

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

PAR  
ISABELLE LAPOINTE  
B. Sc.

CARACTÉRISATION DU SYSTÈME AURIFÈRE FILONNIEN  
D'AQUILON – BAIE-JAMES, QUÉBEC

Mai 2006



### **Mise en garde/Advice**

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

## RÉSUMÉ

Ce projet de maîtrise, développé en partenariat avec le CERM de l'UQAC et les compagnies SOQUEM INC. et Ressources Sirios, avait comme objectif principal d'établir la chronologie des événements géologiques de la propriété Aquilon, afin de situer la mise en place d'un système aurifère filonien. Il devait également permettre de caractériser la minéralisation aurifère de la propriété, d'en faire la représentation géométrique tridimensionnelle et de proposer un modèle de formation.

Le système aurifère filonien d'Aquilon présente un cas particulier d'une minéralisation en terrain déformé. Celui-ci est centré sur un complexe felsique situé au sein d'une mince bande volcano-sédimentaire archéenne, la bande d'Aquilon, qui se trouve dans l'extrémité nord-est de la sous-province volcano-plutonique de La Grande. La minéralisation s'y présente sous deux formes, soit des horizons sulfurés à faibles teneurs aurifères associés à des tufs felsiques à intermédiaires et des veines de quartz très riches en or.

Le centre felsique hôte des minéralisations aurifères d'Aquilon est dominé par des laves et des tufs de composition rhyodacitique et d'affinité calco-alcaline qui sont intercalés à de nombreux horizons mafiques d'affinité tholéitique. Un volcanisme bimodal provenant de deux sources magmatiques contemporaines, ou encore la mise en place de nombreux dykes gabbroïques lors d'un épisode de rift, permettrait d'expliquer la succession felsites/mafites au sein de l'empilement volcanique.

Le style structural de la propriété Aquilon implique un régime de déformation intense en milieu ductile. Les roches du secteur ont subi une importante déformation qui s'est produite à travers trois principaux épisodes ( $D_{p-1}$ ,  $D_p$  et  $D_{p+1}$ ). L'événement  $D_p$  est responsable du développement de la schistosité de flux ( $S_p$ ) à faible pendage, de la très forte linéation d'étirement minérale ( $Lé$ ), de l'intense transposition et du démembrement du litage primaire, des dykes syn-volcaniques et des veines de quartz et du développement de plis  $P_p$  couchés, réclinés et isoclinaux. Le métamorphisme régional, synchrone à l'événement de déformation  $D_p$ , a atteint le faciès inférieur des amphibolites.

Le niveau de déformation caractérisant les veines aurifères d'Aquilon est très élevé et a malheureusement joué un rôle destructeur sur la minéralisation. Les veines ont été fortement plissées, transposées, démembrées et boudinées lors de l'épisode  $D_p$ . Les différentes relations observées entre les veines, l'altération, la schistosité, les dykes gabbroïques et les dykes lamprophyriques suggèrent une mise en place du système filonien antérieure au métamorphisme et au développement de la schistosité principale. Celles-ci pourraient même impliquer une origine syn-volcanique plus ou moins synchrone à la mise en place des horizons sulfurés. Mentionnons que ces derniers présentent de nombreuses ressemblances aux minéralisations de type sulfures massifs aurifères volcanogènes.

En plus de présenter de façon détaillée les différents aspects lithologiques, structuraux et métallogéniques des roches et des minéralisations aurifères d'Aquilon, cette étude propose différents modes de formation du système filonien. Bien qu'il soit toujours difficile d'établir avec exactitude la nature des minéralisations d'Aquilon, quelques implications pour l'exploration en terrains volcaniques déformés peuvent être émises.

## REMERCIEMENTS

J'aimerais dédier ces quelques lignes à tous ceux qui ont été impliqués de près ou de loin à ce projet et qui ont rendu possible la réalisation de cette étude. Tout d'abord, je voudrais signaler la grande collaboration et la participation financière des compagnies SOQUEM INC. et Ressources Sirios INC. Plus particulièrement, merci à Ghislain Poirier et Dominique Quirion de chez SOQUEM pour m'avoir initiée à la propriété Aquilon et pour m'avoir confié, dans un premier temps, un projet de fin d'études et par la suite ce projet de maîtrise. Merci également à Harold Desbiens, géologue de Ressources Sirios, pour sa très belle découverte et pour m'avoir initialement guidée sur la propriété Aquilon. Je souhaiterais aussi souligner la confiance et l'encouragement que m'ont démontrés Pierre Bertrand, Yvon Trudeau et Nicole Gauthier lors de mon dernier passage sur la propriété en 2003.

Évidemment, sans l'encadrement et les judicieux conseils de certaines personnes, j'errerais sans doute encore. Je voudrais donc remercier tout spécialement mon directeur de maîtrise Réal Daigneault qui m'a permis de joindre ses rangs en me confiant ce projet rempli de défis. Réal, merci pour le support dans les moments de découragement et pour les fameux « bières et chips » que je considère, après coups, très formateurs. Merci à mon co-directeur Francis Chartrand pour ses commentaires très constructifs et les lignes directrices suggérées. Enfin, merci à Damien Gaboury et Jayanta Guha qui ont bien accepté de faire parti de mon comité d'évaluation et sans qui les « bières et chips » n'auraient certainement pas été les mêmes.

Plus personnellement, un gros merci à Denise Bergeron et Norbert Tremblay qui m'ont si gentiment hébergée pendant plusieurs mois. Vous avez été comme une deuxième famille. Je tiens également à remercier Christian Jalbert pour tout le soutien qu'il a su m'accorder depuis le début de cette aventure et pour son immense aide avec l'échantillonnage sur le terrain.

En terminant, je me dois de remercier le Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies et la Fondation de l'UQAC pour leur soutien financier sous forme de bourses d'études.



## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	viii
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ANNEXES	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS	ix
 <b>CHAPITRE I – CADRE GÉNÉRAL</b>	 <b>1</b>
1.1 INTRODUCTION	1
1.2 PROBLÉMATIQUE	2
1.2.1 Minéralisations aurifères filoniennes	2
1.2.1.1 Types de gîtes aurifères filoniens	2
1.2.1.2 Modes de formation des minéralisations filoniennes	7
1.2.2 Relations veines - déformation	8
1.2.3 Système aurifère filonien de la propriété Aquilon	10
1.3 OBJECTIFS	16
1.4 MÉTHODOLOGIE	16
1.4.1 Travaux de terrain	16
1.4.2 Travaux de laboratoire	21
1.5 GÉOLOGIE	23
1.5.1 Contexte géologique régional	23
1.5.2 Géologie de la propriété Aquilon	25
 <b>CHAPITRE II – CARACTÉRISATION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES</b>	 <b>28</b>
2.1 INTRODUCTION	28
2.2 DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES LITHOLOGIES	30
2.2.1 Volcanites felsiques	30
2.2.2 Tonalite de Lingo	38
2.2.3 Unité sédimentaire Fleur de Lys	43
2.2.4 Basaltes et dykes et filons-couches de gabbro	44
2.2.5 Dykes dioritiques porphyriques	50
2.3 SOMMAIRE	53
 <b>CHAPITRE III – ANALYSE STRUCTURALE</b>	 <b>55</b>
3.1 INTRODUCTION	55
3.2 DESCRIPTION DES FABRIQUES	56
3.2.1 Fabriques principales	56
3.2.2 Évidences d'une fabrique ancienne	63
3.2.3 Fabrique tardive	63

3.3	MICROSTRUCTURE ET MÉTAMORPHISME	68
3.3.1	Phénocristaux de quartz	68
3.3.2	Textures métamorphiques et relations avec $S_p$	72
3.3.3	Porphyroblastes de grenat	73
3.3.4	Sommaire	74
3.4	PLISSEMENT ET TRANSPOSITION	75
3.4.1	Plissement synchrone au développement de $S_p$	75
3.4.2	Plissement tardif	80
3.5	ANALYSE DE LA DÉFORMATION PAR DOMAINES	81
3.5.1	Domaine « Est »	81
3.5.2	Domaine « Central »	85
3.5.3	Domaine « Ouest »	86
3.6	SOMMAIRE DE LA DÉFORMATION	89
 <b>CHAPITRE IV – TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS ET DISTRIBUTION DES VEINES</b>		 91
4.1	INTRODUCTION	91
4.2	ZONES MINÉRALISÉES DE TYPE FILONNIEN	91
4.2.1	Indice « Mōman »	91
4.2.2	Indice « Fleur de Lys »	99
4.2.3	Indice « Grenouille 2 »	104
4.2.4	Indice « Grenouille 1 »	113
4.2.5	Indice « Lingo 3 »	116
4.2.5.1	« Lingo Est »	116
4.2.5.2	« Lingo Sud »	125
4.2.5.3	« Lingo Ouest »	129
4.2.6	Indice « Nouska Sud »	134
4.3	ZONES MINÉRALISÉES DE TYPE SULFURÉ	138
4.3.1	Indices « Blueberry Wolf », « Small Moose » et « Sortilège Doré »	138
4.3.2	Indices « Sortilège Doré Ouest » et « Chicoutai »	143
4.4	TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS	146
4.4.1	Minéralogie et textures des veines de quartz	146
4.4.2	Minéralisations sulfurées	155
4.5	DISTRIBUTION ET ASSOCIATIONS MÉTALLIQUES DE L'OR	157
4.5.1	Distribution des concentrations aurifères	157
4.5.2	Rapports or/argent	157
4.5.3	Corrélations de l'or	162
4.5.4	Synthèse	166
 <b>CHAPITRE V – SYNTHÈSE ET DISCUSSION</b>		 167
5.1	SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS	167
5.1.1	Contexte local	167
5.1.2	Déformation	168
5.1.3	Minéralisation	171
5.1.4	Altération	172
5.1.5	Associations métalliques	173
5.2	RELATIONS ENTRE LES ÉLÉMENTS OBSERVÉS	174
5.3	DISCUSSION	177
5.3.1	Modèles de formation des veines	178

5.3.1.1	Veines pré- à syn- $D_p$	178
5.3.1.2	Veines syn- $D_{p+1}$	186
5.3.1.3	Veines syn-volcaniques	188
5.3.2	Interprétation	190
5.3.2.1	Systèmes filoniens orogéniques	190
5.3.2.2	Systèmes porphyriques	191
5.3.2.3	Systèmes épithermaux aurifères	192
5.3.2.4	Systèmes SMV aurifères	193
5.3.3	Sommaire	195
5.4	Guides d'explorations	196

## CHAPITRE VI – CONCLUSIONS 199

LISTE DES RÉFÉRENCES	204
ANNEXES	212

### LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Environnements de mise en place des minéralisations aurifères hydrothermales	3
Figure 2.	Carte géologique de la région de la Baie-James	11
Figure 3.	Carte géologique de la propriété Aquilon	15
Figure 4.	a) Localisation des stations et des sections structurales b) Localisation des échantillons	19 20
Figure 5.	Carte du secteur du Lac Lingo (carte grand format en pochette et reproduction miniature dans le texte)	carte en pochette
Figure 6.	Diagrammes de classification des laves felsiques d'Aquilon	35
Figure 7.	Diagrammes de classification des tufs felsiques et de l'unité sédimentaire FDL	37
Figure 8.	Diagrammes de classification de l'unité felsique du Lac d'Aiguillon et de la tonalite de Lingo	42
Figure 9.	Diagrammes de classification des roches mafiques d'Aquilon	49
Figure 10.	Diagrammes de classification des dykes dioritiques	54
Figure 11.	Carte des trajectoires de $S_p$ et $Lé$ sur fond représentant l'intensité des pendages	62
Figure 12.	Stéreoigrammes illustrant les caractéristiques de la déformation tardive $D_{p+1}$	67
Figure 13.	Projection des axes de plis $P_p$	67
Figure 14.	Géométrie des plis en fourreau associés au développement de $S_p$ et $Lé$	79

Figure 15.	Formation de plis intrafoliaux	82
Figure 16.	Identification des domaines structuraux de la propriété Aquilon	83
Figure 17.	Projection des principaux éléments structuraux du domaine « Est »	84
Figure 18.	Projection des principaux éléments structuraux du domaine « Central »	87
Figure 19.	Projection des principaux éléments structuraux du domaine « Ouest »	88
Figure 20.	Géologie de l'indice « Môtman »	94
Figure 21.	Schéma de la veine « Môtman » vue en coupe	95
Figure 22.	Géologie de l'indice « Fleur de Lys »	100
Figure 23.	Schéma de la veine « Fleur de Lys » vue en coupe	101
Figure 24.	Géologie de l'indice « Grenouille 2 »	105
Figure 25.	Vue en plan d'une veine de l'indice Grenouille 2	107
Figure 26.	Schéma d'une veine de l'indice « Grenouille 2 » vue en coupe	108
Figure 27.	Géologie de l'indice Grenouille 1	115
Figure 28.	Géologie du secteur de Lingo 3	117
Figure 29.	Schéma de la veine « Lingo Est » vue en coupe	119
Figure 30.	Vue en coupe des veines de « Lingo Sud »	127
Figure 31.	Déformation de lignes matérielles en déformation non coaxiale progressive	130
Figure 32.	Schéma d'une section de l'indice « Nouska Sud »	136
Figure 33.	Photographie et schéma montrant la densité des veines de veines de quartz sur Nouska Sud	137
Figure 34.	Distribution des teneurs aurifères de la propriété Aquilon	158
Figure 35.	Histogrammes de fréquence des rapports Au/Ag	160
Figure 36.	Rapports Au/Ag vs concentration en or	161
Figure 37.	Diagrammes de corrélation des métaux dans les veines aurifères	163
Figure 38.	Diagrammes de corrélation des métaux dans les minéralisations sulfurées	164
Figure 39.	Déformation par constriction	170
Figure 40.	Développement de <i>saddle reefs</i>	179
Figure 41.	Modèle de mise en place syn-Dp, mais anté-Sp	183
Figure 42.	Représentation des éléments structuraux au stade précoce du développement de la zone de cisaillement d'Aquilon et orientation théorique des veines syn-déformation pouvant y être associées	184
Figure 43.	Modèles de déformation pour les veines d'Aquilon	185

Figure 44.	Reconstruction schématique simplifiée de la progression de la déformation principale impliquant du plissement par aplatissement et illustrant les modifications géométriques ayant affecté les veines	187
Figure 45.	Styles de minéralisation pouvant se trouver au sein d'un arc volcanique océanique	198

## **LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES**

Planche 1.	Laves rhyodacitiques	32
Planche 2.	Textures volcaniques préservées dans les laves felsiques et faciès fragmentaires	33
Planche 3.	Volcanoclastites felsiques	39
Planche 4.	Unité felsique du lac d'Aiguillon et tonalite de Lingo	40
Planche 5.	Unité sédimentaire Fleur de Lys	45
Planche 6.	Basaltes et dykes gabbroïques associés	46
Planche 7.	Dykes dioritiques porphyriques	51
Planche 8.	Signature de la fabrique planaire principale	58
Planche 9.	Intensité de la linéation d'étirement	59
Planche 10.	Fabriques ancienne et tardive	64
Planche 11.	Textures métamorphiques	76
Planche 12.	Transposition et plis associés à la déformation principale	77
Planche 13.	Veines « Môman » et « Fleur de Lys »	96
Planche 14.	Veines et altération sur « Grenouille 2 »	111
Planche 15.	Veine « Lingo Est »	122
Planche 16.	Altération en bordures des veines « Lingo Est » et « Lingo Ouest »	123
Planche 17.	Habitus de l'or dans les veines de quartz	132
Planche 18.	Indices « Small Moose », « Sortilège Doré » et « Blueberry Wolf »	141
Planche 19.	Textures dans les veines de quartz	147
Planche 20.	Or natif et évidences de remobilisation	152
Planche 21.	Sulfures dans les veines de quartz	153
Planche 22.	Habitus de la pyrite dans les horizons sulfurés	156

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.	Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des lithologies	29
Tableau 2.	Synthèse des textures et micro-structures dans les roches d'Aquilon	69
Tableau 3.	Tableau synthèse des événements de déformation et métamorphisme	89

## LISTE DES ANNEXES

Annexe I	Localisation des stations	212
Annexe II	Description sommaire des observations par station	217
Annexe III	Liste des échantillons	225
Annexe IV	Liste des mesures structurales	228

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

### **Minéraux**

AM	amphibole	PC	pistachite
AP	apatite	PY	pyrite
BO	biotite	QZ	quartz
CC	calcite	RL	rutile
CP	chalcopryrite	SF	sulfures
CL	chlorite	SP	sphalérite
EP	épidote (pistachite)	SN	sphène / titanite
FP	feldspath	TE	tellurures
GL	galène	TA	tourmaline
GR	grenat		
HB	hornblende		
KY	kyanite		
MG	magnétite		
MV	muscovite		
PG	plagioclase		
PO	pyrrhotite		

### **Fabrique et éléments structuraux**

Ac (H)	angle de chute (sens horaire)
Ap <sub>p</sub>	axe de pli P <sub>p</sub>
Ap <sub>p+1</sub>	axe de pli P <sub>p+1</sub>
D <sub>p-1</sub>	première déformation
D <sub>p</sub>	déformation principale
D <sub>p+1</sub>	troisième déformation
Lé	linéation d'étirement

L <sub>p<sub>i</sub></sub>	axe de pli intrafolial
P <sub>p</sub>	pli de deuxième génération
P <sub>p+1</sub>	pli de troisième génération
Pa <sub>p</sub>	surface axiale de pli P <sub>p</sub>
Pa <sub>p+1</sub>	surface axiale de pli P <sub>p+1</sub>
Pa <sub>i</sub>	surface axiale de pli intrafolial
S <sub>0</sub>	litage primaire
S <sub>p</sub>	foliation principale
S <sub>p-1</sub>	ancienne foliation
S <sub>p+1</sub>	clivage de crénulation (foliation tardive)

***Lithologies, textures et autre***

Dy	dyke
FLA	unité felsique du lac d'Aiguillon
I2	roche intrusive intermédiaire
I2J	diorite
I3	roche intrusive mafique

I3A	gabbro
FDL	Fleur de Lys
PO	texture porphyrique
S	roche sédimentaire
SFDL	unité sédimentaire Fleur de Lys
SF+	sulfuré
V1	volcanite felsique
tr	traces
TU	tuf
V1C	rhyodacite
V2	volcanite intermédiaire
V3	volcanite mafique
V3B	basalte
I4/V4	intrusion ou volcanite ultramafique
VG	or visible
VQZ	veine de quartz
+	altération modérée
++	forte altération
+++	altération intense

## **CHAPITRE I**

### **CADRE GÉNÉRAL**

#### **1.1 INTRODUCTION**

Ce mémoire de maîtrise porte sur la caractérisation du système aurifère filonien d'Aquilon qui est localisé sur le territoire de la Baie-James au Québec. Il est le résultat d'un projet de recherche développé en partenariat entre les compagnies SOQUEM INC, Ressources Sirios et le Centre d'études sur les ressources minérales de l'UQAC faisant suite à la découverte de nombreux indices aurifères au sein d'une petite ceinture de roches vertes de la Baie-James. La présence d'un système filonien de haute teneur en or au sein d'une séquence de roches volcaniques felsiques soulevait de nombreuses questions quant à l'origine et à la nature des veines aurifères. Ce projet permettra également de proposer des guides pour l'exploration, dans une région se distinguant à plusieurs égards des terrains plus traditionnels comme l'Abitibi.

Dans un cadre plus général, ce projet s'inscrit dans l'étude des minéralisations filoniennes en environnement déformé. Le premier chapitre présentera ainsi les différents types de gîtes filoniens afin de mieux comprendre leurs relations et leurs associations avec des terrains ayant subi au moins un événement de déformation. Le lieu d'étude sera ensuite situé à l'intérieur de ce cadre afin d'introduire les caractéristiques géologiques qui seront exposées dans le corps du texte. Le deuxième chapitre traitera du contexte lithologique de la propriété. Les différents types de roches y seront décrits et leur caractère géochimique brièvement discuté. Le chapitre trois fera l'analyse structurale du secteur d'étude en décrivant les différents aspects structuraux et texturaux enregistrés dans les roches par la déformation et le métamorphisme. Le cadre structural y sera



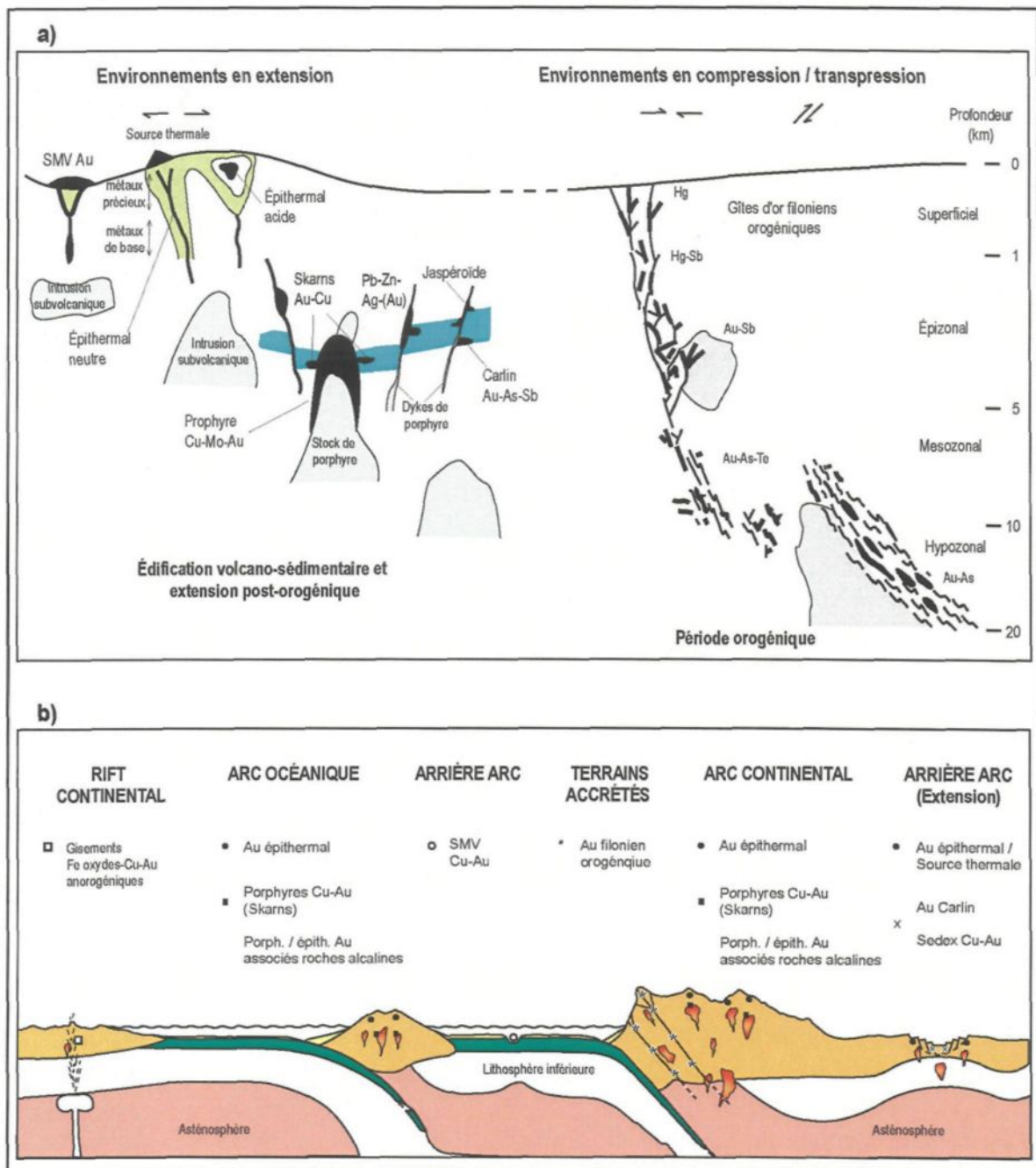
établi, ce qui permettra de définir les bases d'un modèle de déformation présenté dans la dernière partie du mémoire, soit la discussion. Le quatrième chapitre terminera la présentation des éléments descriptifs et caractéristiques de la propriété Aquilon en mettant l'emphasis sur la minéralisation et la métallogénie du système aurifère. Plusieurs zones aurifères serviront à illustrer les veines et à documenter leurs attributs typologiques (paragenèse, altération, associations métalliques, etc.). Aussi, les relations entre les veines et la déformation seront au cœur de ce chapitre. Le chapitre cinq visera à rassembler tous les éléments établis, dans le but de discuter d'un modèle de mise en place de la minéralisation, en respectant le cadre structural établi précédemment. Finalement, le dernier chapitre proposera les principaux éléments de conclusion.

## **1.2 PROBLÉMATIQUE**

### **1.2.1 Minéralisations aurifères filoniennes**

#### **1.2.1.1 Types de gîtes aurifères filoniens**

Dans la classification des minéralisations aurifères hydrothermales, l'approche géodynamique est de plus en plus favorisée (Kerrick *et al.* 2000). Contrairement au système de classification faisant référence au milieu de formation des gîtes au sein de la croûte (Figure 1a ; Gebre-Mariam *et al.* 1995 ; Poulsen 1996), on tente davantage de situer les gisements d'or en mettant l'emphasis sur les relations existant entre ceux-ci et leur environnement lithotectonique (Guha *et al.* 1988 ; Card *et al.* 1989 ; Poulsen *et al.* 1992 ; Phillips et Powell 1993 ; Groves *et al.* 1998 ; McCuaig et Kerrich 1998 ; Witt et Vanderhor 1998). Cette approche permet d'intégrer une grande quantité d'observations et de données quantitatives obtenues à plusieurs échelles. Suivant ce raisonnement, Groves *et al.* (1998) proposèrent un modèle unifié (Figure 1b) s'appliquant aux minéralisations aurifères hydrothermales formées le long de marges tectoniques convergentes. Ce modèle distingue deux grandes classes de gîtes, soit ceux associés aux épisodes orogéniques et ceux associés à des environnements en extension « anté-orogéniques » ou « post-orogénique ». Dans la première catégorie, on compte les systèmes filoniens formés en étroite relation avec les



**Figure 1.** Environnements de mise en place des minéralisations aurifères hydrothermales : **a)** Environnements de formation des gîtes d'or hydrothermaux en tectonique de collision (figure modifiée de Poulsen (1996), Groves et al. (1998) et Witt et Vanderhor (1998)) ; **b)** Illustration des différents emplacements tectoniques des minéralisations aurifères (figure modifiée de Groves et al. (1998) et Hagemann et Brown (2000)).

processus de déformation, tandis que la seconde comprend les systèmes aurifères épithermaux, porphyriques et de sulfures massifs volcanogènes (SMV).

### ***Minéralisations filoniennes orogéniques***

Les gîtes filoniens orogéniques correspondent à une classe particulière de minéralisations aurifères formées en relation avec des zones de collision. Ils présentent un contrôle structural important et montrent une association spatiale et temporelle avec les périodes majeures d'accrétion tectonique de l'Archéen à aujourd'hui (Kerrick et Wyman 1990 ; Barley et Groves 1992 ; Kerrich et Cassidy 1994 ; Groves *et al.* 1998 ; Hagemann et Cassidy 2000). Ils se retrouvent en terrains métamorphiques allant des faciès sous-schistes verts à granulites, témoignage d'une mise en place sous diverses conditions dans la croûte (Groves 1993). Des variations transitionnelles dans les styles structuraux des corps minéralisés (Witt 1993) et dans les assemblages minéralogiques d'altération (Mueller et Groves 1991 ; Eilu *et al.* 1997) reflètent également cet éventail de conditions de pression et température. Il a été démontré par plusieurs auteurs que les systèmes filoniens orogéniques sont mis en place relativement tard dans l'évolution tectonique de leur terrain hôte (Colvine 1989 ; Groves *et al.* 1989 ; Kerrich et Cassidy 1994). Ils n'auront donc habituellement subi qu'une légère partie de la déformation qu'a enregistrée leur environnement.

### ***Systèmes épithermaux***

Les minéralisations aurifères de style épithermal représentent un deuxième type de gîtes formés en relation avec une tectonique de collision. À plus petite échelle, un régime en extension est cependant commun (Figure 1 ; Taylor 1996 ; Cooke et Simmons 2000). Les systèmes épithermaux sont généralement associés au magmatisme calco-alcalin et à l'édification d'empilements volcaniques sub-aériens (Sillitoe et Bonham 1984 ; Cooke et Simmons 2000). Ils se retrouvent dans des centres volcaniques dans divers milieux tectoniques, notamment les arcs insulaires et les arcs continentaux (Elston 1994 ; White *et al.* 1995 ; Kerrich *et al.* 2000). Étant mis

en place en croûte superficielle, les gîtes épithermaux sub-aériens auront tendance à être détruits par l'érosion avant de pouvoir s'inscrire dans un épisode d'accrétion (Dubé *et al.* 1995). Pour cette raison, ils sont considérés comme étant peu susceptibles de subir un métamorphisme régional important et les exemples de gîtes épithermaux d'âge précambrien sont relativement rares. Cependant, avec l'exemple de la mine Hope Brook de Terre-Neuve, un gisement de type « high-sulfidation » formé au sein d'un arc océanique protérozoïque du terrain d'Avalon, Dubé *et al.* (1995) suggèrent que les gîtes épithermaux puissent être préservés dans des formations plus anciennes, à la condition qu'un basculement et/ou un enfouissement précoce ait eu lieu dans l'évolution de la séquence volcano-plutonique associée.

### ***Porphyres Au***

Les gîtes porphyriques se forment dans les mêmes environnements tectoniques que les minéralisations épithermales. Ils sont d'ailleurs considérés comme étant associés aux mêmes systèmes hydrothermaux que ces dernières. Alors que le milieu épithermal représente la partie sommitale de tels systèmes, les gisements porphyriques correspondent à la portion plus profonde (entre 1 et 4 km), ou proximale par rapport au magmatisme calco-alcalin (Hedenquist et Lowenstern 1994 ; Hedenquist *et al.* 1998). Selon la classification de Sutherland Brown (1976), il y aurait un type de gisement porphyrique mis en place dans les racines des volcans et encaissés dans les roches volcaniques et/ou dans l'intrusion syn-volcanique associée.

Les caractéristiques les plus distinctives de cette classe de gisement sont leurs associations spatiale, temporelle et génétique avec des intrusions porphyriques intermédiaires à felsiques et une zonalité de l'altération et de la distribution métallique, généralement centrée sur le corps intrusif associé (Sillitoe 2000). Les formes de minéralisations des porphyres s'apparentent davantage à des réseaux de fines veinules et de fractures ainsi qu'à des disséminations de sulfures. Toutefois, puisque ce type de gîtes se situe à l'extrémité d'un spectre d'occurrences minérales au sein d'un même système hydrothermal et dont l'autre extrémité peut être occupé par les minéralisations

épithermales, il n'est pas exceptionnel de rencontrer des veines aurifères dans leur environnement, surtout en périphéries des intrusions porphyriques (Rowins 2000).

### ***Environnement SMV***

Les gîtes de sulfures massifs associés à des roches volcaniques possèdent un bon potentiel de préservation puisqu'ils sont formés en milieux sous-marins. Ils sont d'ailleurs régulièrement rencontrés en terrains déformés et peuvent donc subir des changements morphologiques et minéralogiques importants. Certains gisements de sulfures massifs volcanogènes aurifères montrent de nombreuses ressemblances avec les minéralisations de type épithermal acide (Poulsen et Hannington 1996 ; Sillitoe *et al.* 1996). Dans un contexte d'arc émergent (ou en voie de submersion), ils sont considérés comme étant formés au sein de successions volcaniques felsiques, transitionnelles entre un niveau sous-marin peu profond (environnement VMS) et un niveau sub-aérien (environnement épithermal) (Poulsen et Hannington 1996). Dans des conditions semblables, les gisements formés peuvent être hybrides, c'est-à-dire qu'il pourrait y avoir superposition entre minéralisation épithermale et minéralisation de type VMS (Hannington *et al.* 1999). Selon Hannington *et al.* (1999), les exemples de tels gisements associés à du volcanisme sous-marin renforcent la possibilité de retrouver des systèmes filoniens épithermaux au sein d'arcs volcaniques anciens. Enfin, à la mine Géant Dormant, située au sein de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, les veines aurifères ont été formées dans un environnement sous-marin analogue, mais de niveau plus profond et ce bien avant les périodes majeures de déformation régionale (Gaboury et Daigneault 1999).

### 1.2.1.2 Modes de formation des minéralisations filoniennes

Dans les zones de cisaillement, la formation de zones de dilatation est intimement liée au processus de déformation des environnements des gîtes orogéniques (Hodgson 1989). La minéralisation se trouve concentrée là où les fluides sont canalisés vers un site favorable à la précipitation (piège structural ou chimique) ; généralement où le champ de contraintes des roches dévie le plus de la contrainte principale régionale  $\sigma_1$  (Ridley 1993). Les systèmes de failles, de fractures et/ou de zones de cisaillement, développés lors d'épisodes de déformation, influenceront fortement la circulation des fluides minéralisateurs (Sibson et Scott 1998 ; Vearncomb 1998). À l'échelle locale, la localisation et la géométrie des corps minéralisés seront contrôlées par des structures (failles, plans de cisaillement, systèmes de veines, intersections de failles, plis, etc.) de deuxième ou troisième ordre (Kerrick 1989 ; Poulsen et Robert 1989 ; McCuaig et Kerrich 1998 ; Neumayr *et al.* 2000). Les corps minéralisés sont formés par trois grands processus. Les veines d'extension seront toujours initialement orientées perpendiculairement à la contrainte la plus faible ( $\sigma_3$ ). Elles peuvent se développer en échelon, orientées de façon à définir une zone de cisaillement, dans des unités compétentes ou encore dans des domaines moins déformés situés entre des plans de cisaillements (Robert et Brown 1986 ; Hodgson 1989). Elles sont de forme lenticulaire mais peuvent être replissées et transposées si elles sont formées tôt dans l'histoire de la déformation. La géométrie des veines en cisaillement mime généralement celle des fractures de cisaillement. Le long de plans de cisaillement, un moyen efficace de créer des ouvertures est le chevauchement d'aspérités.

Le remplissage de failles ou de zones de cisaillement est un autre moyen efficace pour générer des veines, puisque les failles sont des sites privilégiés à la canalisation de fluides et aux fluctuations de la pression de fluides. Un moyen efficace pour permettre la formation de veines le long de failles actives, dans les environnements mésothermaux, est le mécanisme *fault-valve* de Sibson *et al.* (1988). Celui-ci est basé sur la surpressurisation de fluides hydrothermaux en régime

de raccourcissement horizontal. La pression des fluides engendre des ruptures le long de failles relativement abruptes qui agissent comme lieu de décharge et de précipitation.

Le plissement représente une troisième façon de former des ouvertures et de localiser la minéralisation. Lors du plissement par flexure (*flexural-slip*), des surfaces de décollement peuvent se développer au contact entre deux unités de compétence différente et ainsi générer une zone de dilatation dans les charnières (Keppie 1976). Ce mécanisme permet la formation de veines parallèles aux couches et localisées dans les charnières de plis, plus communément appelées « saddle reefs ». Avec la progression de la déformation, les failles localisées le long du litage se propagent et il se développe de nouvelles failles ainsi que des réseaux d'interconnexions (Sibson et Scott 1998).

Dans les systèmes pré-accrétion, on aura affaire de façon générale à une même problématique de tuyauterie et les mécanismes de formation de veines seront les mêmes (veines d'extension, veine en cisaillement et remplissage de faille). Dans les gîtes épithermaux, des failles syn-volcaniques, des réseaux de fractures développés près de la surface, la présence de nombreux dykes, des zones bréchiques et des failles normales associées au régime d'extension joueront tous un rôle important pour la circulation des fluides minéralisateurs et la localisation de la minéralisation.

### **1.2.2 Relations veines – déformation**

Les systèmes de veines aurifères très déformées sont plutôt rares ; principalement parce que les minéralisations orogéniques sont habituellement mises en place tardivement dans l'histoire tectonique d'un secteur et que les minéralisations « anté-déformation », associées à l'édification volcanique subaérienne, sont peu susceptibles d'être préservées. Cependant, dans le cas d'une tectonique polyphasée, où des épisodes orogéniques se superposent, il est possible de modifier considérablement la géométrie des veines associées aux premiers événements de déformation (ex. Gaboury *et al.* 1996). Par ailleurs, des mécanismes ont précédemment été proposés pour

permettre et expliquer la présence de veines épithermales dans les terrains fortement déformés (Dubé *et al.* 1995). Il est donc possible, malgré leur rareté, de retrouver des minéralisations filoniennes très déformées dans les ceintures volcano-plutoniques anciennes.

La distinction entre un système filonien formé avant la déformation ou tôt pendant celle-ci peut par contre devenir une tâche assez complexe. Tout d'abord parce que certains aspects distinctifs des minéralisations épithermales (anté-déformation) risquent d'être oblitérés par des changements minéralogiques, texturaux et structuraux. Des veines précoces peuvent développer des styles structuraux similaires aux veines formées pendant la déformation. Les meilleurs exemples sont sans doute la réactivation par cisaillement d'une zone d'altération entourant une veine favorablement orientée et le cas d'une veine d'extension subissant une rotation qui entraîne la schistosité sur le plan de la veine, devenant progressivement un plan de cisaillement (Hudleston 1989). Enfin, ces difficultés risquent d'être beaucoup plus accentuées dans le cas d'une tectonique polyphasée, alors qu'une région subit plusieurs épisodes successifs de déformation. Des amas minéralisés, montrant une mise en place antérieure à la dernière phase de déformation, pourraient très bien être associés à une phase de déformation antérieure.

Malgré ces difficultés, les minéralisations aurifères hydrothermales possèdent plusieurs caractères distinctifs qui peuvent fournir des informations appréciables sur leur environnement de formation (ex. Gaboury *et al.* 2000). Ainsi, on peut reconnaître des assemblages d'altération distinctifs, une association métallique particulière et un fluide minéralisateur de composition spécifique à chaque type de gisement (orogénique, épithermal, volcanogène, etc.) (Boyle 1979 ; White et Hedenquist 1990 ; Mueller et Groves 1991 ; Mikucki et Ridley 1993 ; Witt 1993 ; Poulsen 1996 ; Barnes 1997 ; Robert *et al.* 1997).

De plus, si elles sont préservées, les relations entre la schistosité et les veines fournissent d'excellents guides dans l'établissement d'une chronologie relative de la mise en place d'un système filonien par rapport à la déformation. Dans les systèmes orogéniques, les veines d'extension développées dans les zones de cisaillement actives recouperont à angle élevé la



fabrique planaire pénétrative reliée au cisaillement. L'altération en bordure des veines pourrait masquer et même détruire la schistosité de la zone de cisaillement. Les minéraux d'altération se superposant à la foliation présenteront une orientation plus aléatoire des cristaux. Par comparaison, les zones d'altération associées à des veines antérieures à la déformation pénétrative vont être très sensibles au développement de la schistosité de flux.

L'aspect mégascopique massif des veines constituées surtout de quartz ne permet pas facilement d'interpréter les relations veine - déformation. Toutefois, certaines textures internes peuvent fournir des éléments intéressants. Ainsi, les lamines de quartz des veines en cisaillement, formées lors du développement d'une zone de cisaillement, vont montrer un contraste dans l'intensité de leur déformation. Les lamines les plus vieilles seront composées de quartz polygonal et recristallisé, tandis que les lamines les plus jeunes traduiront une diminution des contraintes par un niveau de déformation beaucoup plus faible (Boullier et Robert 1992). Dans le cas de veines anté-déformation, malgré une certaine répartition de la déformation, les lamines devraient montrer un niveau similaire de réponse aux contraintes. De plus, dans des cas extrêmes seulement, des veines développeront une foliation mylonitique. Cependant, la présence d'une telle structure interne n'est pas susceptible d'être associée à la formation de veines en cisaillement. Elle est plutôt interprétée comme la conséquence d'une déformation importante superposée à la formation des veines (Robert et Poulsen 2001).

### **1.2.3 Système aurifère filonien de la propriété Aquilon**

Dans la région de la Baie-James, on distingue deux étroites ceintures de roches vertes archéennes (Figure 2) : la ceinture de La Grande au nord et la ceinture de la Rivière Eastmain plus au sud. Elles correspondent également à des ceintures métallifères montrant de nombreux indices aurifères et polymétalliques. À l'exception du gîte d'or filonien d'Eastmain (Couture et Guha 1990) et du projet Éléonore (Archer, 2006) les concentrations métalliques connues y ont cependant une importance marginale dans le contexte économique actuel. Bien que la région offre un potentiel

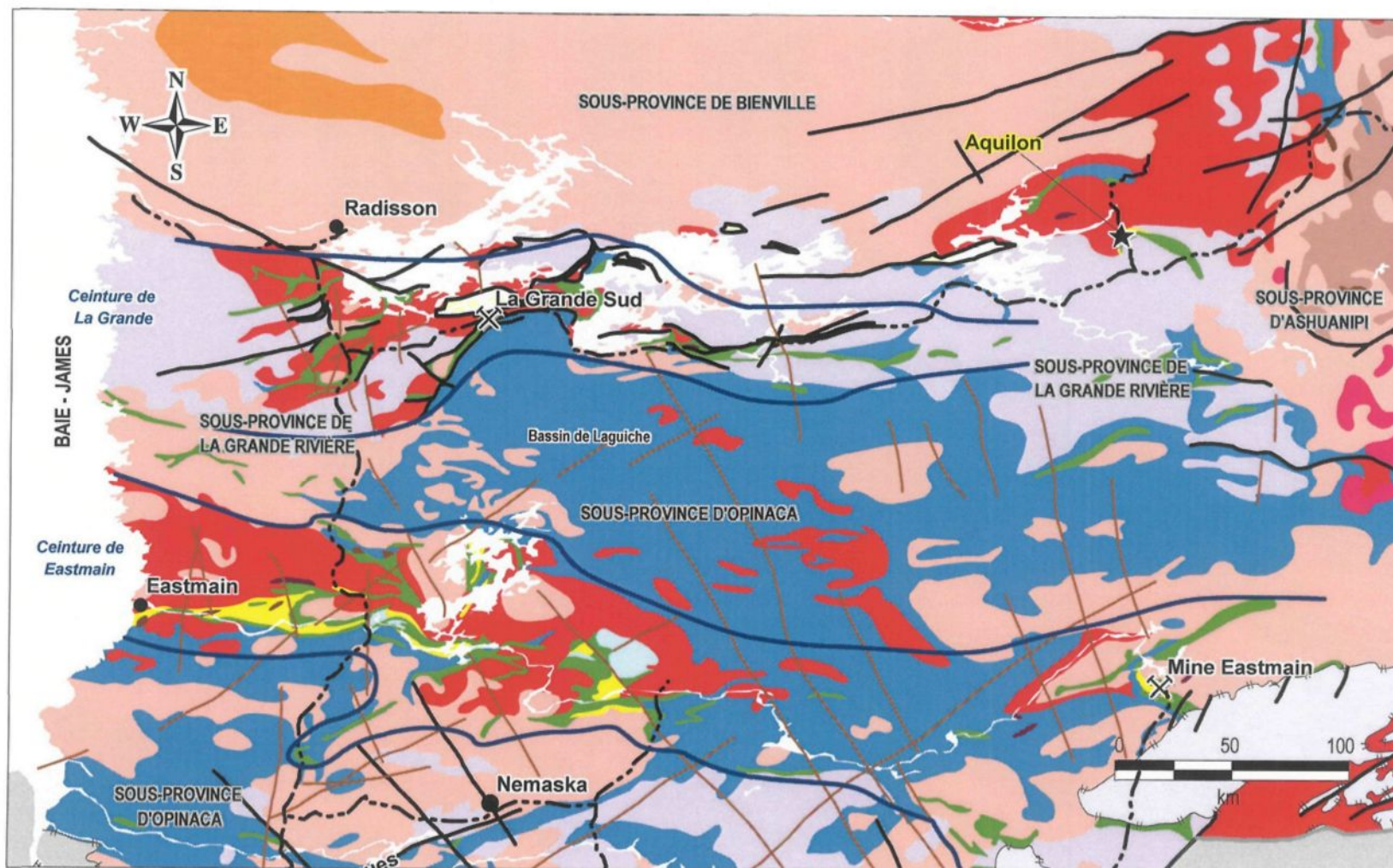


Figure 2. Carte géologique de la région de la Baie-James (Source : MRNQ, Thériault, 2002)

**Légende (figure 2 : page précédente)**



Contours des ceintures métallifères  
de la Baie-James

**Roches Protérozoïques**



Dykes de diabase et gabbro



Formation de Sakami :  
arénite, conglomérat et mudrock



Supergroupe d'Otish : dolomie à  
stromatolites, arénite, conglomérat et shale

**Archéen**

Granitoïdes pré- à syntectoniques



Gneiss tonalitiques et trondhjémiques  
et gneiss non subdivisés

Granitoïdes pré- à syntectoniques



Granite, granodiorite, monzonite et syénite



Tonalite, trondhjémite et granodiorite



Enderbite, opdalite, charnockite et  
orthogneiss granulitique



Diatexite à biotite, opx, cpx, hornblende,  
grenat, cordiérite, sillimanite et/ou andalousite



Granitoïdes non subdivisés

Roches granitiques post-tectoniques



Granite alcalin et monzogranite

Intrusions mafiques à ultramafiques



Gabbro, gabbro-norite, diorite et  
complexe de carbonatite



Pyroxénite, péridotite, hornblendite, serpentinite  
et filons-couches ultramafiques et mafiques

Roches volcaniques



Bandes volcano-sédimentaire dominées par  
des volcanites mafiques et intermédiaires



Complexes volcaniques felsiques

Roches sédimentaires



Paragneiss et schiste alumineux, formation  
de fer, marbre et granite blanc d'anatexie

aurifère intéressant (Chartrand et Gauthier 1995 ; Chartrand *et al.* 1995), l'ensemble du territoire demeure à ce jour relativement méconnu.

Au nord-est de la ceinture de La Grande, une mince bande volcano-sédimentaire d'environ 60 km de longueur par 2 à 7 km d'épaisseur, la bande d'Aquilon, renferme un complexe volcanique felsique qui abrite des minéralisations très riches en or. La minéralisation s'y présente sous deux formes, soit des (1) horizons sulfurés à faibles teneurs en Au  $\pm$  (Ag-Cu-Zn) et (2) veines de quartz à fortes teneurs en or. Les minéralisations de sulfures disséminés à semi-massifs, bien que beaucoup moins riches que les veines de quartz, apparaissent cependant plus continues (Gauthier 2003).

Le système filonien d'Aquilon présente un cas intéressant d'une minéralisation en environnement déformé. Les formes d'amas minéralisés et le contexte de formation des minéralisations semblent différents de ceux habituellement rencontrés dans les territoires traditionnels comme l'Abitibi. Ceci est principalement dû au fait que l'or se trouve dans des veines de quartz extrêmement affectées par la déformation, dans un environnement où la déformation est relativement intense, mais où le gradient de déformation est faible. À l'inverse, en Abitibi, la déformation est moins forte, mais le gradient est élevé, ce qui se traduit par l'existence de couloirs de déformation alternant avec des zones moins déformées. Puisque dans les territoires bien connus, les gîtes d'or filoniens sont génétiquement associés aux zones de déformation qui représentent des conduits préférentiels pour les fluides hydrothermaux, ces dernières représentent un potentiel de découverte fort intéressant. Sur la propriété Aquilon, il a été remarqué que la majorité des indices aurifères semblait suivre un linéament topographique orienté NE-SO, le « Corridor Aurifère du Loup » (Figure 3), et que l'attitude générale des veines était sub-parallèle à la fabrique principale, suggérant un certain contrôle structural sur la minéralisation (Desbiens 1998b ; Quirion 2000a). Par contre, peu d'évidences de l'existence d'une zone définie par un niveau de déformation supérieur ne sont observées sur le terrain. De plus, les failles ou zones de cisaillement habituellement associées aux minéralisations filoniennes orogéniques montrent

généralement un pendage fort à modéré (Sibson *et al.* 1988), alors que la propriété Aquilon est localisée dans un domaine de faibles pendages.

Les veines aurifères d'Aquilon sont principalement encaissées dans des rhyodacites, mais peuvent également se trouver au contact entre des unités différentes. Il a été reconnu qu'elles étaient fortement déformées, montrant des évidences de boudinage et de démembrement en plus d'être affectées de façon importante par la linéation d'étirement (Quirion 2000b).

Le niveau de déformation caractérisant les veines aurifères d'Aquilon suggère une mise en place relativement précoce dans l'histoire structurale de la région. Puisque ces veines présentent de très fortes concentrations aurifères, il devient important de tenter de comprendre les événements ayant menés à la formation et à la déformation du système filonien d'Aquilon. Dans l'éventualité que la déformation régionale se superpose entièrement au système filonien, les linéaments structuraux associés à la déformation principale n'auront pas la même importance du point de vue de l'exploration, même s'ils peuvent avoir disloqué et redistribué dans l'espace la minéralisation précoce. La quantité d'indices aurifères retrouvés dans la région et les teneurs très élevées donnent à ce secteur un potentiel de découverte pour un gisement d'importance. Cependant, les difficultés à suivre les corps minéralisés, tant en affleurements discontinus qu'en forage, sont intimement reliées au fait que la compréhension de la représentation spatiale des zones minéralisées est à ce jour limitée.

Devant tous ces aspects, on peut se demander à quel moment le système filonien d'Aquilon s'est formé dans l'histoire structurale du secteur ? Y a-t-il un lien génétique entre le volcanisme et la minéralisation aurifère ? Quels sont les contrôles structuraux sur la géométrie et la distribution des veines aurifères ? Enfin, les minéralisations associées aux veines de quartz se superposent dans l'espace à un autre type de minéralisation contenue dans des horizons sulfurés. Il serait intéressant de comprendre quelles sont les relations entre ces deux formes de minéralisation. Avons-nous affaire à une superposition dans le temps et l'espace de deux systèmes aurifères différents ou ces deux types de minéralisations aurifères sont-ils intimement reliés ?



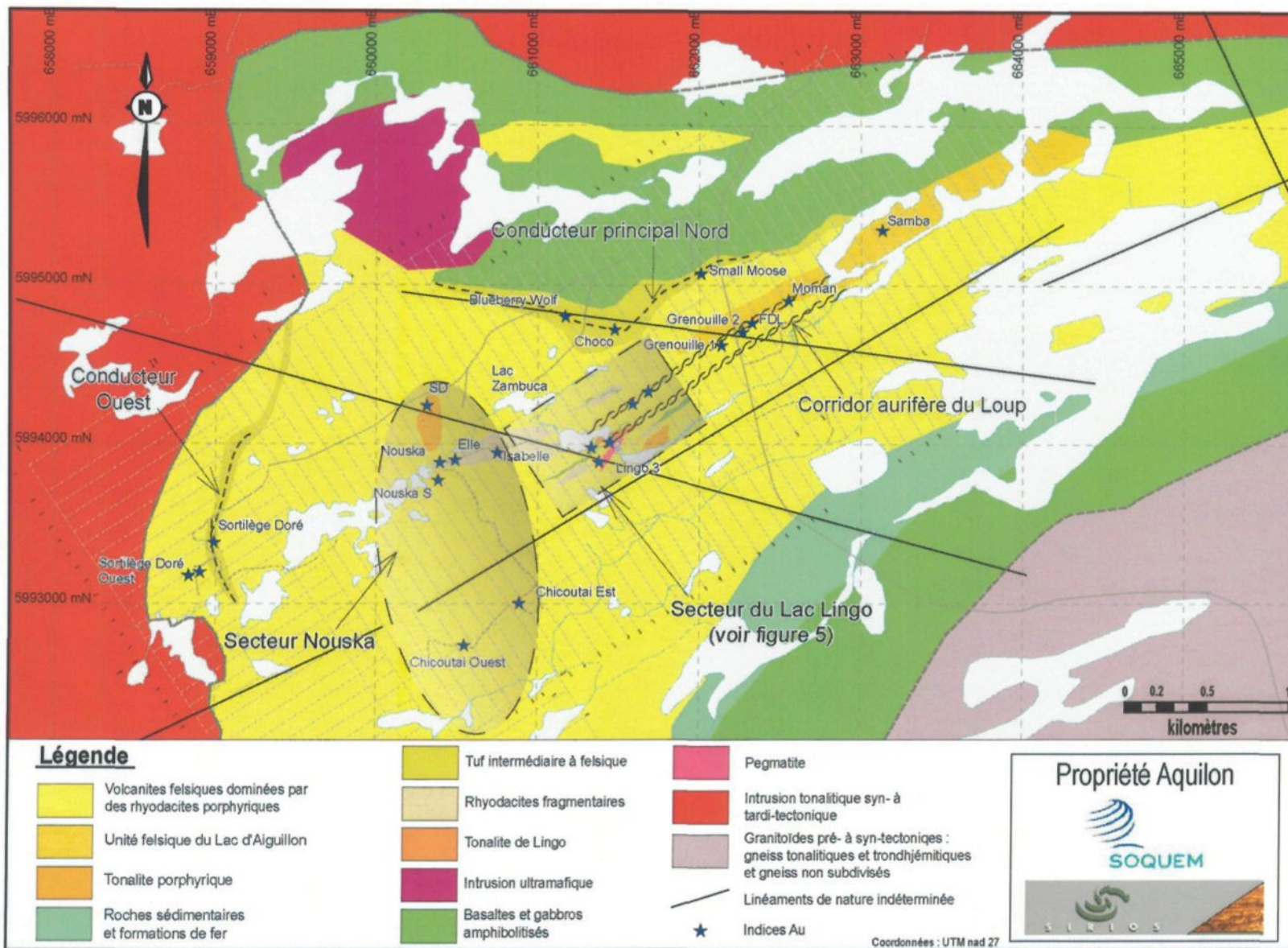


Figure 3. Carte géologique de la propriété Aquilon (modifiée de Quirion, 2000b et Gauthier, 2003)

### **1.3 OBJECTIFS**

L'objectif principal de ce projet de maîtrise est d'établir la chronologie des événements géologiques ayant façonnés le secteur de la propriété Aquilon afin de situer la mise en place du système aurifère filonien. Cela permettra de comprendre comment les différents épisodes de déformation ont pu physiquement modifier les zones minéralisées et de proposer des mécanismes de formation des veines. L'atteinte des objectifs spécifiques qui suivent devrait permettre l'établissement d'un modèle de formation du système filonien aurifère d'Aquilon et de faire la représentation géométrique tridimensionnelle de la minéralisation.

Les objectifs spécifiques sont :

- D'établir le cadre structural du secteur.
- De documenter les caractéristiques géométriques des veines et les mettre en relation avec le cadre structural.
- De documenter les attributs typologiques des veines.
- De caractériser les zones de sulfures disséminés à semi-massifs et tenter de les mettre en relation avec le cadre géologique de la propriété.
- De proposer des guides pour l'exploration.

### **1.4 MÉTHODOLOGIE**

#### **1.4.1 Travaux de terrain**

La réalisation de ce projet a impliqué des travaux effectués sur le terrain et en laboratoire. Les travaux de terrain ont permis la cueillette de données et la prise d'échantillons et ont servi à faire les principales observations nécessaires à la réalisation des objectifs établis. Les travaux de laboratoire visaient l'analyse et le traitement des données ainsi que l'examen pétrographique et structural des échantillons prélevés.

Les travaux de terrain ont été effectués à l'été 2001 et se sont greffés à une campagne d'exploration menée par les compagnies SOQUEM et Ressources Sirios. Les principaux sites d'étude sont concentrés dans le complexe volcanique felsique qui est l'hôte des minéralisations aurifères, le long d'une bande montrant une bonne densité d'affleurements (Figure 3). Notons que la plupart des indices minéralisés sont concentrés le long de cette bande affleurante et que de nombreuses zones y ont été décapées mécaniquement. De plus, mentionnons que l'accès à la propriété est facilité grâce à la route secondaire, menant aux installations hydroélectriques de Laforge-1 (LA-1) et qui recoupe la grille d'exploration. Cette grille de lignes espacées aux cent mètres a d'ailleurs servi de référence pour la localisation sur le terrain des sites étudiés (Figure 4). Toutes les stations de mesures structurales, d'échantillonnage et d'observation ont ensuite été positionnées sur système de coordonnées UTM nad27 (Annexes I et II).

Sur le terrain, les travaux incluant des levés sectoriels et de détails sur les affleurements clefs se sont essentiellement déroulés en trois volets : (1) la cartographie à l'échelle 1 : 1000 d'un secteur fortement anomal en or (Figure 5 : en pochette), (2) des sections structurales ciblées afin de recouper la fabrique planaire principale de la propriété, et (3) du travail de détail sur les principaux indices minéralisés. À travers chacune de ces tâches, des échantillons orientés représentatifs ont été recueillis, soit un total de 79 (Figure 4b ; Annexes III), et des mesures structurales ont systématiquement été relevées (Annexe IV). Les échantillons ont été choisis dans le but de représenter les diverses lithologies rencontrées, les relations texturales importantes et les structures présentes. Les mesures structurales comprennent l'attitude des fabriques plano-linéaires, l'attitude des veines de quartz de même que tous les éléments relatifs aux plis relevés (plans axiaux, axes de plis, angles d'ouvertures, etc.). Enfin, la prise de photographies s'est avérée essentielle à l'illustration des phénomènes observés (textures, structure, minéralisation, etc.).

D'après Quirion (2000b), trois secteurs filoniens se distinguent au sein de la propriété Aquilon : (1) le « Corridor aurifère du Loup », (2) le secteur du « Lac Lingo » et (3) le secteur « Mullion », maintenant appelé secteur « Nouska » (Figure 3). Cette distinction se fait selon l'auteur par



l'orientation des éléments structuraux hôtes et par la nature des faciès encaissants. Le secteur du « Lac Lingo » représente une zone particulièrement anormale en or et semble correspondre à une zone transitionnelle séparant les deux autres secteurs. Il fut donc convenu que ce secteur, couvrant une superficie de 800m par 600m, devait être privilégié pour une cartographie géologique à l'échelle 1 : 1 000. La cartographie met en évidence les différents faciès lithologiques présents ainsi que les trajectoires de la schistosité principale (Figure 5 : en pochette). En plus de compléter l'information ayant déjà été recueillie lors de travaux antérieurs, cette tâche est fort utile dans l'établissement du cadre structural de la propriété.

Afin d'évaluer le niveau d'homogénéité de la déformation et de tester l'existence d'un couloir de déformation pouvant correspondre au « Corridor aurifère du Loup, trois sections structurales ont été ciblées afin de recouper la structure principale de la propriété : une de direction E-O et deux de direction N-S (Figure 4a). L'exercice visait principalement une appréciation de l'intensité de l'anisotropie planaire associée à la déformation principale. Celle-ci a été évaluée de façon visuelle sur une échelle de 1 à 5, où la cote 5 représente l'intensité maximale et la cote 1 signifie un très faible degré d'anisotropie. Ainsi, une première section, partant de l'extrémité Ouest de la grille de lignes et se terminant à l'ouest du lac Zambuca (figure 3), a permis de recouper à la fois la fabrique principale d'orientation NNO de la portion occidentale de la bande d'Aquilon et le secteur « Mullion ». Les deux autres sections structurales suivent les lignes 22+00 E et 32+00 E. Elles visaient à recouper la fabrique principale d'orientation SO à E-O et à traverser le « Corridor Aurifère du Loup ».

Enfin, du travail de détail sur les principales zones minéralisées s'est avéré nécessaire à la caractérisation de la géométrie des veines, à la documentation des attributs typologiques des veines et à l'établissement du cadre structural. À partir des tranchées et décapages existants, des coupes perpendiculaires à la linéation d'étirement ont été reproduites avec le plus de détails possibles par des schémas à l'échelle appropriée. Il était important de procéder ainsi afin de bien observer les relations géométriques, puisque la fabrique principale de faible pendage qui

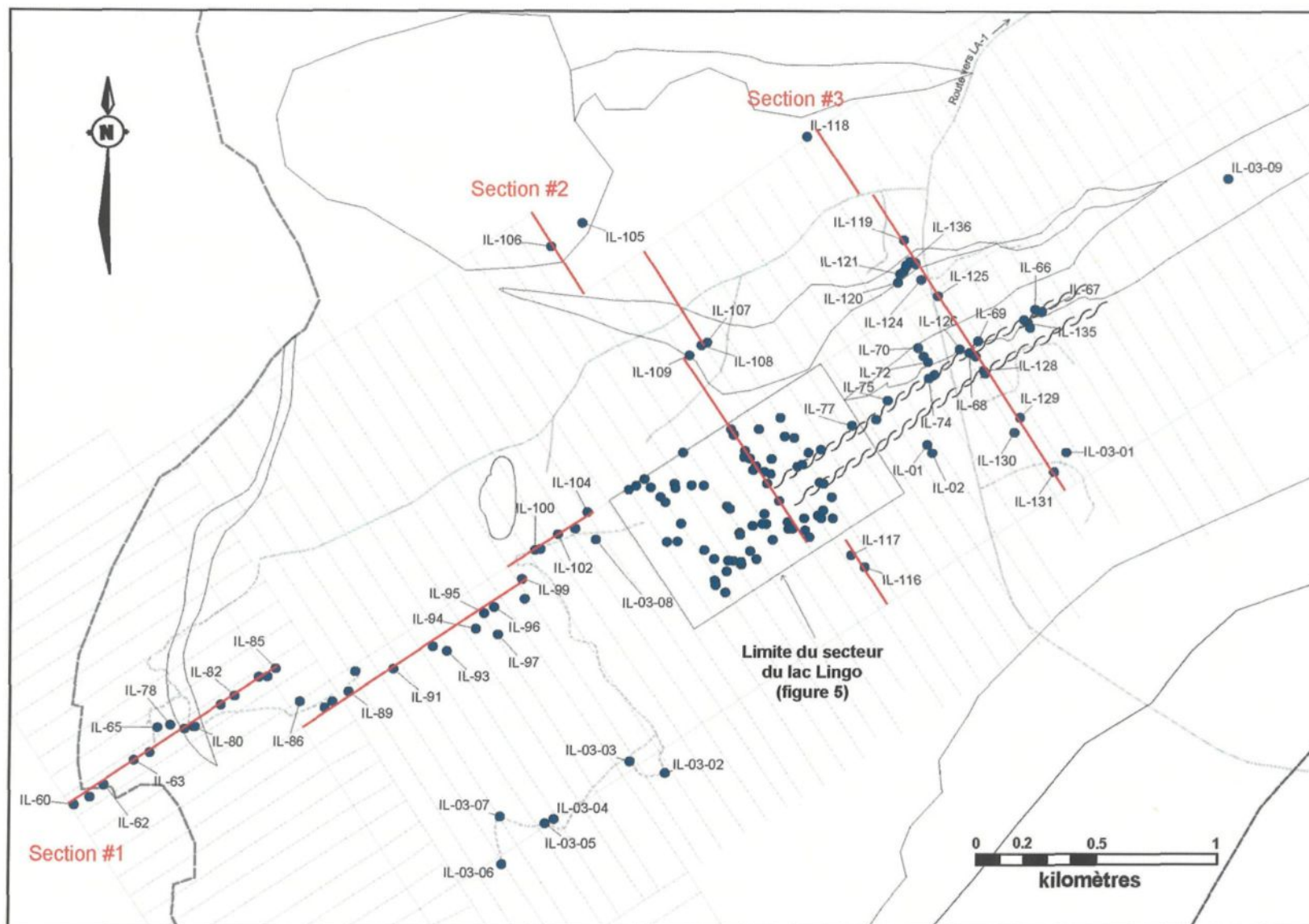


Figure 4a. Localisation des stations et des sections structurales

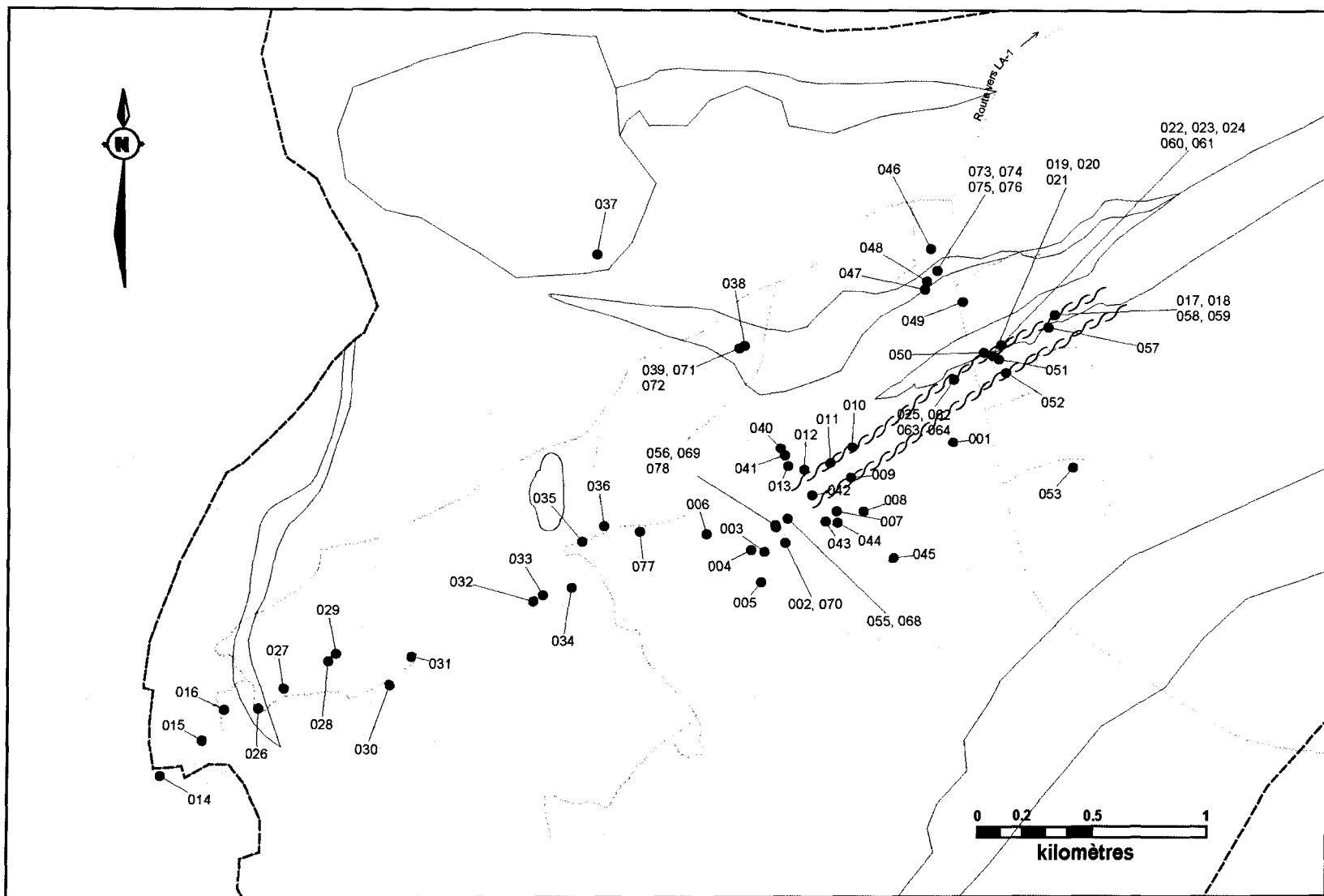


Figure 4b. Localisation des échantillons

caractérise la propriété Aquilon fausse les relations de plan. De plus, les plis présents sur les sites étudiés affectent les veines et ont des axes parallèles à la linéation d'étirement. En plus d'aider à mieux comprendre le comportement des veines aurifères et la géométrie générale des indices minéralisés, cela a servi à documenter davantage les relations chronologiques entre les veines, les dykes et les unités lithologiques, de faire la chronologie de la déformation régionale ainsi que de mieux voir les relations avec les surfaces  $S_0$ . Les indices visés par cet exercice étaient « Mōman », « Fleur de Lys », « Grenouille 1 et 2 », « Lingo Est », « Lingo Sud » et « Nouska Sud » (Figures 3 et 5), puisqu'ils fournissent de bonnes sections permettant d'observer convenablement les relations géométriques. Les zones correspondant aux minéralisations de sulfure disséminé à semi-massif ont également été visitées et une attention particulière a été portée aux indices « Small Moose », « Blueberry Wolf », « Sortilège Doré » et « Chicoutai » (Figure 3). Les zones sulfurées ont été étudiées en prenant soin de noter les caractéristiques relatives à la minéralisation, à l'altération, aux lithologies hôtes et aux éléments structuraux. Ces travaux de détail visaient à caractériser ce type de minéralisation et à le mettre en relation avec le cadre géologique de la propriété Aquilon.

En plus des données prises lors des travaux de terrain, de l'information supplémentaire a été intégrée à l'étude grâce aux banques de données des compagnies SOQUEM et Ressources Sirios. Ces données incluent des analyses lithogéochimiques par XRF, des analyses économiques pour l'or par pyroanalyse et absorption atomique et pour différents métaux par ICP-AES de même que des mesures structurales (Desbiens 1998a, 1998b ; Quirion 2000a ; 2000b ; 2002 ; Gauthier 2003).

#### **1.4.2 Travaux de laboratoire**

Les travaux de laboratoire ont tout d'abord impliqué la mise en plan de l'information recueillie sur le terrain afin de permettre un traitement géomatique de celle-ci. Ainsi, les stations, les échantillons et les mesures structurales ont été localisés sur la carte de la propriété à l'aide d'un système informatique à références spatiales, soit le logiciel MapInfo®. Celui-ci a également été utilisé pour la numérisation de la cartographie du secteur du Lac Lingo. Les schémas des coupes

perpendiculaires à la linéation d'étirement ont quant à eux été numérisés grâce au logiciel de graphisme Adobe® Illustrator®.

Une fois au laboratoire, les échantillons de terrain ont été examinés pour permettre une description mégascopique détaillée de ceux-ci et afin de prendre des mesures structurales supplémentaires. Ces dernières se sont ajoutées à celles mesurées sur le terrain pour effectuer l'analyse structurale. Les échantillons ont été préparés pour la confection de lames minces (régulières, grandes et polies). Elles devaient être orientées parallèlement à la linéation d'étirement, afin d'observer la présence d'indicateurs de cisaillement, et perpendiculairement à celle-ci, afin de permettre l'étude pétrographique des différentes lithologies et l'observation des relations structurales telle une fabrique ancienne reprise par une phase de plissement plus récente. L'étude pétrographique s'est effectuée en lumière transmise et réfléchie et les descriptions ont portées sur la minéralogie, les textures et les structures observées. Les relations entre la déformation, la minéralisation et l'altération ont également été décrites. Enfin, l'étude en lames minces a permis de documenter la paragenèse des veines.

L'analyse structurale a été réalisée à partir des mesures structurales prises précédemment. Pour faciliter l'interprétation, ces dernières ont été compilées sur stéréogrammes. Mentionnons qu'elles ont été regroupées par domaines structuraux, qui représentent des secteurs où la déformation se manifeste de façon relativement homogène, afin que les variations spatiales soient bien intégrées au traitement. L'analyse structurale constituait une étape très importante à l'intégration des données menant à l'établissement de la chronologie de la déformation. La chronologie établie a, quant à elle, permis de mieux situer la période de formation du système aurifère filonien grâce aux relations veines – fabriques.

Finalement, des diagrammes de corrélation ont été construits à l'aide des résultats d'analyse d'échantillons économiques, dans le but de tester les affinités métalliques de l'or. La minéralisation filonienne et les zones sulfurées ont été traitées séparément afin de bien distinguer leur caractère spécifique.

## 1.5 GÉOLOGIE

### 1.5.1 Contexte géologique régional

La propriété aurifère Aquilon se situe à l'extrémité nord-est de la sous-province de La Grande qui appartient à la Province du Supérieur (Figure 2), le plus vaste craton archéen préservé sur Terre (Card et Ciesielski 1986). Celui-ci s'est stabilisé suite à une importante orogénèse (l'orogénie kénoréenne) s'étant produite dans l'Archéen tardif (Card 1990). On le subdivise en sous-provinces coïncidant à des régions montrant une certaine homogénéité dans la lithologie, le style structural, le degré de métamorphisme, la signature géophysique, les âges isotopiques et les caractéristiques métallogéniques (Card et Ciesielski 1986). Ainsi, la sous-province volcano-plutonique de La Grande est bordée au nord par le domaine de roches plutoniques du Bienville, et par la sous-province volcano-plutonique de Minto, au sud par la sous-province méta-sédimentaire d'Opinaca et à l'ouest par le complexe d'Ashuanipi, constitué de gneiss de haut grade métamorphique. Les caractéristiques géologiques du La Grande seraient comparables à celles des sous-provinces de Sachigo-Uchi-Wabigoon du nord-ouest ontarien (Goutier *et al.* 2001b ; Card et Poulsen 1998).

La sous-province de La Grande est essentiellement composée d'un socle tonalitique ancien et de petites ceintures de roches vertes qui sont enveloppées et recoupées par des batholites de granitoïdes. Ces ceintures volcano-sédimentaires sont étroites, discontinues et sinueuses, mais forment de façon générale un convoi est-ouest correspondant aux ceintures métallifères de la rivière Eastmain et de la rivière La Grande (Figure 2 ; Card et Poulsen 1998). Mentionnons également que trois essaims de dykes de diabases du Protérozoïque, orientés N-S, NE et NO, recoupe la sous-province de La Grande.

Dans la région de la ceinture métallifère de La Grande, on reconnaît cinq grandes unités litho-stratigraphiques (Chartrand et Gauthier 1995). Une séquence de plate-forme arénitique interlitée de filons-couches et lopolithes ultramafiques repose en discordance sur le socle tonalitique daté à 2811 Ma (Mortensen et Ciesielski 1987). Cette séquence est surmontée de plaines de basaltes où

sont intercalés des épanchements de laves komatiitiques et qui contiennent quelques complexes volcaniques felsiques. Des conglomérats polygéniques, donnant place à une séquence de turbidites (Groupe de Rossignol-Laguiche), se retrouvent sur une discordance angulaire au-dessus des plaines de basaltes. Finalement, une suite d'intrusions de tonalite, granite et granodiorite porphyriques recoupe la stratigraphie. Il est à noter que deux cycles volcaniques distincts ont été identifiés au sein de la ceinture de La Grande, plus particulièrement dans le secteur de LG-3. Le premier, correspondant au Groupe de Guyer, est daté à 2820 Ma (Goutier *et al.* 2001b) et est associé à des komatiites, des basaltes et des tufs felsiques, alors que le second, le Groupe de Yasinski, a généré des basaltes et des rhyolites vers 2736 Ma (Goutier *et al.* 2001b).

Les roches de la région ont été déformées durant l'orogénèse kénoréenne qui s'est poursuivie entre 2720 et 2660 Ma (Thurston 1991 ; Hocq 1994) pour l'ensemble du Supérieur. Le style structural de la ceinture de La Grande résulterait d'une tectonique polyphasée associée au transport de la séquence supracrustale du nord vers le sud. La déformation se manifeste davantage dans les zones de cisaillement ou de mylonites d'orientation NE-SO à E-O, où les roches sont fortement foliées ou rubanées (Goutier *et al.* 1999 ; Goutier *et al.* 2001a). Une première phase de déformation est associée à une schistosité de flux à enveloppe grossièrement N-S. Celle-ci est reprise par une deuxième phase de déformation matérialisée par une fabrique de plan axial sub-parallèle aux grandes zones de déformation mentionnées ci-dessus (ex. Mercier-Langevin 2000 ; Goutier *et al.* 2001b). Cette deuxième phase de déformation domine et est responsable du grain structural aux échelles locale et régionale. Elle est suivie du plissement à l'échelle kilométrique des ceintures volcano-sédimentaires et des couloirs de cisaillement. Cette phase de plissement plus tardive se manifeste à l'échelle des sous-provinces par un motif en dômes et bassins. Enfin, le dernier événement de la déformation archéenne est surtout associé à des failles majeures ONO à mouvement dextre (Goutier *et al.* 2001a).

Le métamorphisme régional serait synchrone à la déformation principale (Skulski *et al.* 1984). Il se manifeste au faciès inférieur à moyen des amphibolites mais par endroits, certains assemblages

minéralogiques témoignent d'un faciès supérieur des amphibolites. Certains secteurs moins déformés de la ceinture de La Grande montrent un faciès aux schistes verts (Sharma 1979 ; Goutier *et al.* 1999).

Dans le Minto, le domaine de Goudalie présente de grandes similarités lithologiques avec la sous-province de La Grande et la région « coincée » entre le Bienville et l'Ashuanipi fait partie de l'assemblage Goudalie-La Grande. Cette région, intermédiaire entre le La Grande d'orientation générale E-O et le domaine de Goudalie d'orientation NO-SE à NNO-SSE, montre une orientation générale NE-SO à NNE-SSO et est marquée par d'une forte fabrique planaire pénétrative de direction NO (Gosselin et Simard 2001).

### **1.5.2 Géologie de la propriété Aquilon**

L'ensemble des indices aurifères de la propriété Aquilon fait partie d'un petit complexe volcanique felsique reconnu par Desbiens (1998a et b) lors de récents travaux d'exploration. Ce complexe occupe la partie occidentale d'une mince bande volcano-sédimentaire arquée, la bande d'Aquilon, qui dessine un antiforme déversé vers le sud à faible plongée vers le NNO (Figures 2 et 3 ; Sharma 1979). Cette petite ceinture serait située à l'extrémité sud-ouest de l'assemblage Goudalie-La Grande et a été affectée par l'intrusion de roches plutoniques syn- à tardi-tectoniques. Enfin, cette bande de roches vertes est dominée essentiellement par des basaltes magnésiens, des roches ultramafiques et des formations de fer, avec la présence, en proportions moindres, de roches sédimentaires, de volcanites felsiques, de nombreux dykes et filons couchés de gabbro et diorite et des masses de pegmatite (Sharma 1979 et Quirion 2000a).

La propriété Aquilon est centrée sur une séquence volcanique occupée par un complexe felsique d'affinité calco-alkaline (Desbiens 1998b et Quirion 2000a). Celui-ci est l'hôte d'un important système aurifère filonien. Les felsites sont dominées par des rhyodacites à phénocristaux de quartz, mais incluent également des volcanoclastites et des intrusions tonalitiques. Elles sont intercalées de basaltes et recoupées par un réseau de dykes et filons-



couches de gabbro très bien développé. Malgré la difficulté d'identifier ce faciès en raison de l'intense déformation, on retrouve localement des laves coussinées (ex. secteur de l'indice Small Moose : Desbiens, H. comm. pers.). D'après Quirion (2001), les gabbros sont comagmatiques avec les basaltes tholéïtiques environnants. On note aussi la présence de tufs intermédiaires d'affinité transitionnelle de même qu'une faible proportion de roches sédimentaires au sein de la séquence volcanique. Une masse intrusive ultramafique et quelques dykes de même composition sont présents dans la partie NO de la propriété (Figure 3). Enfin, des dykes de diorite lamprophyrique et des pegmatites tardives viennent compléter la succession d'intrusions recoupant la séquence volcanique.

Le métamorphisme atteint le faciès inférieur des amphibolites<sup>1</sup> comme en témoigne la présence d'assemblages de muscovite - sillimanite - biotite - grenat - staurolite (Lapointe, 2000). Localement, les roches sont rétrogradées au faciès des schistes verts. Le métamorphisme rétrograde se manifeste essentiellement par de petites veinules de chlorite, séricite, carbonate et préhnite, par la séricitisation plus ou moins intense des plagioclases et par la chloritisation des amphiboles.

La succession volcanique présente une très bonne anisotropie primaire sub-parallèle à la schistosité pénétrative. La propriété Aquilon étant localisée dans la zone charnière du pli régional affectant la petite ceinture de roches vertes, les couches et la fabrique planaire principale montrent des directions variant entre SO et O dans le secteur est de la propriété, et des directions variant entre NNO et N dans le secteur ouest. Les pendages sont relativement faibles sur l'ensemble de la propriété, mais deviennent plus abrupts vers l'ouest et le sud. Une linéation d'étirement, plongeant faiblement vers le NNE, est très bien développée dans le plan de la schistosité pénétrative.

---

<sup>1</sup> Afin d'alléger le texte, le préfixe « méta » n'est pas utilisé dans l'identification des types de roches de la propriété. Cependant, celles-ci ont toutes subi le métamorphisme régional au faciès indiqué.

La plupart des indices filoniens d'Aquilon suivent une bande affleurante localisée au centre et à l'est de la propriété. Un linéament topographique correspondant à une suite de zones marécageuses alignées E-O présente une correspondance spatiale avec la distribution des indices aurifères. De plus, les laves rhyodacitiques semblent relativement plus altérée en muscovite et en épidote le long de ce linéament. Ainsi, il a été désigné comme le « Corridor aurifère du Loup » (Figure 3 ; Quirion 2000a).

La minéralisation se présente sous forme de veines centimétriques à décimétriques qui sont composées essentiellement de quartz  $\pm$  calcite et contiennent peu de sulfures (tr-2% PY-PO  $\pm$  SP-CP-GL). Plusieurs d'entre elles contiennent des quantités importantes d'or natif. La présence de tellures associés à l'or est notable dans quelques-uns des filons de quartz. L'altération des épontes montre une minéralogie dominée par la séricite et des quantités moins importantes d'épidote et de carbonate. Les veines sont principalement encaissées dans les rhyodacites porphyriques, mais peuvent se trouver au contact entre des unités différentes. L'attitude générale de celles-ci est également sub-parallèle aux couches. Il a été reconnu que les veines étaient fortement déformées, montrant des évidences de boudinage en plus d'être contraintes de façon importante par la linéation d'étirement.

Des horizons de sulfures disséminés à semi-massifs correspondent à un deuxième type de minéralisation aurifère sur Aquilon. Ces unités à faibles teneurs en or correspondent à des tufs felsiques laminés, fortement altérés en séricite, suivant des conducteurs électromagnétiques considérés comme étant formationnels (Quirion 2000a).

## CHAPITRE II

### CARACTÉRISATION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

#### 2.1 INTRODUCTION

Le présent chapitre concerne l'identification et la description des différentes unités lithologiques de la propriété Aquilon. Il permettra de caractériser plus en détails le complexe felsique et de dresser un tableau de l'évolution magmatique du secteur. Les aspects pétrographiques détaillés ci-dessous sont résumés au tableau 1. Ce dernier contient également des informations à caractère géochimique, qui proviennent des données tirées de l'étude de Quirion (2000a ; 2000b ; 2001), dans le but de compléter la caractérisation des types de roches. Il faut cependant mentionner que la lithogéochimie n'est présentée que de façon sommaire, afin de permettre une classification des roches et d'illustrer leur affinité magmatique. Toutefois quelques considérations supplémentaires sur le milieu lithotectonique de mise en place du système seront présentées à la toute fin du chapitre.

Le complexe volcanique d'Aquilon est dominé à près de 70% par des roches de composition felsique, dont à peine 5% s'apparentent pétrographiquement à des roches intrusives. Les felsites de la propriété présentent des variations physiques, texturales et pétrographiques significatives qui permettent d'identifier une prédominance de laves rhyodacitiques porphyriques, mais également de petites intrusions tonalitiques, ainsi que de minces horizons de volcanoclastites. Des unités mafiques amphibolitisées, désignées simplement gabbros ou basaltes dans ce texte, sont intercalées au sein de l'édifice felsique. Aussi, des dykes gabbroïques centimétriques à décimétriques y étant associés recoupent les laves et les intrusions felsiques. Ces unités mafiques

sont répandues sur l'ensemble du secteur et sont communément rencontrées sur le site des minéralisations aurifères. Il est à noter que celles-ci sont sous représentées sur la carte géologique de la propriété (Figure 3) puisqu'elles forment généralement des corps de faibles puissances. On peut toutefois mieux apprécier leur constante présence sur les sites de décapages et dans les sondages effectués sur la propriété (Desbiens 1999 ; Quirion 2000 ; Gauthier 2003). Enfin, une série de dykes dioritiques à texture lamprophyrique recoupe l'ensemble des lithologies. Ceux-ci sont plus tardifs dans l'histoire magmatique de la région comme le démontrent leurs relations d'entrecouplement avec l'ensemble des lithologies.

**Tableau 1. Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des lithologies**

*a) Minéralogie*

Lithologie	QZ	PG	HB	BO	MV	CC	PC	CL	GR	SN	AP	RL	TA	SF	MG	Phénocristaux	
																QZ	PG
Volcanites felsiques	45	35-40	---	10	2-5	1	1-2	tr-2	tr	tr	tr	tr	tr	tr-2	tr-2	tr-15	---
Unité felsique du lac d'Aiguillon	40-45	35-40	---	10	2-5	1	1-2	tr-2	tr	tr	tr	tr	tr	tr-2	tr-2	10-25	tr-5
Tonalite de Lingo	40	40	1-2	7	5	tr-1	3	tr-1	---	tr	tr	---	---	2-3	tr	---	---
Unité sédimentaire Fleur de Lys	45-50	25-30	3-15	tr-20	tr	2	---	1-5	---	---	tr	---	---	tr	---	---	---
Amphibolites	tr-5	30-45	45-60	tr-5	tr	tr-1	tr-2	1-2	---	1-2	tr	---	---	tr	tr	---	0-10
Dykes dioritiques	tr-10	50	10-25	15-20	tr	tr-3	2-10	oui	---	tr	tr	---	---	tr	---	---	---

*b) Textures et géochimie*

Lithologie	Textures	Composition	Affinité
Laves felsiques	Texture porphyrique à phénocristaux de quartz	Rhyodacites	Calco-alcalin
Volcanoclastites	Tufs, tufs à lapilli et tufs à lapilli et à blocs laminés	Rhyodacites	Calco-alcalin
	Fragments (lapilli et blocs) aplatis et étirés		
	Phénocristaux de quartz dans les fragments et dans les tufs		
Unité felsique du lac d'Aiguillon	Texture porphyrique à phénocristaux de quartz ± plagioclase	Rhyodacitique (tonalite)	Calco-alcalin
Tonalite de Lingo	Texture grenue	Tonalite	Calco-alcalin
Unité sédimentaire Fleur de Lys	Texture fragmentaire : lentilles riches en BO et HB Laminé	Rhyodacitique	
Amphibolites	Faciès à phénocristaux de plagioclases (méta-basaltes) Texture porphyroblastique à porphyroblastes de HB	Basaltes et/ou gabbros sub-alcalins	Tholéiitique
Dykes dioritiques	Porphyrique à phénocristaux de hornblende et/ou biotite Écoulement laminaire en bordures des dykes	Diorites	Calco-alcalin à transitionnel

## 2.2 DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES LITHOLOGIES

### 2.2.1 Volcanites felsiques

#### *Laves*

Les laves felsiques correspondent à la lithologie la plus commune sur la propriété. Il est estimé qu'environ 60% de la superficie de la propriété Aquilon est représentée par ce type de roches. En affleurement, elles sont de couleur blanche et exposent communément de petites bandes d'oxydation parallèles à la fabrique planaire principale, alors qu'en cassure fraîche, leur couleur demeure très pâle, mais avec une légère teinte verdâtre (Planche 1). Elles sont généralement constituées de phénocristaux de quartz, au diamètre moyen de un millimètre, qui sont contenus dans une matrice de quartz et de plagioclase microcristallins (0,1-0,2 mm). Par endroit, la taille des phénocristaux peut atteindre jusqu'à 5 mm de diamètre. Certains horizons en sont toutefois dépourvus et sont identifiés sur le terrain comme un faciès aphanitique. La distribution des phénocristaux dans les laves porphyriques est grandement hétérogène ; leur concentration variant entre <1% à 20%. Le degré de recristallisation métamorphique est toutefois très élevé (voir section 3.3). Les phénocristaux sont maintenant formés de sous-grains interlobés, dont la taille demeure supérieure aux grains qui composent la matrice. De plus, les cristaux formant cette dernière montrent régulièrement un arrangement en mosaïque, impliquant une recristallisation très avancée.

La minéralogie des laves felsiques fraîches est relativement simple. Le quartz correspond au minéral présent en plus grande proportion, suivi de près par le plagioclase. À eux seuls, ils forment près de 80% du volume minéral. On retrouve aussi de la biotite, de la muscovite, de la calcite, de la pistachite, de la chlorite rétrograde, des traces à 2% de sulfures et/ou de magnétite, des traces de grenat et des minéraux accessoires atteignant localement 1% en sphène, apatite, rutile et/ou tourmaline (Tableau 1). Il est à noter que dans les zones d'altération, les proportions de muscovite et d'épidote grimpent considérablement : jusqu'à 30% de muscovite et 10% d'épidote.

Outre la texture blastoporphyrrique, on retrouve très peu de reliques de textures volcaniques primaires dans les laves felsiques. Cependant, sur le site de l'indice MA-2, on note ce qui semble

correspondre à de l'écoulement laminaire (*flow banding*) affecté par la déformation (Planche 2a). Celui-ci se traduit par la présence de fines bandes de muscovite plissées à travers une masse quartzo-feldspathique et ne sont apparentes que sur une épaisseur de quelques décimètres seulement.

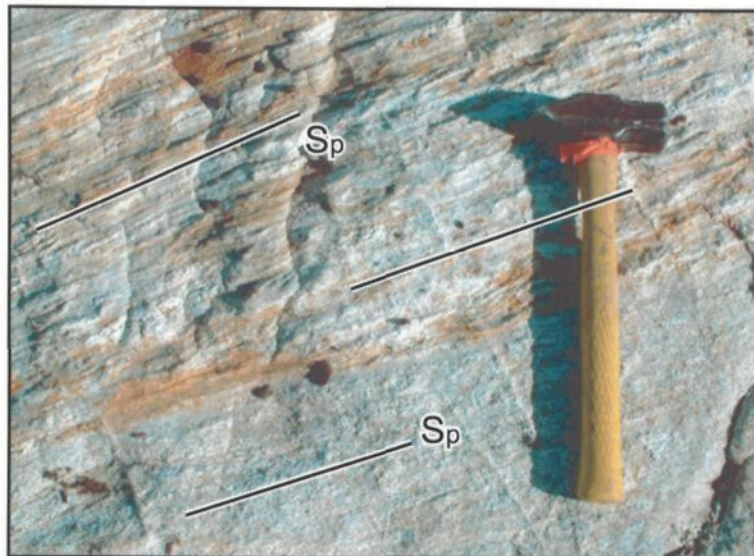
L'identification de coulées individuelles est une tâche assez ardue étant donnée le haut niveau de déformation. Cependant, dans le secteur du Lac Lingo, on a identifié un faciès fragmentaire de rhyodacite, présent en minces horizons discontinus et distribués de manière irrégulière. Celui-ci est composé de fragments monogéniques felsiques à phénocristaux de quartz qui sont contenus dans une matrice enrichie en épidote, biotite, muscovite, grenat, et magnétite. Ces horizons pourraient correspondre à des brèches de coulées bordant des lobes rhyodacitiques (Planche 2b). Cependant, lorsque les fragments sont très aplatis, il devient difficile de bien les définir. De plus, lorsque la matrice ne montre pas d'oxydation de surface, il peut être plus compliqué de reconnaître ce faciès (Planche 2c).

Sur le diagramme de classification de Winchester & Floyd (1977), les laves felsiques se situent dans le champ des rhyodacites-dacites (Figure 6a). Étant donnée l'importante proportion de phénocristaux de quartz contenu dans l'ensemble de celles-ci, elles sont considérées comme des rhyodacites. Sur le diagramme Zr vs Y de Barrett & MacLean (1994), les rhyodacites porphyriques et aphanitiques montrent une affinité magmatique calco-alkaline (Figure 6b).

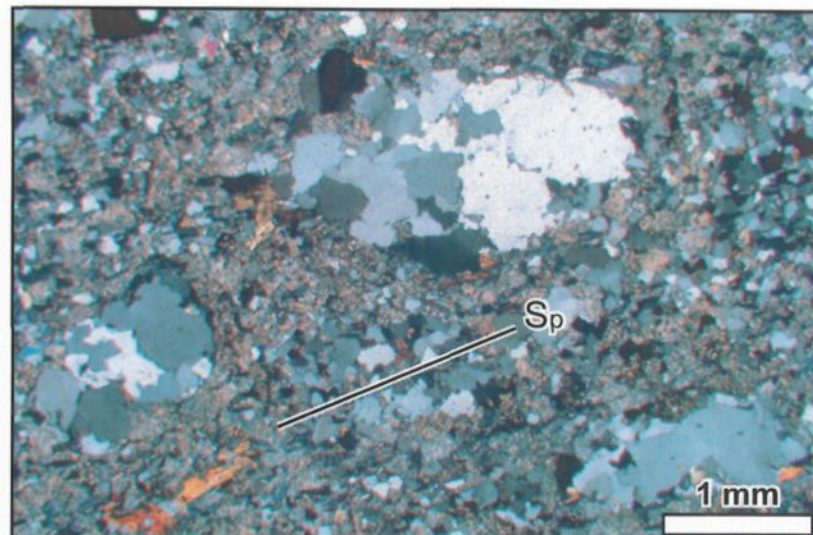
### **Volcanoclastites**

Des unités de volcanoclastites sont identifiées sur l'ensemble de la propriété, notamment dans les secteurs de « Chicoutai », « Nouska », « Blueberry Wolf » et « Small Moose » (Figure 3). Elles représentent environ 5-10% des roches présentes sur la propriété. Parmi celles-ci, on distingue des tufs, des tufs à lapilli ainsi que des tufs à lapilli et à blocs (Planche 3 ; Lapointe, 2003). Les tufs et/ou tufs à lapilli sont communément caractérisés par une structure laminée, voir litée (Planche 3b). Les lamines et les lits ont des épaisseurs variant de l'ordre de quelques millimètres

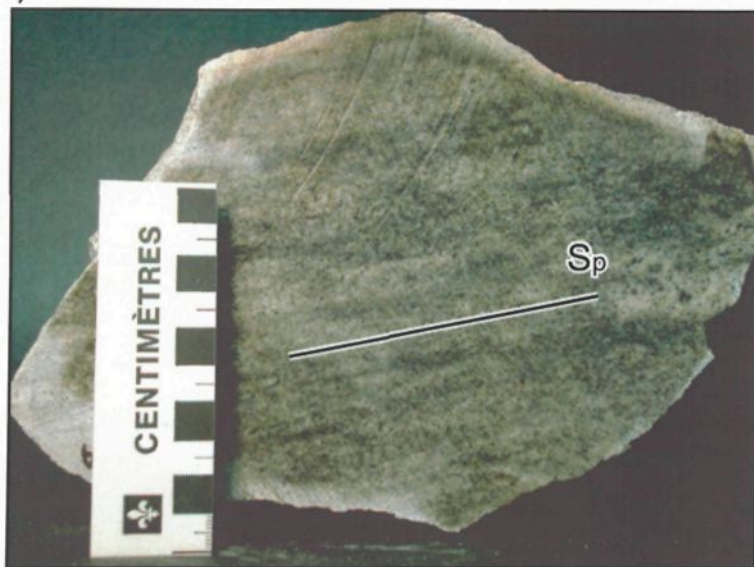
Planche 1



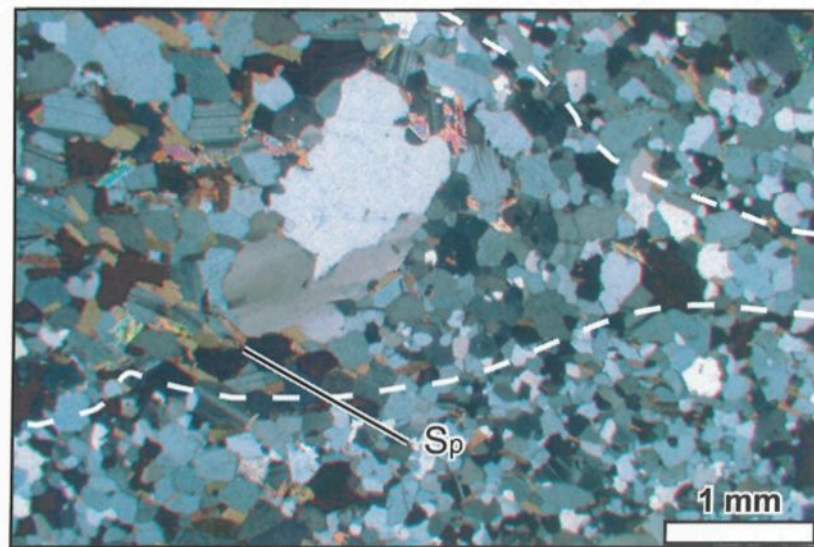
a)



b)



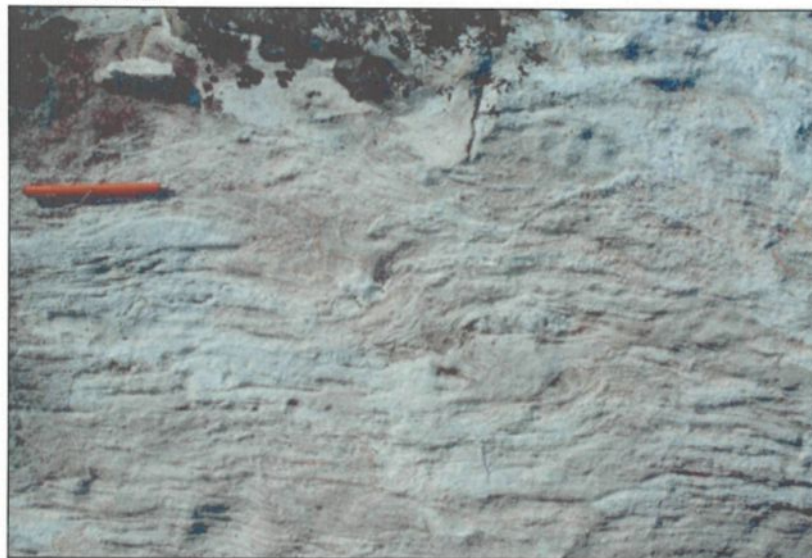
c)



d)



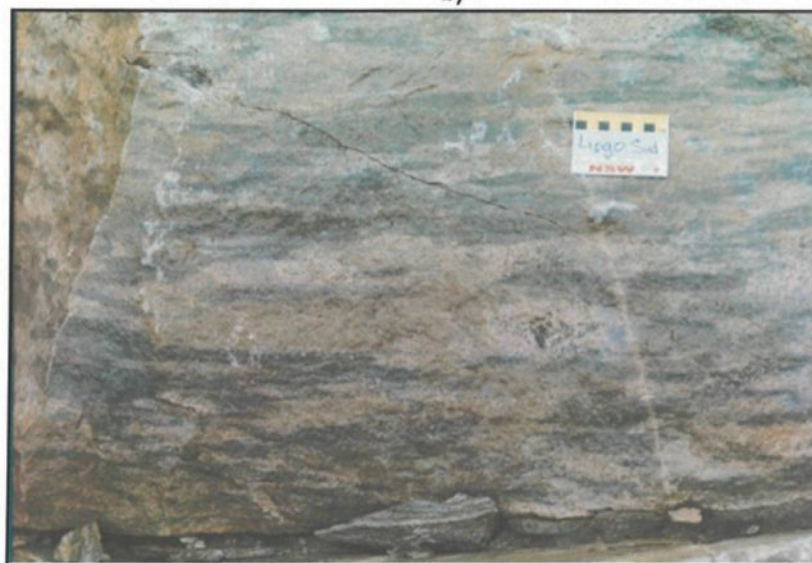
Planche 2



a)



b)



c)



### Planche 1. Laves rhyodacitiques

- a) Aspect typique des rhyodacites d'Aquilon caractérisées par une bonne fabrique planaire. Il s'agit d'un faciès porphyrique, mais les phénocristaux de quartz ne sont pas visibles à l'échelle de la photographie. Station IL-135, secteur de l'indice « Mômman ».
- b) Microphotographie d'une rhyodacite porphyrique montrant de larges phénocristaux de quartz recristallisés et déformés dans une matrice quartzo-feldspathique à texture granoblastique orientée. On peut apprécier la proportion de plagioclase puisque celui-ci est rétrogradé en séricite de manière assez intense. Lamé AQ-01-31A, station IL-90, indice « Z-1 ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.
- c) Rhyodacite porphyrique montrant une bonne foliation correspondant à Sp. Échantillon AQ-01-44, station IL-114.
- d) Microphotographie d'une rhyodacite porphyrique à texture granoblastique montrant une lentille à granulométrie plus grossière (zone délimitée par le tracé pointillé). La foliation principale est faiblement matérialisée par l'orientation des cristaux de biotite. Lamé AQ-01-34A, station IL-98. Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.

### Planche 2. Textures volcaniques préservées dans les laves felsiques et faciès fragmentaires

- a) Écoulement laminaire (*flow banding*) observé en affleurement dans une lave rhyodacitique porphyrique. Station IL-37, indice « MA-2 ».
- b) Faciès bréchique de rhyodacite à phénocristaux de quartz au contact avec un faciès massif. Station IL-113, secteur du lac Lingo.
- c) Faciès bréchique de rhyodacite à phénocristaux de quartz, caractérisé par des fragments plus difficiles à définir que dans l'exemple précédent. Ceux-ci correspondent au matériel leucocrate et sont contenus dans une matrice enrichie en minéraux mafiques (épidote, biotite et chlorite). Station IL-03, indice « Lingo Sud ».

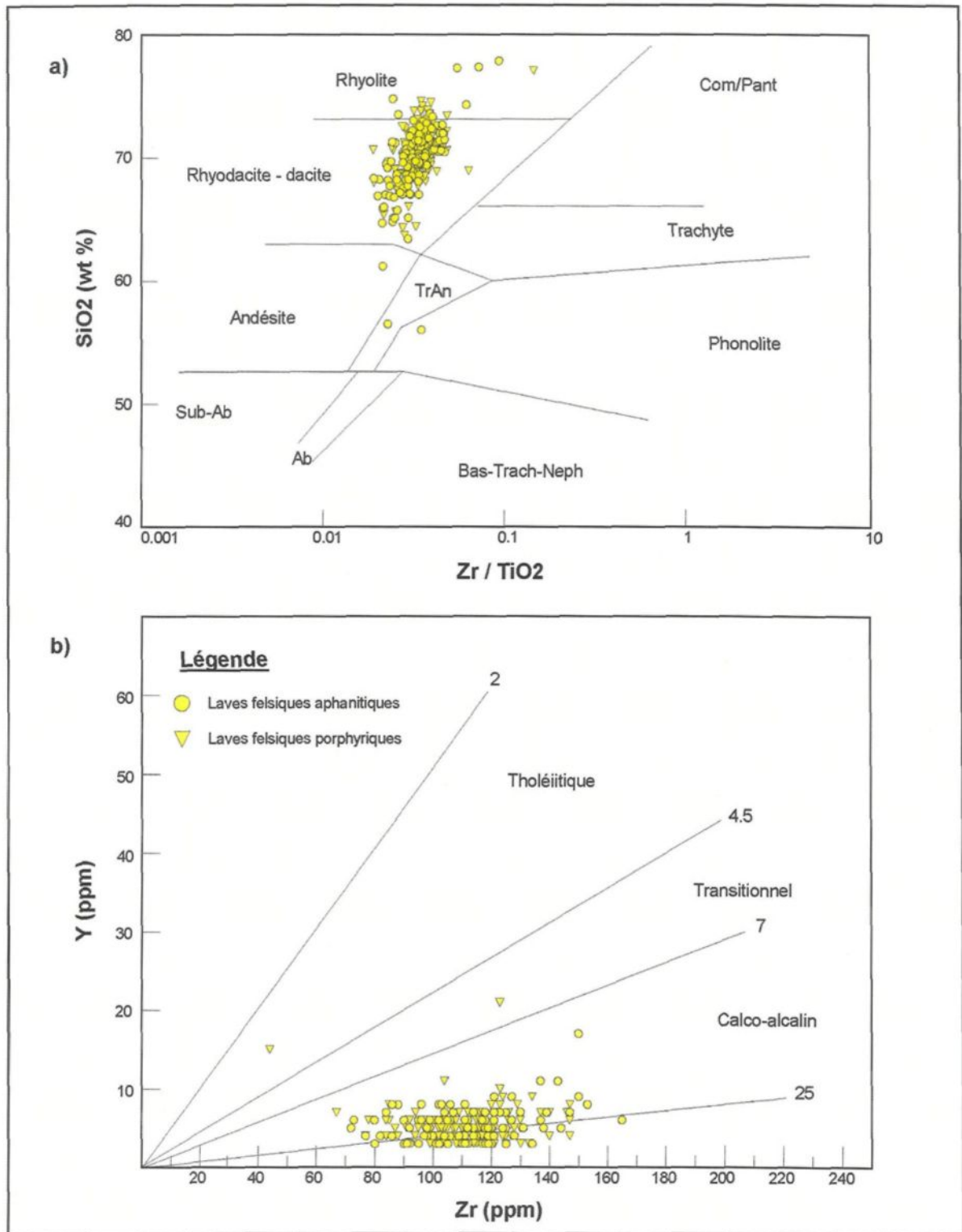


Figure 6. Diagrammes de classification des laves felsiques d'Aquilon (données tirées de Quirion, 2000a ; 2000b ; 2001 ; 2002) : a) Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 vs SiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) ; b) Zr vs Y (Barrett & MacLean, 1994).

à dix (10) centimètres. Aussi, toutes ces volcanoclastites felsiques contiennent des proportions de phénocristaux de quartz variant entre 2 et 10%. Les phénocristaux ont un diamètre moyen variant entre 0,5 et 1 mm et sont distribués essentiellement dans les fragments lithiques, mais se retrouvent également disséminés dans les tufs.

Tout comme les laves felsiques, le caractère géochimique des volcanoclastites indique une composition rhyodacitique et une affinité magmatique calco-alkaline (Figure 7). On peut donc penser que lors de la mise en place des coulées rhyodacitiques, le centre felsique a également connu des épisodes d'éruption explosive. Plusieurs processus volcaniques et mécanismes de dépôt sont proposés pour expliquer l'origine de concentrations élevées de cristaux dans les volcanoclastites (Cas et Wright, 1987). Cependant, l'interprétation quant à l'origine de tels lithofaciès sur Aquilon va au-delà de la problématique de la présente étude.

Il est à noter que les tufs rhyodacitiques décrits ci-dessus diffèrent minéralogiquement et géochimiquement des tufs intermédiaires et des tufs remaniés du conducteur principal nord identifiés par Quirion (2001). Les premiers présentent une minéralogie contenant davantage de minéraux ferromagnésiens et une affinité magmatique calco-alkaline à transitionnelle et les seconds sont particulièrement riches  $\text{TiO}_2$  (jusqu'à 3%), et montrent des ratios  $\text{Zr/TiO}_2$  caractéristiques des basaltes, alors qu'ils sont relativement siliceux (64%  $\text{SiO}_2$ ). Ceux-ci ont surtout été observés en forage et dans le secteur de l'indice « Small Moose ».

### ***Unité felsique du lac d'Aiguillon (FLA)***

L'unité felsique du lac d'Aiguillon (FLA) correspond à une grande unité de forme lenticulaire qui occupe une superficie d'environ 600 000 m<sup>2</sup>. Elle est localisée dans la partie est de la propriété, dans l'extension du Corridor aurifère du Loup (Figure 3) et est l'hôte des minéralisations aurifères des indices « Grenouille 2 », « Fleur de Lys » et « Môtman ». Cette unité correspond à un faciès distinct de laves rhyodacitiques porphyriques, présentant une allure plus massive, montrant un

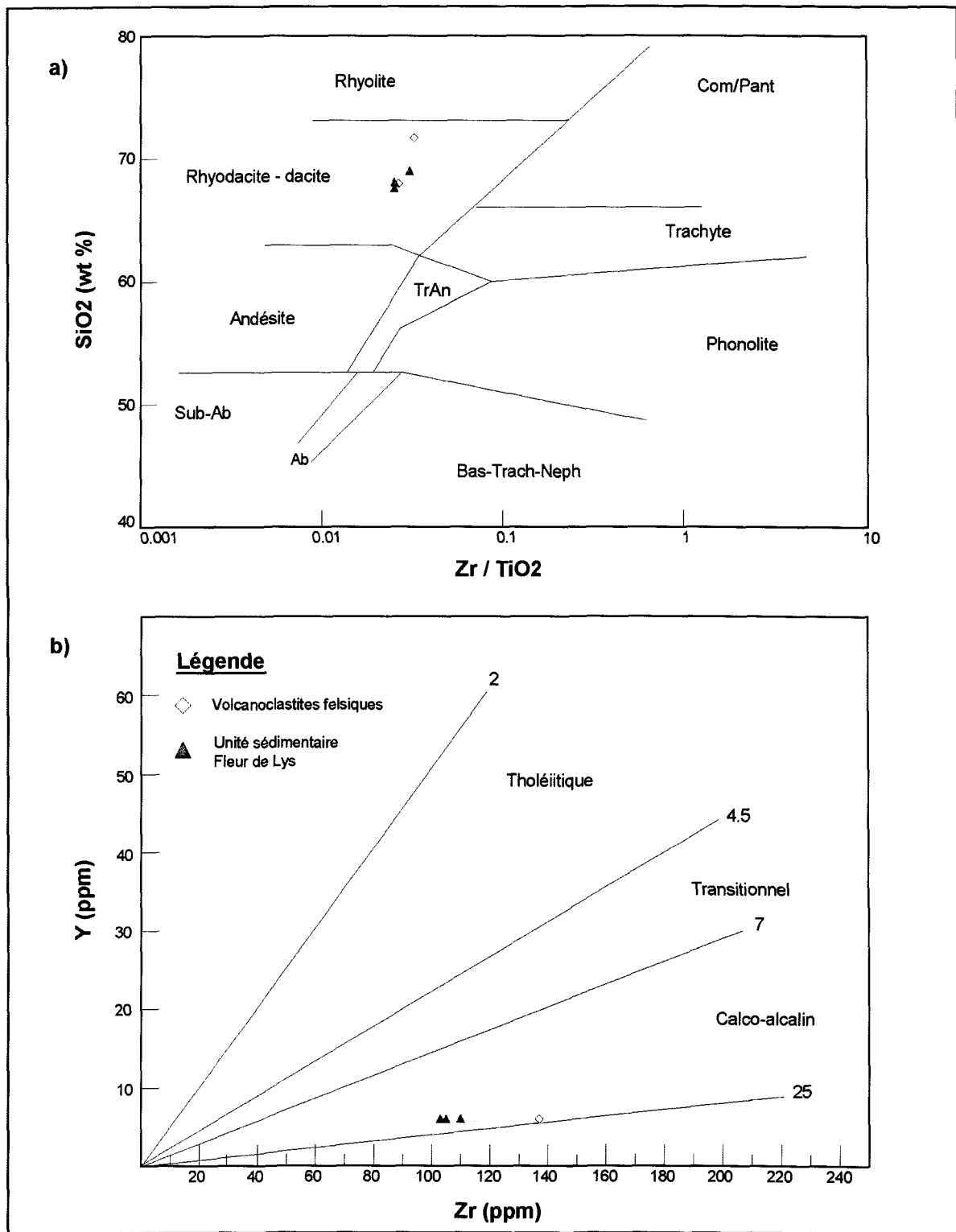


Figure 7. Diagrammes de classification des tufs felsiques et de l'unité sédimentaire Fleur de Lys (données tirées de Quirion, 2000a ; 2000b ; 2001 ; 2002) : a) Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 vs SiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) ; b) Zr vs Y (Barrett & MacLean, 1994)

grain légèrement plus grossier et contenant des proportions de phénocristaux de quartz plus importantes (Planche 4a et 4b). Un certain questionnement à propos de la nature de cette unité persiste cependant. Il demeure incertain s'il s'agit d'une masse sub-volcanique ou, comme suggéré ici, une coulée d'épaisseur plus importante et contenant davantage de phénocristaux.

Dans le secteur des indices énumérés ci-dessus, la proportion de phénocristaux de quartz contenus dans l'unité du lac d'Aiguillon est de 10 à 20 %. Leur diamètre moyen est de 1,5 à 2 mm, mais on retrouve des cristaux atteignant jusqu'à 7 mm de diamètre. De l'extrémité ouest de la tonalite vers le secteur de la presqu'île du lac d'Aiguillon, où l'on retrouve l'indice « Samba » (Figure 3), on remarque une nette augmentation dans la proportion des phénocristaux de quartz et l'apparition de phénocristaux de plagioclase. Dans la portion est de cette unité felsique, la quantité de phénocristaux de QZ-PL tourne autour de 20 à 30 % (Lapointe, 2003).

Sur le diagramme de classification de Winchester & Floyd (1977), des échantillons provenant de l'unité du lac d'Aiguillon se situent dans le champ des rhyodacites-dacites (Figure 8a). Tout comme les laves rhyodacitiques précédemment décrites, celle-ci montre une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 8b).

### **2.2.2 Tonalite de Lingo**

La tonalite de Lingo (Planche 4c et 4d) occupe une petite superficie d'environ 12 000 m<sup>2</sup> aux abords de la rive sud du lac Lingo. Elle correspond à une petite masse lenticulaire aux contacts transposés dans les laves rhyodacitiques environnantes (Figure 5). En surface altérée, elle présente une couleur beige à rouille, alors qu'en cassure fraîche, sa couleur blanche est tachetée de petits grains noirs. L'apparence « mouchetée » de cette unité est causée par la présence de biotite, d'épidote, de hornblende et de sulfures disséminés dans un assemblage de quartz, de feldspath, de muscovite, de calcite et de chlorite (Tableau 1a). Par rapport à l'unité felsique du lac d'Aiguillon, celle-ci a davantage l'apparence d'une roche intrusive, comme en témoigne sa texture

Planche 3



a)



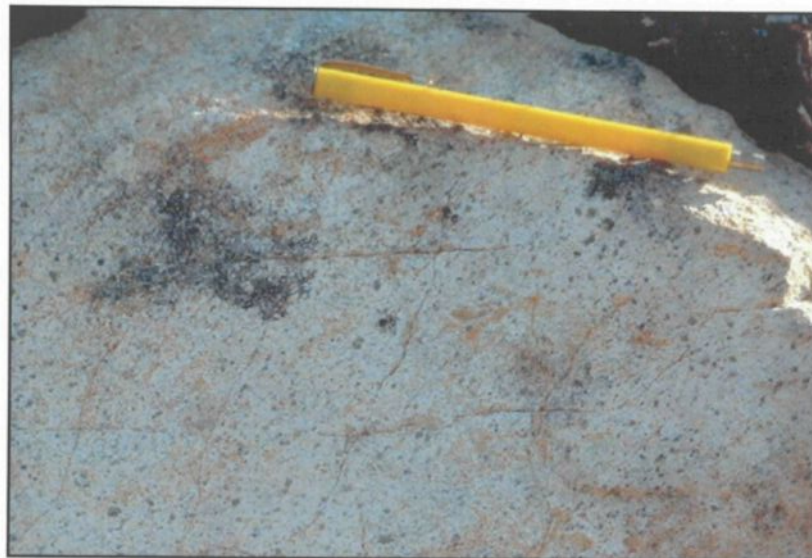
b)



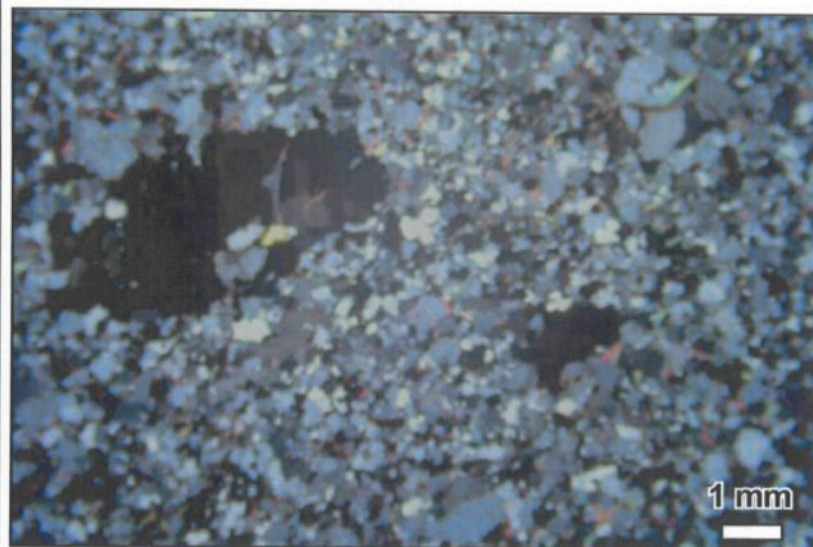
c)



Planche 4



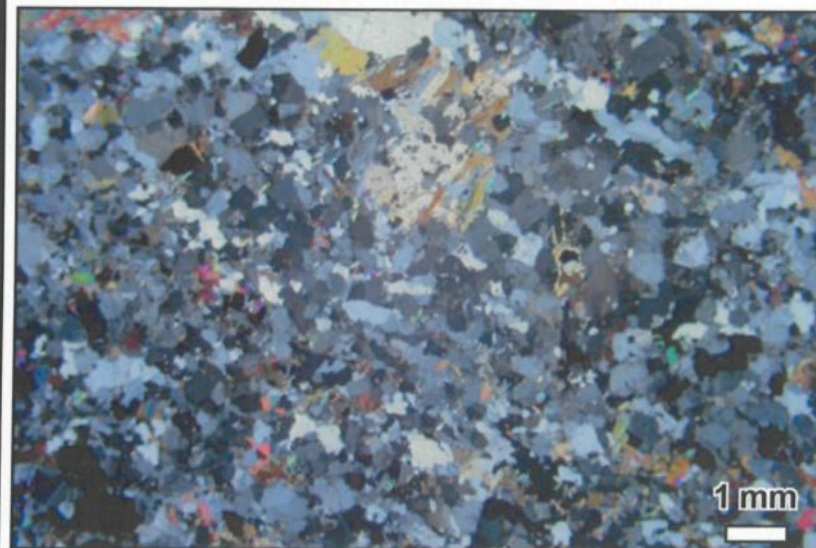
a)



b)



c)



d)

**Planche 3. Volcanoclastites felsiques**

- a) Tuf à lapilli enrichi en grenat. Le plissement présent affecte la fabrique planaire principale Sp sub-parallèle au litage primaire. Station IL-03-08, indice de la veine « Isabelle ».
- b) Tuf lité du secteur « Chicoutai ». Station IL-03-06
- c) Tuf à lapilli et à blocs du secteur « Chicoutai ». Station IL-03-03

**Planche 4. Unité felsique du lac d'Aiguillon et tonalite de Lingo**

- a) Unité felsique du lac d'Aiguillon très riche en phénocristaux de quartz. Station IL-135, secteur de l'indice « Môman ».
- b) Microphotographie de l'unité felsique du lac d'Aiguillon montrant un phénocristal de quartz légèrement aplati dans le coin supérieur gauche du cliché. lame AQ-01-50A, station IL-126, indice « Grenouille 2 ». Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- c) Tonalite de Lingo montrant une texture grenue. Échantillon AQ-01-54, station IL-132, indice « Lingo E ».
- d) Microphotographie de la tonalite de Lingo. lame AQ-01-54A, station IL-132, indice « Lingo E ». Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.



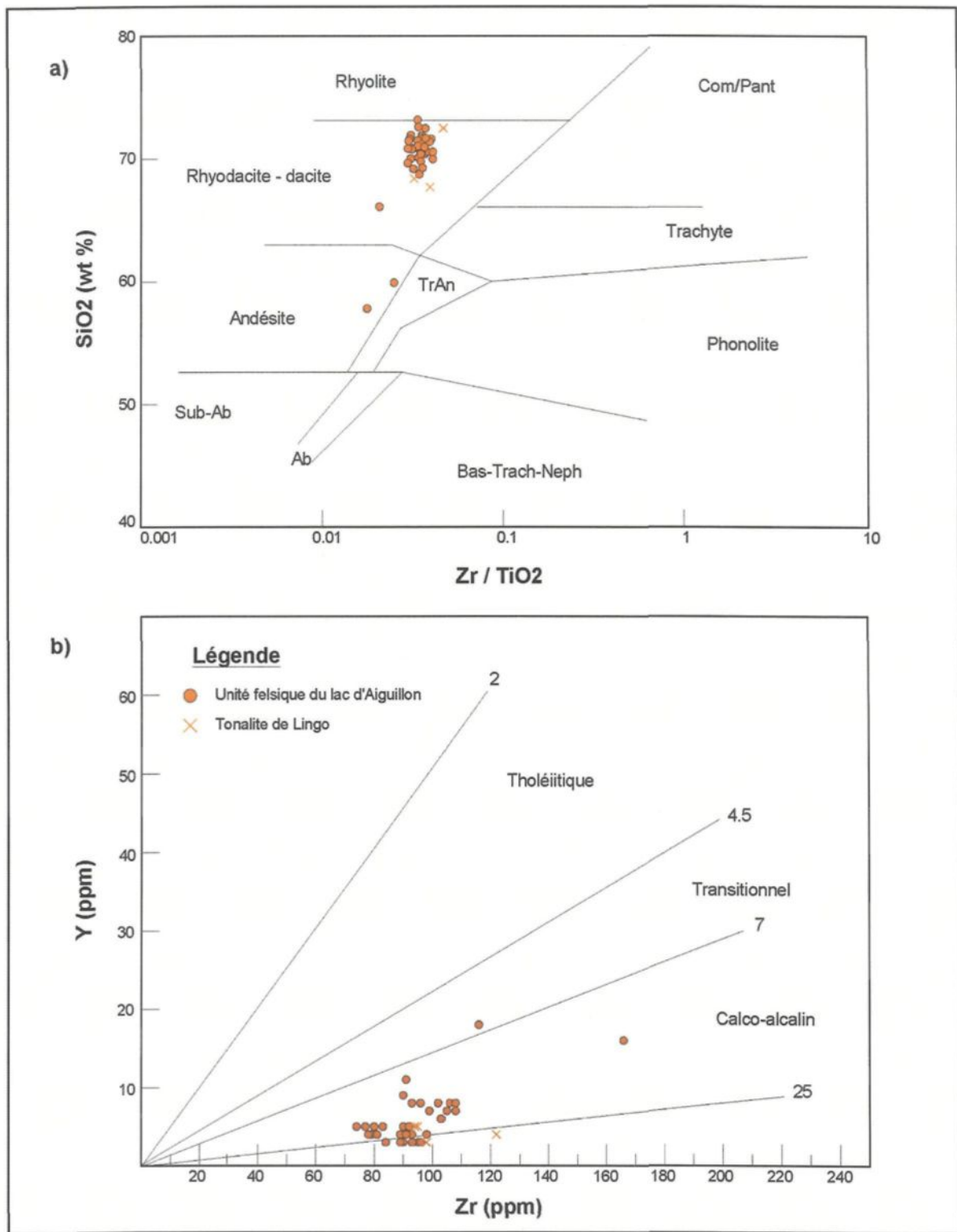


Figure 8. Diagrammes de classification de l'unité felsique du lac d'Aiguillon et de la tonalite de Lingo (données tirées de Quirion, 2000a ; 2000b ; 2001 ; 2002) : a) Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 vs SiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) ; b) Zr vs Y (Barrett & MacLean, 1994)

grenue. Une des caractéristiques distinctives de la tonalite de Lingo est d'ailleurs l'absence de phénocristaux. Comparativement aux laves felsiques du secteur, le grain minéral dans la tonalite de Lingo est beaucoup plus grossier (0,5 mm de diamètre moyen) et la forme des grains y est très irrégulière.

Bien que la tonalite de Lingo soit nettement différente pétrographiquement des laves rhyodacitiques et de l'unité felsique du lac d'Aiguillon, son caractère géochimique demeure toutefois impossible à différencier de ces dernières (Figure 8). Pour cela, elle est considérée comme une petite intrusion sub-volcanique.

### **2.2.3 Unité sédimentaire Fleur de Lys (SFDL)**

Dans le secteur des indices « Fleur de Lys » et « Môman », on retrouve une unité fragmentaire de couleur gris-beige interprétée comme une unité sédimentaire. Celle-ci contient de minces lentilles centimétriques brun verdâtre riches en biotite et en hornblende qui correspondent à des fragments lithiques plissés et très aplatis (Planche 5). Les lamines représentent un litage primaire sub-parallélisé à la fabrique principale. En lames minces, le litage primaire est perceptible grâce à la présence de bandes millimétriques à centimétriques riches en biotite et/ou hornblende (Planche 5b). De plus, on retrouve de rares zones présentant une granulométrie primaire caractérisée par des grains de quartz arrondis. Ces cristaux sont surtout préservés dans des horizons riches en plagioclase altéré par la séricite et l'épidote. Leur présence appuie l'hypothèse de l'origine sédimentaire pour cette unité. Ailleurs dans la roche, le quartz se présente en plages de grains recristallisés et aplatis par la déformation, dessinant ainsi une texture granoblastique orientée.

L'assemblage minéralogique de cette roche est dominé par le quartz qui constitue près de 45% du volume minéral. Les autres minéraux sont le plagioclase, la biotite, la hornblende, la calcite et la chlorite en remplacement de la hornblende (Tableau 1). Puisque le litage primaire s'exprime par des lamines reproduisant un gradient compositionnel, des variations importantes dans les rapports minéralogiques sont notables à l'échelle de la lame mince. De plus, lorsque la hornblende devient

très abondante, on remarque une nette diminution, voir une absence de biotite. Localement, le plagioclase est très altéré en séricite et en épidote. Contrairement à la pistachite communément rencontrée dans les felsites et les amphibolites, l'épidote d'altération du plagioclase se présente sous forme de granules brunes ultra-microscopiques (Planche 5c) pouvant correspondre à la variété zoïsiste (ou clinozoïsiste). La biotite et la hornblende matérialisent relativement bien la fabrique planaire principale dans cette roche (Planche 5b). Toutefois, on remarque dans les niveaux et lentilles plus riches en micas, les bâtonnets de biotite sont réorientés selon  $Sp+1$  (Planche 5 : b et c ; voir aussi le chapitre 3).

Malgré une texture qui suggère une origine sédimentaire pour cette unité, on remarque sur les diagrammes de classification de la figure 7 que celle-ci ne se discrimine pas des volcanites felsiques. De plus, bien que l'unité SFDL soit plus riche en minéraux ferromagnésiens que ces dernières (ce qui se reflète par des proportions de  $MgO$  et  $Fe_2O_3$  légèrement supérieures), les échantillons analysés ne manifestent pas de différence géochimique majeure, tant pour les éléments traces que pour les éléments majeurs. Il est suggéré que les sédiments formant cette roche proviennent des felsites environnantes ou encore que l'unité SFDL corresponde à un tuf remanié.

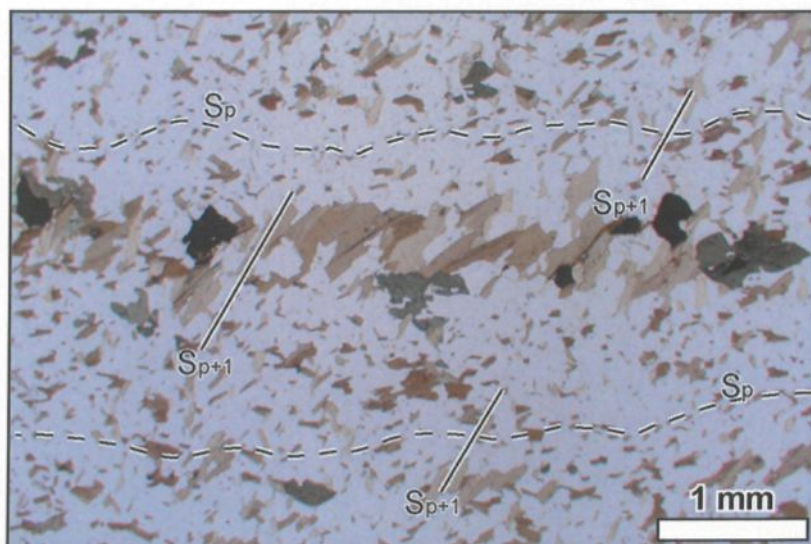
#### **2.2.4 Basalte et dykes et filons-couches de gabbro**

Partout sur la propriété, des horizons mafiques sont intercalés dans les felsites et de nombreux dykes de gabbro recoupent celles-ci. Ces mafites correspondent à près de 30% des roches d'Aquilon. Alors que les dykes de gabbros centimétriques à décimétriques (Planche 6a), transposés par la déformation principale et associés aux horizons plus massifs, sont clairement reconnus comme des gabbros métamorphisés, il est beaucoup plus difficile d'identifier avec certitude le protolithe des unités concordantes. Cela est attribuable au fait que les relations de recoupement sont masquées par l'intensité du plissement isoclinal et que le niveau de déformation et la recristallisation métamorphique ont grandement participé à la destruction des textures

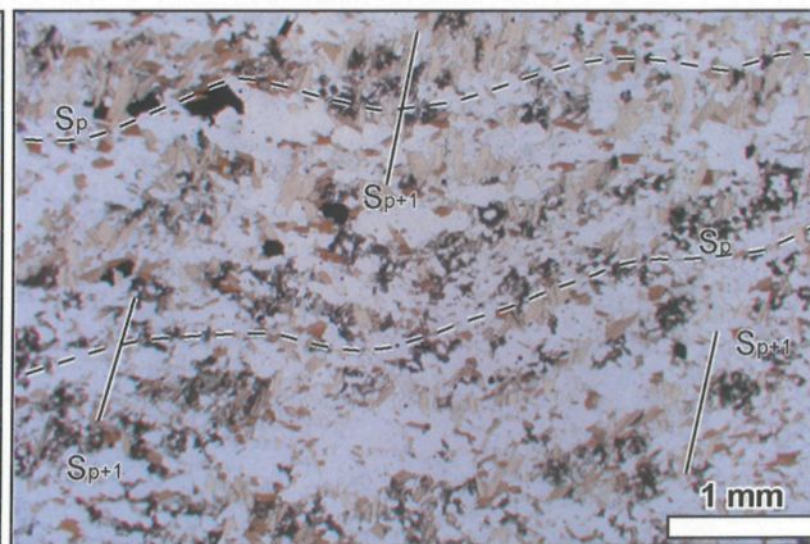
Planche 5



a)



b)



c)



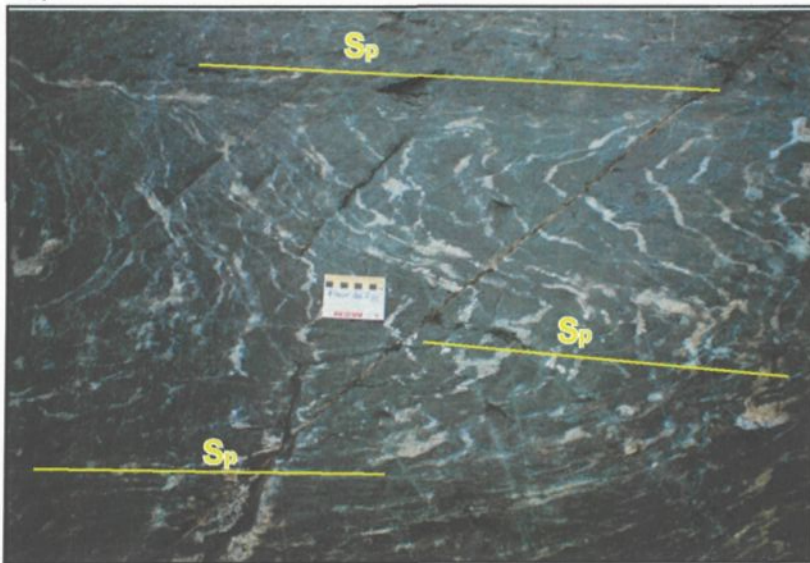
Planche 6



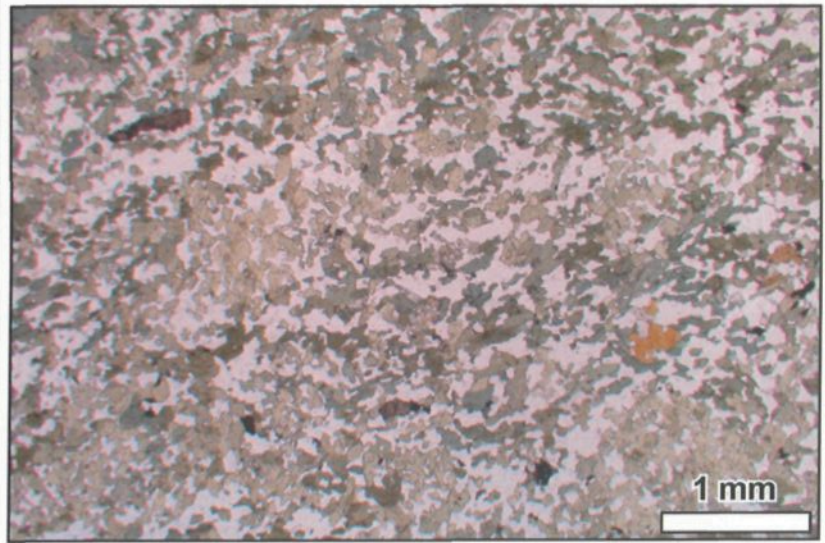
a)



b)



c)



d)

### **Planche 5. Unité sédimentaire Fleur de Lys**

- a) Unité sédimentaire Fleur de Lys présentant des lentilles verdâtres (BO-HB) plissées de manière isoclinale (Sp de plan axial). Échantillon AQ-01-61, station IL-69, indice « Fleur de Lys ».
- b) Microphotographie de l'unité sédimentaire Fleur de Lys montrant une mince lentille de BO-HB sub-parallèle à la fabrique principale. Lame AQ-01-61A, station IL-69, indice « Fleur de Lys ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière naturelle, 2,5x.
- c) Microphotographie de l'unité sédimentaire Fleur de Lys présentant une altération sous forme de plages brunâtres ultra-microscopiques (zoïsiste - clinozoïsiste ?). Il est à noter la plus grande proportion de biotite coïncidant avec une foliation Sp+1 davantage pénétrante. Lame AQ-01-23A, station IL-69, indice « Fleur de Lys ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière naturelle, 2,5x.

### **Planche 6. Basaltes et dykes gabbroïques associés**

- a) Dyke de gabbro recoupant des volcanites felsiques et légèrement transposé par la fabrique planaire principale. Le marteau à l'extrême droite de la photo sert d'échelle. Station IL-121, indice « Small Moose ».
- b) Basalte glomérophyrique à mégacristaux de plagioclase rencontré dans le secteur de « Sortilège Doré ».
- c) Unité de basalte montrant le litage primaire affecté par du plissement isoclinal. Cette phase de plissement est associée au développement de Sp. La carte servant d'échelle fait 8cm de largeur. Station IL-69, indice « Fleur de Lys ».
- d) Microphotographie du basalte de l'indice « Fleur de Lys » (Planche 6c) caractérisé par une fine granulométrie et une bonne foliation (OSO-ENE sur le cliché). Lame AQ-01-24A<sub>2</sub>, station IL-69. Champ de la photo : 5,4 mm, lumière naturelle, 2,5x.

et des structures ignées originelles. On reconnaît toutefois, dans le secteur de Sortilège Doré, un faciès de basalte glomérophyrique à mégacristaux de plagioclase (Planche 6b). Sur l'indice Lingo W, une unité relativement massive à phénocristaux de plagioclase est aussi classifiée comme une volcanite mafique. Aussi, en de rares endroits sur la propriété, on observe le litage primaire des basaltes qui se manifeste par un rubanement compositionnel (Planche 6c).

Les roches mafiques sont de couleur vert foncé à noire et sont surtout constituées de hornblende et de plagioclase. Les autres minéraux communément rencontrés sont la biotite, le sphène, la chlorite, la pistachite, le quartz et la calcite. Des minéraux accessoires comme l'apatite et des oxydes (grains opaques) sont également présents en traces. D'une unité à l'autre, la granulométrie varie considérablement. À titre d'exemple, le basalte de l'indice « Fleur de Lys » (Planche 6c et 6d) a un grain très fin de 0,1 mm de diamètre moyen, tandis que dans le secteur de Sortilège Doré, des niveaux semblant plus gabbroïques ont un grain moyen de 1 à 1,5 mm de diamètre moyen. Il est à noter que les cristaux de hornblende sont généralement plus grossiers que l'assemblage de plagioclase. Aussi, dans certains cas, la hornblende forme des agrégats (phénocristaux ?) recristallisés en arrangements enchevêtrés qui peuvent atteindre jusqu'à 7mm de diamètre.

Quelques rares unités (moins de 1% des roches de la propriété) montrent des concentrations très élevées en MgO (> 15%). Celles-ci sont considérées comme des basaltes magnésiens (Quirion, 2001). Pétrographiquement, ces roches sont très riches en amphibole (> 80%), contiennent du talc et présente une bonne proportion d'oxydes de fer (Lapointe, 2000). De plus, contrairement à la majorité des roches mafiques du secteur, ce faciès est très magnétique. Bien qu'il soit marginal dans le secteur de la propriété aurifère Aquilon, le faciès de basalte magnésien, tout comme l'ensemble des roches mafiques, devient nettement plus abondant à l'échelle régionale, au sein de la ceinture volcano-sédimentaire d'Aquilon (Sharma, 1979).

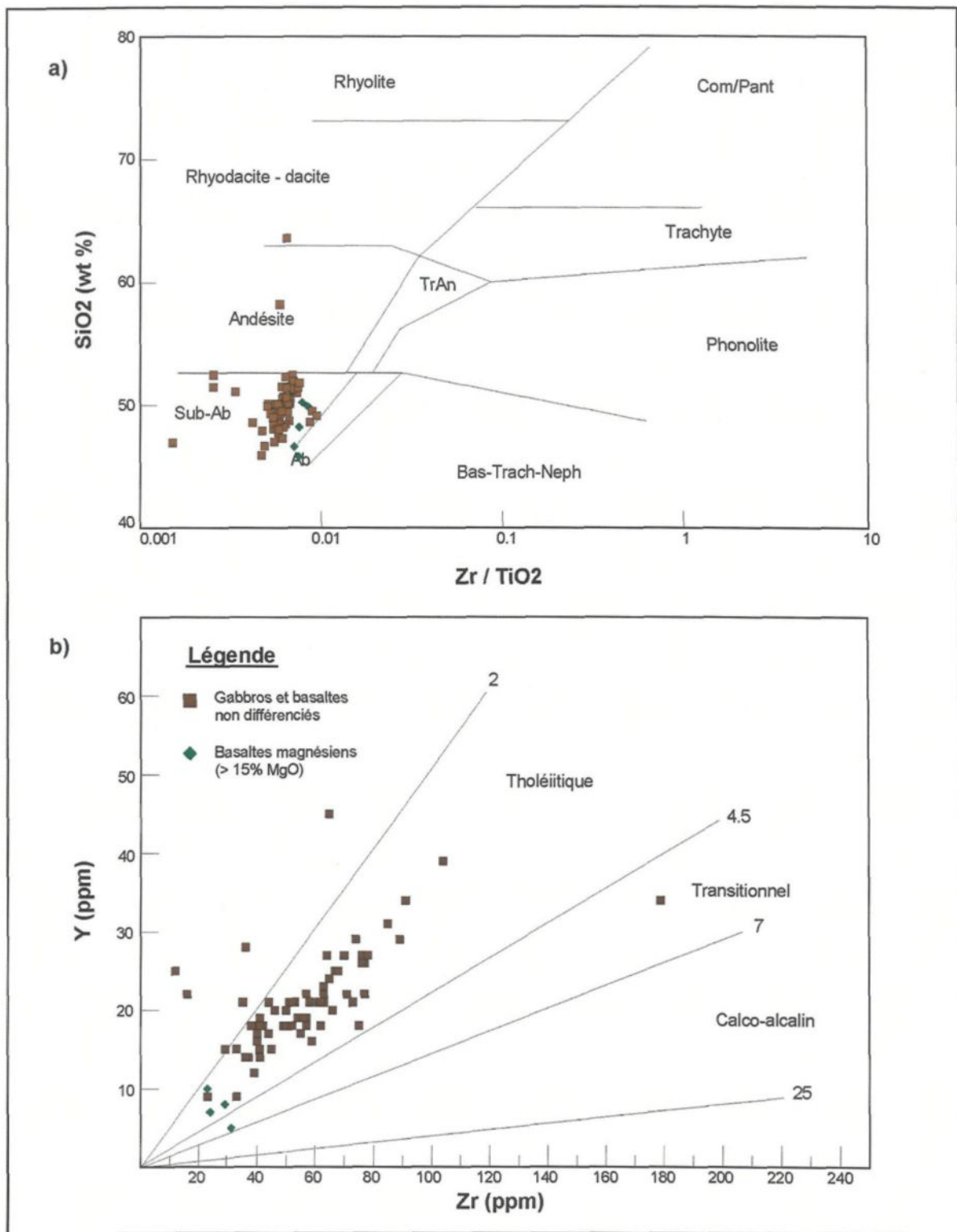


Figure 9. Diagrammes de classification des roches mafiques d'Aquilon (données tirées de Quirion, 2000a ; 2000b ; 2001 ; 2002) : a)  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0.0001$  vs  $\text{SiO}_2$  (Winchester & Floyd, 1977) ; b)  $\text{Zr}$  vs  $\text{Y}$  (Barrett & MacLean, 1994)



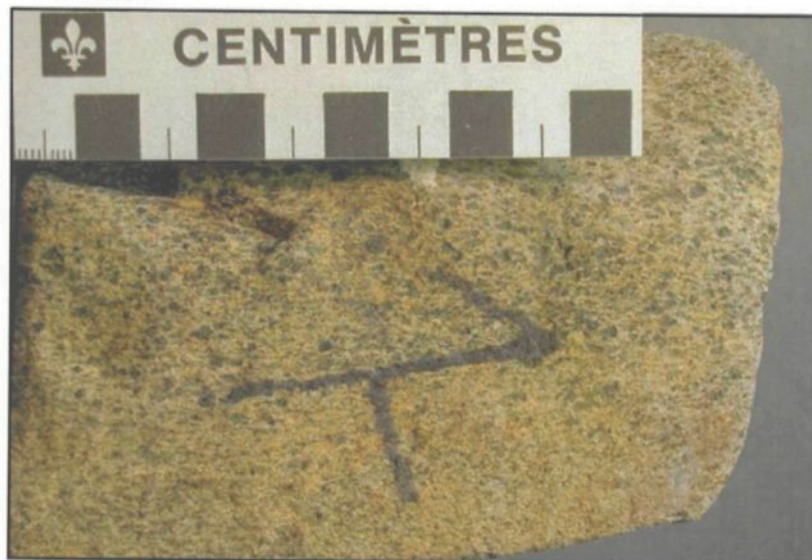
Sur le diagramme de Winchester & Floyd (1977), les échantillons de basaltes et de gabbro occupent le champ compositionnel des basaltes sub-alcalins, alors que le diagramme de Barrett & MacLean (1994) indique une affinité magmatique tholéitique (Figure 9). Pour les raisons énumérées ci-dessus, aucune distinction n'a été faite entre basaltes et gabbros sur ces diagrammes. Enfin, les basaltes magnésiens ne semblent pas se dissocier de manière importante de l'ensemble des roches mafiques sur ces diagrammes, mais présentent un contenu relativement plus faible en Zr, Y et  $\text{TiO}_2$ .

### **2.2.5 Dykes dioritiques porphyriques**

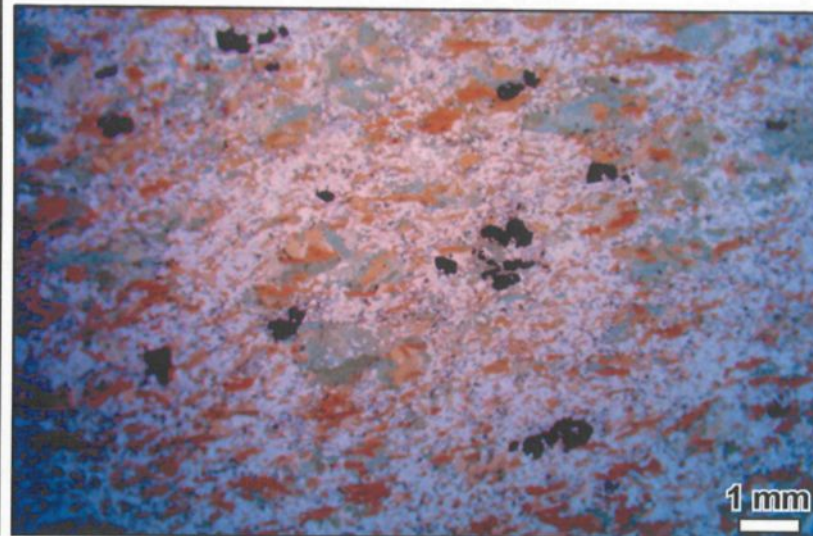
La dernière lithologie à être décrite dans cette section correspond à des dykes régulièrement rencontrés sur la propriété. Ils sont d'épaisseur décimétrique, ont un grain moyen et sont de couleur gris moyennement foncé à vert foncé. Ces dykes sont relativement tardifs et ont la particularité d'avoir enregistré un niveau de déformation moins élevé que les autres lithologies du secteur. Leur caractéristique la plus frappante est sans doute la présence de phénocristaux de hornblende et de biotite (primaires) qui leur confère une texture léopard en patine d'altération (Planche 7 : a et c). C'est d'ailleurs cette texture et la présence de biotite qui ont encouragé à désigner ces dykes comme des lamprophyres. Enfin, leurs bordures montrent régulièrement de l'écoulement laminaire (Planche 7c) où l'on observe un métasomatisme qui se traduit par une intense chloritisation.

Leur minéralogie est surtout composée de plagioclase, de biotite, de hornblende et d'épidote (pistachite). En tant que produit de remplacement de la hornblende et de la biotite, la chlorite peut être présente en proportions importantes. Enfin, de la calcite et des minéraux accessoires comme le sphène, l'apatite et des minéraux opaques complètent l'assemblage minéralogique de ces dykes porphyriques. De plus, l'un des dykes étudiés (échantillon 072) contient jusqu'à 1% de sulfures (PY – PO ± SP ± CP). Mentionnons que celui-ci provient de l'indice « Blueberry Wolf », qu'il est

Planche 7



a)



b)



c)



d)

### **Planche 7. Dykes dioritiques porphyriques**

- a) Dyke de lamprophyre à phénocristaux de hornblende et biotite présentant une texture « léopard » en patine d'altération. Échantillon AQ-01-72, station IL-108, indice « Blueberry Wolf ».
- b) Microphotographie du dyke de la photo précédente illustrant l'intensité de la fabrique planaire principale (Sp). lame AQ-01-72A, station IL-108. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière naturelle, 1x.
- c) Dyke de lamprophyre à phénocristaux de hornblende présentant des bordures caractérisées par de l'écoulement laminaire et un niveau de déformation nettement plus faible que les laves felsiques encaissantes. En fait, le dyke recoupe la foliation Sp bien empreinte dans l'unité felsique et présente une foliation Sp+1 de plan axial aux plis affectant la fabrique planaire principale. Station IL-74, indice « Grenouille 1 ».
- d) Microphotographie du dyke de la photo précédente. On y remarque une foliation correspondant à Sp+1. La trajectoire de celle-ci (grossièrement E-O sur le cliché) suit les bordures des phénocristaux de hornblende. lame AQ-01-63A, station IL-75. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière naturelle, 1x.

encaissé dans une felsite sulfurée et que la schistosité de flux y est remarquablement bien imprégnée (Planche 7b).

Sur le diagramme de classification de Winchester & Floyd (Figure 10), on remarque que la majorité des échantillons présente une composition intermédiaire, malgré une tendance linéaire indiquant une certaine mobilité de la silice. Ce comportement vient du fait que les dykes sont altérés à un niveau variable (Quirion, 2001). La minéralogie et la géochimie des dykes suggèrent toutefois une composition dioritique. Finalement, le diagramme de Barrett & MacLean (1994) montre que l'affinité magmatique des diorites oscille de tholéitique à calco-alcaline.

Il est possible que ces dykes dioritiques soient représentés par deux ensembles associés à des événements magmatiques différents et mis en place à deux moments distincts. En fait, certains ont clairement subi la déformation pénétrative (ex. échantillons 072 sur « Blueberry Wolf » et 060 sur « Fleur de Lys ») alors que d'autres sont nettement moins déformés (échantillon 063 sur « Grenouille 1 » et dykes observés sur « Grenouille 2 » et « Lingo E »).

## 2.3 SOMMAIRE

La propriété Aquilon est caractérisée par un très vaste complexe volcanique felsique d'affinité calco-alcaline dominée par des coulées rhyodacitiques, mais présentant une bonne variété de lithofaciès. Ces felsites sont intercalées de mafites dont la nature intrusive ou extrusive est difficilement identifiable étant donnés le métamorphisme et le niveau de déformation. La grande quantité de dykes de gabbro tholéitique recoupant les felsites d'Aquilon pourrait cependant suggérer un changement de régime tectonique suivant ou pendant l'édification du système felsique. L'affinité tholéitique des dykes mafiques pourrait témoigner d'un épisode de rift venant perturber la construction de l'arc volcanique. D'un autre côté, la présence de basaltes tholéitiques reconnus en quelques endroits sur la propriété indiquerait un volcanisme bimodal provenant de deux sources magmatiques différentes.

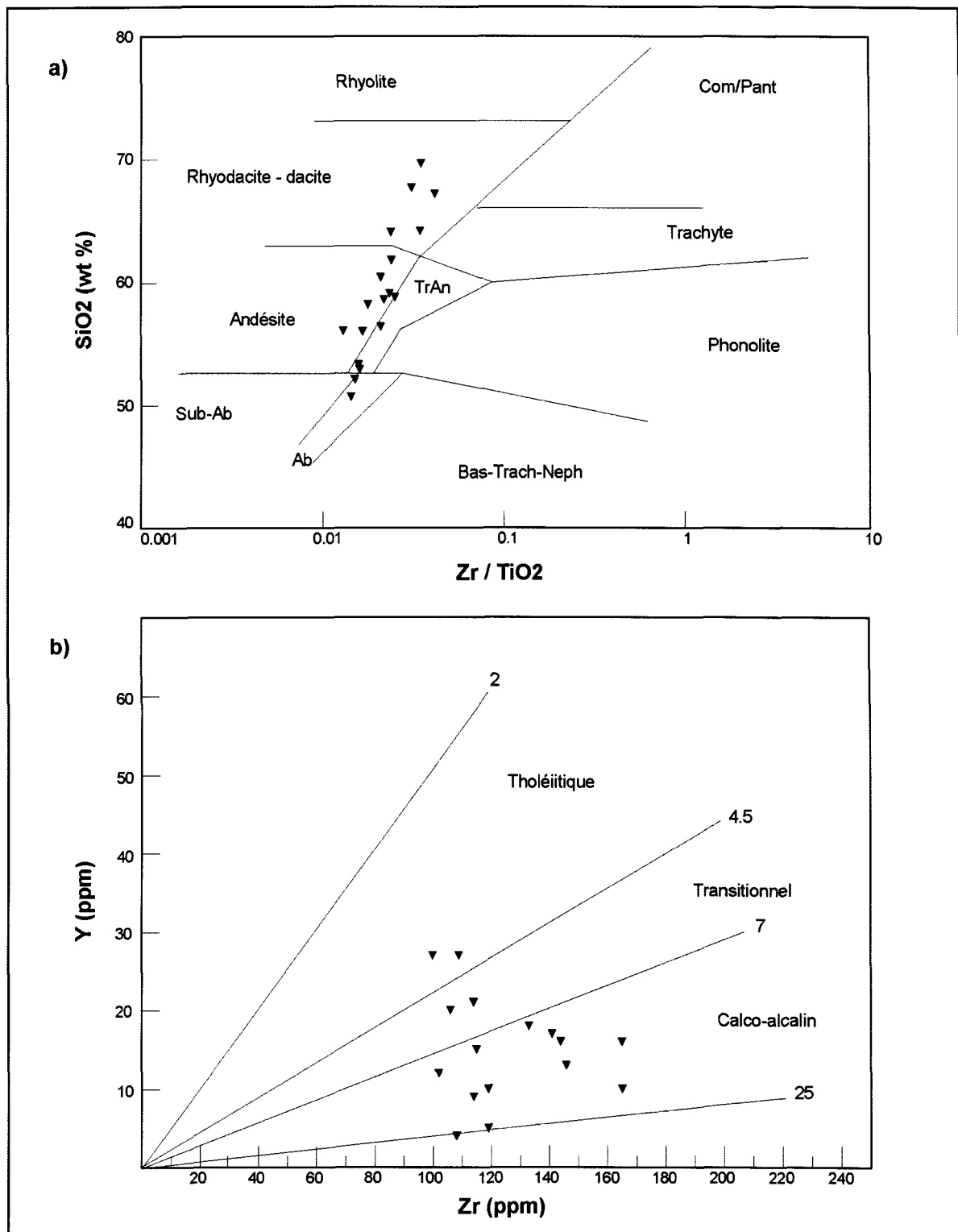


Figure 10. Diagrammes de classification des dykes dioritiques (données tirées de Quirion, 2000a ; 2000b ; 2001; 2002) : a)  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$  vs  $\text{SiO}_2$  (Winchester & Floyd, 1977) ; b) Zr vs Y (Barrett & MacLean, 1994)

## CHAPITRE III

### ANALYSE STRUCTURALE

#### 3.1 INTRODUCTION

La ceinture volcano-sédimentaire, hôte des minéralisations aurifères d'Aquilon, décrit une forme arquée qui montre un amincissement dans sa partie ouest. Le grain structural régional est affecté par ce plissement d'ordre kilométrique. Ainsi, la fabrique régionale a une direction nord-ouest dans la portion orientale de la bande de roches vertes. Dans la charnière, celle-ci est de direction sud-ouest, pour enfin prendre, dans le flanc ouest, une orientation grossièrement nord-sud avec des pendages vers l'est. La propriété aurifère se trouve localisée dans la zone de charnière du pli régional et dans le flanc ouest, où est localisé le centre volcanique felsique hôte de la minéralisation.

Les cheminements effectués (Figure 4a) dans le but d'évaluer l'anisotropie planaire n'ont pu mener à l'établissement d'un gradient de déformation pour Aquilon. Il a été confirmé grâce à ceux-ci que la propriété se trouve dans une région caractérisée par un niveau de déformation intense s'exprimant de manière relativement homogène. Ainsi, le Corridor aurifère du Loup n'est pas considéré comme une zone de déformation proprement parlant puisque la déformation ne semble pas y être plus importante que dans l'ensemble de la région.

Ce chapitre permettra d'établir le cadre structural de la propriété en définissant d'abord les différentes fabriques structurales, en décrivant les relations entre le métamorphisme et la déformation, en documentant le style de plissement et en identifiant les différents domaines

structuraux qui caractérisent le secteur. Suivant cela, une chronologie relative des événements de déformation sera établie ainsi qu'un modèle de déformation.

## 3.2 DESCRIPTION DES FABRIQUES

### 3.2.1 Fabriques principales

#### *Schistosité principale ( $S_p$ )*

Sur le terrain, le grain structural s'exprime par des contacts lithologiques se parallélisant à la fabrique planaire principale (Planche 8a) qui est accompagnée d'une forte linéation d'étirement et que l'on peut associer à l'événement structural majeur du secteur. Cette fabrique correspond à une schistosité de flux, dont l'attitude varie de manière notable, tant en direction qu'en pendage. Ainsi, on remarque que la trajectoire de la schistosité (Figure 11) maintient une orientation sud-ouest de l'extrême est de la propriété aurifère jusque dans le secteur de Lingo. Dans ce secteur localisé au centre de la propriété, on remarque une légère flexure dans la trajectoire de la foliation principale qui s'y oriente est-ouest. De plus, le long de ce même cheminement, les pendages passent de moyens ( $45^\circ$ - $55^\circ$ ) à faibles ( $20^\circ$ - $30^\circ$ ). La trajectoire est-ouest et le faible pendage de la schistosité de flux se maintiennent ainsi jusque dans le secteur de l'indice « Nouska », où un changement relativement radical de son attitude est observé. Ainsi, à l'ouest de « Nouska », la trajectoire de la fabrique planaire principale est nord-sud avec des pendages légèrement plus abrupts ( $30^\circ$ - $60^\circ$ ) vers l'est. Enfin, à l'extrême ouest de la propriété, la schistosité montre une trajectoire s'orientant davantage vers le nord nord-ouest avec des pendages demeurant moyennement forts.

La schistosité principale s'exprime de différentes manières dans les roches du secteur d'Aquilon. Elle se matérialise par l'un ou l'autre des aspects suivants, ou par une combinaison de ceux-ci : l'arrangement parallèle de minéraux planaires ou allongés, soit la biotite, la muscovite et la hornblende (Planche 8) ; l'aplatissement des phénocristaux de quartz dans les felsites porphyriques (Planches 1b et 8c) ; la présence de bandes montrant des variations dans la taille des cristaux de

quartz et de plagioclase (Planche 8d) ; la présence de rubans de quartz s'apparentant à une texture mylonitique dans les laves felsiques ; un rubanement compositionnel, notamment dans les basaltes et gabbros où des bandes de hornblende alternent avec des bandes de plagioclase (ex. lame AQ-01-46A) ; la présence d'agrégats aplatis de minéraux (constitués surtout de hornblende et/ou biotite) ; et l'aplatissement des fragments et lapilli dans les faciès fragmentaires et les tufs (Planche 9a). Les laves felsiques ont un grain minéral très fin qui rend difficile, même avec la loupe, l'observation des grains individuels. Ainsi, sur le terrain, la fabrique  $S_p$  se manifeste communément à première vue par la présence de minces bandes de muscovite et de biotite caractérisées par une couleur rouille et un relief négatif (Planche 1a). Les rubans de quartz sont également un bon élément à observer en macroscopie pour identifier  $S_p$ .

### ***Linéation d'étirement ( $L_e$ )***

Une linéation d'étirement minéral, exceptionnellement développée et plongeant faiblement vers le nord nord-est accompagne la schistosité principale. L'attitude de celle-ci, contrairement à celle de la fabrique  $S_p$ , demeure constante sur l'ensemble du secteur étudié. Puisque sur la propriété les pendages sont peu abrupts et que la linéation d'étirement est de faible plongée, il est possible de représenter sur carte les trajectoires de  $L_e$  (Figure 11). En général, la fabrique linéaire est très bien développée. Dans le secteur de Sortilège Doré, elle est cependant moins apparente, puisque la schistosité ( $S_p$ ) y est plus abrupte et que l'angle de chute de la linéation dans le plan de  $S_p$  est beaucoup moins grand. La linéation y demeure toutefois aussi forte qu'ailleurs sur la propriété. De plus, le secteur de l'indice « Nouska » se distingue par une linéation d'étirement se présentant de manière extrême. Cette région est caractérisée par une prédominance de la linéation sur la schistosité de flux, suggérant une déformation de type tectonite « L ».

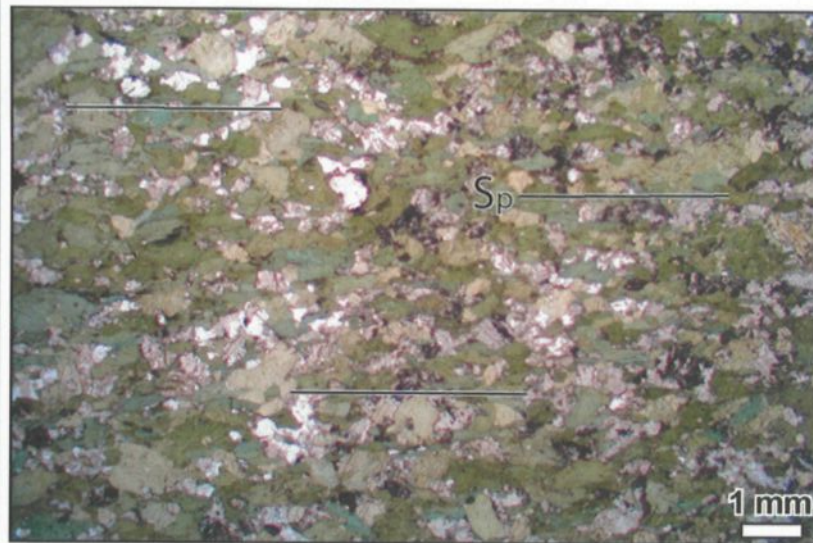
La linéation d'étirement est omniprésente et très bien matérialisée dans les roches de la propriété Aquilon. On peut apprécier l'intensité de l'étirement dans les roches d'Aquilon en section parallèle à  $L_e$  où la trace de  $S_p$  est beaucoup plus prononcée. Ainsi, l'étirement se manifeste par



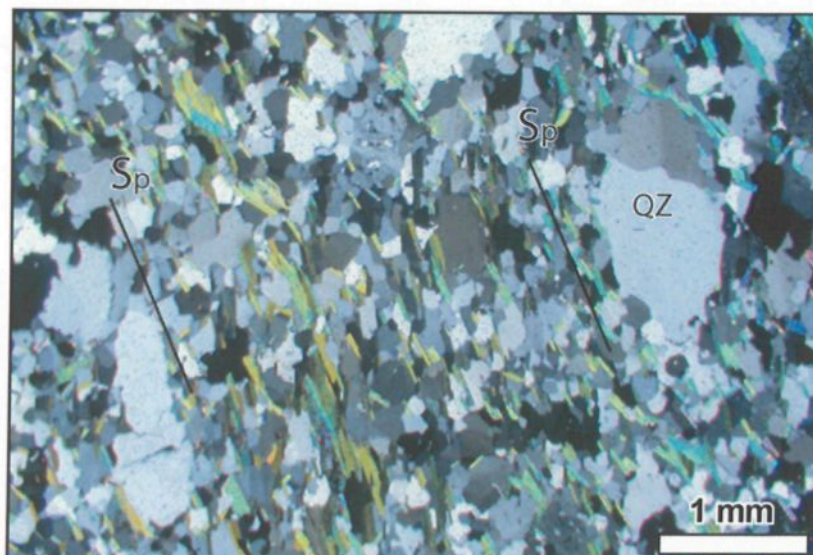
Planche 8



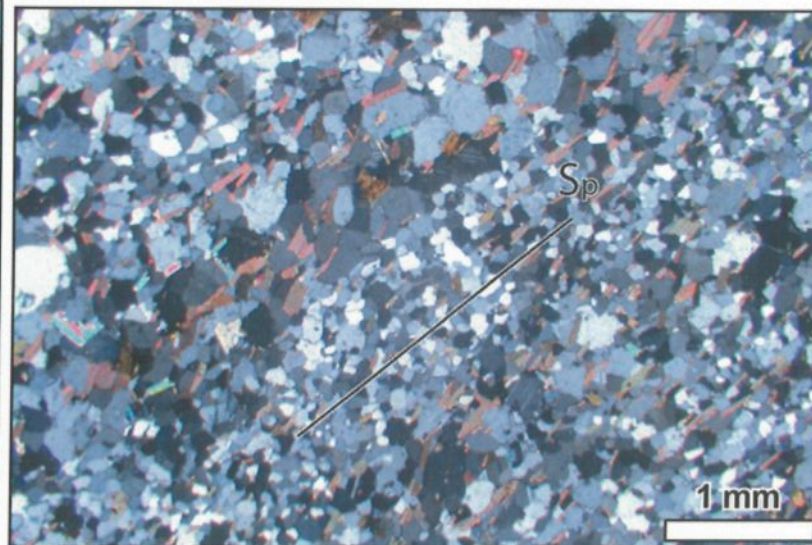
a)



b)



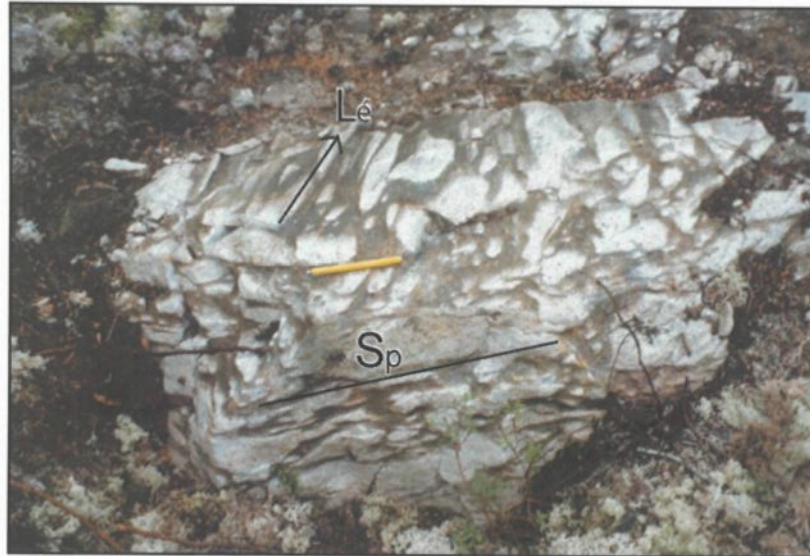
c)



d)



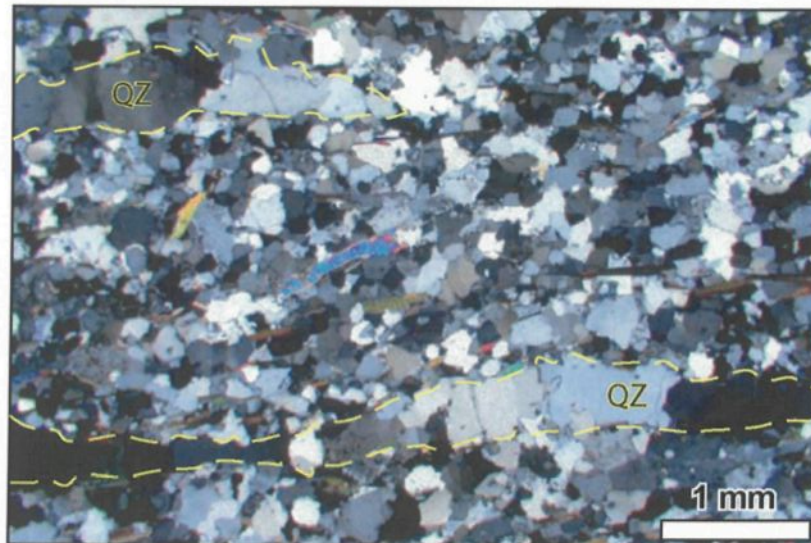
Planche 9



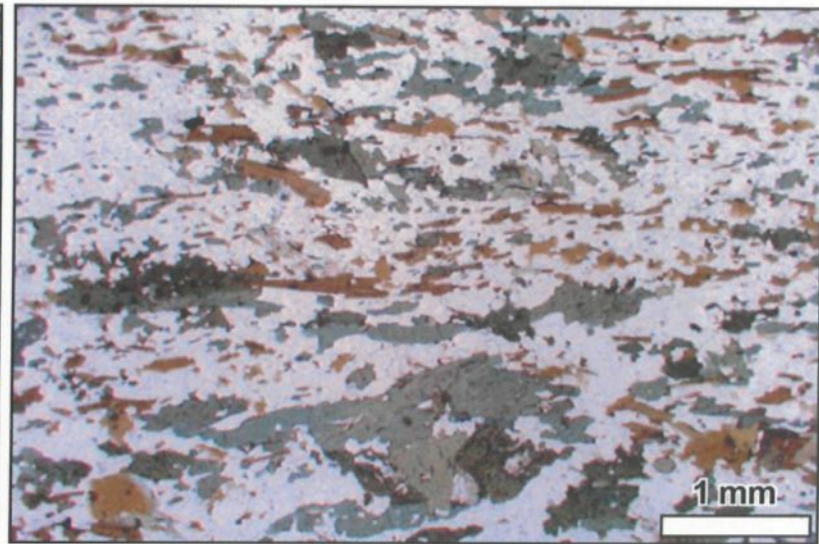
a)



b)



c)



d)

### **Planche 8. Signature de la fabrique planaire principale**

- a) Contacts lithologiques parallèles à la fabrique planaire principale. Station IL-68, indice « Grenouille 2 ».
- b) Microphotographie d'un basalte montrant une très bonne fabrique planaire principale ( $S_p$ ) caractérisée par l'orientation des cristaux de hornblende. Lamme AQ-01-15A, station IL-63. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière naturelle, 1x.
- c) Microphotographie d'une rhyodacite porphyrique montrant une forte schistosité principale ( $S_p$ ) définie par l'aplatissement des phénocristaux de quartz et par l'arrangement des cristaux de muscovite. Lamme AQ-01-48A, station IL-121, indice « Small Moose ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.
- d) Microphotographie d'une lave felsique caractérisée par un gradient granulométrique parallèle à la schistosité principale. Celle-ci est matérialisée par l'arrangement des cristaux de biotite et de muscovite. Lamme AQ-01-05A, station IL-14. Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.

### **Planche 9. Intensité de la linéation d'étirement**

- a) Brèche volcanique à fragments de rhyodacite porphyrique caractérisés par un aplatissement et un étirement très prononcés. Station IL-51, secteur du lac Lingo.
- b) Microphotographie du basalte de la planche 8b montrant l'alignement des cristaux de hornblende en section parallèle à la linéation d'étirement. L'arrangement des amphiboles produit une texture nématoblastique. Lamme AQ-01-15B, station IL-63. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière naturelle, 1x.
- c) Microphotographie d'une rhyodacite porphyrique montrant un phénocristal de quartz fortement étiré dans le coin supérieur gauche et un ruban de quartz au bas du cliché. Section parallèle à la linéation d'étirement, lamme AQ-01-48B, station IL-121, indice « Small Moose ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.
- d) Microphotographie d'un dyke dioritique à phénocristaux de hornblende et de biotite caractérisé par un alignement très marqué des cristaux de HB-BO en section parallèle à L<sub>é</sub>. Lamme AQ-01-60B, station IL-69, indice « Fleur de Lys ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x (comparer avec le cliché de la planche 7b).

un alignement préférentiel de minéraux planaires ou allongés comme les amphiboles et les micas (Planche 9b), mais également par un étirement très prononcé de minéraux tels les phénocristaux de quartz (Planche 9c), les grains d'épidote, les porphyroblastes de grenat ainsi que les grains de sulfures. Les rubans de quartz présents dans les roches felsiques témoignent également de l'intensité de l'étirement et ce de manière particulièrement intense (Planche 9c). Aussi, les lambeaux de veines de quartz et les fragments lithiques, qui prennent régulièrement la forme de cigares, montrent également un étirement prononcé (Planche 9a). Enfin, mentionnons que l'influence de la linéation d'étirement semble se poursuivre lors d'événements plus tardifs de la déformation (voir sections ci-dessous).

### ***Interprétation sommaire***

La présence d'une faille orientée nord nord-est (la faille « Mullion »), séparant les domaines à l'ouest et à l'est de Nouska, avait été interprétée pour expliquer le changement drastique de l'attitude de la schistosité (Quirion, 2000b). Cependant, aucune signature sur le levé magnétique aérien ne suggère la présence d'une telle structure (Gauthier 2003). Aussi, le long d'un cheminement effectué d'ouest en est, du secteur de « Sortilège Doré » au lac Zambuca (section #1, Figure 4a), aucune expression matérielle de cette structure n'a été observée. Cette faille demeure ainsi purement spéculative. On a cependant pu constater une légère perturbation de la fabrique principale aux abords du secteur « Nouska ». Cette perturbation se traduit par des ondulations de plus ou moins grande amplitude dans la trajectoire de  $S_p$ . En accord avec le motif structural régional, il est interprété que l'enveloppe sud-ouest de  $S_p$  représente l'attitude de charnière du plissement régional tardif. Le changement de trajectoire de la fabrique principale de « Lingo » à « Nouska » reflèterait une position de flanc dans un pli tardif d'amplitude inférieure au grand plissement régional. La charnière de ce pli serait ainsi située au nord-ouest du secteur « Nouska ». La présence d'une fermeture est d'ailleurs indiquée sur la carte de la trajectoire de la schistosité principale, à quelques 650 mètres au sud de ce même secteur (Figure 11).



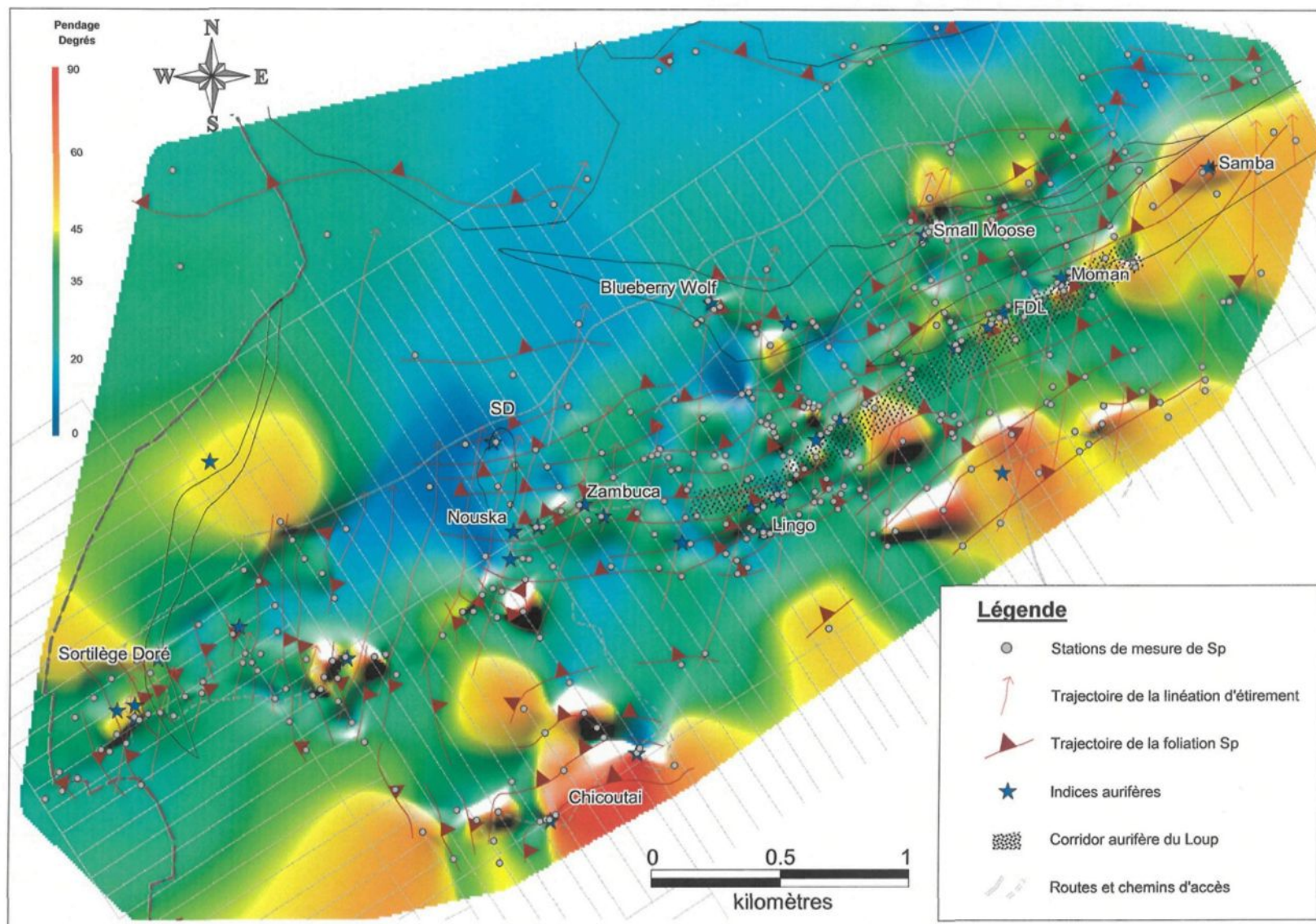


Figure 11. Carte des trajectoires de Sp et Lé sur fond représentant l'intensité des pendages.

### 3.2.2 Évidences d'une fabrique ancienne

Étant donné l'intensité remarquable de la déformation principale, les évidences d'une fabrique ancienne témoignant d'un épisode de déformation antérieure sont plutôt rares sur la propriété Aquilon. Cependant, dans les faciès de roches volcaniques fragmentaires, on reconnaît des fragments aplatis transposés parallèlement à la schistosité de flux (Planche 10a). La forme préalablement allongée des ces fragments pourrait impliquer un aplatissement précoce pouvant être associé à un ancien épisode de déformation. Cette interprétation basée sur des observations de terrain demeure cependant indirecte. De plus, en microscopie, on constate habituellement un degré de recristallisation tel qu'une ancienne fabrique matérialisée par un arrangement de minéraux n'aurait pu être préservée que très mal et seulement localement. Aussi, les minéraux planaires comme les micas sont très facilement réorientés et ne constituent donc pas, pour le cadre structural du secteur, de bons marqueurs de déformation ancienne. Néanmoins, certains échantillons observés en microscopie ont révélé la présence d'une fabrique planaire  $S_{p-1}$ . Un habitus particulier de la foliation ancienne est rencontré dans un échantillon provenant de l'indice « Été Indien » (Figure 5a). La foliation ancienne s'y définit par la présence de bandes de granulométrie différente « fantômes » qui se voient recoupées par l'orientation préférentielle de la biotite définissant  $S_p$ . Cet exemple illustre la destruction quasi-totale des signatures d'événement de déformation précoce. Enfin, sur l'indice « Fleur de Lys », on retrouve une charnière de pli  $P_p$  d'ordre plurimétrique qui affecte les lithologies en présence. Au cœur de ce pli, dans l'unité sédimentaire Fleur de Lys, des lentilles fortement aplaties sont plissées (Planche 5a) et semblent avoir conservé une foliation précoce. Cette fabrique suit le plissement des lentilles tel qu'illustré par l'arrangement des grains de hornblende (Planche 10b) et est reprise par la foliation principale occupant le plan axial.

### 3.2.3 Fabrique tardive

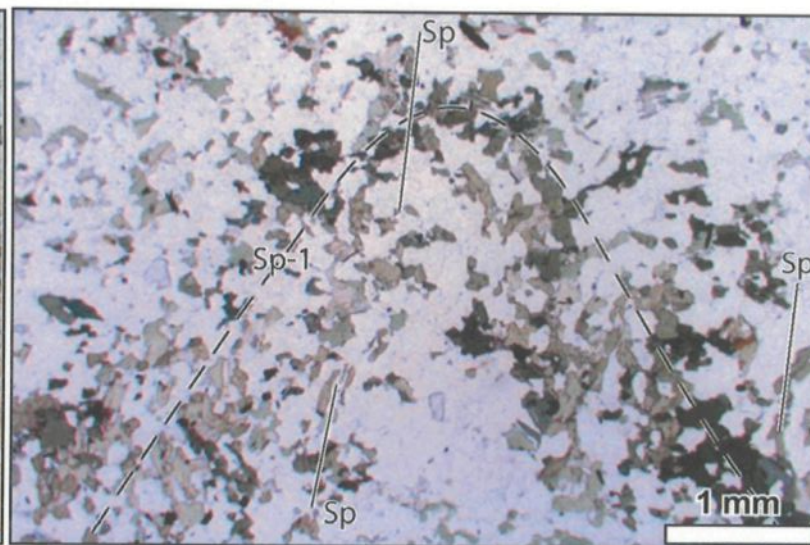
La présence d'une fabrique tardive était pressentie sur le terrain suite aux nombreuses observations de plis aux plans axiaux sub-verticaux affectant  $S_p$  (Planche 10c). Ces observations



Planche 10



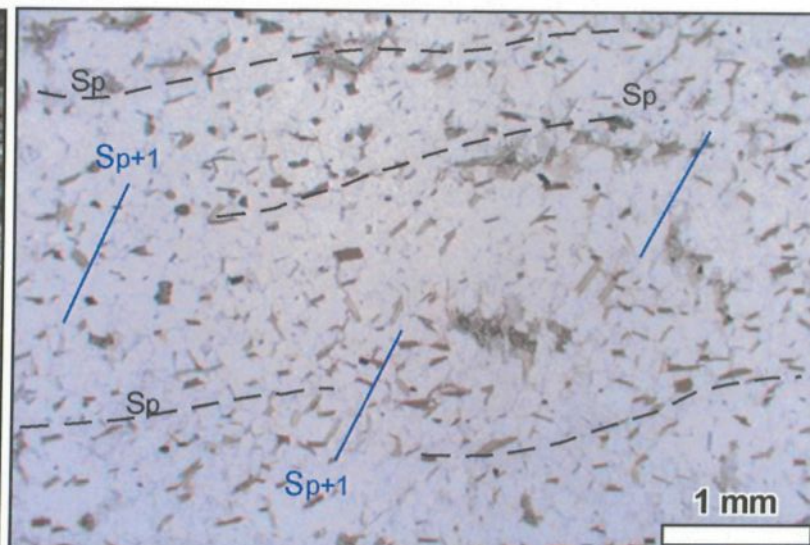
a)



b)



c)



d)

**Planche 10. Fabriques ancienne et tardive**

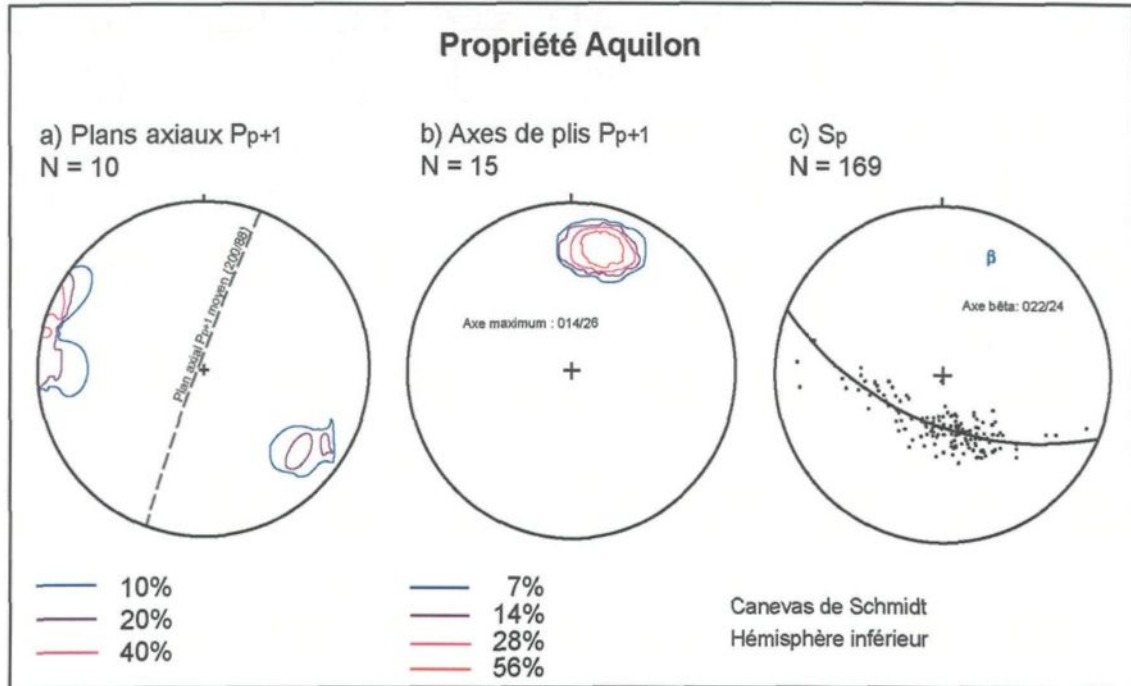
- a) Fragment aplati transposé lors de la déformation principale. Station IL-74, indice « Grenouille 1 ».
- b) Microphotographie de l'unité sédimentaire FDL montrant une ancienne foliation préservée dans une lentille composée de hornblende et plissée par la déformation principale. La fabrique  $S_p$  occupe à peu près le plan axial du pli. À remarquer au cœur de la charnière un grain de hornblende courbé et fracturé. lame AQ-01-61A, station IL-69, indice « Fleur de Lys ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière naturelle, 2,5x.
- c) Plis  $P_{p+1}$  à plan axial subvertical affectant la schistosité principale  $S_p$  sub-parallèle au litage primaire dans une roche volcanoclastique du secteur du Lac Lingo. Station IL-47.
- d) Réorientation discrète de la biotite de manière à définir la fabrique planaire  $S_{p+1}$ . La fabrique planaire principale  $S_p$  y est toujours bien empreinte et est également définie par l'orientation de la biotite. lame AQ-01-37A, station IL-106. Champ de la photo : 5,4 mm, lumière naturelle, 2,5x.



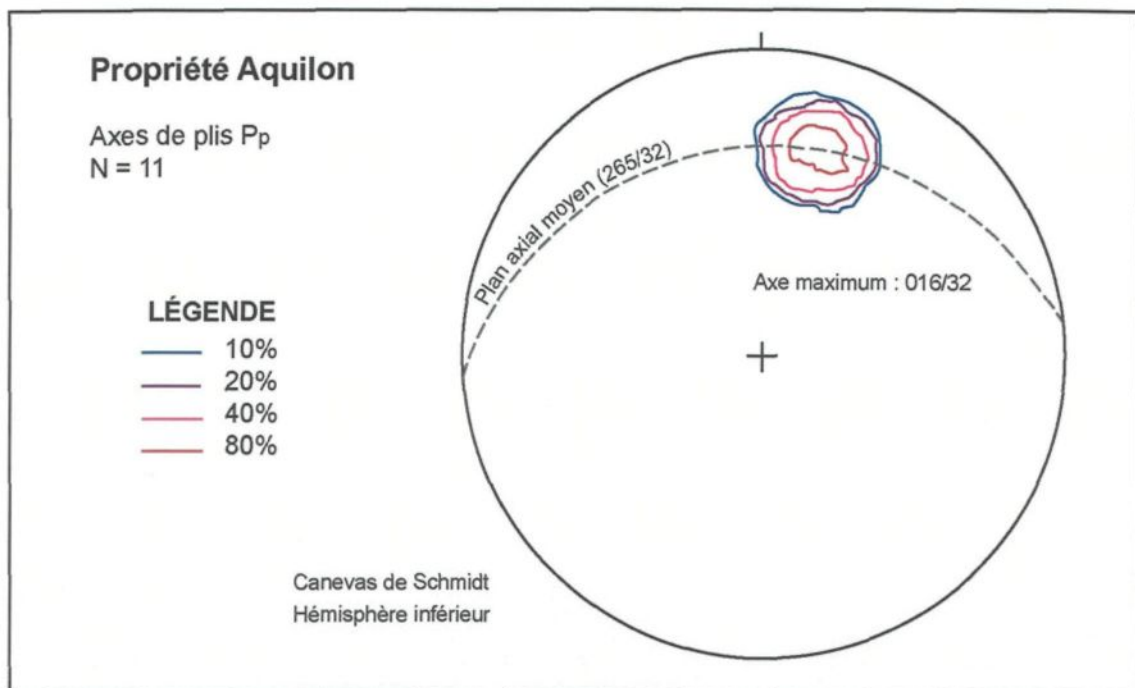
de terrain et l'examen pétrographique des échantillons provenant d'Aquilon ont permis d'identifier une structure planaire secondaire recoupant la schistosité principale. Il s'agit d'un clivage de crénulation visiblement mieux développé lorsque l'anisotropie dominante est plissée.

Les deux fabriques cohabitent toutefois également de manière passive, surtout dans les roches felsiques contenant de la biotite et de la muscovite. La structure secondaire est généralement discrète, mais dans certains cas, elle est extrêmement bien matérialisée par la réorientation des micas. Son attitude est sub-parallèle aux plans axiaux des plis mineurs  $P_{p+1}$  mesurés sur le terrain (Figure 12a).

Dans les roches mafiques, qui contiennent généralement très peu de micas et qui possèdent une très forte schistosité principale, le clivage secondaire ne semble pas être très marqué. Essentiellement, la foliation  $S_{p+1}$  se manifeste par la réorientation tardive de la biotite disséminée dans les laves felsiques et les volcanoclastites (Planche 10d). Dans l'unité sédimentaire FDL, la biotite se concentre dans des lentilles orientées parallèlement à l'anisotropie planaire principale. Cependant, l'orientation des bâtonnets de biotite contenus dans ces bandes recoupe celle de la foliation  $S_p$  matérialisant ainsi  $S_{p+1}$  (Planche 5 : b et c). La chlorite rétrograde qui remplace partiellement la biotite est dans certains cas également orientée parallèlement au clivage tardif puisqu'elle vient occuper les plans de faiblesse de la biotite réorientée. Tout comme la biotite, la muscovite montre la tendance qu'ont les micas à se réorienter facilement lors d'épisodes successifs de déformation. De plus, la réorientation semble davantage marquée lorsque que la densité de muscovite est plus grande. Ainsi, dans les épontes des veines « Mômman » et « Grenouille 2 » (voir chapitre 4), la muscovite se concentre le long de bandes parallèles à  $S_p$  mais les cristaux de mica sont obliques par rapport à celles-ci. Enfin, certains dykes de diorite lamprophyrique qui recoupent la fabrique  $S_p$  sans en être empreints sont affectés par la fabrique tardive  $S_{p+1}$  et par la linéation d'étirement (ex. : Planche 7c). Cela suggère que le développement de  $L_e$  s'est poursuivi dans le temps lors de la déformation tardive.



**Figure 12.** Stéréogrammes illustrant les caractéristiques de la déformation tardive Dp+1 : a) Distribution des pôles des plans axiaux des plis mineurs Pp+1 ; b) Distribution des axes de plis mineurs Pp+1 ; c) Distribution des pôles de Sp pour l'ensemble de la propriété.



**Figure 13.** Projection des axes de plis Pp.

### **3.3 MICROSTRUCTURE ET MÉTAMORPHISME**

Le métamorphisme et la déformation, qu'ils soient contemporains ou non, produisent des changements texturaux et structuraux importants dans les roches. Les structures métamorphiques sont un outil fort utile à l'établissement d'une chronologie relative des événements de déformation et de métamorphisme. Sur Aquilon, à l'exception de quelques reliques de textures volcaniques, les microstructures et microtextures des roches sont attribuables à la déformation et au métamorphisme. Les sections qui suivent présentent ainsi les principales observations et les aspects majeurs résultant de l'étude microstructurale orientée vers la description des textures métamorphiques. Celles-ci sont toutefois résumées au tableau 2 qui offre une synthèse des comportements microstructuraux des principaux constituants des roches de la propriété. Tout en tenant compte des relations avec les fabriques, les arrangements intergranulaires, les textures intragranulaires et les formes des cristaux y sont définis pour chaque minéral, et ce pour les sections perpendiculaire (YZ) et parallèle (XZ) à la linéation d'étirement.

#### **3.3.1 Phénocristaux de quartz**

Les phénocristaux de quartz préservés dans les felsites montrent de nombreuses évidences de déformation interne. Ils sont pour la plupart recristallisés en grains plus petits caractérisés par une extinction ondulante et des bordures irrégulières interlobées. Leur forme aplatie dans le plan YZ (Planche 8c) et un étirement intense dans le plan XZ (Planche 9c) témoignent également en faveur d'une recristallisation syn-tectonique de ces derniers. Le développement de rubans de quartz, surtout dans les sections parallèles à la linéation d'étirement, correspond à une foliation mylonitique (Planche 9c).

Tableau 2. Synthèse des textures et micro-structures dans les roches d'Aquilon

Minéral	Section perpendiculaire à Lé (plan YZ)	Références	Section parallèle à Lé (plan XZ)	Références	
Roches felsiques	Quartz (matrice)	Texture granoblastique (avec PG) : grains polygonaux à interlobés (peu à pas d'aplatissement).	AQ-01-01A, -32A, -37A, -38A, -47A, -55A, -74A, -75A	Texture granoblastique (avec PG) : grains peu à bien allongés.	AQ-01-21B, -37B, -52B, -54B, -74B, -75B
	Quartz (phénocristaux)	Peu à bien aplatis et recristallisés : extinction ondulante et bordures de grains à embaïement.	AQ-01-01A, -18A, -21A, -30A, -31A, -48A, -51A, -52A, -53A	Fortement allongés (développement de rubans de QZ) et recristallisés : extinction ondulante et bordures de grains à embaïement.	AQ-01-18B, -21B, -48B, -52B, -53B
	Plagioclase (matrice)	Texture granoblastique (avec QZ) : grains polygonaux à interlobés (peu à pas d'aplatissement).	AQ-01-01A, -32A, -37A, -38A, -47A, -55A, -74A, -75A	Texture granoblastique (avec QZ) : grains peu à bien allongés.	AQ-01-21B, -37B, -52B, -54B, -74B, -75B
	Épidote	Cristaux xéno- à hypidioblastiques non orientés, souvent en plages avec BO.	AQ-01-01A, -09A, -28A, -50A, -74A	Parfois allongés.	AQ-01-54B, -75B
	Biotite	Petits bâtonnets sub-parallèles à Sp (texture granolépido-blastique avec QZ-PG).	AQ-01-01A, -13A, -18A, -30A, -31A, -34A, -35A, -52A, -73A	Cristaux allongés et bien alignés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-13B, -18B, -21B, -52B, -73B, -74B
		Petits bâtonnets définissant Sp+1.	AQ-01-21A, -74A		
		Agrégats diablastiques.	AQ-01-01A, -35A		
	Muscovite	Grandes paillettes poeciloblastiques (inclusions de QZ), dont l'orientation est aléatoire.	AQ-01-09A, -25A, -49A, -51A, -52A, -54A, -55A, -73A, -74A	Grains orientés de façon aléatoire.	AQ-01-09B, -21B, -25B
		Agrégats diablastiques ou rosettes.	AQ-01-09A, -20A <sub>2</sub> , -21A, -49A, -74A	Cristaux alignés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-48B, -50B
		Bâtonnets sub-parallèles à Sp+1.	AQ-01-21A		
		Bâtonnets sub-parallèles à Sp ou formant des bandes parallèles à Sp.	AQ-01-17A, -19A, -39A, -48A, -71A		
	Calcite	Cristaux xénomorphes interstitiels.	AQ-01-51A, -54A, -71A,	Faible allongement parallèle à la trace de Sp.	AQ-01-54B
Grenats	Xénoblastiques, poeciloblastiques, fracturés, fragmentés, entourés par la foliation Sp et léger aplatissement (± parallèles à Sp).	AQ-01-06A, -13A, -37A	Porphyroblastes allongés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-06B, -37B	
	Trace des inclusions de QZ-PG oblique p/r à Sp	AQ-01-13A			
Sillimanite (variété fibrolite)	Fibres orientées sub-parallèlement à la trace de Sp. En agrégats (avec BO) sub-parallèles à la trace de Sp.			Lapointe, 2000	
Amphibole (HB)	Petits prismes à section losangique, localement en agrégats granoblastiques.	AQ-01-37A, -26A <sub>1</sub> ,	Cristaux allongés et bien alignés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-26B, -37B	

	Minéral	Section perpendiculaire à Lé (plan YZ)	Références	Section parallèle à Lé (plan XZ)	Références	
Roches felsiques	Chlorite	Remplacement rétrograde de BO : sub-parallèle à Sp (suivant l'orientation de BO).	AQ-01-13A, -18A, -25A, -31A, -37A, -47A	Cristaux localement alignés parallèlement à la trace de Sp (suivant l'orientation de BO).	AQ-01-13B, -18B, -25B, -37B	
	Pyrite	Grains isolés idio- (cubes) à xénomorphes.	AQ-01-20A <sub>2</sub> , -21A, -54A, -71A	Agrégats et/ou grains xénomorphes allongés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-43B, -48B, -54B	
		Agrégats recristallisés (jonctions triples).	AQ-01-71A			
	Pyrrhotite	Grains xénomorphes montrant un aplatissement sub-parallèles à Sp.	AQ-01-16A <sub>1</sub> , -54A, -73A,	Grains xénomorphes allongés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-43B, -73B, -78B	
	Chalcopyrite	Grains xénomorphes.	AQ-01-54A	Grains xénomorphes allongés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-73B	
Gabbros et basaltes	Hornblende	Texture granoblastique (avec PG) : grains losangiques (section normale à l'axe c) montrant une faible orientation parallèle à Sp.	AQ-01-14A, -15A, -24A <sub>2</sub> , -46A, -69A	Cristaux fortement allongés et alignés parallèlement à Sp, formant localement une texture nématoblastique.	AQ-01-14B, -15B, -29B, -46B, -56B, -69B	
		Agrégats enchevêtrés de grains granoblastiques à diablastiques avec BO±EP (phénocristaux recristallisés ?) et/ou grains poeciloblastiques.	AQ-01-24A <sub>2</sub> , -29A, -16A <sub>2</sub>			
	Épidote	Prismes idioblastiques à arrangement diablastique.	AQ-01-29A	Prismes idioblastiques à arrangement diablastique.	AQ-01-29B	
	Biotite	Paillettes poeciloblastiques.	AQ-01-24A <sub>2</sub> , -56A	Cristaux fortement allongés et alignés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-14B, -56B	
		Bâtonnets parallèles à Sp.	AQ-01-14A, -63A, -70A			
		Agrégats diablastiques.	AQ-01-63A			
	Plagioclase	Phénocristaux recristallisés : texture granoblastique à grains polygonaux.	AQ-01-69A	Texture granoblastique : grains polygonaux montrant un léger allongement parallèle à la trace de Sp.	AQ-01-14B, -29B, -46B, -56B, -69B	
		Texture granoblastique : grains polygonaux montrant un faible aplatissement.	AQ-01-14A, -24A <sub>2</sub> , -29A, -46A, -69A			
		Grains poeciloblastiques (inclusions de HB-BO-AP).	AQ-01-14A			Grains à macles polysynthétiques déformées.
	Quartz	Texture granoblastique (avec PG): peu à pas d'aplatissement.	AQ-01-29A,	Texture granoblastique (avec PG): faible allongement parallèle à Sp.	AQ-01-29B	
	Sphène	Petits cristaux orientés parallèlement à Sp, formant des agrégats parallèles à Sp	AQ-01-14A, -15A, -24A <sub>2</sub>	Petits cristaux allongés, formant des agrégats parallèles à la trace de Sp.	AQ-01-14B, -15B, -29B, -69B	
	Calcite	Cristaux xénomorphes interstitiels.	AQ-01-24A <sub>2</sub> , -46A	Cristaux xénomorphes interstitiels.	AQ-01-46B	
	Chlorite	En remplacement rétrograde de BO et HB :				
		Cristaux sub-parallèles à Sp (suivant l'orientation de BO).	AQ-01-14A	Cristaux alignés parallèlement à la trace de Sp (suivant l'orientation de BO).	AQ-01-14B	
		Cristaux non orientés.	AQ-01-46A, -56A	Cristaux non orientés.	AQ-01-46B, -56B	

Minéral	Section perpendiculaire à Lé (plan YZ)	Référence	Section parallèle à Lé (plan XZ)	Référence	
Dykes dioritiques	Amphibole (HB)	Agrégats enchevêtrés de grains granoblastiques à diablastiques avec BO±EP (phénocristaux recristallisés ?) et/ou grains poeciloblastiques.	AQ-01-26A <sub>2</sub> , -63A, -60A <sub>1</sub> , -72A	Cristaux fortement allongés formant localement une texture nématoblastique.	AQ-01-26B, -38B <sub>2</sub> , -60B, -72B
	Biotite	Bâtonnets parallèles à Sp.	AQ-01-26A <sub>2</sub> , -38A, -60A <sub>1</sub> , -72A	Cristaux fortement allongés.	AQ-01-26B, -38B <sub>2</sub> , -60B, -72B
		Bâtonnets parallèles à Sp+1.	AQ-01-63A		
	Épidote	Grains poeciloblastiques souvent en plages diablastiques avec BO et HB.	AQ-01-26A <sub>2</sub> , -38A, -72A	Cristaux montrant un allongement.	AQ-01-26B, -38B <sub>2</sub> , -60B, -72B
		Légère orientation parallèle à Sp.	AQ-01-26A <sub>2</sub>		
	Plagioclase	Texture granoblastique (avec QZ) : grains polygonaux.	AQ-01-26A <sub>2</sub> , -38A, -60A, -63A, -72A	Texture granoblastique : grains polygonaux montrant un allongement considérable.	AQ-01-26B, -38B <sub>2</sub> , -60B, -72B
	Chlorite	En remplacement rétrograde de BO et HB :			AQ-01-60B
		Cristaux mal orientés.	AQ-01-60A <sub>1</sub> , -63A	Cristaux bien alignés.	
		Orientation plus ou moins parallèle à Sp+1.	AQ-01-63A		
	Quartz	Texture granoblastique (avec PG): grains polygonaux.	AQ-01-38A, -63A		
Pyrite	Grains xénomorphes légèrement aplatis parallèlement à Sp.	AQ-01-72A	Grains allongés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-72B	
Pyrrhotite			Grains allongés parallèlement à la trace de Sp.	AQ-01-38B <sub>1</sub>	

### 3.3.2 Textures métamorphiques et relations avec $S_p$

La présente section vise à mettre l'accent sur le caractère syn-schisteux de la déformation responsable de la foliation principale et de la linéation d'étirement. Les minéraux métamorphiques planaires (biotite et muscovite) et allongés (hornblende, épidote et sillimanite) sont orientés parallèlement les uns aux autres de manière à former une bonne schistosité de flux et à matérialiser une excellente linéation d'étirement. Il est à noter que ce parallélisme s'exprime davantage en section parallèle à la linéation d'étirement. On peut ainsi supposer que la croissance de ces minéraux s'est produite sous contrainte et que  $S_p$  et  $L_e$  correspondent à des structures métamorphiques. Des textures métamorphiques typiques, présentes dans les échantillons étudiés et montrant une orientation préférentielle des minéraux les constituant, illustrent fort bien le caractère dynamique du métamorphisme. Dans les roches riches en micas, celles-ci sont les textures granolépidoblastique et lépidoblastique (Planche 11a), alors que dans les amphibolites, on reconnaît une bonne texture nématoblastique (Planche 9b) dans le plan XZ. De plus, même dans les sections YZ où la hornblende forme régulièrement des agrégats granoblastiques, l'orientation préférentielle de ce minéral est bien tangible.

La foliation principale s'exprime également par la présence de bandes quartzo-feldspathiques de granulométrie variable (Planche 8d) et par un rubanement compositionnel discret (section 3.2.1). Bien que la ségrégation métamorphique soit un phénomène de haut grade métamorphique, elle peut se développer sous des conditions de pressions et températures inférieures alors que la déformation est très intense (Yardley, 1989). Puisque le métamorphisme sur Aquilon n'excède pas le faciès inférieur des amphibolites, celui-ci ne peut donc y être réellement dissocié de la déformation. Cependant, dans bien des cas, le rubanement compositionnel dans les roches d'Aquilon s'apparente plutôt à du litage primaire parallélisé à la fabrique planaire principale.

Dans plusieurs échantillons étudiés, l'arrangement matriciel de quartz et/ou plagioclase présente une texture granoblastique polygonale très bien développée (Planche 1d). Lors du métamorphisme, ce genre de texture régulière se développe de manière à réduire l'énergie libre du



système (Wise *et al.*, 1984). À l'exception des gneiss de haut grade métamorphique, cette texture est rarement parfaitement développée dans les roches silicatées (Yardley, 1989 ; Passchier *et al.*, 1990). Par contre, la recristallisation sous forme de grains polygonaux est possible 1) en régime de déformation intense, si le taux de recouvrement est suffisamment élevé et la vitesse de déformation relativement lente (Wise *et al.*, 1984) et 2) lorsque la déformation cesse, si la température demeure élevée ou qu'une bonne quantité d'eau est présente le long des bordures de grains (Passchier et Trouw, 1998). En règle générale, la matrice quartzo-feldspathique des méta-felsites d'Aquilon présente plutôt une texture granoblastique orientée aux bordures de grains très irrégulières (Planches 1b et 11b ; lames AQ-01-21A, -21B, -39A, -39B, -49A, -50A...). L'irrégularité de la forme des grains s'exprime même par des bordures à embalements, suggérant une migration des interfaces de cristaux de quartz et de plagioclase. Ce mécanisme, très fréquent lors du développement des mylonites, sert à rendre les cristaux moins fragiles pour ainsi les déformer plus facilement. Aussi, dans les échantillons étudiés, des évidences de déformation intra-cristalline sont communes : extinction ondulante du quartz, présence de sous-grains de quartz et macles polysynthétiques biseautées dans le plagioclase. C'est donc dire que la recristallisation des cristaux de quartz et plagioclase était très dynamique. En ce qui concerne la texture granoblastique polygonale, elle se développe seulement localement et de façon sectorielle à l'échelle d'une lame mince. Ces secteurs sont interprétés comme des zones où le taux de restauration était le plus élevé (Wise *et al.*, 1984).

Dans les amphibolites, la matrice granoblastique polygonale composée de plagioclase montre toujours une orientation préférentielle des grains. Cela supporte également l'interprétation d'une recristallisation dynamique.

### **3.3.3 Porphyroblastes de grenat**

À l'exception du grenat, peu de minéraux métamorphiques formant des porphyroblastes ont été répertoriés sur la propriété. Quelques assemblages composés d'aluminosilicates (sillimanite,

staurolite et/ou kyanite) ont bien été identifiés (Quirion, 2000a ; Lapointe, 2000), mais n'ont pas été échantillonnés aux fins de cette étude. Une attention particulière a toutefois été portée aux porphyroblastes de grenat, car leurs structures interne et externe révèlent d'intéressantes relations entre le métamorphisme et la déformation. Ceux-ci sont de forme aplatie et étirée et la plupart sont alignés sub-parallèlement à la foliation. Ils sont généralement fracturés et fragmentés, montrent des signes d'abrasion marginale et sont entourés par la foliation  $S_p$ . Certains d'entre eux ont même des ombres de pression triangulaires (Planche 11c). Toutes ces caractéristiques suggèrent une croissance pré-cinématique. Cependant, les grenats sont remplis d'inclusions de quartz et dans un cas particulier, un porphyroblaste présente une schistosité interne ( $S_i$ ) oblique par rapport à la schistosité externe ( $S_p$ ) (Planche 11d). Cela laisse supposer une cristallisation synchrone à postérieure à un événement de déformation anté-déformation principale.

### 3.3.4 Sommaire

Le niveau de recristallisation dans les roches de la propriété Aquilon est relativement élevé (présence de textures granoblastiques et diablastiques). Cependant, le niveau de déformation observé y est nettement supérieur. Si l'observation d'une schistosité interne dans les grenats oblique à  $S_p$  était plus récurrente, elle permettrait d'interpréter un métamorphisme inter-tectonique qui pourrait avoir été entamé très tôt dans l'histoire de la déformation du secteur.

Bien que les roches d'Aquilon présentent de nombreuses évidences de recristallisation dynamique et que le phénomène de mylonitisation désigne une réduction de la granulométrie des roches attribuable à une recristallisation en milieu de déformation plastique, il semble quelque peu problématique d'appliquer le terme « mylonite » pour celles-ci. En fait, les roches volcaniques sont généralement caractérisées par une granulométrie primaire très fine et montrent une texture porphyrique. Ainsi, comme dans le cas des rhyodacites porphyriques d'Aquilon, la granulométrie bimodale et la matrice recristallisée ne sont pas nécessairement le résultat d'une diminution de la taille initiale des grains. Ce raisonnement ne signifie pas que le processus de mylonitisation n'ait pu

avoir court, mais que l'on ne peut caractériser les roches volcaniques d'Aquilon suivant la classification de Sibson (1977) basée sur le rapport matrice/porphyroclastes.

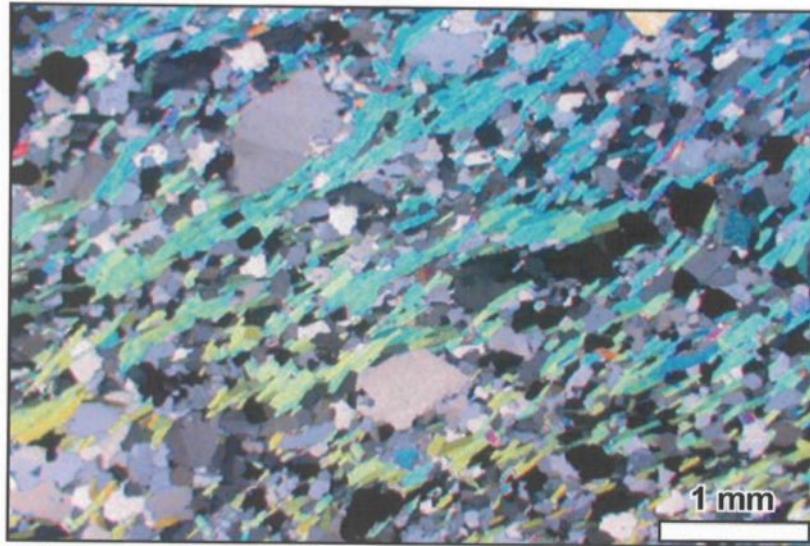
### **3.4 PLISSEMENT ET TRANSPPOSITION**

#### **3.4.1 Plissement synchrone au développement de $S_p$**

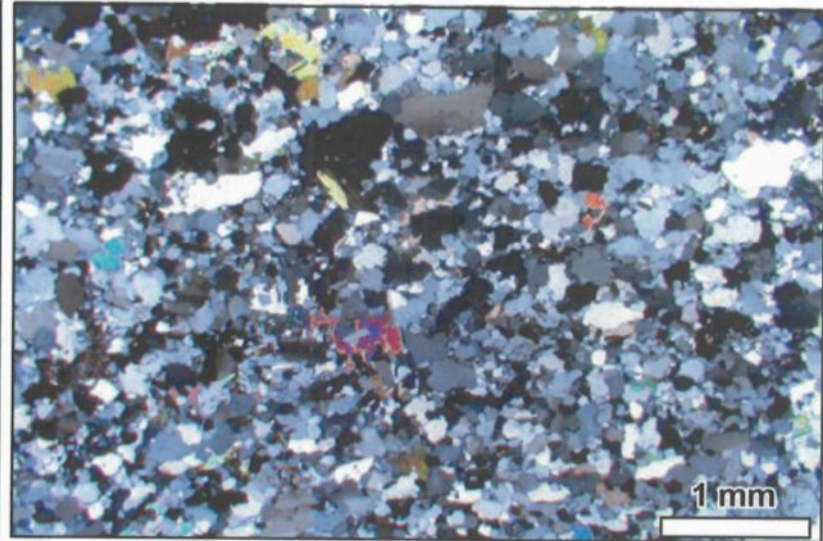
Sur Aquilon, les contacts lithologiques et les évidences de litage primaire expriment un fort parallélisme avec la fabrique planaire principale ( $S_p$ ). Le parallélisme observé s'explique par une très forte transposition des couches sur la schistosité principale (Planche 12a). À l'échelle locale cependant, dans les charnières de plis, on observe de nombreuses évidences de relation angulaire entre ces éléments. Les plis sont isoclinaux, couchés à déversés, plongent faiblement vers le nord nord-est et affectent les couches lithologiques et le litage primaire (Planche 12b), de même certains dykes mafiques et l'ensemble des veines de quartz sub-parallélisées à  $S_p$ . Il est interprété que ces derniers sont synchrones au développement de la schistosité principale puisque celle-ci a une attitude correspondant à leur surface axiale (Planche 12c). Ainsi, l'orientation des plis varie de la même manière que la trajectoire de la fabrique  $S_p$ . Les axes de plis quant à eux présentent une attitude constante et sont colinéaires avec la linéation d'étirement (Figure 13). La forte expression de la linéation d'étirement se manifeste également sur la géométrie des plis  $P_p$  qui prennent localement l'allure de plis en fourreau (Figure 14), tel que suggéré par l'observation de fermetures dans les plans « YZ » et « XZ » (Planche 12d). Ces plis en fourreau sont très serrés. En fait, la variation de leur axe s'approche de  $0^\circ$  comme en témoigne la constance des axes de plis  $P_p$  mesurés sur le terrain.

Les plis formés lors de la déformation principale s'expriment généralement sur une échelle métrique à plurimétrique. En affleurement, il n'est pas toujours facile d'en faire l'observation puisque cela nécessite une bonne surface d'exposition (exemples : indices « Fleur de Lys » et « Môman »). Cependant, quelques plis mineurs  $P_p$  identifiés sur le terrain et dans les échantillons

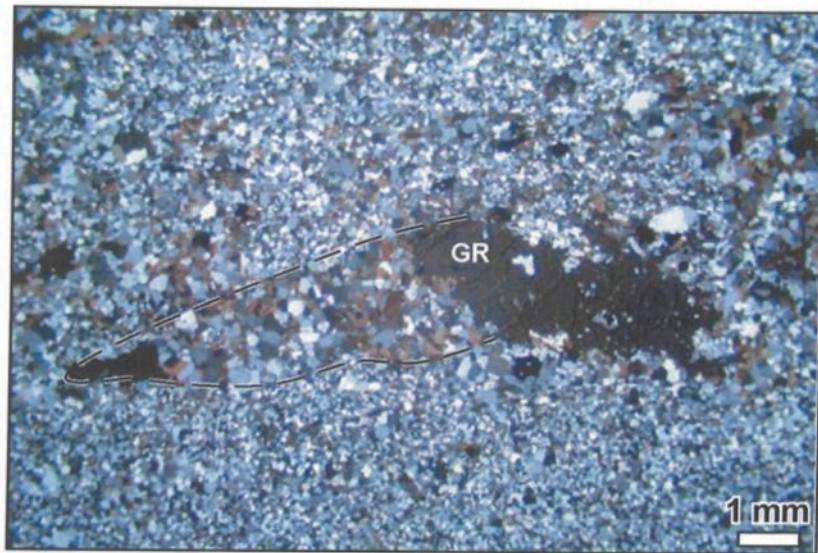
Planche 11



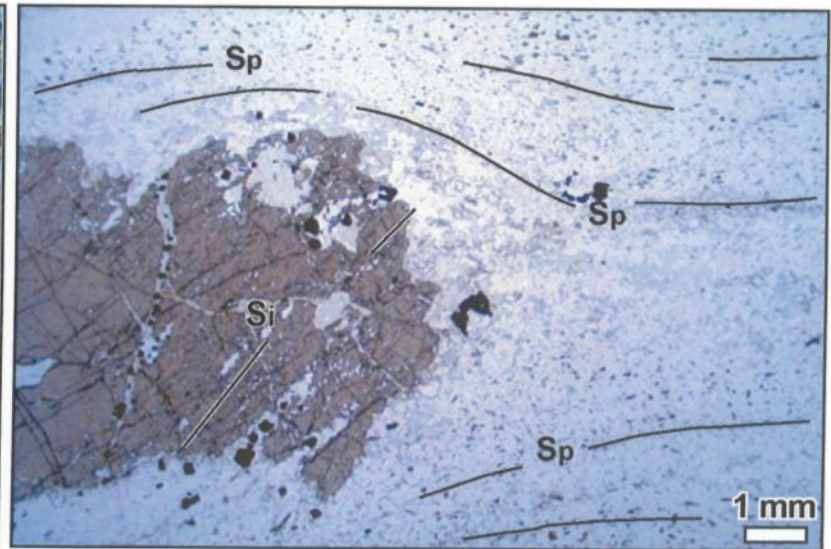
a)



b)



c)



d)



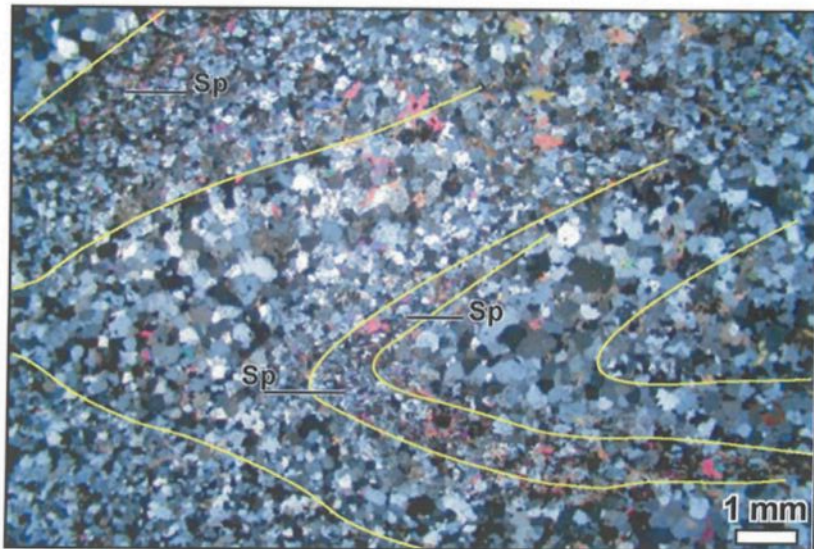
Planche 12



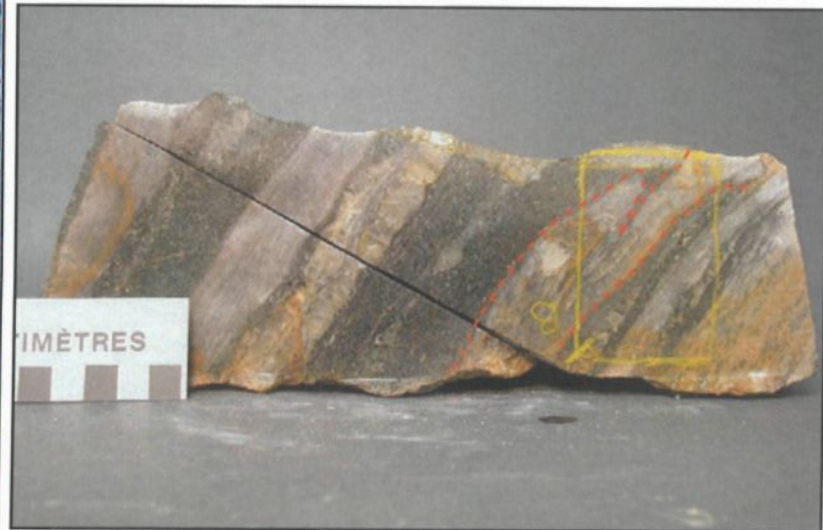
a)



b)



c)



d)

### Planche 11. Textures métamorphiques

- a) Texture lépidoblastique dans une lave felsique à phénocristaux de quartz altérée en muscovite. Lamelle AQ-01-39A, station IL-108, indice « Blueberry Wolf ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.
- b) Texture granoblastique orientée dans une lave felsique. L'aplatissement des cristaux de quartz et de plagioclase définit la fabrique  $S_p$  (orientation grossièrement E-O sur le cliché). Lamelle AQ-01-49A, station IL-125. Champ de la photo : 5,4 mm, lumière polarisée, 2,5x.
- c) Porphyroblaste de grenat caractérisé par le développement (d'un seul côté du minéral) d'une ombre de pression triangulaire. Lamelle AQ-01-06A, station IL-23. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- d) Porphyroblaste de grenat montrant une foliation interne  $S_i$  oblique à la fabrique planaire principale  $S_p$ . Lamelle AQ-01-06B, station IL-23. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.

### Planche 12. Transposition et plis associés à la déformation principale

- a) Transposition d'un dyke de gabbro dans une volcanite felsique parallèlement à la fabrique  $S_p$ . IL-123, indice « Small Moose ».
- b) Exemple de pli associé à la déformation principale : pli couché, déjeté et isoclinal affectant le litage primaire dans un tuf felsique de l'indice « Small Moose ». La fabrique  $S_p$  partage l'attitude du plan axial. Station IL-01-121.
- c) Plis  $P_p$  observés en lame mince provenant d'une volcanite felsique de l'indice « Small Moose » et affectant le litage primaire. La foliation  $S_p$  de plan axial est bien matérialisée par l'orientation des micas. Lamelle AQ-01-47A, station IL-120. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- d) Pli d'entraînement matérialisé par un niveau de rhyodacite dans un dyke mafique à HB-BO-EP-PG en section parallèle à la linéation d'étirement. La répétition des deux unités et de la veine de quartz serait le résultat du plissement très serré et du phénomène de transposition. Notez que les lambeaux de veine de quartz sont également contenus dans le dyke et dans la felsite. Échantillon AQ-01-57, station IL-135, secteur de l'indice « FDL ».

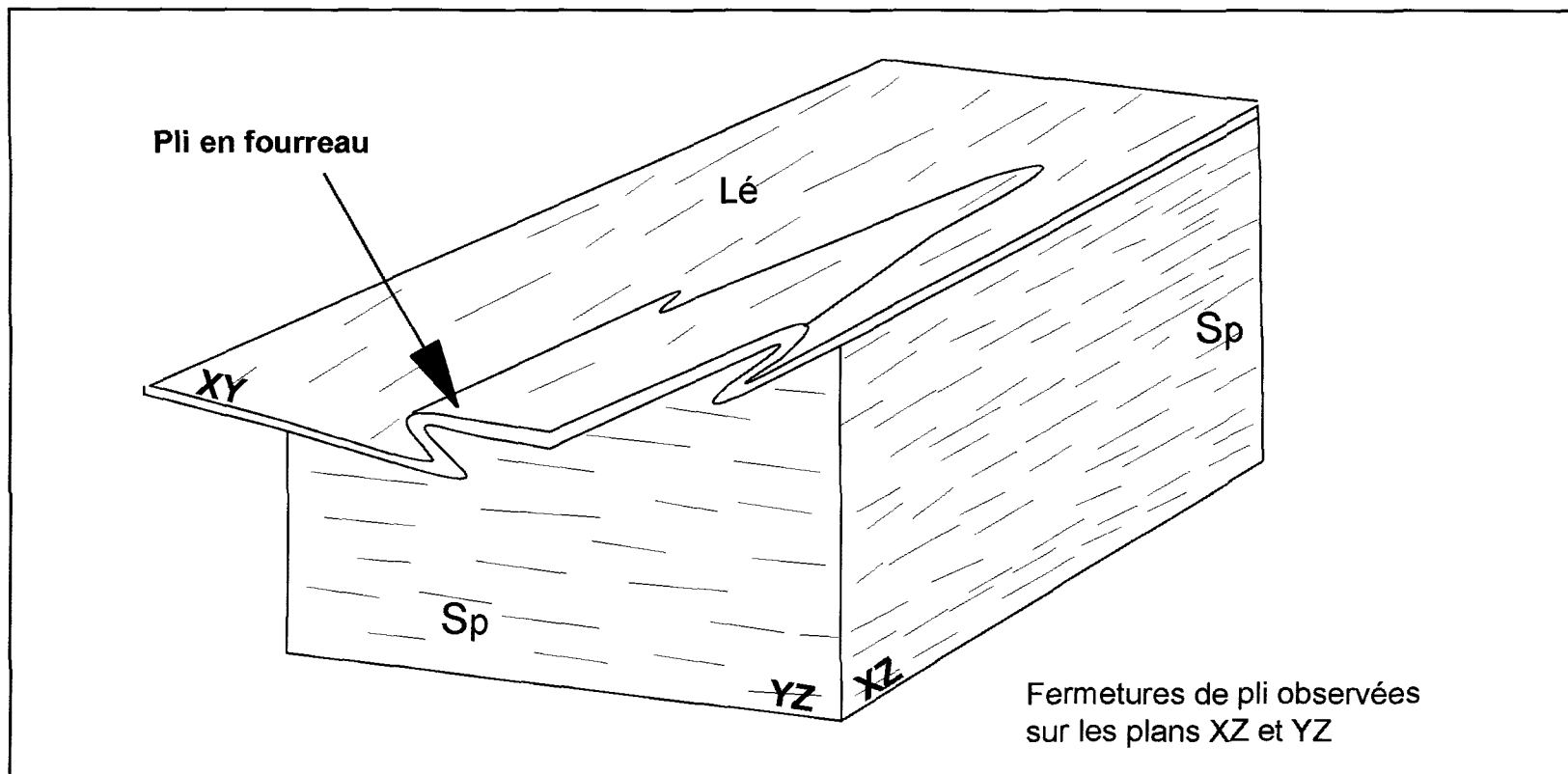


Figure 14. Géométrie des plis en fourreau associés au développement de Sp et Lé. (modifiée de Passchier et Trouw 1998).



prélevés (exemples : Planches 5a, 10b, 12c) ont permis de constater que le plissement se manifeste également à plus petite échelle. Mentionnons enfin que les plis isoclinaux associés au développement de  $S_p$ , la transposition intense des couches par  $S_p$  et le développement de plis en fourreau seraient responsables des nombreuses répétitions lithologiques observées en affleurement ainsi qu'en forage (Planche 12d; Gauthier, 2003).

### 3.4.2 Plissement tardif

Les exemples de plis tardifs  $P_{p+1}$  (Planche 10c) sont omniprésents sur Aquilon. Les plis associés au développement du clivage de crénulation  $S_{p+1}$  correspondent à des plis droits faiblement plongeants, ouverts et orientés nord nord-est – sud sud-ouest (Figure 12 : a et b). Cette phase de plissement affecte le litage primaire, la fabrique planaire principale et l'ensemble des veines de quartz. L'anisotropie linéaire, fortement empreinte dans les roches de la propriété, a de nouveau servi d'axe de rotation lors de la formation de ces plis droits, puisque les axes de plis mineurs  $P_{p+1}$  mesurés montrent une colinéarité avec la linéation d'étirement et les axes de plis  $P_p$  (figures 12b et 13).

Sur le terrain, le plissement  $P_{p+1}$  se manifeste par des petits plis centimétriques à décimétriques et par des ondulations de la foliation principale à plus grande échelle. Ils sont en fait des manifestations à plus petite échelle du grand plissement régional affectant le grain structural. La distribution des pôles de la schistosité de flux mesurés sur l'ensemble du territoire de la propriété (Figure 12c) confirme ainsi la géométrie du plissement définie précédemment à l'aide des plis mineurs.

Dans les zones présentant un niveau de déformation relativement plus intense, du plissement intrafolial affecte localement la schistosité principale. Les axes de ces plis présentent toujours une colinéarité avec  $L_e$  et aucune nouvelle foliation ne semble associée à leur développement. Il est suggéré qu'une rotation de plis mineurs  $P_{p+1}$ , entraînant le clivage secondaire sur le plan de l'anisotropie principale et impliquant une composante de cisaillement simple, explique le

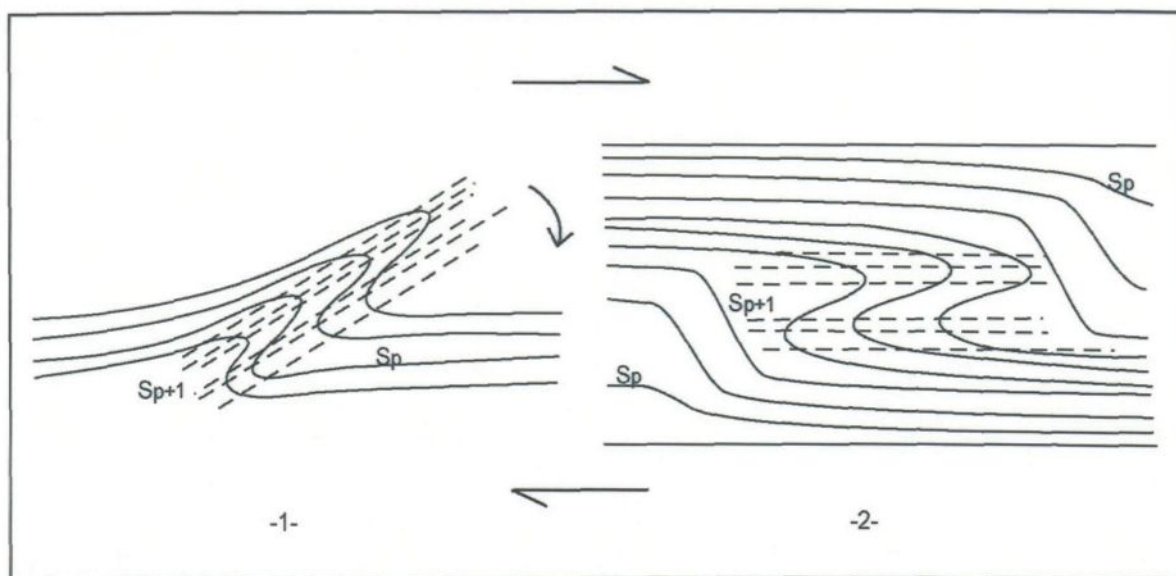
développement de plis intrafoliaux et l'absence de nouvelle fabrique apparente. La figure 15 illustre ce modèle qui s'inscrirait dans un processus de déformation continue. Sur l'indice « Grenouille 1 », où l'anisotropie planaire principale est particulièrement forte, des tels plis sont bien développés et leur asymétrie en « Z » suggèrent un mouvement dextre (Figure 15b).

### **3.5 ANALYSE DE LA DÉFORMATION PAR DOMAINES**

Bien que le niveau de déformation soit relativement homogène sur l'ensemble du secteur étudié, les éléments structuraux matérialisant la déformation présentent des variations spatiales importantes. Il devient essentiel de définir des domaines structuraux montrant des caractéristiques plus uniformes. Ainsi, trois secteurs ont été délimités afin d'analyser de manière plus cohérente la nature de la déformation ayant affectée les roches d'Aquilon (Figure 16). Il s'agit des domaines « Est », « Ouest » et « Central ».

#### **3.5.1 Domaine « Est »**

Le domaine « Est » est compris entre l'extrême est de la propriété et la pointe ouest du lac Zambuca (Figure 16). Il représente la zone de charnière du grand pli régional affectant la ceinture volcano-sédimentaire. La fabrique planaire principale  $S_p$  y est très bien développée et a une attitude moyenne de  $253^\circ/30^\circ$  (Figure 17). La linéation d'étirement moyenne est de  $012^\circ/27^\circ$  et l'angle de chute de celle-ci, dans le plan de la foliation principale, est de  $116^\circ$  en sens horaire. L'orientation sub-parallèle à la fabrique  $S_p$  des veines de quartz et des dykes mafiques, attribuable à un plissement très serré ou à la transposition de ceux-ci lors de la déformation principale, est illustré sur la figure 17, où les pôles des veines et des dykes coïncident avec le champ formé par les pôles de  $S_p$ . La majorité des plis  $P_p$  observés proviennent du domaine « Est » (Figure 13). Puisque les axes de ces plis ont environs la même valeur de plongée que le pendage des plans axiaux, les plis associés à  $S_p$  correspondent à des plis réclinés.



a)



b)

Figure 15. a) Développement de plis intrafoliaux impliquant la rotation de plis asymétriques dans une zone de cisaillement. Le clivage secondaire se parallélise alors à l'anisotropie de base. (modifié de Roy et Daigneault, 2003) b) Plis intrafoliaux observés sur l'indice "Grenouille 1", station IL-74.

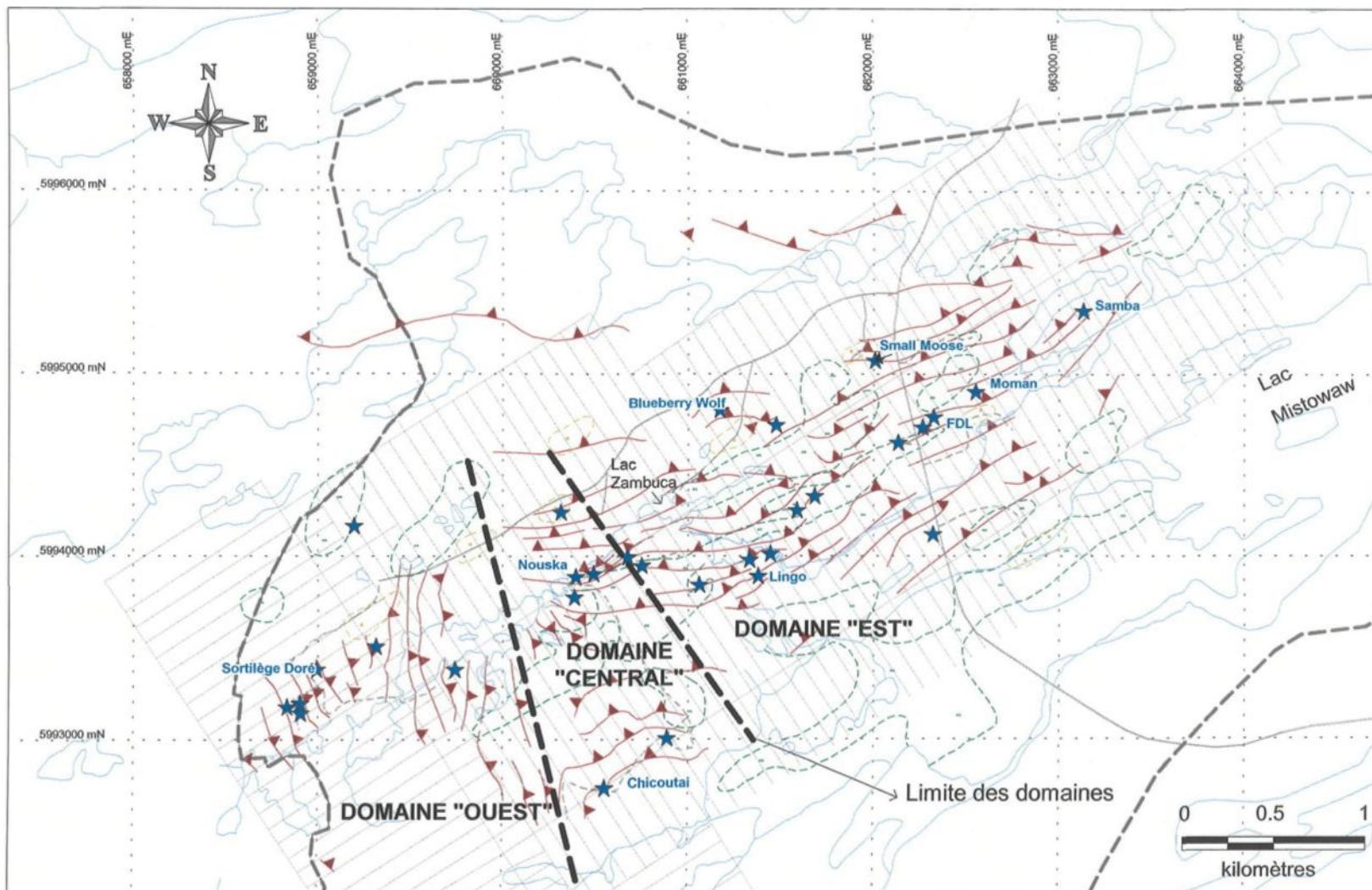


Figure 16. Identification des trois domaines structuraux de la propriété Aquilon

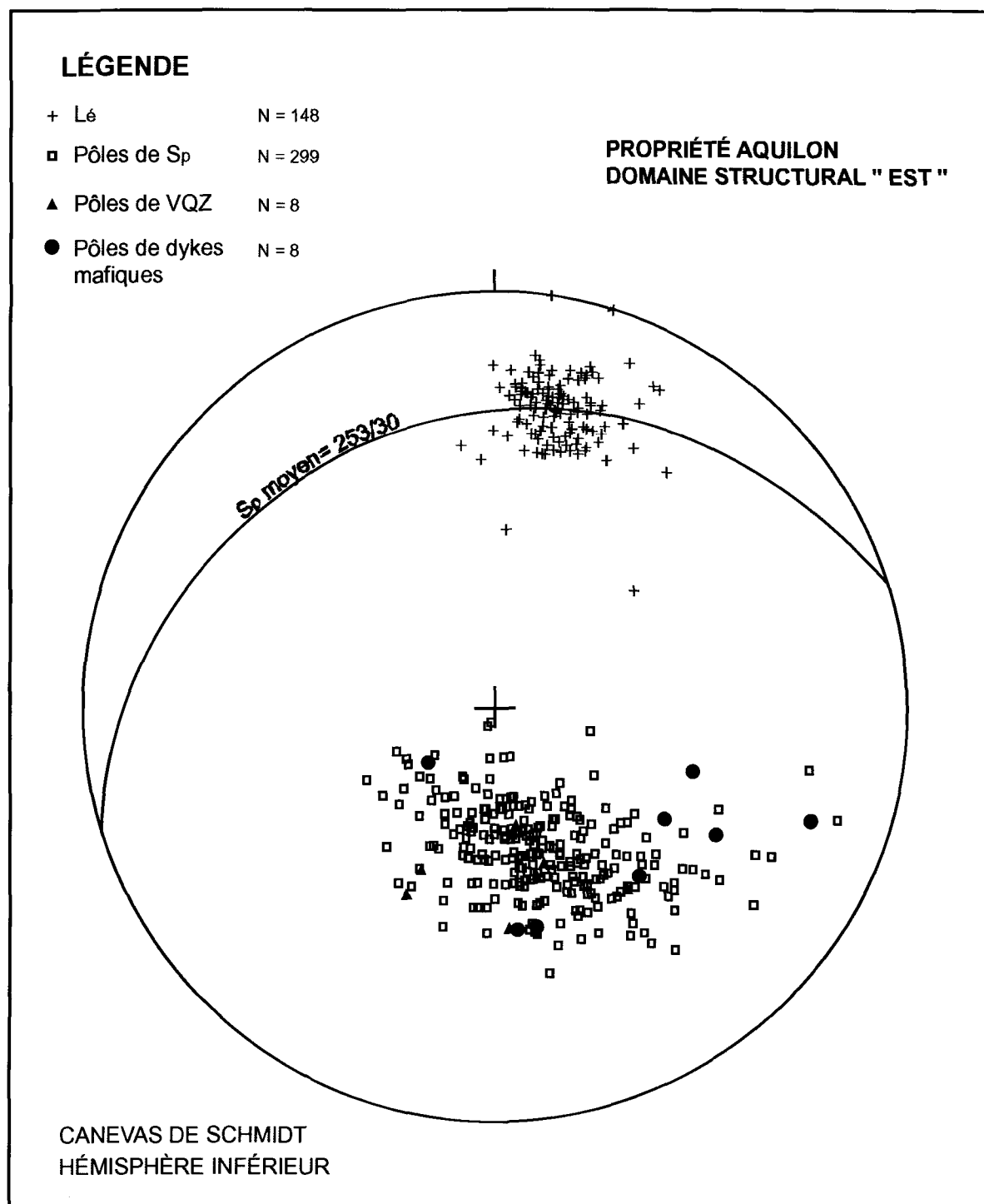


Figure 17. Projection des principaux éléments structuraux du domaine " Est "



Étant donné la nature des roches et le niveau de déformation présents sur Aquilon, les indicateurs de cisaillement sont très rares. En fait, la foliation principale correspond à une fabrique complètement parallélisée au plan de cisaillement ( $S_p // C$ ). Quelques indicateurs de cisaillement microscopiques, en sections parallèles à  $L_e$ , ont cependant été notés. Ceux-ci correspondent essentiellement à des ombres de pression asymétriques et à des noyaux rigides dans les laves porphyriques et les roches intermédiaires à mafiques composées de phénocristaux de hornblende et biotite. La qualité de ces indicateurs est cependant faible et le sens du mouvement résultant est souvent contradictoire.

### 3.5.2 Domaine « Central »

Le domaine « Central » est localisé entre les domaines « Est » et « Ouest ». Il est centré sur le secteur de l'indice « Nouska » et s'étend vers le sud jusqu'aux indices « Chicoutai » (Figure 16). Ce domaine se distingue des deux autres par une trajectoire de  $S_p$  variant de manière marquée et par une linéation d'étirement semblant se manifester de façon plus intense qu'ailleurs. La schistosité principale, ayant une attitude moyenne de  $293^\circ/21^\circ$  (Figure 18), présente une déviation vers le nord plus prononcée que dans la portion occidentale du domaine « Est » (Figure 16). Tel qu'observé en microscopie, l'empreinte de la foliation  $S_p$  dans les roches de ce domaine est relativement moins forte qu'ailleurs. L'extrême apparence de  $L_e$  (attitude moyenne :  $015^\circ/20^\circ$ ) est partiellement attribuable au fait que les pendages sont relativement plus faibles qu'ailleurs. Ainsi, en affleurement, on se trouve régulièrement à cheminer directement sur le plan de foliation, rendant la linéation encore plus évidente. Toutefois, les échantillons provenant de ce secteur, en les comparant à ceux des deux autres domaines, ne manifestent pas de  $L_e$  mieux empreinte, celle-ci étant très forte partout sur la propriété.

Ce qui caractérise également le domaine « Central », ce sont les pôles de  $S_p$  qui présentent une dispersion sur un grand cercle interprété comme le plan profil d'un pli  $P_{p+1}$  (Figure 18). Cette distribution cylindroïde est identique à celle obtenue en projetant tous les pôles de  $S_p$  mesurés sur

la propriété (Figure 12). Aussi, dans le secteur de « Chicoutai », la trajectoire de la schistosité principale dessine des fermetures de plis (Figure 16). Ainsi, les variations d'attitude de  $S_p$  dans le domaine « Central » sont attribuables à la présence d'un pli  $P_{p+1}$  de grande amplitude, mais d'ordre inférieur au grand pli régional tardif affectant le grain structural. Le plissement tardif explique la présence de pendages beaucoup plus abrupts rencontrés localement dans ce domaines, notamment dans le secteur des indices « Chicoutai » (Figure 11).

### 3.5.3 Domaine « Ouest »

Le domaine « Ouest » couvre le secteur « Sortilège Doré » et s'étend au sud jusqu'à la limite de la ceinture Aquilon. Ce secteur se distingue des domaines « Est » et « Central » par l'attitude générale de la foliation principale  $S_p$  qui est de  $347^\circ/33^\circ$  (Figure 19). La linéation d'étirement quant à elle maintient une attitude équivalente aux deux autres domaines avec une valeur de  $013^\circ/20^\circ$ . L'angle de chute de celle-ci dans le plan de foliation  $\gamma$  est ainsi beaucoup moins grand avec une valeur moyenne de  $32^\circ$  en sens horaire. Le faible angle de chute de  $L_e$  dans  $S_p$  rend la linéation d'étirement moins évidente à observer en affleurement. Cependant, l'examen pétrographique des échantillons provenant de ce domaine montre une linéation très bien développée et imprégnée dans les roches du secteur de manière équivalente au reste de la propriété, mais de façon supérieure à la schistosité principale.

Tout comme dans le domaine « Est », les plis  $P_p$  formés sont des plis réclinés faiblement plongeants, couchés à déversés. L'intensité de la transposition se manifeste par une répétition de minces dykes felsiques sub-parallélisés à  $S_p$  et injectés dans les basaltes environnants. Des plis intrafoliaux sub-horizontaux s'y présentent à quelques endroits et indiqueraient, tout comme l'exemple illustré à la figure 15, un mouvement tardif impliquant une composante de cisaillement dextre. Enfin, bien que quelques indicateurs de cisaillement aient été observés en sections orientées parallèlement à  $L_e$ , pour les mêmes raisons mentionnées ci-dessus, ceux-ci sont contradictoires et de faible qualité.



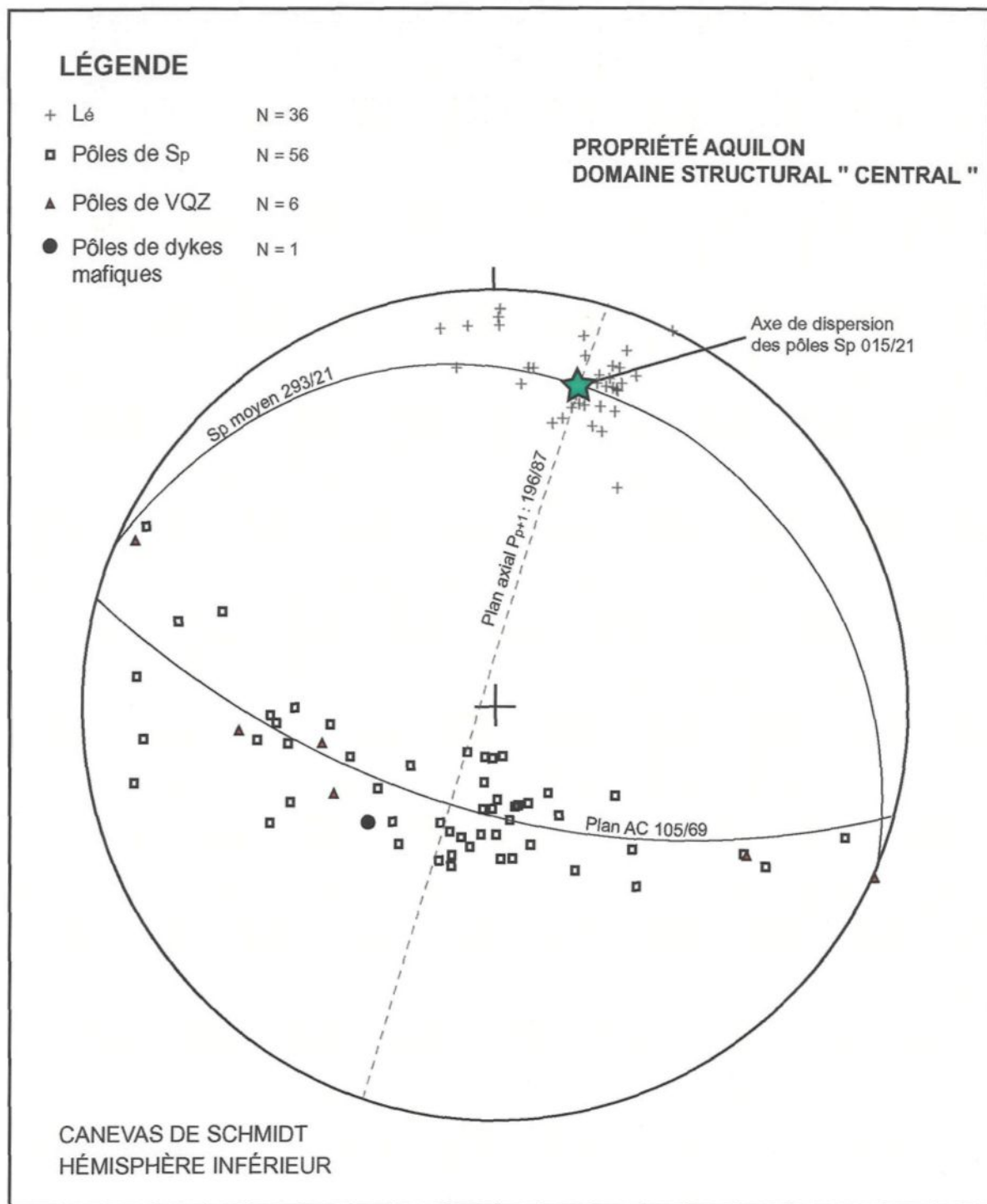


Figure 18. Projection des principaux éléments structuraux du domaine " Central "

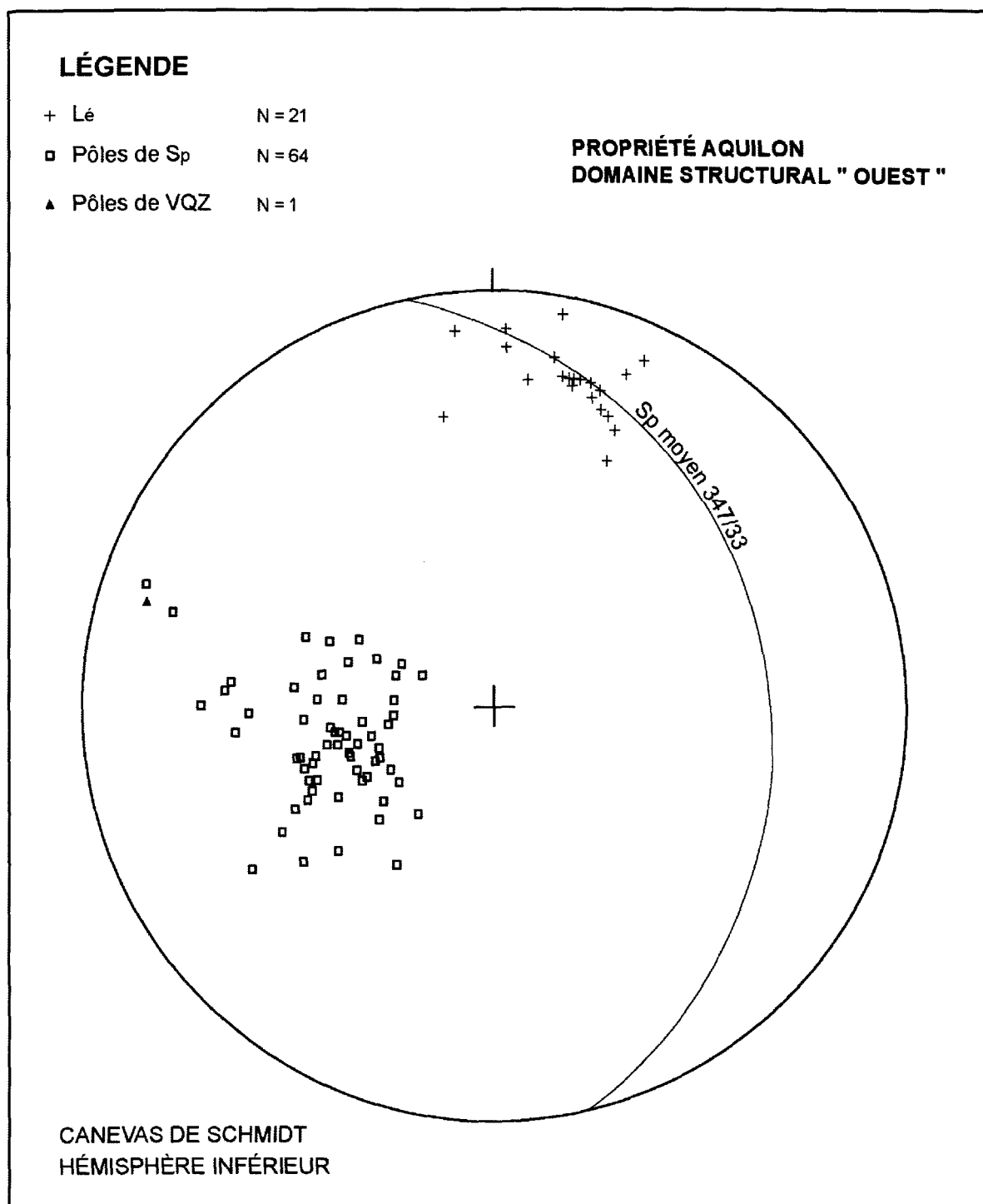


Figure 19. Projection des principaux éléments structuraux du domaine " Ouest "

### 3.6 SOMMAIRE DE LA DÉFORMATION

La présence de différentes fabriques planaires et la trajectoire plissée de la schistosité principale confirme l'existence d'une tectonique polyphasée s'exprimant par au moins trois (3) événements de déformation :  $D_{p-1}$ ,  $D_p$ ,  $D_{p+1}$  (Tableau 3). La schistosité principale est interprétée comme étant associée au second événement qui est le plus marqué. Celle-ci est accompagnée d'une linéation d'étirement  $L_\epsilon$  à faible plongée. Le développement de plis couchés isoclinaux aux plans axiaux sub-parallèles à  $S_p$  et aux axes colinéaires à  $L_\epsilon$  est contemporain à la déformation principale. L'intensité et la constance des linéations d'étirement, malgré l'absence de bons indicateurs de cisaillement, laisse croire à une déformation de nature non-coaxiale.

**Tableau 3. Tableau synthèse des événements de déformation et métamorphisme**

Événement	Déformation	Temps
$D_{p-1}$	Plano linéaire	$S_{p-1}$ .....
$D_p$	Plano linéaire non-coaxiale ?	$S_p$ & $L_\epsilon$ , $P_p$ —————
$D_{p+1a}$	Plano linéaire	$S_{p+1}$ , $P_{p+1}$ , $L_\epsilon$ —————
$D_{p+1b}$	Linéaire	$L_\epsilon$ .....
Métamorphisme		Prograde ..... Rétrograde .....

Au moins un épisode pourrait précéder cette phase de déformation comme le suggère l'existence d'une fabrique ancienne  $S_{p-1}$ . Puisque le développement de la foliation  $S_p$  a presque complètement oblitéré les vestiges de la déformation précoce, l'existence de l'épisode  $D_{p-1}$  demeure spéculative. Toutefois, ailleurs dans la sous-province de La Grande, un premier épisode antérieur

à la déformation pénétrative est généralement reconnu et plus facilement identifiable (Goutier et *al.* 1999, 2001a, 2001b ; Mercier-Langevin 2000). Il est donc légitime de croire que le secteur de la propriété Aquilon présente une tectonique polyphasée similaire.

Le clivage de crénulation reprenant la schistosité de flux représente un épisode tardif  $D_{p+1}$ . Toutefois, sa relation angulaire dite « de gauche » avec la schistosité principale et le développement de plis intrafoliaux en Z suggèrent que  $D_p$  et  $D_{p+1}$  appartiennent à une même déformation ayant progressée dans le temps et impliquant, du moins tardivement, une composante de cisaillement dextre. Puisque la déformation tardive se manifeste différemment d'un endroit et/ou d'un médium à l'autre, cet événement a été subdivisé suivant le type de réponse à la déformation. Ainsi, on remarque une réponse de type plano-linéaire caractérisée par la fabrique  $S_{p+1}$ , par le développement de plis  $P_{p+1}$  et par une intensification de la linéation d'étirement. Une deuxième réponse à la déformation tardive concerne seulement l'intensification de  $L_e$  sans que ne se manifeste la fabrique planaire tardive. Cela pourrait impliquer un confinement important de la ceinture afin de permettre un fluage dans une seule direction.

Enfin, suivant les nombreuses structures métamorphiques décrites précédemment, le métamorphisme régional sur Aquilon est considéré dynamique et synchrone à la déformation principale  $D_p$ . Quant au métamorphisme rétrograde, il est considéré avoir débuté lors de la phase de déformation tardive  $D_{p+1}$  sur la base des observations suivantes : 1) les dykes de lamprophyres post- $D_p$  à syn- $D_{p+1}$  présentent un métasomatisme important (remplacement de la hornblende par la chlorite) et 2) la chlorite, en remplacement de la biotite et/ou de la hornblende, est localement orientée suivant  $S_{p+1}$  dans les volcanites de la propriété.

## **CHAPITRE IV**

### **TPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS ET DISTRIBUTION DES VEINES**

#### **4.1 INTRODUCTION**

Le quatrième chapitre est consacré à la description des minéralisations aurifères de la propriété Aquilon. Il permettra de comprendre la distribution de la minéralisation et de la situer chronologiquement dans l'évolution géologique du secteur. Ce chapitre est subdivisé de manière à présenter, dans un premier temps, les différentes zones minéralisées où des travaux détaillés ont été réalisés. La section 4.2 placera donc différentes veines aurifères dans leur cadre lithologique et structural et présentera les aspects géométriques de ces corps. Cette partie traitera également des caractéristiques générales de la minéralisation et de l'altération. La minéralisation de type sulfurée sera décrite à la section 4.3, tandis que la typologie des minéralisations filoniennes et sulfurées sera détaillée dans la section suivante, où la minéralogie et les textures et structures internes des veines et des niveaux sulfurés seront présentées. Enfin, la distribution de l'or et l'établissement des associations métalliques feront l'objet de la section 4.5.

#### **4.2 ZONES MINÉRALISÉES DE TYPE FILONIEN**

##### **4.2.1 Indice « Môman »**

##### ***Localisation et cadre lithologique***

L'indice « Môman », ayant titré jusqu'à 1477 g/t Au en échantillon choisi et 287,43 g/t Au sur 2,30 m en rainurage (Quirion 2000b), correspond à l'une des principales zones minéralisées de

type filonien. Tout comme les indices « Grenouilles 2 » et « Fleur de Lys » (voir les descriptions aux sections suivantes), ce site aurifère est localisé dans la partie orientale du Corridor aurifère du Loup et est associé spatialement à l'unité felsique du lac d'Aiguillon en son contact sud. La minéralisation se présente au sein d'une veine de quartz atteignant localement près d'un mètre d'épaisseur. La figure 20 illustre la géologie entourant la veine « Môman » et situe la section représentée à la figure 21. Celle-ci est orientée perpendiculairement à l'axe du pli que forme la veine. La planche photographique 13a offre également une vue de cette dernière.

Malgré la présence d'une diversité de corps lithologiques dans l'environnement du filon aurifère, on remarque la dominance de l'unité felsique du lac d'Aiguillon. Les autres lithologies caractérisant la zone minéralisée incluent l'unité SFDL, un niveau de basalte, des dykes felsiques porphyriques et de petits dykes dioritiques tardifs. La veine aurifère est encaissée par l'unité FLA qui contient à cet endroit 15 à 20% de phénocristaux de quartz de 2 mm de diamètre moyen. En portant une attention particulière aux variations dans les proportions de phénocristaux et de minéraux ferromagnésiens (essentiellement la biotite), il a été possible de distinguer quelques dykes felsiques recoupés par la veine aurifère. Cette dernière suit localement le contact entre l'un de ces dykes et l'unité FLA. Un cortège de dykes centimétriques dioritiques montre également des relations intéressantes avec la veine « Môman ». On remarque que ceux-ci sont beaucoup mieux développés dans l'unité FLA (Figure 20 et Planche 13b). Comparativement au basalte situé structuralement sous la roche felsique, cette dernière a dû agir comme un matériel rhéologiquement compétent. Malgré la faible qualité d'affleurement à l'endroit où ces dykes atteignent la veine, on constate qu'ils sont postérieurs à la veine « Môman » puisqu'ils la recoupent.

### ***Contexte structural***

Le site de l'indice « Môman » appartient au domaine structural est. La schistosité de flux y est caractérisée par une direction générale ouest sud-ouest et par des pendages de 30°-40° vers le nord. L'attitude de la fabrique principale semble quelque peu perturbée par la présence de la

veine, précisément dans sa partie la plus massive, où  $S_p$  suit localement l'empreinte de la veine. La linéation d'étirement quant à elle se montre plus régulière avec une plongée de 30°-35° vers le nord nord-est.

Comme sur l'ensemble de la propriété, les contacts géologiques sur l'indice « Môman » présentent un parallélisme à la schistosité principale. On y observe également quelques évidences de transposition, notamment entre le basalte et l'unité SFDL. Aussi, à l'endroit d'où provient l'échantillon AQ-01-59 (Figure 20), une texture bréchique caractérise la volcanite mafique en son contact avec un dyke felsique. On y remarque la présence de fragments felsiques, aplatis suivant  $S_p$  et incorporés dans le basalte. Cette texture est probablement le résultat de la transposition du dyke felsique dans la bande mafique.

La veine aurifère est aussi fortement affectée par la déformation responsable du développement de la schistosité de flux. Celle-ci forme un pli couché de plan axial sub-parallèle à  $S_p$  et possédant un axe de même attitude que la linéation d'étirement. On reconnaît l'emplacement de la charnière du pli à l'endroit où la veine montre une épaisseur plus importante. Alors qu'elle atteint près d'un mètre dans la charnière, elle s'amincit considérablement dans les flancs, ce qui la rend difficile à suivre au-delà de la zone actuellement connue. La bande de basalte et un dyke felsique suivent l'empreinte de la veine et permettent également de matérialiser ce pli. Sur la coupe perpendiculaire à l'axe du pli (Figure 21), on reconnaît un style grossièrement isoclinal et une asymétrie en « S » (regard dans le sens de la plongée du pli). Non seulement la veine est-elle affectée par du plissement  $P_p$ , mais elle montre également des évidences de démembrement. Dans la charnière du pli, la veine forme des réentrants dans l'unité felsique du lac d'Aiguillon où se détachent des lambeaux de veine (Figure 21 et Planche 13c).

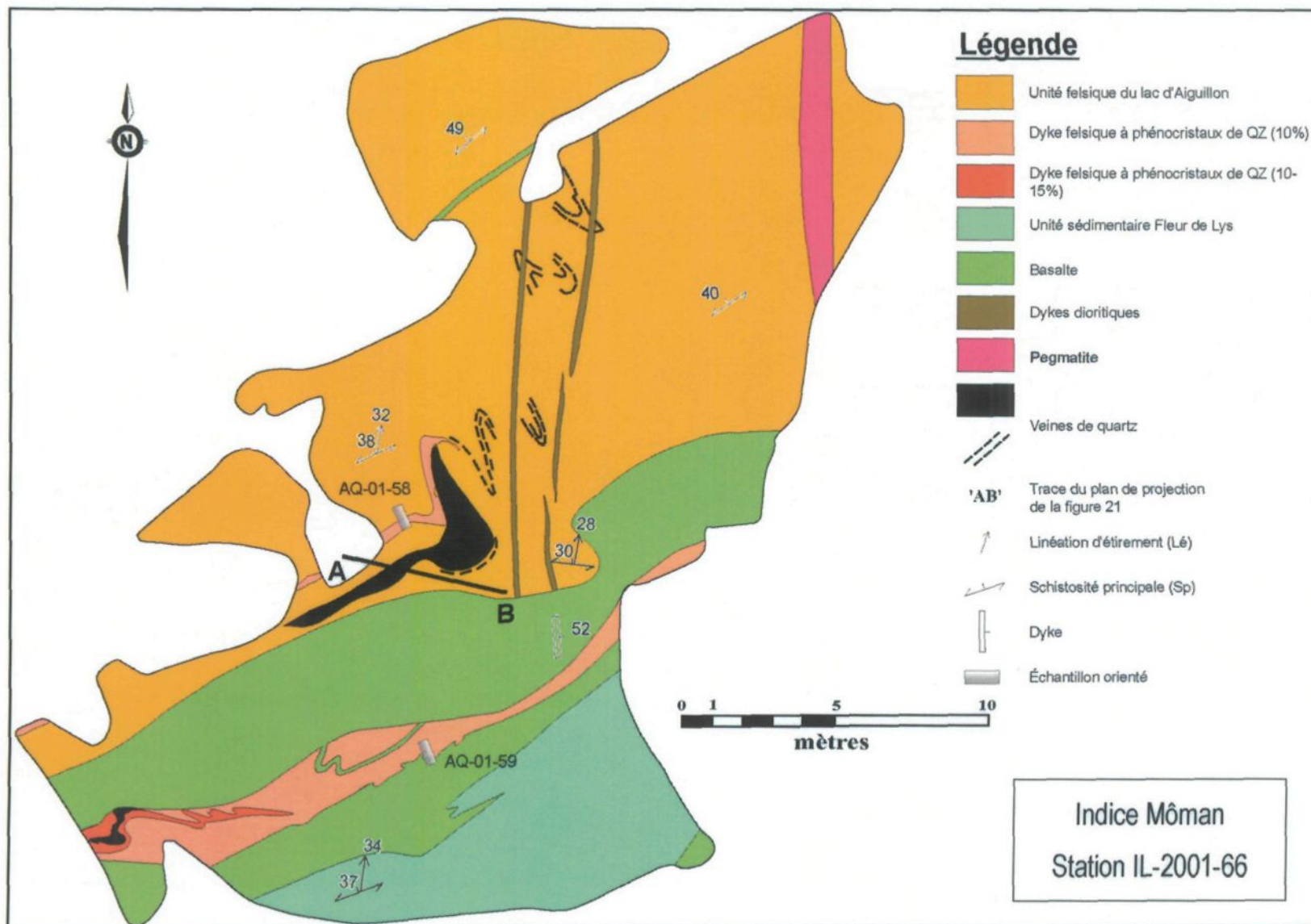


Figure 20. Géologie de l'indice "Môman" (modifiée de Quirion, 2001)



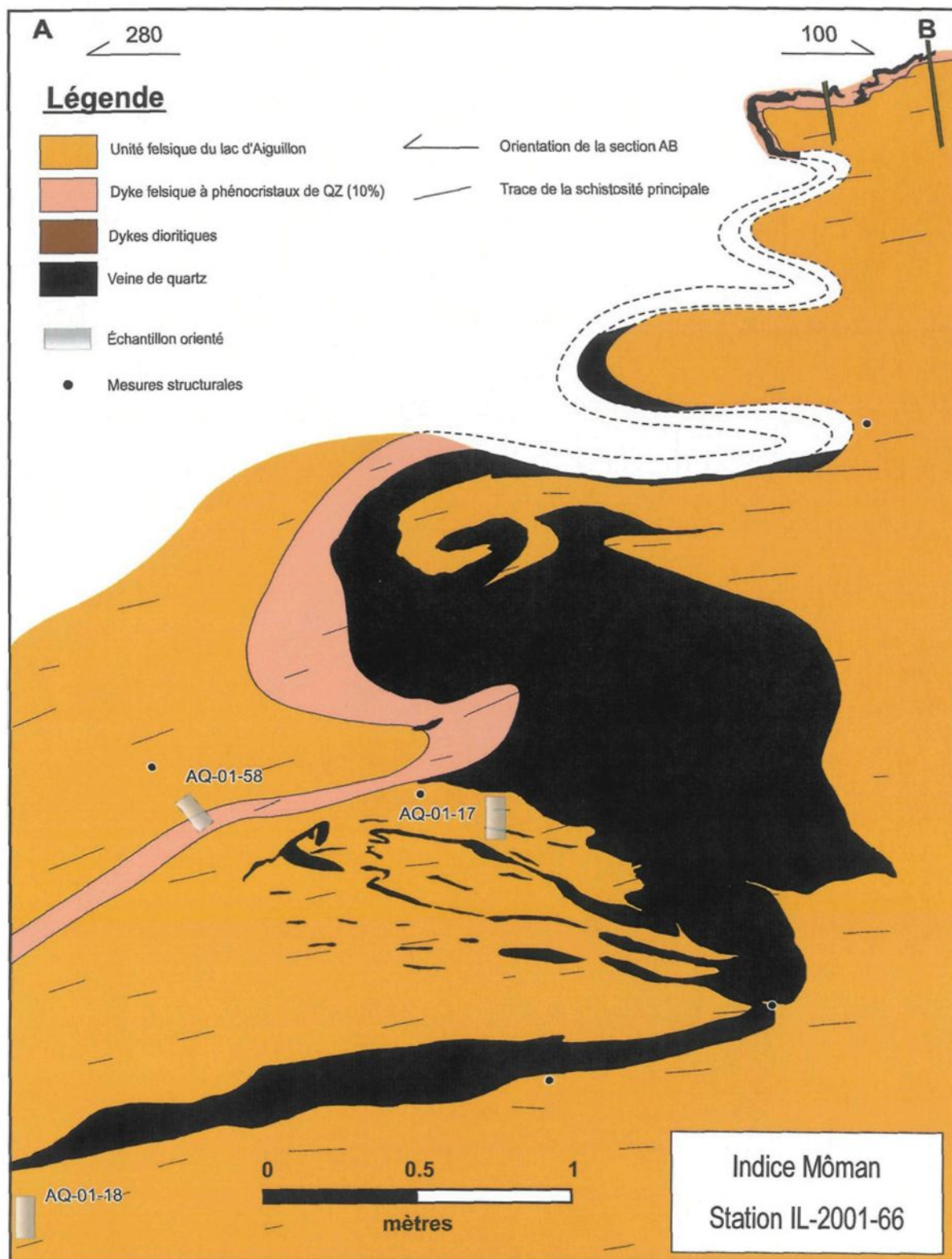
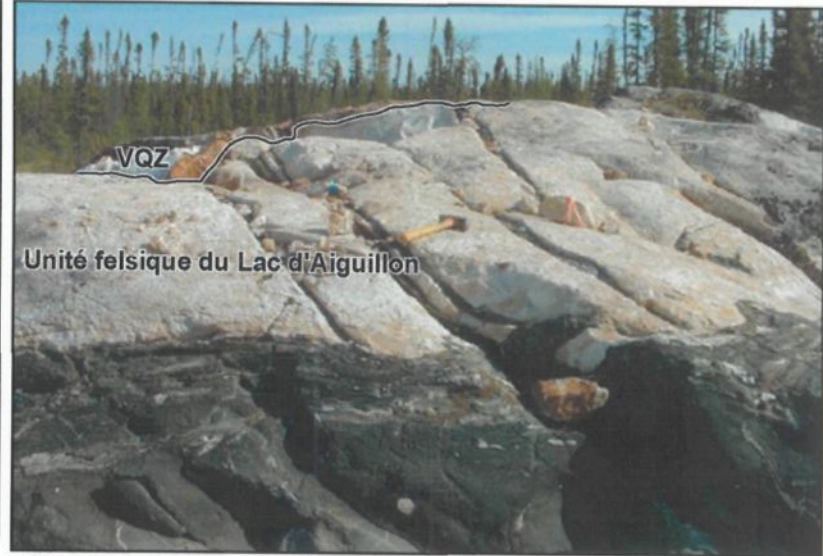


Figure 21. Schéma de la veine "Moman" vue en coupe (Section 'AB' perpendiculaire à Lé, voir figure 20 pour la localisation)

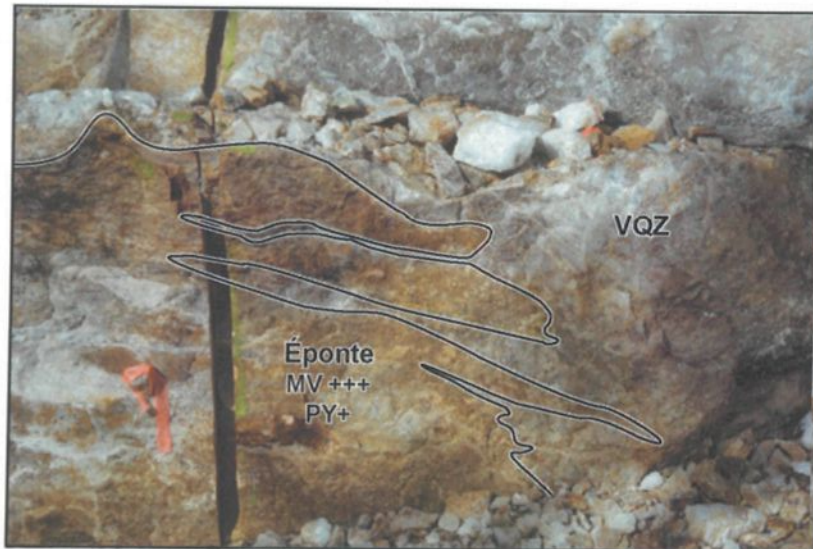
Planche 13



a)



b)



c)



d)

**Planche 13. Veines « Môman » et « Fleur de Lys »**

- a) Veine « Môman » dans une vue plus ou moins perpendiculaire à la linéation d'étirement. Celle-ci est plissée et montre des contacts irréguliers et un épaississement dans la charnière. Station IL-66, indice « Môman ».
- b) Dykes dioritiques tardifs beaucoup mieux développés dans l'unité felsique du lac d'Aiguillon, non affectés par le plissement et recoupant la veine « Môman ». Station IL-66, indice « Môman ».
- c) Vue rapprochée de l'intrados du pli formé par la veine « Môman ». On y remarque des segments de veine s'apprêtant à être détachés de la veine principale. Ces « lambeaux en devenir » sont contenus dans le plan de la schistosité principale, dans l'unité felsique du lac d'Aiguillon fortement altérée en muscovite et enrichie en pyrite. Station IL-66, indice « Môman ».
- d) Vue de la veine « Fleur de Lys » qui est caractérisée par une morphologie très irrégulière causée par du plissement, du boudinage et du démembrement. Station IL-69, indice « Fleur de Lys ».



### ***Minéralisation et altération***

À l'exception de la pyrite, présente en traces seulement, très peu de sulfures composent la veine « Môman ». Par contre, des tellurures d'un blanc bleuté au reflet métallique et à la forme lamellaire sont relativement abondants, avec des proportions pouvant atteindre jusqu'à 1% près du contact avec l'encaissant. Tout comme pour ce dernier minéral, la pyrite s'observe davantage près du contact de la veine avec l'unité FLA. C'est également le meilleur endroit pour observer l'or natif présent dans le filon. Dans les épontes immédiates (à moins d'un mètre de la veine), les teneurs aurifères demeurent élevées : jusqu'à 17,66 g/t Au en échantillon choisi et 8,71 g/t Au sur 0,30 m (Quirion 2000b). Sur ce dernier aspect, la veine Môman se distingue des autres indices filoniens de la propriété où de manière générale, les épontes demeurent anormales en or, mais ne présentent pas de concentrations économiques (entre 200-300 ppb Au en moyenne selon Quirion 2000a, 2000b et 2002). Ces valeurs élevées sont cependant associées à la présence de fines veinules de quartz dans les épontes de la veine Môman.

L'altération est caractérisée par une séricitisation (>25% muscovite) et une pyritisation (1-2% pyrite) se manifestant sur quelques centimètres à quelques décimètres en bordures de la veine. Les épontes présentent une couleur rouille en surface oxydée et une texture schisteuse. À l'intérieur de celles-ci, les grains de muscovite sont assemblés sous forme de bandes définissant la schistosité de flux. Cependant, les bâtonnets de micas sont réorientés de manière oblique à ces bandes.

### ***Synthèse des observations***

La géométrie de la veine Môman et ses relations avec la foliation principale indiquent une formation précoce de celle-ci par rapport à  $D_p$ . Tout d'abord parce que la foliation principale produite par cet événement de déformation présente une trajectoire clairement perturbée par la présence de la veine. De plus, la veine est plissée et  $S_p$  occupe le plan axial du pli. Enfin, l'enveloppe d'altération étant fortement structurée par  $D_p$ , on peut suggérer que la déformation

pénétrative se superpose à la formation de la veine. La réorientation de la muscovite dans les éponte serait quant à elle attribuable à l'événement tardif  $D_{p+1}$ . Lors de sa mise en place, la veine de quartz semble avoir utilisé, du moins localement, l'anisotropie primaire qu'est le contact entre l'unité felsique du lac d'Aiguillon et le mince dyke felsique.

L'intensité avec laquelle le filon aurifère a été déformé et la géométrie rectiligne des petits dykes dioritiques viennent renforcer l'interprétation que ces derniers sont considérablement plus jeunes que la veine.

#### **4.2.2 Indice « Fleur de Lys »**

##### ***Localisation et cadre lithologique***

Localisée à quelques 250 mètres au sud-ouest de « Môman », l'indice « Fleur de Lys » présente plusieurs caractéristiques similaires au précédent. La minéralisation aurifère s'y trouve au sein d'une unique veine de quartz extrêmement déformée qui a donnée jusqu'à 494,51 g/t Au en échantillon choisi, 110,18 g/t Au sur 3,49 m en rainurage et 4,32 g/t Au sur 3,70 m en forage (Quirion 2000b). On peut apprécier l'ampleur de cette déformation sur les figures 22 et 23 qui reproduisent la géologie détaillée de la zone minéralisée, ainsi que sur la planche photo 13d.

Les principales lithologies identifiées sur l'indice sont l'unité FLA, un niveau mafique analogue à celui de l'indice « Môman », l'unité SFDL, quelques dykes felsiques porphyriques ainsi que des petits dykes tardifs. Sur « Fleur de Lys », l'unité felsique du lac d'Aiguillon est un peu moins riche en phénocristaux de quartz, soit 10 à 15%, mais leur diamètre moyen est le même (2 mm). La texture mylonitique de cette roche y est particulièrement bien développée avec de nombreux rubans de quartz parallèles à la schistosité de flux. Les dykes felsiques porphyriques contiennent une plus faible proportion de phénocristaux que l'unité FLA. L'unité SFDL, auparavant restreinte au sud-est de la veine, a été reconnue au nord et au nord-est de celle-ci (Figure 22). En ce qui

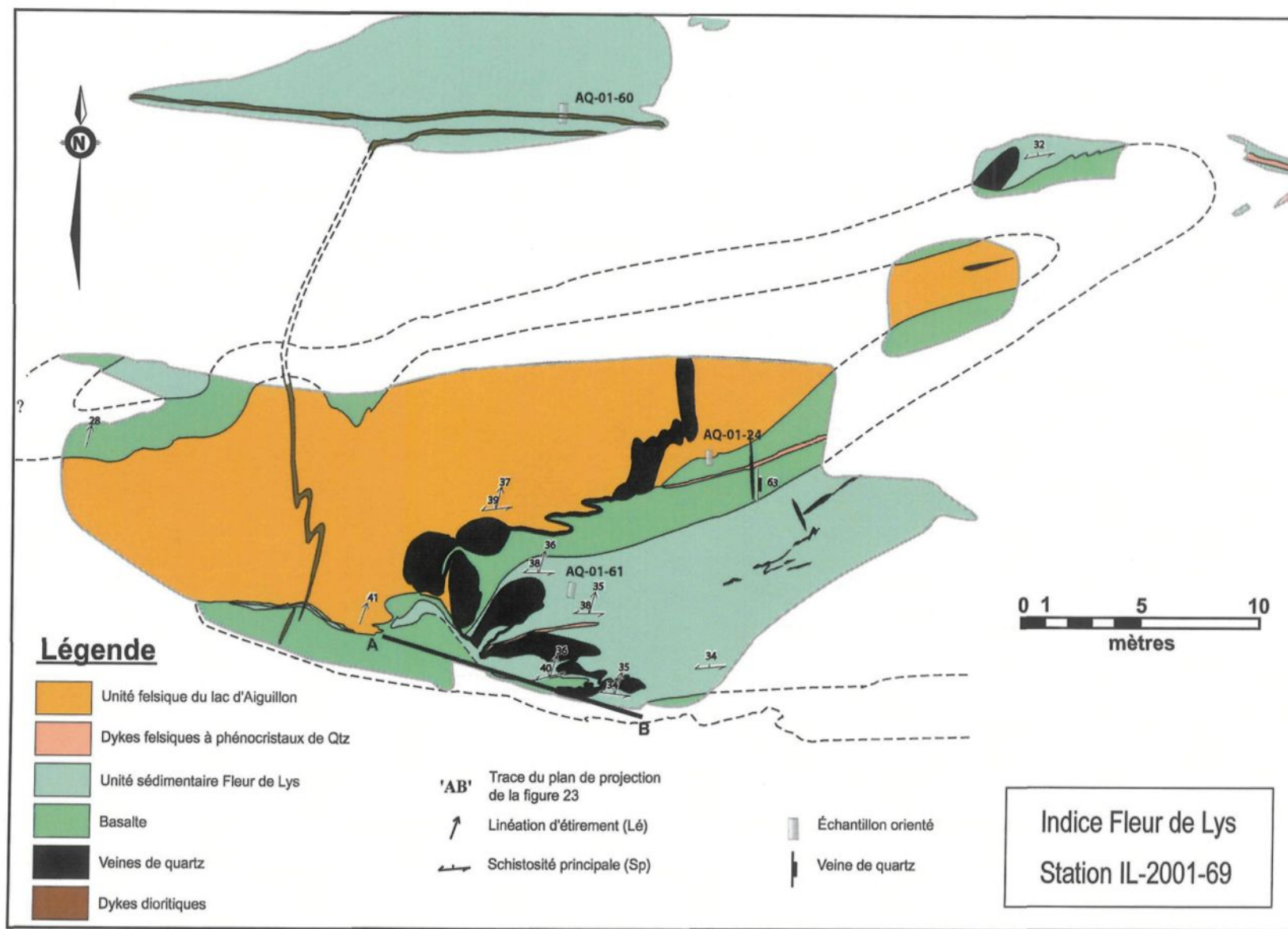


Figure 22. Géologie de l'indice "Fleur de Lys" (modifiée de Quirion, 2001)

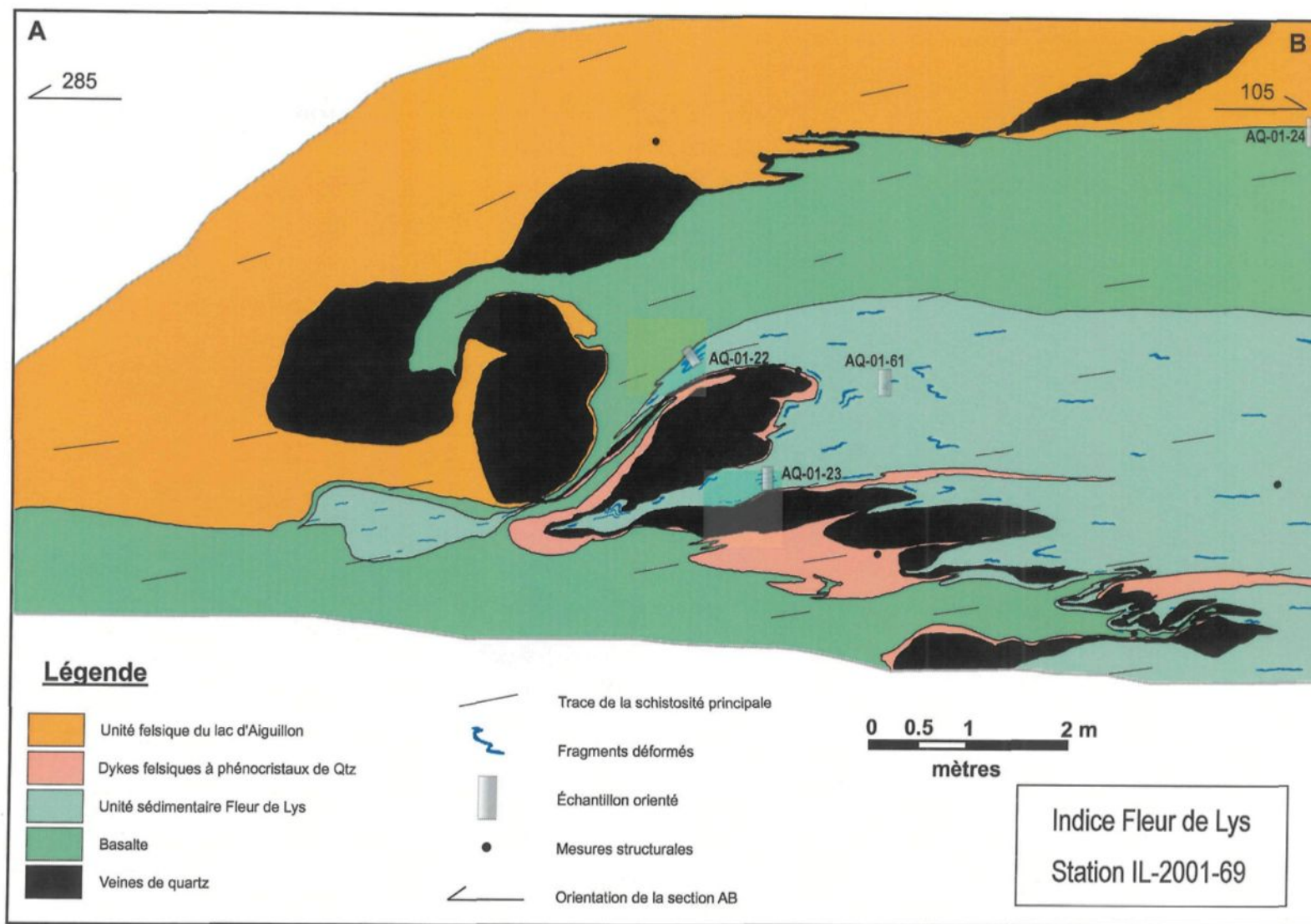


Figure 23. Schéma de la veine "Fleur de Lys" vue en coupe (Section 'AB' perpendiculaire à Lé, voir figure 22 pour la localisation)



concerne les minces dykes lamprophyriques, ils paraissent beaucoup plus tardifs en recoupant l'ensemble des unités géologiques.

### **Contexte structural**

L'indice « Fleur de Lys » est localisé dans le domaine structural est. La schistosité principale a une direction ouest à ouest sud-ouest avec des pendages autour de 40° vers le nord. La linéation d'étirement y plonge à 35° vers le nord nord-est. Le petit dyke lamprophyrique qui recoupe l'unité SFDL dans la partie nord de l'affleurement n'est vraisemblablement pas si tardif dans l'histoire de la déformation puisqu'il présente une très bonne schistosité interne correspondant à  $S_p$ .

Lors des travaux de détail effectués sur ce site, on y a décelé la présence d'un pli récliné isoclinal de dimension plurimétrique affectant les couches géologiques et la veine aurifère. Il s'agit d'un grand pli couché ayant un axe parallèle à la linéation d'étirement et caractérisé par une schistosité  $S_p$  de plan axial. La surface enveloppe est irrégulière, inclinée et grossièrement orientée nord nord-ouest. La présence de nombreux petits plis parasites est également à noter. Une première fermeture est localisée à l'endroit où la veine forme une série de lentilles métriques et où l'on observe que l'unité SFDL pince (Figures 22 et 23). On peut aussi remarquer qu'à cet endroit, cette dernière dessine une texture de percement alors qu'un lambeau de l'unité est isolé dans la bande mafique. À l'intérieur de l'unité SFDL, des petites lentilles verdâtres composées de hornblende et de biotite indiquent la position de la charnière en dessinant de petits plis en « M ». C'est d'ailleurs au sein de ces lentilles que l'on retrouve les vestiges de la fabrique  $S_{p-1}$  (section 3.2.2). Sur le flanc nord du pli, la veine imite de petites formes en « S », alors que dans le flanc sud, les plis parasites ont plutôt une asymétrie en « Z ». L'asymétrie des plis parasites a été établie avec un regard structural dans le sens de plongée de  $L_6$ , soit l'axe de plissement. Enfin, une deuxième fermeture a été interprétée un peu plus au nord-est, où cette fois c'est l'unité felsique du lac d'Aiguillon qui se referme (Figure 22).

Globalement, la veine se trouve au contact entre l'unité FLA et l'unité SFDL. Elle recoupe le niveau mafique tout en longeant localement ses contacts avec la roche rhyodacitique et l'unité sédimentaire. À première vue, la veine « Fleur de Lys » ne semble que constituée de lambeaux fortement étirés. Quirion (2000b) décrit même la veine comme une série de cylindres plongeant faiblement vers le nord nord-est. Cependant, la figure 23 reproduit le profil du pli que forme la veine et permet de constater que celle-ci a subi un aplatissement important qui s'exprime par du plissement, du boudinage et du démembrement. Dans la zone de la charnière, l'épaisseur de la veine est plus importante, mais atteint à peine plus d'un mètre de puissance, alors qu'elle est plus mince et finit même par se pincer dans les flancs.

### ***Minéralisation et altération***

Le filon aurifère « Fleur de Lys » est composé essentiellement de grains de quartz grossiers recristallisés. Très peu de sulfures, à l'exception d'un peu de pyrite, sont présents à l'intérieur de la veine. On y a cependant observé des traces de galène et de chalcopryrite sous forme de minces veinules. Quirion (2000b) y rapporte également la présence de traces de sphalérite et de tellurures. Les fortes teneurs aurifères obtenues dans cette veine semblent spatialement associées à la présence de ces sulfures.

L'altération associée à la veine « Fleur de Lys » est caractérisée par une séricitisation importante dans l'unité felsique et un enrichissement en biotite dans le basalte. L'unité SFDL est quant à elle considérablement blanchie au contact du filon et montre une altération considérable en biotite, séricite et épidote (zoïsité). Enfin, toutes ces lithologies exhibent en bordure de la veine, sur à peine quelques centimètres de largeur, une couleur rouille causée par une proportion accrue de pyrite dans les épontes.

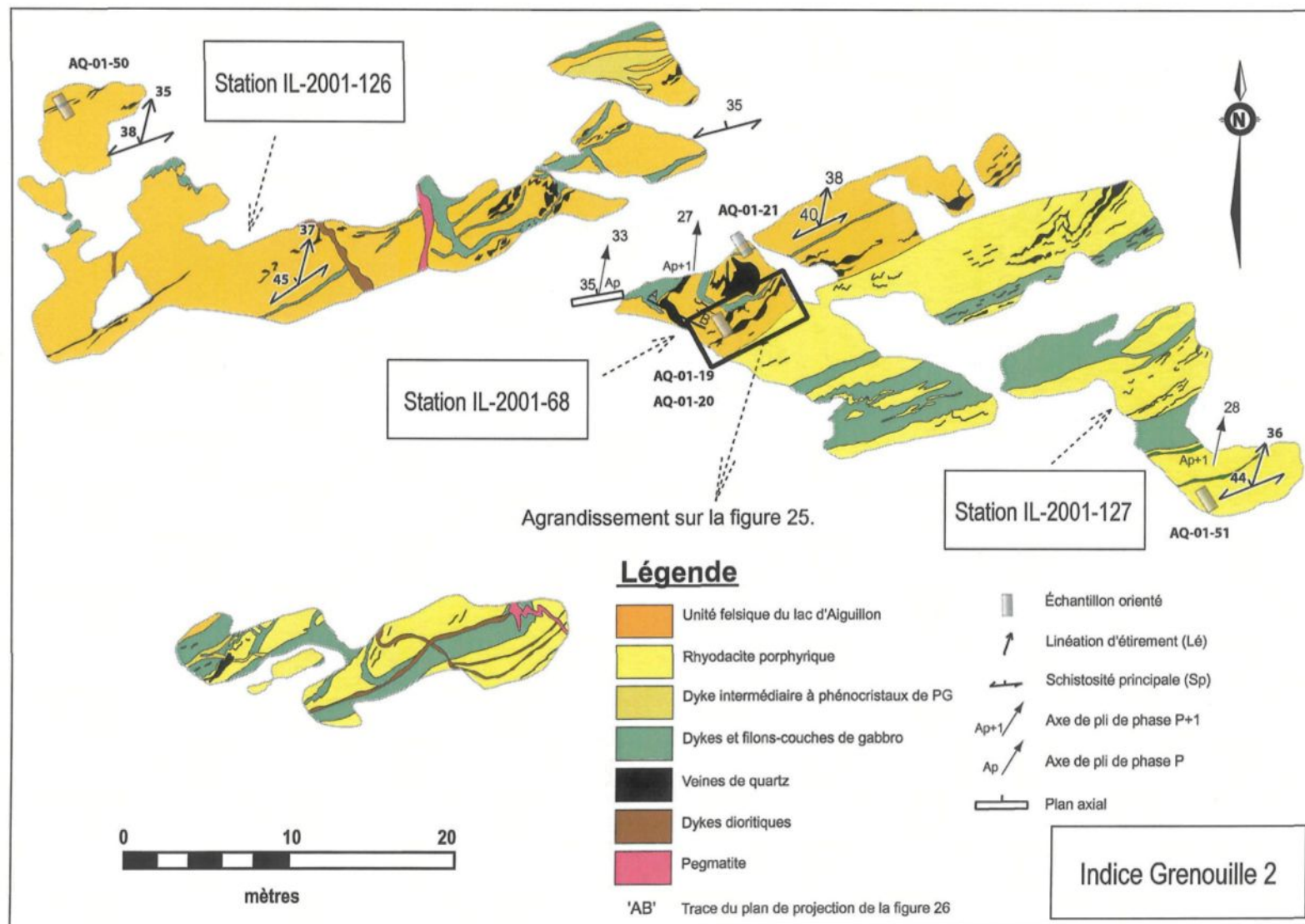
### ***Synthèse des observations***

Tout comme pour l'indice « Môman », la veine « Fleur de Lys » a subi le plissement  $P_p$  associé à la déformation pénétrative. Le développement de la schistosité principale a ici aussi été perturbé par la présence de la veine puisque  $S_p$  suit localement l'empreinte de celle-ci. De plus, la mise en place de cette veine semble également avoir été facilitée par la présence d'une anisotropie planaire primaire. Les contacts entre l'unité FLA et l'horizon mafique et entre ce dernier et l'unité SFDL ont ainsi été privilégiés. On peut conclure que sur « Fleur de Lys », la minéralisation est anté-déformation principale ou alors qu'elle est très précoce lors de cet événement.

#### **4.2.3 Indice « Grenouille 2 »**

##### ***Localisation et cadre lithologique***

L'indice « Grenouille 2 » est localisé à moins de cent mètres au sud-ouest de « Fleur de Lys ». Ce site est très facile d'accès puisque la route menant au complexe La Forge 1 borde le décapage à moins de dix mètres. L'affleurement couvre une très grande surface dominée par l'unité felsique du lac d'Aiguillon et une coulée de rhyodacite porphyrique (Figure 24). Alors que la première est relativement massive, montre une texture mylonitique et contient 10% de phénocristaux de quartz au diamètre moyen de 2 mm, la seconde est caractérisée par une texture légèrement schisteuse causée par la présence de muscovite et de biotite. La quantité de phénocristaux de quartz dans la lave felsique est inférieure à celle de l'unité FLA et le diamètre moyen de ceux-ci y est d'à peine 1 mm. Dans la partie sud de l'affleurement, on peut observer un contact parallèle à la schistosité de flux entre ces deux unités felsiques. Sur la carte géologique de l'indice « Grenouille 2 » (Figure 24), on peut apprécier l'ampleur de l'alternance felsites/mafites. Étant donné le degré de métamorphisme et le niveau de déformation, il n'est pas évident de trancher sur la nature effusive ou intrusive des niveaux mafiques intercalés dans les roches felsiques. Cependant, on y reconnaît de nombreux petits dykes gabbroïques transposés et recoupant clairement les felsites. Des dykes



complètent l'ensemble des lithologies rencontrées sur l'indice. Les dykes dioritiques sont caractérisés par une texture lamprophyrique et sont clairement plus tardifs en recoupant les lithologies sans subir les contorsions affectant les dykes de gabbro considérés syn-volcaniques (Figures 24 et 25).

### **Contexte structural**

Le site de « Grenouille 2 » est localisé dans le domaine structural est. La schistosité principale est d'orientation ouest sud-ouest et montre des pendages oscillant autour de 40° vers le nord nord-ouest. La phase de déformation tardive  $D_{p+1}$  affecte localement la foliation  $S_p$  qui forme des petits plis ouverts sub-verticaux orientés nord-sud. Les axes de plis  $P_{p+1}$  suivent la linéation d'étirement.

Les contacts lithologiques sont sub-parallèles à  $S_p$ , mais localement comme l'illustre la coupe de la figure 26, ceux-ci sont repris par la déformation principale  $D_p$ . Sur cette figure, on y voit le contact plissé entre l'unité felsique du lac d'Aiguillon et un filon-couche de gabbro. Il s'agit d'un pli de moins grande envergure que ceux dépeints aux sections précédentes, mais vraisemblablement de même génération. Celui-ci se présente comme un pli couché isoclinal, caractérisé par un axe parallèle à la linéation d'étirement et par une schistosité principale de plan axial. Les nombreuses petites veines de quartz de l'indice « Grenouille 2 » sont également sub-parallèles à la fabrique  $S_p$ . Tout comme les veines « Môtan » et « Fleur de Lys », elles sont toutefois fortement plissées, boudinées et démembrées (Figures 24 à 26). L'obliquité de l'une d'entre elles avec la schistosité de flux se dessine au sein du pli précédemment décrit (Figure 26). Aussi, on remarque à certains endroits que les veines de quartz recoupent de petits dykes gabbroïques également transposés (Figure 24).

Une attention particulière a été portée à une petite partie de l'indice, où une zone de veines a été étudiée en détail. Le schéma de la figure 25 illustre la vue en plan de la zone étudiée. On y voit une veine de quartz décimétrique qui est boudinée et démembrée. Le développement de  $S_p$  semble en quelque sorte avoir été « perturbé » par la présence de la veine de quartz, puisqu'en

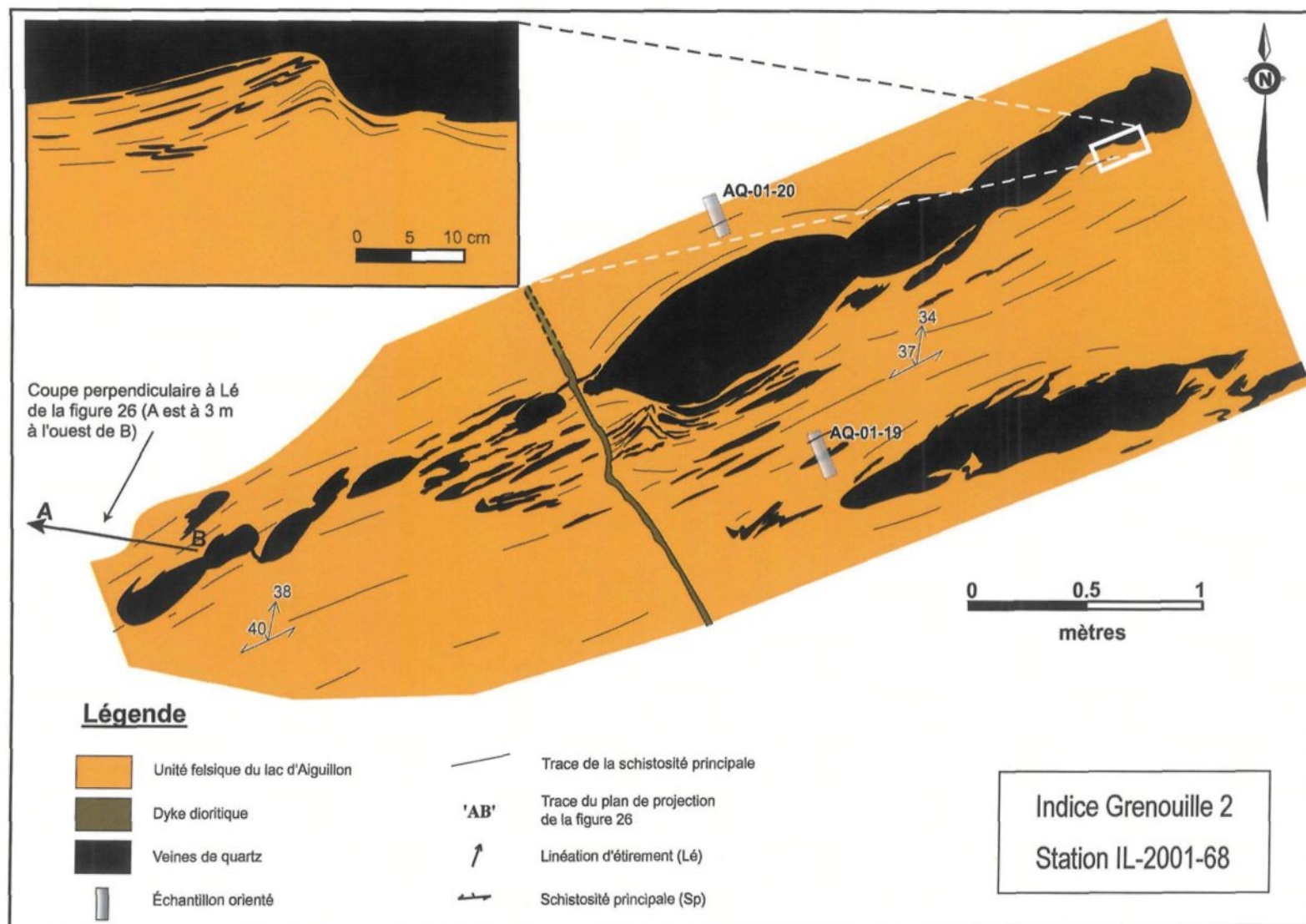


Figure 25. Vue en plan d'une veine de l'indice "Grenouille 2" (voir la figure 24 pour la localisation).



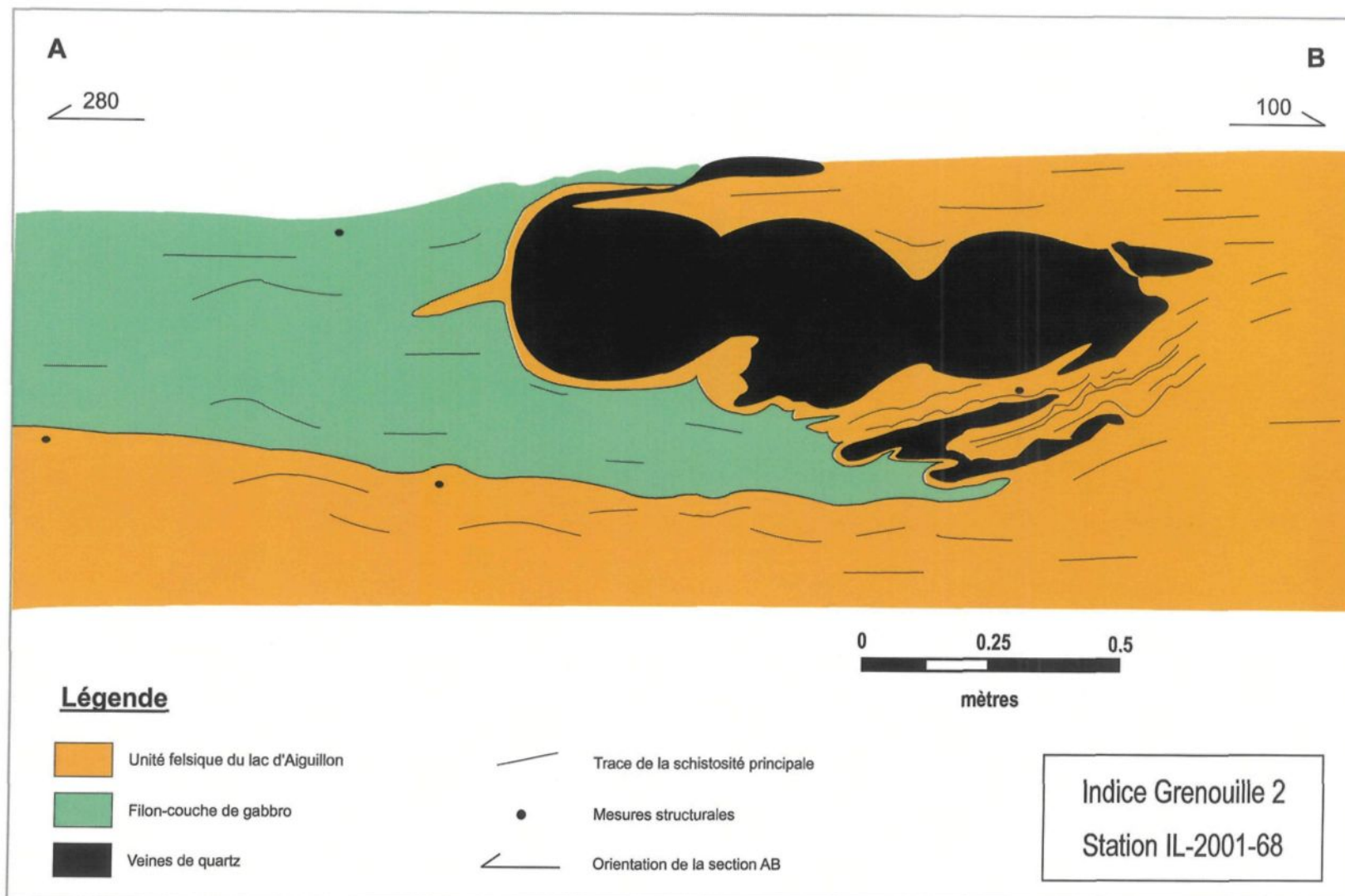


Figure 26. Schéma d'une veine de l'indice Grenouille 2 vue en coupe (Section 'AB' perpendiculaire à Lé, voir les figures 24 et 25 pour la localisation)



bordures de cette dernière, la fabrique suit son empreinte de manière à témoigner de la présence d'un corps massif. Une multitude de petites veines et de veinules de quartz lenticulaires sont aussi à noter à l'approche de la veine principale (Planche 14a). Le phénomène de démembrement pourrait être responsable de cet aspect comme le suggèrent, au bas du dessin, les lambeaux de veine en forme de flamme s'apprêtant à être détachés de la partie plus massive de la veine. Cependant, étant donnée la quantité importante de ces veinules, il n'est pas exclu qu'il aurait pu y avoir à l'origine une série de petites veines parallèles à une veine majeure.

### ***Minéralisation et altération***

Plusieurs veines de quartz centimétriques à décimétriques ont livrées des teneurs aurifères ponctuelles très élevées (jusqu'à 294,76 g/t Au en échantillon choisi et 19,95 g/t Au sur 1,12 m en rainurage, Quirion 2000a et 2000b). Ces dernières veines sont essentiellement encaissées dans la tonalite et dans la rhyodacite. Dans certains cas, elles se présentent au sein des niveaux mafiques et leur contenu en or y est alors inférieur. Il est à noter que la quantité de sulfures dans les veines de quartz de « Grenouille 2 » est très marginale. À l'exception de la pyrite présente en traces à 1%, seulement quelques rares traces de pyrrhotite et de sphalérite ont été répertoriées.

L'altération hydrothermale sur « Grenouille 2 » se manifeste en affleurement par une couleur rouille très prononcée (Planche 14a). L'étendue de la zone d'altération se restreint à quelques centimètres seulement en bordures des veines. Tout comme dans les cas précédents, les épontes rhyodacitiques des veines sont caractérisées par une séricitisation importante et un enrichissement en pyrite non négligeable. Sur « Grenouille 2 », on a pu remarquer une bonne relation entre l'intensité de l'altération et l'intensité de la déformation. Ainsi, en section perpendiculaire à  $L_6$ , lorsqu'elle est fraîche, l'unité felsique du lac d'Aiguillon présente des phénocristaux de quartz très peu aplatis et une foliation matérialisée par l'aplatissement des grains de quartz de la matrice (Planche 14b). La muscovite (3-5%) et la biotite (7%) sont réorientées suivant une faible  $S_{p+1}$  et la pyrite n'est présente qu'en traces seulement. En s'approchant de la zone de veines, la quantité de

muscovite double alors que la biotite se fait plus rare. Les phénocristaux de quartz deviennent bien aplatis et orientés suivant  $S_p$  qui est également mieux définie par la matrice quartzo-feldspathique (Planche 14c). Directement dans les épontes felsiques des veines, alors que l'altération se manifeste par un contenu en muscovite au-delà de 35% et des proportions de pyrite autour de 3 à 4%, la schistosité principale et la schistosité secondaire  $S_{p+1}$  sont toutes deux très intenses. L'aplatissement marqué des phénocristaux de quartz et la présence d'un rubanement, qui est caractérisé par l'alternance de plans de muscovite, de plans quartzo-feldspathiques et de rubans de quartz, matérialisent la foliation  $S_p$ . Comme sur l'indice « Môman », la muscovite est ordonnée suivant des bandes parallèles à  $S_p$ , mais les grains en forme de bâtonnets sont fortement réorientés suivant  $S_{p+1}$  (Planche 14d). Finalement, la pyrite s'y présente en grains irréguliers poeciloblastiques à idiomorphiques, indiquant une recristallisation métamorphique.

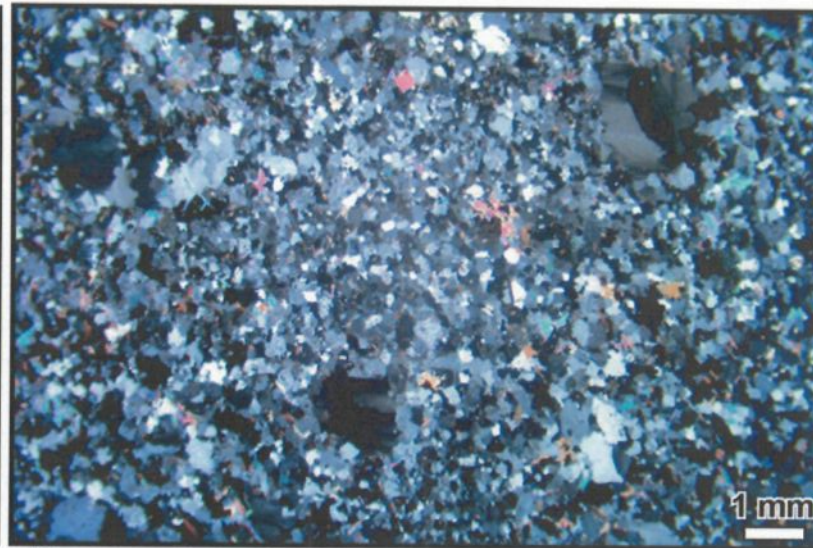
### ***Synthèse des observations***

Le style de plissement que l'on retrouve sur les indices « Môman » et « Fleur de Lys » se répète sur « Grenouille 2 ». Les veines de quartz y indiquent une mise en place postérieure aux dykes mafiques déformés. Toutefois, elles sont recoupées par des dykes tardifs peu déformés. En plus de la foliation  $S_p$  de plan axial aux plis formés par certaines veines et des évidences de transposition et de démembrement intenses de celles-ci, la muscovite formant l'altération associée aux veines montre un arrangement indiquant que ces dernières étaient formées lorsque la déformation principale a atteint son intensité maximale. Par la suite, la muscovite a pu être réorientée par l'événement  $D_{p+1}$ . Il est suggéré que l'intensité avec laquelle se présentent les déformations  $D_p$  et  $D_{p+1}$  dans les épontes des veines par rapport aux zones distales est associée à la présence de l'altération lorsque les fabriques  $S_p$  et  $S_{p+1}$  se sont développées. On peut donc conclure que les veines de quartz se sont formées antérieurement à la déformation principale  $D_p$  ou très tôt à l'amorce de cet événement.

Planche 14



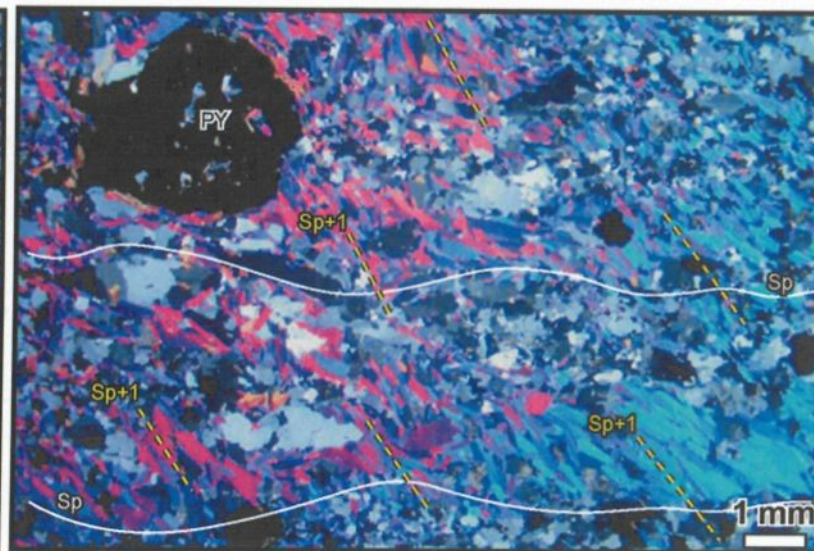
a)



b)



c)



d)

**Planche 14. Veines et altération sur « Grenouille 2 »**

- a) Veine boudinée et démembrée caractérisée par une enveloppe d'altération en muscovite et pyrite. À noter la quantité de veinules lenticulaires à l'approche de la veine principale. Station IL-68, indice « Grenouille 2 ».
- b) Microphotographie de l'unité felsique du lac d'Aiguillon relativement fraîche dans l'environnement de l'indice « Grenouille 2 ». Lame AQ-01-21A, station IL-68. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- c) Microphotographie de l'unité felsique du lac d'Aiguillon avec altération intermédiaire dans l'environnement de l'indice « Grenouille 2 ». Lame AQ-01-20A, station IL-68. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- d) Microphotographie de l'unité felsique du lac d'Aiguillon provenant de l'éponte de la veine illustrée en a). Lame AQ-01-19A<sub>1</sub>, station IL-68. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.

#### **4.2.4 Indice « Grenouille 1 »**

##### ***Localisation et cadre lithologique***

Localisé à 150 mètres de « Grenouille 2 », l'indice « Grenouille 1 » offre un moins grand intérêt par rapport à la minéralisation qu'il contient, mais correspond tout d'un même à site méritant une description détaillée (Figure 27). La zone minéralisée, encaissée dans une rhyodacite porphyrique fragmentaire, se trouve dans un secteur manifestant un niveau de déformation plus avancé. La volcanite felsique contient seulement 2% de phénocristaux de quartz au diamètre moyen de 0,5 mm. Elle est riche en muscovite et celle-ci y est distribuée de manière à former de fines lamines traçant la schistosité principale. Les fragments montrent une couleur brunâtre, ils sont de dimension centimétrique et de forme lenticulaire et ils sont aplatis et plissés. Des dykes de gabbro recoupent la rhyodacite et montrent une attitude sub-parallèle à l'enveloppe de la schistosité  $S_p$ . Des lentilles de volcanite felsite à phénocristaux de quartz sont localement incorporées à l'intérieur de ceux-ci. Enfin, des dykes dioritiques tardifs à phénocristaux de hornblende recoupent ces deux éléments. Ceux-ci recoupent la foliation principale, ils sont empreint de la fabrique planaire  $S_{p+1}$  (Planche 7c) et ont une linéation d'étirement extrêmement bien développée.

##### ***Cadre structural***

Tout comme les sites précédents, « Grenouille 1 » est localisé dans le domaine structural est et borde le Corridor aurifère du Loup. Le niveau de déformation plus prononcé de « Grenouille 1 » se manifeste par du plissement intrafolial présent dans la partie sud-ouest de l'indice (Figure 27). La schistosité principale dessine un grand pli d'asymétrie « Z » (avec un regard dans le sens de la plongée de l'axe de plissement), tandis que dans la partie nord-est,  $S_p$  varie peu et est caractérisée un pendage de 38° vers le nord nord-ouest. Le développement des plis intrafoliaux n'apparaît pas totalement étranger à la déformation principale. En fait, le plissement est caractérisé par un plan axial sub-parallèle à l'attitude générale de  $S_p$  et par un axe sub-parallèle à la linéation d'étirement. De plus, aucune nouvelle foliation (sauf dans les lamprophyres tardifs) n'est associée au

développement de ces plis. On ne peut donc parler d'un épisode distinct de déformation tardive, mais d'une déformation continue ayant progressée dans le temps et impliquant du cisaillement simple (Figure 15).

### ***Minéralisation et altération***

La minéralisation aurifère de l'indice est contenue dans des lambeaux de veines de quartz qui ont donnés jusqu'à 10,46 g/t Au en échantillon choisi et 7,06 g/t Au sur 0,75 m en rainurage (Quirion 2000b). Ces « vestiges » de veines sont isolés dans la rhyodacite et forment des cigares allongés dans le sens de la linéation d'étirement. Malheureusement, aucune section favorable n'a permis l'observation des filons aurifères perpendiculairement à la linéation. On peut cependant croire que les morceaux de veines rencontrés sur « Grenouille 1 » appartenaient à une ou plusieurs veines plus continues ayant été démembrées lors du processus de déformation, de la même manière que les veines de « Môman », « Fleur de Lys » et « Grenouille 2 ». Il est à noter que la plupart des veines aurifères, rencontrées sporadiquement en affleurements sur la propriété, présentent une morphologie semblable à ces fragments linéaires.

Encore une fois, l'altération hydrothermale est restreinte à quelques centimètres en bordures des veines et se manifeste par une séricitisation importante et une faible pyritisation.

### ***Synthèse des observations***

L'indice « Grenouille 1 » illustre essentiellement la progression de la déformation principale à un stade plus avancé qui génère du plissement intrafolial. Le site présente des fragments de veines de quartz encore plus isolés que sur les indices précédents ; suggérant une relation possible entre la déformation et la destruction partielle des corps filoniens.



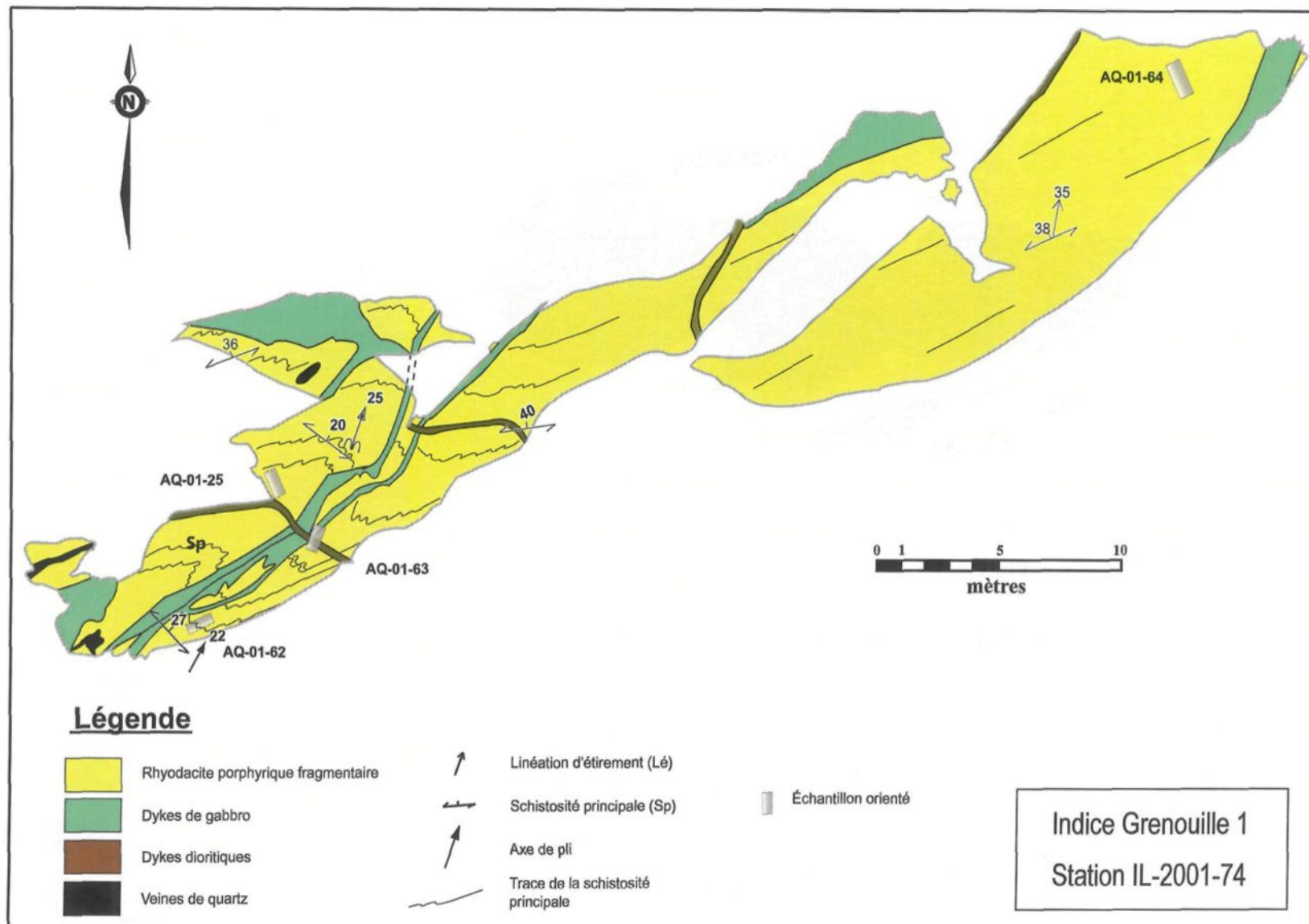


Figure 27. Géologie de l'indice Grenouille 1

#### **4.2.5 Indice « Lingo 3»**

##### ***Localisation***

À l'extrémité ouest du Corridor aurifère du Loup, le secteur du lac Lingo (Figure 5) présente plusieurs indices aurifères qui font de cette zone l'une des plus anormales en or sur la propriété Aquilon. Sur la rive sud du lac Lingo, à quelques 900 mètres au sud-ouest de l'indice « Grenouille 1 », les veines aurifères de « Lingo Est », « Lingo Sud » et « Lingo Ouest » forment une zone minéralisée correspondant à l'indice « Lingo 3 » (Figure 28). Chacune des trois parties de l'indice présente des caractéristiques particulières et pour cela, elles seront décrites séparément.

##### **4.2.5.1 « Lingo Est »**

##### ***Contexte lithologique***

Sur « Lingo Est », la minéralisation aurifère se trouve au sein d'une veine de quartz-calcite d'environ un demi mètre de puissance qui est encaissée dans une petite intrusion felsique : la tonalite de Lingo. La lithologie dominante à cet endroit correspond à ce corps intrusif que l'on identifie uniquement sur ce site et sur « Lingo Ouest ». Les autres unités définissant l'environnement de la veine « Lingo Est » sont une rhyodacite porphyrique, des dykes gabbroïques amphibolitisés et plusieurs dykes de diorite lamprophyrique. Ces derniers présentent une texture porphyrique avec la présence de phénocristaux de biotite et de hornblende et sont relativement tardifs puisqu'ils recoupent à la fois la tonalite et la veine aurifère. Aussi, ils sont comparables aux minces dykes lamprophyriques que l'on retrouve sur les indices « Môtman » et « Grenouille 2 » et qui recoupent certaines des veines aurifères sans être déformés de façon importante (pas de transposition ou plissement).

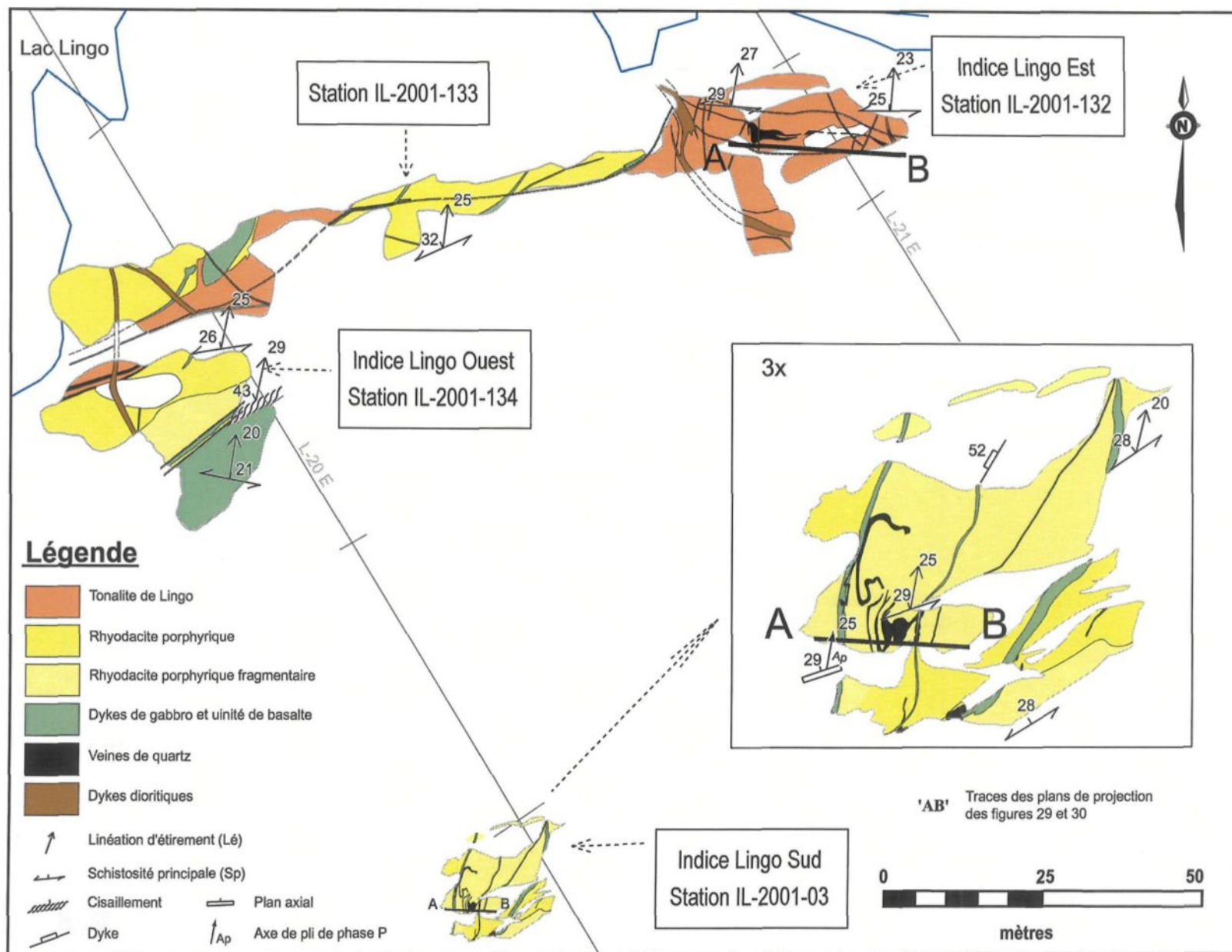


Figure 28. Géologie du secteur de Lingo 3 (modifié de Quirion, 2000b).

### ***Cadre structural***

Tel que décrit au chapitre trois, le secteur du lac Lingo est caractérisé par un changement de trajectoire de la fabrique planaire principale dont la direction sud-ouest passe progressivement à une orientation est-ouest. Ainsi, la schistosité de flux sur « Lingo Est » est orientée est-ouest et montre des pendages variant entre 25° et 30° vers le nord. Mentionnons que les pendages sur les sites précédemment décrits étaient légèrement plus abrupts. La linéation d'étirement quant à elle plonge toujours vers le nord nord-est avec un angle d'environ 25°. Il est à noter que l'un des dykes de diorite, bien que relativement tardif et visiblement non transposé, présente une caractéristique intéressante. En fait, ce dyke montre des bordures caractérisées par de l'écoulement laminaire et on observe, au centre de celui-ci, la trace d'une foliation parallèle à la schistosité principale dans l'encaissant tonalitique. La fabrique  $S_p$  semble toutefois moins forte dans le dyke que dans l'intrusion felsique et est entraînée le long des contacts, comme s'ils avaient servi de surface de décollement (Figure 29).

On peut voir sur la figure 28 que la veine « Lingo Est » est sub-parallèle à  $S_p$  et qu'elle est entourée d'une enveloppe schisteuse (Planche 15 : a et b). Une section perpendiculaire à la linéation d'étirement a été schématisée afin d'illustrer correctement les relations entre la veine et la foliation principale (Figure 29). Dans la partie ouest de la section, le parallélisme entre les deux éléments se confirme, tandis qu'une angularité se dessine à l'extrémité est de la veine. Comparativement aux veines précédentes, la veine « Lingo Est » présente une morphologie beaucoup moins perturbée par le plissement, le boudinage et le démembrement. Cependant, tout comme les autres filons aurifères, ses contacts sont irréguliers, son épaisseur n'est pas constante et elle est recoupée par la schistosité principale. On remarque également que la veine est dupliquée dans sa partie ouest. Étant donné le style structural observé sur la propriété, on pourrait s'attendre à ce que cet aspect reflète la transposition de la veine parallèlement à  $S_p$ . Cependant, le morceau d'encaissant situé entre les deux parties de la veine est très analogue aux relais

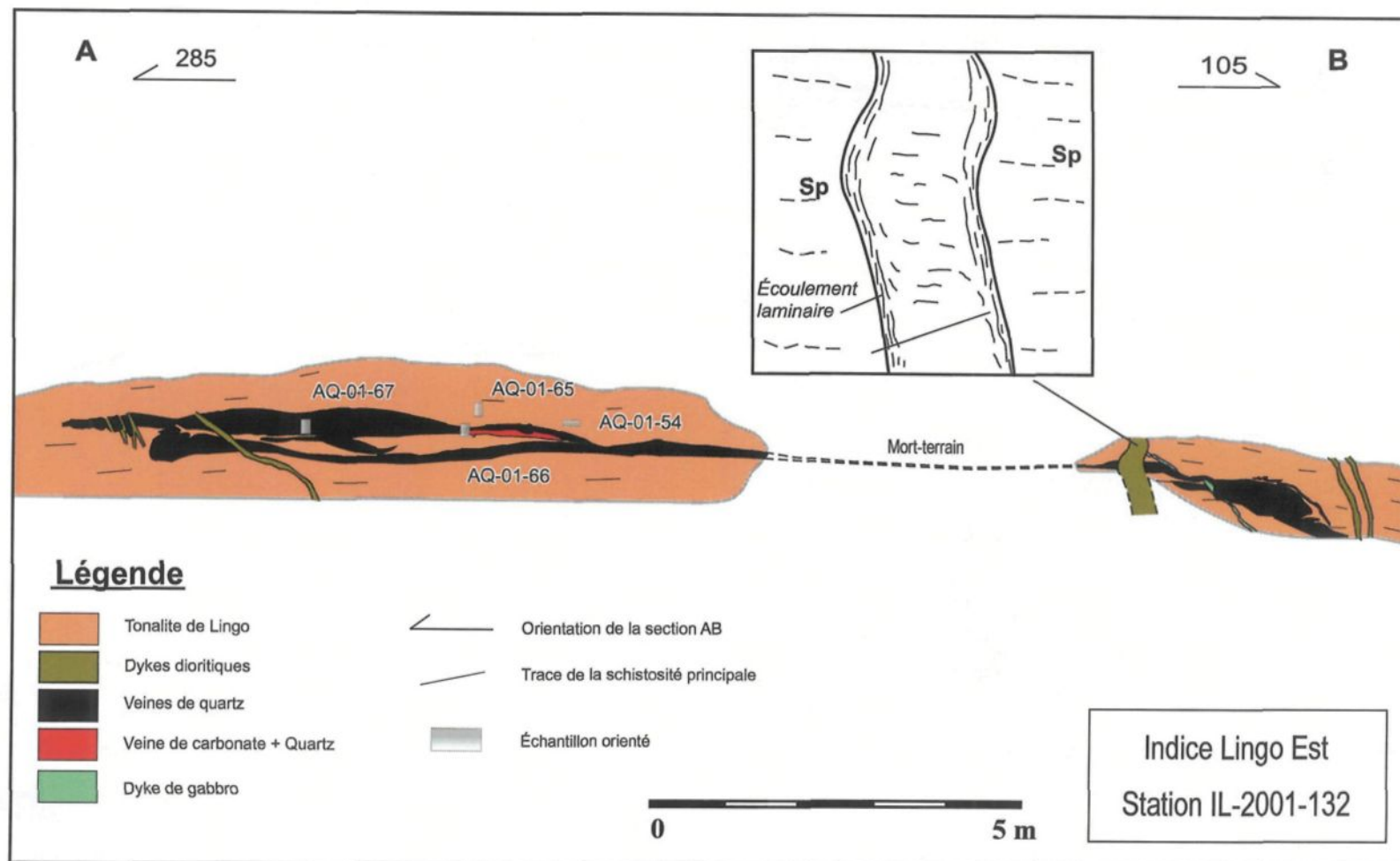


Figure 29. Schéma de la veine "Lingo Est" vue en coupe (Section 'AB' perpendiculaire à Lé, voir figure 28 pour la localisation)

régulièrement rencontrés dans les veines d'extension (Nicholson et Pollard 1985 ; Robert et Poulsen 2001).

### ***Minéralisation et altération***

Comparativement aux autres veines de la propriété (« Môman », « Fleur de Lys », « Grenouille 2 », « Lingo Ouest », etc.), la veine « Lingo Est » a livré des valeurs aurifères inférieures (jusqu'à 19,34 g/t Au en échantillon choisi et 7,51 g/t Au sur 0,50 m en rainurage, Quirion 2000a), mais contient davantage de sulfures. La pyrite peut être présente en quantité atteignant 1 à 2%, mais dans l'ensemble de la veine, il ne s'agit que de rapports en traces. Les autres sulfures rencontrés sont la pyrrhotite, la sphalérite et la chalcopryite. On note également la présence de faibles traces de tellurures et de magnétite. Enfin, de rares points d'or natif sont reportés dans la veine en association spatiale avec la pyrite. Les sulfures contenus dans la veine sont surtout concentrés au sein et le long de fragments d'encaissant fortement altérés en muscovite et en épidote. Bien que le contrôle de la linéation d'étirement sur la morphologie de la veine « Lingo Est » ne soit pas apparent en surface, ces fragments sont aplatis et très bien étirés dans le sens de la linéation (Planche 15c).

Une autre caractéristique particulière à la veine « Lingo Est » est la présence d'une lentille riche en calcite rose (Planches 15 : b et d). Cette « poche » de carbonate se présente au centre de la veine de quartz et fait près de 2 mètres de longueur par 20cm d'épaisseur. Bien qu'elle soit essentiellement composée de calcite, elle contient une bonne proportion de quartz et de l'épidote en plus faibles quantités. Les grains de calcite, tout comme les autres minéraux formant la veine aurifère, sont allongés parallèlement à la linéation d'étirement.

La tonalite du lac Lingo présente des concentrations en sulfures qui dépassent celles des lithologies encaissant les filons aurifères de « Môman – Fleur de Lys – Grenouille ». Les sulfures sont disséminés dans la tonalite et composent 2-3% de la roche. Leur assemblage est dominé par la pyrite et la pyrrhotite avec une quantité moindre de chalcopryite et de sphalérite. Les épontes



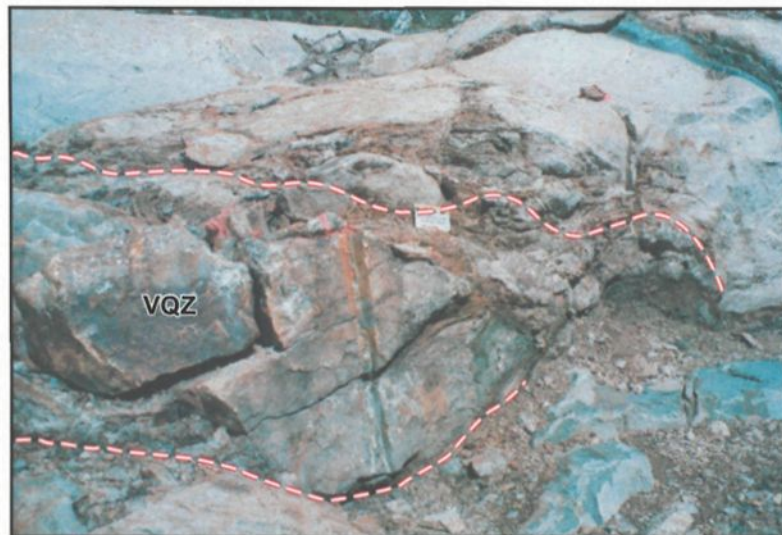
tonalitiques de la veine sont altérées en muscovite et pyrite, induisant une couleur rouille à la tonalite. L'épidote, la biotite et la calcite sont aussi particulièrement abondantes aux abords de la veine de quartz-carbonate. Il est plus difficile d'évaluer l'intensité avec laquelle l'altération en bordures de la veine a été affectée par  $D_p$ , puisque la tonalite de Lingo est de manière générale moins empreinte de la schistosité principale que les laves felsiques. En comparant la tonalite de Lingo provenant de l'éponte de la veine de quartz-carbonate (Planche 16a) avec la tonalite plus fraîche (Planche 4d), on note que la schistosité principale est légèrement mieux développée dans la seconde. Toutefois, la différence repose essentiellement sur le niveau d'aplatissement des grains de QZ-FP et la biotite mime bien la schistosité principale dans les deux cas. Quant à la muscovite et l'épidote, elles sont plus abondantes près de la veine et sont orientées de manière aléatoire tant dans les épontes de la veine qu'en zone plus distale. Ces deux minéraux forment de larges cristaux poëcloblastiques et sont distribués de façon plus homogène dans l'enveloppe d'altération de « Lingo Est » que la muscovite dans les épontes des veines « Grenouille 2 » et « Môman ».

### **Synthèse**

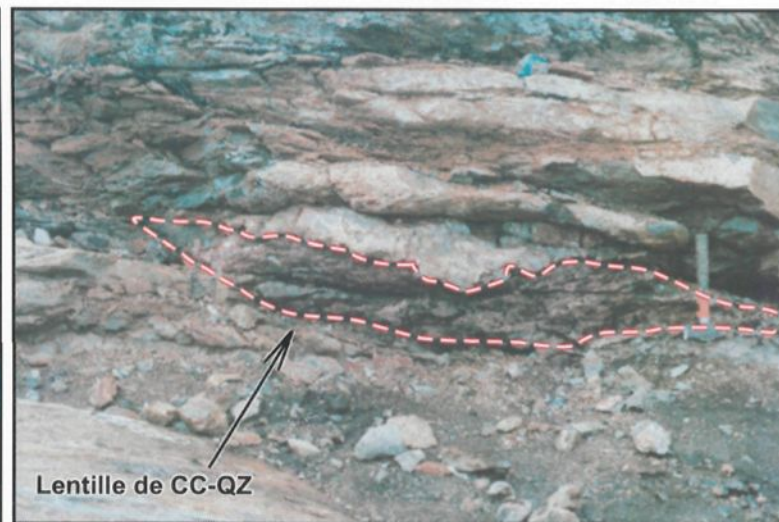
Bien que la veine « Lingo Est » suive localement la trajectoire de  $S_p$ , elle se montre légèrement à angle avec cette dernière. Le niveau de déformation de la veine semble beaucoup moins élevé que les autres veines décrites ci-dessus, cependant le filon aurifère ne présente pas plus d'extension latérale en dehors de la zone actuellement connue.

Il est plus difficile de situer chronologiquement la mise en place de la veine « Lingo Est », en se basant sur les relations entre la veine et la foliation principale, puisque cette dernière n'est pas très bien développée dans la tonalite de Lingo. Si la veine était très précoce, on aurait pu s'attendre à ce que l'enveloppe d'altération ait favorablement enregistré la déformation pénétrative. Mis à part la biotite qui trace relativement bien  $S_p$ , les autres minéraux d'altération ne sont pas très bien orientés. Toutefois, la forme et la texture des grains d'épidote et de muscovite indiquent que

Planche 15



a)



b)



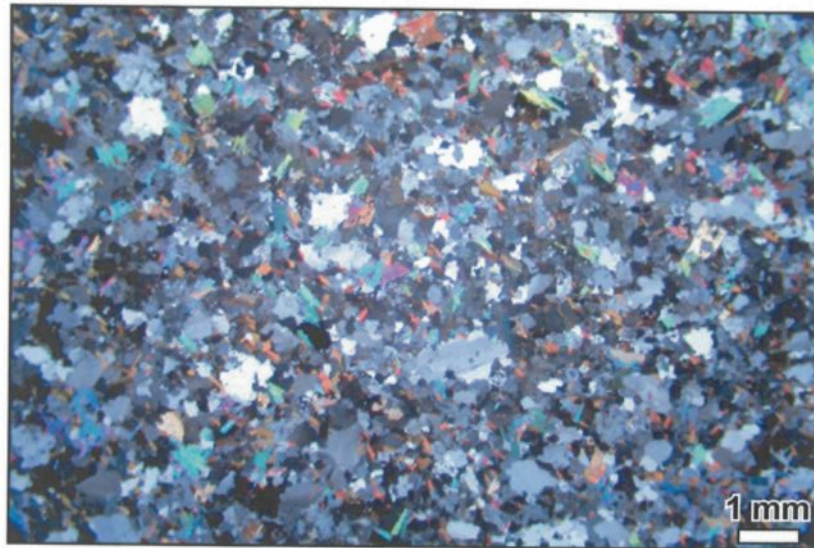
c)



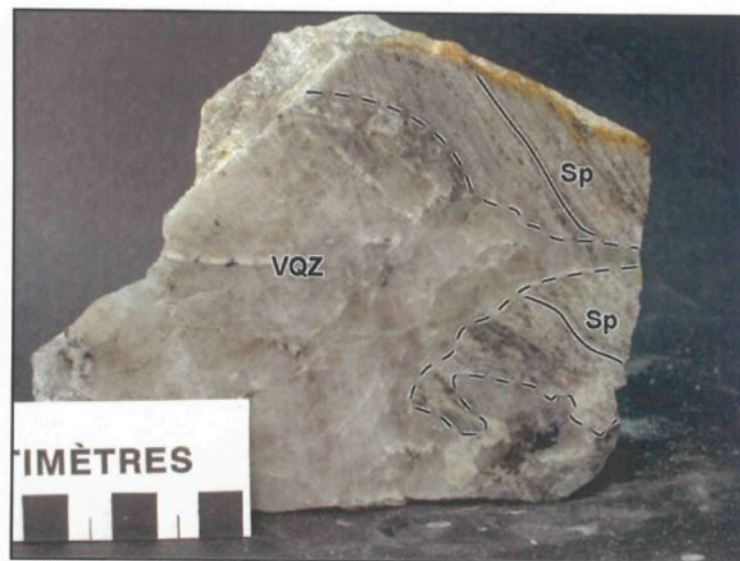
d)



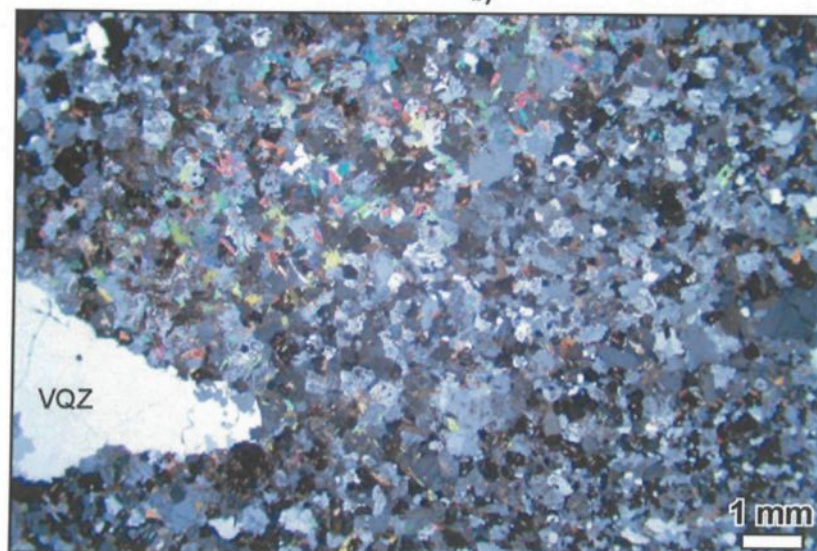
Planche 16



a)



b)



c)

### Planche 15. Veine « Lingo Est »

- a) Veine « Lingo Est » entourée d'une enveloppe schisteuse dans la tonalite de Lingo. Station IL-2001-132.
- b) Lentille de calcite rose et de quartz de la veine « Lingo Est ». La photo a été prise une dizaine de mètres plus à l'ouest que la photo précédente. Station IL-2001-132.
- c) Échantillon de la veine « Lingo Est » en section parallèle à la linéation d'étirement. Des amas étirés de sulfures (PY±PO-CP) sont spatialement associés à des lentilles de MV-EP-CL-SR parallèles à la trace de  $S_p$ . Échantillon 067, station IL-132.
- d) Échantillon de la veine « Lingo Est » provenant de la lentille de CC-QZ et montrant un bon rubanement. Échantillon 066, station IL-132.

### Planche 16. Altération en bordures des veines « Lingo Est » et « Lingo Ouest »

- a) Microphotographie de la tonalite de Lingo provenant de l'éponte de la veine « Lingo Est ». On remarque une altération en muscovite ainsi qu'une très faible schistosité comparativement à la planche 4d (tonalite relativement fraîche).  $S_p$  est matérialisée par les grains de biotite alors que la muscovite a une orientation très aléatoire. Lame AQ-01-65A, station IL-2001-132. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- b) Échantillon de la tonalite de Lingo montrant une section perpendiculaire à  $L_6$  et provenant de l'éponte de la veine « Lingo Ouest ». On reconnaît que la roche présente une très bonne schistosité principale. Échantillon 078, station IL-2001-134.
- c) Microphotographie de la tonalite de Lingo provenant de l'échantillon illustrée à la photo précédente. Encore une fois on note une bonne altération en muscovite et une très faible trace de  $S_p$  comparativement à la tonalite plus fraîche (Planche 4d) et à l'empreinte de  $S_p$  en macroscopie (Planche 16b). Lame AQ-01-78A, station IL-2001-134. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.

l'assemblage d'altération est prograde et non rétrograde comme on devrait s'y attendre pour les minéralisations orogéniques. De plus, la relation entre le dyke dioritique recoupant la veine et ayant enregistré  $S_p$  suggère une mise en place antérieure à la déformation principale pour la veine « Lingo Est », du moins antérieure à la déformation maximale atteinte lors de l'épisode  $D_p$ . Finalement, pour expliquer l'absence de plissement ou transposition de ce dyke, une réponse aux contraintes de déformation par fluage le long des contacts de celui-ci est invoquée. Cela est suggéré par la présence d'écoulement laminaire en bordure du dyke.

#### **4.2.5.2 « Lingo Sud »**

##### ***Contexte lithologique***

« Lingo Sud », localisé à quelques 140 mètres au sud sud-ouest de « Lingo Est », présente une minéralisation aurifère particulièrement riche (jusqu'à 109,72 g/t Au en échantillon choisi et 32,52 g/t Au sur 2,0 m en rainurage, Quirion 2000b, 2002) qui se trouve concentrée dans de petites veines de quartz centimétriques à décimétriques. Celles-ci sont encaissées dans un faciès fragmentaire de rhyodacite porphyrique (Planche 2c). Les fragments sont de composition felsique et contiennent 10% de phénocristaux de quartz au diamètre moyen de 1mm. Ils sont très aplatis et sont entourés d'un matériel plus foncé, riche en chlorite. Dans le bas de la section illustrée à la figure 30, au contact avec le faciès fragmentaire, on note la présence d'une rhyodacite porphyrique plus homogène et de composition très similaire aux fragments de l'unité du dessus. Des veines aurifères sont également encaissées dans cette unité. Enfin, de minces dykes gabbroïques recoupent les laves felsiques (Figures 28) et l'un de ceux-ci recoupe une des veines aurifères (Figure 30). C'est ce même dyke qui est montré en cliché sur la section de la figure 30.

Comparativement aux dykes de diorite lamprophyrique, le dyke gabbroïque recoupant l'une des veines de Lingo Sud ne présente pas de texture porphyrique, il a un grain minéral plus fin et homogène, il est proportionnellement plus riche en hornblende et il est marqué d'une fabrique  $S_p$  visiblement bien développée. Cependant, en comparant sa minéralogie aux unités de basalte et

aux autres dykes et filons-couches de gabbro de la propriété, on note que le dyke de « Lingo Sud » est relativement plus riche en biotite, épidote et sphène. Cela s'explique par la présence de rubans de matériel felsique incorporé dans le dyke par transposition de son contact avec la rhyodacite fragmentaire. Dans le dyke, l'augmentation des quantités de BO-EP-SN en s'approchant des rubans felsiques et la présence de fines bandes de HB concentrées dans les lentilles felsiques laissent suggérer un échange chimique entre les deux unités. Ainsi, le dyke serait « contaminé » par la rhyodacite, mais s'apparenterait davantage aux unités mafiques qu'aux dykes intermédiaires.

### ***Cadre structural***

La schistosité principale a une direction ouest sud-ouest et montre des pendages variant autour de 30° vers le nord nord-ouest. Elle est accompagnée d'une forte linéation d'étirement plongeant à environ 25° vers le nord nord-est. Les fragments aplatis dans la rhyodacite fragmentaire sont orientés parallèlement  $S_p$  et sont étirés dans le sens de la linéation. Certains montrent même des évidences de transposition.

La difficulté d'obtenir de bonnes relations géométriques en plan dans un domaine de faible pendage est particulièrement bien illustrée sur « Lingo Sud ». Ainsi, sur la figure 28, les veines et dykes apparaissent plus droits et moins perturbés par  $S_p$  qu'ils ne le sont. Cela s'explique par une vue plus ou moins sur le plan de la fabrique planaire principale, où la linéation d'étirement contrôle l'orientation de ces éléments. La vue en section perpendiculaire à  $L_e$  (Figure 30) est donc préférable à la vue en plan pour l'observation de relations de recoupement. On y constate que les étroites veines contenant la minéralisation forment des plis couchés caractérisés par une foliation  $S_p$  de plan axial et par des axes colinéaires à l'étirement minéral. La morphologie du dyke recoupant l'une des veines de quartz n'apparaît pas perturbée par la déformation associée au développement du plissement affectant la veine. Toutefois, l'échantillon AQ-01-70, prélevé au contact du dyke avec la rhyodacite fragmentaire, montre que les bordures du dyke sont transposées dans la roche felsique et que la schistosité  $S_p$  y est développée (Figure 30).



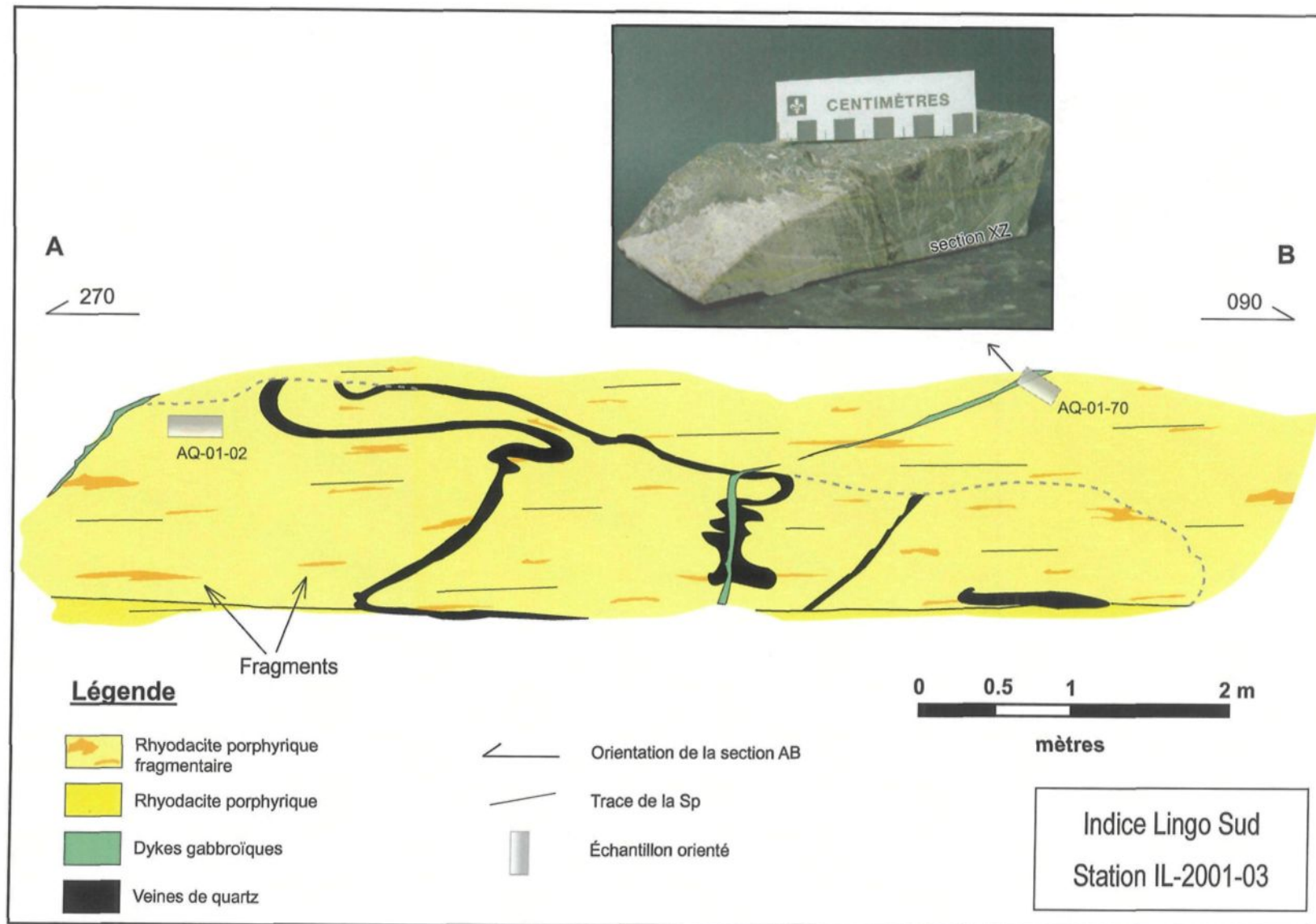


Figure 30. Vue en coupe des veines de "Lingo Sud" (Section 'AB' perpendiculaire à Lé, voir figure 28 pour la localisation)

### ***Minéralisation et altération***

La présence d'or natif est fréquemment reportée au sein des veines et est spatialement associée à de la sphalérite, de la pyrite et des tellures, tous présents en traces seulement. Contrairement aux autres indices, où la minéralisation est essentiellement contenue dans des veines majeures isolées, il semble y avoir sur « Lingo Sud » une répétition de veines aurifères. Ces veines ne montrent pas de développement préférentiel dans l'un ou l'autre des faciès rhyodacitiques et les teneurs en or sont équivalentes dans les deux unités.

Une fois de plus, l'altération en bordure des veines se manifeste par un enrichissement en muscovite et par une faible pyritisation. Le front d'altération est ici aussi limité à quelques centimètres dans l'encaissant.

### ***Synthèse***

L'une des particularités de « Lingo Sud » réside dans l'aspect regroupé des petites veines. La densité de celles-ci laisse supposer qu'elles aient pu se former en famille, rappelant les systèmes en extension. La présence d'un dyke mafique empreint de la fabrique planaire  $S_p$  et qui recoupe une des veines de quartz de « Lingo Sud » a une certaine implication concernant la mise en place de la minéralisation. Sur les sites précédents, on pouvait placer la formation des veines anté à syn- $D_p$ . Sur « Lingo Sud » cependant, la formation des veines peut être considérée anté- $D_p$ . De plus, si le dyke en question est effectivement apparenté aux basaltes et filons-couches de gabbro du secteur, cela indiquerait une formation des veines syn-volcanique. Cependant, la veine étant fortement plissée et le dyke qui la recoupe étant plus ou moins droit pose un certain problème. Lors de la déformation principale, peut-être celui-ci a-t-il eu un comportement rhéologique tout à fait différent de celui de la veine. Cela aurait eu comme effet d'engendrer une forte partition de la déformation entre la veine et le dyke et c'est la veine qui aurait accommodé le raccourcissement (cependant on pourrait s'attendre à ce que le dyke soit plus fortement transposé dans la rhyodacite) ou encore le dyke aurait répondu à la déformation par du fluage le long de ses parois et non par du

plissement. D'un point de vue purement géométrique, le dyke aurait pu tout simplement avoir eu une orientation non favorable au plissement (Figure 31).

#### **4.2.5.3 « Lingo Ouest »**

##### ***Contexte lithologique***

L'intérêt de « Lingo Ouest » repose sur le fait qu'il s'agit d'un site filonien présentant de très fortes teneurs aurifères (jusqu'à 211 g/t Au en échantillon choisi et 77,81 g/t Au sur 1,0 m en forage, Quirion 2000b et Gauthier 2003) ainsi qu'une grande quantité d'or visible. Malheureusement, la qualité d'exposition de la veine aurifère n'est pas très bonne puisqu'elle est considérablement érodée et pratiquement au même niveau que le lac Lingo. On peut par contre observer que la veine « Lingo Ouest » est encaissée par les felsites. Sur la carte géologique de l'indice (Figure 28), l'encaissant a été identifié comme une rhyodacite porphyrique. Cependant, on reconnaît dans l'environnement de la veine une apophyse de la tonalite de Lingo. En lame mince, l'éponte échantillonnée correspond davantage à la tonalite montrant une altération importante en muscovite et une bonne fabrique  $S_p$  (Planche 16 : b et c). Un faciès de basalte à phénocristaux de plagioclase est également présent dans la partie sud du décapage. Bien qu'en surface cette relation ne soit pas observée, on reporte en forage la présence de minces veines de quartz relativement riches en or encaissées dans cette unité (Quirion, 2000b). Des dykes de gabbro amphibolitisé recoupent ces lithologies sans toutefois montrer de relation de recoupement avec la veine. Ceux-ci sont fortement plissés par l'événement  $D_p$  et leurs contacts sont transposés par  $S_p$ . Finalement des dykes dioritiques lamprophyriques recoupent l'ensemble des roches présentes sur la zone aurifère ainsi que la veine de quartz.

##### ***Contexte structural***

En comparaison avec « Lingo Est », la trajectoire de la fabrique planaire principale sur « Lingo Ouest » reprend une direction ouest sud-ouest qui est plus caractéristique du domaine structural

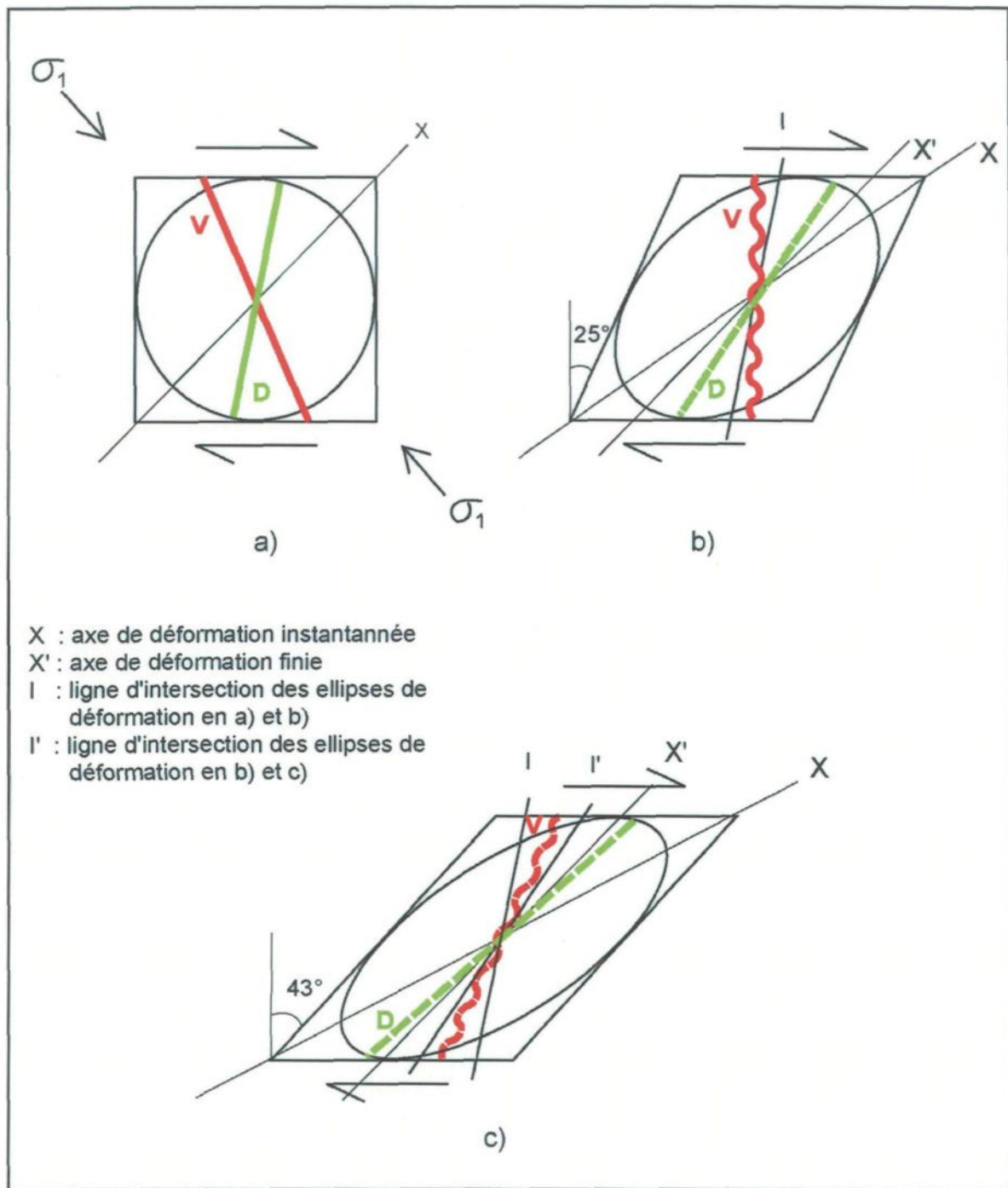


Figure 31. Déformation de lignes matérielles (V : veine "Lingo Sud"; D: dyke mafique recoupant la veine "Lingo Sud") en déformation non coaxiale progressive (tiré de Daigneault, 1991). a) Orientation initiale des lignes matérielles; b) Après déformation non coaxiale avec un angle de cisaillement de 25° par rapport à a), la veine a subi un raccourcissement alors que le dyke a subi un allongement; c) Alors que la déformation progresse et que l'angle de cisaillement atteint 43° par rapport à la situation initiale en a), la veine répond par allongement et les plis formés en b) deviennent boudinés et le dyke s'allonge davantage.

est. Les pendages y sont peu abrupts, mais varient entre 20° et 35°. La linéation d'étirement quant à elle plonge vers le nord nord-est avec un angle de 20° à 30°. Bien que la piètre qualité de l'affleurement ne permette d'observer davantage de relations entre la veine de quartz et la fabrique  $S_p$ , on constate que le corps aurifère n'a qu'une quinzaine de mètres d'extension latérale et suit la trace de la schistosité principale. Cependant, le long de la partie affleurante de la veine, on remarque des portions plus massives en forme de crayon qui plongent parallèlement à la linéation. Par analogie avec « Fleur de Lys » et « Môman », on peut penser que ces cigares correspondent à des charnières isolées par du plissement intense. Cela expliquerait du même coup le peu d'extension de la veine « Lingo Ouest » parallèlement à  $S_p$  au-delà de sa zone d'exposition.

### ***Minéralisation et altération***

La veine « Lingo Ouest » est composée de quartz grossier recristallisé et présente des lamines riches en amphibole où l'or natif a tendance à se retrouver en formant des concentrations parallèles à ces bandes (Planche 17a). Il a été observé que les minéraux métalliques (or, pyrite, pyrrhotite, galène, chalcopryrite et sphalérite) ont précipités surtout dans l'encaissant tonalitique et le long des lamines riches en hornblende. À l'instar de la veine « Môman », en plus de l'or présente dans la veine, on trouve de l'or natif disséminé à l'intérieur des épontes de la veine. Il se concentre dans des zones de remplacement du plagioclase par la muscovite et la séricite et en inter-croissance avec l'épidote (Planche 17b).

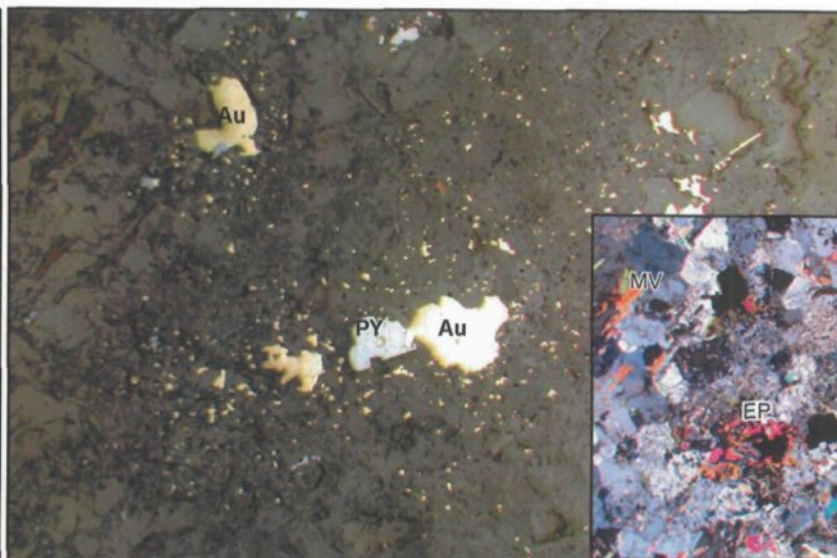
Encore une fois, l'altération en bordure des veines se manifeste par une séricitisation intense qui est accompagnée d'un faible enrichissement en sulfures (PY-PO ± CP-SP- GN). L'épidote est aussi un minéral d'altération important à l'approche de la veine. Tout comme dans la zone d'altération de la veine « Lingo « Est », la muscovite et l'épidote forment des cristaux poeciloblastiques non orientés et la fabrique  $S_p$  est faiblement matérialisée par une petite proportion de biotite (Planche 16c). En macroscopie cependant, la foliation principale se montre très forte (Planche 16b).



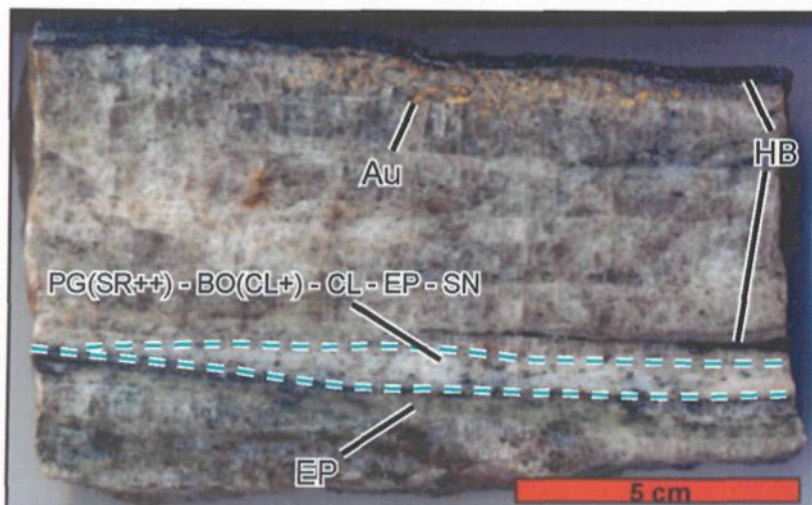
Planche 17



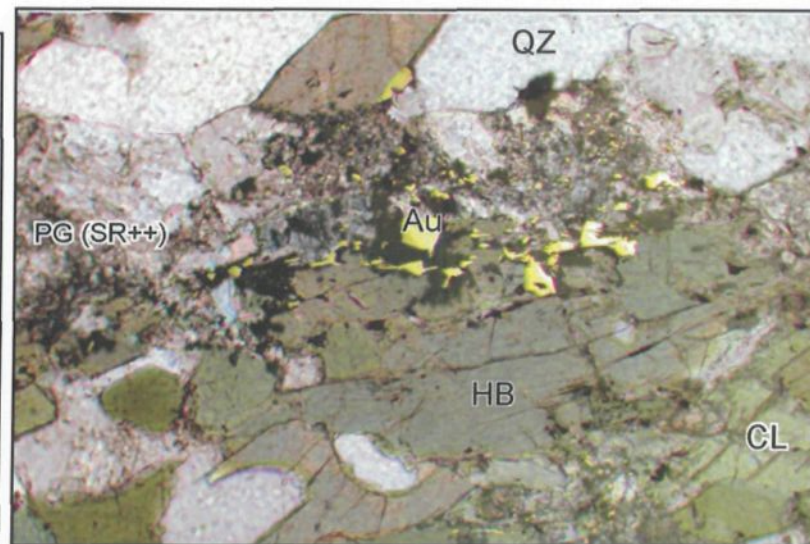
a)



b)



c)



d)



**Planche 17. Habitus de l'or dans les veines de quartz**

- a) Échantillon de la veine « Lingo Ouest » présentant une quantité impressionnante d'or visible qui se concentre le long de lamines essentiellement composées de hornblende. Station IL-2001-134.
- b) Or natif disséminé dans l'éponte tonalitique de la veine « Lingo Ouest » (grand cliché en lumière réfléchie) dans une zone de remplacement du plagioclase par la muscovite et la séricite et en inter-croissance avec l'épidote (petit cliché en lumière polarisée). Notez la présence d'inclusions d'or dans un grain de pyrite au centre du cliché en lumière réfléchie. Lame AQ-01-78B, station IL-2001-134. Champ des photos : 5,4 mm, 2,5x.
- c) Texture rubanée de la veine aurifère « Isabelle » montrant l'alternance de larges bandes de quartz avec de minces bandes de hornblende, d'épidote et de plagioclase séricitisé accompagné en de biotite, chlorite, épidote et sphène. Notez l'association spatial de l'or avec un ruban de HB. Échantillon 077 vu en section parallèle à Lé. Station IL-2003-08, indice de la veine « Isabelle ».
- d) Microphotographie de la veine « Isabelle » montrant de l'or libre concentré dans une lentille composée de plagioclase presque complètement séricitisé en contact avec un ruban de hornblende. Lame AQ-01-77B, station IL-2003-08. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière transmise et réfléchie, 1x.

## **Synthèse**

Étant donné l'habitus de l'or libre dans les épontes de la veine « Lingo Ouest », l'altération de la tonalite pourrait avoir tenu un rôle considérable dans la précipitation de l'or natif. Cette altération, qui se manifeste par un remplacement du plagioclase par des micas blancs (MV-SR), de l'épidote, du quartz, de la calcite et par la présence de sulfures de fer (PY-PO), s'apparente à une altération propylitique.

Étant donné la densité de veines dans le secteur de l'indice « Lingo 3 » et les fortes teneurs aurifères de celles-ci, la zone minéralisée s'est vue accorder une investigation plus poussée par forage d'exploration (Gauthier, 2003). Ainsi, la veine « Lingo Ouest » a été percée par plusieurs forages courts dans une maille très serrée afin de vérifier la présence d'une enveloppe minéralisée. Cela a permis de déterminer que la veine est constituée d'un cœur aurifère très riche (>50 g/t Au) en forme de crayon aux dimensions métriques et d'une enveloppe (entre 500 ppb et 50 g/t Au) en forme de lentilles discontinues fortement étirées suivant  $L_e$ . Les dimensions de cette enveloppe seraient d'ordre métrique en largeur et épaisseur et de l'ordre de quelques dizaines de mètres en longueur. Un exercice semblable a été réalisé sur l'indice « Fleur de Lys » et confirme la morphologie en cigare des « ore shoots » (Quirion, 2000b). Cependant, l'étirement est à un niveau tel que les zones aurifères sont boudinées dans le sens de la plongée de la linéation. Ainsi, il est non seulement difficile de déterminer des extensions parallèlement à la schistosité étant donné leur plissement et leur démembrement, mais également dans le sens de la linéation puisque l'étirement s'exprime de manière extrême par une segmentation des corps aurifères

### **4.2.6 Indice « Nouska Sud »**

#### ***Localisation et cadre lithologique***

Le secteur de l'indice « Nouska » est situé à quelques 600 mètres à l'ouest du lac Lingo (Figure 3). Puisque les décapages réalisés dans ce secteur n'offrent que très peu d'exposition en sections

favorables aux fins de cette étude, ces indices n'ont pas été aussi détaillés que les précédents. Une petite coupe provenant de l'indice «Nouska Sud », localisé à une centaine de mètres au sud de « Nouska », expose toutefois des veines de quartz aurifères ayant des caractéristiques très analogues à celles de « Lingo Sud » (Figure 32) et ayant livrées jusqu'à 5,20 g/t Au sur 0,30 m en rainurage.

L'indice « Nouska Sud » est surtout constitué d'une rhyodacite à phénocristaux de quartz, de dykes de gabbro légèrement magnétiques et d'un dyke dioritique lamprophyrique. Ces trois unités se retrouvent sur le schéma de la figure 32.

### ***Cadre structural***

Contrairement aux autres sites détaillés ci-dessus, l'indice « Nouska Sud » appartient au domaine structural central qui est caractérisé par une linéation d'étirement particulièrement intense et une trajectoire de la foliation principale relativement perturbée par le plissement tardif. Sur « Nouska Sud »,  $S_p$  varie en direction entre  $290^\circ$  et  $340^\circ$  N et entre  $25^\circ$  et  $32^\circ$  en pendage. Comme on peut s'y attendre,  $L_e$  plonge de manière constante vers le nord nord-est avec un angle d'environ  $25^\circ$ . À l'endroit exact d'où provient la coupe de la figure 32, la schistosité de flux à une attitude de  $290^\circ/32^\circ$ . Avec une attitude moyenne de  $345^\circ/40^\circ$ , les petites veines de quartz aurifères sont clairement obliques par rapport à  $S_p$ . Ces dernières sont d'ailleurs affectées par le développement de  $S_p$  en montrant un léger plissement caractérisé par un plan axial sub-parallèle à la foliation principale. L'axe des ces plis est encore une fois colinéaire à l'étirement minéral.

### ***Minéralisation et altération***

En réalité, la densité de petites veines de quartz est beaucoup plus importante que ce qui est représenté sur la coupe (Figure 33). Ces veines contiennent des traces de pyrite, de magnétite et d'épidote et sont entourées d'un halo de pyritisation qui confère une couleur rouille à la rhyodacite.

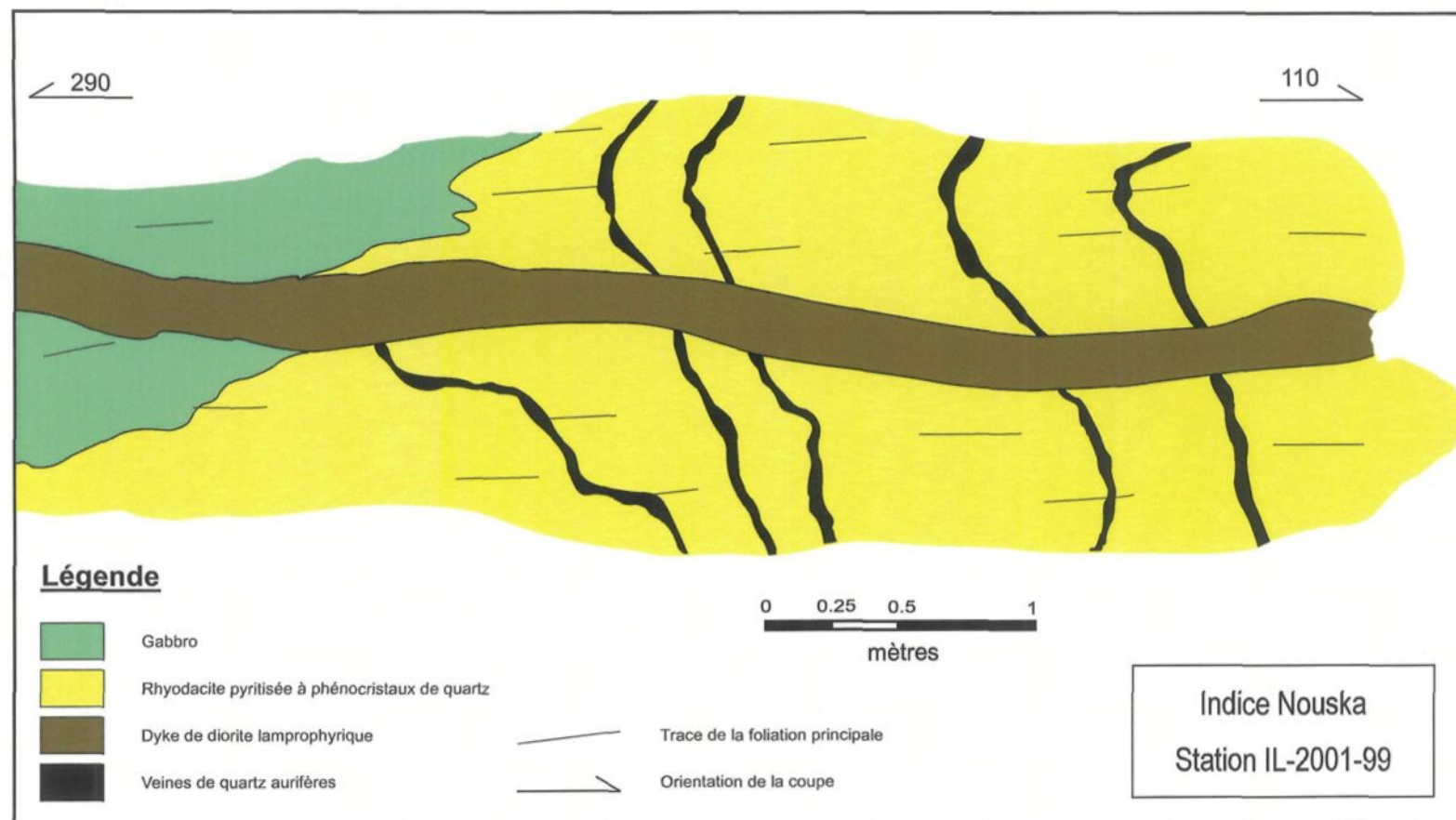


Figure 32. Schéma d'une section de l'indice "Nouska Sud" (coupe perpendiculaire à Lé)

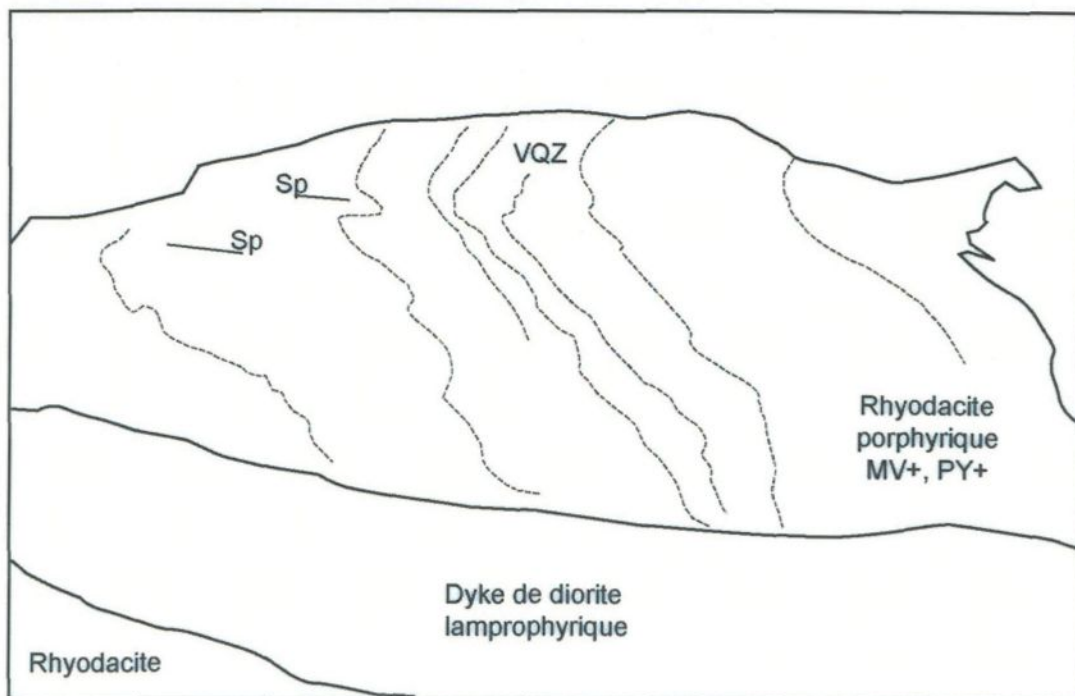


Figure 33. Photographie et schéma montrant la densité de veines de quartz sur Nouska Sud (reproduction en b de la photo en a).

Aux abords des zones injectées de veines, cette lithologie est aussi considérablement enrichie en muscovite et en épidote.

### ***Synthèse des observations***

Les relations spatiales des veines aurifères de « Nouska Sud » ont beaucoup de similitudes avec celles de « Lingo Sud ». On y retrouve une minéralisation contenue dans des minces veines plissées et regroupées. Comme sur « Lingo Sud », la densité de veines sur cet indice laisse supposer que ces dernières représentent une famille de veines en extension. On notera cependant que la morphologie des veines de « Nouska Sud » semble moins affectée par la déformation que les veines des autres sites, incluant « Lingo Sud ». Contrairement aux veines isolées de « Fleur de Lys », « Môman », « Lingo Ouest » et « Lingo Est » qui sont difficiles à suivre, ces zones incarnent un meilleur potentiel dans la définition d'un volume aurifère économique. La relation de ces veines avec  $S_p$  suggère une mise en place pré- à syn- $D_p$ .

## **4.3 ZONES MINÉRALISÉES DE TYPE SULFURÉ**

### **4.3.1 Indices « Blueberry Wolf », « Small Moose » et « Sortilège Doré »**

#### ***Localisation et contexte lithologique***

Bien que ces trois indices soient dispersés sur la propriété Aquilon (Figure 3), ceux-ci seront décrits dans la même section puisqu'ils présentent de nombreuses similitudes sur le plan lithologique et stratigraphique et au niveau de leur minéralisation et altération. Tout d'abord, ce qui les unie à grande échelle, c'est une distribution le long d'un conducteur scindé en deux sections : le conducteur principal Nord et le conducteur Ouest. Ce conducteur coïncide à la présence de schistes sulfurés à muscovite et à cristaux de quartz (Planche 11a) et de tufs remaniés de composition intermédiaire à felsique. De plus, ces indices correspondent au second type de



minéralisations aurifères d'Aquilon, soit celles associées à la présence de sulfures disséminés à semi massifs.

En plus des unités felsiques fortement laminées, sur « Small Moose » et « Sortilège Doré », des niveaux de basalte et des filons-couches de gabbro sont également présents. Rappelons que le faciès de basalte rencontré dans le secteur de « Sortilège Doré » contient des mégacristaux de plagioclase. Toujours sur ces deux indices, plusieurs dykes mafiques apparentés aux basaltes et filons-couches de gabbro et intensément à modérément transposés par  $S_p$  recoupent les laves felsiques et les volcanoclastites. La tranchée correspondant à l'indice « Blueberry Wolf », ayant relativement une petite superficie, ne montre pas d'unité mafique d'envergure. Cependant, à l'extrémité est de celle-ci, un gabbro est faiblement exposé et il est difficile d'affirmer s'il s'agit d'un simple dyke ou d'un filon-couche de plus grande ampleur. De plus, un affleurement de gabbro localisé à moins de cinquante mètres à l'ouest de l'indice confirme la présence de roches mafiques à proximité de la minéralisation de cet indice.

Sur les trois sites, de nombreux dykes intermédiaires lamprophyriques tardifs recoupent l'ensemble des unités lithologiques. Sur « Small Moose », certains de ces dykes contiennent même des enclaves de roches felsiques et de veine de quartz (Quirion, 2000a). Finalement, sur « Sortilège Doré » et « Small Moose », on retrouve des dykes de pegmatite tardifs.

### ***Cadre structural***

Les indices « Small Moose » et « Blueberry Wolf » font parti du domaine structural est, alors que l'indice « Sortilège Doré » appartient au domaine « Ouest ». Sur « Small Moose », la schistosité principale et la linéation d'étirement ont une attitude moyenne de  $275^\circ/33^\circ$  et de  $017^\circ/26^\circ$  respectivement. Toujours sur cet indice, l'orientation des contacts lithologiques varie davantage que celle de la foliation  $S_p$ . Ainsi, dans la partie sud de la tranchée de « Small Moose », les contacts sont subparallèles à  $S_p$ , mais deviennent à angle avec celle-ci dans la portion nord du décapage où leur orientation est localement NE-SO. Des plis  $P_p$  couchés, de petite amplitude,

isoclinaux, orientés est-ouest et affectant le litage primaire  $S_0$  y sont également observés (Planche 12b et c). On retrouve également des plis de géométrie comparable dans les schistes à muscovite sulfurés de « Sortilège Doré », où le  $S_0$  est matérialisé par la présence de fines lamines de pyrite (Planche 18a). Enfin, sur « Blueberry Wolf », la foliation principale montre une orientation moyenne de  $270^\circ$  et des pendages généralement inférieurs à  $25^\circ$ . D'ailleurs, ceux-ci deviennent très plats au centre de la tranchée (Planche 18b), ce qui pourrait suggérer la présence d'un corps massif sous les felsites fortement laminées de l'indice.

### ***Minéralisation et altération***

Les minéralisations sulfurées de ces indices contiennent des teneurs aurifères relativement marginales. Les valeurs significatives varient entre 100 ppb et 2,7 g/t Au (Desbiens 1998a et 1998b ; Quirion 2000a) et sont associées à des laves felsiques laminées à phénocristaux de quartz, des schistes à muscovite et des tufs ayant en moyenne entre 5-20% de sulfures surtout constitués de pyrite (90%), de pyrrhotite (8-10%) ainsi que de chalcopryrite et sphalérite (traces à 2%). Moins fréquemment, de faibles teneurs significatives sont obtenues dans les roches mafiques. Les sulfures sont disséminés dans les volcanites et distribués suivant de fines lamines millimétriques à centimétriques et des lentilles décimétriques à métriques suivant le litage primaire  $S_0$  et parallélisées à  $S_p$ . Ces lentilles montrent localement des évidences de plissement et transposition par  $S_p$  (Planche 18a et c). De plus, sur « Small Moose » les horizons sulfurés sont parallèles aux contacts lithologiques et ce même dans la portion de l'affleurement où la foliation principale recoupe le  $S_0$ .

Comparativement aux minéralisations filoniennes, l'altération associée aux horizons sulfurés est beaucoup plus intense et se manifeste sur une plus grande distance par rapport à la minéralisation (quelques mètres à plus de cent mètres). Ainsi, elle s'exprime surtout par une forte proportion de muscovite (15-30%) qui définit une très bonne schistosité  $S_p$  et évidemment par la présence de pyrite disséminée. Sur « Blueberry Wolf », on note également la présence de tourmaline (tr-1%)

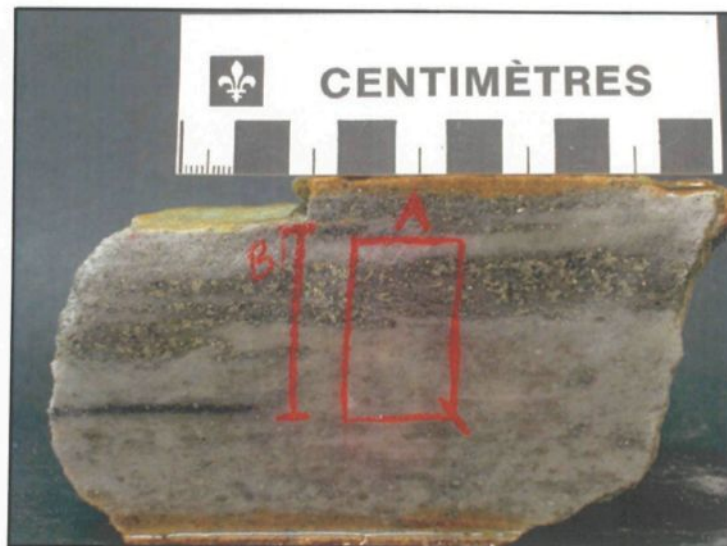
Planche 18



a)



b)



c)

**Planche 18. Indices « Small Moose », « Sortilège Doré » et « Blueberry Wolf »**

- a) Pli couché isoclinal  $P_p$  dans une lave felsique sulfurée. La surface plissée correspond à des lamines de sulfures considérées comme du litage primaire.  $S_p$  est toujours de plan axial. Indice « Sortilège Doré ».
- b) Photographie montrant des pendages s'approchant de l'horizontal dans une volcanite felsique laminée et sulfurée. Station IL-2001-108, indice « Blueberry Wolf ».
- c) Échantillon d'une volcanite felsique laminée fortement altérée en muscovite et montrant une lentille de pyrite légèrement démembrée et aux bordures faiblement transposées suivant  $S_p$ . Section YZ perpendiculaire à  $L_6$ , échantillon 039, station IL-2001-108, indice « Blueberry Wolf ».

qui devient un peu plus importante dans les lentilles de sulfures (jusqu'à 2% de tourmaline). Sur « Small Moose », dans une lave felsique, un assemblage minéralogique particulier de muscovite et d'aluminosilicate, accompagné d'une très faible proportion de quartz (présent seulement en inclusions dans les porphyroblastes de kyanite), suggère un intense lessivage de la silice (Lapointe, 2000). La morphologie et l'arrangement de la muscovite et de la kyanite indiquent clairement des assemblages d'altération progrades.

### **Synthèse**

Plusieurs caractéristiques des indices « Blueberry Wolf », « Small Moose » et « Sortilège Doré », suggèrent que la minéralisation sulfurée soit contemporaine au volcanisme. Tout d'abord, les horizons sulfurés et les lamines et lentilles de sulfures sont parallèles aux contacts lithologiques et semblent même matérialiser le litage primaire. La déformation principale et le métamorphisme sont manifestement superposés à l'altération et aux sulfures (voir section 4.4.2). De plus, la présence sur l'indice « Small Moose » d'un assemblage d'altération alumineuse n'est pas sans rappeler le cas de plusieurs gisements de sulfures massifs volcanogènes de l'Abitibi.

#### **4.3.2 Indices « Sortilège Doré Ouest » et « Chicoutai »**

##### ***Localisation et contexte lithologique***

Bien que relativement différents, ces indices sont regroupés à la même section puisqu'ils présentent des caractéristiques qui s'apparentent à la fois aux minéralisations filonienne et sulfurée. Suivant le conducteur Ouest, l'indice « Sortilège Doré Ouest » est localisé à quelques 200 mètres au sud-ouest de « Sortilège Doré ». Il est surtout constitué d'un basalte sulfuré, localement magnétique, localement schisteux et injectés de nombreux petits dykes felsiques.

Sur « Chicoutai Est », localisé à plus d'un kilomètre au sud-est de l'indice « Nouska », la lithologie dominante est un tuf à lapilli et à blocs (Planche 3c). Le tuf présente des horizons à

magnétite disséminée et à porphyroblastes de grenat et des phénocristaux de quartz sont contenus dans les blocs et lapilli. Une unité lenticulaire de basalte glomérophyrique à plagioclase est également présente. L'indice « Chicoutai Ouest » est localisé à 400 mètres au sud-ouest de « Chicoutai Est ». On y retrouve une lave rhyodacitique à phénocristaux de quartz et à muscovite, biotite, grenat et magnétique recoupée par des dykes de gabbro et de diorite lamprophyrique ainsi que par des dykes de granite recoupant également les dykes mafiques.

### ***Cadre structural***

L'attitude générale de la schistosité principale sur « Sortilège Doré Ouest » est de  $350^{\circ}/40^{\circ}$  avec une linéation d'étirement à  $010^{\circ}/20^{\circ}$ . Les différents faciès dans le basalte, déterminés à partir des proportions de sulfures et du magnétisme (Quirion 2002), sont parallèles à la foliation  $S_p$ . Les dykes felsiques injectés dans le basalte sont fortement démembrés et transposés suivant  $S_p$ . Sur « Chicoutai Est », localisé dans le domaine structural central, la foliation principale est subverticale avec une attitude moyenne de  $200^{\circ}/80^{\circ}$ . L'attitude de la foliation principale sur « Chicoutai Ouest » varie entre  $350^{\circ}/70^{\circ}$  et  $005^{\circ}/76^{\circ}$  avec une linéation d'étirement à  $030^{\circ}/40^{\circ}$ . On y retrouve des zones présentant une schistosité plus intense et caractérisées par une forte altération en muscovite et une minéralisation disséminée en PY-PO. Ces zones sont recoupées par des dykes gabbroïques.

### ***Minéralisation et altération***

Les horizons sulfurés de basalte sur « Sortilège Doré Ouest » sont composés de pyrrhotite  $\pm$  pyrite (5-20%) qui sont subparallèles à la fabrique planaire principale. Les valeurs aurifères varient entre 100 ppb et 8,3 g/t Au (Quirion 2002) et sont associées à la présence de sulfures disséminés ainsi qu'à des veines et veinules de quartz transposées et démembrées. Mentionnons que les teneurs aurifères les plus fortes ont été obtenues là où la quantité de veines et veinules de quartz étaient plus significative (environ 20% de VQZ).



L'altération des basaltes de « Sortilège Doré Ouest » se manifeste par un assemblage de biotite, épidote, séricite et chlorite. Mentionnons que la séricite et la chlorite, qui remplacent respectivement le plagioclase et les minéraux ferromagnésiens (HB, BO, EP), correspondent davantage à un assemblage rétrograde.

La minéralisation sur « Chicoutai Est » correspond à une dissémination de sulfures (5-40% pyrite  $\pm$  pyrrhotite) dans l'unité de tuf à lapilli et à blocs. On y retrouve également des lentilles de pyrite massive subparallèles à la foliation. Celles-ci sont de dimensions centimétriques à métriques. Les meilleurs teneurs obtenues varient entre 115 et 680 ppb Au (Quirion 2002). Sur « Chicoutai Ouest », les zones schisteuses sulfurées contiennent 5-25% PY et 1-5% PO. Elles sont orientées parallèlement à la fabrique  $S_p$  et contiennent des traces à 10% de veinules de quartz plissées de dimension centimétrique. Les meilleures teneurs obtenues sur cet indice (entre 400 ppb et 4,0 g/t Au ; Quirion 2002) sont systématiquement associées à la présence de ces veinules de quartz.

Par analogie avec l'altération à muscovite et aluminosilicate de « Small Moose », les horizons à quartz, muscovite, biotite et porphyroblastes de grenat sur « Chicoutai Est » et « Chicoutai Ouest » sont considérés comme une altération précoce s'étant réajustée lors du métamorphisme prograde. Mentionnons que cet assemblage minéralogique d'altération dans les tufs et laves rhyodacitique du secteur « Chicoutai » s'étend de manière extensive jusque dans le secteur de « Nouska ».

### **Synthèse**

Ce qui ressort de ces deux indices est sans doute la présence d'une minéralisation sulfurée à laquelle se juxtapose des veines et veinules de quartz. La présence des veines semble d'ailleurs expliquer des valeurs aurifères plus importantes. Autrement, dans les zones sulfurées, les teneurs en or se tiennent généralement en dessous du 1,0 g/t. L'altération en grenat des indices « Chicoutai » rappelle encore une fois un assemblage d'altération volcanogène affecté par le métamorphisme et caractérisant bon nombre de gisements abitibiens. Il est donc suggéré que le

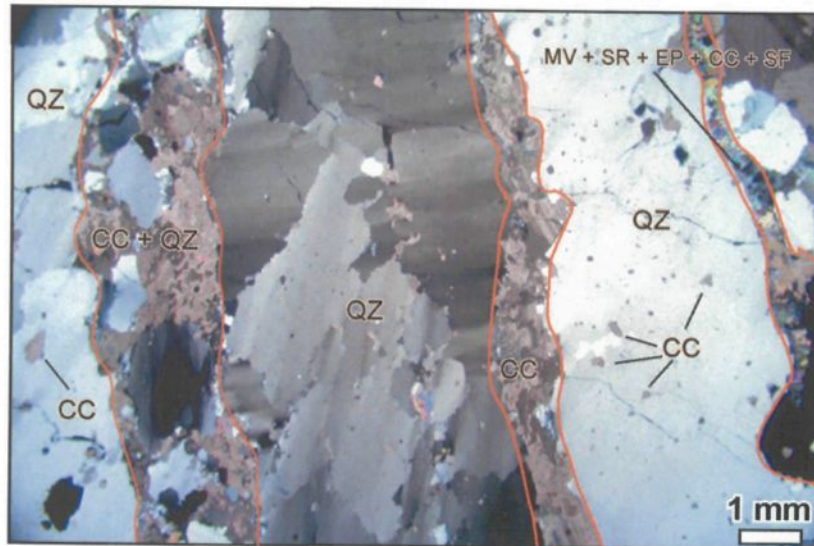
développement local d'une forte schistosité sur « Chicoutai Ouest » ait été favorisé par la présence d'une altération et d'une minéralisation précoce.

#### **4.4 TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS**

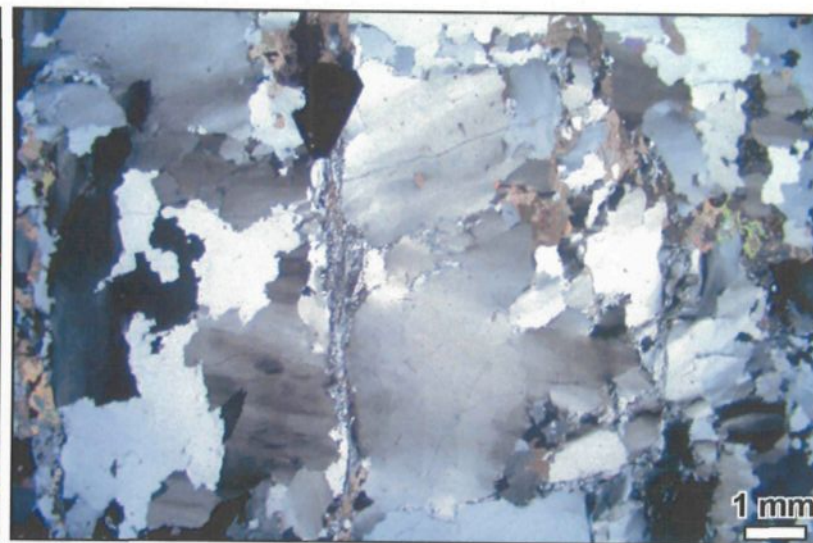
##### **4.4.1 Minéralogie et textures des veines de quartz**

Les veines aurifères d'Aquilon présentent une minéralogie très peu diversifiée. Le quartz est évidemment le principal constituant de la gangue, mais localement, le carbonate peut être très abondant, comme dans le cas de la veine « Lingo Est » qui présente une lentille de calcite rose (Planche 15 b et d). Ailleurs dans cette veine et dans l'ensemble des autres veines de la propriété, la calcite est présente en traces à 3% seulement. Dans la veine « Lingo Est », la présence d'inclusions de calcite à l'intérieur des grains de quartz suggère que le carbonate ait cristallisé avant le silicate, ou plutôt qu'il était déjà présent avant sa recristallisation (Planche 19a). Bien que des petits grains de quartz soient présents au sein des cristaux de calcite, ceux-ci sont toujours associés à des petites fractures et sont donc considérés postérieurs au minéral hôte. La muscovite et la séricite qui correspondent à la principale phase d'altération aux abords de la minéralisation filonienne sont un autre constituant important des veines aurifères. Tout comme la calcite, la muscovite peut se trouver en inclusion dans les grains de quartz. Cependant, elle se présente en plus grandes proportions lorsque des lambeaux d'encaissant sont incorporés aux veines. La muscovite et la séricite remplacent d'ailleurs quasi complètement le plagioclase dans les minces lamines séparant des niveaux de quartz plus massifs dans les veines (Planche 19 : a et c). La hornblende est dans certaines veines très abondante et montre une bonne association spatiale avec l'or (Planche 17 a, c et d). Dans la veine « Isabelle », on observe une légère chloritisation de la hornblende et le plagioclase l'accompagnant est intensément séricitisé. Enfin, l'épidote est un autre minéral présent dans l'assemblage d'altération qu'on retrouve en traces dans les veines

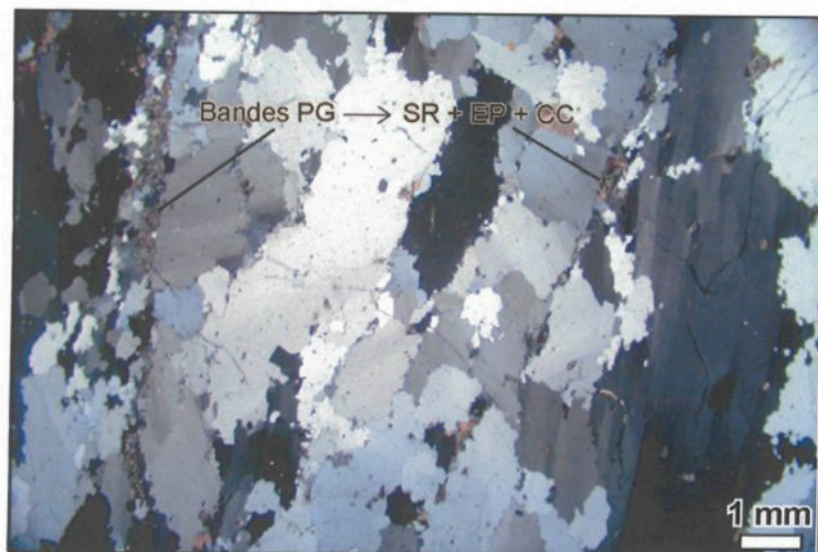
Planche 19



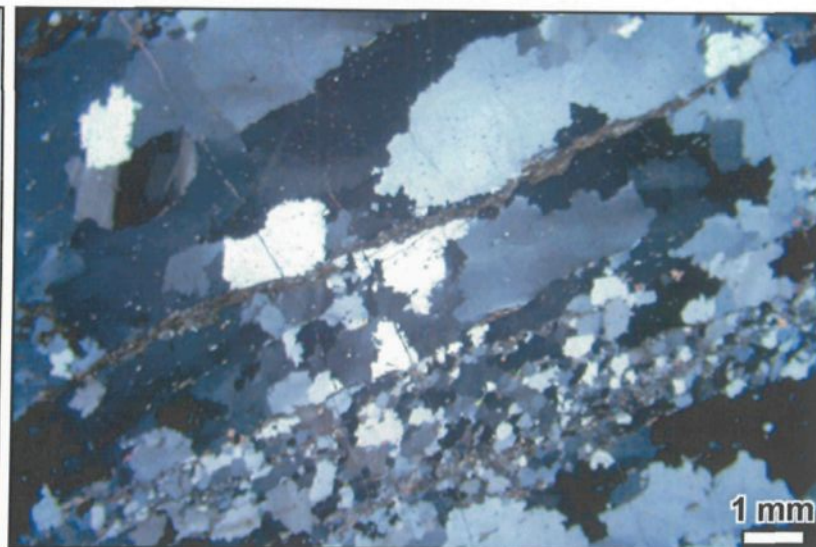
a)



b)



c)



d)

**Planche 19. Textures dans les veines de quartz**

- a) Microphotographie de la veine « Lingo Est », en section perpendiculaire à  $L_6$ , montrant un rubanement caractérisé par l'alternance de bandes riches en calcite avec des bandes de quartz. De minces rubans composés de plagioclase intensément séricitisé, de calcite, d'épidote et de sulfures sont aussi présents (voir extrémité droite du cliché). On retrouve des inclusions de calcite dans les grains de quartz. Ces derniers montrent une forte extinction ondulante, des bordures irrégulières et de nombreux sous-grains. Lame AQ-01-66A, station IL-2001-132. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- b) Microphotographie de la veine « Lingo Est », en section parallèle à  $L_6$ , montrant, au centre et dans la partie droite du cliché, de minces niveaux entourant ou séparant des grains ou bandes de quartz grossier qui sont caractérisés par une recristallisation dynamique. Lame AQ-01-66B, station IL-2001-132. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- c) Microphotographie de la veine « Isabelle », en section perpendiculaire à  $L_6$ , montrant des cristaux de quartz relativement bien aplati et orienté sub-parallèlement au rubanement. Cet aplatissement est considéré comme le résultat de la déformation principale. Notez les bordures irrégulières suturées de grains de quartz et l'extinction ondulante dans le grand cristal de quartz dans l'extrémité droite du cliché. Comme dans la veine « Lingo Est » on retrouve des bandes de plagioclase intensément séricitisé et transformé en épidote et calcite. Lame AQ-01-77A, station IL-2003-08. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.
- d) Microphotographie de la veine « Isabelle », en section parallèle à  $L_6$ , montrant un très bon allongement des cristaux de quartz. Lame AQ-01-77B<sub>1</sub>, station IL-2003-08. Champ de la photo : 13,2 mm, lumière polarisée, 1x.

aurifères. Comme la muscovite et la hornblende, il est proportionnellement plus important en présence de lambeaux d'encaissant. Des sulfures sont régulièrement associés à l'épidote.

Les veines sont généralement massives et le quartz s'y retrouve en grains grossiers fortement recristallisés. Quelques textures et structures intéressantes caractérisent cependant les veines, dont certaines témoignent de l'intense déformation qu'ont subie les filons aurifères (Planche 19). Tout d'abord, l'arrangement des larges cristaux de quartz est localement empreint de la fabrique planaire principale. Les grains sont alors considérablement aplatis et s'orientent plus ou moins parallèlement à  $S_p$  (Planche 19c). De plus, en section parallèle à la linéation d'étirement, l'allongement du quartz est important (Planche 19d). Toutefois, les meilleures évidences de déformation demeurent l'extinction ondulante des cristaux de quartz, leur forme irrégulière interlobée, leurs bordures suturées, le développement de sous-grains au sein de larges cristaux de quartz et la néocristallisation du quartz en plus petits grains, par recristallisation dynamique des cristaux plus grossiers (Planche 19b). Il est peu probable que des grains de quartz primaires soient encore présents dans les veines étant donné leur arrangement pseudo-polygonal (les bordures de grains ne sont pas droites, mais on reconnaît des jonctions triples mal définies) impliquant une recristallisation présumée complète.

La calcite ne semble pas répondre aussi bien à la déformation que le quartz, ce qui est probablement causé par un meilleur taux de recristallisation. L'échantillon prélevé au contact de la lentille de calcite dans la veine « Lingo Est » présente une bonne structure rubanée (Planches 15d et 19a). À l'intérieur de cette lentille, des bandes composées essentiellement de quartz alternent avec des bandes de calcite. Dans la portion de la veine « Lingo Est » composée essentiellement de quartz, le rubanement est également perceptible. Celui-ci est matérialisé par des bandes de largeur variable caractérisées une granulométrie variant proportionnellement en fonction de l'épaisseur des bandes. Ces niveaux sont généralement intercalés de minces lamines à grains très fins, surtout composées de plagioclase complètement séricitisé et d'un peu de calcite, d'épidote et de chlorite. La veine « Isabelle » est un autre exemple de veine caractérisée par un très bon

rubanement parallèle à ses contacts (Planches 17c, 19c et 19d). Les aspects tout juste décrits pour « Lingo Est » s'appliquent également à cette veine. Les principales différences entre celles-ci sont la présence de lamines très riches en hornblende et une proportion plus importante d'épidote pour la veine « Isabelle ».

Les sulfures sont très peu nombreux dans les veines de quartz. Bien qu'on les retrouve communément en association spatiale avec l'or, il ne semble pas y avoir de relation directe entre leur présence et le contenu aurifère. En fait, la veine « Lingo Est », qui contient relativement plus de sulfures que les autres veines de la propriété, est caractérisée par des teneurs aurifères assez faibles. De plus, comme pour le cas de la veine « Isabelle », on retrouve des proportions importantes d'or natif alors que très peu de sulfures y sont associés. En fait, l'or et les sulfures sont surtout présents en bordures des veines, suivant des lamines de hornblende (Planche 17a, c et d), lorsque des fragments d'encaissant sont incorporés aux veines (Planche 15c) et localement, à l'intérieur de fines fractures irrégulières dans les veines. L'association entre roches altérées (en bordures des veines ou comme fragments) et minéralisation est aussi remarquée pour l'or. Le métal précieux se présente essentiellement sous forme de grains libres et moins fréquemment, en tant que fines inclusions dans la pyrite (Planche 17b) de même que dans la pyrrhotite, la galène et les tellurures (Birkett et Quirion, 2001). Finalement, dans la veine « Isabelle », la présence d'or natif dans des fractures tardives recoupant la trace de la foliation principale et la concentration d'or dans l'ombre de pression d'un fragment de veine de quartz boudinée (Planche 20) suggèrent une remobilisation de l'or pendant et après la déformation principale.

La pyrite constitue la phase sulfurée la plus commune. Elle montre une fracturation importante (Planche 21a) et se présente sous forme de porphyroblastes xéno- à idiomorphiques qui peuvent contenir des inclusions de quartz (Planche 21b). La pyrite montre généralement peu d'évidences de déformation, mais ses habitus indiquent qu'elle a subi un niveau de recristallisation métamorphique important. Toutefois, puisque le minéral est disséminé dans les veines et les épontes et que les grains de pyrite sont généralement isolés les uns envers les autres, on observe



peu fréquemment des jonctions triples. En plus de la présence d'inclusions d'or dans la pyrite (Planche 17b), on a également observé des inclusions de chalcopryrite, de pyrrhotite et de magnétite dans la pyrite (Planche 21c), alors que celle-ci peut être localement incorporée dans des grains de sphalérite. Les échantillons montrant une oxydation importante en surface sont caractérisés par de l'hématite enrobant les cristaux de pyrite ou remplaçant ceux-ci le long de fractures. Ce phénomène est cependant secondaire et attribuable à l'altération météoritique.

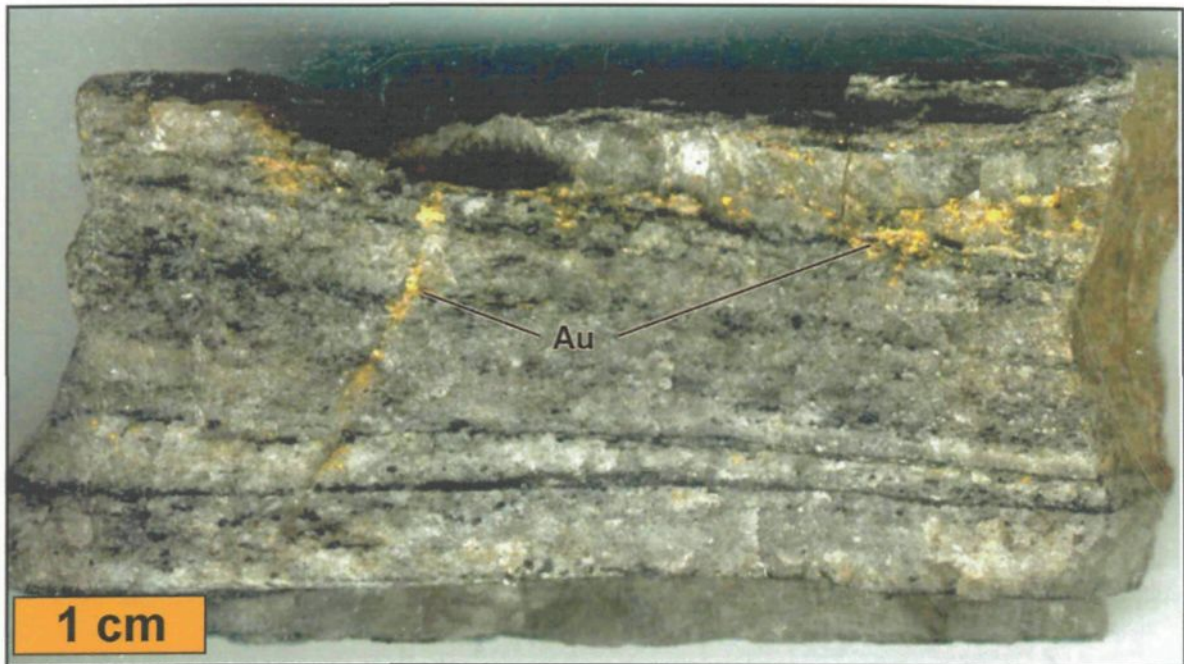
Le deuxième sulfure en importance est la pyrrhotite. Celle-ci forme des plages très irrégulières qui ont tendance à être concentrées dans les bordures laminées des veines de quartz (Planche 21d), surtout en présence d'un encaissant de composition mafique. La pyrrhotite est généralement accompagnée de pyrite. Des grains de chalcopryrite sont régulièrement observés en bordures des cristaux de pyrrhotite et plus rarement isolés dans ceux-ci. Lors du métamorphisme, les grains d'exsolution auront tendance à se former et à se diriger vers les bordures du grain hôte. Étant donné les relations entre la chalcopryrite et la pyrrhotite, il pourrait être interprété que le phénomène d'exsolution est responsable de la libération du sulfure de cuivre ou que la chalcopryrite est tardive par rapport à la pyrrhotite.

Les autres sulfures incluant la chalcopryrite, la galène et la sphalérite sont présents en moins grande quantité dans les veines de quartz. Ceux-ci sont plus communs au sein de fractures dans les veines, mais tendent également à accompagner la pyrite et la pyrrhotite en association avec les lambeaux et fragments d'encaissant. L'essentiel de leurs relations avec la pyrite, la pyrrhotite et l'or a été illustré ci-dessus.

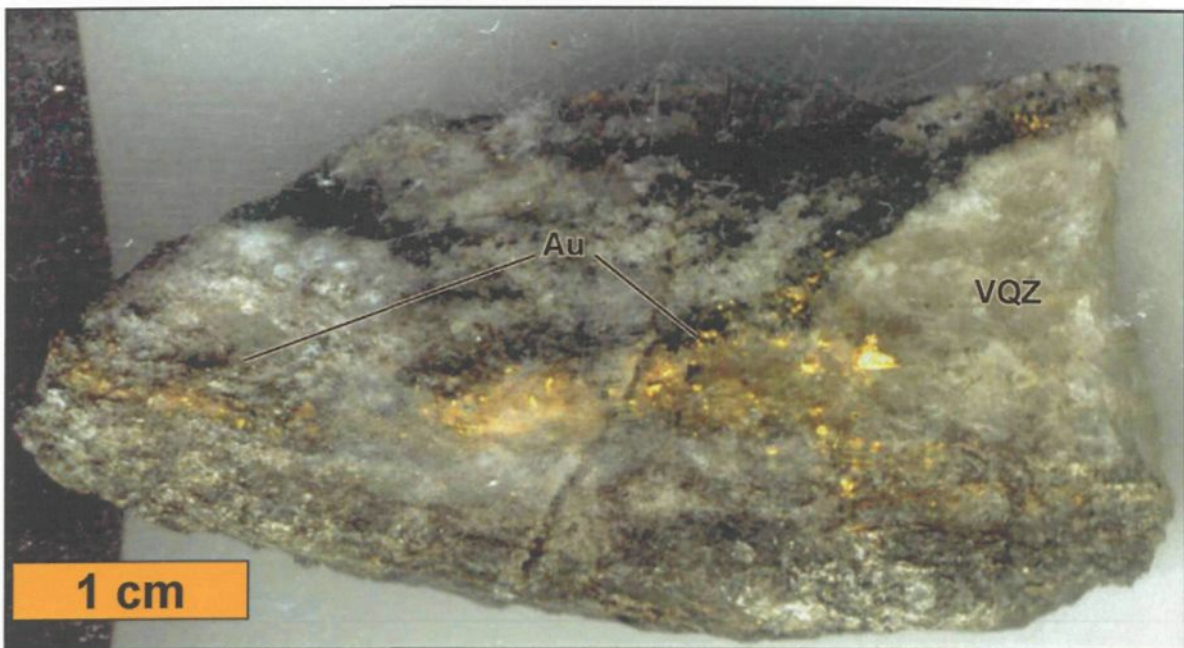
### **Synthèse**

La déformation intense des veines aurifères est essentiellement matérialisée par les cristaux de quartz ayant subi une importante recrystallisation. La schistosité principale est localement présente dans les veines comme le suggère l'arrangement orienté des grains de quartz et de calcite aplatis et des cristaux de hornblende. La déformation des veines et leur recrystallisation fait régulièrement

## Planche 20



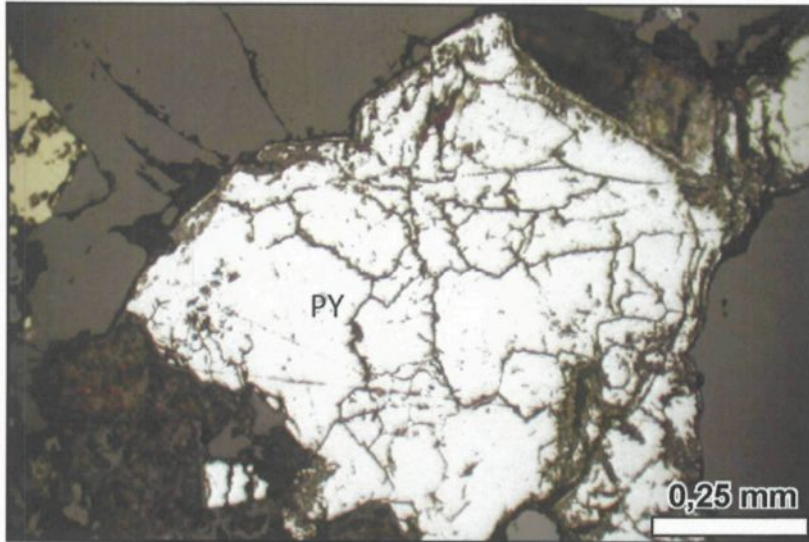
a) Or natif remobilisé dans une fracture tardive en bordure de la veine "Isabelle". La fracture est remplie de quartz et recoupe la trace de la foliation principale en section parallèle à Lé. Station IL-2003-08.



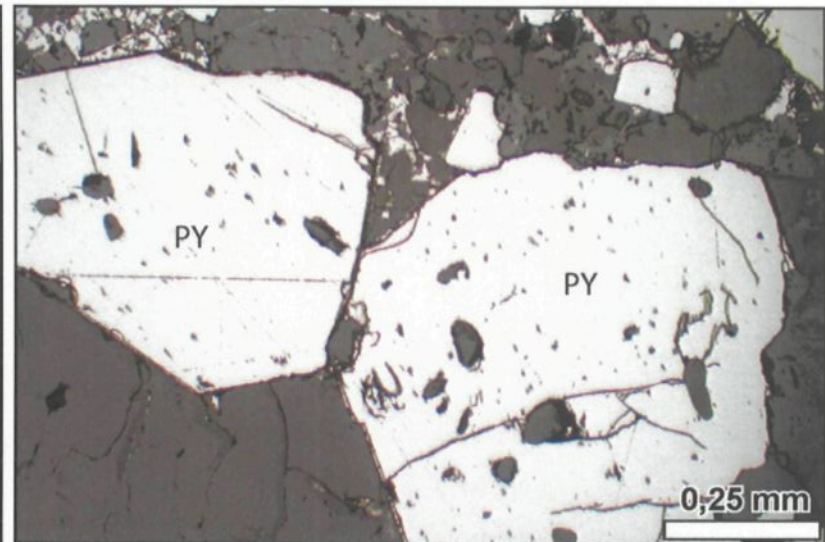
b) Or natif concentré dans l'ombre de pression d'un lambeau de veine de quartz boudinée. Station IL-2003-08, veine "Isabelle".



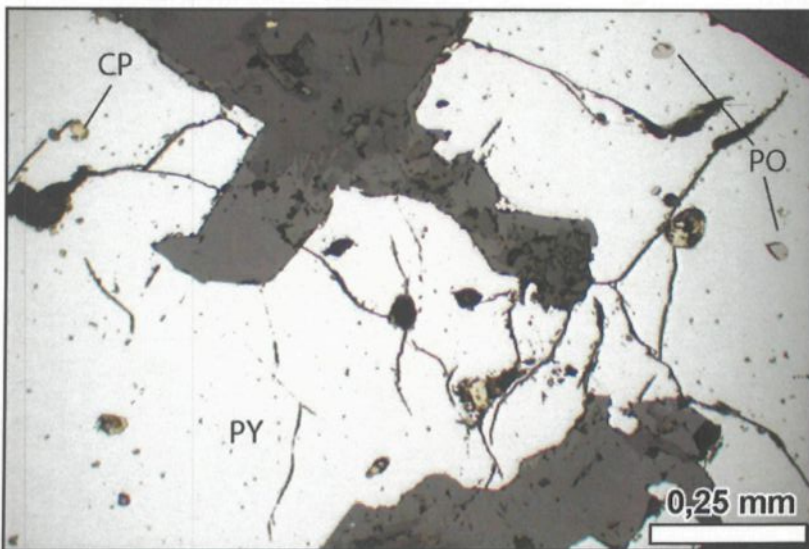
Planche 21



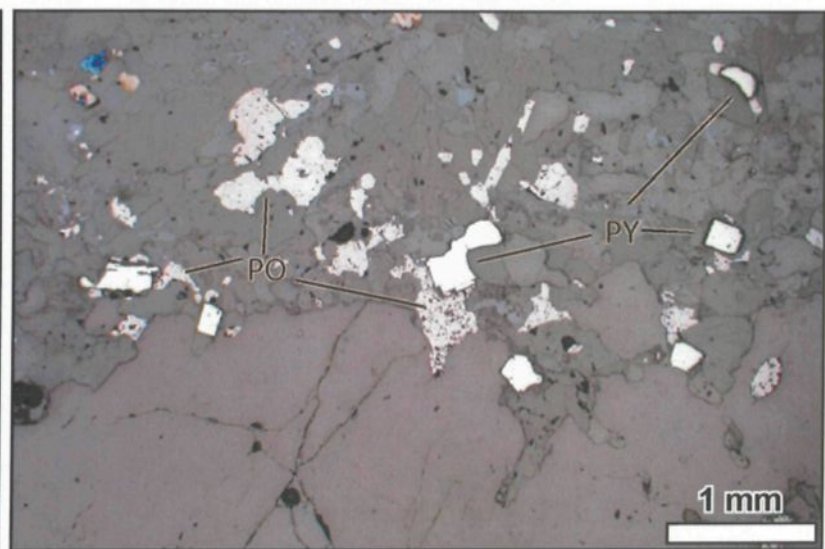
a)



b)



c)



d)

**Planche 21. Sulfures dans les veines de quartz**

- a) Microphotographie d'un grain de pyrite fortement fracturé provenant de la veine de quartz « Lingo Est ». Lamé AQ-01-67B, station IL-2001-132. Champ de la photo : 1,3 mm, lumière réfléchie, 10x.
- b) Microphotographie de grains de pyrite poëciliblastiques de forme hypidio- à idióblastique provenant de la veine « Lingo Est ». Lamé AQ-01-67B, station IL-2001-132. Champ de la photo : 1,3 mm, lumière réfléchie, 10x.
- c) Plage de pyrite moyennement fracturée contenant des inclusions de pyrrhotite et de chalcoppyrite, veine « Lingo Est ». Lamé AQ-01-67B, station IL-2001-132. Champ de la photo : 1,3 mm, lumière réfléchie, 10x.
- d) Concentration de pyrrhotite et de pyrite en bordure d'une veine de quartz, dans une roche de composition mafique (voir illustration de l'échantillon à la planche 12d). La pyrite est de forme cubique, alors que la pyrrhotite a une morphologie beaucoup plus irrégulière. Lamé AQ-01-57A<sub>1</sub>, station IL-2001-135, secteur de l'indice « Mōman ». Champ de la photo : 5,4 mm, lumière réfléchie, 2,5x.

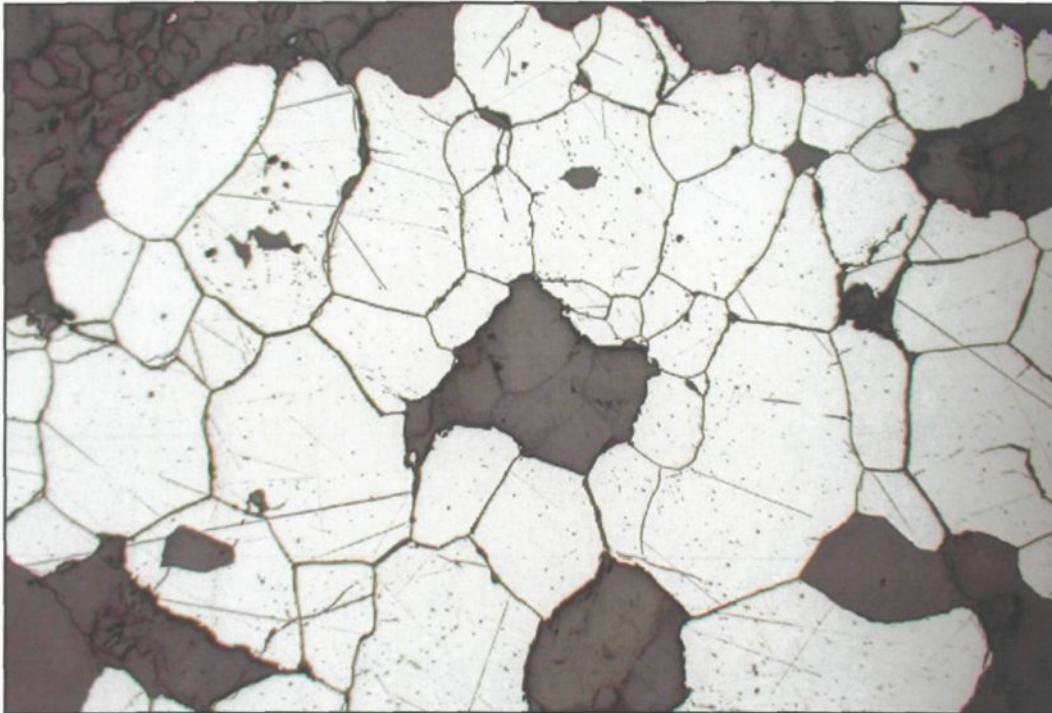
partie du processus de développement des veines en cisaillement dans les zones de déformation active. Cependant, la destruction des textures primaires par recristallisation dynamique n'est pas commune lors de la mise en place de ces veines. La présence d'une foliation mylonitique (Planche 19) observée dans certaines veines d'Aquilon témoigne ainsi d'une déformation se superposant à leur mise en place. De plus, la morphologie des grains de pyrite indique une recristallisation métamorphique, alors que la chalcopryrite, essentiellement observée en bordures des grains de pyrrhotite et en inclusion dans ceux-ci, proviendrait de l'exsolution reliée au métamorphisme.

#### **4.4.2 Minéralisations sulfurées**

Le principal sulfure présent dans ce type de minéralisation est la pyrite. Celle-ci est dans certains cas accompagnée de pyrrhotite et dans certains cas de chalcopryrite et de sphalérite. Lorsque l'unité sulfurée correspond à une roche mafique, comme dans le cas de « Sortilège Doré Ouest », où la minéralisation se trouve dans des basaltes, la pyrrhotite est alors plus abondante que la pyrite. Aucune trace d'or libre n'a pu être observée dans les échantillons provenant des sites de minéralisation sulfurée. Il a été démontré à la section 4.3 que les formes d'amas constituant ces minéralisations aurifères montraient de bonnes évidences de déformation associée à  $D_p$  et une mise en place probablement syn-volcanique. La pyrite, principal constituant de ces concentrations de sulfures, montre à plus petite échelle une recristallisation complète avec la présence de nombreuses jonctions triples entre les grains (Planche 22a). La pyrite disséminée dans les felsites laminées et altérées en muscovite montre également des signes de recristallisation, mais en plus, elle montre une forme aplatie suivant la foliation  $S_p$  (Planche 22b), indiquant une déformation des grains de pyrite. Ces observations confirment une mise en place précoce des sulfures par rapport à la déformation principale et au métamorphisme prograde.



**Planche 22**



**a)** Amas de pyrite recristallisée présentant de nombreuses jonctions triples. Lame AQ-01-76A, station IL-2001-136, indice "Small Moose". Champ de la photo : 5,4mm, lumière réfléchie, 2,5x.



**b)** Pyrite disséminée en bordure d'une fine bande de muscovite. La pyrite montre un aplatissement suivant Sp et une recristallisation marquée par la présence de jonctions triples. Lame AQ-01-39A, station IL-2001-108, indice "Blueberry Wolf". Champ de la photo: 5,4 mm, lumière réfléchie, 2,5x.



## 4.5 DISTRIBUTION ET ASSOCIATIONS MÉTALLIQUES DE L'OR

### 4.5.1 Distribution des concentrations aurifères

La distribution des teneurs aurifères d'Aquilon (Figure 34) reflète avant tout un état de connaissance et l'échantillonnage de la propriété. Ainsi, on remarque une concentration de valeurs aurifères élevées au sein du « Corridor aurifère du Loup », mais celui-ci est en fait suréchantillonné par rapport au reste de la propriété. Bien que le halo de fortes valeurs s'étende au-delà du corridor, cela ne traduit que la distribution des indices filoniens au centre de la propriété. Ce halo est entouré d'une bande aux teneurs anormales moins élevées et correspondant à la distribution des indices de type sulfurés. De plus, les valeurs en or étant sujettes à un effet pépite important, on ne peut tirer de grandes conclusions de la maille de la figure 34. On remarque toutefois que la forme de l'auréole riche en or mime la trajectoire de la schistosité principale. Cela n'est effectivement pas trop surprenant puisque les minéralisations tant filoniennes que sulfurées sont précoces par rapport à la déformation principale et que cette dernière a certainement joué un rôle dans la distribution et/ou la redistribution des concentrations aurifères.

### 4.5.2 Rapports or/argent

Il est reconnu que les types de gisements aurifères diffèrent les uns des autres par leurs ratios or/argent (Poulsen, 1996 ; Robert *et al.*, 1997 ; Kerrich *et al.*, 2000). Ainsi, les rapports les plus faibles ( $< 1$ ) caractérisent les minéralisations syngénétiques de types épithermal, porphyrique et sulfures massifs volcanogènes, alors que les valeurs les plus élevées (5 à 10) appartiennent aux gisements aurifères orogéniques. Pour les gîtes épithermaux et porphyriques, les ratios peuvent varier considérablement à l'échelle mondiale et à l'échelle du district (Taylor, 1996). Aussi la zonation métallique verticale des systèmes épithermaux est traduite par une zonation verticale des teneurs relatives en or et en argent.

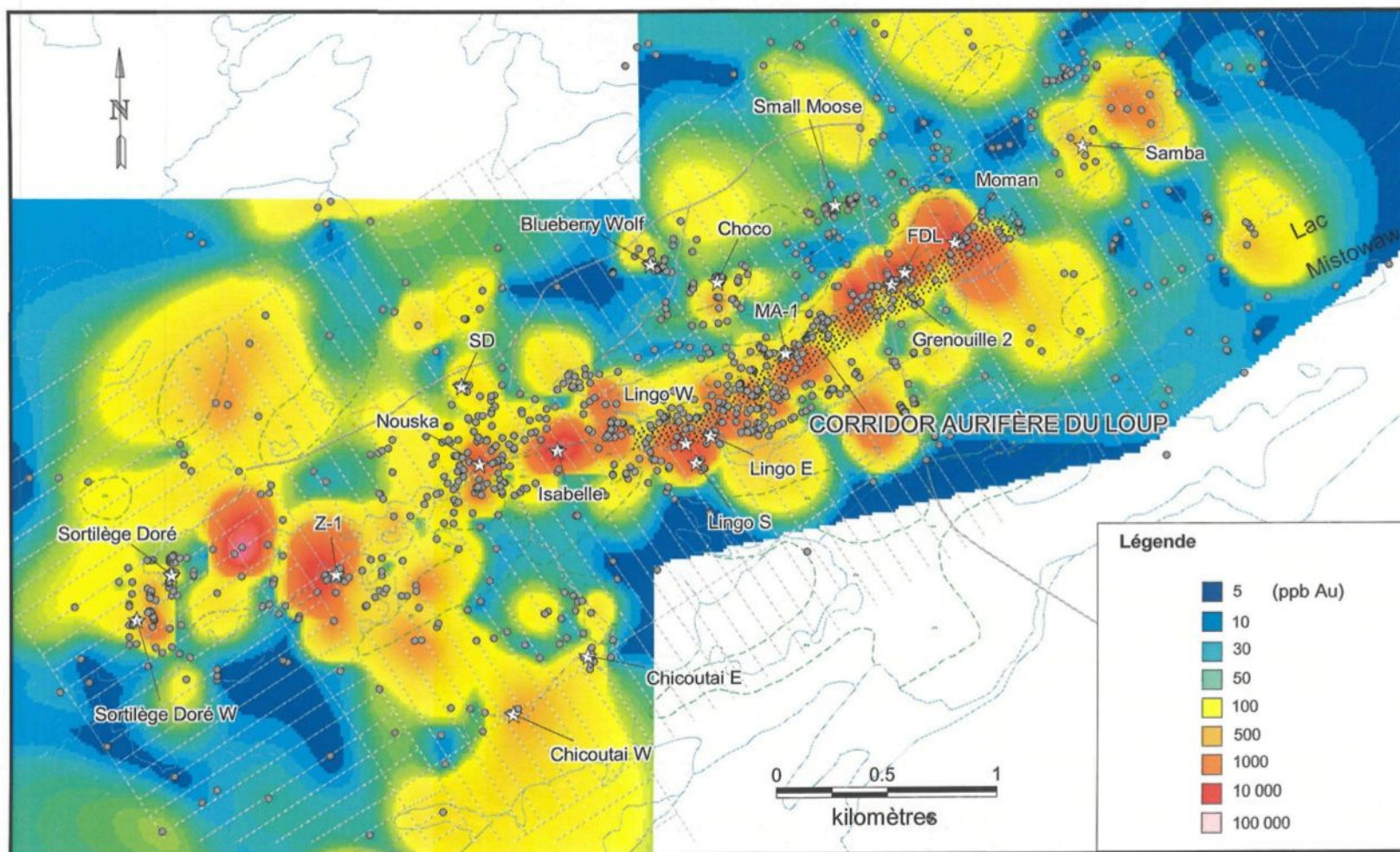


Figure 34. Distribution des teneurs aurifères de la propriété Aquilon (données tirées de Desbiens 1998a, 1998b; Gauthier 2003; Quirion 2000a, 2000b, 2002)

Pour l'étude des ratios Au/Ag, de même que pour les associations métalliques présentées à la section suivante, les données proviennent des échantillons minéralisés, des veines de quartz et des épontes des veines. L'ensemble de ces échantillons a été subdivisé en deux groupes : un représentant les minéralisations filoniennes et l'autre contenant les minéralisations sulfurées.

Sur Aquilon, les rapports Au/Ag varient de manière importante ( $<1$  à 100), plus particulièrement au sein de la minéralisation filonienne. Les diagrammes de fréquence des teneurs relatives en or et en argent illustrent bien la grande dispersion des ratios Au/Ag (Figure 35). Pour les deux types de minéralisation, la valeur la plus représentative de l'échantillonnage correspond à la valeur médiane faisant partie de la classe modale et qui est inférieure à 0,5. Ce qui distingue toutefois les deux groupes dans leurs rapports Au/Ag, c'est l'asymétrie de la distribution des fréquences. Ainsi, les minéralisations provenant des sites filoniens montrent une asymétrie vers les rapports plus élevés (Figure 35a) alors qu'elle est inversée vers les valeurs inférieures à la classe modale pour les horizons sulfurés (Figure 35b).

De manière générale, on remarque que les ratios les plus bas coïncident généralement à des teneurs aurifères moins élevées et les rapports plus élevés aux valeurs en or plus fortes. La correspondance entre les sites aurifères les plus riches et les ratios les plus élevés se confirme par une corrélation positive entre le rapport Au/Ag et la concentration aurifère (Figure 36). Toutefois, on rencontre également de faibles ratios Au/Ag associés à de fortes teneurs aurifères. De plus, au sein d'une même veine, les rapports Au/Ag sont grandement variables. À titre d'exemple, dans la veine « Fleur de Lys », la valeur des ratios passe de 0,2 à 64.

À l'échelle de la propriété, la distribution des rapports les plus élevés ne semble pas démontrer un contrôle spatial autre qu'une coïncidence avec les veines aurifères les plus riches.

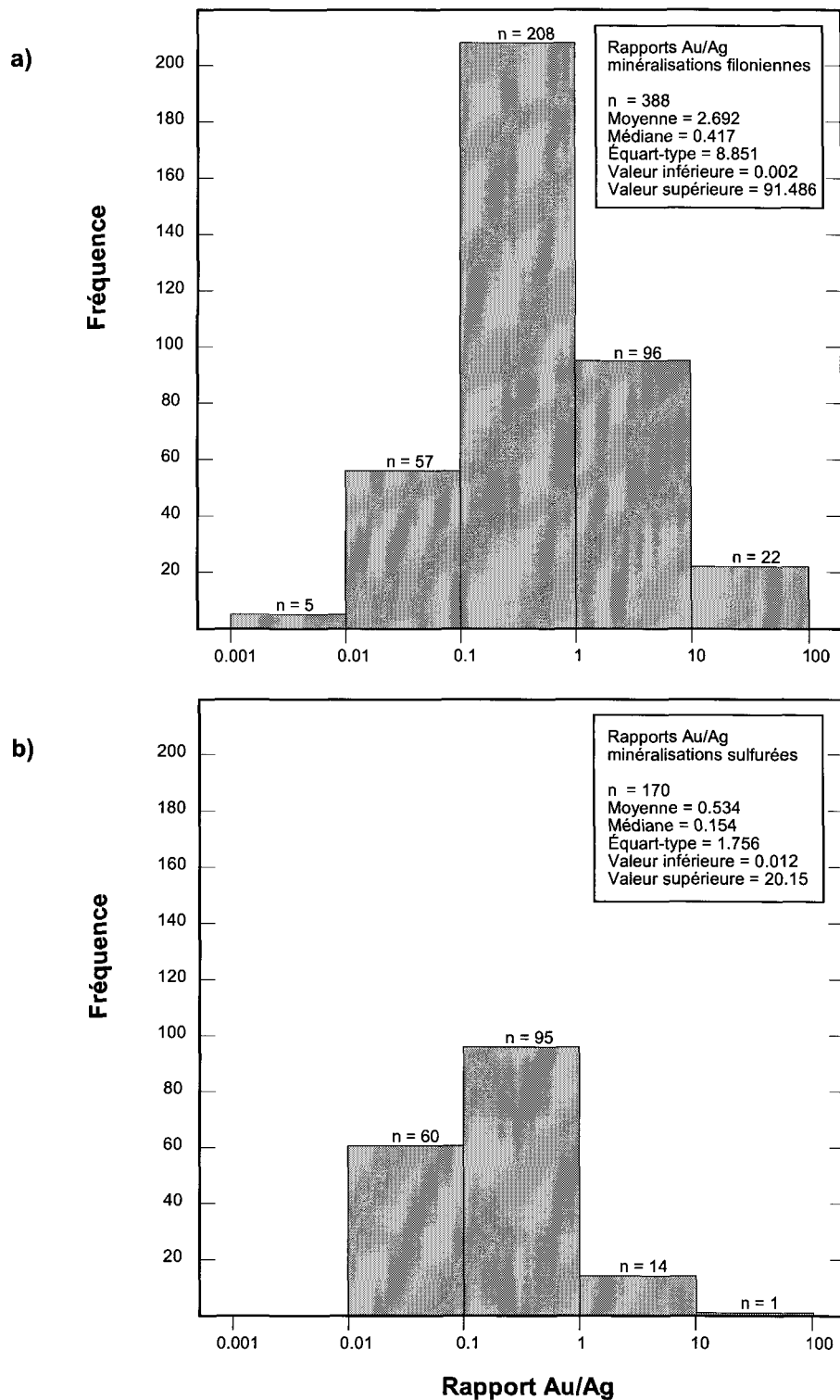


Figure 35. Histogrammes de fréquence des rapports Au/Ag : a) minéralisations filoniennes ; b) minéralisations sulfurées

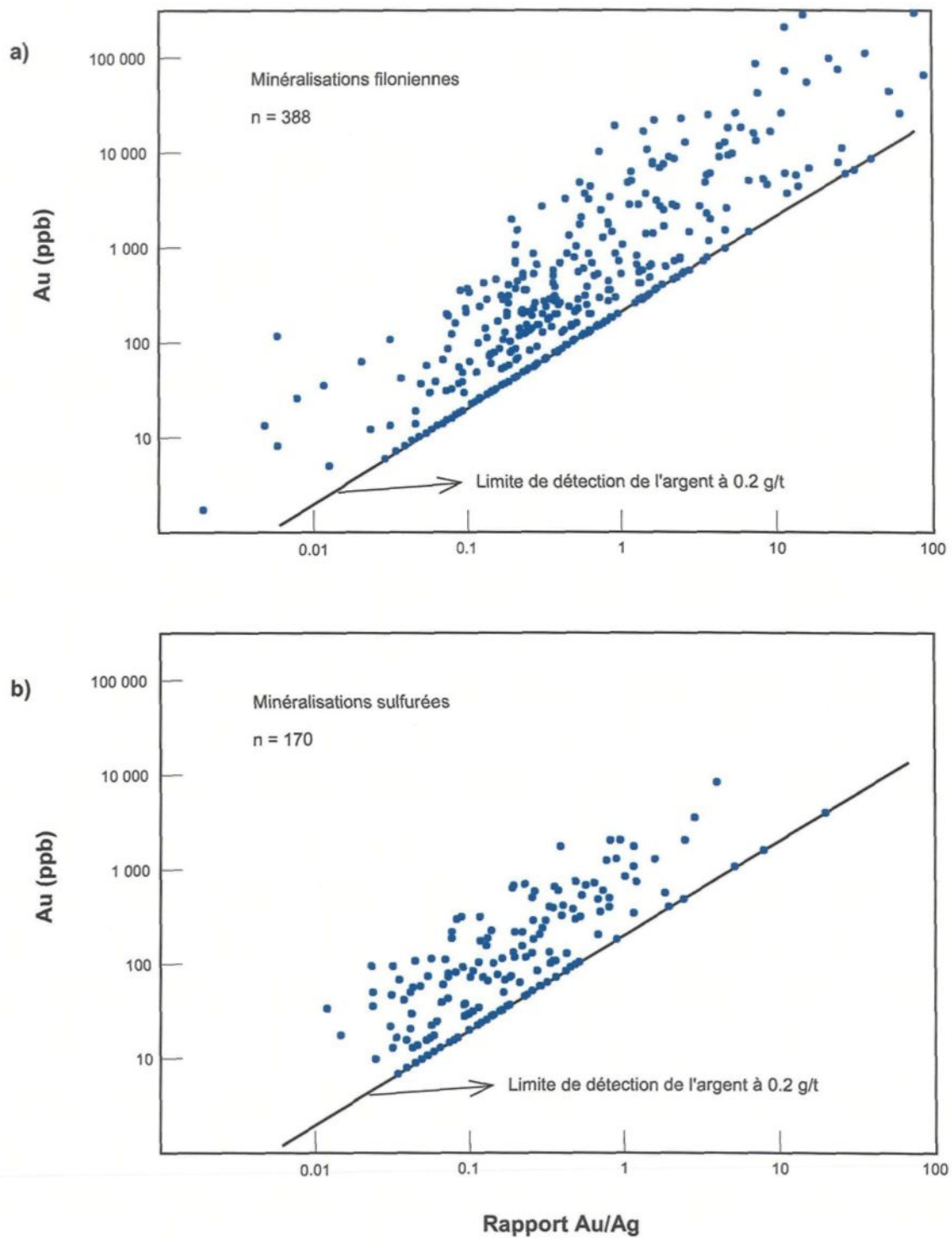


Figure 36. Rapports Au/Ag vs concentration en or pour : a) minéralisations filoniennes ; b) minéralisations sulfurées

### 4.5.3 Corrélations de l'or

#### ***Argent et tellure***

Les minéralisations sur Aquilon montrent un enrichissement en or et en argent. Il existe une bonne corrélation logarithmique entre ces deux métaux tant pour le style filonien que pour les minéralisations sulfurées (Figures 37a et 38a). Une analyse à la microsonde d'un grain d'or natif provenant de la veine « Lingo 3 Ouest » a révélé une faible quantité d'argent (Birkett et Quirion 2001). Aussi, en relation spatiale avec l'or, la présence de tellures a été reportée en plusieurs endroits dans les veines aurifères. Ceux-ci ont été identifiés comme des tellures d'argent par analyse chimique à la microsonde (Birkett et Quirion 2001). En ce qui concerne le Te, très peu d'échantillons ont été analysés dans le but de tracer cet élément. Ceux testés ne provenaient généralement pas des sites filoniens enrichis en or. De plus, la limite de détection élevée de 10 ppm n'a pu permettre d'établir de relation graphique entre l'or et le tellure. Toutefois, la présence d'argent, sous forme d'impureté dans l'or et en tant que constituant des tellures, en association spatiale avec l'élément natif confirme l'association métallique entre l'or et l'argent.

#### ***Soufre et métaux de base***

Bien que de la chalcopryrite, de la galène et de la sphalérite soient occasionnellement rencontrées dans les veines aurifères, ces minéraux ne sont présents qu'en traces. La distribution des échantillons sur les diagrammes de corrélation de l'or avec le cuivre et le zinc n'indique pas d'association entre l'or et les métaux de base (Figure 37b et f). Cependant, le plomb montre une faible corrélation positive avec l'or (Figure 37d) et corrèle très bien avec l'argent (Figure 37e). Quant au soufre, il ne présente pas de relation évidente avec l'or comme le démontre la figure 37c. Sur le terrain, il a d'ailleurs été observé que les proportions plus importantes de pyrite et de pyrrhotite dans certaines veines (notamment « Lingo 3 Est ») n'étaient pas indicatrices de concentrations aurifères plus élevées.



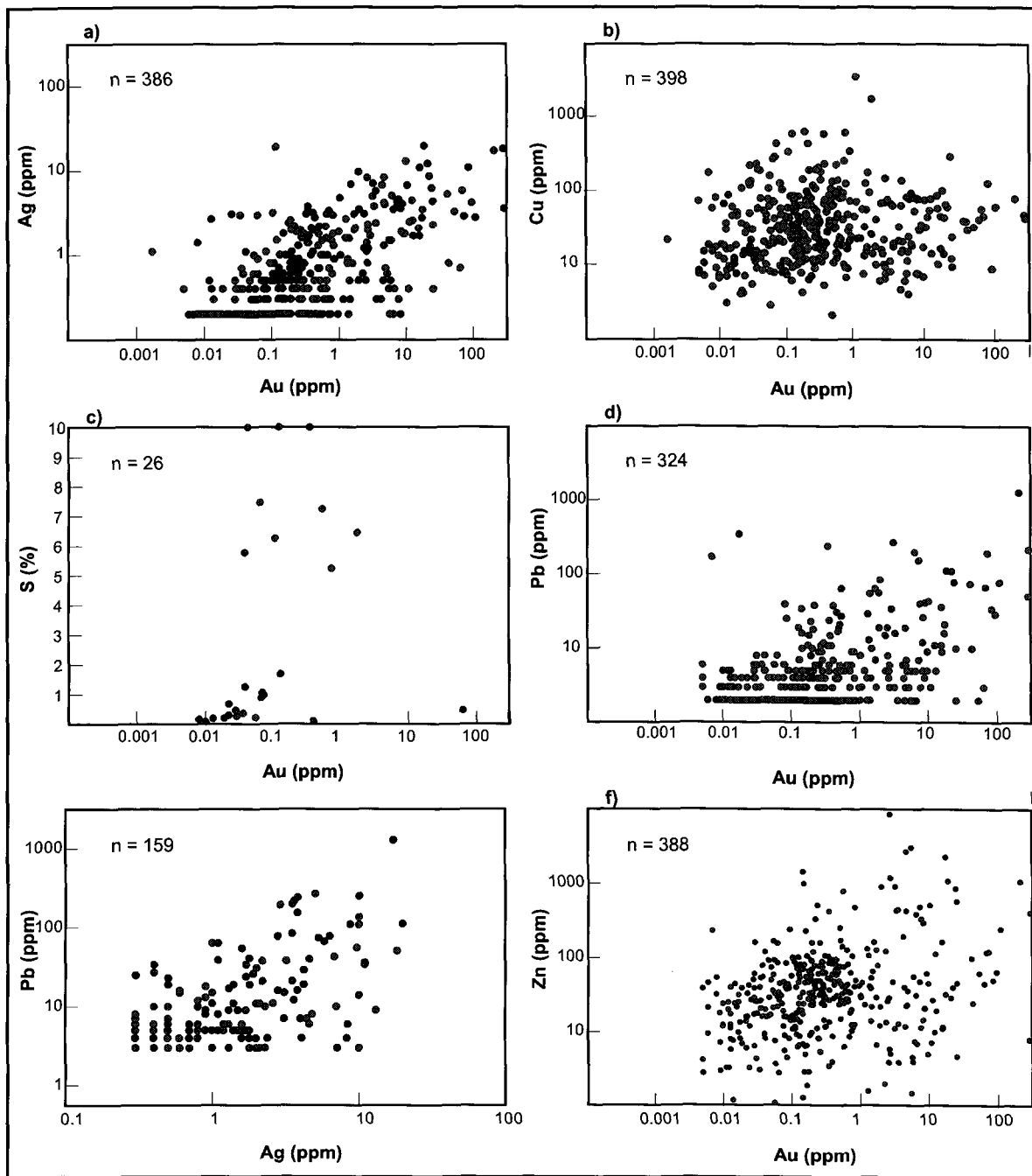


Figure 37. Diagrammes de corrélation des métaux dans les veines aurifères : a) Or-Argent ; b) Or-Cuivre c) Or-Soufre ; d) Or-Plomb ; e) Argent-Plomb ; f) Or-Zinc (les analyses proviennent des travaux de Desbiens 1998a, 1998b; Quirion 2000a, 2000b, 2001, 2002; Gauthier 2003).

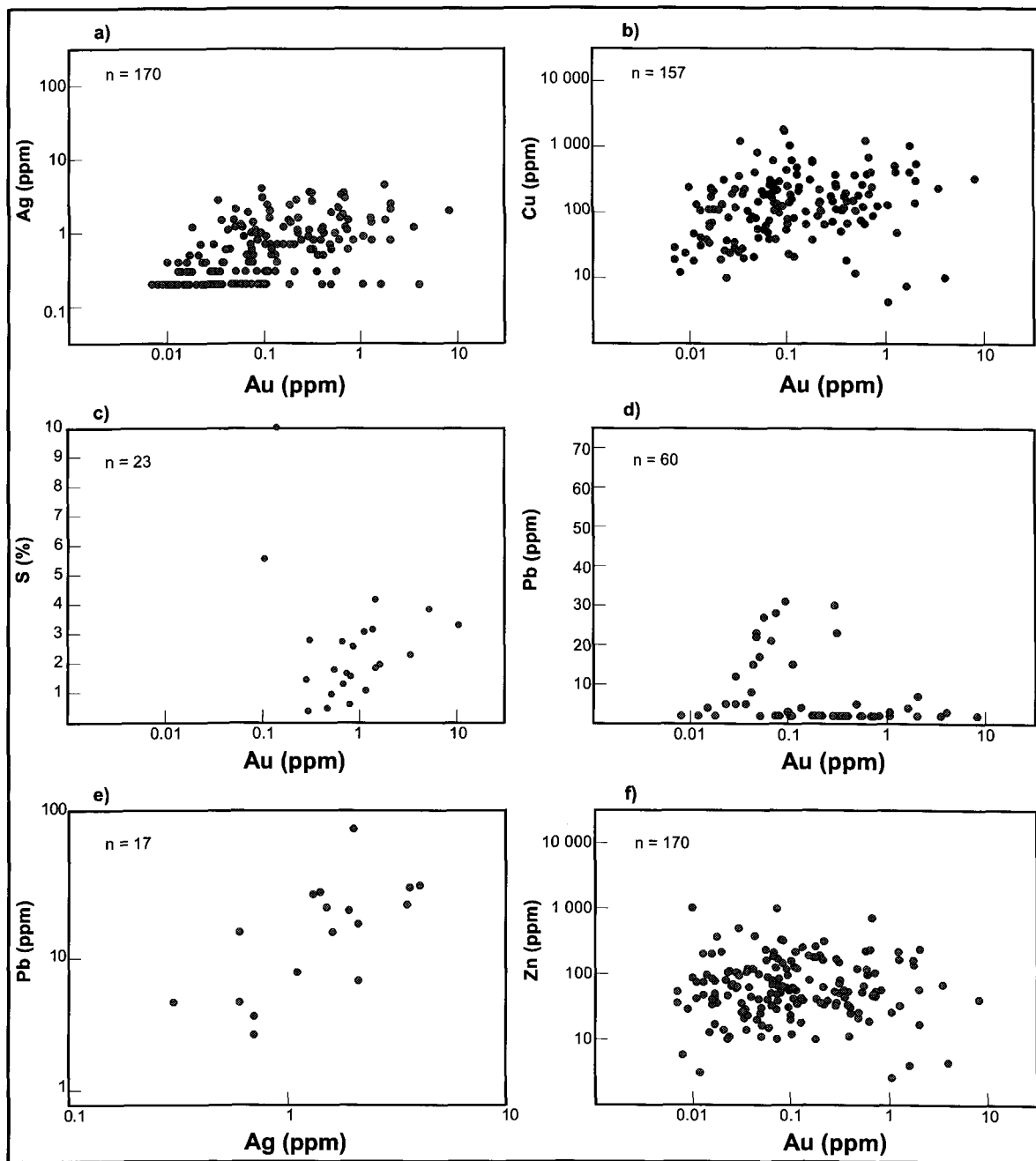


Figure 38. Diagrammes de corrélation des métaux dans les minéralisations sulfurées : a) Or-Argent ; b) Or-Cuivre ; c) Or-Soufre ; d) Or-Plomb ; e) Argent-Plomb et f) Or-Zinc (les analyses proviennent des travaux de Desbiens 1998a, 1998b; Quirion 2000a, 2000b, 2001, 2002; Gauthier 2003).

Le comportement du cuivre et du soufre avec l'or est quelque peu différent dans le cas des minéralisations en sulfures disséminés à semi-massifs. Ainsi, le cuivre corrèle relativement bien avec l'or (Figure 38b) et il semble se dégager une certaine tendance entre l'or et le soufre (Figure 38c). La corrélation avec le zinc et le plomb n'est cependant pas très bonne comme le démontre la figure 38. Concernant le plomb, celui-ci ne présente pas une très bonne association avec l'or, sauf dans le cas des échantillons à plus faibles teneurs aurifères ( $< 0,1 \text{ g/t Au}$ ) d'où il se dégage une certaine corrélation entre les éléments. Enfin, le plomb et l'argent montrent une certaine corrélation positive dans les minéralisations sulfurées (Figure 38e).

#### ***Arsenic, antimoine, bismuth, bore, molybdène et tungstène***

Tous ces éléments ont été regroupés puisqu'ils sont fréquemment enrichis dans les gîtes aurifères orogéniques et qu'ils définissent avec l'or et l'argent l'association métallique des environnements de mise en place de ces minéralisations. Cependant, aucun de ces éléments ne montre d'enrichissement notable au sein de la propriété.

Contrairement à plusieurs gîtes aurifères de la Baie-James, l'arsenic dans les minéralisations d'Aquilon n'est présent qu'en quantités minimales de l'ordre de quelques ppm, lorsqu'il n'est pas sous le seuil de détection. De plus, aucune correspondance entre les teneurs aurifères et les concentrations d'arsenic n'est ressortie. La très faible proportion de roches sédimentaires dans le secteur par rapport au reste de la Baie-James et la situation géographique de la ceinture d'Aquilon éloignée du Bassin de Laguiche (Figure 2) pourrait peut-être expliquer ce phénomène. Le molybdène se comporte de la même manière que l'arsenic sur Aquilon, c'est-à-dire que sa concentration ne dépasse guère le bruit de fond et que le métal ne montre pas de corrélation avec l'or. En ce qui concerne l'antimoine, le bismuth et le tungstène, les valeurs obtenues dans les deux styles de minéralisation sont généralement sous le seuil des limites de détection.

#### 4.5.4 Synthèse

Les informations présentées dans cette section ont été intégrées à l'étude du système filonien d'Aquilon dans le but de compléter la caractérisation métallogénique de la minéralisation. Ces éléments serviront à appuyer l'interprétation du mode de mise en place du système aurifère, mais ne peuvent à eux seuls servir à conclure la discussion. Il est entendu que la démarche employée mériterait d'être raffinée, notamment par des analyses géochimiques plus poussées et un échantillonnage plus rigoureux. Cependant, il se dégage tout de même des aspects forts intéressants qui méritent d'être considérés.

Bien que les associations métalliques typiques des minéralisations filoniennes orogéniques ne soient pas rencontrées sur Aquilon, on ne peut utiliser ce seul critère pour déterminer hors de tout doute raisonnable que la minéralisation filonienne d'Aquilon soit davantage associée à la période d'édification volcanique. Toutefois, les associations métalliques au sein des minéralisations sulfurées (Au, Ag, Cu et Zn) et les rapports or/argent généralement bas ( $< 1:2$ ) reflètent une signature volcanogène (Poulsen et Hannington 1996 ; Robert *et al.* 1997 ; Kerrich *et al.* 2000). Il est possible que pour les minéralisations filoniennes, l'absence de bonnes corrélations de l'or avec d'autres métaux que l'argent reflète plus d'un événement minéralisateur ou encore un phénomène de remobilisation (Fleming *et al.*, 1986 ; Legault, 2003). De plus, il est interprété que les ratios Au/Ag grandement variables au sein des veines aurifères puissent traduire une remobilisation de l'or pendant le métamorphisme et la déformation. L'or natif aurait ainsi été fortement concentré dans les zones de dilatation comme les charnières de plis ou encore dans les ombres de pressions des boudins de quartz (Planche 20). Suivant ce raisonnement, la minéralisation aurifère sulfurée présenterait de meilleures associations métalliques et un enrichissement secondaire moins important, mais tout de même significatif pour certains indices (par exemple « Sortilège Doré Ouest » et « Chicoutai »).

## CHAPITRE V

### SYNTHÈSE ET DISCUSSION

#### 5.1 SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS

Cette section vise à rassembler les principaux éléments présentés dans les chapitres précédents et à amorcer une discussion qui mènera à l'établissement d'un modèle de formation du système aurifère filonien d'Aquilon. Celui-ci devra évidemment s'insérer dans le contexte géologique et le cadre structural de la propriété.

##### 5.1.1 Contexte local

Les minéralisations aurifères d'Aquilon, constituées d'un système de veines de quartz et d'horizons de sulfures disséminés à semi massifs, se présentent au sein d'un complexe volcanique felsique d'affinité calco-alcaline. Ce dernier fait partie d'une séquence volcano-sédimentaire formant la ceinture d'Aquilon. La région est caractérisée par une schistosité pénétrative dont l'orientation varie suivant le plissement affectant le grain structural régional. Une très forte linéation d'étirement accompagne cette fabrique planaire. Des assemblages à biotite - muscovite - sillimanite - grenat - staurolite et à hornblende - plagioclase - épidote indiquent que le métamorphisme a atteint le faciès inférieur des amphibolites.

Malgré une forte dominance de laves rhyodacitiques au sein du complexe felsique, on y remarque une bonne hétérogénéité texturale et lithologique parmi les felsites. La présence de laves massives, bréchiques et laminées, de volcanoclastites et d'au moins un corps intrusif felsique témoigne bien de la complexité du centre volcanique. Les différents faciès rhyodacitiques d'Aquilon

correspondent aux éléments qui constituent la plupart des coulées et dômes felsiques (Gibson *et al.* 1999). Dans l'éventualité que l'unité du lac d'Aiguillon représente un niveau de lave plus massive, et non un corps intrusif sub-volcanique, cela pourrait suggérer qu'il y a passage vers l'est de coulées lobées à une masse en forme de dôme ou que les coulées observées sont mises en place à l'intérieur d'un dôme felsique.

Sur les diagramme Zr vs Y, la distribution des échantillons de rhyodacite et de tonalite suggère que les laves, les volcanoclastites et l'intrusion tonalitique du lac Lingo appartiennent à une même suite magmatique (Figures 6b, 7b et 8b). De plus, puisqu'on ne peut discriminer géochimiquement la tonalite de Lingo des laves et tufs felsiques, il est suggéré que celle-ci soit considérée comme une intrusion syn-volcanique.

À ce jour, l'établissement du milieu lithotectonique du complexe volcanique d'Aquilon est difficilement possible. Trop peu de données géologiques régionales sont encore disponibles et les analyses géochimiques ne couvrent qu'un spectre limité d'éléments traces. Toutefois, le volcanisme calco-alcalin laisse entendre que l'édification s'est produite au sein d'un arc volcanique mature (marge océanique ou continentale) associé à une zone de subduction. La présence de roches mafiques tholéiitiques intercalées avec les roches felsiques du complexe calco-alcalin et la présence de nombreux dykes de gabbros pourraient indiquer un volcanisme bimodal à deux sources magmatiques ou encore un épisode de rift suivant l'édification volcanique felsique.

### 5.1.2 Déformation

La séquence volcano-sédimentaire du secteur d'étude a été affectée par un épisode majeur de déformation ( $D_p$ ) s'exprimant par une schistosité pénétrative de faible pendage, par une forte linéation d'étirement sub-horizontale et par le développement d'une texture mylonitique. Le litage primaire, dans les volcanites et les volcanoclastites, de même que les contacts lithologiques et les dykes mafiques syn-volcaniques ont été fortement transposés par la fabrique planaire principale ( $S_p$ ). Cet événement de déformation a été précédé par une déformation ( $D_{p-1}$ ) dont les vestiges

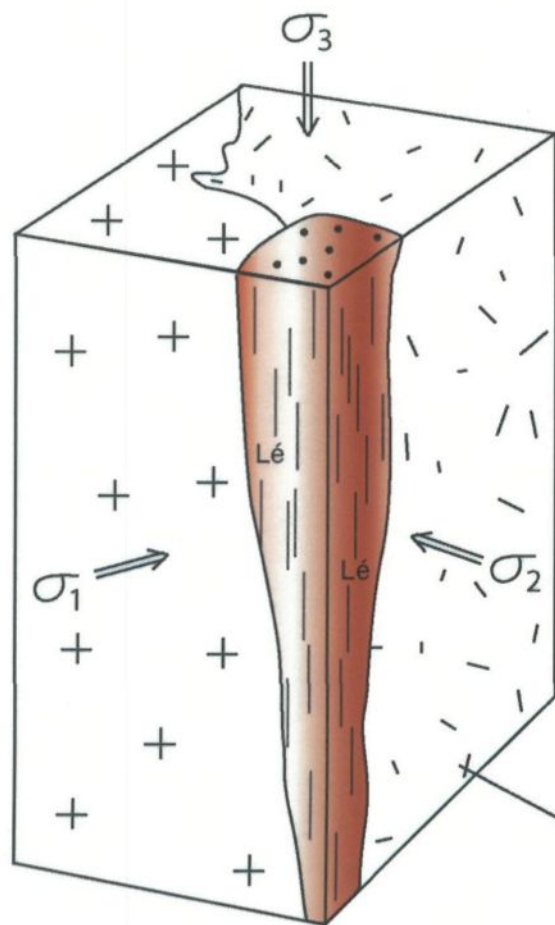


sont très peu nombreux étant donné l'intensité de la déformation principale qui les a considérablement détruits. Un épisode de déformation tardif marqué par un clivage de crénulation et par l'intensification de la linéation d'étirement a affecté la fabrique planaire principale.

L'expression extrême de la linéation d'étirement est considérée comme une manifestation plus tardive de déformation. En fait, l'existence d'une forte linéation d'étirement sub-horizontale dans certains lamprophyres tardifs d'Aquilon, accompagnant la fabrique tardive  $S_{p+1}$  (Planche 7c), comporte certaines implications. Tout d'abord, comme il l'a été mentionné ci-dessus, l'extrême développement de la linéation sur l'ensemble du secteur pourrait correspondre à une cumulation de la déformation dans le temps. De plus, la présence de tectonites « L » traduit un milieu en constriction où du moins la portion étudiée de la ceinture Aquilon aurait subi un confinement important. Généralement, on explique plus aisément la constriction lorsque le confinement est vertical, comme dans le cas d'une montée diapirique de magma ou lorsqu'une masse rocheuse relativement ductile est circonscrite par des plutons plus rigides et forcée à l'écoulement vertical (Figure 39a ; Daigneault et al. 1990). Un tel régime de déformation implique que  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  soient horizontales et équivalentes alors que  $\sigma_3$  est verticale et largement inférieure aux deux autres contraintes. Sur Aquilon cependant, la problématique est différente avec les linéations à faible plongée. On doit ainsi considérer la ceinture d'Aquilon soit comme une zone de constriction ayant été basculée horizontalement, soit comme une zone de confinement horizontal tel un tube couché et entouré de plutons (Figure 39b).

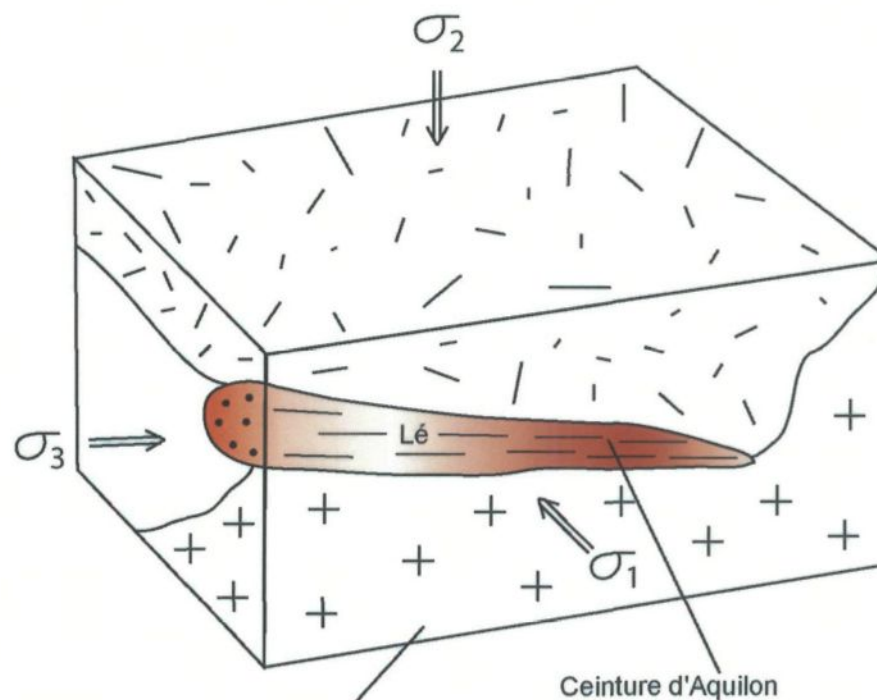
La faiblesse des pendages de la fabrique planaire principale accompagnée d'une linéation d'étirement sub-horizontale d'orientation constante correspond à une signature de chevauchement ou de nappe de charriage ou encore à une signature d'extension selon le sens du cisaillement. En fait, les indicateurs de cisaillements sont peu nombreux et de faible qualité. Nonobstant ceci, la linéation d'étirement indique un transport nord-sud de la ceinture d'Aquilon. Enfin, le domaine ouest présenterait une composante de décrochement avec un angle de chute moyen de  $L_e$  dans  $S_p$  de seulement  $32^\circ$  en sens horaire.

### CONFINEMENT VERTICAL



-a-

### CONFINEMENT HORIZONTAL (Ceinture d'Aquilon)



$$\sigma_1 \approx \sigma_2 \gg \sigma_3$$

-b-

Figure 39. Déformation par constriction a) verticale et b) horizontale (N.B. Pour qu'il y ait déformation linéaire, l'objet confiné doit être vu comme ayant une forme tubulaire.)

### 5.1.3 Minéralisation

De nombreux indices d'or sont reconnus sur la propriété Aquilon sur plus de 5km de long par 1km de large. Ceux-ci sont distribués suivant une mince bande affleurante arquée. Deux types de minéralisations y sont communément rencontrés, soit des veines de quartz  $\pm$  carbonate à fortes teneurs en or et des horizons de sulfures disséminés à semi massifs présentant de plus faibles valeurs aurifères. Le style filonien est surtout rencontré au centre de la bande d'affleurements alors que les niveaux sulfurés se retrouvent essentiellement en périphérie de celle-ci, suivant un conducteur électromagnétique correspondant à la présence de tufs felsiques à intermédiaires.

Les veines aurifères d'Aquilon, de dimensions centimétriques à décimétriques, sont surtout constituées de quartz massif et présentent des sulfures (PY, PO  $\pm$  CP, GN, SP) en traces seulement. Les proportions de carbonate sont généralement faibles, sauf pour la veine « Lingo Est » qui contient une lentille de calcite rose de dimension métrique. Certaines veines sont rubanées (ex. veine « Isabelle ») et constituées de bandes de quartz alternant avec des bandes de calcite et de muscovite, d'épidote et/ou de hornblende. Dans ce style de minéralisation, l'or peut se présenter en tant qu'inclusions dans les sulfures, mais plus fréquemment sous forme de grains libres. L'or visible se retrouve, tout comme les sulfures, en bordures des veines et des fragments d'encaissant incorporés aux veines, le long de lamines de hornblende, et plus rarement, disséminés dans les épontes sur quelques millimètres seulement (ex. « Lingo Ouest »).

Les filons aurifères sont généralement encaissés par les rhyodacites porphyriques, incluant l'unité felsique du Lac d'Aiguillon, mais également par la tonalite de Lingo (ex. « Lingo Est »), des horizons de basaltes et des volcanoclastites (ex. « Fleur de Lys »). Localement, les veines suivent des contacts lithologiques (ex. « Môman » et « Fleur de Lys »). Les veines peuvent se présenter seules ou se retrouver en famille tout en étant caractérisées par de plus faibles dimensions (ex. « Lingo Sud » et « Nouska »).

Leur morphologie indique qu'elles ont subi un fort niveau de déformation. En fait, elles sont généralement plissées, boudinées et démembrées et forment régulièrement des cigares orientés suivant la linéation d'étirement (ex. « Grenouille 1 » et « Lingo Ouest »). Lorsqu'elles forment des plis, elles montrent un amincissement marqué dans les flancs, alors qu'elles sont plus épaisses dans les charnières. Ces dernières semblent d'ailleurs être relativement plus riches en or.

Le deuxième type de minéralisation correspond à des horizons sulfurés au sein de laves et tufs felsiques à intermédiaires, mais également au sein de basaltes (ex. « Sortilège Doré Ouest »). Les sulfures sont disséminés, forment de petites lentilles centimétriques parallèles au litage primaire et/ou se concentrent au sein de lentilles semi-massives à massives de dimensions décimétriques à métriques. Dans les roches felsiques, la pyrite domine largement alors que dans les basaltes, la pyrrhotite est plus abondante. Présentes en traces, la chalcopryrite et, moins communément, la sphalérite constituent également la minéralisation sulfurée. En comparaison avec la minéralisation filonienne, les valeurs aurifères dans les niveaux sulfurés sont plutôt marginales, variant entre quelques centaines de ppb et 3 g/t Au. Cependant, certains sites présentant des veines et veinules de quartz déformées superposées aux amas sulfurés montrent des teneurs légèrement supérieures allant jusqu'à 8 g/t Au.

#### **5.1.4 Altération**

Les types d'altération sont très peu diversifiés sur Aquilon. Pour le style filonien, l'altération se manifeste sur quelques centimètres à quelques décimètres en bordures des veines. Toutefois, il ne semble pas y avoir de corrélation évidente entre l'épaisseur des zones d'altération et la puissance des veines. L'altération correspond, dans les roches felsiques, à une importante séricitisation qui s'exprime par le remplacement des plagioclases par la muscovite (15-40% MV). Ce type d'altération est systématiquement accompagné d'une légère pyritisation (2-5% PY). Dans la tonalite de Lingo, de même que dans l'unité sédimentaire Fleur de Lys, on note également la présence d'épidote et de biotite en remplacement des grains d'amphibole contenus dans ces

lithologies. Enfin, dans les roches mafiques, l'altération se manifeste essentiellement par une biotitisation.

Les minéralisations sulfurées sont caractérisées par des formes d'altération légèrement différentes qui se manifestent avec plus d'envergure. Le type d'altération le plus commun correspond à un important halo de séricitisation s'exprimant sur plusieurs dizaines de mètres de la minéralisation et formant ultimement des schistes à muscovite. Tout comme pour la minéralisation filonienne, un halo de pyritisation est notable. En quelques endroits, on retrouve des zones d'altérations alumineuses métamorphisées présentant des minéraux tels des aluminosilicates ou du grenat (ex. « Chicoutai » et « Small Moose »). Sur Small Moose, une forme extrême de cette altération s'exprime par la présence de porphyroblastes de kyanite au sein d'un schiste à muscovite dans lequel le quartz est très peu abondant, laissant suggérer une zone de lessivage.

#### **5.1.5 Associations métalliques**

Dans la minéralisation filonienne, très peu de corrélations sont observées entre l'or et les divers métaux formant communément des associations métalliques dans les systèmes hydrothermaux. L'or montre toutefois une bonne corrélation avec l'argent et une certaine corrélation avec le plomb. Dans les minéralisations sulfurées, en plus d'y avoir une corrélation entre l'or et l'argent, on observe une bonne corrélation entre l'or et le cuivre et une certaine corrélation entre l'or et le soufre. Enfin, mentionnons que les relations observées entre l'argent et le plomb (Figures 37 et 38) indiquent que l'argent se retrouve sans doute également dans la galène.

Dans l'ensemble, les ratios Au/Ag sont plutôt faibles ( $< 0,5$ ) pour les deux types de minéralisation. Cependant, plus la teneur en or sera forte, plus le ratio aura tendance à être élevé puisqu'il n'existe pas de corrélation directe, mais logarithmique entre l'or et l'argent. Dans les veines de quartz, on observe toutefois de faibles ratios même pour des valeurs aurifères élevées. La diversité des ratios Au/Ag est plus marquée pour la minéralisation filonienne. Cette forte variation des ratios est également observée au sein d'une même veine.

## 5.2 RELATIONS ENTRE LES ÉLÉMENTS OBSERVÉS

Les veines de quartz formant le système filonien d'Aquilon montrent clairement une association spatiale avec une séricitisation et une pyritisation de leur encaissant de composition felsique. L'intensité marquée de cette altération restreinte aux bordures des veines et la morphologie des halos d'altération suivant la géométrie des veines indiquent un lien génétique étroit entre la formation des veines et le système hydrothermal responsable de l'altération observée. De plus, la présence d'or visible généralement restreinte aux bordures des veines, aux bordures des fragments d'encaissant et aux épontes fortement altérées laisse supposer une relation entre la précipitation de l'or et le phénomène de séricitisation (interaction fluide/roche). Les différentes formes d'altération, notamment l'épidotisation et la biotitisation, même si elles sont moins importantes, reflètent l'interaction des fluides hydrothermaux avec des roches de composition et de minéralogie différentes.

Les veines ont certainement subi une très forte déformation comme en témoigne leur forme boudinée, démembrée et plissée. Leur style de plissement indique une déformation associée à l'événement de déformation  $D_p$ . Tout comme les plis  $P_p$  identifiés précédemment, les plis dessinés par les veines correspondent à des plis isoclinaux, couchés, avec une schistosité principale ( $S_p$ ) de plan axial et dont l'axe correspond à la linéation d'étirement ( $L_e$ ). Étant donné ces relations, les veines du système filonien d'Aquilon ont dû être mises en place antérieurement à l'épisode de déformation principal ou encore tôt lors de cet événement. Puisque certaines veines, comme sur « Lingo Est », ne montrent pas de plissement, mais sont tout de même légèrement à angle avec  $S_p$ , il peut être suggéré qu'initialement les veines d'Aquilon avaient des orientations diverses. La relation entre la déformation  $D_{p-1}$  et la minéralisation demeure par contre indéfinie. En fait, les évidences de l'ancienne fabrique  $S_{p-1}$  sont très peu nombreuses et on n'a pu observer les deux éléments conjointement. Les veines du système filonien d'Aquilon peuvent donc être anté-, syn- ou post- $D_{p-1}$ .



La présence d'un dyke mafique empreint de la schistosité principale, montrant des bordures transposées par  $S_p$  et recoupant l'une des veines de « Lingo Sud » indique une formation des veines anté- $D_p$ . Puisque ce dyke s'apparente aux unités de basaltes et aux filons-couches de gabbro de la propriété, il est même possible que la formation des veines soit syn-volcanique. Cependant, il faut rappeler que cette relation n'est observée qu'en un seul endroit sur la propriété. De plus, si ce dyke est syn-volcanique et puisqu'il ne forme pas de plis comme les veines de « Lingo Sud », celui-ci devaient avoir une orientation stable par rapport au raccourcissement.

Dans les épontes altérées des veines, la schistosité planaire principale est généralement très bien marquée. Elle est matérialisée par des bandes de quartz alternant avec des bandes de muscovite et par l'aplatissement de phénocristaux de quartz parallèlement à  $S_p$ . La schistosité principale  $S_p$  et le clivage de crénulation  $S_{p+1}$  sont habituellement mieux empreints dans les étroites zones d'altération des veines. On remarque ainsi une relation entre l'intensité de l'altération et l'intensité de la déformation. Tout cela traduirait la préexistence des zones d'altération lors des épisodes de déformation  $D_p$  et  $D_{p+1}$ . Étant donné leur minéralogie, elles auraient favorisées le développement des fabrique  $S_p$  et  $S_{p+1}$ .

Dans la tonalite de Lingo, la muscovite, la pyrite, l'épidote et la biotite constituent l'altération. Mise à part la biotite, ces minéraux matérialisent très peu la déformation dans l'intrusion felsique. Cependant, comme cette lithologie correspond à un corps relativement plus compétent que les laves environnantes, l'empreinte de la déformation y est de façon générale beaucoup moins forte. Aussi, il est à noter que la séricitisation en bordure des veines aurifères y est moins forte qu'ailleurs. Enfin, la muscovite et l'épidote, principaux minéraux d'altération sur « Lingo Est » et « Lingo Ouest », forment des cristaux poeciloblastiques, suggérant une stabilité avec le métamorphisme régional.

Sur l'ensemble de la propriété, les différentes structures métamorphiques identifiées suggèrent que la déformation principale soit syn-schisteuse, c'est-à-dire que la foliation et la linéation associées à cette déformation sont formées de minéraux métamorphiques progrades. Au faciès

des amphibolites, les minéraux constituant les altérations du système filonien d'Aquilon demeurent stables, particulièrement si la composition géochimique de la roche hôte ne permet pas la formation de nouveaux minéraux. Suivant les relations texturales et structurales dans les zones d'altération des veines, la faible diversité de minéraux d'altération et la nature des roches encaissantes (volcanites felsiques), les assemblages d'altération rencontrés en bordures des veines de quartz sont considérés progrades.

Les disséminations de sulfures, accompagnées d'amas centimétriques et de lentilles localement métriques de sulfures semi-massifs à massifs sont systématiquement associées à de puissantes zones de séricitisation intense et localement associées à une altération alumineuse avancée. De plus, le long du conducteur principal nord et du conducteur ouest, dans le secteur de Nouska et dans le secteur de Chicoutai, les volcanites présentent régulièrement une altération plus importante que la minéralisation elle-même. Les concentrations de sulfures dans certains horizons de laves felsiques et mafiques et au sein de tufs intermédiaires à felsiques résulteraient de la décharge de fluides hydrothermaux et d'une forte interaction fluide/roche en certains endroits spécifiques de la séquence volcanique d'Aquilon.

La schistosité principale est relativement accentuée dans les horizons sulfurés avec le développement de schistes à muscovite. La muscovite, principal minéral d'altération, matérialise très bien la fabrique planaire principale. De plus, dans ces unités, la pyrite montre même des évidences de déformation par aplatissement et étirement associés à  $D_p$ .

Globalement, les assemblages minéralogiques d'altération des minéralisations sulfurées ont été réajustés aux conditions de pression et température du métamorphisme comme en témoigne l'association muscovite-kyanite sur l'indice « Small Moose ». Aussi, dans les amas de sulfures, la pyrite montre une recristallisation importante avec de nombreuses jonctions triples séparant les grains individuels.

Suivant ces relations, il est suggéré que la minéralisation correspondant aux horizons sulfurés et les formes d'altération associées représentent un épisode hydrothermal précoce dans l'histoire de la séquence volcano-sédimentaire d'Aquilon. En plus de la nature des altérations et de la concentration des amas de sulfures suivant le litage primaire, les corrélations de l'or avec l'argent, le cuivre et le soufre et les ratios Au/Ag évoquent une nature syn-volcanique pour les minéralisations sulfurées d'Aquilon. La présence de veines et veinules de quartz recoupant certains horizons sulfurés et associées à des valeurs aurifères et des ratios Au/Ag localement supérieurs pourrait témoigner d'une superposition d'événements minéralisateurs et/ou d'une remobilisation de l'or, impliquant plus d'un épisode hydrothermal dans le secteur de la propriété Aquilon.

### 5.3 DISCUSSION

Les diverses relations mentionnées ci-dessus permettent de comparer quatre modèles de formation pour le système aurifère filonien d'Aquilon. Ces modèles font appels aux relations géométriques et aux éléments structuraux actuellement observés sur Aquilon et à l'évolution tectonique du secteur. Différentes hypothèses seront envisagées concernant la chronologie de mise en place des veines, soit 1) une association génétique avec le plissement  $P_p$ , 2) une mise en place des veines associée au développement d'une zone de cisaillement, mais considérant une mise en place précoce par rapport au plissement et au développement de la foliation pénétrative, 3) une mise en place précoce par rapport au plissement et au développement de la foliation pénétrative, 3) une mise en place contemporaine avec le premier événement de déformation et 4) une formation syn-volcanique. Dans l'interprétation du mode de formation du système filonien, les modèles proposés devront s'insérer, selon le cas et en considérant les caractéristiques des minéralisations aurifères d'Aquilon, dans l'environnement métallogénique des gîtes orogéniques, des systèmes épithermaux, des dépôts porphyriques et/ou des gîtes de sulfures massifs volcanogènes. Finalement, la caractérisation du système aurifère filonien d'Aquilon et l'interprétation de son mode de formation permettront de déterminer quelles en sont les incidences sur l'exploration.

### 5.3.1 Modèles de formation des veines

#### 5.3.1.1 Veines pré- à syn-D<sub>p</sub>

##### **Modèle *saddle reef***

Malgré le fait que la majorité des veines d'Aquilon soient plissées par la déformation principale et reprises par la schistosité pénétrative S<sub>p</sub> de plan axial, il demeure possible que la formation des veines soit intimement associées au plissement. Le moyen le plus communément évoqué pour expliquer la formation de veines synchrones aux plis fait appel au mécanisme de plissement par flexure et au développement de plis en chevron (Ramsay, 1974 ; Tanner, 1989 ; Fowler 1996). Plus particulièrement, ce mécanisme a été appliqué pour documenter la formation de veines aurifères parallèles au litage dans plusieurs des séquences de turbidites paléozoïques plissées de l'Australie (Cox *et al.*, 1991 ; Windh, 1995) et de la Nouvelle-Écosse (Keppie, J.D. 1976). Dans ce modèle, la mise en place des veines peut être amorcée tôt avant que le plissement régional ne débute, mais leur développement sera favorisé et maintenu par celui-ci (Cosgrove, 1993 ; Windh, 1995).

La figure 40 illustre la formation de veines associées au mécanisme de plissement par flexure dans une séquence bien litée. Pendant la compaction, des veines peuvent se former parallèlement au litage pour cause de surpressurisation de fluides (Figure 40a). Des veines peuvent également être générées par une compression tectonique précoce parallèle au litage (Figure 40b). Pendant le plissement, les différentes couches de matériel subissent une rotation et une translation, ce qui crée des ouvertures. Les veines précoces sont modifiées et de nouvelles veines sont formées (Figure 40c). Lorsque le plissement atteint un certain point, des *saddle reefs* ou *saddle veins* sont générés (Figure 40d). Ces structures en forme de croissant sont localisées au sommet d'anticlinaux et sont dues à des flexures causées par un fort contraste de compétence entre les horizons plissés. Les veines formant de telles structures sont plus épaisses dans les charnières, où elles peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur, alors qu'elles sont beaucoup plus minces

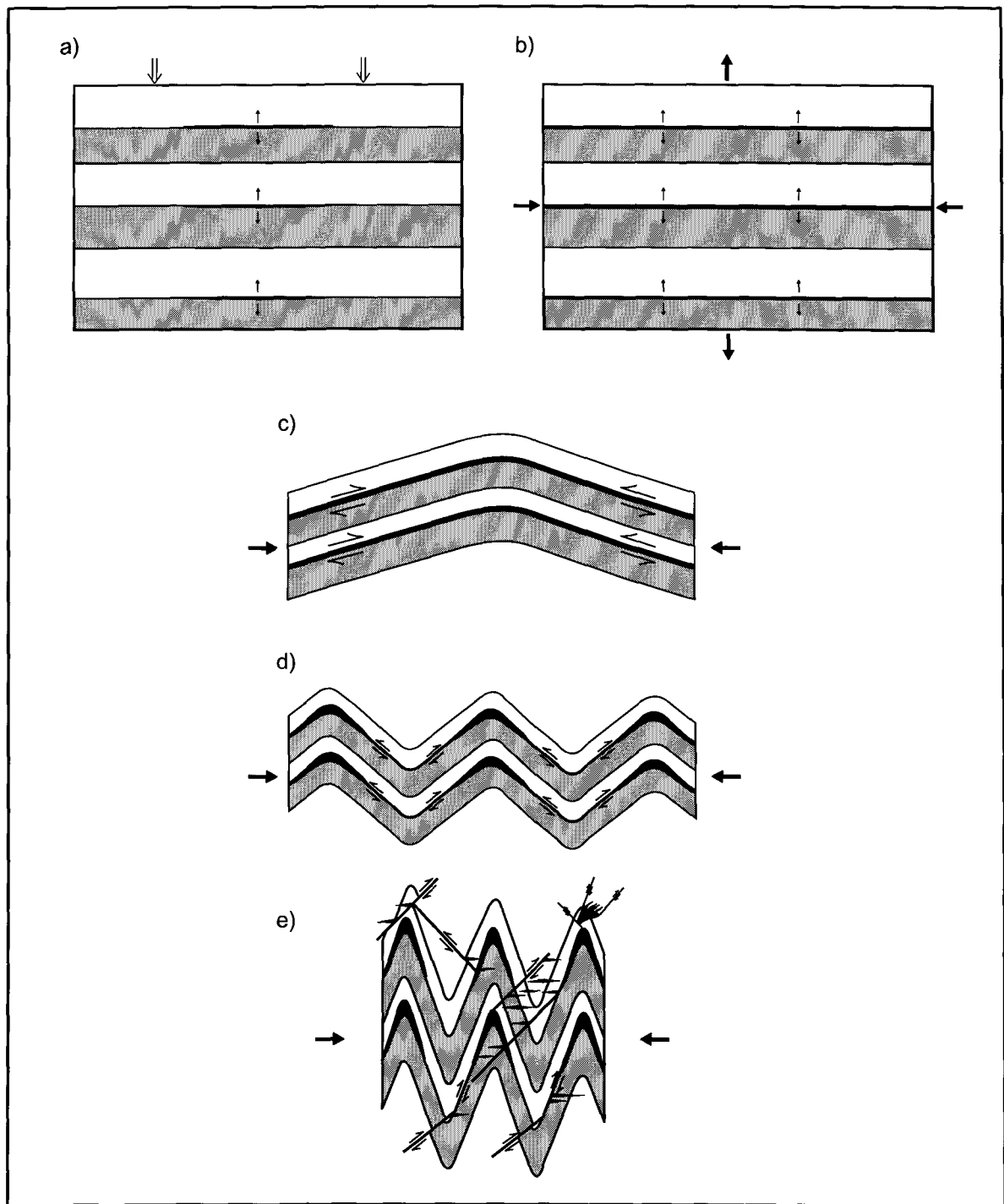


Figure 40. Développement de *saddle reefs* : a) et b) formation de veines anté-plissement (modifié de Fowler, 1996 ; d'après Fitches et *al.*, 1986 et Henderson et *al.*, 1990) ; c) glissement parallèle au litage pendant le plissement et formation de veines parallèles aux strates (d'après Tanner, 1989 et Cox et *al.*, 1991) ; d) formation de *saddle reefs* et de structures d'accomodement (e) avec la progression du raccourcissement (modifié de Sibson et Scott, 1998 et de Cox et *al.* 1991).

dans les flancs (<1 cm à quelques décimètres). Dans plusieurs cas, les zones de dilatations se perpétuent au-delà des charnières par la formation de failles et de réseaux de fractures interconnectées recoupant le litage (Figure 40e). Ces failles discordantes et stockwerks sont considérées comme des structures d'accommodement qui se développent afin de permettre aux fluides surpressurisés de migrer davantage alors que le plissement a atteint une certaine limite et ne peut plus générer suffisamment d'ouvertures (Cox et *al.*, 1991 ; Cosgrove, 1993 ; Sibson et Scott, 1998).

Par analogie avec les veines formées lors du plissement par flexure, les veines d'Aquilon sont régulièrement situées au sein de plis  $P_p$  plurimétriques affectant les unités stratigraphiques. Ces veines occupent régulièrement les interfaces entre des lithologies différentes et montrent habituellement une attitude sub-parallèle aux couches. De plus, les veines d'Aquilon présentent des charnières plus épaisses et un amincissement très prononcé suivant les flancs. Cependant, le modèle *saddle reef* ne semble pas parfaitement s'appliquer pour expliquer la formation du système filonien. Celui-ci est essentiellement adapté aux séquences sédimentaires présentant une très bonne anisotropie planaire et un fort contraste de ductilité entre les couches. Sur Aquilon, la séquence stratigraphique est dominée par des laves felsiques et basiques et par une faible proportion de volcanoclastites. Bien que ces dernières soit généralement bien litées, cela n'est généralement pas le cas pour les laves tant felsiques que mafiques. La très forte anisotropie planaire caractérisant les roches d'Aquilon est associée à  $D_p$  et ne peut avoir été très prononcée lors de l'amorce du plissement  $P_p$ . De plus, le contraste de compétence entre rhyodacites et tufs de composition semblable et basaltes n'est en rien comparable à la différence de comportement mécanique entre grès et mudstones. Ainsi, il est difficile d'imaginer qu'une anisotropie primaire ou structurale antérieure à  $S_p$  ait été assez importante sur Aquilon pour permettre la formation de plis en chevron et que le contraste de compétence ait pu permettre le développement de *saddle reef* par flexure. Finalement, certaines caractéristiques des veines et des plis d'Aquilon ne cadrent pas dans le modèle proposé. Tout d'abord, le style de plissement est différent des plis en chevron et



correspond davantage aux plis semblables produits par écoulement. Aussi, les plis associés à la formation de *saddle reefs* sont droits à inclinés et horizontaux à légèrement plongeant tandis que sur Aquilon les plis sont réclinés, couchés et faiblement plongeant. Suivant ce raisonnement, il est peu probable que la formation du système filonien d'Aquilon soit analogue à celles des *saddle reefs* ou qu'elle soit associée au plissement  $P_p$ .

### ***Veines et zone de cisaillement ( $D_p$ )***

On peut considérer un second modèle de formation pour les veines du système filonien d'Aquilon, associé à la déformation principale, mais précoce par rapport à celle-ci. Suivant l'hypothèse que la propriété Aquilon corresponde à une vaste zone de déformation particulièrement active lors de l'épisode  $D_p$ , il demeure possible que les veines d'Aquilon aient été formées tôt lors du développement de cette zone de cisaillement, avant le développement de la foliation pénétrative.

Globalement, trois grands types de veines sont formés dans les zones de cisaillement : les veines laminées (*laminated fault-fill veins*), les veines d'extension et les réseaux de veines d'extension en échelon. Tout d'abord, les veines laminées sont produites par du cisaillement à l'intérieur de zones de déformation actives. Elles sont habituellement contenues dans le plan de schistosité ou orientées légèrement à angle avec celle-ci (Hodgson, 1989 ; Poulsen et Robert, 1989). Ces veines montrent des évidences d'épisodes d'ouverture multiple par la présence de minces cloisons et morceaux d'encaissants altérés et foliés définissant les lamines (Robert, 1996). Les veines d'extension sont obliques par rapport à la foliation et à la linéation d'étirement caractérisant la zone de cisaillement hôte. Elles mesurent généralement quelques centimètres d'épaisseur et quelques mètres de longueur (Robert, 1986). Finalement, les veines d'extension dans les roches plus compétentes forment des réseaux de veines en échelons ou des veines sigmoïdes. Elles sont de dimensions plus importantes que les veines en extension formées dans les zones de cisaillement, soit plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et quelques centaines

de mètres de longueur (Robert, 1986). Leur mise en place et leur orientation sont intimement reliées à l'orientation de la zone de cisaillement et des axes de déformation (Robert et Brown, 1986) qui elle est influencée par le régime tectonique en place (Sibson et Scott, 1998 ; Sibson, 2001).

Pour expliquer la forte déformation des veines de quartz d'Aquilon, on pourrait imaginer le développement de veines d'extensions au sein d'une zone de cisaillement à son amorce (Figure 41). Initialement, les veines seraient obliques au plan de cisaillement et à la foliation. Avec la progression de la déformation, ces veines précoces seraient plissées et la schistosité de plus en plus pénétrative les recouperait en occupant une position de plan axial. À un stade de déformation encore plus avancé, les veines subiraient du boudinage et du démembrement et les zones de charnières seraient isolées et relativement mieux préservées que les flancs.

Ce mode de mise en place syn- $D_p$  permet d'expliquer les relations géométriques actuelles des veines d'Aquilon. Cependant, il faut d'abord orienter dans l'espace la zone de cisaillement d'Aquilon afin de positionner les veines théoriquement produites lors de l'activité d'une telle zone de cisaillement. Ces relations sont illustrées à la figure 42 et démontrent que les veines ainsi formées auraient eu une attitude initiale sub-horizontale.

Il serait possible d'expliquer le plissement à partir d'une orientation initiale des veines et des couches lithologiques sub-horizontales en impliquant une zone de cisaillement en compression (Figure 43a). Cependant, en accord avec la littérature, en régime de compression, les zones de déformation de faible pendage sont peu susceptibles de développer des réseaux de structures et des systèmes minéralisés important (Sibson et Scott, 1998). En fait, leur orientation est favorable à une réactivation fréquente, ce qui empêche la surpressurisation des fluides nécessaire au fonctionnement du mécanisme de formation de veines des failles-valves (Sibson et *al.*, 1988) communément associé aux gîtes orogéniques. D'ailleurs, ces derniers sont plutôt associés à des failles inverses et des zones de cisaillement très abruptes en régime tectonique de compression ou de transpression (Sibson et *al.*, 1988 ; Robert et Brown, 1986). Toutefois, le plissement pourrait

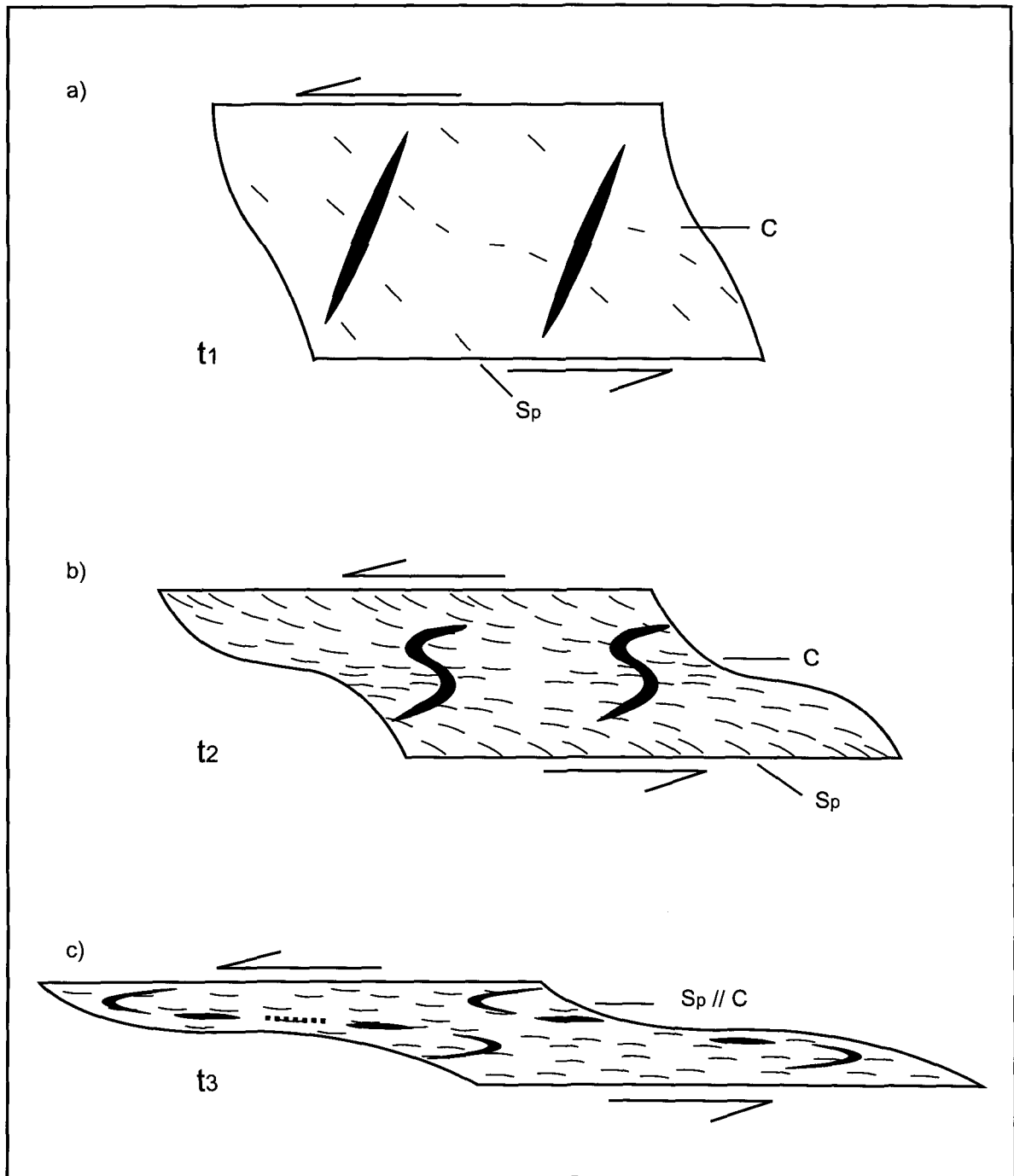


Figure 41. Modèle de mise en place syn-Dp, mais anté-Sp : a) veines d'extension mises en place dans un milieu relativement compétent (laves felsiques) ; b) avec la progression de la déformation les veines subissent rotation et plissement ; c) les relations veines - schistosité actuellement observées sur Aquilon : les veines conservent une relation d'obliquité avec la foliation dans les charnières isolées alors que des lambeaux démembrés sont subparallèles à Sp.

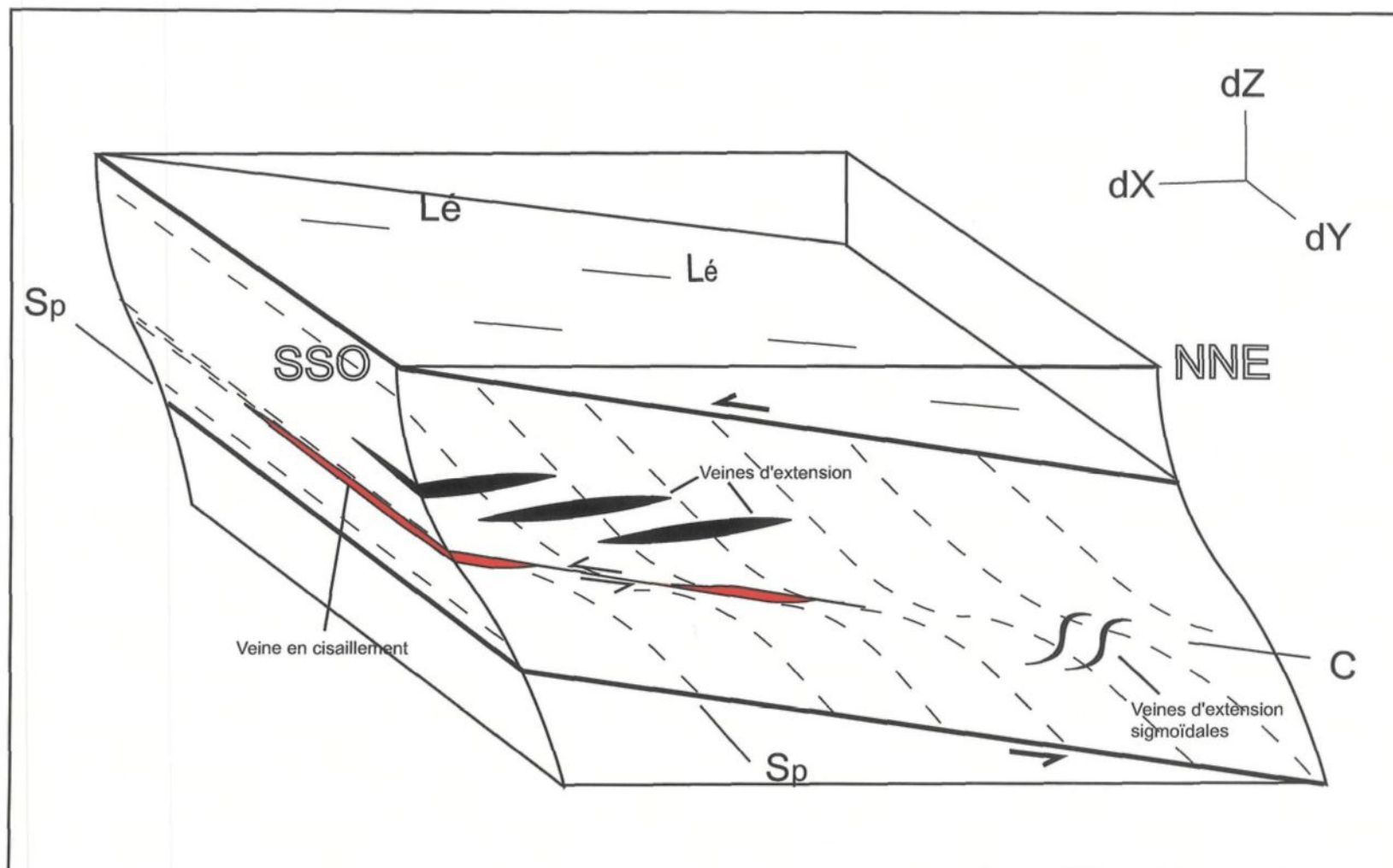


Figure 42. Représentation des éléments structuraux au stade précoce du développement de la zone de cisaillement d'Aquilon et orientation théorique des veines syn-déformation pouvant y être associées (modifié de Robert et Brown 1986).

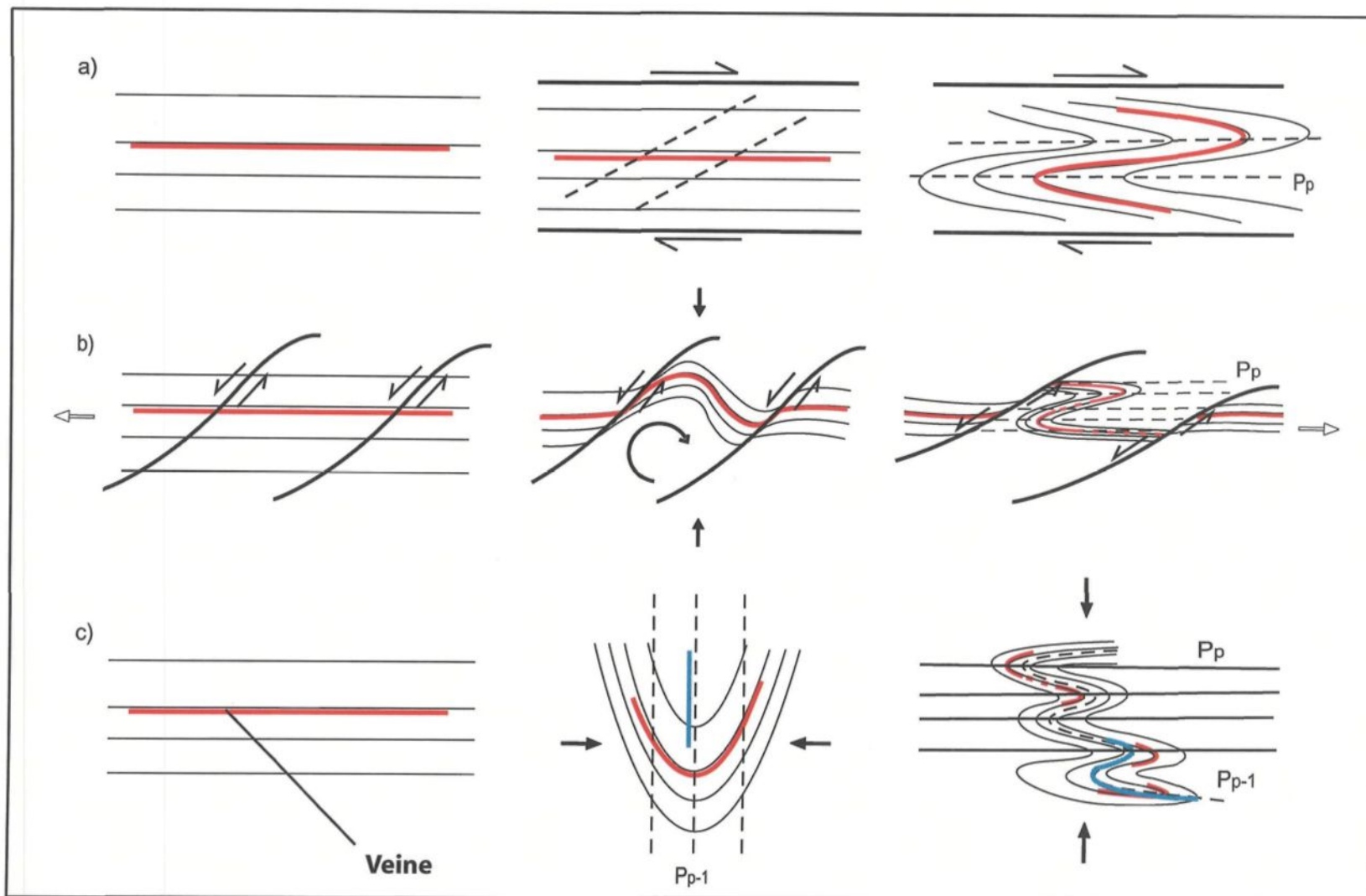


Figure 43. Modèles de déformation pour les veines d'Aquilon : a) Veines sub-horizontales affectées par du plissement dans une zone de cisaillement en compression ; b) Veines sub-horizontales affectées par du plissement en extension (modifié de Harris et al. 2002) ; c) Plissement par simple aplatissement et impliquant un épisode de déformation  $D_{p-1}$ . Dans ce modèle, les veines peuvent être anté- (en rouge) ou syn- $D_{p-1}$  (en bleu).

également être associé à du cisaillement en extension (Figure 43b). Bien qu'une telle zone de déformation ne soit pas commune pour la formation des minéralisations filoniennes orogéniques, une zone d'extension de faible pendage aurait une orientation favorisant le développement de réseaux de structures minéralisées (Sibson et Scott, 1998).

D'un autre côté, en impliquant un simple plissement par aplatissement ayant affecté les veines et le litage primaire lors de la déformation principale, ceux-ci auraient eu une attitude anté-plissement sub-verticale d'orientation NNE-SSO à NNO-SSE (Figure 44). Malgré la faible probabilité que la déformation principale soit associée uniquement à de l'aplatissement (comment expliquer la forte linéation d'étirement ?), cette attitude est incompatible avec le modèle présenté ci-dessus et une phase de déformation anté- $D_p$  est nécessaire pour expliquer le basculement précoce des strates (Figure 43c).

#### **5.3.1.2 Veines syn- $D_{p-1}$**

Malgré les faibles relations entre les veines et la fabrique  $S_{p-1}$ , il est important de considérer pour le système filonien d'Aquilon un modèle de mise en place associé à la première déformation. Il a été proposé que les veines d'Aquilon puissent avoir eu une orientation grossièrement N-S avec un pendage très abrupt avant l'épisode de déformation principale (Figures 43c et 44). Le modèle de Robert et Brown (1986) permet d'expliquer la formation de veines sub-verticales associées au développement de zones de cisaillement inverses. Les veines dites en cisaillement occupent la portion centrale de telles zones de déformation ductile. Des veines d'extension sub-horizontales peuvent également être générées dans les milieux plus compétents. De telles conditions (failles ou zones de cisaillement inverses à fort pendage en régime de raccourcissement horizontal) sont ainsi idéales à l'action du mécanisme des failles-valves généralement impliqué dans le processus de formation des minéralisations aurifères orogéniques (Sibson *et al.* 1988).

L'éventualité que des veines d'extension aient été produites pourrait expliquer la présence de veines sensiblement différentes de l'ensemble des filons de quartz aurifères d'Aquilon comme la



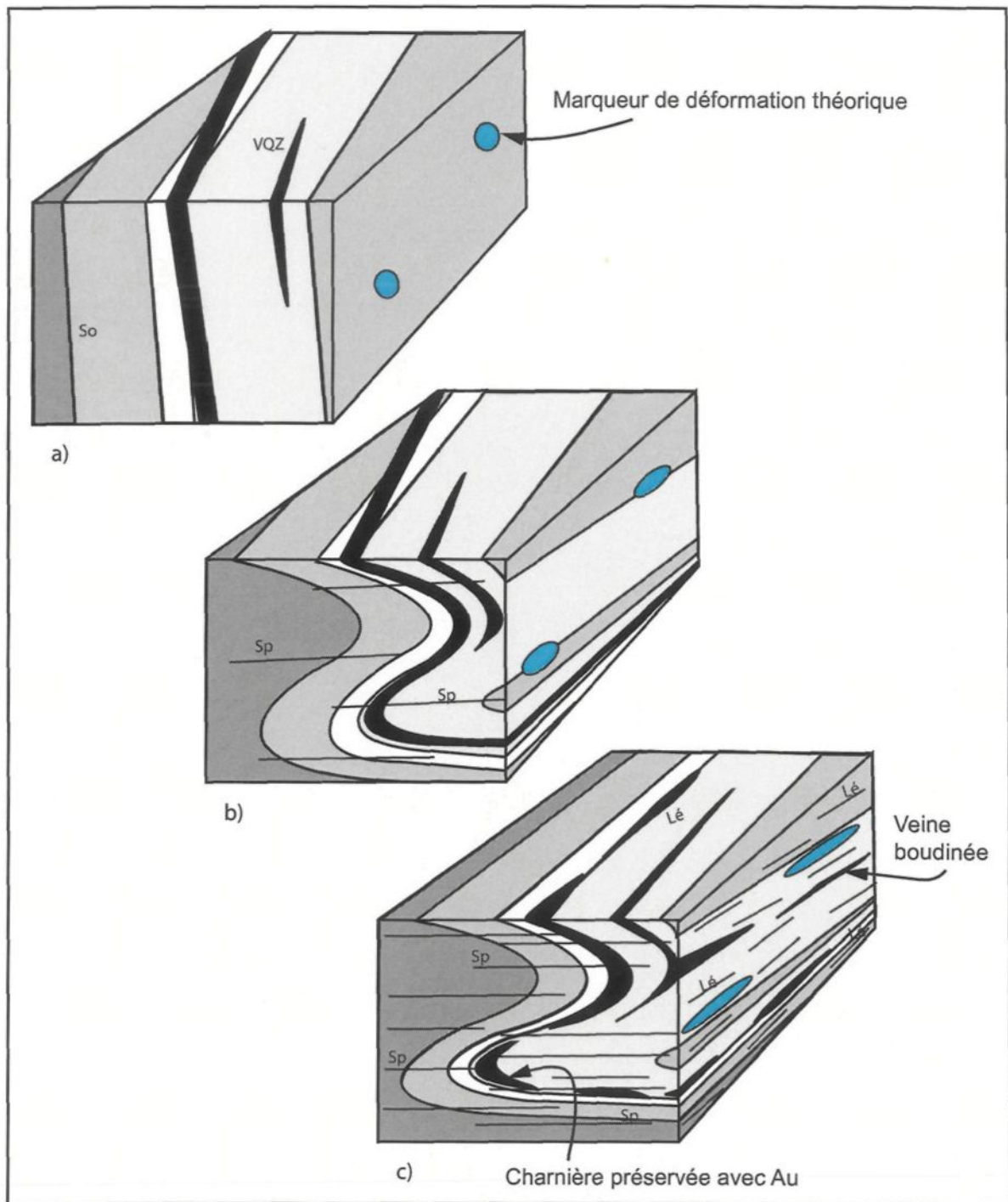


Figure 44. Reconstruction schématique simplifiée de la progression de la déformation principale impliquant du plissement par aplatissement et illustrant les modifications géométriques ayant affecté les veines : a) Veines légèrement obliques au litage primaire, b) Plissement associé à du raccourcissement vertical et développement de la schistosité principale ( $Sp$ ), c) Avec la progression de la déformation,  $Sp$  devient plus pénétrative, la linéation d'étirement ( $Lé$ ) se développe de façon très prononcée et les veines deviennent boudinées.

veine « Lingo Est ». Rappelons que cette dernière est encaissée par une masse tonalitique relativement plus compétente que les laves environnantes. Elle est un peu plus massive, moins déformée, moins riche et présente une structure similaire aux relais des veines en tension. Pour pouvoir valider ce modèle syn- $D_{p-1}$ , il aurait idéalement fallu observer dans les épontes des veines, la présence d'une foliation  $S_{p-1}$  plus prononcée, mimant les plis formés par les veines. Cependant, les épontes étant fortement empreinte par les foliations  $S_p$  et  $S_{p+1}$ , les vestiges de l'ancienne fabrique y sont pratiquement impossibles à trouver.

### 5.3.1.3 Veines syn-volcaniques

Dans les environnements épithermaux, où le régime tectonique est en décrochement ou en extension, les veines montrent habituellement des inclinaisons supérieures à  $45^\circ$ . En fait, dans ces milieux, la contrainte tectonique la plus faible  $\sigma_3$  est horizontale et les veines d'extension auront tendance à être sub-verticales (Sibson 2001). Le mécanisme favorisé pour la formation des veines dans les milieux épithermaux est celui des pompes sismiques (Sibson et al. 1975 ; Sibson 1987), selon lequel des ouvertures en relais sont générées par du coulissage le long de failles de décrochement abruptes, permettant ainsi la montée des fluides hydrothermaux et la précipitation des minéraux formant les veines. Dans les édifices volcaniques, les failles et structures volcaniques sub-verticales constituent des sites favorisés pour le développement des minéralisations (Elston 1994)

La présence de veines sub-parallèles aux couches sur Aquilon, si elles ont été formées lors de l'édification du complexe volcanique, implique qu'elles aient eu une attitude sub-horizontale. Cette attitude, dans le contexte présenté ci-dessus peut sembler un paradoxe, mais la présence de veines *flats* est documentée dans certains gisements épithermaux (Sillitoe 1993), notamment celui de la mine Emperor qui est de type *low sulfidation* (Anderson et Eaton 1990).

Un nouveau mécanisme a récemment été proposé pour expliquer la formation de veines sub-horizontales à la mine Géant Dormant en Abitibi (Gaboury et Daigneault, 2000). Celui-ci est basé sur une pressurisation des fluides hydrothermaux près des conditions lithostatiques, sur l'imperméabilité de l'empilement volcanique et sur l'évacuation des fluides le long de zones tabulaires sub-verticales de faible perméabilité (dykes ou structures syn-volcaniques rejoignant le fond océanique). Les ruptures se produisent lorsque les fluides atteignent une pression légèrement supérieure à la pression lithostatique. Des ouvertures sont alors créées le long d'anisotropies planaires préexistantes sub-horizontales et des veines sont formées. Le mécanisme de la pression régularisée s'applique pour les gisements filoniens mis en place lors de l'activité volcanique, en contexte de faibles profondeurs (2-5 km) et en régime d'extension. Un environnement analogue à ceux des gîtes de sulfures massifs aurifères volcanogènes, mais en milieu marin plus profond est considéré pour le fonctionnement de ce mécanisme (Gaboury et Daigneault 1999 ; Gaboury et Daigneault 2000). De plus, l'existence d'un volcanisme bimodal provenant de deux sources magmatiques différentes est considérée comme un élément important pour l'injection de filons-couches au sein du complexe volcanique local, participant ainsi à imperméabiliser l'empilement volcanique (Gaboury et Daigneault 1999).

Ce mécanisme pourrait s'appliquer pour la formation des veines d'Aquilon considérant certaines caractéristiques. Tout d'abord, sur la propriété Aquilon, on compte une abondance de veines pouvant être considérée sub-horizontales avant les événements de déformation et sub-parallèles à la stratigraphie volcanique. L'altération est restreinte en bordures des veines et n'excèdent pas quelques dizaines de centimètres. On note une abondance de dykes syn-volcaniques, cependant leur orientation initiale semble varier considérablement d'un dyke à l'autre. Finalement, la présence de nombreux filons-couches de gabbro tholéitique intercalés dans la séquence felsique calco-alcaline pourrait avoir favorisé l'imperméabilité de l'empilement volcanique d'Aquilon.

### 5.3.2 Interprétation

#### 5.3.2.1 Systèmes filoniens orogéniques

Les minéralisations filoniennes orogéniques sont très communes dans les ceintures de roches vertes archéennes et sont génétiquement associées au développement de zones de déformation (Robert, 1996). Les veines d'Aquilon partagent quelques caractéristiques avec ce type de dépôt. Tout d'abord, la pyrite correspond au principal sulfure associé à l'or et des quantités mineures de sphalérite, de chalcopryrite, de pyrrhotite et de galène peuvent également être présentes. Dans les systèmes filoniens orogéniques, ces phases sulfurées sont relativement peu abondantes (<5%). Tout comme sur Aquilon, elles se concentrent surtout le long de minces morceaux d'encastres altérés incorporés aux veines et ces fragments contrôlent également la répartition de l'or dans les veines (Robert 1996). Finalement, l'or se trouve essentiellement sous forme native, ce qui est le cas pour Aquilon, et les rapports Au/Ag pour ce type de minéralisation varient entre 5 et 10 (Robert 1996), alors que des ratios très élevés sont aussi rencontrés dans les veines de la propriété.

Cependant, le contexte de la propriété Aquilon est plutôt atypique par rapport aux environnements des gisements aurifères orogéniques. Dans un premier temps, il ne semble pas y avoir sur Aquilon de discontinuité majeure à proximité du système aurifère ni de zones caractérisées par une déformation moins forte. La présence de blocs plus compétents, couplée à une séquence stratigraphique complexe au sein de la zone de cisaillement est pourtant un facteur important pour le développement de structures aurifères orogéniques (Groves 2002). De plus, les zones de déformations associées aux systèmes aurifères orogéniques correspondent généralement à des structures sub-verticales (Kerrick, 1989 ; Poulsen et Robert, 1989 ; Neumayr *et al.*, 2000), alors que la « zone de cisaillement » d'Aquilon est de faible pendage.

Aussi, les gîtes orogéniques sont généralement mis en places tardivement par rapport à l'évolution de l'orogénèse à laquelle ils sont associés (Colvine 1989 ; Groves *et al.* 1989 ; Kerrich et Cassidy 1994). Même s'il existe des évidences de remobilisation tardive de l'or sur Aquilon

(Planche 20), les relations veines – altération – schistosité indiquent plutôt une mise en place précoce des veines par rapport à l'évolution de la déformation principale.

Bien qu'une possible phase de déformation antérieure à la phase principale permettrait d'expliquer le paradoxe géométrique du système filonien d'Aquilon dans un contexte filonien orogénique, les évidences d'une ancienne fabrique sont très peu nombreuses et les relations entre celle-ci et les veines d'Aquilon demeurent non identifiées. De plus, les rapports Au/Ag, même s'ils sont fréquemment supérieurs à 5, montrent des valeurs grandement variables et dans la plupart des cas similaires aux ratios des minéralisations sulfurées d'Aquilon (Figure 35) et semblables aux ratios rencontrés dans les environnements volcano-magmatiques. Normalement, au sein d'un même système, les ratios Au/Ag devraient plus ou moins se tenir. Cependant, si l'or est remobilisé tardivement lors du dynamo-métamorphisme, et que cet élément l'est davantage que l'argent, on devrait alors obtenir des ratios augmentant en fonction de la teneur en Au (Figure 36).

### **5.3.2.2 Systèmes porphyriques**

On compare souvent Aquilon avec le gîte de La Grande Sud, situé à plus de 250 km à l'ouest de la propriété (Figure 2) et dont le modèle génétique proposé implique un système porphyrique aurifère (Mercier-Langevin 2000). Les principaux aspects communs qu'ont ces propriétés et sur lesquels cette comparaison peut être basée sont la présence d'un centre felsique calco-alcalin, la présence de minéralisations aurifères disséminées et filoniennes et la présence d'une intrusion tonalitique. Sur Aquilon, l'unité felsique du Lac d'Aiguillon correspond selon certains à une intrusion tonalitique (voir la section 2.2.1) pouvant être comparée à l'intrusion tonalitique de La Grande Sud. Il n'est cependant pas évident que cette unité corresponde réellement à une phase intrusive. Quant à l'intrusion tonalitique de Lingo, celle-ci ne présente pas de texture porphyrique et est vraisemblablement trop petite pour être responsable du vaste système aurifère d'Aquilon (Evans 1993). Puisque l'une des caractéristiques essentielles à l'identification d'un gisement porphyrique

est l'association spatiale et génétique avec un stock syn-volcanique (Sillitoe 2000), il demeure peu probable qu'Aquilon représente un tel système métallogénique.

Dans ce même ordre d'idées, les altérations caractérisant les dépôts porphyriques et la zonalité caractéristique de celles-ci n'ont pas été identifiées sur Aquilon. Aussi, les gisements porphyriques sont généralement associés à de fortes teneurs en cuivre et/ou molybdène. Cependant, sur Aquilon, les analyses ne montrent pas de corrélations entre l'or et le cuivre (sauf dans le cas des zones sulfurées) ou entre l'or et le molybdène et les teneurs sont généralement faibles à très faibles pour ces deux métaux. Finalement, on ne rencontre pas de brèche hydrothermale minéralisée sur Aquilon, ce qui représente pourtant un aspect important des gîtes porphyriques (Sillitoe 2000).

### 5.3.2.3 Systèmes épithermaux

Globalement, la présence sur Aquilon d'un édifice volcanique felsique d'affinité calco-alcaline correspond à un contexte géologique analogue à celui des gîtes épithermaux, dans la mesure où, étant donnée la présence locale de laves coussinées sur la propriété, on puisse considérer un milieu sous-marin. Selon Hannington et *al.* (1999), des systèmes minéralisateurs semblables aux systèmes épithermaux sub-aériens sont formés dans les milieux d'arcs insulaires volcaniques, près du niveau des mers et sont caractérisés par une activité hydrothermale pouvant s'étendre en milieu sous-marin.

Concernant le parallèle à faire entre la minéralisation filonienne d'Aquilon et les minéralisations épithermales, l'altération potassique accompagnée de gains en silice et associée aux veines d'Aquilon (Quirion 2000a ; 2001) pourrait correspondre à l'altération à adulaire-séricite des gîtes de type *low sulfidation*. Sur Aquilon, cette altération est représentée par une forte quantité de muscovite en bordures des corps minéralisés. Les gîtes de type *low sulfidation* sont généralement plutôt éloignés par rapport au centre volcanique, mais peuvent aussi se trouver au sein de dômes felsiques (White et Hedenquist 1990), un contexte pouvant correspondre à celui d'Aquilon.



D'autres aspects de la minéralisation filonienne d'Aquilon favorisent également l'hypothèse d'un système épithermale de type *low sulfidation*, soit 1) la présence d'une lentille de calcite dans la veine « Lingo Est », 2) le très faible contenu en sulfures et métaux de base dans les veines, 3) une association Au, Ag  $\pm$  Pb, 4) la présence en faibles quantités de tellures dans les veines, 5) les bordures nettes des veines et les concentrations aurifères bien délimitées par celles-ci (White et Hedenquist 1990) et 6) les faibles ratios Au/Ag inférieurs à 0,5. Enfin, des zones de disséminations peuvent également caractériser ce type de gisement (Sillitoe 1993). Une telle origine pour les minéralisations sulfurées d'Aquilon permettrait d'expliquer les correspondances entre les veines aurifères et les zones de sulfures disséminés en ce qui concerne leur signature métallique et l'altération à muscovite-pyrite. Cependant, certains éléments associés aux gisements épithermaux (ex. As, Hg, Sb, V, F, Ba) ne semblent pas être présents dans les minéralisations d'Aquilon.

#### **5.3.2.4 Systèmes SMV aurifères**

Les gîtes de sulfures massifs volcanogènes aurifères présentent une série de caractéristiques bien établies que partagent les amas de sulfures aurifères d'Aquilon. Selon Lafrance et *al.* (2003) et Mercier-Langevin et *al.* (2004), un contexte volcanique considéré favorable pour le développement de ces minéralisations consisterait en un empilement volcanique caractérisé par la présence de laves massives et fragmentaires, de composition andésitiques à rhyodacitiques et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline, formant de petits centres volcaniques reposant sur des laves mafiques tholéiitiques à transitionnelles d'étendue régionale. Ce genre d'environnement semble bien caractériser la séquence volcanique de la propriété Aquilon. À l'échelle du district et du gisement, on reconnaît habituellement l'important contrôle stratigraphique caractérisant les minéralisations de type SMV. Ainsi, les amas de sulfures aurifères forme des corps stratoïdes qui se retrouvent habituellement près d'une interface particulière marquant le contact entre volcanites felsiques et intermédiaires à mafiques (Poulsen et Hannington 1996 ; Hannington et *al.* 1999 ; Mercier-Langevin et *al.* 2004). Par analogie, les minéralisations sulfurées d'Aquilon semblent

stratigraphiquement restreintes comme le suggère l'association spatiale des indices « Small Moose », « Choco », « Blueberry Wolf », « SD », « Sortilège Doré » et possiblement « Chicoutai » avec un horizon composé de tufs felsiques à intermédiaires communément situé près du contact entre les volcanites felsiques et les basaltes (Figure 3 ; voir également Gauthier 2003).

Le style d'amas sulfurés d'Aquilon, correspondant à des disséminations et de fines lentilles de pyrite  $\pm$  pyrrhotite, est tout à fait comparable à celui des minéralisations de type SMV aurifères (Poulsen et Hannington, 1996 ; Hannington et al. 1999). Typiquement, les gîtes de sulfures massifs volcanogènes aurifères montrent de faibles concentrations de métaux de base comparativement à leur contenu en or ( $<1\%$  Cu-Zn sur Aquilon) et des ratios or/argent inférieurs à 0,5 (Poulsen et Hannington 1996). Afin d'expliquer l'existence de quelques ratios Au/Ag supérieurs à 1 au sein des amas sulfurés d'Aquilon, un enrichissement local causé par la superposition de veines de quartz aurifères et par une remobilisation tardive de l'or associée à la déformation est invoqué.

De plus, selon Sillitoe et al. (1996), les gisements SMV aurifères (ou SMV de type « *high sulfidation* ») montrent une altération de type argileuse avancée et une association de minéraux alumineux. Dans les terrains anciens, les assemblages minéralogiques d'altération syn-volcaniques sont habituellement reconnus, mais témoignent des effets du métamorphisme. Ainsi, les schistes à quartz-séricite  $\pm$  aluminosilicates, reconnus sur Aquilon, seraient l'équivalent métamorphique de l'assemblage d'altération argileuse acide (Valliant et al. 1983 ; Ririe, 1990 ; Dubé et al. 2004), tandis que la présence d'un faciès d'altération à quartz-biotite-grenat-séricite, rencontré dans le secteur de « Nouska » et de « Chicoutai », correspondrait à une altération magnésienne, moins proximale (Gauthier 2003 ; Dubé et al. 2004).

Étant donné le contexte volcanique d'Aquilon, les affinités de l'or, les valeurs des ratios Au/Ag ( $<0,5$ ) et les types d'altération associés aux amas de sulfures aurifères d'Aquilon, il est raisonnable de considérer ce type de minéralisation sur Aquilon comme étant de nature volcanogène. Parmi les exemples de gîtes de sulfures massifs aurifères volcanogènes reconnus dans les terrains anciens, mentionnons le cas de la mine Horne dans le camp minier de Noranda en Abitibi (Kerr et Mason

1990 ; Kerr et Gibson 1993), les gisements du camp minier de Doyon-Bousquet-La Ronde également en Abitibi (Tourigny et *al.* 1993 ; Teasdale et *al.* 1996 ; Dubé et *al.* 2004 ; Mercier-Langevin et *al.* 2004) et du gisement de Boliden en Suède (Hannington et *al.* 1999 ainsi que références citées). Cependant, malgré les similitudes entre les minéralisations sulfurées d'Aquilon et les gisements de type SMV aurifère, il demeure difficile, étant donné la forte déformation et la transposition des couches parallèlement à  $S_p$ , d'établir correctement les relations primaires à l'échelle locale entre les minéralisations sulfurées d'Aquilon et leurs roches hôtes.

### 5.3.3 Sommaire

Différents modèles de mise en place, synchrones ou antérieurs à la déformation, ont été proposés afin d'expliquer la formation du système aurifère filonien et des minéralisations sulfurées d'Aquilon. Parmi ceux-ci, seul le modèle *saddle-reef* peut raisonnablement être écarté pour les raisons énumérées ci-dessus. Une mise en place précoce au développement de  $S_p$ , mais tout de même associée à l'activité de la zone de cisaillement d'Aquilon demeure un modèle possible et impliquerait un système minéralisateur de type filonien orogénique. Cependant, comme il l'a été démontré précédemment, plusieurs aspects du système filonien d'Aquilon sont contradictoires avec une telle origine. Quant au modèle syn- $D_{p-1}$ , impliquant également un système orogénique, il demeure spéculatif puisqu'il est très difficile d'obtenir de bonnes relations entre les veines de quartz et la déformation antérieure à  $D_p$ . De plus, il ne permet pas davantage d'expliquer les contradictions relatives à certaines caractéristiques métallogéniques d'Aquilon.

Si les ratios Au/Ag relativement bas dans les veines de quartz reflètent un système aurifère plus près de l'activité volcanique que de la déformation et que le dyke de « Lingo Sud » correspond effectivement à une gabbro tholéiitique équivalent aux unités de basaltes identifiées sur la propriété, alors le système minéralisateur serait syn-volcanique. Même s'il s'agit de la seule occurrence d'une telle relation de recoupement et malgré le fait que la nature du dyke reste à confirmer, de nombreuses caractéristiques de la minéralisation filonienne semble concorder avec

une origine épithermale sous-marine alors que les horizons sulfurés partagent de nombreuses caractéristiques avec les dépôts de type SMV aurifère.

Dans les milieux d'arcs insulaires volcaniques émergent ou en voie de submersion, caractérisés par la proximité de basaltes tholéitiques de type MORB et de centres volcaniques calco-alcalins, il serait possible, selon Hannington et *al.* (1999), de rencontrer différents styles de minéralisations aurifères, allant des minéralisations épithermales (« high » et « low sulfidation ») aux minéralisations de type SMV aurifères (« high sulfidation ») et SMV classiques (« low sulfidation ») (Figure 45). Dans ce type d'environnement, on peut également imaginer une évolution du système hydrothermal dans le temps en relation avec l'évolution du système volcano-tectonique et ainsi observer une superposition d'événements minéralisateurs (Gaboury et *al.* 2000). De plus, il est également possible que ces systèmes volcanogènes aurifères soient également actifs en milieux marins profonds (Gaboury et Daigneault 1999), permettant de protéger la minéralisation aurifère de l'érosion.

#### 5.4 GUIDES POUR L'EXPLORATION

Bien qu'il soit difficile d'établir avec certitudes quel (s) modèle (s) est (sont) réellement à la source des minéralisations aurifères d'Aquilon, on peut tout de même tirer quelques implications pour l'exploration en terrains volcaniques aussi déformés. Puisque dans les ceintures de roches vertes anciennes, les minéralisations aurifères sont fréquemment associées spatialement et génétiquement aux zones de déformation, on est généralement tenté de demeurer à l'intérieur de celles-ci dans le but de découvrir « le » piège structural ayant favorisé la précipitation de l'or. Cependant, en présence de centres felsiques, d'autres types de minéralisations dont les contrôles stratigraphiques sont importants peuvent s'y retrouver (Elston, 1994 ; Hannington et *al.* 1999). L'approche d'exploration pour tracer celles-ci sera donc différente. Ainsi, au sein de la propriété Aquilon, une cartographie détaillée des zones d'altération ainsi qu'une caractérisation géochimique

des altérations alumineuses acides et des horizons à grenat seraient souhaitables. De la même manière, il serait important de cartographier plus en détails les différents faciès volcaniques afin de tenter de reconstituer la géométrie de l'empilement volcanique et la stratigraphie locale, bien que cet exercice puisse être relativement compliqué par l'intensité de la déformation. Il serait également avantageux d'obtenir une meilleure connaissance du contexte lithotectonique régional.

L'intense déformation caractérisant le secteur d'étude a considérablement affecté la géométrie des veines, allant même jusqu'à détruire les corps minéralisés et à diminuer l'importance économique de la minéralisation filonienne malgré les fortes teneurs la caractérisant. Ainsi, pour l'exploration, il devient important de rechercher des zones protégées de la déformation (pouvant être situées à l'extérieur de la zone d'étude), des corps plus massifs ou encore des zones de stockwerks permettant une exploitation au-delà du suivi de veines individuelles. Il est également important de mentionner que les zones minéralisées, précoces à la déformation et caractérisées par une altération modifiant le comportement rhéologique de leur encaissant, favoriseront toutefois le développement de la déformation. Éventuellement, l'application d'une méthode de datation géochronologique pourrait être très utile pour déterminer le modèle génétique et, par la suite, choisir un modèle d'exploration.

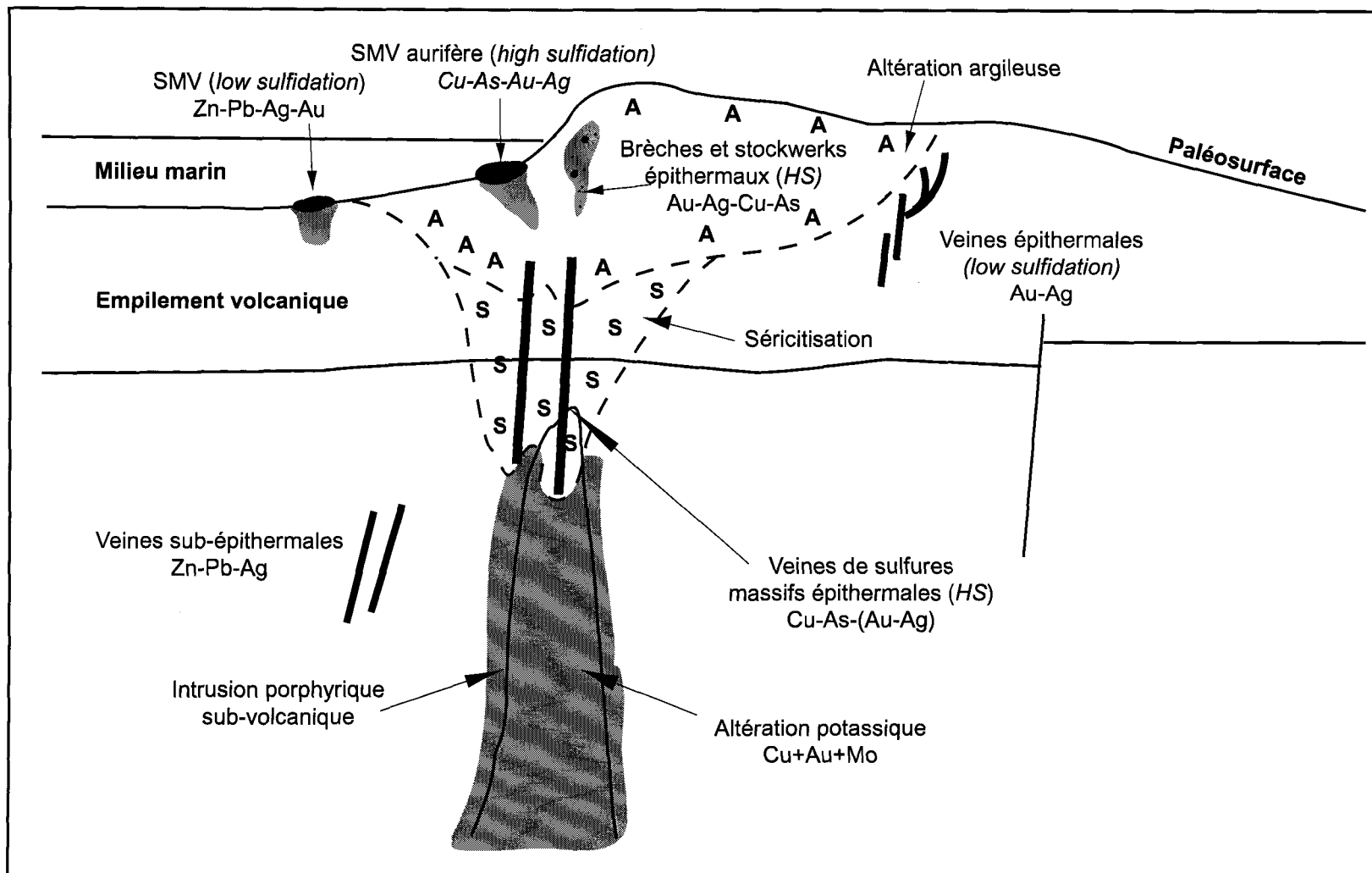


Figure 45. Styles de minéralisation pouvant se trouver au sein d'un arc volcanique océanique (modifiée de Hannington et al. 1999). Le modèle n'implique pas un synchronisme pour la formation des différents styles de minéralisation. Ceux-ci en fait peuvent évoluer dans le temps avec l'évolution de l'arc volcanique et du système hydrothermal. De plus, ils ne sont pas nécessairement tous présents au sein d'un même environnement.

## CHAPITRE VI

### CONCLUSIONS

L'analyse structurale de la propriété Aquilon a permis de situer chronologiquement la mise en place du système filonien, de comprendre comment la déformation a transformé la géométrie des corps minéralisés et de proposer différents modes de formation des veines. Cette étude a également permis de mieux définir les styles filoniens et sulfurés caractérisant la minéralisation aurifère de la propriété. De plus, quelques recommandations et guides d'exploration ont été proposés.

#### ***Environnement volcanique***

- 1) L'environnement volcanique de la propriété Aquilon est caractérisé par un centre felsique d'affinité calco-alkaline présentant divers faciès comprenant des laves massives à phénocristaux de quartz, des faciès fragmentaires, des tufs felsiques à intermédiaires et de petits stocks syn-volcaniques.
- 2) Ce centre felsique est entouré de basaltes tholéitiques d'étendue régionale. Les volcanites felsiques sont intercalées de nombreux horizons de roches mafiques d'affinité tholéitique présentant localement de grandes similitudes aux basaltes environnants. Suivant cela, un volcanisme bimodal provenant de deux sources magmatiques contemporaines permettrait d'expliquer la succession felsites/mafites au sein de l'empilement volcanique. Cependant, étant donné le style de déformation et le métamorphisme, il est possible que les horizons



mafiques correspondent à des gabbros dont la mise en place est associée à une phase de rift tel que suggéré par la densité de dykes de gabbro recoupant la séquence felsique.

- 3) Des dykes dioritiques lamprophyriques recoupent l'empilement volcanique. Alors que certains de ces dykes sont affectés par la déformation principale (ex. « Blueberry Wolf »), d'autres sont beaucoup plus tardifs (post- $D_p$ , ex. « Grenouille 1 »).

### **Déformation**

- 1) Le style structural de la propriété Aquilon implique un régime de déformation intense en milieu ductile. Le gradient de déformation y est cependant relativement faible puisque le degré d'anisotropie planaire se révèle élevé sur l'ensemble du secteur. Ainsi, l'existence du « Corridor aurifère du Loup » en tant que couloir de déformation est remise en question.
- 2) Le secteur de la propriété est considéré comme une vaste zone de cisaillement.
- 3) La présence d'une forte linéation d'étirement sub-horizontale, dont l'attitude est constante, associée à une foliation pénétrative de faible pendage, dont la trajectoire est marquée par d'importantes flexures, suggère que la zone de cisaillement d'Aquilon corresponde à une signature de chevauchement. Cependant, les indicateurs de cisaillement étant très peu nombreux et de faible qualité, le sens du mouvement n'a pu être établi.
- 4) Pour les raisons mentionnées précédemment, le style de déformation d'Aquilon est relativement différent des terrains traditionnels abritant les minéralisations aurifères filoniennes orogéniques.
- 5) La déformation sur Aquilon s'est produite à travers différents épisodes, dont le principal ( $D_p$ ) est responsable du développement de la foliation pénétrative ( $S_p$ ) et de la linéation d'étirement ( $L_e$ ), de l'intense transposition et du démembrement des couches lithologiques, des dykes syn-volcaniques et des veines de quartz, ainsi que du développement de plis  $P_p$  couchés, réclinés et isoclinaux affectant le litage primaire et les veines de quartz aurifères.

Un événement de déformation antérieur à  $D_p$  semble avoir affecté la séquence volcanique, cependant les évidences d'une fabrique ancienne sont peu nombreuses. Enfin, une déformation tardive plisse la fabrique  $S_p$  et est responsable du développement d'un clivage de crénulation  $S_{p+1}$  et de l'intensification de  $L_{\acute{e}}$ .

- 6) Le pli tracé par la ceinture d'Aquilon correspond à une phase tardive de déformation puisqu'il reprend la schistosité régionale pénétrative. Il s'agit donc d'un grand pli  $P_{p+1}$ .

### ***Minéralisations aurifères***

- 1) Lors de la déformation principale, les veines de quartz ont été transposées, démembrées, boudinées et plissées selon le style de plissement  $P_p$ . La foliation principale recoupe les veines et occupe une position de plan axial aux plis formés par celles-ci. Les axes de ces plis sont colinéaires à  $L_{\acute{e}}$ . Au sein de ces plis, les veines sont plus épaisses dans les charnières que dans les flancs.
- 2) Localement, les veines suivent des anisotropies planaires primaires (contacts lithologiques) et peuvent se retrouver en famille.
- 3) Il a été observé que les altérations des veines et des amas sulfurés précédaient le développement de la fabrique  $S_p$  et le métamorphisme. La mise en place précoce des minéralisations a ainsi favorisé le développement de la fabrique  $S_p$  et subséquemment de  $S_{p+1}$  dans les zones d'altération.
- 4) Les veines de quartz aurifères sont considérées anté- à syn- $D_p$ , mais antérieure au développement de la schistosité pénétrative. L'hypothèse que les veines soient syn-volcaniques est possible sur la base qu'un dyke mafique semblable aux gabbros et/ou aux basaltes de la propriété et affecté par la déformation principale recoupe une des veines minéralisées sur l'indice « Lingo Sud ».

- 5) Étant donné l'intensité de la déformation et le contrôle de la linéation d'étirement sur la géométrie des veines, celles-ci présentent peu de continuité latérale. Seules des charnières isolées ont été préservées. De plus, l'intensité de l'étirement rend les veines également discontinues suivant  $L_e$ . Suivant cela, on peut conclure que la déformation a joué un rôle destructeur sur la minéralisation et ce, malgré les fortes teneurs aurifères dans les veines.
- 6) La minéralisation aurifère de style sulfuré présente de nombreuses ressemblances aux amas de sulfures massifs aurifères volcanogènes. Les caractéristiques permettant de justifier une telle interprétation sont : i) la concentration de sulfures suivant le litage primaire plissé, ii) la distribution des indices de sulfures disséminés à semi massifs le long d'un horizon stratigraphique correspondant à une bande de tufs felsiques à intermédiaires et iii) la nature des altérations associées à ce style de minéralisation.
- 7) Les minéralisations tant sulfurées que filoniennes sont caractérisées par une signature métallique similaire et de faibles ratios Au/Ag (généralement  $< 0,5$ ). Cependant, ces ratios sont grandement variables, surtout au sein des veines de quartz.
- 8) Une remobilisation tardive a affectée la distribution de l'or dans les veines de quartz et dans les amas sulfurés lors de la déformation principale. Cette interprétation est basée, dans un premier temps, sur la présence de valeurs aurifères plus importantes au sein des charnières de plis et sur la présence d'or visible dans des ombres de pression et dans des fractures tardives dans les veines de quartz. De plus, cela permet d'expliquer la grande variation des rapports Au/Ag et des valeurs élevées au-delà de 5.
- 9) En dernier lieu, il est possible que les minéralisations sulfurées et filoniennes soient plus ou moins contemporaines et associées à l'évolution d'un même système hydrothermal, dans un environnement lithotectonique d'arc volcanique émergent, ou en voie de submersion, ou même de profondeur plus importante. Cependant, pour confirmer cette hypothèse, une

meilleure compréhension de l'environnement volcanique local et régional, de même qu'une caractérisation géochimique détaillée des altérations seraient nécessaires.

## LISTE DES RÉFÉRENCES

- Anderson, W.A. et Eaton, P.C. 1990. Gold mineralization at the Emperor Mine, Vatakoula, Fiji. *Journal of Geochemical Exploration*, **36** : 267-296.
- Archer, P. 2006. Historique et géologie du système aurifère Roberto, projet Éléonore, Québec. Québec Exploration 2005, Résumés des conférences et des photoprésentations, DV 2005-03, p. 11.
- Barley, M.E. et Groves, D.I. 1992. Supercontinental cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*, **20** : 291-294.
- Barnes, H.L. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3<sup>rd</sup> Edition. John Wiley & Sons, New York, 972 p.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H. 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. *Edited by* Lentz, D.R. Geological Association of Canada, Short Course Notes **11** : 433-467.
- Birkett, T. et Quirion, D. 2001. Étude pétrographique des indices minéralisés, Projet Aquilon – 1295. SOQUEM INC., rapport interne non publié, 22 p.
- Boullier, A.M. et Robert, F. 1992. Paleoseismic events recorded in Archean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *Journal of Structural Geology*, **14** : 161-179.
- Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. Geological Survey of Canada, Bulletin 280, 580 p.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48** : 99-156.
- Card, K.D. et Ciesielski, A. 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, **13** : 5-13.
- Card, K.D. et Poulsen, K.H. 1998. Géologie et gîtes minéraux de la province du lac Supérieur, Bouclier Canadien. *In* Géologie des provinces précambriennes du lac Supérieur et de Grenville et fossiles du Précambrien en Amérique du Nord. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 7 : 15-232.
- Card, K.D., Poulsen, K.H. et Robert, F. 1989. The Archean Superior province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. *Economic Geology Monographs* **6** : 19-36.
- Cas, R.A.F. et Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions – Modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 p.
- Chartrand, F. et Gauthier, M. 1995. Cadre géologique et potentiel minéral des roches archéennes du bassin de La Grande Rivière, Baie-James. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, PRO 95-06, 8 p.

Chartrand, F., Verpaelst, P., Clark, T., Perreault, S., Lamothe, D., Gaudreau, R. et Simard, A. 1995. Vers une meilleure connaissance du potentiel minéral du Moyen-Nord québécois. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, PRO 95-02, 6 p.

Colvine, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archaean gold deposits: products of final cratonization of the Superior province, Canada. *Economic Geology Monographs* **6** : 37-53.

Cooke, D.R. et Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13** : 221-244.

Cosgrove, J.W. 1993. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. *Journal of Structural Geology*, **15** : 491-500.

Couture, J.F. et Guha, J. 1990. Relative timing of emplacement of an Archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane : the Eastmain River deposit, northern Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27** : 1621-1636.

Cox, S.F., V.J. Wall, M.A. Etheridge et Potter, T.F. 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold-deposits – examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*, **6** : 391-423.

Daigneault, R. 1991. Déformation et cisaillement. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-16, 49 p.

Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G. O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **27**: 1714-1736.

Desbiens, H. 1998a. Géologie de la propriété Aquilon, Rivière La forge (LA-1), Baie-James, Québec (33I/1-2). Ressources Sirios, rapport déposé pour les travaux statutaires, 40 p. + annexes.

Desbiens, H. 1998b. Cartographie géologique et prospection de la propriété Aquilon, Rivière Laforge (LA-1), Baie-James, Québec (33I/1-2). Ressources Sirios, rapport déposé pour les travaux statutaires, 34 p. + annexes.

Desbiens, H. 1999. Rapport sur la programme de forages février et mars 1999 sur la propriété Aquilon, Rivière La Forge (LA-1), Baie-James, Québec (33I/1-2). Ressources Sirios, rapport déposé pour les travaux statutaires, 34 p. + annexes.

Dubé, B., Dunning, G. et Lauzière, K. 1995. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada : A preserved late Protérozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, **93** : 405-436.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Davis, D.W. et Lafrance, B. 2004. Le gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères La Ronde, Abitibi, Québec : altération, minéralisation, genèse et implications pour l'exploration. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 2004-03, 112 p.

Eilu, P., Mikucki, E.J. et Groves, D.I. 1997. Wallrock alteration and primary geochemical dispersion in lode-gold exploration. *Edited by J. E. Gray, SGA Short Course Series, Volume 1*, 65 p.

Elston, W.E. 1994. Siliceous volcanic centres as guides to mineral exploration: Review and Summary. *Economic Geology*, **89** : 1662-1686.

- Evans, A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals – 3rd edition. Geoscience texts, 389 p.
- Fowler, T.J. 1996. Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia. *Journal of Structural Geology*, **18** : 1399-1415.
- 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.
- Gaboury, D., Daigneault, R. et Beaudoin, G. 2000. Volcanogenic-related origin of sulfide-rich quartz veins: evidence from O and S isotopes at the Géant Dormant gold mine, Abitibi belt, Canada. *Mineralium Deposita*, **35** : 21-36.
- Gauthier, N. 2003. Rapport sur les travaux d'exploration en 2002 et recommandations pour 2003, Projet Aquilon (1295). SOQUEM INC. / Ressources Sirios Inc., rapport d'exploration déposé pour travaux statutaires, 33 p. + figures + annexes.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. et Groves, D.I. 1995. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, **30** : 408-410.
- Gibson, H., Morton, R.L. et Hudak, G.J. 1999. Submarine volcanic processes deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulphide deposits. *Reviews in Economic Geology*, **8** : 13-51.
- Gosselin, C. and Simard, M. 2001. Geology of the Lac Gayot area (NTS-23M) Ministère des Ressources Naturelles du Québec. RG 2000-03.
- Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M., et Dion, D.J. 1999. Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F03 et 33F04). Ministère des Ressources Naturelles du Québec. RG-98-18.
- Goutier, J., Dion, C., et Ouellet, M.-C. 2001a. Géologie de la région de la colline Bezier (33G/12) et du lac de la Montagne du Pin (33G/13). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, RG 2001-13, 53 p.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C., Davis, D.W., David, J. et Parent, M. 2001b. Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, RG 2001-15, 53 p.
- Groves, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28** : 366-374.



Groves, D.I. 2002. Orogenic lode-gold deposits. Cours intensif, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQAM, 22 avril 2002.

Groves, D.I., Barley, M.E. et Ho, S.E. 1989. Nature, genesis and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology Monographs* **6** : 71-85.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. and 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.

Guha, J., Dubé, B., Pilote, P., Chown, G., Archambault, G. et Bouchard, G. 1988. Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*, **23** : 293-298.

Hagemann, S.G. et Cassidy, K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13** : 9-68.

Hannington, M.D., Poulsen, K.H. Thompson, J.F.H. et Sillitoe, R.H. 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. *Reviews in Economic Geology*, **8** : 319-350.

Hedenquist, J.W. et Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370** : 519-527.

Hedenquist, J.W., Arribas, A.Jr. et Reynolds, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system : Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, **93** : 373-404.

Hocq, M. 1994. La Province du Supérieur. *In* Géologie du Québec. Les Publications du Québec, MM 94-01 : 7-20.

Hodgson, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits : A review. *Ore Geology Reviews*. **4** : 231-273.

Hudleston, P.J. 1989. The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*, **11** : 949-957.

Keppie, J. D. 1976. Structural model for the saddle-reef and associated gold veins in the Meguma group, Nova Scotia. *CIM Bulletin*, **October** : 103-116

Kerr, D. et Gibson, H.L. 1993. A comparison of the Horne volcanogenic massive sulphide deposit and intracauldron deposits of the Mine Sequence, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **88** : 1419-1442.

Kerr, D.J. et Mason, R. 1990. A reappraisal of the geology and ore deposits of the Horne Mine complex at Rouyn-Noranda, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume* **43** : 153-166.

Kerrick, 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.

Kerrick, 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.

Kerrick, R. et Wyman, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits : An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, **18** : 882-885.

Kerrick, R., Goldfarb, R., Groves, D. et Garwin, S. 2000. The geodynamic of world-class gold deposits: Characteristics, space-time distribution, and origins. *Reviews in Economic Geology*, **13** : 501-551.

Lafrance, B., Moorhead, J. et Davis, D. 2003. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-La Ronde, Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 2002-07. 45 p. + carte ET 2002-07-c001.

Lapointe, I. 2000. A petrological study of the different lithologies and alterations on the gold prospect of Aquilon, La Grande Subprovince, Québec, Canada. Honours Research Project, Earth and Planetary Sciences, McGill University, Montréal, Québec, Canada, 44 p.

Lapointe, I. 2003. Rapport sur les travaux de décapages mécaniques de 2003 – Projet Aquilon (1295). SOQUEM INC. / Ressources Sirios Inc., rapport d'exploration, 38 p. + annexe.

McCuaig, T.C. et Kerrich, R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **13** : 381-453.

Mercier-Langevin, P. 2000. Les minéralisations aurifères au sein de la tonalite de La-Grande-Sud, Baie-James, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 258 p.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., David, D.W. et Lafrance, B. 2004. Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 2003-03, 47 p.

Mikucki, E.J. et Ridley, J.R. 1993. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades : compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, **28** : 469-481.

Mortensen, J.K. et Ciesielski, A. 1987. U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Québec. *In Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1*. Commission géologique du Canada, Paper **87-2** : 129-134.

Mueller, A.C. et Groves, D.I. 1991. The classification of Western Australia greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, **6** : 291-331.

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.

Passchier, C.W. et Trouw, R.A.J. 1998. *Microtectonics*. Springer, 289 p.

Passchier, C.W., Myers, J.S. et Kröner, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer-Verlag, 150 p.

- Phillips, G.N. et Powell, R. 1993. Link between gold provinces. *Economic Geology*, **88** : 1084-1098.
- Poulsen, K.H. 1996. Gîtes d'or primaires. *In* Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada no. **8**, pp. 355-361.
- Poulsen, K.H. et Hannington, M.D. 1996. Gîtes de sulfures massifs aurifères associés à des roches volcaniques. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada no. **8**, pp. 202-217.
- Poulsen, K.H. et Robert, F. 1989. Shear zones and gold: Practical examples from the southern Canadian Shield. *Edited by* J.T. Bursnall, Geological Association of Canada, Short Course Notes **6** : 239-266.
- Poulsen, K.H., Card, K.D. et Franklin, J.M. 1992. Archean tectonic and metallogenic evolution of the Superior Province of the Canadian Shield. *Precambrian Research*, **58** : 25-54.
- Quirion, D. 2000a. Rapport sur les travaux d'exploration réalisés à l'automne 1999 sur le projet Aquilon (1295) – Baie-James. SOQUEM INC., rapport d'exploration déposé pour travaux statutaires, Volume 1/2, 74 p. + annexes.
- Quirion, D. 2000b. Rapport sur les travaux de décapage, de cartographie et de forage réalisés pendant l'année 2000 sur la propriété Aquilon, Laforge-1, Baie-James. SOQUEM INC., rapport d'exploration déposé pour travaux statutaires, 38 p. + annexes.
- Quirion, D. 2001. Rapport complémentaire sur les travaux d'exploration – Projet Aquilon (1295), Baie-James. SOQUEM INC., rapport interne non publié, 11 p. + figures & annexes.
- Quirion, D. 2002. Rapport sur les travaux de décapages mécaniques, cartographie, prospection et géochimie de till - Projet Aquilon (1295), été 2001. SOQUEM INC., rapport déposé pour travaux statutaires, 61 p. + annexes.
- Ramsay, J.G. 1974. Development of chevron folds. *Bulletin of the geological Society of America*, **85** : 1741-1754.
- Ridley, J.R. 1993. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: with reference to vein- and lode-style gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **8** : 23-37.
- Ririe, G.T. 1990. A comparison of alteration associated with Archean gold deposits in Western Australia and Paleozoic gold deposits in the southeast United States : *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27** : 1560-1576.
- Robert, F. 1996. Filons de quartz-carbonates aurifères. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada no. **8**, p. 387-405.
- Robert, F. et Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec : Part I. Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, **81** : 578-592.
- Robert, F. et Poulsen, K.H. 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **14** : 111-155.

Robert, F., Poulsen, K.H. et Dubé, B. 1997. Gold deposits and their geological classification: *In* Proceedings of Exploration 97: 4<sup>th</sup> Decennial International Conference on Mineral Exploration. Edited by A.G. Gubins : 209-220.

Rowins, S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, **28** : 491-494.

Roy, D.W. et Daigneault, R. 2003. Levé et analyse des structures géologiques, Notes de cours : 6 SCT 302 Géologie structurale, Sciences de la Terre, UQAC, 295 p.

Sharma, K.M. 1979. Géologie de la région du Lac Vincelotte, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DPV-730, 20 p. + 1 carte (1 : 125 000).

Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, **133** : 191-213.

Sibson, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, **15** : 701-704.

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, J. 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.

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, H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, **16** : 551-555.

Sillitoe, R.H. 1993. Epithermal models : Genetic types, geometrical controls, and shallow features. *Geological Association of Canada Special Paper* **40** : 403-417.

Sillitoe, R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits; descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, **13** : 315-345.

Sillitoe, R.H. et Bonham, H.F. 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, **79** : 1286-1298.

Sillitoe, R.H., Hannington, M.D. et Thompson, J.F. 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic Geology*, **91** : 204-212.

Skulski, T., Hynes, A. et Francis, D. 1984. Stratigraphic and lithogeochemical characterization of cyclic volcanism in the LG-3 area, La Grande river greenstone belt, Québec. *In* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Special Volume 34 : 57-72.

Sutherland Brown, A. 1976. Morphology and classification. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Special Volume 15 : 44-51.

- Tanner, G.P.W. 1989. The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, **11** : 635-655.
- Taylor, B.E. 1996. Gîtes d'or épithermaux. *In* Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada no. **8** : 362-386.
- Teasdale, N., Brown, A. et Tourigny, G. 1996. Gîtologie de la mine Bousquet 2. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-37, 43 p.
- Thériault, R. 2002. Carte géologique du Québec, Édition 2002. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV-2002-06, 8 p.
- Thurston, P.C. 1991. Archean geology of Ontario: Introduction. *In* Geology of Ontario. Ontario Geological Survey, Special Volume **4**, part 1 : 73-78.
- Tourigny, G., Doucet, D. et Bourget, A. 1993. Geology of the Bousquet 2 mine : An example of a deformed, gold-bearing, polymetallic sulphide deposit. *Economic Geology*, **88** : 1578-1597.
- Valliant, R.L., Barnett, R.L. et Hodder, R.W. 1983. Aluminum silicates-bearing rock and its relation to gold mineralization, Bousquet mine, Bousquet Township, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **76** : 81-90.
- Vearncomb, J.R. 1998. Shear zones, fault networks, and Archean gold. *Geology*, **26** : 855-858.
- White, N.C. et Hendenquist, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **36** : 445-474.
- White, N.C., Leake, M.J., McCaughey, S.N. et Parris, B.W. 1995. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, **54** : 87-136.
- Winchester, J.A. et Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20** : 325-343.
- Windh, J. 1995. Saddle reef and related gold mineralization, Hill End Gold Field, Australia: Evolution of an auriferous vein system during progressive deformation. *Economic Geology*, **90** : 1764-1775.
- Wise, D.U., Dunn, D.E., Engleder, 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*, **12** : 391-394.
- Witt, W.K. 1993. Lithological and structural controls on gold mineralization in the Archean Menzies-Kambalda area, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **40** : 65-86.
- Witt, W.K. et Vanderhor, F. 1998. Diversity within a unified model for Archean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: An overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **13** : 29-64.
- Yardley, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman, 248 p.

## **ANNEXE I**

### **LOCALISATION DES STATIONS**

## Annexe I : Localisation des stations

Station	UTM E	UTM N	Ligne / station	Tranchée
IL-02	662151	5994316		TR-00-13
IL-03	661387	5993895		Lingo Sud
IL-04	661414	5993861	19+95E 5+45S	
IL-05	661351	5993838	19+20E 5+30S	
IL-06	661349	5993849	19+25E 5+20S	
IL-07	661316	5993856	19+00E 4+95S	
IL-08	661296	5993856		TR-00-11
IL-09	661290	5993811		TR-00-11
IL-10	661195	5993901	18+25E 3+90S	
IL-11	661237	5993864	18+38E 4+45S	
IL-12	661239	5993771	17+90E 5+25S	
IL-13	661242	5993752	17+80E 5+40S	
IL-14	661283	5993721	17+95E 5+90S	
IL-15	660878	5994161	17+03E B.L.0+00	
IL-16	660908	5994175	17+35E 0+05S	
IL-17	660943	5994203	17+80E B.L.0+00	
IL-18	660969	5994168	17+88E 0+45S	
IL-19	661010	5994127	18+00E 1+00S	
IL-20	661031	5994105	18+00E 1+30S	
IL-21	661097	5994014	18+05E 2+43S	
IL-22	661082	5993937	17+50E 3+00S	
IL-23	661039	5993936	17+13E 2+77S	
IL-24	661481	5993944	20+93E 5+15S	
IL-25	661446	5994055	21+20E 4+05S	
IL-26	661507	5994110	22+00E 3+87S	
IL-27	661544	5994020	21+88E 4+85S	
IL-28	661547	5993991	21+70E 5+12S	
IL-29	661614	5994037	22+50E 5+10S	TR-01-04
IL-30	661671	5994048	23+05E 5+35S	
IL-31	661693	5994070	23+35E 5+25S	
IL-32	661685	5994037	22+80E 5+25S	
IL-33	661733	5994037	23+50E 5+75S	
IL-34	661729	5994128		TR-99-02
IL-35	661694	5994185	24+03E 4+30S	
IL-36	661678	5994190		Lingo 2
IL-37	661685	5994329		MA-2
IL-38	661586	5994257		Été Indien
IL-39	661633	5994317		TR-00-05
IL-40	661606	5994266	23+72E 3+15S	
IL-41	661572	5994379	24+00E 2+00S	
IL-42	661532	5994385	23+76E 1+75S	
IL-43	661513	5994464	24+00E 1+00S	
IL-44	661423	5994416	23+00E 0+88S	
IL-45	661477	5994289	22+75E 2+25S	
IL-46	661472	5994226	22+37E 2+72S	

Coordonnées : UTM nad 27, zone 18



## Annexe I : Localisation des stations

Station	UTM E	UTM N	Ligne / station	Tranchée
IL-47	661447	5994235	22+20E 2+50S	
IL-48	661412	5994259	22+05E 2+15S	
IL-49	661400	5994242	21+90E 2+15S	
IL-50	661366	5994323	22+00E 1+35S	
IL-51	661362	5994297	21+77E 1+50S	
IL-52	661385	5994291	22+00E 1+73S	
IL-53	661106	5994316	19+73E 0+03N	
IL-54	661191	5994177	19+75E 1+60S	
IL-55	661289	5994089	20+12E 2+88S	Muscovite
IL-56	661301	5994078		Muscovite
IL-57	661140	5994178	19+27E 1+30	
IL-58	661069	5994184		
IL-59	661072	5994166		
IL-60	658553	5992829	2+00N 10+00W	
IL-61	658619	5992861	1+90N 9+43W	
IL-62	658679	5992912	2+05N 8+75W	
IL-63	658805	5993015	2+05N 7+18W	
IL-64	658871	5993047	2+03N 6+35W	
IL-65	658902	5993152	2+70N 5+45W	TR-01-11
IL-66	662581	5994928		Veine Mōman!
IL-67	662610	5994920	35+45E 3+25S	TR-01-13
IL-68	662306	5994742		Grenouille 2 Sud
IL-69	662342	5994792		Fleur de Lys
IL-70	662091	5994764	30+18E 1+72S	Grenouille 1
IL-71	662114	5994728	30+20E 2+06S	Grenouille 1
IL-72	662132	5994704	30+20E 2+25S	Grenouille 1
IL-73	662158	5994650	30+20E 2+92S	Grenouille 1
IL-74	662135	5994634	29+82E 3+05S	Grenouille 1
IL-75	661963	5994538	27+75E 2+95S	TR-00-03
IL-76	661915	5994457	27+10E 3+22S	
IL-77	661814	5994430	26+35E 2+95S	TR-00-04
IL-78	658956	5993163	2+40N 5+03W	TR-01-10
IL-79	659016	5993147	2+00N 4+55W	
IL-80	659054	5993156		TR-98-07A
IL-80a	659060	5993156		TR-98-07A
IL-81	659167	5993246	2+00N 2+73W	
IL-82	659225	5993284	2+00N 2+05W	
IL-83	659329	5993364	2+10N 0+75W	
IL-84	659365	5993366	1+95N 0+55W	
IL-85	659399	5993400	2+00N B.L. 0+00	
IL-86	659500	5993261	B.L. 0+00 0+25N	
IL-87	659605	5993234	0+75E 0+30S	
IL-88	659637	5993260	1+00E 0+30S	
IL-89	659704	5993302	2+02E 0+55S	
IL-90	659734	5993387	B.L. 0+00 2+80E	Z-1

Coordonnées : UTM nad 27, zone 18

**Annexe I : Localisation des stations**

Station	UTM E	UTM N	Ligne / station	Tranchée
IL-91	659894	5993398	4+10E 0+85S	
IL-92	660059	5993492	6+05E 1+00S	
IL-93	660118	5993473	6+45E 1+45S	
IL-94	660240	5993568	8+05E 1+27S	
IL-95	660274	5993634	8+70E 1+00S	
IL-96	660315	5993660	9+15E 0+95S	
IL-97	660332	5993544	9+25E 1+15S	
IL-98	660443	5993695	10+50E 1+25S	
IL-99	660433	5993780	10+90E 0+55S	TR-01-09
IL-100	660487	5993901	12+00E 0+10N	"Elle"
IL-101	660510	5993905	12+40E B.L. 0+00	"Elle"
IL-102	660583	5993969	13+12E 0+05N	
IL-103	660655	5993994	13+95E 0+02S	
IL-104	660706	5994064	14+75E 0+15N	
IL-105	660684	5995294		hors grille
IL-106	660553	5995192	19+80E 10+40N	
IL-107	661206	5994786	23+03E 3+53N	Blueberry Wolf
IL-108	661183	5994774	22+77E 3+50N	Blueberry Wolf
IL-109	661132	5994731	22+00E 3+35N	
IL-110	661307	5994417	22+00E 0+25S	
IL-111	661317	5994393	21+95E 0+50S	
IL-112	661457	5994185	22+00E 3+00S	
IL-113	661566	5993992	21+95E 5+22S	TR-01-
IL-114	661618	5993985	22+30E 5+50S	
IL-115	661636	5993956	22+25E 5+87S	
IL-116	661868	5993827	23+17E 8+25S	
IL-117	661812	5993877	23+00E 6+50S	
IL-118	661627	5995660	31+38E 8+12N	hors grille
IL-119	662032	5995222	32+30E 2+52N	
IL-120	662005	5995040	31+10E 1+05N	Small Moose
IL-121	662014	5995076	31+45E 1+55N	Small Moose
IL-122	662029	5995087	31+55E 1+53N	Small Moose
IL-123	662039	5995107	31+75E 1+60N	Small Moose
IL-124	662103	5995053	31+86E 0+68N	
IL-125	662173	5994985	32+10E 0+25S	
IL-126	662265	5994757	31+70E 2+74S	Grenouille 2 Nord
IL-127	662332	5994727	32+08E 3+33S	Grenouille 2 Sud
IL-128	662365	5994666	32+00E 4+00S	
IL-128a	662371	5994655	32+00E 4+20S	
IL-129	662518	5994467	32+10E 6+50S	
IL-130	662495	5994403	32+00E 6+87S	
IL-131	662661	5994235	32+00E 9+25S	
IL-132	661454	5994012		Lingo Est
IL-132a	661438	5994012		Lingo Est
IL-133	661397	5994004		Lingo Ouest

Coordonnées : UTM nad 27, zone 18

**Annexe I : Localisation des stations**

<b>Station</b>	<b>UTM E</b>	<b>UTM N</b>	<b>Ligne / station</b>	<b>Tranchée</b>
IL-134	661342	5993975		Lingo Ouest
IL-134a	661345	5993970		Lingo Ouest
IL-134b	661345	5993965		Lingo Ouest
IL-135	662551	5994871		TR-01-12
IL-135a	662535	5994884		TR-01-12
IL-135b	662560	5994851		TR-01-12
IL-136	662059	5995125		Small Moose
IL-136a	662058	5995131		Small Moose
IL-136b	662039	5995113		Small Moose
IL-136c	662080	5995125		Small Moose
IL-136d	662080	5995118		Small Moose
IL-03-01	662713	5994318		TR-03-09
IL-03-02	661035	5992957		TR-01-21
IL-03-03	660886	5993007		TR-01-22
IL-03-04	660570	5992765		TR-01-23B
IL-03-05	660533	5992747		TR-01-23A
IL-03-06	660351	5992575		TR-01-25
IL-03-07	660344	5992777		TR-01-24
IL-03-08	660741	5993947		TR-01-15 (Isabelle)
IL-03-09	663391	5995487		TR-03-02

Coordonnées : UTM nad 27, zone 18

**ANNEXE II****DESCRIPTION SOMMAIRE DES  
OBSERVATIONS PAR STATION**

## Annexe II : Description sommaire des observations par station

Station	Indice d'anisotropie planaire	Lithologies			Phénocristaux de QZ			Remarques
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)	Dmax (mm)	
IL-01	5.0	1	V1C PO		10-15	1	3	
		2	V1C	SF+				
IL-02	5.0	1	V1C PO	Fragmentaire	10	2	5	Tuf ? ; 5-7% BO, 1% EP
IL-03	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire				
		2	I3A	Dyke				
IL-04	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire	10	1.5	4	Tuf ? ; jusqu'à 15% BO ; minces lentilles verdâtres (MV+)
IL-05	5.0	1	V1C PO		1	1		
IL-06	5.0	1	V1C PO		2-3	0.5	1.5	
		2	V1C PO		8	0.5	2	Idem à IL-05
IL-07	5.0	1	V1C PO		10-15	0.5	2	Idem à IL-06
IL-08	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire	10	1	4	Fragments brunâtres
IL-09	4.5	1	V1C PO		7-8	1	3	S <sub>0</sub> transposé
IL-10	4.5	1	V1C PO		1	0.5	1	2-3% BO, 2% MV
		1	V1C PO		2.5	0.5	2	Idem à IL-08
IL-11	4.0							Fragments felsiques à phéno. QZ ; matrice à 15-20% HB, 5% BO, tr GR
		2	V2	Fragmentaire				
IL-12	4.0	1	V1C PO		10-15	1.5	5	10% BO+MV
		1	V1C PO					
IL-13	4.0	2	I2D	Dyke				Dyke transposé
		3	VQZ					Veine transposée
IL-14		1	V1C PO		4-5	1	3	Tachetures vertes (HB ?)
		2	I3A	Dyke				
IL-15		1	V1C					
IL-16		1	V1C					
IL-17	5.0	1	V1C PO		3-4	1.5	3	Texture mylonitique ; MV+
IL-18	5.0	1	V1C PO		3	0.5	1	Texture mylonitique ; BO+ près de I3A
		2	I3A	Filon-couche				15% FP
IL-19	5.0	1	V1C PO		2	0.5	1.5	1-3% BO, MV+, tr MG et GR
IL-20	5.0	1	V1C PO	Fragmentaire	2-3	0.5	3	Idem à IL-08 et semblable à unité fragmentaire sur Lingo Sud ; jusqu'à 20% HB
IL-21	5.0	1	V1C PO	Fragmentaire				Idem à IL-20
IL-22	5.0	1	V1C PO	Fragmentaire				Idem à IL-20
IL-23	4.0	1	V1/V2	Fragmentaire	1-2	1.5	5	Tuf ? ; matrice à HB-BO-GR-MG et fragments felsiques (V1C PO)
IL-24	4.5	1	V1C PO		2	0.5	1.5	tr-1% GR, tr MG
IL-25		1	I3A	Filon-couche				Magnétique
		1	V1C PO		10-15	0.5	5	Localement EP+
IL-26	5.0	2	V1C PO	Faciès altéré ?				Bien foliée ; EP+, SF+ et MG+
		3	I3A	Filon-couche				

## Annexe II : Description sommaire des observations par station

Station	Indice d'anisotropie planaire	Lithologies			Phénocristaux de QZ			Remarques
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)	Dmax (mm)	
IL-27	5.0	1	V1C PO		5	0.5	4	tr GR
		2	V1C PO	Faciès altéré ?				BO+, EP+, MG+, tr GR et tr SF
		3	I2D	Dyke				
IL-28	5.0	1	V1C PO		1-2	0.5	1.5	
IL-29	5.0	1	V1C PO					
		2	V1C PO	Fragmentaire				tr GR, 1% SF, tr MG ; injectée de veinules QZ
IL-30	5.0	1	V1C PO		3-5	1	4	Texture mylonitique ; MV+
IL-31	5.0	1	V1C PO					Forte altération : EP+, BO+, tr-1% SF, tr-1% MG ; injectée de dykes I3A et de VQZ ; tr-1% GR
IL-32	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire				tr GR
IL-33	4.0	1	I1D PO		15	2	6	10% BO, MV+, tr Ep
		1	V1C PO		7-8	1	3	Texture mylonitique ; MV+, BO+, EP+
IL-34	5.0	2	I3A	Filon-couche				
		3	VQZ					
IL-35	5.0	1	V1C PO		3-4	0.5	1.5	Minces lentilles verdâtres (MV+)
		1	V1C PO					Schisteux ; MV++, BO+
IL-36	5.0	2	V1C PO					Schisteux ; horizons SF semi-massifs à massifs + fines VQZ transposées et bouninées
IL-37	5.0	1	V1C PO					Schisteux ; texture mylonitique ; MV++, BO+
IL-38	5.0	1	V1C PO					
IL-39	4.5	1	V1C PO		7-8	0.5	3	Lentilles verdâtres (MV+)
IL-40	4.5	1	V1C PO		1-2			
IL-41	4.5	1	V1C PO		3-4	1	2	MV+
IL-42	5.0	1	V1C PO					Schisteux ; MV+
		1	V1C PO		10	1	2	
IL-43	4.0	2	I2	Dyke				Dyke à phénocristaux de FP (20 cm d'épaisseur)
IL-44	4.5	1	V1C PO					
IL-45	4.5	1	V1C PO		7-10	1.5	3	MV+, porphyroblastes de GR
IL-46	4.5	1	V1C PO		10	2	5	3% porphyroblastes de GR
IL-47	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire		1	5	Porphyroblastes de GR
								Fragments de V1C (1-20cm) dans une matrice riche en BO ± MG
IL-48	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire	5	1.5	6	
		2	I3A					Dyke transposé
IL-49	4.5	1	V1C PO		5			Horizon plus ou moins bréchique
								Texture mylonitique ; porphyroblastes GR ; légèrement magnétique
IL-50	4.5	1	V1C PO		5-7			
		2	I2/I3 lampro.	Dyke				MV+, tr GR
IL-51	3.0	1	V1C PO	Fragmentaire	5			MV++, BO+, EP+, (MG)
IL-52	3.5	1	V1C PO	Fragmentaire	5	1.5	4	MV, BO, (MG), porphyroblastes de GR

## Annexe II : Description sommaire des observations par station

Station	Indice d'anisotropie planaire	Lithologies			Phénocristaux de QZ			Remarques
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)	Dmax (mm)	
IL-53	4.5	1	V1C PO		4-5	1.5	4	MV+, BO+
IL-54	4.5	1	V1C PO					MV+++
		1	V1C PO					
IL-55	5.0	2	I3A	Dyke				Phénocristaux de FP
		3	I2					Porphyroblastes de GR
IL-56	5.0	1	V1C PO			1	4	
		2	VQZ					Veine transposée avec SP-PY-VG
IL-57	5.0	1	V1C PO		tr			BO, tr GR
IL-58	5.0	1	V1C PO		5	1.5	3.5	MV+, Si+
IL-59	5.0	1	V1C PO		5	1.5	3.5	MV+, Si+
IL-60	3.5	1	I1	Dyke				QZ-FP (GR) (PY) ; lamines de MG-BO de 2-3mm
		2	V3B					HB-PG-QZ (BO)
IL-61	3.5	1	I1	Dyke				QZ-FP (GR) (PY) ; lamines de MG-BO de 2-3mm
		2	V3B					HB-PG-QZ (BO)
IL-62	3.5	1	V3B					HB-FP (PY)
IL-63	3.5	1	V3B					HB chloritisée, FP
IL-64	3.5	1	I1	Dyke				2-3% BO
		2	V3B					HB-FP (BO) (PY)
		1	I1	Dyke	2-3			2-3% BO, 1% PY ; lamines plus riches en BO
IL-65	3.5	2	V3B					HB-BO-FP (MG)
		3	I3A	Dyke				HB-FP
		1	V1C PO	FLA	15-20	2	7	BO, MV, tr PY
		2	I1D PO	Dyke	10			Plus riche en BO que l'unité FLA
IL-66	5.0	3	I3A	Filon-couche				Contact V1C/I3A transposé et bréchifié
		4	I3	Dykes				
		5	VQZ	Môman				
		6	S	SFDL				
IL-67	5.0	1	V1C PO	Laminée				
		1	V1C PO	FLA				MV+++ et tr-1% PY dans les épontes des VQZ
		2	V1C PO	Laminée				
IL-68	5.0	3	I3A					
		4	I2/I3 lampro.	Dyke				
		5	VQZ	Grenouille 2				
		1	V1C PO	FLA	10-15	2	6	Texture mylonitique ; MV+ en bordure de la VQZ
		2	I3A	ou V3B ?				Rubanement compositionnel
IL-69	5.0	3	S	SFDL				BO-QZ-EP-HB, tr PY ; lentilles vert foncé plissées (S <sub>0</sub> )
		4	VQZ	FDL				
		5	I2/I3 lampro.	Dykes				
IL-70	4.5	1	V1C PO	FLA	5-7	1.5	7	



## Annexe II : Description sommaire des observations par station

Station	Indice d'anisotropie planaire	Lithologies			Phénocristaux de QZ			Remarques
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)	Dmax (mm)	
IL-71	4.5	1	V1C PO	FLA	7	1.5	7	
IL-72	4.5	1	I3A					35% FP, 65% HB ; magnétique ; localement CL+
IL-73	5.0	1	I3A					CL++ ; magnétique ; lentilles de V1
		2	V1C PO		tr-2	0.5	1	Texture mylonitique ; MV++
IL-74	5.0	1	V1C PO	Fragmentaire				Texture mylonitique ; MV++ ; fragments lenticulaires brunâtres ; plissement intrafolial important
		2	I3A	Dyke				
		3	I2/I3 lampro.	Dyke				Phénocristaux de HB ; CL+
IL-75	5.0	1	V1C PO	Fragmentaire				Schisteux ; texture mylonitique, MV++, injectée de VQZ
		2	I3A					idem à litho 1 de IL-73
IL-76	5.0	1	V1C PO					Schisteux ; MV++, tr GR ; injectée de VQZ boudinées
IL-77	5.0	1	V2 TU	Fragmentaire				Schisteux ; MV++ (MG)
IL-78	4.0	1	V3B					Veinules et lamines riches en MG-QZ
IL-79	3.5	1	I4/V4					HB-CL-MG ; fortement magnétique
IL-80	4.0	1	V2/V3					10-15% BO ; veinules de QZ
		1	I1 PO					35% phénocristaux de FP (dm: 2,5mm)
		2	V3B					HB-FP (MG)
		3	I1	Dyke				BO, (AM), (MG)
IL-81	4.0	4	I1G					
		1	V1C PO		tr	0.5	1	
		1	V1					BO, MV (MG) ; granulométrie très fine
IL-83	4.0	2	I3A	Dyke				Magnétique
IL-84	3.5	1	V1C					BO ; couleur grise à grain fin
IL-85	4.0	1	I3A					Texture ocellée à porphyroblastes de HB
IL-86	4.0	1	V1C PO					BO, MV (MG)
		2	VQZ					VQZ (laiteux) ± EP-HB-CL ; discordante et d'orientation N-E
IL-87	4.0	1	I3A					Fine granulométrie ; CL+ ; veinules de FK-EP-HB-CL ± PY
IL-88	4.5	1	V1	laminée				BO (RU?) ; granulométrie fine
IL-89	4.5	1	I3A					Magnétique ; EP+
		1	V1C PO			1	3	BO, MV (MG)
		2	I3A	dyke				
IL-90	5.0	3	VQZ					Veine formant un pli d'asymétrie "Z"
		1	V1C PO					MV, BO (CL, EP)
IL-92	4.5	1	V1C PO					BO+
IL-93	4.5	1	V1C PO					BO++ (PY)
IL-94	4.5	1	V1C PO					
IL-95	5.0	1	V1C PO					
IL-96	5.0	1	V1C PO					MV++, BO (PY) ; légèrement magnétique
		2	I3A	dyke				

## Annexe II : Description sommaire des observations par station

Station	Indice d'anisotropie planaire	Lithologies		Phénocristaux de QZ			Remarques	
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)		Dmax (mm)
IL-97	4.5	1	V1C PO					MV++, BO (PY)
IL-98	4.0	1	V1C PO		6-7	1	3	
IL-99	5.0	1	V1C PO		5-7	1	3.5	MV++, BO+, CL+, EP+ ; injectée de VQZ
		2	I3A					Magnétique
		1	V1C PO					MV++, BO ; minces lentilles de MV+QZ
IL-100	5.0	2	I3A					EP+, injecté de veinules de QZ-CB
		3	I2/I3 lampro.	Dyke				Phénocristaux de BO
		4	I2J					Phénocristaux de PG
		1	V1C PO					MV+++, BO
IL-101	5.0	2	VQZ					Veine transposée
		1	V1C PO		5-7	0.5	3.5	Texture mylonitique ; MV +++ dans l'éponte de VQZ
IL-102	5.0	2	VQZ					Veine transposée, tr PY
		1	V1C PO		7-8	1	3.5	
IL-103	4.5	1	V1C PO		10	2	3	MV++
IL-104	4.5	1	V1C PO					Texture gneissique ; QZ-FP-BO-HB
IL-105		1	V3B					QZ-MV-BO (CL) ; porphyroblastes de GR jusqu'à 1,5cm
IL-106	4.5	1	V1/V2 ?					Lits plus foncés (ou dykes de I3A?) et horizons SF+
IL-107	5.0	1	S3					MV+++, BO (MG) ; 5-10% PY formant de fines lentilles // S <sub>0</sub>
		1	V1C PO					Brèche ou tuf compacté ? MV+++, 1% PY
		2	V1C PO	Laminée				Phénocristaux de HB et BO
IL-108	5.0	3	I3O (lamproph.)					HB-FP (CL) ; légèrement magnétique
		1	I3A					Aiguilles d'AM
IL-109	5.0	2	I2J					Texture mylonitique
		1	V1C PO		4-5	1.5	3	Texture mylonitique ; porphyroblastes de GR
IL-110	5.0	1	V1C PO		7-8	1	2.5	MV+, BO
IL-111	5.0	1	V1C PO		7-8	1	3.5	BO+, 1% PY-PO, porphyroblastes de GR ; magnétique
IL-112	4.5	1	V1C PO	Fragmentaire				BO, MV, tr PO ; texture mylonitique
IL-113	4.5	1	V1C PO		10	0.5	2	
IL-114	4.5	1	V1C PO					MV++, BO
IL-115	4.5	1	I1D PO		4	0.5	2	BO+
IL-116	4.5	1	V1C PO					Fragments de V1C dans matrice riche en BO (MG)
		1	V1C PO					Dyke boudiné
IL-117	4.5	2	V1C PO	Fragmentaire				85% HB ; 15%FP à grain fin
		3	I3A	Dyke				Grain fin
IL-118	4.5	1	V3B					Si+, altération rose (séricite ?), BO+
IL-119	5.0	1	V3B					MV++ ; horizons avec lamines de PY
IL-120	5.0	1	V1	Laminée				Dyke transposé
IL-121	5.0	1	V1	Laminée				
		2	I3A	Dyke				
IL-122	5.0	1	V1	Laminée				
		2	V1	Faciès altéré				Forte altération alumineuse : roche à KY-MV-QZ

## Annexe II : Description sommaire des observations par station

Station	Indice d'anisotropie planaire	Lithologies		Phénocristaux de QZ			Remarques	
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)		Dmax (mm)
IL-123	5.0	1	V2/V3 TU					HB (MG)
IL-124	5.0	1	V1C PO					MV++ (BO) ; texture mylonitique
IL-125	5.0	1	V1C PO		2	0.5	1	MV+ ; texture mylonitique
IL-126	5.0	1	I1D PO		7-8	2	7	MV+++ , BO, tr-2% SF ; injection de veinules et VQZ
IL-127	5.0	1	V1C PO	Laminée				Texture mylonitique ; tr GR et MG ; lentilles de MV
		2	I3A	Filon-couche				V3B?
IL-128	4.5	1	V1C PO	FLA	10-15	1	5	
IL-129	4.5	1	V1C PO	FLA	10	1.5	5	
IL-130	5.0	1	V1C PO					Texture mylonitique ; injectée de veinules QZ
IL-131	4.5	1	V1C PO					BO+ , tr MG, tr-1% GR, tr SF, magnétique
		1	I1D					Tonalite de Lingo : roche grenue à grain fin avec ~37% QZ, 45% FP, 10% BO, 6% MV, 2% EP-HB et tr SF
		2	I3A	Dykes				Dykes transposés ; HB (CL+)
		3	I2/I3 lampro.	Dykes				
IL-132	4.5	4	VQZ+CB	Lingo Est				Lentille de CC de ~2m dans VQZ
		1	V1C PO	Laminée	7-8	1	5	
		2	I1/I3	Dyke bréchique				Brèche à matrice tonalitique et fragments mafiques
		1	V1C PO					
IL-133	5.0	2	I1D					Tonalite de Lingo
		3	I3A	Dyke				Dyke transposé
		4	V3B					Phénocristaux de PG
		5	VQZ	Lingo Ouest				
IL-134	5.0	1	V1C PO	Laminée				Flow banding ?
		2	VQZ					Veine au contact fortement transposé entre V1/V3
		1	V1/V2 TU					
IL-135	5.0	2	I3A	Dykes				
		3	V3B					
		4	I2/I3 lampro.	Dykes				
IL-03-01								
IL-03-02		1	V1C PO					EP+
		2	I3A					Veines transposées ; halos de PY+ (5-10% PY) en bordures des veines
		3	VQZ					MG+ , riche en GR
IL-03-03		1	V1C PO					Tuf à lapilli et à blocs
		2	V1 TU					Rubanement compositionnel ; phénocristaux de PG
		3	V3B					Lentilles métriques dans V1 et au contact V1/V3
		4	SF	massifs				

**Annexe II : Description sommaire des observations par station**

Station	Indice d'aniso- tropie planaire	Lithologies			Phénocristaux de QZ			Remarques
		Id	Code litho.	Faciès	%	Dm (mm)	Dmax (mm)	
IL-03-04		1	V1					Zones sulfurées
IL-03-05		1	V1					Zones sulfurées avec nombreuses veinules QZ
IL-03-06		1	I1					Grain moyen ; QZ-FP-BO ; injectée de veinules QZ
		2	V1 TU					Tuf bien lité
IL-03-07		1	V1					Riche en GR
		2	I3A	Dykes				
		3	SF					Horizons sulfurés dans V1 près des dykes I3A
IL-03-08		1	V1C PO					Unité riche en GR et BO ; horizons PY+ (5% PY) et EP+
		2	I3A					Dyke riche en GR, EP, BO et MG près du contact avec VQZ
		3	VQZ					Veine plissée ; VG dans la charnière; au contact V1/I3A
IL-03-09		1	V1C PO	FLA	20	2	10	Unité très massive avec phénocristaux de QZ grossiers
		2	VQZ					Nombreuses VQZ (1-10cm) transposées
		3	I1	Dyke				

Dm : diamètre moyen

Dmax : diamètre maximal

**ANNEXE III****LISTE DES ÉCHANTILLONS**

## Annexe III : Liste des échantillons

Echantillon	Station	Orientation	Lames minces	Remarques
AQ-01-01	IL-02	063/34	AQ-01-01A	V1 avec plis ondulants affectant Sp
AQ-01-02	IL-03	086/49	AQ-01-02A	
AQ-01-03	IL-08	258/29	AQ-01-03A	Unité fragmentaire avec litage primaire transposé
AQ-01-04	IL-11	036/76	AQ-01-04A, AQ-01-04B	Nature de la roche (fragments ?) ; shear bands ?
AQ-01-05	IL-14	098/58	AQ-01-05A, AQ-01-05B	V1 ou V1 TU ? ; Comparer avec AQ-01-03
AQ-01-06	IL-23	200/62	AQ-01-06A, AQ-01-06B	V1/V2 TU altérée ? ; Grenats
AQ-01-07	IL-29	060/36	AQ-01-07A	Plis intrafoliaux ou flow banding ?
AQ-01-08	IL-33	089/66	AQ-01-08A, AQ-01-08B	I1D ou V1C ? ; Ombres de pression ?
AQ-01-09	IL-36	070/53	AQ-01-09A, AQ-01-09B	Plis Pp ? ; Shear bands ?
AQ-01-10	IL-37	074/46	AQ-01-10A	Flow banding?
AQ-01-11	IL-38	068/14	AQ-01-11A	Clivage (Sp+1)
AQ-01-12	IL-46	302/24	AQ-01-12A, AQ-01-12B	Recristallisation métamorphique (texture gneissique ?)
AQ-01-13	IL-49	102/72	AQ-01-13A, AQ-01-13B	Porphyroblastes grenat
AQ-01-14	IL-61	300/36	AQ-01-14A, AQ-01-14B	V3B ; shear-band ? ; VQZ boudinée
AQ-01-15	IL-63	352/35	AQ-01-15A, AQ-01-15B	V3B
AQ-01-16	IL-65	000/37	AQ-01-16A <sub>1</sub> , AQ-01-16A <sub>2</sub>	V3B injecté d'un dyke felsique SF+ transposé
AQ-01-17	IL-66	012/90	AQ-01-17A, AQ-01-17B	Unité FLA altérée et injectée de veinules QZ (éponte veine Moman)
AQ-01-18	IL-66	220/70	AQ-01-18A, AQ-01-18B	Unité FLA moins altérée (plus distale) sur Moman
AQ-01-19	IL-68	045/15	AQ-01-19A <sub>1</sub> , AQ-01-19A <sub>2</sub>	20% unité FLA très altérée et injectée de 80% VQZ sur Grenouille 2
AQ-01-20	IL-68	130/82	AQ-01-20A <sub>1</sub> , AQ-01-20A <sub>2</sub> , AQ-01-20B	Unité FLA moyennement altérée sur Grenouille 2
AQ-01-21	IL-68	205/86R	AQ-01-21A, AQ-01-21B	Unité FLA peu altérée (distale) sur Grenouille 2
AQ-01-22	IL-69	080/35	aucune	Contact I3A (ou V3B ?) / unité SFDL, Sp-1 replissée ?
AQ-01-23	IL-69	100/55	AQ-01-23A, AQ-01-23B	Unité SFDL : litage primaire transposé
AQ-01-24	IL-69	108/29	AQ-01-24A <sub>1</sub> , AQ-01-24A <sub>2</sub>	Contact I3A (ou V3B ?) / unité FLA
AQ-01-25	IL-74	145/57	AQ-01-25A, AQ-01-25B	Plissement intrafolial
AQ-01-26	IL-80	090/54	AQ-01-26A <sub>1</sub> , AQ-01-26A <sub>2</sub> , AQ-01-26B	Pli d'entraînement matérialisé par S <sub>0</sub> , Sp et un dyke lampro. (Sp replissée)
AQ-01-27	IL-81	170/58R	AQ-01-27A, AQ-01-27B	Granodiorite / diorite ? ; Phénocristaux de QZ et PG ? ; indicateurs de cisaillements ?
AQ-01-28	IL-84	105/60	AQ-01-28A	Texture gneissique ? Plis ? Fragments ?
AQ-01-29	IL-85	128/90	AQ-01-29A, AQ-01-29B	V3B ; Shear bands ?
AQ-01-30	IL-88	005/59	AQ-01-30A	V1 avec flow banding ?
AQ-01-31	IL-90	355/38	AQ-01-31A	Altération indice Z-1 ?
AQ-01-32	IL-95	080/70	AQ-01-32A <sub>1</sub> , AQ-01-32A <sub>2</sub>	
AQ-01-33	IL-96	354/33	AQ-01-33A	Texture gneissique ?
AQ-01-34	IL-98	012/75	AQ-01-34A	
AQ-01-35	IL-100	205/62	AQ-01-35A, AQ-01-35B	Altération indice de la veine "Elle" ?
AQ-01-36	IL-102	022/87R	AQ-01-36A, AQ-01-36B	Éponte d'une veine : altération ? ; Ombre de pression ?
AQ-01-37	IL-106	095/42	AQ-01-37A	Unité gneissique à grenats
AQ-01-38	IL-107	112/75	AQ-01-38A, AQ-01-38B <sub>1</sub> , AQ-01-38B <sub>2</sub>	V2 TU SF+ avec VQZ recoupée par une lentille verte (nature ?) ; Boudins en section // Lé
AQ-01-39	IL-108	120/82R	AQ-01-39A, AQ-01-39B	V1 laminée (tuf ?) , MV+++ avec lamines de SF // S <sub>0</sub>
AQ-01-40	IL-50	121/74	AQ-01-40A, AQ-01-40B	
AQ-01-41	IL-52	055/64	AQ-01-41A, AQ-01-41B	V1C béchique avec porphyroblastes de grenats ; Indicateurs de cisaillement ?
AQ-01-42	IL-26	062/65	AQ-01-42A	V1C MV+
AQ-01-43	IL-113	055/35	AQ-01-43A, AQ-01-43B	V1C bréchique magnétique

## Annexe III : Liste des échantillons

Echantillon	Station	Orientation	Lames minces	Remarques
AQ-01-44	IL-114	090/55	AQ-01-44A, AQ-01-44B	Ombres de pressions ?
AQ-01-45	IL-116	235/40	AQ-01-45A	
AQ-01-46	IL-119	108/58	AQ-01-46A, AQ-01-46B	V3B
AQ-01-47	IL-120	120/36	AQ-01-47A	Pli $P_p$ affectant $S_0$
AQ-01-48	IL-121	070/90	AQ-01-48A, AQ-01-48B	Pli $P_p$ affectant $S_0$
AQ-01-49	IL-125	310/82	AQ-01-49A	
AQ-01-50	IL-126	332/84R	AQ-01-50A, AQ-01-50B	Unité FLA altérée et injectée de veinules QZ
AQ-01-51	IL-127	081/42	AQ-01-51A	V1C avec Sp plus pénétrative ?
AQ-01-52	IL-128	120/70	AQ-01-52A, AQ-01-52B	Indicateurs de cisaillement?
AQ-01-53	IL-131	082/68	AQ-01-53A, AQ-01-53B	V1C
AQ-01-54	IL-132	025/54	AQ-01-54A, AQ-01-54B	I1D de Lingo : ~2m de la veine Lingo E
AQ-01-55	IL-133	232/40R	AQ-01-55A, AQ-01-55B	V1C ou I1D avec Sp plus pénétrative ?
AQ-01-56	IL-134b	086/78	AQ-01-56A, AQ-01-56B	Dyke de I3A transposé : ancienne fabrique préservée ?
AQ-01-57	IL-135	025/04	AQ-01-57A <sub>1</sub> , AQ-01-57A <sub>2</sub> , AQ-01-57B	Contact V1/V3 fortement transposé et VQZ plissée et démembrée
AQ-01-58	IL-66	107/18	AQ-01-58A, AQ-01-58B	Unité FLA (15-20% phéno. QZ) injectée d'un dyke I1 à BO (10% phéno. QZ)
AQ-01-59	IL-66	027/31	aucune	Brèche au contact V1C/I3A
AQ-01-60	IL-69	095/33	AQ-01-60A <sub>1</sub> , AQ-01-60A <sub>2</sub> , AQ-01-60B	Unité SFDL injectée d'un dyke de lamprophyre empreint de Sp
AQ-01-61	IL-69	075/14	AQ-01-61A	Unité SFDL dans chamière d'un pli $P_p$ : $S_{p-1}$ préservée dans lentilles plissées ?
AQ-01-62	IL-74	076/35	AQ-01-62A, AQ-01-62B	Plissement intrafolial
AQ-01-63	IL-74	220/05	AQ-01-63A	Lamprophyre empreint de $S_{p+1}$ et Lé et recoupant Sp dans dyke I3A et V1C
AQ-01-64	IL-74	062/00	aucune	Fragment transposé
AQ-01-65	IL-132	029/55	AQ-01-65A, AQ-01-65B	I1D de Lingo dans l'éponte de la veine Lingo Est
AQ-01-66	IL-132	342/82	AQ-01-66A, AQ-01-66B	Veine Lingo Est : lentille de calcite rose
AQ-01-67	IL-132	070/72	AQ-01-67A	Veine Lingo Est : SF concentrés autour d'un fragment d'encaissant altéré
AQ-01-68	IL-133	104/52	AQ-01-68A, AQ-01-68B	Dyke bréchique: fragments mafiques avec bordure altérée en BO dans matrice I1D
AQ-01-69	IL-134	100/58	AQ-01-68A, AQ-01-68B	V3B à phénocristaux de PG ; Shear bands ?
AQ-01-70	IL-03	068/47	AQ-01-70A1, AQ-01-70A2	Dyke de I3A avec bordures transposées recoupant VQZ sur Lingo Sud
AQ-01-71	IL-108	034/61	AQ-01-71A, AQ-01-71B	V1C phéno. QZ laminée SF+ : V1 TU très compacté ?
AQ-01-72	IL-108	087/75	AQ-01-72A, AQ-01-72B	Lamprophyre empreint de Sp et SF+ ; Shear bands ?
AQ-01-73	IL-136	227/81	AQ-01-73A, AQ-01-73B	V1/V2 TU SF+
AQ-01-74	IL-136	262/45	AQ-01-74A, AQ-01-74B	V1/V2 TU
AQ-01-75	IL-136	280/25	AQ-01-75A, AQ-01-75B	V1/V2 TU
AQ-01-76	IL-136	107/84	AQ-01-76A	V1/V2 TU avec lentilles de SF suivant $S_0$
AQ-01-77	IL-03-08		AQ-01-77A, AQ-01-77B <sub>1</sub> , AQ-01-77B <sub>2</sub>	Veine Isabelle avec VG++ près de la bordure de la veine
AQ-01-78	IL-134		AQ-01-78A, AQ-01-78B	Veine Lingo Ouest avec éponte altérée et VG
AQ-01-79	IL-03-08		aucune	Remobilisation de l'or dans fracture tardive



## **ANNEXE IV**

### **Liste des mesures structurales**

## Annexe IV : Liste des mesures structurales

Station	Mesures planaires				Mesures linéaires				
	Id	Type	Dir	Pen	Id	Type	Dir	PI	Ac (H)
IL-01	1	Sp	232	27	2	Lé	7	21	130
IL-02	1	Sp	236	31	2	Lé	13	18	
IL-03	1	Sp	251	29	2	Lé	10	25	125
IL-03					3	Ap <sub>p+1</sub>	7	31	
IL-03	4	Pa <sub>p</sub>	251	29	5	Ap <sub>p</sub>	10	25	
IL-03	6	Dy	200	70					
IL-03	7	Dy	210	52					
IL-04	1	Sp	283	24	2	Lé	7	21	92
IL-04	3	Pa <sub>p+1</sub>	4	85	4	Ap <sub>p+1</sub>	4	26	
IL-05	1	Sp	262	26	2	Lé	12	26	
IL-06	1	Sp	255	28	2	Lé	13	26	
IL-07	1	Sp	255	23	2	Lé	15	20	123
IL-08	1	Sp	255	27	2	Lé	10	19	112
IL-09	1	Sp	269	29	2	Lé	4	24	93
IL-10	1	Sp	245	38	2	Lé	5	32	
IL-11					1	Lé	360	34	
IL-13	1	Sp	256	26	2	Lé	18	24	
IL-14	1	Sp	256	20	2	Lé	6	20	110
IL-15	1	Sp	262	29	2	Lé	20	24	
IL-16	1	Sp	255	25	2	Lé	15	18	
IL-17	1	Sp	266	18	2	Lé	8	17	
IL-18	1	Sp	232	25	2	Lé	4	23	103
IL-19	1	Sp	288	26	2	Lé	13	26	90
IL-19	3	Sp	305	26	4	Lé	17	23	75
IL-19	5	Sp	322	28	6	Lé	18	27	60
IL-20	1	Sp	282	23	2	Lé	8	18	90
IL-22	1	Sp	272	26	2	Lé	10	24	90
IL-23	1	Sp	252	20	2	Lé	16	16	108
IL-24	1	Sp	245	30	2	Lé	8	24	110
IL-25	1	Sp	282	28	2	Lé	5	23	95
IL-26	1	Sp	258	30	2	Lé	8	30	116
IL-26	3	Sp	260	36	4	Lé	7	32	105
IL-27	1	Sp	250	33	2	Lé	10	25	97
IL-27	3	Sp	253	26	4	Lé	12	23	112
IL-28	1	Sp	250	25	2	Lé	12	22	112
IL-29	1	Sp	245	30	2	Lé	7	26	122
IL-29	3	Sp	250	28	4	Lé	5	26	115
IL-30	1	Sp	270	25	2	Lé	12	25	107
IL-32	1	Sp	244	30	2	Lé	15	20	
IL-33	1	Sp	230	30					
IL-34	1	Sp	225	42	2	Lé	4	27	134
IL-35	1	Sp	236	31	2	Lé	15	28	
IL-36	1	Sp	255	23	2	Lé	5	23	105
IL-37	1	Sp	235	40	2	Lé	13	28	130
IL-38	1	Sp	275	25	2	Lé	17	17	102

## Annexe IV : Liste des mesures structurales

Station	Mesures planaires				Mesures linéaires				
	Id	Type	Dir	Pen	Id	Type	Dir	Pl	Ac (H)
IL-39	1	Sp	238	30	2	Lé	14	25	134
IL-40	1	Sp	225	34	2	Lé	15	20	
IL-41	1	Sp	258	25	2	Lé	8	22	120
IL-42	1	Sp	282	26	2	Lé	3	20	90
IL-42	3	Pa <sub>p+1</sub>	25	90	4	Ap <sub>p+1</sub>	13	22	
IL-44	1	Sp	260	32	2	Lé	25	26	128
IL-45	1	Sp	262	36	2	Lé	8	24	110
IL-47	1	Pa <sub>p+1</sub>	218	70	2	Ap <sub>p+1</sub>	25	20	
IL-49	1	Sp	228	40	2	Lé	8	27	135
IL-50	1	Sp	246	32	2	Lé	11	27	120
IL-51	1	Sp	248	30	2	Lé	10	26	123
IL-52	1	Sp	250	34	2	Lé	20	24	126
IL-53	1	Sp	240	36	2	Lé	7	28	125
IL-54	1	Sp	251	21					
IL-55	1	Sp	245	30	2	Lé	15	25	128
IL-56	1	Sp	270	29	2	Lé	12	23	97
IL-57	1	Sp	270	25	2	Lé	5	24	97
IL-58	1	Sp	255	27	2	Lé	3	26	105
IL-60	1	Sp	346	25					
IL-61	1	Sp	305	26					
IL-62	1	Sp	328	24					
IL-63	1	Sp	352	26	2	Lé	10	5	
IL-64	1	Sp	353	26					
IL-65	1	Sp	358	50					
IL-66	1	Sp	245	38	2	Lé	10	32	122
IL-66	3	Sp	276	30	4	Lé	10	28	93
IL-66	5	Sp	285	36	6	Lé	20	34	93
IL-66	7	Sp	280	30	8	Lé	10	30	90
IL-66	9	Sp	295	39	10	Lé	13	37	80
IL-66	11	Sp	235	40	12	Lé	5	32	130
IL-66	13	Pa <sub>p</sub>	285	36	14	Ap <sub>p</sub>	12	34	
IL-67	1	Sp	247	44	2	Lé	12	36	120
IL-68	1	Sp	245	37	2	Lé	9	34	122
IL-68	3	Pa <sub>p+1</sub>	5	90	4	Ap <sub>p+1</sub>	22	30	
IL-68	5	Pa <sub>p+1</sub>	360	70	6	Ap <sub>p+1</sub>	5	27	
IL-68	7	Sp	242	42	8	Lé	11	38	125
IL-68	9	Sp	260	35	10	Lé	12	32	120
IL-68	11	Sp	260	35	12	Lé	10	33	105
IL-68	13	Sp	240	33	14	Lé	10	32	120
IL-68	15	Pa <sub>p</sub>	260	35	16	Ap <sub>p</sub>	10	33	
IL-69	1	Sp	270	38	2	Lé	16	35	105
IL-69	3	Sp	277	35	4	Lé	18	34	95
IL-69	5	Sp	255	40	6	Lé	19	36	110
IL-69	7	Sp	270	38	8	Lé	17	36	105
IL-69	9	Sp	263	39	10	Lé	15	37	

## Annexe IV : Liste des mesures structurales

Station	Mesures planaires				Mesures linéaires				
	Id	Type	Dir	Pen	Id	Type	Dir	PI	Ac (H)
IL-69	11	Pa <sub>p</sub>	255	40	12	Ap <sub>p</sub>	18	36	
IL-70	1	Sp	235	45	2	Lé	19	30	
IL-71	1	Sp	250	36	2	Lé	16	26	
IL-72	1	Sp	250	33	2	Lé	20	25	
IL-73	1	Sp	250	33	2	Lé	15	30	125
IL-73	3	Pa <sub>p+1</sub>	17	90	4	Ap <sub>p+1</sub>	17	25	
IL-73					5	Ap <sub>p+1</sub>	15	25	
IL-73	6	Sp	232	46	7	Lé	18	33	
IL-74	1	Sp	247	38	2	Lé	10	35	130
IL-74	3	Pai	222	60	4	Ap <sub>i</sub>	22	29	
IL-74					5	Ap <sub>i</sub>	30	22	
IL-74					6	Ap <sub>i</sub>	20	25	
IL-74	7	Sp	250	36					
IL-74	8	Sp	262	40					
IL-74	9	Sp	305	20					
IL-74	10	Sp	315	27					
IL-74	11	Sp	240	35	12	Lé	8	28	117
IL-75	1	Sp	230	38	2	Lé	12	28	135
IL-75	3	Pa <sub>p+1</sub>	22	90	4	Ap <sub>p+1</sub>	22	20	
IL-76	1	Sp	228	40					
IL-77	1	Pa <sub>p+1</sub>	30	82	2	Ap <sub>p+1</sub>	18	25	
IL-78	1	Sp	355	38	2	Lé	6	22	24
IL-80	1	Sp	315	32	2	Lé	22	26	73
IL-80	3	Pai	328	20	4	Ap <sub>i</sub>	20	22	
IL-80a	1	Sp	344	37	2	Lé	12	20	37
IL-81	1	Sp	350	32					
IL-83	1	Sp	352	33	2	Lé	14	22	30
IL-84	1	Sp	335	30					
IL-85	1	Sp	346	32					
IL-86	1	Sp	319	29	2	Lé	24	28	
IL-87	1	Sp	335	25					
IL-88	1	Sp	5	54	2	Lé	20	25	
IL-89	1	Sp	335	40	2	Lé	25	35	54
IL-90	1	Sp	5	40	2	Lé	15	20	
IL-91	1	Sp	330	30	2	Lé	22	15	53
IL-92					1	Lé	18	23	
IL-93	1	Sp	360	40	2	Lé	22	20	
IL-94	1	Sp	305	33	2	Lé	22	30	58
IL-95	1	Sp	352	48	2	Lé	22	18	
IL-95	3	Sp	325	28					
IL-96	1	Sp	354	33	2	Lé	20	18	
IL-97	1	Sp	350	42	2	Lé	18	18	
IL-97	3	Sp	325	20					
IL-98	1	Sp	280	28	2	Lé	15	27	
IL-99	1	Sp	290	26	2	Lé	17	26	90

## Annexe IV : Liste des mesures structurales

Station	Mesures planaires				Mesures linéaires				
	Id	Type	Dir	Pen	Id	Type	Dir	PI	Ac (H)
IL-99					3	Ap <sub>p+1</sub>	19	26	
IL-99	4	Sp	340	30	5	Lé	15	24	
IL-99	6	Sp	295	25					
IL-99	7	Pa <sub>p</sub>	290	30	8	Ap <sub>p</sub>	16	26	
IL-99	9	VQZ	332	36					
IL-99	10	VQZ	348	35					
IL-99	11	VQZ	355	52					
IL-99	12	Sp	290	32		Lé	16	26	
IL-100	1	Sp	312	30	2	Lé	20	30	78
IL-101	1	Sp	285	32	2	Lé	12	32	90
IL-102	1	Sp	225	40	2	Lé	15	23	143
IL-103	1	Sp	215	30					
IL-104	1	Sp	235	38	2	Lé	8	34	
IL-105	1	Sp	330	20	2	Lé	28	15	63
IL-106	1	Sp	262	18	2	Lé	27	15	130
IL-107	1	Sp	263	35	2	Lé	15	33	
IL-108	1	Sp	280	25	2	Lé	12	24	94
IL-108	3	Pa <sub>p+1</sub>	205	82	4	Ap <sub>p+1</sub>	10	15	
IL-108	5	Sp	275	22	6	Lé	22	12	107
IL-108	7	Sp	280	3					
IL-109	1	Sp	230	24					
IL-110	1	Sp	270	21	2	Lé	15	20	105
IL-111	1	Sp	270	24	2	Lé	8	21	
IL-112	1	Sp	265	26	2	Lé	9	25	102
IL-113	1	Sp	235	35	2	Lé	10	25	
IL-114	1	Sp	247	34					
IL-115	1	Sp	222	34					
IL-116	1	Sp	250	28	2	Lé	5	28	
IL-117	1	Sp	240	35	2	Lé	5	31	123
IL-118	1	Sp	295	23					
IL-119	1	Sp	228	55	2	Lé	22	28	143
IL-120	1	Sp	308	35	2	Lé	15	33	80
IL-120	3	Pa <sub>p</sub>	308	32	4	Ap <sub>p</sub>	18	30	
IL-120	5	Sp	295	35	6	Lé	25	35	90
IL-121	1	Sp	255	35	2	Lé	18	30	120
IL-121	3	Pa <sub>p</sub>	247	30	4	Ap <sub>p</sub>	20	30	
IL-121	5	Sp	255	30	6	Lé	20	30	115
IL-122	1	Sp	275	40	2	Lé	20	35	
IL-122	3	Sp	280	28	4	Lé	22	28	
IL-123	1	Sp	275	20	2	Lé	18	18	95
IL-124	1	Sp	263	33	2	Lé	15	28	117
IL-125	1	Sp	243	35					
IL-126	1	Sp	248	40	2	Lé	16	32	125
IL-126					3	Ap <sub>p+1</sub>	15	34	
IL-126	4	Sp	250	38	5	Lé	14	35	121

## Annexe IV : Liste des mesures structurales

Station	Mesures planaires				Mesures linéaires				
	Id	Type	Dir	Pen	Id	Type	Dir	PI	Ac (H)
IL-126	6	Sp	235	45	7	Lé	13	37	
IL-127	1	Sp	248	44	2	Lé	17	36	125
IL-127					3	Ap <sub>p+1</sub>	12	28	
IL-128	1	Sp	245	37	2	Lé	13	34	
IL-128a	1	Sp	242	45					
IL-129	1	Sp	243	42	2	Lé	10	38	
IL-130	1	Sp	237	45	2	Lé	14	35	134
IL-131	1	Sp	245	45	2	Lé	12	38	117
IL-131	3	Sp	260	44	4	Lé	11	38	108
IL-132	1	Sp	270	25	2	Lé	5	23	
IL-132	3	Sp	290	22					
IL-132	4	Sp	262	29	5	Lé	10	23	
IL-132a	1	Sp	275	29	2	Lé	10	27	95
IL-132a					3	Ap <sub>p+1</sub>	12	27	
IL-133	1	Sp	245	32	2	Lé	7	25	113
IL-134	1	Sp	261	26	2	Lé	11	25	106
IL-134a	1	Sp	242	43	2	Lé	12	29	125
IL-134b	1	Sp	282	21	2	Lé	8	20	90
IL-135	1	Sp	220	35					
IL-135a	1	Sp	242	38	2	Lé	15	28	
IL-135b	1	Sp	236	55					
IL-136	1	Sp	272	45					
IL-136a	1	Sp	263	35	2	Lé	10	20	
IL-136b	1	Sp	281	30					
IL-136c	1	Sp	248	40					
IL-136d	1	Sp	293	15					
IL-03-01	1	Sp	208	65					
IL-03-02	1	Sp	210	60					
IL-03-02	2	VQZ	210	60					
IL-03-03	1	Sp	200	80	2	Lé	5	24	
IL-03-03	3	Pa <sub>p+1</sub>	200	80	4	Ap <sub>p+1</sub>	15	36	
IL-03-04	1	Sp	355	74					
IL-03-05	1	Sp	5	76	2	Lé	30	40	
IL-03-06	1	Sp	358	45					
IL-03-06	2	VQZ	25	85					
IL-03-07	1	Sp	15	68	2	Lé	20	25	
IL-03-08	1	Sp	230	35					
IL-03-09	1	Sp	225	52					

Ac (H) : angle de chute en sens horaire

