'un contexte épithermal (Sillitoe 1985), en plus du régime structural général en extension, la grande extension latérale des veines minéralisées, la silification importante et l'absence de carbonation importante des épontes qui indiquent également un environnement de formation plus superficiel. La dominance des textures de *crack-seal*, qui requièrent des fluides à des pressions lithostatiques, la grande extension verticale des veines aurifères, de même que l'absence de variations importantes des teneurs en or selon la profondeur ne supportent toutefois pas un système épithermal classique.

La coexistence omniprésente des textures de *crack-seal* et de remplissage d'espaces ouverts, plus communes dans les veines épithermales, laisse ainsi entendre qu'on se situe dans une zone de transition en termes de profondeurs ou possiblement dans des chevauchements d'aspérités en système orogénique. Cette dernière hypothèse fut toutefois écartée dans ce travail sur la base de l'absence de variations importantes de pendage le long de la veine Consuelo (voir section 3.5.2). La relation temporelle entre les textures de *crack-seal*, plus précoces et formées à des pressions lithostatiques, et les textures de remplissage d'espaces ouverts, plus tardives et associées à des pressions plus faibles (hydrostatiques), suggèrent des veines formées dans un système en exhumation. Ceci corrobore d'ailleurs le modèle P-T d'Haerberlin (2002) fait à partir d'inclusions fluides, et qui conclut à une mise en place le long d'une courbe de décompression

correspondant à un contexte d'exhumation de la marge cordillérane. Cette exhumation joue d'ailleurs un rôle clé sur la distribution temporelle des minéralisations aurifères à l'échelle globale (Groves et Goldfarb 2007; Kesler et Wilkinson 2006; 2007).

#### 4.4 Conclusion

Les travaux réalisés dans le cadre de ce projet de maîtrise ont permis de faire ressortir les éléments suivants :

- La diorite forme l'unité dominante à la veine Consuelo et encaisse une roche mafique de type « hornblendite ». Le contact entre ces deux (2) unités semble représenter un contrôle lithologique important sur la mise en place des veines et la concentration de la déformation.
- Deux (2) familles de fractures dominant, soit des fractures N-S à pendage vers l'est qui forment un couloir de fracturation, et des fractures plutôt E-O et parallèles aux failles majeures du secteur. Ces fractures seraient pré-existantes aux veines et forment des anisotropies qui auraient non seulement joué un rôle clé dans la mise en place des veines mais contrôlèrent leurs morphologies.
- La veine Consuelo est formée dans un régime en extension dominé par la pression des fluides. Ce mécanisme implique plusieurs incréments d'ouverture et de remplissage aussi représenté par l'abondance de brèches hydrothermales et de textures de *crack-seal* et d'*open-space filling*. Celles-ci comptent entre autres les lamines et cristaux de quartz idiomorphe en peigne et de type « voide ».
- La coexistence omniprésente des textures de « *crack-seal* » et de remplissage d'espaces ouverts suggère que l'environnement de formation se situe dans une zone de transition en termes de profondeur. La relation temporelle observée entre ces mêmes textures est compatible avec un système en phase d'exhumation.

- Outre l'association spatiale marquée entre les veines et les failles, le rôle des failles dans l'acheminement des fluides hydrothermaux est compatible avec la forte empreinte chloriteuse et la présence d'anomalies aurifères et de lentilles minéralisées en leur sein. L'association spatiale qu'ont les zones à hautes teneurs en or et l'intersection entre veines et failles sécantes, l'axe d'allongement des vecteurs minéralisés, et finalement la direction de continuité optimale des teneurs en or suggèrent aussi que ces failles ont joué un rôle important dans la genèse de la veine Consuelo.
- La veine Consuelo montre une paragenèse multi-stage typiquement riche en sulfures (Py, Sp, Ga, Aspy, Cp) avec quartz, carbonates, électrum et or. On compte plusieurs assemblages minéraux dont: 1) Ser-Fus-Chl, 2)  $q1-ca1-py1-aspy1$ , 3)  $q2-ca2-py2-aspy2-Sp-Ga\pm Cp-Au$ , 4)  $q3\pm ca3$ .
- En plus des textures intra-filoniennes, l'absence de fabriques plano-linéaires dans les fragments d'éponte et la forte dissymétrie de la déformation aux pourtours de la veine apparaît incompatible avec des veines « syn-déformation » ou « post-déformation » mises en place dans des zones de cisaillement. Ces observations sont plutôt compatibles avec des veines formées avant l'événement de déformation fragile-ductile ou « anté-déformation ductile ».
- Plusieurs événements de déformation se superposent à la veine Consuelo et sont associés à la tectonique polyphasée de l'orogénie andéenne. L'ensemble des indicateurs de cisaillement associés à l'événement de déformation fragile-ductile suggèrent un mouvement inverse-dextre. Les stries de glissement observées le long de la veine principale suggèrent quant à elles un dernier mouvement à composante dominante pendage.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Angeles, C. 1994. Geología del prospecto Misquichilca (provincia Bolivar, departamento La Libertad) : Lima, Cia. Minera Mine hold, rapport non-publié, 20p.
- Atkinson, B.K. 1975. Experimental deformation of polycrystalline pyrite: Effects of temperature confining pressure, strain rate and porosity, *Economic Geology*, **70** : 473-487.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Thomas, R., Wemmer, K., Kaempf, H., Cosgrove, J.W. et Engelder, T. 2004. Age and depth evidence for pre-exhumation joints in granite plutons; fracturing during early cooling stage of felsic rock, *Geological Society Special Publications*, **231** : 25-47.
- Beaudoin, G. et Therrien, R. 2005. Formation of orogenic gold deposits by short-lived pulses of metamorphic fluids drained by major crustal shear zones, *Abstracts with Programs – Geological Society of America*, **7** : 96.
- Bergbauer, S. et Martel, S.J. 1999. Formation of joints in cooling plutons, *Journal of Structural Geology*, **21**: 821-835.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armoricaian shear zone, *Journal of Structural Geology*, **1**: 31-42.
- Boullier, A-M. et Robert, F. 1992. Paleoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Québec, Canada, *Journal of Structural Geology*, **2** : 161-179.
- Boyles, A., Barrie, C. et Salter, M. 2010. The hidden life of pyrite: how low can it go? *Geophysical Research Abstracts*, **12**, EGU2010-326601
- Cathles, L. 1977. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling, *Economic Geology*, **72**: 804-826.
- Chappell, B.W. et White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- Chávez, J. 1990. Estudio geológico de la veta La Lima en el segmento Norte del batolito de Pataz, Mineralogía aurífera asociada: Lima, U.N.M.S.M, Thèse pour l'obtention du titre d'ingénieur, 124p.
- Clark, B.R. et Kelly, W.C. 1973. Sulfide deformation studies: I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2,000 Bars and 500°C. *Economic Geology*, **68**: 332-352.

- Condie, K.C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents; a mantle avalanche connection?, *Earth and Planetary Science Letters*, **163** : 97-108.
- Cooke, D.R. et Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13** : 221-244.
- Coombes, J. 1996. Latest developments in visualizing spatial continuity from variogram analysis, AusIMM Conference "Diversity – the key to prosperity", Perth, 295-300.
- Colvine, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Achaean gold deposits: products of final cratonization of the Superior province, Canada, *Economic Geology Monographs*, **6**: 37-53.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M. et Troop, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139.
- Coveney, R.M. 1981. Gold quartz veins and auriferous granite at the Oriental Mine, Allegheny district, California, *Economic Geology*, **76** : 2176-2199.
- Cox, S.F. et Etheridge, M.A. 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures, *Tectonophysics*, **92**: 147-170.
- Cox, S.F., Etheridge, M.A. et Hobbs, B.E. 1981. The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite, *Economic Geology*, **76**: 2105-2117.
- Cox, S.F. 1987a. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths, *Journal of Structural Geology*, **9**: 779-787.
- Cox, S.F. 1987b. Flow mechanisms in sulphide minerals, *Ore Geology Reviews*, **2**: 133-171.
- Cox, S.F. 1991. Geometry and internal structures of mesothermal vein systems: implications for hydrodynamics and ore genesis during deformation, in Hronsky, J.M.A. (ed.), *Structural geology in mining and exploration*: Perth, University of Western Australia, University Extension, Publication **25**: 47-53.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A. et Braun, J. 2001. Principles of structural controls on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Dans* Structural controls on ore genesis, *Reviews in Economic Geology*, *Édité par* J.P. Richards et R.M. Tosdal, Society of Economic Geologists, **14**: 1-24.
- Daigneault, R., Tremblay, E., Lavoie, J. et Guha, J. 2003. Estudio Estructural de las vetas Mercedes y Consuelo, Informe Proyecto Poderosa, Rapport interne non-publié - Compañía Minera Poderosa S.A., 21p.

- Dong, G., Morrison, G. et Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland-Classification, origin and implication, *Economic Geology*, **90**: 1841-1856.
- Dowling, K. et Morrison, G. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using north Queensland examples, *Economic Geology*, **6**: 342-355.
- Dubé, B., Dunning, G. et Lauzière, K. 1995. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: A preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, **93**: 405-436.
- Durney, D.W. et Ramsay, J.G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths; in *Gravity and Tectonics*; (ed.) K.A. De Jong and R.Scholten, Wiley, N.Y., 502 p.
- Fairburn, H.W. 1950. Pressure shadows and relative movements in a shear zone; *Transactions of the American Geophysical Union*, **31** : 914-916.
- Foxford, K.A., Nicholson, R. et Polya, D.A. 1991. Textural evolution of W-Cu-Sn-bearing hydrothermal veins at Minas da Panasqueira, Portugal : *Mineralogical Magazine*, **55** : 435-445.
- Fyfe, N., Price, N. et Thompson, A.B. 1978. *Fluids in the Earth's crust*, Elsevier, New York, 383 p.
- Gaboury, D., Carrier, A., Crevier, M., Pelletier, C. et Sketchley, D.A. 2001. Predictive distribution of fault-fill and extensional veins: Example from the Sigma gold mine, Abitibi Subprovince, Canada, *Economic Geology*, **96**: 1397-1405.
- Gaboury, D. et Daigneault, R. 1999. Evolution from sea floor-related to sulfide-rich quartz vein-type gold mineralization during deep submarine volcanic construction: The Géant Dormant gold mine, Archean Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, **94**: 3-22.
- Gaboury, D. et Daigneault, R. 2000. Flat vein formation in a transitional crustal setting by self-induced fluid pressure equilibrium – an example from the Géant Dormant gold mine, Canada, *Ore Geology Reviews*, **17**: 155-178.
- Gaboury, D., Dubé, B., Laflèche, M.R. et Lauzière, K. 1996. Geology of the Hammer Down, mesothermal gold deposit, Newfoundland Appalachians, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**: 335-350.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. et Groves, D.I. 1995. A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, **30**: 408-410.

- Glazner, A.F. 1980. Frequency distribution of plagioclase extinction angles; precision of the Michel-Levy technique, *American Mineralogist*, **65** : 1050-1052.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. 2000. Tectonic setting and temporal evolution of orogenic gold deposits, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Vol. de Presentaciones, CD-ROM, doc. SG304e, 4 p.
- Goldfarb R.J., Phillips G.N., Nokleberg W.J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim, *Ore Geology Reviews*, **13**: 185-218.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. et Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time; a global synthesis, *Ore Geology Reviews*, **18** : 1-75.
- Goldfarb, R.J., Leach, D.L., Pickthorn, W.J. et Paterson, C.J. 1988. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska, *Geology*, **16** : 440-443.
- Goldfarb, R.J. et Groves, D.I. 2002. Geologic cycles of gold, *Geotimes*, **4**: 32-33.
- Goodfellow, W.D. et Lydon, J.W. 2007. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits, in: Goodfellow, W.D. (ed.) *mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit type, District Metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, mineral Deposits Division, Special Publication*, **5** : 163-183.
- Griggs, D.T. 1967. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates, *Geophysical J. Roy. Astro. Soc.*, **14** : 11-31.
- Groves, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28**: 366-374.
- Groves, D.I., Ridley, J.R., Bloem, E.M.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Hronsky, J.M.A., Knight, J.T., McNaughton, N.J., Ojala, J., Vielreicher, R.M., McCuaig, T.C. et Holyland, P.W. 1995. Lode-gold deposits of the Yilgarn block : products of Late Archean crustal-scale overpressured hydrothermal systems, *From Coward. M.P. & Ries. A.C. (eds)*, Geological Society Special Publication, **95** : 155-172.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hageman, S. G. et Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Know-Robinson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G.Y. et Holyland, P. 2000. Late kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia, *Ore Geology Reviews*, **17** : 1-38.

- Groves, D.I. 2002. Orogenic lode-gold deposits. Cours intensif, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQAM, 22 avril 2002.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F. et Hart, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance, *Economic Geology*, **98** : 1-29.
- Groves, D. I. et Goldfarb, R. J. 2007. The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits – a discussion, *Economic Geology*, **102** : 155-157.
- Haerberlin, Y. 1998. Structural controls and geochemical patterns of the quartz-sulfide gold-bearing veins in the northern part of the Pataz province (La Libertad, Peru), Intermediate report done for Compañía Minera Poderosa S.A., Département de Minéralogie, Université de Genève, Suisse, 13p.
- Haerberlin, Y., Moritz, R. et Fontboté, L. 2000. Fluid inclusion study on mesothermal gold deposits of the Pataz province (La Libertad, Peru), X Congreso Peruano de Geologia 2000, Lima
- Haerberlin, Y. 2002. Geological and structural setting, age and geochemistry of the orogenic gold deposit at the Pataz Province Eastern Andean Cordillera, Peru, Université de Genève, Institut Forel: Vol. 36, 186 p.
- Haerberlin, Y., Moritz, R. et Fontboté, L. 2003. Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America, *Ore Geology Reviews*, **22** : 41-59.
- Haerberlin, Y., Moritz, R. et Fontboté, L. 2004. Carboniferous Orogenic Gold Deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru : Geological and structural framework, paragenesis, alteration and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology, *Economic Geology*, **99** : 73-112.
- Hagemann, S.G., Groves, D.I., Ridley, J.R. et Vearncombe, J.R. 1992. The Archean lode gold deposits at Wiluna, Western Australia: high-level brittle-style mineralization in a strike-slip regime, *Economic Geology*, **87** : 1022-1053.
- Hagemann, S.G. et Brown, P.E. 1996. Geobarometry in Archean lode-gold deposits. *Eur. J. Mineral*, **8** : 937-960.
- Hagemann, S.G. et Cassidy, K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13** : 9-68.
- Hanmer, S. et Passchier, C. 1991. Shear-sense indicators: A review, Geological Survey of Canada, paper 90-17, 72p.
- Haynes, S.J. 1993. Vein-type ore deposits, *Ore Geology Reviews*, **8** : 3-4.

- Hedenquist, J.W. et Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits, *Nature*, **370** : 519-527.
- Helgeson, H.C. et Litchner, P.C. 1987. Fluid flow and mineral reactions at high temperatures and pressures: *Geological Society of London Journal*, **144** : 313-326.
- Helgeson, H.C et Garrels, R.M. 1968. Hydrothermal transport and deposition of gold, *Economic Geology*, **63** : 622-635.
- Hodgson, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. *Ore Geology Reviews*, **4** : 231-273.
- Hobbs, B.E. 1985. Principles involved in mobilization and remobilization, *Ore Geology Reviews*, **2** : 37-45.
- Houlding, S.W. 2000. *Practical Geostatistics – Modeling and spatial analysis*, Springer-Verlag. New-York, 160p.
- Jébrak, M. 1992. Les textures intra-filoniennes marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques, *Chronique de la recherche minière*, **506** : 25-35.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution, *Ore Geology Reviews*, **12** : 111-134.
- Kerrich, R. 1989. Geodynamic setting and hydraulic regimes: Shear zone hosted mesothermal gold deposits. *Edited by J.T Bursnall*, Geological Association of Canada, Short Course Notes, **6** : 89-128.
- Kerrich, R. et Cassidy, K.F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation-Archean to present: A review, *Ore Geology Reviews*, **9** : 263-310.
- Kerrich, R. et Wyman, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes, *Geology*, **18** : 882-885.
- Kesler, S.E. et Wilkinson, B.H. 2006. The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits, *Economic Geology*, **101** : 919-922.
- Kesler, S.E. et Wilkinson, B.H. 2006. The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits – a reply, *Economic Geology*, **102** : 158.
- Koehn, D. et Passchier, C.W. 2000. Shear sense indicators in striped bedding-veins, *Journal of structural geology*, **22** : 1141-1151.

- Koenders, M.A., Petford, N. et McCaffrey, K.J.W. 2003. Thermally induced primary fracture development in tabular granitic plutons; a preliminary analysis, Geological Society Special Publications, **214** : 143-150.
- Kreuzer, O.P. 2005. Intrusion-hosted mineralization in the Charters Towers Goldfield, North Queensland: new isotopic and fluid inclusion constraints on the timing and origin of the auriferous veins, Economic Geology, **100** : 1583-1603.
- Kuramoto, J.R. 2001. Artisanal and informal mining in Peru, World Business Council for Sustainable development, Mining, minerals and Sustainable development No.82, 53 p.
- Lavoie, J. 2008. Contrôles structuraux de la minéralisation aurifère des veines Mercedes et Jimena, Pataz, La Libertad, centre-nord du Pérou, Thèse (M.Sc.), Université du Québec à Chicoutimi.
- Laubacher, G. et Mégard, F. 1985. The Hercynian basement: a review, *in* Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. et Beckinsale, R.D., eds. Magmatism at a plate edge; the Peruvian Andes: London, Blackie & Son, 29-35.
- Lee, Y.-J. et Wiltschko, D.V. 2000. Fault controlled sequential vein dilation: competition between slip and precipitation rates in the Austin Chalk, Texas, Journal of Structural Geology, **22** : 1247-1260.
- Lin, A.W., Bleeker, W., Elliot, C., Lin, S., et van Staal, C.R. 2001. S-C fabrics developed in cataclastic rocks from the Nojima fault zone; Japan and their implications for tectonic history, Journal of Structural Geology, **23** : 1167-1178.
- Macfarlane, A.W., Tosdal, R.M., Vidal, C.E., Paredes, J. et Skinner, B.J. 1999. Geologic and isotopic constraints on the age and origin of auriferous quartz veins in the Parcoy mining district, Pataz, Peru, Geology and ore deposits of the Central Andes Special Publication - Society of Economic Geologists, **7** : 267-279.
- Mancktelow, N.S. et Pennacchioni, G. 2005. The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones, Journal of Structural Geology, **27** : 645-661.
- Marshall, B. et Gilligan, L.B. 1987. An introduction to remobilization: information from ore-body geometry and experimental considerations, Ore Geology Reviews, **2** : 87-131.
- McClay, K.R. et Ellis, P.G. 1984. Deformation of pyrite, Economic Geology, **79** : 400-403.
- McCuaig, T.C. et Kerrich, R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics, Ore Geology Reviews, **12** : 381-453.

- Mikucki, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archaean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews*, **13** : 307-321.
- Miller, L.D., Goldfarb, R.J., Gehrels, G.E. et Snee, L.W. 1994. Genetic links among fluid cycling, vein formation, regional deformation, and plutonism in the Juneau gold belt, southeastern Alaska, *Geology*, **22** : 203-206.
- Miranda, C. 1983. Informe geológico Cia. Minera Poderosa, Rapport interne de la compagnie Minera Poderosa, Lima, 75p.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G. et Couture, J.-F. 2000. Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37** : 95-114.
- Nicholson, R. et Pollard, D.D. 1985. Dilation and linkage of echelon cracks, *Journal of structural geology*, **5** : 583-590.
- Oré Sanchez, C. 2006. Caractérisation et rôle des failles (E-W) sécantes dans le contrôle de la minéralisation aurifère à la mine Poderosa, Pataz, Pérou, Thèse (M.Sc.A.) Université du Québec à Chicoutimi.
- Oré Sanchez, C. et Gaboury, D. 2009. Coupled Micro-XRF elemental mapping and LA-ICP-MS geochemistry of pyrites to decipher the cause of gold precipitation in quartz-sulfide gold-bearing veins, Poderosa-Pataz district, Peru, *Proceedings of the 24<sup>th</sup> IAGS, Fredericton, 2009*: 209-212.
- Peters, S.G. 1993. Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia, *Ore Geology Reviews*, **8** : 277-301.
- Peters, S.G. 1993. Nomenclature, concepts and classification of oreshoots in vein deposits, *Ore Geology Reviews*, **8** : 3-22.
- Petersen, U., Vidal, C.E. et Noble, D.C. 1990. A special issue devoted to the mineral deposits of Peru ; preface, *Economic Geology*, **85** : 1287-1295.
- Petit, J.P., Christopher, A.J. et Geoffrey, R. 1999. « Crack-seal », slip: a new fault valve mechanism?, *Journal of Structural Geology*, **21** : 1199-1207.
- Phillips, R. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization, *Geological Society of London Journal*, **128** : 337-359.
- Phillips, G.N. et Groves, D.I. 1983. The nature of Archaean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia, *Journal of the Geological Society of Australia*, **30** : 25-39.

- Phillips, G.N. et Powell, R. 2009. Formation of gold deposits: review and evaluation of the continuum model, *Earth-Science Reviews*, **94** : 1-21.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation, *Nature*, **284** : 135-139.
- Ramsay, J. G. et Huber, M. I. 1983. The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis, London, Academic Press, 307 p.
- Robert, F. et Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Québec: Part I. Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, **81** : 578-592.
- Robert, F. et Poulsen, K.H. 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, **14** : 111-155.
- Ruiz, L. A. R., 1992. Estudio estructural del yacimiento aurifero en el sector norte del Distrito de Pataz, Tesis por el titulo de Ingeniero Geologica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 146p.
- Salmon, B.C., Clark, B.R. et Kelly, W.C. 1974. Sulfide deformation studies; II experimental deformation of galena to 2,000 bars and 400 degrees C, *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **69** : 1-16.
- Schreiber D.W. 1989. Zur Genese von Goldquarzgängen der Pataz-Region im Rahmen der geologischen Entwicklung der Ostkordillere Nordperus (unter besonderer Berücksichtigung der Distrikte Parcoy, La Lima und Buldibuyo). *Heidelberger Geowiss. Abh.*, **29** : 235 p.
- Schreiber, D.W., Fontboté, L. et Lochman, D. 1990a. Geologic setting, paragenesis, and physicochemistry of gold quartz veins hosted by plutonic rocks in the Pataz Region, *Economic Geology*, **85** : 1328-1347.
- Schreiber, D.W., Amstutz, G.C. et Fontboté, L. 1990b. The formation of auriferous quartz-sulfide veins in the Pataz region, northern Peru : A synthesis of geological, mineralogical, and geochemical data, *Mineralium Deposita*, **25** : s136-s140.
- Scholz, C.H. 1990. The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge Univ. Press, 439 p.
- Seward, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: R.P. Foster (ed.), *GOLD '82. The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, Geological Society of Zimbabwe, **1** : 165-180.

- Seward, T.M., Glover, J.E. et Groves, D.I. 1979. Hydrothermal transport and deposition of gold, Publication – geology Department and Extension Service, University of Western Australia, **3** : 45-55.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. Journal of Geological Society of London, **133** : 191-213.
- Sibson, R.H. 1989. High-angle reverse faulting in northern New Brunswick, Canada, and its implications for fluid pressure levels, Journal of Structural Geology, **11** : 873-877.
- Sibson, R.H., Moore, J.M. et Rankin, H. 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the geological Society of London, **131** : 653-659.
- Sibson, R.H., Robert, F. et Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits, Geology, **16** : 551-555.
- Sibson, R.H. 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition, Society of Economic Geologists Reviews, **14** : 25-50.
- Sibson, R.H. et Scott, 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids; examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand, Ore Geology Reviews, **13** : 293-306.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs, Economic Geology, **80** : 1467-1514.
- Sillitoe, R.H. et Thompson, J.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits types, tectonomagmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits, Resource Geology, **48** : 237-250.
- Sillitoe, R.H. 2008. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations, Economic Geology, **103** : 663-687.
- Spooner, E.T.C. 1993. Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids, Ore Geology Reviews, **7** : 359-379.
- Stachowiak, G.W. et Batchelor, A.W. 1993. Engineering Tribology, *Tribology Series*, Elsevier, **24** : 872p.
- Terzaghi, R.D. 1965. Sources of error in joint surveys: Géotechnique, **15** : 287-304.

- Tavchandjian, O., Rouleau, A., Archambault, G., Daigneault, R. et Marcotte, D. 1997. Geostatistical analysis of fractures in shear zones in the Chibougamau area: applications to structural geology, *Tectonophysics*, **269** : 51-63.
- Thompson, J.H.F., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R. et Mortensen, J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces, *Mineralium Deposita*, **34** : 323-334.
- Vágó, E. et Moritz, R. 2008. The Peruvian Pataz, Parcoy and Huachón districts: Evidence for a coherent, 400 km-long, Carboniferous orogenic gold belt along the Eastern Andean Cordillera?, 7<sup>th</sup> international Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts, 566-568.
- Vearncombe, J.R. 1993. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-vein deposits, *Ore Geology Reviews*, **8** : 407-424.
- Vidal C.E., Paredes J., Macfarlane A.W., Tosdal R.H. 1995. Geología y metalogenia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad. Vol. jubilar A. Benavides, Sociedad geológica del Perú, Lima, 351-377.
- Walther, J.V. et Helgeson, H.C. 1977. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressure and temperatures, *American Journal of Science*, **277** : 1315-1351.
- Wilson, J.J. et Reyes, L. 1964. Geología del Cuadrangulo de Pataz, Lima, Peru, Com. Carta Geol. Nac., **9** : 91 p.
- Wise, D.U., Dunn, D.E., Engelder, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L. et Schamel, S. 1984. Fault-related rocks; suggestions for terminology, *Geology (Boulder)*, **12** : 391-394.
- Wood, P.C., Burrows, D.R., Thomas, A.V. et Spooner, E.T.C. 1986. The Hollinger-McIntyre Au-quartz vein system, Timmins, Ontario, Canada; geologic characteristics, fluid properties and light stable isotope geochemistry, in MacDonald, A.J., ed., *Proceedings of GOLD '86, an International Symposium on the Geology of Gold: GOLD '86*, Toronto, Canada, 56-80.

**ANNEXE I**  
**SYNTHÈSE SOMMAIRE DES OBSERVATIONS PAR STATION**





**ANNEXE II**  
**LISTE DES ÉCHANTILLONS**

Rapport-Gratuit.com

Site	Échantillon	Orientation	Lame mince	Section polie	Remarques
Nv. 2450 GLS	EC1-1		EC1-1		Échantillon de diorite altérée pris au toit de la veine (Possible fuschite)
Nv. 2450 GLS	EC1-2		EC1-2		Échantillon de diorite altérée pris au mur de la veine
Nv. 2450 GLS	EC1-3			EC1-3	Quartz bleu-gris q2 avec Ga et Py + Aspy cataclasée à l'extrémité sud du site
Nv. 2450 GLS	EC1-4	077/47	EC1-4		Diorite fortement altérée avec faible schistosité dans la bande de cisaillement
Nv. 2450 GLS	EC1-5	015/45	EC1-5A et 5B (grande)		Diorite fortement altérée au contact avec un fragment de cornéennes au mur
Nv. 2450 GLS	EC1-6			EC1-6	Minéralisation en Ga et Sp avec texture d'open-space filling
Nv. 2450 GLS	EC1-7			EC1-7	Lentille de sulfures massifs à Py+Aspy massive avec Ga intersticielle
Nv. 2450 GLS	EC1-8	240/48	EC1-8		Contact épontes/veine avec présence de veinules/lamines de sulfures riches en Py
Nv. 2450 GLS	EC1-9	337/38	EC1-9		Lambeau de Qz bréchifié par les Ca dans une zone de faille
Nv. 2450 GLS	EC1-10A	340/75	EC1-10AB (grande)		Échantillon de mylonite dans un relais de la faille San Juan (non-cartographié)
Nv. 2450 GLS	EC1-10B	340/84	EC1-10BB		Échantillon de mylonite dans un relais de la faille San Juan (non-cartographié)
Nv. 2450 GLS	EC1-11A		EC1-11A		Cœur d'un dyke andésitique au nord de la faille San Juan
Nv. 2450 GLS	EC1-11B				Zone d'altération en bordure du dyke andésitique
Nv. 2450 GLS	EC1-12A	010/45	EC12-AA		Zone mylonitique au centre de la veine principale
Nv. 2450 GLS	EC1-12B	325/37	EC12-AB		Zone mylonitique au centre de la veine principale
Nv. 2450 GLS	EC1-12C	020/43			Zone mylonitique à fuschite (??) très structurée au centre de la veine
Nv. 2450 GLS	EC1-13			EC1-13	Quartz blanc avec Py, Sp et Ga en veinules ou parfois laminées près de la faille
Nv. 2450 GLS	EC1-14	307/75			Échantillon de diorite fortement chloritisée dans la faille San Juan
Nv. 2450 GLS	EC1-15	325/63		EC15A et 15B	Lentille de minéralisation à l'intérieur de la faille San Juan
Nv. 2450 GLS	EC1-16	325/25	EC1-16		Échantillon de diorite fortement chloritisée dans la faille San Juan
Nv. 2450 GLS	EC1-17			EC1-17	Échantillon du faciès sommital à pyrite à granulométrie grossière
Nv. 2450 GLS	EC1-18	285/78	EC1-18		Diorite chloritisée injectée de micro-veinules de Qz-Ca au sud de San Juan
Nv. 2450 GLS	EC1-19	210/83	EC1-19A et 19B		Diorite chloritisée et vitreuse le long d'une faille associée à San Juan
Nv. 2450 GLS	EC1-20				Texture incrustante de la galène aux pourtours d'un fragment de diorite altérée
Nv. 2475 GLS	EC2-1	310/65	EC2-1		Zone laminée et cisailée au mur de la veine près d'une faille fragile
Nv. 2475 GLS	EC2-2			EC2-2	Zone fortement minéralisée avec Qz idiomorphe et Sp-Ga intercrystallin
Nv. 2475 GLS	EC2-3		EC2-3		Fragment d'éponte altéré en voie d'assimilation par la veine
Nv. 2475 GLS	EC2-4	062/89			Zone schisteuse le long du plan de chevauchement avec indicateurs de cisaillement
Nv. 2475 GLS	EC2-5		EC2-5		Diorite altérée (sérinitisée) et folié au-dessus de la zone schisteuse
Nv. 2475 GLS	EC2-6	040/28	EC6-6A	EC2-6B	Zone cisailée le long du plan de chevauchement de la veine principale
Nv. 2475 GLS	EC2-7				Plan de décollement au mur avec faible schistosité, Qz et fuschite
Nv. 2475 GLS	EC2-8		EC2-8		Diorite très mafique riche en homblende près du contact avec la veine au mur
Nv. 2475 GLS	EC2-9	015/50			Échantillon provenant de la partie basale de la veine avec Qz en peigne et Ga
Nv. 2475 GLS	EC2-10	140/45			Base de la veine principale contenant des lamines de sulfures et d'encaissant
Nv. 2475 GLS	EC2-11	020/89			Veine secondaire laminée et minéralisée au mur de la veine principale
Nv. 2475 GLS	EC2-12	185/85			Zone cisailée/Structure principale sans quartz

Site	Échantillon	Orientation	Lame mince	Section polie	Remarques
Nv. 2450 SN.3450	EC3-1	010/40			Échantillon de veine fortement cisailée avec sulfures et veinule de Ca
Nv. 2450 SN.3450	EC3-2		EC3-2 (grande)		Diorite altérée au contact avec possible fragment du sous-bassement
Nv. 2450 SN.3450	EC3-3		EC3-3A	EC3-3B	Veine principale (au toit) fortement cisailée avec indicateurs en Qz
Nv. 2450 SN.3450	EC3-4			EC3-4	Base de EC3-3 avec lentilles minéralisées riches en Py-Aspy
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-1	000/40	EC4-1		Zone schisteuse à l'extrémité nord avec stries de glissement
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-2		EC4-2		Diorite altérée (Ser, Qz, Ca, Py) au mur de la veine principale
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-3				Diorite faiblement altérée (Ser, Qz, Ca, Py) au mur de la veine principale
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-4				Diorite fortement altérée (Ser, Qz, Ca, Py) au mur de la veine principale
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-5	090/65	EC4-5		Diorite fortement altérée aux pourtours d'une veinule de Qz-Ca
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-6				Enclave de diorite complètement sérinitisée et silicifiée (absence de mafiques)
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-7			EC4-7	Lentille de sulfures massifs au toit riche en Py-Aspy-Ga
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-8	340/44	EC4-8		Diorite altérée avec veinules de Qz-Ca
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-9			EC4-9	Veine de sulfures massifs (Py- Sp-Aspy-Ga) tardive recoupant le stockwerk
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-10		EC4-10		Roche à texture léopard (fuschite-mariposite) fortement carbonatée au mur
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-11	000/45		EC4-11	Minéralisation à Py-Aspy disseminée et semie-massive
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-12	244/68		EC4-12	Veine de quartz minéralisée au contact hornblendite-diorite (lazo piso)
Nv. 2530 GLS Nuri	EC4-13	008/80	EC4-13		Zone mylonitique au centre de la veine montrant des fabriques C-S
Nv. 2600 GLN	EC5-1		EC5-1A et 1B		Zone mylonitique au toit de la veine avec indicateurs de cisaillement
Nv. 2600 GLN	EC5-2		EC5-2		Roche à texture leopard (hornblendite) faiblement cisailée au toit
Nv. 2600 GLN	EC5-3			EC5-3	Diorite altérée recoupée de veinules de Qz-Py-Aspy au mur de la veine
Nv. 2600 GLN	EC5-4	022/45		EC5-4	Bande de cisaillement au toit de la veine avec Py cataclasée montrant la foliation
Nv. 2450 Tajo770	EC6-1	029/36		EC6-1A, 1B et 1C	Veine de sulfures massifs à Py-Aspy-Ga au toit du stockwerk
Nv. 2450 Tajo770	EC6-2			EC6-2	Veine secondaire fortement minéralisée (Py-Aspy-Ga-Sp) dans le stockwerk
Nv. 2450 Tajo770	EC6-3			EC6-3	Veine avec Py vari-texturée (disséminée, massive, cataclasée et en lamines)
Nv. 2450 Tajo770	EC6-4			EC6-4	Veine à Qz-Py-Aspy-Ga dans le stockwerk
Nv. 2450 Tajo770	EC6-5				Lentille de sulfures massifs à pyrite fine au toit du stockwerk
Nv. 2450 Tajo770	EC6-6	045/40	EC6-6 (grande)		Diorite fortement altérée (Qz-Py-Ser) et schistosée avec veinules de Qz et Ca
Nv. 2450 Tajo770	EC6-7	023/39	EC6-7A et 7B		Bande de cisaillement au toit de la veine avec schistosité bien développée
Nv. 2750 GLN	EC7-1	000/39		EC7-1	Qz blanc provenant de la partie sommitale de la veine avec faibles laminations
Nv. 2750 GLN	EC7-2	016/41	EC7-2A	EC7-2B	Échantillon de Qz provenant du contact basal avec lamines de crack-seal
Nv. 2750 GLN	EC7-3	005/35	EC7-3		Échantillon de la veine principale pris au contact Qz-bleu-gris / Qz blanc
Nv. 2750 GLN	EC7-4	355/66	EC7-4A et 4B		Zone cisailée à la base de la veine principale
Nv. 2750 GLN	EC7-5	336/37	EC7-5A	EC7-5B	Contact basal de la structure principale avec sulfures (Py-Aspy) cataclasés
Nv. 2750 GLN	EC7-6	312/25	EC7-6		Hornblendite/diorite à hornblende dans une zone de faille // à la faille San Luis
Nv. 2750 GLN	EC7-7	145/45		EC7-7A et 7B	Veine de Qz-Py-Aspy cisailée et cataclasée
Nv. 2750 GLN	EC7-8	332/44	EC7-8		Hornblendite altérée à texture leopard fortement foliée
Nv. 2750 GLN	EC7-9	293/59	EC7-9		Hornblendite altérée avec biotite secondaire
Nv. 2750 GLN	EC7-10	012/72	EC7-10		Hornblendite très faiblement chloritisée

Site	Échantillon	Orientation	Lame mince	Section polie	Remarques
Nv. 2750 GLN	EC7-11	288/84			Veinule sub-verticale de Qz-Py-Aspy laminée pris du côté est de la galerie
Nv. 2750 GLN	EC7-12	006/20	EC7-12		Dyke aplitique
Nv. 2650 Tajo 550	EC8-1	322/44	EC8-1A et 1B		Zone de gouge le long d'un plan de décollement se connectant à la base de la veine
Nv. 2650 Tajo 550	EC8-2	070/60	EC8-2		Échantillon d'une veine secondaire avec lamines de Py-Aspy
Nv. 2650 Tajo 550	EC8-3	100/68	EC8-3A et 3B		Encaissant altéré au toit de EC8-2 avec faible minéralisation
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-1	090/43	EC9-1 (grande)		Lambeau de Qz-Py-Aspy démembré et plissé dans la schistosité
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-2	016/68	EC9-2		Qz bleu-gris avec minéralisation
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-3	006/37	EC9-3		Hornblendite altérée à texture léopard montrant schistosité bien développée
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-4			EC9-4	Zone de sulfures massifs (Py-Aspy-Ga) dans la bande de cisaillement
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-5		EC9-5		Hornblendite très faiblement altérée (Chl-Bio)
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-6				Hornblendite faiblement altérée (Chl-Bio)
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-7	350/55	EC9-7A		Hornblendite fraîche à grains grossiers de hornblende
Nv. 2700 EsVen 6	EC9-8		EC9-8		Lambeau de Qz-Ca fortement déformé
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-1	221/63	EC10-1 (grande)		Échantillon de veine avec Qz bleu-gris + Py et enclaves altérées
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-2	045/47	EC10-2		Base de la veine principale avec lamines de Py recoupées par Ca
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-3	028/43		EC10-3	Échantillon du centre de la veine avec Qz-Py
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-4	060/84			Zone mylonitique avec foliation bien développée
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-5	030/47	EC10-5A et 5B		Échantillon au toit de la structure principale avec gradation de l'altération
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-6	320/35	EC10-6		Base de la structure principale avec petites lentilles de Ca
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-7	048/42	EC10-7A et 7B		Structure principale avec indicateurs de cisaillement en Qz
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-8		EC10-8 (grande)		Diorite fortement altérée (Chl-Ca-Qz) avec veinules de Ca
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-9		EC10-9		Diorite très mafique se rapprochant de la composition de la hornblendite
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-10		EC10-10		Roche mafique fraîche de type hornblendite ou diorite à hornblende
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-11	340/23	EC10-11 (grande)		Veine secondaire minéralisée en Py-Aspy à la base de la structure principale
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-12		EC10-12		Diorite très altérée en bordure de la faille San Teofilo
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-13	140/58	EC10-13		Échantillon altéré (Epid-Ca-Chl) dans la faille San Teofilo avec veinules de Ca
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-14	103/68	EC10-14		Diorite à hornblende altérée (Chl) au toit (sud) de la faille San Teofilo
Nv. 2530 Rampa Chinita	EC10-15	100/54	EC10-15		Hornblendite altérée (Chl) au mur (nord) de la faille San Teofilo
Nv. 2400 GLS	EC11-1	350/45			Échantillon de Qz-Sf le long du plan de décollement du toit de la veine
Nv. 2400 GLS	EC11-2	350/25			Échantillon du toit de la veine avec stries de glissement
Nv. 2400 GLS	EC11-3	260/75			Échantillon de Qz avec Py grossière localement cataclasée en Py fine
Nv. 2400 GLS	EC11-4	155/75			Toit de la veine principale avec Qz bleu-gris + Sf (Ga-Sp)
Nv. 2300 GLS	EC12-1	155/55			Base de la veine principale avec lamines de Py-Aspy
Nv. 2300 GLS	EC12-2	080/37			Échantillon de la bande de cisaillement au toit de la veine principale
Nv. 2300 GLS	EC12-3	175/60			Zone à chlorite massive et ankérite schistosée au toit de la veine
Nv. 2300 GLS	EC12-4				Zone de brèche tectonique (Qz dans matrice de Py) au toit de la veine principale
Nv. 2300 GLS	EC12-5	220/82			Échantillon de la veine montrant les cristaux de Qz et lamines de <i>ca3</i>
Nv. 2300 GLS	EC12-6				Encaissant au mur de la faille San Juan (fortement chloritisé)

Site	Échantillon	Orientation	Lame mince	Section polie	Remarques
Nv. 2300 GLS	EC12-7				Base de la veine près de la faille montrant schistosité bien développée
Nv. 2350 GLN	EC14-1	350/50			Échantillon d'une faille secondaire faiblement minéralisée avec stries
Nv. 2350 GLN	EC14-2	030/85			Structure principale avec Qz cisailé dans le prolongement de la veine principale
Nv. 2350 GLN	EC14-3				Zone tampon entre la diorite et la hornblendite (diorite à hornblende)
Nv. 2350 GLN	EC14-4	070/89			Échantillon d'un fragment de cornéennes
Maria Rosa Nv. 2410 GLSE	EMR-1	070/79			Veine principale avec faible lamines de Py formant des encroûtements
Maria Rosa Nv. 2410 GLSE	EMR-2	079/42			Échantillon d'une diorite chloritisée en bordure de la faille principale
Maria Rosa Nv. 2410 GLSE	EMR-3	055/20			Cristaux idiomorphes de Qz avec Ca-Ser/Phyllosilicates intercrystallins
Maria Rosa Nv. 2410 GLSE	EMR-4				Carotte de forage montrant la granodiorite avec phénocristaux de hornblende
Maria Rosa Nv. 2410 GLSE	EMR-5	310/62			Veine principale avec faible lamines de Py le long des encroûtements

**ANNEXE III**  
**Liste des mesures structureles**

Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)	Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)
C1-1	Vp	333	37		C1-56	Vs	112	20	
C1-2	Pl <sub>décol</sub>	351	40		C1-57	Fls	76	86	
C1-3	Vs	336	54		C1-58	Fls	45	60	
C1-4	Vs	333	60		C1-59	Fls	304	72	
C1-5	Vp	310	54		C1-60	Fls	288	83	
C1-6	Vp	41	26		C1-61	Fls	308	71	
C1-7	Vp	40	25		C1-62	Vp	50	44	
C1-8	Ct enclave	312	68		C1-63A	Flp San Juan	316	65	
C1-9	Fls	50	23		C1-63B	Stries	316	65	135
C1-10A	Vp	315	60		C1-63C	Stries	316	65	95
C1-10B	Stries	315	60	50	---	Flp San Juan	309	75	
C1-11	Vs	271	67		C2-1A	Vp	351	52	
C1-12	Vp	315	65		C2-1B	Stries	351	52	107
C1-13	Pl <sub>décol</sub>	265	55		C2-2	Ct Sf	320	45	
C1-14	Frct	54	46		C2-3	Vp	335	42	
C1-15	Vp	15	44		C2-4	Fls	158	44	
C1-16	Vp	24	39		C2-5	Vp réactivée	22	46	
C1-17	Gouge	5	43		C2-6	Vp	26	33	
C1-18	Vp	20	42		C2-7	Fls	123	50	
C1-19	Vs	8	49		C2-8A	Vp	25	38	
C1-20	Fls	12	54		C2-8B	Stries	25	38	89
C1-21	Vp	2	40		C2-9	Vp	1	50	
C1-22	Vp	30	25		C2-10	Ct enclave	338	43	
C1-23	Lamines Sf	25	38		C2-11	Fls	53	28	
C1-24	Vs	305	40		C2-12	Fls	25	65	
C1-25	Vs	307	30		C2-13	Fls	250	80	
C1-26	Vp	12	19		C2-14	Fls	275	75	
C1-27	Vp	7	27		C2-15	Vp	325	60	
C1-28	Ct enclave	30	24		C2-16	Vp enclave	350	55	
C1-29	Vs	321	40		C2-17A	Vp	340	41	
C1-30A	Vp	23	26		C2-17B	Stries	340	41	75
C1-30B	Stries	23	26	94	C2-18A	Frct	0	50	
C1-31	Lamines Sf	10	34		C2-18B	Stries	0	50	65
C1-32	Dy AND	230	80		C2-19	Vs	290	85	
C1-33	Fls	250	39		C2-20	Frct	80	40	
C1-34	Fls	294	41		C2-21	Frct	130	58	
C1-35	Vnl Ca	161	88		C2-22A	Frct	355	45	
C1-36	Vp	345	49		C2-22B	Stries	355	45	70
C1-37	Fls	69	76		C2-23A	Vp	355	62	
C1-38A	Pl <sub>décol</sub>	352	89		C2-23B	Stries	355	62	70
C1-38B	Stries	352	89	65	C2-24	Vp	15	45	
C1-39	Frct	174	53		C2-25	Fls	70	49	
C1-40	Frct	66	47		C2-26	Vp	13	55	
C1-41	Frct	264	72		C2-27	Vp	25	45	
C1-42	Vs	339	25		C2-28	Vp	30	47	
C1-43	Fls	303	38		C2-29	Vp	320	54	
C1-44	Frct	54	68		C2-30	Vp	345	47	
C1-45	Frct	75	35		C2-31	Vp	340	45	
C1-46	Frct	175	54		C2-32	Frct	4	41	
C1-47	Frct	27	43		C2-33	Vs	20	89	
C1-48	Vp	310	50		C3-1	Vp	15	40	
C1-49	Vs	5	23		C3-2	Fls	321	62	
C1-50	Vp	28	39		C3-3	Vp	15	41	
C1-51	St <sub>p</sub>	316	70		C3-4	Pl <sub>décol</sub>	35	47	
C1-52	Pl <sub>décol</sub>	59	42		C3-5	Alt	45	60	
C1-53	Vnl Ca	165	48		C3-6A	Fls	30	12	
C1-54	Vp	58	34		C3-6B	Stries	30	12	52
C1-55	Vp	40	42		C4-1A	Pl <sub>décol</sub>	0	40	

Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)	Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)
C4-1B	Stries	0	40	90	---	Flp San Teofilo	261	74	
C4-2A	Pl <sub>décol</sub>	10	37		---	Flp San Teofilo	276	70	
C4-2B	Stries	10	37	100	C7-1	Frct	316	69	
C4-3	Vs	87	63		C7-2	Frct	258	56	
C4-4	Alt	90	65		C7-3	Vp	10	40	
C4-5	Pl <sub>décol</sub>	40	67		C7-4	Vs-Frct	50	46	
C4-6	Vs	36	30		C7-5	Frct	93	49	
C4-7	Vs	145	55		C7-6	Vp	312	54	
C4-8A	Fls	130	69		C7-7	Frct	41	35	
C4-8B	Stries	130	69	25	C7-8	Frct	89	74	
C4-9	Vs	314	53		C7-9	Frct	269	54	
C4-10	Vs	306	35		C7-10	Frct	59	55	
C4-11	Pl <sub>décol</sub>	9	38		C7-11	Vp	0	55	
C4-12	Vs	341	28		C7-12	Frct	328	54	
C4-13	Vs	347	47		C7-13	Frct	65	56	
C4-14	Alt	245	60		C7-14	Vnl Qz	294	54	
C4-15A	Pl <sub>décol</sub>	0	51		C7-15	Vp	343	53	
C4-15B	Stries	0	51	98	C7-16	Frct	315	40	
C4-16	Vs	19	45		C7-17	Pl <sub>décol</sub>	46	51	
C4-17	Vp	45	53		C7-18	Fls	20	75	
C4-18	Vp	40	57		C7-19	Fls	44	79	
C4-19	Vs	207	62		C7-20A	Fls	96	89	
C4-20	Vp	0	45		C7-20B	Stries	96	89	40
C4-21	Ct enclave	265	25		C7-21	Pl <sub>décol</sub>	0	40	
C4-22	Frct	310	70		C7-22	Fls	22	75	
C5-1	Vnl Ca	99	45		C7-23A	St <sub>p</sub>	0	53	
C5-2	Fls	100	30		C7-23B	Stries	0	53	105
C5-3	Frct	324	70		C7-23C	Stries	0	53	85
C5-4	Frct	90	55		C7-24	Fls	75	53	
C5-5	Frct	253	87		C7-25A	Pl <sub>décol</sub>	6	50	
C5-6	Frct	220	83		C7-25B	Stries	6	50	90
C5-7	Ct/Alt Grdr	1	58		C7-26	Frct	285	88	
C5-8	Vs	273	72		C7-27	St <sub>p</sub>	354	63	
C5-9	Frct	265	67		C7-28	Frct	265	44	
C5-10	Ct Grdr	347	37		C7-29	Fls	61	47	
C5-11	Frct	258	39		C7-30	Fls	239	66	
C5-12	Vnl Ca	24	37		C7-31	Pl <sub>décol</sub>	339	40	
C5-13	Frct	325	35		C7-32	Pl <sub>décol</sub>	277	45	
C5-14	Vnl	97	74		C7-33	Frct	304	58	
C5-15	Vs	265	50		C7-34	Vnl Qz	63	84	
C5-16	Vp	22	45		C7-35	Pl <sub>décol</sub>	359	58	
C6-1	Vp	50	49		C7-36	St <sub>p</sub>	341	48	
C6-2	Fls	50	49		C7-37	Vnl Ca	284	24	
C6-3	Vs	32	24		C7-38	Fls	66	47	
C6-4	Vs	198	69		C7-39	Flp San Luis	279	46	
C6-5	Vp	29	36		C7-40	Pl <sub>décol</sub>	308	42	
C6-6	Vp	45	40		C7-41	Frct	70	46	
C6-7	Vnl Ca	132	43		C7-42	Frct	270	44	
C6-8	Frct	288	64		C7-43	Frct	320	48	
C6-9	Frct	3	29		C7-44	Vnl Qz	243	36	
C6-10	Fls Ca	45	45		C7-45	Frct	205	43	
C6-11	Vnl Qz	62	46		C7-46	Frct	350	52	
C6-12	Vnl Ca	88	45		C7-47	Vnl Qz	262	67	
C6-13A	Pl <sub>décol</sub>	25	38		C7-48	Pl <sub>décol</sub>	298	58	
C6-13B	Stries	25	38	85	C7-49	Pl <sub>décol</sub>	260	64	
C6-14A	Vp	30	44		C7-50	Vnl Ca	310	53	
C6-14B	Stries	30	44	110	C7-51	Vnl Ca	340	46	
C6-15	Frct	40	45		C7-52	Fls-Flp	297	73	

Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)	Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)
C7-53	Frct	108	80		C9-20A	Pl <sub>décol</sub>	317	25	
C7-54	Frct	324	33		C9-20B	Stries	317	25	15
C7-55	Ct Dy	98	66		C9-21	Fls	66	80	
C7-56	Vnl Qz	250	65		C9-22A	Vp	10	55	
C7-57	Frct	45	6		C9-22B	Stries	10	55	90
C7-58	Vnl Qz	255	76		C10-1	Vs	332	24	
C7-59	Vs	268	60		C10-2A	Vp	56	41	
C7-60	Pl <sub>décol</sub> Vnl Ca	123	12		C10-2B	Stries	56	41	150
C7-61	Vnl Qz	110	66		C10-3	Vs	86	68	
C7-62	Pl <sub>décol</sub>	340	33		C10-4	Pl <sub>décol</sub>	44	50	
C7-63	Vnl Ca	110	60		C10-5	Frct	268	56	
C7-64	Frct	128	28		C10-6	Stp	274	70	
C7-65	Vnl Ca	138	68		C10-7	Vs	309	44	
C7-66	Fls	96	85		C10-8	Vs	304	45	
C7-67	Vnl Qz	292	75		C10-9	Vnl Qz	32	36	
C7-68	Vnl Qz	70	85		C10-10	Vnl Ca	6	32	
C7-69	Frct	165	9		C10-11	Vnl Qz	37	50	
C7-70	Frct	125	68		C10-12A	St <sub>n</sub>	50	45	
C7-71A	Pl <sub>décol</sub> oxidé	286	72		C10-12B	Stries	50	45	90
C7-71B	Pl <sub>décol</sub> oxidé	69	74		C10-13	Vnl Qz	110	53	
C7-72	Pl <sub>décol</sub> oxidé	114	88		C10-14	Vnl Ca	36	43	
C7-73	Vnl Qz	263	49		C10-15	St <sub>n</sub>	33	49	
C7-74	Frct-Vnl Ca	15	49		C10-16	S <sub>1</sub>	328	32	
C7-75	Frct-Vnl Qz	117	73		C10-17	Vs	23	40	
C7-76	Pl <sub>décol</sub> oxidé	124	89		C10-18	Vs	275	48	
---	Vnl Qz	263	62		C10-19	Frct	65	45	
---	Vnl Qz	117	67		C10-20A	Pl <sub>décol</sub>	25	45	
---	St <sub>p</sub>	344	26		C10-20B	Stries	25	45	88
---	Fls // à Flp	305	85		C10-21	Vnl	27	55	
---	Dy APL	80	85		C10-22	St <sub>n</sub>	15	43	
----	Dy APL	73	84		C10-23	St <sub>n</sub>	22	46	
C8-1	Pl <sub>décol</sub>	321	46		C10-24	Pl <sub>décol</sub>	328	62	
C8-2	Fls	16	87		C10-25	S <sub>1</sub>	0	48	
C8-3	Vs	349	49		C10-26	Pl <sub>décol</sub>	58	46	
C8-4	Vp	330	45		C10-27	Fractura	18	45	
C8-5	Fls	70	75		C10-28	Pl <sub>décol</sub>	16	43	
C8-6	Vs	0	53		C10-29	Vnl Qz	312	48	
C8-7	Vnl Qz	349	44		C10-30	Fls	294	56	
C9-1	Pl <sub>décol</sub>	241	46		C10-31A	Vnl Qz	5	51	
C9-2	Vnl Qz	320	66		C10-31B	Stries	5	51	69
C9-3	Fls	238	39		C10-32	St <sub>n</sub>	355	48	
C9-4	Pl <sub>décol</sub>	310	53		C10-33A	St <sub>n</sub>	20	37	
C9-5	Vnl Qz	250	89		C10-33B	Stries	20	37	100
C9-6	Vs	11	56		C10-34	Vnl Qz	298	53	
C9-7	Vnl Ca	320	30		C10-35	Vnl Qz	15	39	
C9-8	Vs	1	38		C10-36	Vnl Qz	338	54	
C9-9	Vs	357	54		C10-37	St <sub>n</sub>	38	35	
C9-10	Vnl Ca	135	65		C10-38	S <sub>1</sub>	285	35	
C9-11	Vnl Ca	255	68		C10-39	Vp-Vs	241	30	
C9-12	Vs Ca	16	68		C10-40	Vp-Vs	322	39	
C9-13	Vs	353	42		C10-41	Flp San Teofilo	238	47	
C9-14	Pl <sub>décol</sub>	17	53		C10-42	Vnl Qz	10	29	
C9-15	S <sub>1</sub>	10	88		C10-43	Vnl Qz	45	67	
C9-16	Pl <sub>décol</sub>	20	34		---	Flp San Teofilo	250	51	
C9-17	Vp	16	68		---	Flp San Teofilo	260	55	
C9-18A	Pl <sub>décol</sub>	14	58		---	Flp San Teofilo	244	66	
C9-18B	Stries	14	58	100	---	Stries	244	66	165
C9-19	Vp	22	60		C11-1A	Vp	343	44	

Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)	Station	Type	Dir	Pen	Ac (H)
C11-B	Sites	343	44	85	Cortada 0	Frci	0	25	Ac (H)
C11-2A	Vp	5	62	90	Cortada 0	Frci	130	49	
C11-2B	Sites	20	50	90	Cortada 0	Frci	285	31	
C12-1A	Vp	20	50	85	Cortada 0	Frci	10	37	
C12-1B	Sites	91	82	140	MR-4A	Flp	276	72	
C12-12	Frci	285	81		MR-4B	Sites	276	72	90
C13-13	Vp	320	68		MR-5	Sj	98	65	
C12-14A	Vp	349	50		MR-6	Fis	86	73	
C12-14B	Sites	349	50	125	MR-7	Vp	12	38	
C12-15A	Vp	10	43		MR-8	Frci	312	89	
C12-15B	Sites	10	43	70	MR-9	Frci	325	30	
C12-16	Fis	310	46		MR-10	Frci	135	63	
C12-17A	Platcol	345	73		MR-11	Vp	335	52	
C12-17B	Sites	345	73	85	MR-12	Vnl Ca	37	31	
C12-18A	Vp	9	42		MR-13	Frci	330	39	
C12-18B	Sites	9	42	80	MR-14	Vp	335	26	
C12-19A	Flp	295	83		MR-15	Fis	185	75	
C12-29B	Sites	295	83	110	MR-16	Fis	22	65	
C14-1	Fis	275	50		MR-17	Frci	335	25	
C14-2	Fis	325	75		MR-18	Vnl Qz-Ca	140	70	
C14-3	Dy	70	89		MR-19	Vnl Qz-Ca	165	40	
C14-4	Frci	235	76		MR-20	Vp	350	35	
C14-5	Fis	330	90		MR-21	Frci	75	37	
C14-6	Fis	330	30		MR-22A	Vs	335	30	
C14-7	Vp	325	44		MR-22B	Sites	335	30	110
Cortada 0	Frci	190	34		MR-23	Vnl Qz	330	20	
Cortada 0	Frci	190	26		MR-24	Vnl Qz-Ca	105	45	
Cortada 0	Frci	10	45		MR-25A	Vp	350	37	
Cortada 0	Frci	157	80		MR-25B	Sites	350	37	120
Cortada 0	Frci	345	54		MR-26A	Vnl	355	29	
Cortada 0	Frci	123	59		MR-26B	Sites	355	29	
Cortada 0	Frci	280	44		MR-27A	Fis	320	40	
Cortada 0	Frci	98	85		MR-27B	Sites	320	40	145
Cortada 0	Frci	95	50		MR-28	Frci	263	70	
Cortada 0	Frci	330	44		MR-29A	Vnl Ca	325	36	
Cortada 0	Frci	294	42		MR-29B	Sites	325	36	125
Cortada 0	Frci	290	42		MR-30A	Vp	330	45	
Cortada 0	Frci	305	49		MR-30B	Sites	330	45	95
Cortada 0	Frci	345	1		MR-31	Fis	210	89	
Cortada 0	Frci	305	42		MR-32	Frci	332	32	
Cortada 0	Frci	143	48		MR-33	Frci	335	46	
Cortada 0	Frci	110	78		MR-34	Frci - Platcol	315	36	
Cortada 0	Frci	265	30		MR-35	Frci	200	75	
Cortada 0	Frci	355	40		MR-36	Fis	35	76	
Cortada 0	Frci	20	15		MR-37	Vnl Ca	290	45	