

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR

MARC LEGAULT

M.Sc.

ENVIRONNEMENT MÉTALLOGÉNIQUE

DU COULOIR DE FANCAMP AVEC EMPHASE SUR

LES GISEMENTS AURIFÈRES DE CHEVRIER,

RÉGION DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC

Mars 2003



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

Le couloir de Fancamp est situé dans la partie orientale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi à environ 30 km au sud de Chibougamau. Les roches de la région étudiée se situent à l'intérieur du cycle volcanique 1 (Formation d'Obatogamau) et sont coincées entre des plutons synvolcaniques à syntectoniques.

Dans le secteur du couloir, six unités de volcanoclastites/coulées felsiques sont identifiées à l'intérieur d'une séquence de basaltes et de filons-couches gabbroïques. Une évolution chimique de mafique à felsique en remontant la séquence stratigraphique est associée à ces unités. Cette évolution suggère que ces roches soient toutes associées à un même centre volcanique. Le gisement de Chevrier Sud est spatialement associé à un centre d'émission situé dans l'unité la plus élevée dans la séquence stratigraphique qui est datée à 2730 Ma.

Les plutons avoisinants ont été subdivisés chimiquement en intrusions synvolcaniques au cycle 1 (Complexe Eau Jaune), synvolcaniques au cycle 2 (pluton de La Dauversière) et syntectoniques (plutons de Muscocho, de Verneuil et de Chico). Un pléthore de dykes felsiques, surtout dans le secteur des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, est présent dans le secteur étudié et ces dykes furent subdivisés en dykes granitiques et tonalitiques. Les observations chimiques, pétrographiques et de terrain indiquent que les dykes granitiques sont génétiquement associés aux plutons syntectoniques, tandis que les dykes tonalitiques, dont ceux des gisements étudiés, sont issus de plutons synvolcaniques.

Trois événements de déformation intense sont répertoriés dans la région à l'étude. Le premier événement de déformation (D_1) est associé au synclinal de Muscocho. Ce pli d'orientation NE-SO est responsable de l'orientation des strates dans le secteur. Une deuxième phase de déformation (D_2) est responsable de la formation des plis mégascopiques E-O, de la schistosité dite régionale S_2 , d'une linéation minérale subverticale, des zones de déformation et du métamorphisme régional. La schistosité S_2 est généralement d'orientation E-O sauf aux contacts des plutons où elle se moule aux bordures. Des zones de déformation sont associées à ces bordures de pluton. Un autre secteur est aussi associé à des zones de déformation et à une perturbation de l'orientation de la schistosité S_2 . Ce secteur est connu comme le Couloir de déformation de Fancamp (CDF) et il est hôte du troisième événement de déformation (D_3). Des plis et des clivages de crénulation d'orientation NE-SO affectant la schistosité S_2 et les strates sont associés à cet événement. En plus de la présence de zones de déformation, ce couloir est riche en dykes felsiques, en unités de volcanoclastites/coulées felsiques et en zones altérées associées à des minéralisations aurifères. Tous ces éléments ont causé une hétérogénéité régionale qui a eu comme effet de concentrer les manifestations du troisième événement de déformation à l'intérieur de ce couloir.

Les minéralisations aurifères à l'intérieur du CDF ont été examinées en détail et elles montrent toutes les effets du troisième événement de déformation. Parmi les indices présents, au moins trois événements de minéralisation aurifère ont été répertoriés d'après leur relation avec la schistosité S_2 : synvolcanique, syn- et tardi- à post-déformation D_2 . Les minéralisations synvolcaniques montrent une altération riche en séricite et nulle en carbonates. L'association de ces minéralisations synvolcaniques avec des zones de déformation D_2 indique l'importance de l'altération synvolcanique dans le développement des zones fortement déformées. Les minéralisations syndéformation D_2 présentent des filons de quartz-carbonates mis en place dans des zones de déformation fortement altérées en carbonates. Ces zones montrent toutes les caractéristiques des gisements orogéniques. La minéralisation tardi- à post-déformation D_2 est associée à un remplacement post-métamorphique de zone de déformation dont l'altération est riche en séricite et sans carbonates. L'association spatiale entre des minéralisations aurifères synvolcaniques et celles syn- à post-déformation D_2 (Murgor C – Murgor B ; des Tranchées – Coyote ; Chevrier – Lipsett) ne semble pas fortuite et suggère le recyclage de l'or lors des événements de déformation D_2 et D_3 .

Le gisement de Chevrier est associé à des zones discordantes d'épaisseur restreinte de veines de quartz-carbonates et de pyrite disséminée, tandis que le gisement de Chevrier Sud est encaissé à l'intérieur d'une grande enveloppe pyritisée concordante riche en veinules de quartz-carbonates-pyrite. Les deux gisements montrent une forte altération en séricite, ankérite, chlorite et calcite. Le recoupement des zones d'altération et de minéralisation par la schistosité S_2 et par des dykes felsiques datés à 2730 Ma indique que ces minéralisations sont synvolcaniques. De plus, la proximité des deux gisements et la chronologie de mise en place similaire des minéralisations aurifères vis-à-vis les trois familles de dykes felsiques (PQ, PQF et PF) suggèrent qu'un seul système hydrothermal est responsable pour Chevrier et Chevrier Sud. La reconstruction synvolcanique indique que le secteur de Chevrier Sud se retrouve stratigraphiquement au-dessus du secteur de Chevrier. Les différences typologiques, d'altération et de rapport Au/Ag entre ces deux secteurs peuvent être expliquées par une zonation verticale d'un même gisement.

L'association spatiale entre des dykes synvolcaniques, d'un centre volcanique felsique ainsi que d'une activité hydrothermale continue de > 2730 Ma à ~ 2690 Ma à l'intérieur du Couloir de déformation de Fancamp peut être intégrée dans un modèle faisant intervenir une faille synvolcanique continuellement réactivée lors des déformations subséquentes. L'exemple du Couloir de Fancamp indique que la présence d'une zone de déformation anormale, tant par son orientation, sa complexité structurale ou sa puissance, peut représenter l'expression d'un héritage volcanique.

REMERCIEMENTS

Pour commencer, je voudrais remercier mon directeur, Réal Daigneault, pour sa patience, son encouragement et son dévouement. Je tiens à souligner l'effort soutenu de Réal tout au long de cette thèse afin que je ne perde pas espoir et que je continue de produire à un niveau digne de mes capacités. Je tiens également à remercier mon codirecteur Jean-François Couture, les membres de mon comité de thèse, Ned Chown et Wulf Mueller, ainsi que Claude Dion du Ministère des Ressources naturelles du Québec pour leurs nombreux conseils et commentaires.

Je voudrais remercier le Ministère des Ressources naturelles du Québec pour le soutien financier et l'appui logistique. J'aimerais tout spécialement remercier M. Robert Marquis pour la grande latitude de travail qu'il m'a accordée. L'achèvement de cette thèse aurait été grandement retardé sans l'engagement de ce dernier.

Merci aussi à la Corporation Minière Inmet et à GéoNova Explorations Inc. pour le support financier, l'accès aux carottes de forages ainsi qu'aux données géochimiques et de cartographie. Un merci particulier à Rodrigue Ouellet pour avoir engendré ce projet et pour son intérêt continu dans la réalisation de ce dernier.

Plusieurs personnes méritent également d'être remerciées. Je pense, entre autres, à mes confrères de classes, Damien Gaboury, Benoit Lafrance, Martin Magnan, Luc Théberge et Robert Thériault, pour les nombreuses discussions géologiques et surtout pour les merveilleux souvenirs de l'UQAC. Un merci spécial à Claude Dallaire pour sa touche magique sur les nombreuses affiches qui ont été produites dans le cadre de mon doctorat ainsi qu'à Annie Brisebois pour son support informatique. Finalement, un gros merci à mon amie, Anick, pour son support, son encouragement et sa patience.

Cette étude a été supportée par des bourses du conseil de recherche en sciences naturelles et génie – incidence industrielle, du Fonds PAIR et du Fonds d'Investissement.

Je voudrais dédier cette thèse à mes enfants, Mélanie, Alexandre et Katrina, qui ont dû écoper d'un père souvent absent, afin qu'ils sachent que ce n'était pas pour rien, et aussi à mes parents, Jean-Mathieu et Denyse, qui ont toujours cru en moi et qui m'ont sans cesse encouragé d'aller encore plus loin.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|------|
| RÉSUMÉ | II |
| REMERCIEMENTS | IV |
| TABLE DES MATIÈRES | V |
| LISTE DES FIGURES | X |
| LISTE DES PLANCHES | XII |
| LISTE DES TABLEAUX..... | XIII |
| LISTE DES ANNEXES..... | XIV |
| CHAPITRE 1 - INTRODUCTION | 1 |
| 1.1. MISE EN CONTEXTE..... | 1 |
| 1.2. LOCALISATION ET ACCÈS..... | 3 |
| 1.3. HISTORIQUE DE L'EXPLORATION MINIÈRE DANS LA RÉGION DE FANCAMP | 3 |
| 1.4. PROBLÉMATIQUE..... | 5 |
| 1.4.1. Minéralisation aurifère et tectonique des plaques | 5 |
| 1.4.2. Niveau crustal et nomenclature..... | 6 |
| 1.4.3. Minéralisation aurifère et chronologie des événements géologiques..... | 9 |
| 1.4.4. Magmatisme et minéralisation aurifère | 12 |
| 1.4.5. Environnement de la minéralisation aurifère dans le Couloir de déformation de Fancamp..... | 16 |
| 1.5. OBJECTIFS DE LA RECHERCHE | 18 |
| 1.6. MÉTHODOLOGIE | 19 |
| 1.6.1. Approche régionale | 20 |
| 1.6.1.1. Compilation et cartographie..... | 20 |
| 1.6.1.2. Signature structurale du CDF | 21 |
| 1.6.1.3. Magmatisme felsique..... | 22 |
| 1.6.2. Approche locale..... | 24 |
| 1.6.2.1. Caractéristiques des minéralisations | 24 |
| CHAPITRE 2 - GÉOLOGIE RÉGIONALE..... | 27 |
| 2.1. STRATIGRAPHIE | 27 |
| 2.1.1. Groupe de Roy..... | 30 |
| 2.1.2. Groupe d'Opémisca..... | 35 |
| 2.2. ROCHES INTRUSIVES | 35 |
| 2.2.1. Complexe du Lac Doré..... | 35 |
| 2.2.2. Plutons synvolcaniques..... | 36 |
| 2.2.3. Plutons syntectoniques..... | 37 |
| 2.3. STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME | 37 |
| 2.3.1. Plis précoces (D_1) | 38 |
| 2.3.2. Plis E-O régionaux (D_2)..... | 40 |
| 2.3.3. Failles E-O (D_3)..... | 40 |
| 2.3.4. Plis mineurs NE (D_4)..... | 42 |
| 2.3.5. Failles SE (D_5)..... | 42 |
| 2.3.6. Failles NE (D_6)..... | 43 |
| 2.3.7. Effets grenvilliens (D_7)..... | 43 |

| | |
|---|-----|
| 2.3.8. <i>Métamorphisme</i> | 44 |
| 2.4. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE | 45 |
| CHAPITRE 3 - GÉOLOGIE DU SECTEUR FANCAMP..... | 48 |
| 3.1. INTRODUCTION..... | 48 |
| 3.2. <u>ROCHES VOLCANIQUES</u> | 50 |
| 3.2.1. <i>Volcanologie physique</i> | 50 |
| 3.2.1.2. Roches volcaniques mafiques | 50 |
| Interprétation | 53 |
| 3.2.1.3. Roches volcaniques felsiques à intermédiaires | 53 |
| Unité A | 55 |
| Unité B | 55 |
| Unité C | 58 |
| Unité D | 58 |
| Unité E | 60 |
| Unité F | 63 |
| Interprétation | 63 |
| 3.2.2. <i>Géochimie</i> | 66 |
| 3.2.2.1. Géochimie des éléments majeurs | 66 |
| 3.2.2.2. Rapports Zr/Y | 69 |
| 3.2.2.3. Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR) | 69 |
| 3.3. <u>ROCHES INTRUSIVES</u> | 71 |
| 3.3.1. <i>Descriptions physique et pétrographique</i> | 71 |
| 3.3.1.1. Intrusions mafiques | 71 |
| 3.3.1.2. Plutons felsiques | 73 |
| Complexe Eau Jaune | 75 |
| Pluton de La Dauversière | 75 |
| Pluton de Verneuil | 77 |
| Pluton de Muscocho | 79 |
| Stock de Chico | 80 |
| 3.3.2. <i>Géochimie</i> | 80 |
| 3.3.2.1. Rapports Zr/Y | 80 |
| 3.3.2.2. Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR) | 83 |
| 3.3.2.3. Discrimination des plutons | 86 |
| 3.4. <u>DYKES FELSIQUES</u> | 95 |
| 3.4.1. <i>Descriptions physique et pétrographique</i> | 95 |
| 3.4.2. <i>Géochimie</i> | 99 |
| 3.4.2.1. Géochimie des éléments majeurs | 99 |
| 3.4.2.2. Rapport Zr/Y | 99 |
| 3.4.2.3. Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR) | 103 |
| 3.4.2.4. Discrimination des dykes | 103 |
| 3.5. <u>SYNTHÈSE</u> | 107 |
| 3.5.1. <i>Roches volcaniques felsiques à intermédiaires</i> | 109 |
| 3.5.2. <i>Plutons</i> | 113 |
| 3.5.3. <i>Dykes felsiques</i> | 115 |
| CHAPITRE 4 - STRUCTURE..... | 117 |
| 4.1. INTRODUCTION..... | 117 |
| 4.2. DÉFINITION DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX | 119 |
| 4.2.1. <i>Stratification, sommet et regard structural</i> | 119 |
| 4.2.2. <i>Schistosité principale</i> | 122 |
| 4.2.3. <i>Linéation d'étirement</i> | 125 |
| 4.2.4. <i>Plissement</i> | 125 |
| 4.2.5. <i>Clivage secondaire</i> | 126 |
| 4.3. ÉCHELLE DE DÉFORMATION | 126 |

| | |
|--|------------|
| 4.4. SECTIONS STRUCTURALES | 128 |
| 4.4.1. <i>Section structurale A</i> | 129 |
| 4.4.2. <i>Section structurale B</i> | 133 |
| 4.4.3. <i>Section structurale C</i> | 136 |
| 4.4.4. <i>Section structurale D</i> | 140 |
| 4.4.5. <i>Section structurale E</i> | 145 |
| 4.4.6. <i>Synthèse</i> | 148 |
| 4.5. INTÉGRATION AVEC LES DONNÉES RÉGIONALES | 149 |
| 4.5.1. <i>Synclinal de Muscocho (D_1)</i> | 149 |
| 4.5.2. <i>Déformation régionale (D_2)</i> | 151 |
| 4.5.2.1. <i>Variation de la schistosité principale</i> | 151 |
| 4.5.2.2. <i>Linéation d'étirement</i> | 153 |
| 4.5.2.3. <i>Zones de déformation</i> | 154 |
| 4.5.3. <i>Couloir de déformation de Fancamp (D_3)</i> | 155 |
| 4.5.3.1. <i>Événements de déformation</i> | 155 |
| 4.5.3.2. <i>Étendue</i> | 156 |
| 4.5.3.3. <i>Distinction par rapport à la Faille de Fancamp</i> | 158 |
| 4.5.3.4. <i>Relation avec les failles longitudinales</i> | 159 |
| 4.5.4. <i>Effets grenvilliens</i> | 160 |
| 4.6. SYNTHÈSE ET DISCUSSION | 160 |
| CHAPITRE 5 – INDICES AURIFÈRES | 167 |
| 5.1. INTRODUCTION | 167 |
| 5.2. INTÉGRATION DES INDICES | 167 |
| 5.2.1. <i>Classification selon l'altération</i> | 171 |
| 5.2.1.1. <i>Carbonates ± séricite</i> | 171 |
| 5.2.1.2. <i>Séricite</i> | 171 |
| 5.2.2. <i>Relation avec la déformation</i> | 174 |
| 5.2.2.1. <i>Minéralisation post-déformation D_2</i> | 174 |
| 5.2.2.2. <i>Minéralisation syndéformation D_2</i> | 176 |
| 5.2.2.2. <i>Minéralisation pré-déformation D_2</i> | 179 |
| 5.3. SOMMAIRE | 183 |
| CHAPITRE 6 – LES GISEMENTS DE CHEVRIER SUD ET DE CHEVRIER | 186 |
| 6.1. INTRODUCTION | 186 |
| 6.2. GÉOLOGIE LOCALE | 192 |
| 6.2.1. <i>Gisement de Chevrier Sud</i> | 193 |
| 6.2.1.1. <i>Dacite</i> | 193 |
| 6.2.1.2. <i>Tuf à lapilli et à blocs</i> | 195 |
| 6.2.2. <i>Gisement de Chevrier</i> | 195 |
| 6.2.2.1. <i>Gabbros</i> | 197 |
| 6.2.3. <i>Dykes felsiques</i> | 201 |
| 6.3. GÉOLOGIE STRUCTURALE | 205 |
| 6.3.1. <i>Introduction</i> | 205 |
| 6.3.2. <i>Trajectoire de la schistosité S_2</i> | 206 |
| 6.3.3. <i>Distribution de l'intensité de déformation</i> | 209 |
| 6.3.4. <i>Synthèse</i> | 211 |
| 6.4. MINÉRALISATION | 212 |
| 6.4.1. <i>Gisement de Chevrier Sud</i> | 212 |
| 6.4.1.1. <i>Distribution de la minéralisation aurifère</i> | 212 |
| 6.4.1.2. <i>Veines et phases métalliques</i> | 216 |
| 6.4.1.3. <i>Paragenèse métallique</i> | 219 |
| 6.4.2. <i>Gisement de Chevrier</i> | 221 |
| 6.4.2.1. <i>Distribution de la minéralisation</i> | 221 |

| | |
|--|-----|
| <i>Type veine unique</i> | 221 |
| <i>Type amas de veines</i> | 223 |
| <i>Brèche hydrothermale</i> | 223 |
| 6.4.2.2. <i>Veines et phases métalliques</i> | 225 |
| 6.4.2.3. <i>Paragenèse métallique</i> | 229 |
| 6.5. ALTÉRATION HYDROTHERMALE | 231 |
| 6.5.1. <i>Gisement de Chevrier Sud</i> | 231 |
| 6.5.1.1. <i>Introduction</i> | 231 |
| 6.5.1.2. <i>Pétrographie des altérations</i> | 232 |
| <i>Forages DB-70 et DB-73</i> | 232 |
| <i>Mini Chevrier Sud</i> | 238 |
| <i>Synthèse</i> | 239 |
| 6.5.1.3. <i>Géochimie des zones aurifères</i> | 240 |
| <i>Forages DB-70 et DB-73</i> | 240 |
| <i>Mini Chevrier Sud</i> | 243 |
| <i>Éléments indicateurs</i> | 245 |
| <i>Synthèse</i> | 246 |
| 6.5.2. <i>Gisement de Chevrier</i> | 247 |
| 6.5.2.1. <i>Introduction</i> | 247 |
| 6.5.2.2. <i>Pétrographie des altérations</i> | 247 |
| <i>Synthèse</i> | 259 |
| 6.5.2.3. <i>Variations de la composition des minéraux d'altération</i> | 263 |
| <i>Chlorite</i> | 263 |
| <i>Carbonates</i> | 265 |
| <i>Séricite</i> | 266 |
| <i>Variation à travers la zone aurifère</i> | 267 |
| 6.5.2.4. <i>Lithogéochimie des zones minéralisées</i> | 267 |
| <i>Changement de masse</i> | 267 |
| <i>Éléments indicateurs</i> | 275 |
| <i>Synthèse</i> | 276 |
| 6.6. EFFETS DE LA DÉFORMATION SUR LA MINÉRALISATION | 278 |
| 6.7. RELATION DES DYKES FELSQUES À LA MINÉRALISATION AURIFÈRE | 286 |
| 6.7.1. <i>Datation des dykes felsiques</i> | 292 |
| 6.7. SYNTHÈSE | 293 |
| 6.8.1. <i>Gisement de Chevrier Sud</i> | 293 |
| 6.8.2. <i>Gisement de Chevrier</i> | 296 |
| 6.8.3. <i>Chronologie de mise en place de la minéralisation aurifère</i> | 299 |
| CHAPITRE 7 – SYNTHÈSE ET DISCUSSION | 301 |
| 7.1. ÉVOLUTION STRUCTURALE | 301 |
| 7.2. MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES | 306 |
| 7.2.1. <i>Minéralisations post-D₂</i> | 307 |
| 7.2.2. <i>Minéralisations syn-D₂</i> | 307 |
| 7.2.3. <i>Minéralisations synvolcaniques</i> | 308 |
| 7.2.3.3. <i>Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud: le produit d'un seul système hydrothermal?</i> | 309 |
| 7.3. ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE | 313 |
| 7.3.1. <i>Implications stratigraphiques des unités de volcanoclastites et des centres d'émission</i> | 313 |
| 7.3.2. <i>Environnements tectoniques</i> | 314 |
| 7.3.3. <i>Suite plutonique</i> | 317 |
| 7.3.4. <i>Le couloir de Fancamp, réactivation d'une ancienne faille synvolcanique</i> | 318 |
| 7.4. RECONSTRUCTION | 319 |
| 7.4.1. <i>Reconstruction pré-déformationnelle</i> | 321 |
| 7.4.2. <i>Classification des gisements</i> | 326 |
| 7.4.3. <i>Origine du fluide hydrothermal</i> | 328 |
| 7.4.3.1. <i>Fluide hydrothermal des gisements orogéniques</i> | 328 |

| | |
|---|------------|
| 7.4.3.2. <u>Fluide hydrothermal d'origine magmatique (?) pour le gisement Chevrier-Chevrier Sud</u> | 330 |
| 7.4.3.3. <u>Zonalité du fluide hydrothermal</u> | 332 |
| 7.4.3.4. <u>Tests du modèle magmatique</u> | 334 |
| 7.5. GUIDES POUR L'EXPLORATION | 337 |
| 7.6. CONCLUSIONS | 340 |
| RÉFÉRENCES | 342 |
| ANNEXES | 359 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|-----|
| Figure 1.1. Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi..... | 2 |
| Figure 1.2. Modèles schématiques des milieux de formation des gîtes d'or. | 8 |
| Figure 1.3. Géologie locale de la région à l'étude. | 17 |
| Figure 2.1. Carte stratigraphique et structurale de la région de Chibougamau | 28 |
| Figure 2.2. Colonne stratigraphique de la région de Chibougamau. | 29 |
| Figure 2.3. Diagramme tectonique sommaire pour la zone volcanique nord. | 39 |
| Figure 2.4. Trace des plis P ₁ et P ₂ de la région de Chibougamau. | 41 |
| Figure 3.1. Géologie locale de la région à l'étude. | 49 |
| Figure 3.2. Colonne stratigraphique schématique de la région à l'étude. | 54 |
| Figure 3.3. Diagramme de SiO ₂ versus Zr/TiO ₂ pour les roches volcaniques | 68 |
| Figure 3.4. Diagramme de Y versus Zr pour les roches volcaniques..... | 70 |
| Figure 3.5. Spectres d'ÉTR des différentes unités intermédiaires à felsiques..... | 72 |
| Figure 3.6. Diagramme de Y versus Zr pour les intrusions mafiques et felsiques | 82 |
| Figure 3.7. Spectres d'ÉTR des différentes intrusions felsiques..... | 85 |
| Figure 3.8. Discrimination chimique des plutons synvolcaniques et syntectoniques..... | 88 |
| Figure 3.9. Diagrammes de Harker des intrusions felsiques. | 89 |
| Figure 3.10. Concentration de strontium pour les intrusions felsiques. | 91 |
| Figure 3.11. Discrimination chimique du Complexe Eau Jaune des autres intrusions..... | 93 |
| Figure 3.12. Répartition des dykes felsiques..... | 96 |
| Figure 3.13. Classification chimique des dykes felsiques..... | 101 |
| Figure 3.14. Diagrammes Y versus Zr pour les dykes felsiques. | 102 |
| Figure 3.15. Spectres d'éléments de terres rares des dykes felsiques. | 104 |
| Figure 3.16. Graphiques discriminants pour les dykes felsiques. | 106 |
| Figure 3.17. Graphique Rb versus Y+Nb et Zr versus Hf pour les dykes felsiques..... | 108 |
| Figure 3.18. Diagrammes multi-éléments pour les unités de volcanoclastites/coulées felsiques..... | 110 |
| Figure 3.19. Diagrammes multi-éléments pour les plutons felsiques..... | 111 |
| Figure 3.20. Diagrammes multi-éléments pour les dykes felsiques..... | 112 |
| Figure 3.21. Comparaison des diagrammes multi-éléments des unités B et E avec les dykes felsiques qui les recoupent..... | 116 |
| Figure 4.1. Localisation du Couloir de déformation de Fancamp. | 118 |
| Figure 4.2. Basalte coussiné de l'affleurement 1046. | 121 |
| Figure 4.3. Schémas expliquant le regard structural. | 123 |
| Figure 4.4. Stéréogrammes de la section structurale A. | 131 |
| Figure 4.5. Stéréogrammes de la section structurale B. | 134 |
| Figure 4.6. Stéréogrammes de la section structurale C. | 137 |
| Figure 4.7. Stéréogrammes de la section structurale D. | 141 |
| Figure 4.8. Trace de la schistosité dans le secteur de l'indice Murgor C..... | 144 |
| Figure 4.9. Stéréogrammes de la section structurale E. | 146 |
| Figure 4.10. Synclinal de Muscocho..... | 150 |
| Figure 4.11. Carte de trajectoire de la schistosité pour la région à l'étude. | 152 |
| Figure 4.12. Stéréogramme des failles fragiles senestres de la région. | 161 |
| Figure 4.13. Chronologie relative des événements structuraux du CDF..... | 162 |
| Figure 5.1. Localisation des indices aurifères dans la région à l'étude..... | 168 |
| Figure 5.2. Histogrammes de changement de masse des indices aurifères. | 173 |
| Figure 5.3. Modélisation de la mise en place des veines à l'indice East Showing. | 178 |
| Figure 5.4. Séquence des événements géologiques dans le secteur de l'indice Murgor C..... | 182 |
| Figure 6.1. Localisation des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier | 187 |
| Figure 6.2. Localisation des forages et des affleurements du secteur du gisement de Chevrier Sud. | 190 |
| Figure 6.3. Localisation des affleurements, des décapages et des forages du gisement de Chevrier. | 191 |
| Figure 6.4. Géologie et l'enveloppe pyritisée du gisement de Chevrier Sud. | 194 |

| | |
|--|-----|
| Figure 6.5. Carte géologique du gisement de Chevrier | 196 |
| Figure 6.6. Carte des trajectoires de la schistosité et de l'intensité de déformation à Chevrier Sud..... | 207 |
| Figure 6.7. Carte des trajectoires de schistosité et d'intensité de déformation pour Chevrier. | 208 |
| Figure 6.8. Section illustrant les forages DB-70, DB-73 et HA-100 du gisement de Chevrier Sud. | 213 |
| Figure 6.9. Variation des métaux par rapport au pourcentage de veinules à Chevrier Sud..... | 214 |
| Figure 6.10. Caractéristiques des zones aurifères du gisement de Chevrier. | 222 |
| Figure 6.11. Variation minéralogique d'une section du forage DB-70..... | 233 |
| Figure 6.12. Variation minéralogique d'une section du forage DB-73..... | 234 |
| Figure 6.13. Variation minéralogique de la zone mini Chevrier Sud..... | 235 |
| Figure 6.14. Variation chimique d'une section du forage DB-70..... | 241 |
| Figure 6.15. Variation chimique d'une section du forage DB-73..... | 242 |
| Figure 6.16. Variation chimique de la zone mini Chevrier Sud..... | 244 |
| Figure 6.17. Variation minéralogique d'une section du forage DO-35. | 249 |
| Figure 6.18. Variation minéralogique d'une section du forage DO-23. | 250 |
| Figure 6.19. Variation minéralogique d'une section du forage FA-51. | 251 |
| Figure 6.20. Variation minéralogique d'une section du forage DO-31. | 252 |
| Figure 6.21. Variation minéralogique d'une section du forage GFA-126. | 253 |
| Figure 6.22. Composition des minéraux d'altération de la section du forage DO-31..... | 264 |
| Figure 6.23. Variation de la composition moyenne des minéraux d'altération le long du forage DO-31 | 268 |
| Figure 6.24. Variation chimique d'une section du forage DO-35..... | 269 |
| Figure 6.25. Variation chimique d'une section du forage DO-23..... | 270 |
| Figure 6.26. Variation chimique d'une section du forage FA-51 | 271 |
| Figure 6.27. Variation chimique d'une section du forage DO-31..... | 272 |
| Figure 6.28. Variation chimique d'une section du forage GFA-126 | 273 |
| Figure 6.29. Synthèse des réactions chimiques au gisement de Chevrier | 277 |
| Figure 6.30. Carte géologique de l'affleurement 1840..... | 280 |
| Figure 6.31. Carte géologique de l'affleurement 1842..... | 281 |
| Figure 6.32. Carte géologique de l'affleurement 1266..... | 282 |
| Figure 6.33. Carte géologique de l'affleurement 1267..... | 283 |
| Figure 6.34. Carte géologique de l'affleurement 1841..... | 284 |
| Figure 6.35. Relation des dykes felsiques avec la minéralisation aurifère du forage HA-102..... | 288 |
| Figure 6.36. Relation des dykes felsiques avec la minéralisation aurifère du forage DB-70..... | 289 |
| Figure 6.37. Graphique concordia U-Pb pour deux dykes de PQF du gisement de Chevrier. | 294 |
| Figure 6.38. Paragenèse des minéraux et leurs relations vis-à-vis les dykes felsiques au gisement de Chevrier Sud. | 295 |
| Figure 6.39. Paragenèse des minéraux et leurs relations vis-à-vis les dykes felsiques au gisement de Chevrier. | 297 |
| Figure 7.1. Chronologie des événements géologiques pour la zone volcanique nord..... | 303 |
| Figure 7.2. Évolution géodynamique de la région étudiée..... | 304 |
| Figure 7.3. Évolution d'un centre volcanique felsique. | 316 |
| Figure 7.4. Schématisation des failles synvolcaniques. | 320 |
| Figure 7.5. Soustraction qualitative des événements de déformation sur le gisement de Chevrier-Chevrier Sud. | 322 |
| Figure 7.6. Modélisation du système hydrothermal du gisement de Chevrier-Chevrier Sud..... | 325 |
| Figure 7.7. Les rapports K/Rb et K/Ba pour le gisement de Chevrier-Chevrier Sud..... | 335 |
| Figure 7.8. Localisation des extensions possibles du gisement de Chevrier-Chevrier Sud..... | 338 |

LISTE DES PLANCHES

| | |
|--|-----|
| Planche 3.1. Différents faciès des basaltes..... | 52 |
| Planche 3.2. Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'unité A..... | 56 |
| Planche 3.3. Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'unité B..... | 57 |
| Planche 3.4. Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'unité C..... | 59 |
| Planche 3.5. Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'unité D..... | 61 |
| Planche 3.6. Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'unité E..... | 62 |
| Planche 3.7. Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'unité F..... | 64 |
| Planche 3.8. Différents faciès des gabbros..... | 74 |
| Planche 3.9. Faciès des intrusions felsiques synvolcaniques..... | 76 |
| Planche 3.10. Faciès des intrusions felsiques syntectoniques I..... | 78 |
| Planche 3.11. Faciès des intrusions felsiques syntectoniques II..... | 81 |
| Planche 3.12. Dykes felsiques..... | 98 |
| Planche 4.1. Stratification, sommet et regard structural..... | 120 |
| Planche 4.2. Schistosité principale et linéation d'étirement..... | 124 |
| Planche 4.3. Éléments structuraux de la section structurale A..... | 130 |
| Planche 4.4. Éléments structuraux de la section structurale B..... | 135 |
| Planche 4.5. Éléments structuraux de la section structurale C..... | 139 |
| Planche 4.6. Éléments structuraux de la section structurale D..... | 143 |
| Planche 4.7. Éléments structuraux de la section structurale E..... | 147 |
| Planche 4.8. Plissements NE à l'extérieur du CDF..... | 157 |
| Planche 5.1. Caractéristiques des minéralisations associées à une altération en carbonates et en séricite..... | 172 |
| Planche 5.2. Minéralisation post-déformation D ₂ | 175 |
| Planche 5.3. Minéralisations syndéformation D ₂ | 177 |
| Planche 5.4. Minéralisations pré-déformation D ₂ | 180 |
| Planche 6.1. Lithologies des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier I..... | 200 |
| Planche 6.2. Lithologies des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier II..... | 204 |
| Planche 6.3. Minéralisation du gisement de Chevrier Sud I..... | 217 |
| Planche 6.4. Minéralisation du gisement de Chevrier Sud II..... | 220 |
| Planche 6.5. Minéralisation du gisement de Chevrier I..... | 224 |
| Planche 6.6. Minéralisation du gisement de Chevrier II..... | 227 |
| Planche 6.7. Minéralisation du gisement de Chevrier III..... | 230 |
| Planche 6.8. Altération associée au gisement de Chevrier Sud..... | 236 |
| Planche 6.9. Altération associée au gisement de Chevrier I..... | 254 |
| Planche 6.10. Altération associée au gisement de Chevrier II..... | 258 |
| Planche 6.11. Effets de la déformation sur le gisement Chevrier..... | 285 |
| Planche 6.12. Relation des dykes felsiques vis-à-vis la minéralisation aurifère..... | 290 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|-----|
| Tableau 1.1. Différents types de minéralisation aurifère associés à la mise en place d'intrusions..... | 14 |
| Tableau 3.1. Unités volcaniques majeures du secteur de Fancamp..... | 51 |
| Tableau 3.2. Composition chimique d'analyses représentatives des différentes unités intermédiaires à felsiques | 67 |
| Tableau 3.3. Composition chimique d'analyses représentatives des plutons felsiques..... | 84 |
| Tableau 3.4. Composition chimique d'analyses représentatives des dykes felsiques. | 100 |
| Tableau 4.1. Échelle qualitative de l'anisotropie planaire. | 127 |
| Tableau 5.1. Caractéristiques des indices aurifères et des amas de sulfures | 169 |
| Tableau 6.1. Intersections aurifères du gisement de Chevrier Sud | 188 |
| Tableau 6.2. Compilation des encaissants des zones aurifères du gisement de Chevrier..... | 198 |
| Tableau 6.3. Comparaison entre les gabbros leucocrates et à leucoxène à Chevrier | 199 |
| Tableau 6.4. Classification des dykes felsiques des gisements Chevrier Sud et Chevrier | 202 |
| Tableau 6.5. Phases métalliques du gisement de Chevrier Sud | 218 |
| Tableau 6.6. Phases métalliques du gisement de Chevrier..... | 228 |
| Tableau 7.1. Compilation des caractéristiques des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. | 310 |

LISTE DES ANNEXES

| | |
|--|------------|
| Annexe 1 : Techniques et limites de détection pour analyses géochimiques..... | 359 |
| Annexe 2 : Description des forages..... | 361 |

*L'homme de science n'étudie pas la nature
Pour des raisons d'utilité ; il l'étudie parce
Qu'il y prend plaisir et il y prend plaisir parce
Que la nature est belle. Si la nature n'offrait pas
La beauté, elle ne mériterait pas d'être connue
Et si la nature ne méritait pas d'être connue,
La vie ne vaudrait pas la peine d'être vécue.*

*Henri Poincaré
(1854-1912)*

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. MISE EN CONTEXTE

Le Couloir de déformation de Fancamp (CDF) est situé dans la partie orientale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi (Chown et al., 1992; Fig. 1.1). Il est spatialement associé à plusieurs unités de volcanoclastites/coulées felsiques et une multitude de dykes felsiques ainsi qu'à plus d'une douzaine d'indices aurifères dont le gisement de Chevrier (3,56 Mt à 5,1 g/t; GéoNova Explorations, rapport interne, 1998) et le gisement de Chevrier Sud (230 Mt à 0,34 g/t; Inmet, rapport interne, 1994). Le contexte inusité de ces minéralisations aurifères dans une zone de déformation anormale par rapport aux zones de déformation E-O typiques de l'Abitibi est à l'origine du projet de recherche. Ainsi, dans le but de mieux comprendre l'environnement de minéralisation et d'établir des outils permettant une exploration plus efficace, la Corporation Minière Inmet (CMI), le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ) et l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC-CERM) se sont entendus pour initier ce projet de recherche. Ce partenariat a généré trois rapports ministériels qui traitent sur certaines problématiques du secteur (Legault et al., 1995, 1997, 2000). Étant donné que certaines informations ont

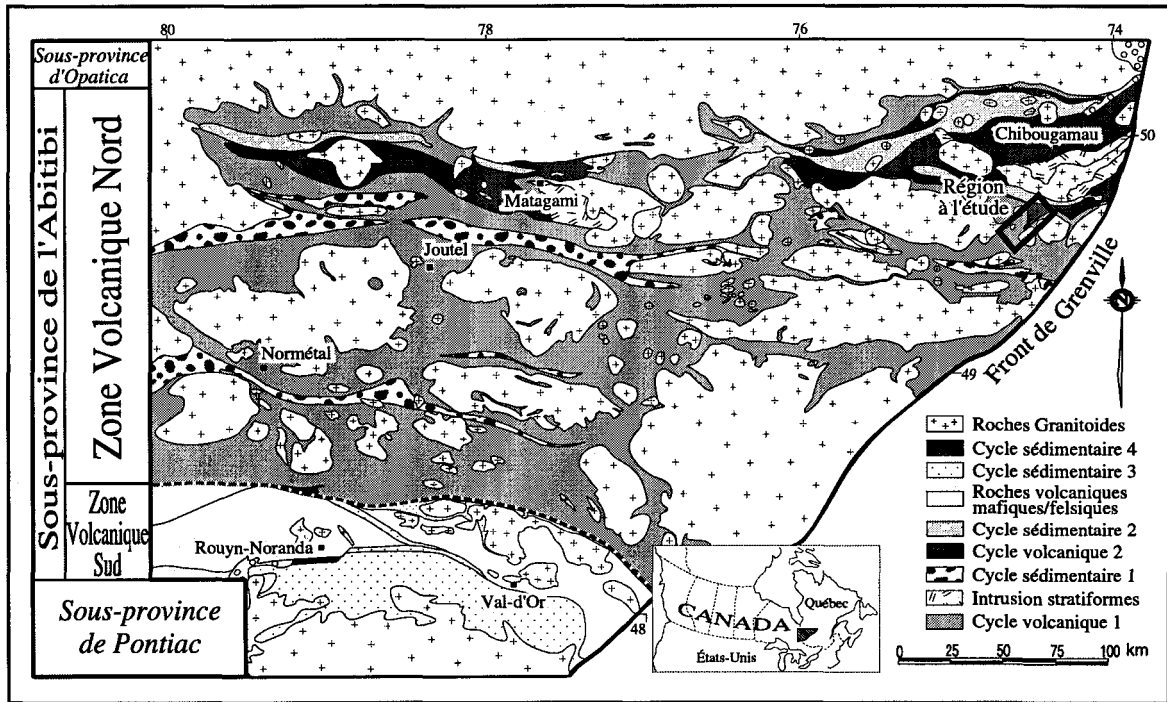


Figure 1.1. Carte de la Sous-province de l'Abitibi et localisation de la région étudiée. La séquence supracrustale est divisée en cycles sédimentaires et volcaniques distincts. La région étudiée est située dans la portion orientale de la Zone Volcanique Nord de l'Abitibi. Modifiée de Chown et al. (1992).

été recueillies après la rédaction de ces rapports, certaines sections de la thèse sont présentées de façon intégrale afin d'incorporer tous les travaux effectués dans le cadre de ce projet.

1.2. LOCALISATION ET ACCÈS

La région à l'étude est située à environ 30 km au sud de la ville de Chibougamau et 30 km au sud-est de la ville de Chapais dans la province de Québec (Fig. 1.1). Elle recoupe la partie sud-ouest du feuillet SNRC 32G/09, la partie sud-est du feuillet SNRC 32G/10 et la partie nord du feuillet 32G/07, soit une superficie de plus de 300 km².

Le chemin forestier L-209S, accessible à partir de la route régionale 113 entre Chapais et Chibougamau, offre un excellent accès à la partie sud-ouest de la région à l'étude. Un chemin forestier, praticable avec un véhicule à quatre roues motrices, relie la partie nord-est de la région à l'étude au kilomètre 206 de la route régionale 167 qui joint Chibougamau à St-Félicien. La partie centrale n'est accessible qu'en bateau à partir d'une multitude de lacs inter-reliés.

1.3. HISTORIQUE DE L'EXPLORATION MINIÈRE DANS LA RÉGION DE FANCAMP

Les indices "East Showing" et "West Showing" découverts en 1949 par Calmor Mines Limited près du lac Calmor dans le canton de Queylus furent la première découverte

d'or dans la région. En 1950, d'autres indices d'or furent identifiés au sud de la région d'étude ainsi que près de l'indice Murgor B par Teck Exploration Company dans le canton de Fancamp. Les travaux de la Corporation Minière Inmet (CMI)^a le long du Couloir de déformation de Fancamp (CDF) ont débuté en 1985 surtout sur l'indice aurifère "East Showing". Des propriétés situées plus à l'ouest de cet indice ont été optionnées par la CMI en 1988 et des travaux de cartographie et de géophysique (polarisation provoquée) y ont été effectués. Une campagne de forage a suivi en 1989 ce qui a mené à la découverte du gisement d'or de Chevrier. Suite à cette découverte, d'autres propriétés ont été acquises dans le secteur. Les travaux sur la propriété Dolbo ont débuté en janvier 1993 avec un levé géophysique (polarisation provoquée). Le forage de la meilleure anomalie a mené à la découverte du gisement aurifère de Chevrier Sud.

Les forages sur les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud permettaient à la CMI de croire à un gros gisement aurifère à faible teneur localisé dans un schiste à séricite. Certaines similitudes (association de la minéralisation avec des intrusions felsiques, sulfures disséminés, altération en potassium) avec le gisement du lac Troilus (Fraser, 1993), qui appartient également à la CMI, ont mené à proposer un modèle de porphyre aurifère pour expliquer la formation de ces gisements. Ceci a eu pour effet de fortement influencer l'évaluation de la propriété et les travaux d'exploration effectués par la compagnie. Cependant, les forages de 1993 à 1995 n'ont pas donné les résultats escomptés.

Depuis 1995, GéoNova Explorations Inc. a optionné les propriétés contenant les

^a Les travaux exécutés par la CMI dans le secteur ont été faits sous les noms suivants : Corporation Falconbridge Copper (1985-1986), Minnova Inc. (1987-1993) et Corporation Minière Métall (1993-1995).

deux gisements de la Corporation Minière Inmet en retour d'un investissement de \$2,5 millions pour une étude de faisabilité sur le gisement Chevrier. Les travaux de GéoNova (forages et décapages) ont surtout été concentrés sur le gisement de Chevrier.

1.4. PROBLÉMATIQUE

1.4.1. Minéralisation aurifère et tectonique des plaques

Il existe un lien étroit entre la genèse des minéralisations aurifères et la tectonique des plaques. Il suffit d'examiner la répartition des gisements aurifères récents pour réaliser qu'il y a une forte relation entre ceux-ci et les ceintures orogéniques (Sawkins, 1990; Barley et Groves, 1992). Par exemple, la ceinture de feu du Pacifique est l'hôte de nombreux gisements aurifères (Panteleyev, 1986; Berger et Bonham, 1990; Carlile et Mitchell, 1994; White et al., 1995; Goldfarb et al., 1998). Les gisements aurifères se forment soit dans des orogènes intérieurs (d'après la nomenclature de Murphy et Nance, 1991) développés lors de collision entre continent et/ou arc (Kerrick et Cassidy, 1994; Goldfarb et al., 1998) ou dans des orogènes périphériques lors de subduction de croûte océanique le long de marge continentale ou insulaire (Sillitoe, 1989; Kesler, 1997). Il n'est pas surprenant d'observer cette relation étant donné l'environnement dynamique du point de vue magmatique et tectonique que représentent les zones de subduction (arc) et de collision. Les gisements de types épithermal et porphyrique sont généralement associés au magmatisme calco-alkalin (Taylor, 1996; Kirkham et Sinclair, 1996), tandis que les

gisements aurifères de type filons de quartz-carbonates sont spatialement associés à des failles à mouvement inverse (Robert, 1996).

Les études récentes suggèrent que les ceintures de roches vertes d'âge précambrien se sont formées par l'amalgame d'arcs insulaires et de bassins arrière-arc (Card, 1990; Hoffman, 1991; Chown et al., 1992; Jackson et Cruden, 1995). Ceci suggère donc que les processus de tectonique des plaques que l'on observe aujourd'hui étaient actifs à l'Archéen.

L'application de la tectonique des plaques pour expliquer l'origine et l'assemblage tectono-stratigraphique des ceintures de roches vertes ouvre des possibilités quant aux différents environnements de minéralisation aurifère de l'Archéen. En comparant les minéralisations aurifères récentes et leur environnement géologique, une analogie peut être faite pour les gisements archéens et donc pour les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud.

1.4.2. Niveau crustal et nomenclature

Plusieurs types de gisements aurifères sont reconnus dans les ceintures de roches vertes archéennes. Les études passées avaient tendance à regrouper ces minéralisations sous la bannière des gisements mésothermaux (Colvine et al., 1989; Groves et al., 1989; Kerrich, 1990; Hodgson, 1993). Ces gisements sont aussi référés dans la littérature comme étant des dépôts d'or primaire ('lode gold'), d'or métamorphique, d'or seulement, de type 'Mother-lode' ou orogénique. Cette classe de minéralisation aurifère est associée à des systèmes de veines, encaissés dans des failles ou cisaillements, dans des terrains

métamorphisés. Le terme "mésothermal" provient du fait que la plupart des gisements se retrouve dans des environnements du faciès mi-crustal des schistes verts (Nesbitt et al., 1986). Cependant, des études récentes ont démontré que ces gisements peuvent se former à des profondeurs crustales différentes (Colvine et al., 1989; Groves, 1993; Groves et al., 1998). De plus, d'autres études ont démontré que certains gisements aurifères dans les terrains archéens sont précoces par rapport à la déformation régionale et ne sont pas associés à des failles ou cisaillements (voir Robert et Poulsen, 1997 pour une revue). De ces minéralisations, on retrouve entre autres des gisements d'affinité volcanogène associés à des centres volcaniques felsiques (Tourigny et al., 1993; Gaboury et Daigneault, 1999) et d'affinité magmatique (Jébrak, 1992; Fraser, 1993).

La diversité de type de gisement aurifère à l'Archéen ressemble à celle observée dans les environnements récents et peut être expliquée, en partie, par la profondeur de mise en place de la minéralisation. Trois milieux sont reconnus: épithermal (<1 km), mésothermal (1–3 km) et hypothermal (>3 km; Poulsen, 1996) (Fig. 1.2). Seuls les types principaux associés à chacun de ces milieux sont décrits ci bas. Le milieu épithermal renferme les gisements épithermaux proprement dits (type quartz-alunite et type adulaire-séricite) et les minéralisations de sulfures massifs aurifères, généralement associés à des centres volcaniques. Le gisement de Selbaie et le camp minier de Bousquet en sont respectivement des exemples archéens (Larson et Hutchinson, 1993; Tourigny et al., 1993). Le milieu mésothermal renferme, entre autres, les gisements de type mantos et de type porphyrique. Ces gisements sont aussi généralement associés à des centres volcaniques felsiques. Le camp minier d'Hemlo (Kuhns et al., 1994) et le gisement de Troilus (Fraser,

1993), sont respectivement interprétés comme des exemples archéens de ces types de gisement. Finalement, les gisements de type filons de quartz-carbonates se retrouvent dans le milieu hypothermal. Il existe parmi ce dernier type plusieurs variantes qui dépendent de la nature de la roche encaissante qui peut être constituée de roches volcaniques (par ex. gisement de Campbell Red Lake; Andrews et al., 1986), de roches plutoniques (par ex. gisement de Sullivan; Trudel, 1985), de turbidites (par ex. gisement de Camlaren; Boyle, 1979) et de formations de fer (par ex. gisement de Lupin; Lhotka et Nesbitt, 1989). Cependant, les gisements de type filons de quartz-carbonates peuvent aussi se former en profondeur épithermale et mésothermale. Gebre-Mariam et al. (1995) suggèrent d'utiliser les termes épizonal, mésozonal et hypozonal afin d'éliminer toute confusion due à l'ancienne appellation des filons de quartz-carbonates comme des gisements mésothermaux.

1.4.3. Minéralisation aurifère et chronologie des événements géologiques

Bien que les minéralisations aurifères puissent être classifiées d'après leur profondeur d'emplacement, une telle classification est parfois difficile dans les terrains métamorphisés et déformés. Il est généralement plus facile de circonscrire l'événement de minéralisation à l'intérieur de la chronologie des événements géologiques. De cette façon, l'environnement géologique, lors de la minéralisation aurifère, peut être déduit et ainsi les types de minéralisation aurifère associée à un tel environnement peuvent être étudiés de plus près. Afin de déterminer la chronologie des événements, on se doit d'observer la

relation relative de la minéralisation et de l'altération avec le volcanisme, le plutonisme, la déformation et le métamorphisme. Une fois l'ordre des événements géologiques établi, la minéralisation peut être classifiée comme étant soit synvolcanique/post-orogénique ou soit syn- à tardi-déformation (Groves et al., 1998). Cependant, l'identification de minéralisations synvolcaniques à l'intérieur des zones de déformation peut être très difficile et elles peuvent ainsi être mal interprétées comme étant des gisements orogéniques.

Une minéralisation synvolcanique doit être associée temporellement au volcanisme et/ou plutonisme synvolcanique et de plus, doit être antérieure à la déformation ductile-fragile et au métamorphisme associés à la collision des arcs. Ces minéralisations peuvent être identifiées par: 1) le recoupement par des dykes ou des failles synvolcaniques (Gaboury et Daigneault, 1999), 2) leur réorientation due à la déformation subséquente et/ou 3) un assemblage métamorphique atypique indiquant le métamorphisme de roches préalablement altérées (Yeats et Groves, 1998). Par contre, une minéralisation syn- à tardi-tectonique est généralement associée à des structures d'échelle régionale. Elle peut se retrouver à l'intérieur de failles ou de cisaillements, être associée à des veines d'extension (Robert et Brown, 1986), ou elle peut être associée à des intrusions syn- à tardi-tectoniques (Jébrak, 1992). Dans le cas d'une minéralisation tardi- à post-tectonique, les sulfures et les minéraux d'altération associés à celle-ci peuvent être très peu déformés.

On doit cependant porter attention aux appellations synvolcaniques et syn- à tardi-tectoniques car dans la plupart des terrains métamorphiques, il existe plus d'un événement de déformation (p.ex. Chown et al., 1992). De plus, dans certains cas, ces deux qualificatifs peuvent se rapporter à un seul et même événement. Par exemple, les intrusions

alcalines de type Timiskaming (Feng et Kerrich, 1992) sont synvolcaniques par rapport aux coulées syngénétiques de trachyte, mais elles sont aussi syntectoniques par rapport à la déformation régionale. Le terme "synvolcanique" en association à un événement, sera utilisé lorsque ce dernier est synchrone par rapport au volcanisme. Afin de simplifier la terminologie, seuls les événements synvolcaniques précoces à l'événement de déformation régionale seront référés ainsi. Pour les événements syn- à tardi-déformation, le plus pratique est de prendre l'événement de déformation qui produit la schistosité dite régionale dans les roches comme l'événement de référence. Ceci a l'avantage que cette schistosité est généralement reconnue partout à travers un terrain métamorphique donné et qu'elle s'y est développée plus ou moins en même temps. Ainsi, on évite de faire référence à un événement local. Il est toutefois possible qu'une minéralisation tardi-déformation principale soit affectée par une déformation tardive secondaire.

Un autre point qui peut compliquer la classification d'un gisement est la présence de plus d'un événement de minéralisation. Cette superposition peut être présente à l'échelle du district (Hodgson, 1993) comme à l'échelle d'un gisement (Mathieson et Hodgson, 1984; Tourigny et al., 1989; Yeats et Groves, 1998). À l'Archéen, il est commun d'observer une association spatiale entre les gisements de filons de quartz aurifère et des dépôts de type sulfure massif volcanogène (SMV), porphyrique ou même nickel magmatique (Hodgson, 1993). Certains ont proposé que l'association de l'or aux gisements de SMV serait le résultat de la concentration initiale de l'or par l'activité hydrothermale sur le fond océanique et sa remobilisation subséquente dans les dépôts épigénétiques par des fluides métamorphiques (Hutchinson et Burlington, 1984;

Hutchinson, 1993). Donc, à l'échelle d'un gisement ou d'un district, il est possible de retrouver des minéralisations synvolcaniques recoupées par des minéralisations syn- à tardi-déformation. Le gisement de Campbell-Red Lake (Mathieson et Hodgson, 1984; Penczak et Mason, 1997) et celui de Bousquet (Tourigny et al., 1989) en sont des exemples.

On retrouve aussi dans la littérature des exemples récents où des gisements épithermaux se superposent sur des gisements porphyriques suite à l'érosion et l'affaissement de volcans (Sillitoe, 1994). Des exemples de gisements porphyriques spatialement associés à des gisements de type skarn (Rubin et Kyle, 1997) et de type mantos (Reyes, 1991) sont aussi répertoriés. Dans tous ces cas, la minéralisation et l'altération des événements minéralisateurs se superposent et rendent plus difficile l'identification de la genèse de ces gisements.

1.4.4. Magmatisme et minéralisation aurifère

Compte tenu de l'association spatiale entre le magmatisme felsique (dykes et volcanites) et plusieurs minéralisations aurifères dans le Couloir de déformation de Fancamp, il est important d'examiner la relation entre ces deux éléments dans la littérature. Les gisements porphyriques aurifères ne constituent qu'un type des dépôts aurifères reliés à des intrusions dans le sens de Sillitoe (1991). Il est intéressant de noter que plus de 85% des dépôts examinés par Sillitoe (1991) furent générés dans des marges convergentes au-dessus de zones de subduction actives.

Le tableau 1.1 présente les différents types de gisements aurifères associés à des intrusions, l'encaissant, les métaux associés et la minéralogie d'altération ainsi que des exemples connus. Bien que l'on note une diversité dans le cortège métallique et les minéraux d'altération, deux grandes familles peuvent être distinguées. La première famille présente des fluides hydrothermaux riches en chlore comme dans le cas des gisements porphyriques. Ces minéralisations sont généralement riches en cuivre, en molybdène et en or. La deuxième famille est associée à des fluides hydrothermaux riches en carbone. Ces gisements sont moins bien connus. Généralement, ils sont associés à des intrusions alcalines comme dans le cas de Porgera (Richards et Kerrich, 1993), mais il existe quelques exemples associés à des intrusions calco-alcalines (Rowins, 2000). Les gisements de Fairbanks en Alaska (McCoy et al., 1998) sont possiblement les minéralisations les plus connues et les mieux documentées de ce type.

Le modèle le plus adéquat pour expliquer la formation des dépôts aurifères reliés à des intrusions fait appel à des processus magmatiques-hydrothermaux où l'or est issu d'intrusions chronologiquement et génétiquement associées à la minéralisation aurifère (Sillitoe, 1991; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Kirkham et Sinclair, 1996; McCoy et al., 1998; Rowins, 2000). On considère généralement que les roches encaissantes des intrusions et des gîtes ne constituent pas une source plausible des métaux contenus dans ce type de dépôt. L'argument le plus convaincant en ce sens est peut-être l'étroite et universelle association pétrogénétique et chronologique entre les gîtes et les intrusions de composition et de pétrogenèse spécifiques (Kirkham et Sinclair, 1996; McCoy et al., 1998; Rowins, 2000).

Tableau 1.1. Tableau illustrant les différents types de minéralisation aurifère associés à la mise en place d'intrusions. Seulement les types d'intrusion et de roche encaissante les plus communs sont indiqués. Les métaux et minéraux d'altération sont classés en ordre d'importance. Adapté de Sillitoe (1991).

| Localisation de minéralisation | Type de gisement | Type d'intrusion | Roche encaissante | Métaux associés | Altération | Exemple |
|--------------------------------|--------------------|-------------------------|--------------------------------|---------------------|-------------------|--|
| Intrusion | Porphyrique | Diorite à quartz | Andésite | Cu-Au-(Mo-W) | Bo-Kf-Se-Mg-Cl | Grasberg, Indonésie (MacDonald et Arnold, 1994) |
| | Non-porphyrique | Syénite à granodiorite | Sédiments clastiques | Au-Ag-As-Mo-(Cu-Zn) | Se-Ka-Or-Ab-Fl-Cb | Salave, Espagne (Harris, 1980a, b) |
| Roche encaissante | Skarn | Diorite à granite | Calcaire | Au-Cu-Ag-Zn-As-(Pb) | Gt-Dp-Hd-An | Fortitude, EU (Wotruba et al., 1988) |
| | Mantos – carbonate | Monzonite | Calcaire | Au-As-Sb-(Ag-Cu-Pb) | Si-Se | Foley Ridge, EU (Taylor et Bolin, 1988) |
| | Mantos – autres | Diorite à syénite | Shale et volcaniques felsiques | Au-Cu-Ag-Zn-(As-Pb) | Se-Si-Kf-Cb-Cl | Porgera, Nouvelle-Guinée (Richards et Kerrich, 1993) |
| | Brèche | Syénite à granite | Sédiments et volcaniques | Au-Cu-Zn-Pb-(Ag) | Se-Cb-Bo | Kidston, Australie (Baker et Andrew, 1991) |
| | Veine | Granodiorite et diorite | Intrusions | Au-Cu-Zn-Ag-Pb | Se-Cl-Cb | Charters Towers, Australie (Peters et Golding, 1990) |

Ab-albite; An-andradite; Bo-biotite; Cb-carbonates; Cl-chlorite; Dp-diopside; Fl-fluorite; Gt-grenat; Hd-hedenbergite; Ka-kaolinite; Kf-feldspath potassique; Mg-magnétite; Or-orthoclase; Se-séricite; Si-silicification

Dans la plupart des gisements aurifères associés à des intrusions, plusieurs générations de dykes sont présents. Étant donné que ce sont les relations de recoupement entre les dykes et la minéralisation qui présentent le meilleur argument de leur lien temporel, il est important de différencier les intrusions préminérales, interminérales, intraminérales et postminérales telles que définies par Kirkham (1971). Une intrusion préminérale précède le ou les événements de minéralisation, tandis qu'une intrusion postminérale les recoupe. Un dyke interminéral se met en place entre deux événements de minéralisation distincts et un dyke intraminéral est synchrone à un événement de minéralisation. La présence d'intrusions interminérales et/ou intraminérales à l'intérieur d'un gisement indique clairement que l'activité magmatique et hydrothermale fut synchrone.

La littérature cite cependant plusieurs exemples de minéralisations aurifères orogéniques spatialement associées à des intrusions felsiques synvolcaniques (voir Sillitoe (1991)). La mise en place de ce type de minéralisation à l'intérieur ou au contact des intrusions est surtout associée à une différence de compétence car celles-ci ont surtout tendance à fracturer lors de la déformation et ainsi sont un site privilégié pour la circulation de fluide aurifère. Dans ces cas la minéralisation aurifère est clairement postérieure à la mise en place des intrusions et aucun lien génétique existe entre les deux. Cependant, la distinction entre ces minéralisations orogéniques et des minéralisations synvolcaniques peut être difficile (Sillitoe et Thompson, 1998).

1.4.5. Environnement de la minéralisation aurifère dans le Couloir de déformation de Fancamp

Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ainsi que plusieurs autres indices aurifères sont confinés à l'intérieur du Couloir de déformation de Fancamp (CDF) (Fig. 1.3). Ces minéralisations montrent une variété de typologie, de forme, d'engraissement, d'altération et d'âge. De plus, elles montrent une absence de cuivre en association avec l'or ce qui est atypique des minéralisations aurifères du camp minier de Chapais-Chibougamau. Le CDF est une zone de déformation ductile anormale pour la Sous-province de l'Abitibi à cause de son orientation NE. Il représente une zone caractérisée par plusieurs événements de déformation. De plus, ce couloir se caractérise par une abondance de dykes felsiques qui sont souvent spatialement associés aux minéralisations aurifères telles que les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. La présence de plusieurs unités de volcanoclastites/coulées de composition intermédiaire à felsique suggère l'existence d'un centre volcanique felsique dans le secteur du CDF.

L'association des minéralisations aurifères avec une abondance de dykes felsiques et de dépôts volcanoclastiques confinés à l'intérieur d'un couloir restreint (CDF) soulève la possibilité que tous ces éléments soient reliés génétiquement. Comme il fut exposé précédemment, la diversité des caractéristiques des minéralisations est fonction de la profondeur de leur mise en place et/ou du temps (la présence de plusieurs événements de minéralisation). Dans le premier cas, un environnement de minéralisation synvolcanique pourrait produire une variété de styles de minéralisation aurifère en association avec un

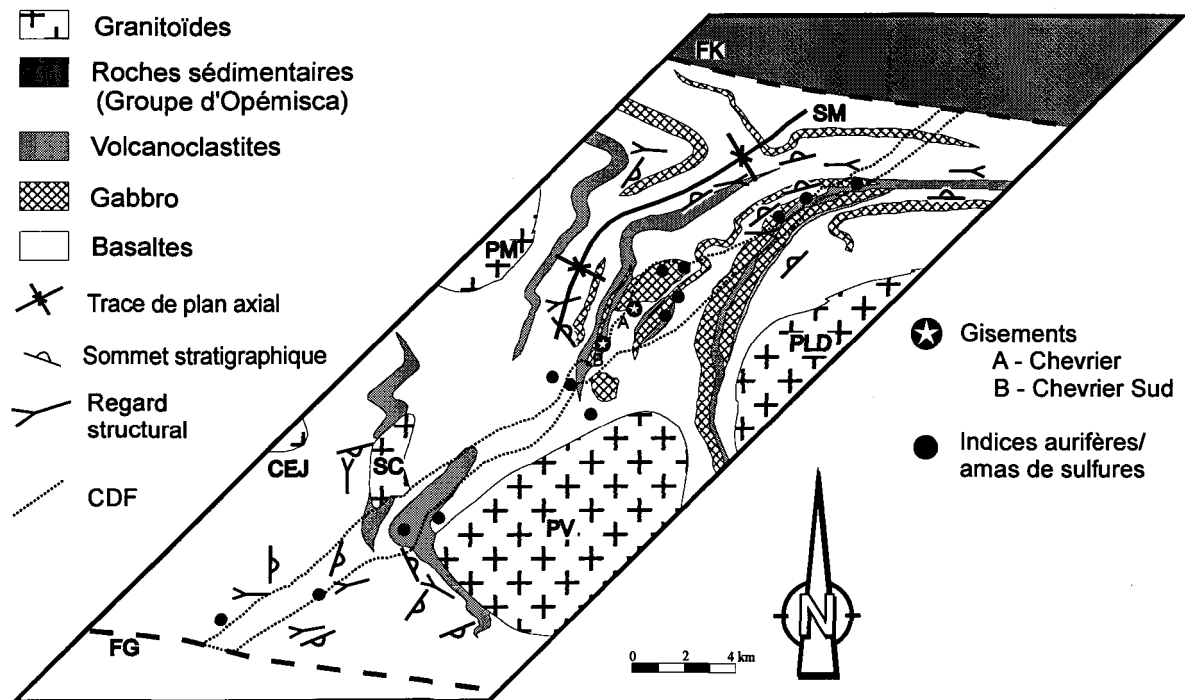


Figure 1.3. Géologie simplifiée de la région à l'étude. PLD – pluton de La Dauversière; PV – pluton de Verneuil; SC – stock de Chico; CEJ – complexe Eau Jaune; PM – pluton de Muscocho; FG – faille de Guercheville; FK – faille de Kapunapotagen; SM – synclinal de Muscocho; CDF – couloir de déformation de Fancamp.

centre volcanique felsique. Un tel environnement rassemblerait plusieurs caractéristiques présentes dans le CDF telles que l'abondance de dykes et de volcanoclastites/coulées, et de zones de déformation. Ces zones pourraient alors être vues comme des anciennes failles synvolcaniques réactivées lors des divers événements de déformation. Dans un tel scénario, une relation étroite devra être établie entre la minéralisation, l'altération et le volcanisme. Dans le cas de plusieurs épisodes de minéralisation, le recyclage de l'or synvolcanique à l'intérieur de zones de cisaillement lors d'événements de déformation pourrait expliquer la diversité des styles de minéralisation. Dans une telle relation, il devrait exister une association spatiale entre les minéralisations synvolcaniques et syndéformation. La possibilité que toutes les minéralisations soient reliées à des systèmes hydrothermaux distincts ne doit pas toutefois être écartée.

1.5. OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

Le projet de recherche consiste en une étude métallogénique, géologique et structurale des indices aurifères spatialement associés au CDF. Cette étude vise à établir la nature des minéralisations aurifères en mettant l'emphasis sur les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Ces derniers représentent soit une minéralisation syn- à tardi-déformation anormale par sa localisation à l'écart des failles longitudinales, soit une minéralisation synvolcanique ou post-déformation anormale par son altération. C'est l'hypothèse de minéralisation synvolcanique qui sera testée dans cette étude. Pour ce faire, la période de mise en place des différentes minéralisations aurifères devra être établie par rapport au

magmatisme felsique et à la déformation. Pour établir le cadre volcanique du secteur, le lien entre les unités de volcanoclastites, les dykes felsiques et les plutons devra être résolu.

Les points suivants seront donc traités:

- détermination des événements de minéralisation dans un cadre chronologique en référence avec les événements volcaniques, plutoniques et tectoniques;
- établissement des relations entre les dykes felsiques, les volcanoclastites et les plutons synvolcaniques ou syndéformation;
- détermination de la signature structurale du CDF et son effet sur les minéralisations;
- détermination des contrôles primaires des minéralisations des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ainsi que leur présente géométrie afin de proposer des guides pour l'exploration minière dans la région.

1.6. MÉTHODOLOGIE

La méthodologie proposée est surtout basée sur la "donnée terrain" à partir des relations de recoupement entre les unités lithologiques, les plutons et les dykes felsiques, les minéralisations, l'altération hydrothermale, le métamorphisme, la déformation régionale et la déformation associée au CDF. Une compilation des données géologiques existantes, des travaux de cartographie détaillée et régionale ainsi qu'un échantillonnage systématique ont été réalisés afin de déterminer ces différentes relations. Plus précisément, la relation entre les minéralisations et les différents épisodes de déformation a permis d'établir la nature des minéralisations synvolcanique, syn- et tardi- à post-déformation régionale. Des

travaux détaillés de caractérisation en laboratoire (analyses lithogéochimiques, pétrographie, minéragraphie, microsonde et datation) ont également permis de raffiner les différentes relations. Deux approches (régionale et locale) ont été suivies pour répondre aux objectifs. L'approche régionale vise à définir les événements de magmatisme et de déformation, tandis que l'approche locale se concentre sur la détermination des caractéristiques des minéralisations aurifères^a.

1.6.1. Approche régionale

1.6.1.1. Compilation et cartographie

Le travail consistait dans un premier temps en une compilation régionale des travaux effectués sur le Couloir de déformation de Fancamp (CDF). Le secteur a été couvert en totalité ou en partie par plusieurs campagnes de cartographie du ministère des Ressources naturelles du Québec (Imbault, 1959; Holmes, 1959; Hébert, 1976, 1978, 1980; Cimon, 1976a, b, 1977; Thibault et Daigneault, 1984; Daigneault et Allard, 1984, 1990; Tait, 1992). Ces cartes ont servi à la production de la figure 3.1 dans les secteurs non couverts par la cartographie de CMI et par cette étude (partie NW et SE de la région à l'étude). Des vérifications ont été réalisées lors des traverses à travers le CDF pour valider les informations levées lors de la compilation. Dans le cadre de cette thèse la cartographie s'est effectuée à des échelles variant de 1:10 000 à 1:200. Les forages à diamant et les

^a Toutes les données de terrain recueillies dans le cours de cette étude ainsi que les analyses géochimiques et la localisation des affleurements et des forages peuvent être consultées dans la banque de données SIGÉOM du Ministère des Ressources naturelles du Québec ainsi que dans Legault et al. (1995, 1997, 2000).

levés géophysiques compensent pour les secteurs qui affleurent peu. Ces travaux ont servi à établir le contexte géologique régional.

La terminologie utilisée pour décrire les roches volcaniques est basée sur la définition de Fisher (1961) où les roches volcanoclastiques sont "des dépôts composés surtout de particules volcaniques". Les dépôts volcanoclastiques sont décrits selon la classification granulométrique de Sharma (1996) modifiée de Fisher (1961, 1966), qui est purement descriptive et non-génétique.

1.6.1.2. Signature structurale du CDF

La géologie structurale de l'environnement du CDF a été établie à partir de sections transversales permettant de déterminer la signature structurale hors de la zone de déformation. Ces sections ont servi à caractériser les variations structurales à l'approche du CDF et ainsi, la relation entre le CDF et la schistosité régionale a pu être établie. Cinq sections transversales furent sélectionnées et leur localisation fut choisie en fonction de l'accessibilité et de la densité d'affleurements. Le travail comprenait également des vérifications ponctuelles sur les secteurs plus problématiques et jugés pertinents à l'étude. Les sections permettaient de lever tous les éléments structuraux ainsi que de procéder à une prise d'échantillons orientés.

Le CDF est délimité par la faille de Kapunapotagen au nord et par la faille de Guercheville au sud, mais sa relation avec ces failles n'était pas connue. Pour établir cette relation, des vérifications le long de chaque faille longitudinale ont été réalisées. Ce travail structural a permis de préciser la nature des différents événements de déformation et

d'établir leur chronologie ce qui a permis de placer le CDF dans l'évolution géologique de la région.

1.6.1.3. Magmatisme felsique

L'abondance de dykes felsiques dans le CDF, et plus particulièrement aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, indique une association spatiale entre le magmatisme felsique et la minéralisation aurifère. Afin de documenter un lien temporel possible entre les deux, des échantillons des cinq plutons avoisinants, des nombreux dykes felsiques et des unités de volcanoclastites rencontrés dans le CDF ont été analysés pour les éléments majeurs et traces. Les échantillons nécessaires à l'étude lithogéochimique ont été prélevés sur des affleurements et dans les carottes de forage. Des données géochimiques non-publiées (R. Daigneault - La Dauversière et Muscocho; C. Dion - La Dauversière; L. Tait - CEJ) et la compilation géochimique des travaux antérieurs de la CMI ont aussi servi à la caractérisation géochimique des roches. Pour cette étude, les éléments majeurs et mineurs ont été déterminés par différentes techniques au Consortium en Recherches Minérales (COREM) à Québec. Les techniques et les limites de détection sont énumérées à l'annexe 1. Des échantillons représentatifs ont été analysés pour des éléments mineurs additionnels (Cs, Hf, Ta, Th, U) et les éléments de terres rares par activation neutronique au COREM. Afin de vérifier la reproductibilité des analyses à travers les années, un standard est utilisé par le COREM à chaque 25 échantillons et cinq échantillons de cette étude ont été ré-analysés. Les analyses complètes sont présentées dans Legault et al. (1995, 1997, 2000).

L'étude lithogéochimique a permis de classer les plutons, les dykes et les volcanoclastites et de caractériser leur pétrochimie. Les données acquises ont permis d'établir la filiation des dykes avec les plutons avoisinants dont les plutons de Muscocho et de La Dauversière qui ont été datés par Mortensen (1993). Ces dykes ont été utilisés comme marqueurs chronologiques pour décortiquer l'histoire géologique complexe de ce secteur, et plus particulièrement celle des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Les dykes présents au gisement de Chevrier ont été datés afin de tenter de circonscrire l'âge de la minéralisation aurifère. L'étude géochimique sur les volcanoclastites a permis d'identifier l'environnement tectonique dans lequel elles se sont déposées ce qui s'avèrera important dans le cas où des minéralisations synvolcaniques seraient identifiées.

Plusieurs diagrammes chimiques existent pour classer les roches ignées, soit avec les éléments majeurs (AFM: Irvine et Baragar, 1971; Jensen: Jensen, 1976), ou les éléments traces (Winchester et Floyd, 1977; Barrett et MacLean, 1997). Aussi, plusieurs diagrammes discriminants existent pour les roches intrusives; soit avec les éléments majeurs (Batchelor et Bowden, 1985; Maniar et Piccoli, 1989) et les éléments traces (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986). Cependant, l'application de ces diagrammes sur des intrusions d'âge archéen demeure difficile même si dans quelques cas les résultats sont satisfaisants (p.ex. Feng et Kerrich, 1992). Dans la Sous-province de l'Abitibi, des travaux ont permis de distinguer entre les différents types d'intrusion felsique (pré-, syn- et tardi-déformation régionale). Ces études (Racicot et al., 1984; Rive et al., 1990; Chown et al., 1992; Feng et Kerrich, 1992; Sutcliffe et al., 1993) se sont avérées utiles pour la classification des intrusions.

1.6.2. Approche locale

1.6.2.1. Caractéristiques des minéralisations

Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ont fait l'objet d'une étude détaillée. Ces deux zones sont les plus importantes de la région à l'étude mais sont surtout connues à partir de forages au diamant. Les sondages de ces gisements ont été soigneusement examinés afin de définir les relations entre la minéralisation, la déformation, l'altération et les dykes felsiques. Il est important de noter cependant que l'abondance et la qualité de l'information (forages et affleurements) sur le gisement de Chevrier Sud sont moins importantes qu'au gisement de Chevrier. Les différentes relations ont été déduites par observations macroscopiques et microscopiques ainsi que par des analyses géochimiques sur les carottes. La composition chimique des minéraux d'altération du gisement de Chevrier a été déterminée par microsonde. Cette étude a permis de préciser les réactions chimiques des fronts de remplacement associés aux enveloppes d'altération. La relation entre la déformation et la minéralisation a pu être déduite par la structuration des phases minéralisées et de leurs minéraux d'altération associés avec les différentes fabriques structurales en présence. L'étude sur les gisements a permis d'établir la séquence des événements géologiques et de documenter leurs caractéristiques. Les forages utilisés ont été réalisés sur plusieurs années et ont été décrits par plusieurs géologues. Donc, cette étude a aussi permis d'uniformiser les descriptions et les nomenclatures.

Des levés détaillés ont aussi été effectués sur la plupart des indices aurifères présents. Le choix des indices étudiés a été fait en fonction de la diversité de style et

d'altération ainsi que la présence de valeurs aurifères dans les travaux antérieurs. Ce travail permettait de voir le rôle du CDF dans le contrôle des minéralisations. Les levés ont été réalisés à la planchette et, dans certains cas, à l'aide d'une grille cartésienne confectionnée sur le terrain. Plusieurs de ces indices ont déjà été cartographiés par la CMI. Ces cartes ont été modifiées pour incorporer les observations réalisées dans le cadre de cette étude. Toutes les fabriques planaires et linéaires mesurées, veines, dykes, discontinuités et autres structures ont été localisées sur les cartes de détail. Les indices ont été également échantillonnés afin de caractériser la nature de la minéralisation, des altérations et des roches encaissantes. Ce travail de détail permettait d'établir la relation entre les événements de déformation, de métamorphisme et de minéralisation. Aussi, la relation temporelle entre la minéralisation et les intrusions felsiques ainsi que la déformation ont permis de situer la minéralisation dans l'histoire géologique de la région.

Pour plusieurs indices l'altération en carbonate de fer est communément associée à une altération en séricite. Comme la minéralisation aurifère est encaissée dans des gabbros aux indices du "East Showing", "West Showing" et Lipsett et que la séricite est le seul minéral potassique observée en lames minces, les valeurs de potassium devraient être proportionnelle au pourcentage de séricite. Un spectromètre à rayon gamma portatif fut utilisé afin de tester la distribution de l'altération en séricite et ainsi comparer avec celle de l'altération en carbonate de fer. Un spectromètre à rayon gamma, de modèle GR256 fabriqué par Exploranium Ltd., fut utilisé (temps de comptage = 120 secondes) afin de déterminer semi-quantitativement les concentrations de potassium, uranium et thorium pour des volumes de roche égale à une demie-sphère d'un diamètre d'environ 0,8 m. La

comparaison des résultats de spectromètre à rayon gamma et de techniques analytiques conventionnelles par Charbonneau et al. (1981) et Legault (1993) indique que les résultats des deux méthodes sont comparables. Les résultats sont exprimés en K, eU et eTh parce que les mesures pour l'U et le Th sont faites sur le ^{214}Bi et le ^{208}Tl , respectivement, et suppose un équilibre radioactif. Les mesures pour le K sont faites directement sur le ^{40}K .

Pour certains indices, les éléments majeurs sont présentés sous forme de changement de masse (MacLean et Kranidiotis, 1987). Ce calcul permet d'évaluer la quantité (en % poids) ajoutée ou lessivée pour chaque élément d'une roche altérée comparé à une roche fraîche. Ces calculs sont similaires à ceux de Gresens (1967) et aux modifications de Babcock (1973) et Grant (1986) ainsi qu'à ceux de Nesbitt (1979). Le changement de masse $((I^F/I^A) \times X^A) - X^F$ indique l'augmentation ou la diminution des éléments X par rapport à un élément immobile I pour des échantillons altérés (A) en comparaison avec un échantillon frais (F). Des échantillons récoltés loin des zones minéralisées et montrant une altération nulle à faible en lame mince servent de protolites frais pour ces calculs. Le zirconium est généralement utilisé dans ce type de calcul pour les altérations associées aux sulfures massifs volcanogènes compte tenu de sa faible mobilité et de l'augmentation linéaire de ces teneurs dans les roches mafiques à felsiques (MacLean et Barrett, 1993). Cependant, le titane pourrait aussi être utilisé dans cette étude étant donné l'absence probable de fractionnement igné dans les lithologies utilisées à l'échelle métrique. Des valeurs égales à la limite de détection ont été attribuées aux éléments avec des concentrations inférieures à la limite de détection.

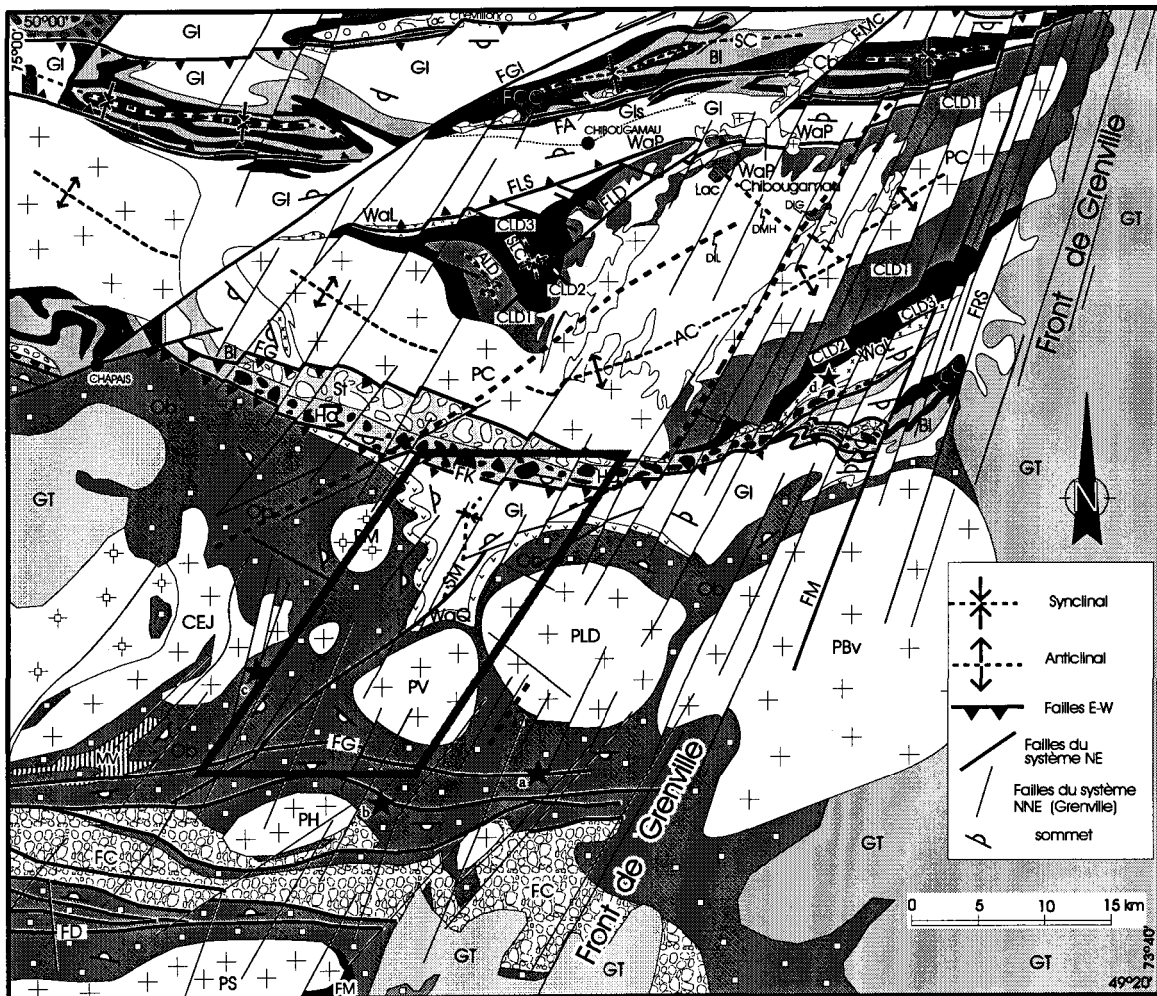
CHAPITRE 2

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Dans son cadre le plus large, la région à l'étude se situe à l'intérieur de la Province de Supérieur et plus particulièrement au sein de la Sous-province de l'Abitibi. Elle est localisée dans la partie orientale de la zone volcanique nord (ZVN) telle que définie par Chown et al. (1992) (Fig. 1.1). La partie nord de cette région a fait l'objet d'une cartographie régionale par Daigneault et Allard (1990), tandis que la partie sud a fait l'objet d'une compilation par Dion et Simard (1999) (Fig. 2.1). La présente description de la géologie régionale est basée en majeure partie sur les travaux de Daigneault et Allard (1990), Dion et Simard (1999) et Chown et al. (1992). Le lecteur est référé aux deux premiers pour une description plus détaillée de la géologie régionale ainsi que pour l'historique des travaux géologiques de la région.

2.1. STRATIGRAPHIE

La région de Chibougamau présente une stratigraphie relativement simple (Fig. 2.2) et similaire à celle retrouvée dans plusieurs bandes de roches vertes archéennes (Anhaeusser, 1975; Goodwin, 1981; Henderson, 1981; Windley, 1981; Dimroth et al.,



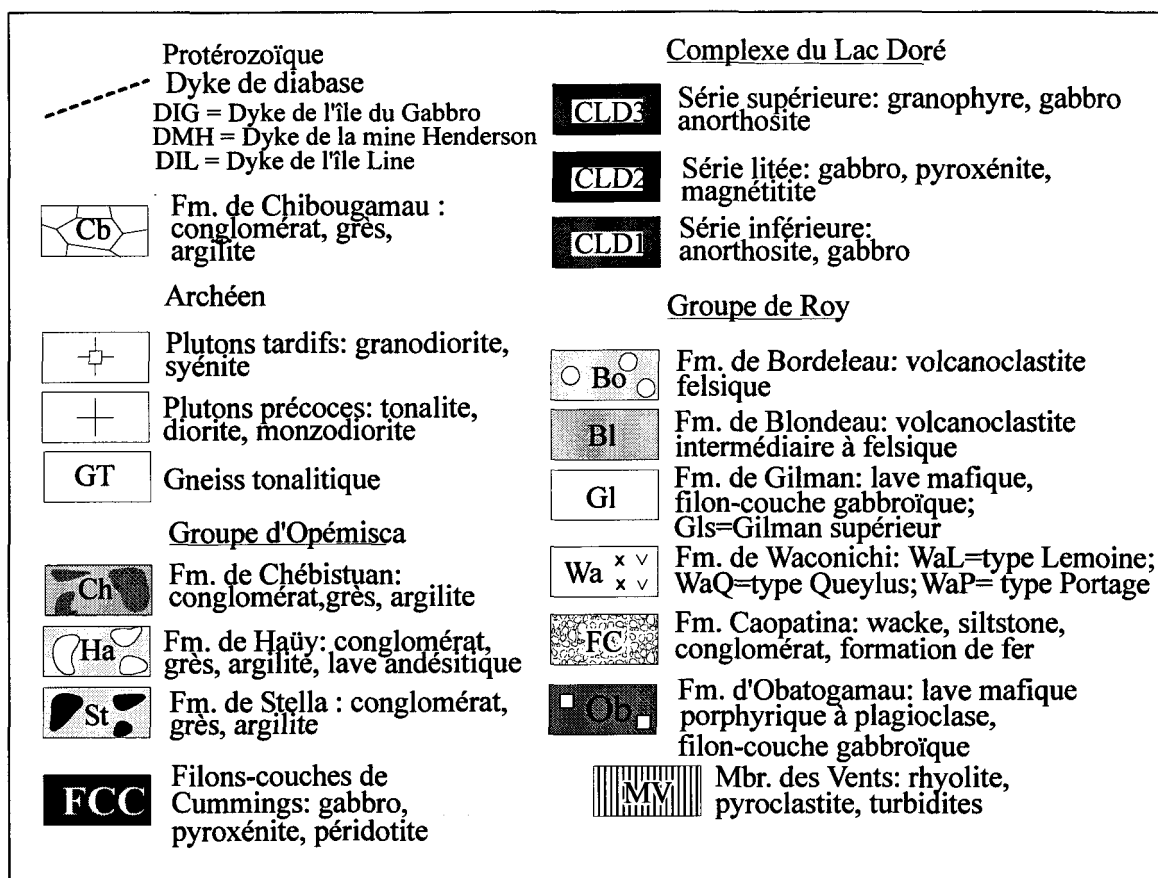


Figure 2.1. Carte géologique détaillée de la région de Chibougamau .

Pour les plutons: PB= pluton de Barlow, PC= Pluton de Chibougamau, PBv= pluton de Boisvert, PF= pluton de France, PLD= pluton de La Dauversière, PV= pluton de Verneuil, PM= pluton de Muscocho, PCh= pluton de Chevrillon, CEJ= Complexe Eau Jaune, PH = pluton de Hazeur, PS = pluton de Surprise;

Pour les plis: SC= Synclinal de Chibougamau, AC= Anticlinal de Chibougamau, SM = Synclinal de Muscocho;

Pour les failles: FLS= Faille du lac Sauvage, FG= Faille Guercheville, FK= Faille Kapunapotagen, FGI= Faille Gwillim, FMc= Faille McKenzie, FLD= Faille du lac Doré, FRS= Faille du ruisseau au sable, FM= Faille Mistassini, FD = Faille Doda. Adapté de Daigneault et Allard (1990) et Dion et Simard (1999).

Étoiles noires: a) Mine Joe Mann; b) Gisement de Philibert; c) Indice Eratix; d) Mine Lemoine.

La région étudiée est encadrée en noir.

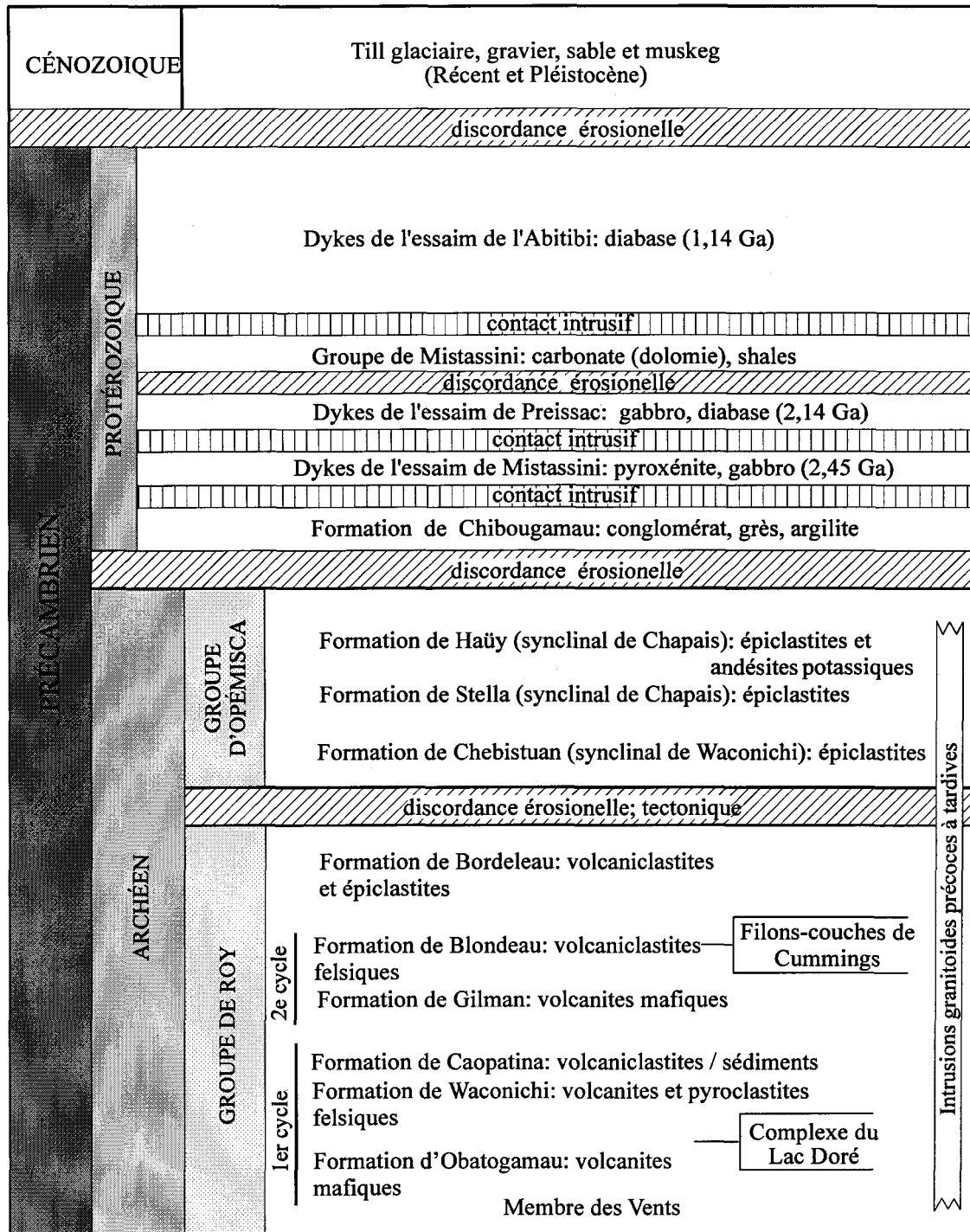


Figure 2.2. Colonne stratigraphique de la région de Chibougamau.
Modifiée de Daigneault et Allard (1990).

1983; Jensen, 1985; Condie, 1986; etc). Deux cycles volcaniques, passant chacun de mafique à felsique et appartenant au Groupe de Roy, sont présents. Les séquences volcano-détritiques du Groupe d'Opémisca reposent en discordance sur le Groupe de Roy.

2.1.1. Groupe de Roy

Le Groupe de Roy est constitué surtout de basalte et de gabbro avec une plus faible proportion de roches volcaniques intermédiaires à felsiques et de roches sédimentaires. La région à l'étude comprend surtout les roches du premier cycle du Groupe de Roy et une partie de la base du second cycle. Pour cette raison la description de la géologie régionale est surtout concentrée sur le Groupe de Roy.

La Formation d'Obatogamau se retrouve à la base du premier cycle. Cette formation, définie par Cimon (1977), est surtout constituée d'un basalte^a massif à coussiné porphyrique et de nombreux filons-couches comagmatiques de gabbro. Les coulées de basalte, de 5 à 60 m d'épaisseur, sont massives à la base et coussinées au centre; le sommet consiste en brèche de coussins, en brèche de coulée et, à certains endroits, en minces lits de tuf à lapilli et à blocs généralement felsiques. La Formation d'Obatogamau comprend aussi quelques lentilles de roches pyroclastiques felsiques, tel le Membre des Vents (Sharma et al., 1987; Mueller et al., 1989). Ce membre, constitué de roches felsiques, regroupe des laves massives à bréchiques, des roches pyroclastiques variées, des turbidites et autres roches sédimentaires volcanogènes, interstratifiées avec des coulées massives, bréchiques

ou coussinées de basalte. Il a été daté par Mortensen (1993) à 2759 Ma. Généralement cependant, les lentilles de roches felsiques à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau sont d'épaisseur métrique et se composent de tufs fins ou de roches sédimentaires épyclastiques, siliceuses ou graphiteuses. Des unités de volcanoclastites felsiques à intermédiaires d'épaisseur hectométrique sont toutefois reconnues dans le secteur du pluton de Verneuil et sont constituées en majeure partie de tufs à blocs intercalés de tufs fins et à lapilli. La Formation d'Obatogamau est reconnue à partir du Front de Grenville pour s'étendre vers l'ouest jusque dans la région de Miquelon, soit sur une distance de plus de 150 km. Cette continuité remarquable, considérant l'épaisseur restreinte de 3000 à 4000 m, suggère une immense plaine sous-marine semblable à ce que proposent Dimroth et al. (1982) pour le Groupe de Kinojévis dans la région de Rouyn-Noranda. La plupart des roches de l'Obatogamau analysées par différents intervenants, dont la compilation est retrouvée dans Daigneault et Allard (1990), font partie du champ des basaltes tholéïtiques. Un léger appauvrissement en terres rares légères souligne l'analogie entre ces basaltes avec des basaltes modernes d'environnement océanique ou d'île en arc immature (Ludden et al., 1984).

Au sommet du premier cycle, dans la partie sud, la Formation de Caopatina est reconnue. Elle fut définie par Sharma et al. (1987) et elle comprend, par ordre décroissant d'importance, des wackes feldspathiques, des interstratifications de siltstone-mudstone-claystone, des grauwackes, des conglomérats et des formations de fer oxydées. Ces roches

^a Dans cette étude, le nom des roches volcaniques et sédimentaires devrait porter le préfixe méta puisqu'elles ont subi le métamorphisme au faciès des schistes verts. Pour alléger le texte, ce préfixe sera sous-entendu.

font partie du cycle sédimentaire 1 de Mueller et Donaldson (1992) et elles sont caractérisées par l'absence de fragments plutoniques felsiques dans les conglomérats ce qui les distingue du cycle sédimentaire 2. Les différents faciès de roches sédimentaires de la Formation de Caopatina reflètent un milieu de dépôt en eau profonde et la présence de conglomérats chenalisés suggère un système de cônes sous-marins à fragments grossiers (Mueller et al., 1989; Mueller et Donaldson, 1992). Le secteur de Caopatina est dépourvu d'un deuxième cycle volcanique contrairement au secteur de Chibougamau.

Dans le secteur de Chibougamau, la Formation de Waconichi se retrouve au sommet du premier cycle et ainsi démarque le premier du second cycle. Cette formation, établie par Duquette (1970), est constituée de rhyodacites et de rhyolites porphyriques, de pyroclastites felsiques, de tufs, de tufs à blocs et de quelques filons-couches de gabbro. La découverte de la mine Lemoine en 1973, sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau (728 000 tonnes à 4,2% Cu, 9,6% Zn; 4,6 g/t Au; 83,9 g/t Ag; Pilote et Guha, 1998), au cœur de la Formation de Waconichi, a donné à celle-ci une importance stratégique (Fig. 2.1). La découverte du gisement de Scott par SELCO en 1975, sur le flanc nord de l'anticlinal dans le canton de Scott (680 000 tonnes à 6,9% Zn, 0,55% Cu et 13,3 g/t Ag; Pilote et Guha, 1998), confirme le fait que cette unité est un métallotecte important. À l'opposé de la Formation d'Obatogamau, la Formation de Waconichi représente les produits d'un volcanisme felsique répartis en plusieurs petites zones de faible épaisseur et de peu d'étendue. Celles-ci se reconnaissent par la présence d'intrusions subvolcaniques et de dômes de rhyodacite et de rhyolite porphyrique accompagnés de tufs felsiques et de lentilles de brèches volcaniques grossières. Les travaux de Ludden et al. (1984) et

Daigneault et Allard (1990) permettent de subdiviser la Formation de Waconichi en deux types complètement différents tant sur les plans lithologiques et géochimiques que sur le plan des implications métallogéniques. Ainsi, le Waconichi de type Lemoine (WaL) est caractérisé par les rhyolites porphyriques et le type Queylus (WaQ) est dominé par des pyroclastites intermédiaires à felsiques. Cette subdivision du Waconichi en deux types distincts a un impact économique très important puisqu'à ce jour, des sulfures massifs volcanogènes n'ont été reconnus que dans le type Lemoine.

Le second cycle du Groupe de Roy débute avec des laves basaltiques coussinées auxquelles Duquette (1970) a donné le nom de Formation de Gilman. À la longitude de la ville de Chibougamau, la formation a une épaisseur maximale de 3600 m. Cette puissance diminue dans toutes les directions, ce qui suggère un centre volcanique de type bouclier, plutôt qu'une plaine comme pour les laves de la Formation d'Obatogamau. Les laves de la Formation de Gilman forment un amoncellement de coulées dont certaines atteignent 70 m d'épaisseur. Chaque coulée possède une partie inférieure massive surmontée d'une partie coussinée et d'un petit niveau de brèche de coussins à matrice hyaloclastique. De minces couches de tufs ont été cartographiées à quelques rares endroits entre les coulées. Plusieurs filons-couches de gabbro ont été observés au sein de la Formation de Gilman. La majorité des analyses chimiques effectuées sur les roches de la Formation de Gilman, provenant de différents intervenants et dont la compilation est retrouvée dans Daigneault et Allard (1990), indique que les coulées sont des basaltes tholéitiques. La partie inférieure est homogène et montre une composition semblable à celle de l'Obatogamau. La partie supérieure du Gilman, qui représente moins de 5% de l'ensemble de l'unité, montre une

composition chimique différente qui serait due à une contamination de roches crustales de composition intermédiaire à felsique (Ludden et al., 1984).

La Formation de Blondeau se retrouve au sommet du deuxième cycle et représente une séquence volcano-sédimentaire constituée de volcanoclastites felsiques, de coulées rhyodacitiques, de tufs à blocs felsiques, de basaltes variolitiques, d'argilites pyriteuses à graphite, de shales, de grauwackes volcanogènes et de lentilles stratiformes de sulfures particulièrement riches en zinc. Son épaisseur ne dépasse pas 1000 m. Selon Dimroth et al. (1983) et Archer (1984), ses caractéristiques suggèrent l'émergence d'îles volcaniques, produisant des coulées de lave mafique dans un milieu sous-marin et des éjections subaériennes de ponces, sujettes à l'érosion et devenant ainsi sources de sédiments polygéniques. Intrusifs à l'intérieur de la Formation de Blondeau, on retrouve les filons-couches de Cummings. Trois filons-couches distincts sont reconnus (Roberge, Ventures et Bourbeau) et ils varient en composition de dunite et péridotite à gabbro.

La Formation de Bordeleau (Caty, 1978) est considérée comme une unité de transition entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca (Dimroth et al., 1983). Elle est constituée de tufs et de sédiments feldspathiques de composition intermédiaire. Dimroth et al. (1983) pensent que cette formation est dérivée de matériel pyroclastique, auquel se mêle, dans une proportion appréciable, du matériel épicrostique.

2.1.2. Groupe d'Opémisca

Le Groupe d'Opémisca est constitué surtout de roches épiclastiques et de laves andésitiques et potassiques. Son contact avec le Groupe de Roy varie localement entre une discordance érosionnelle importante et une transition presque imperceptible avec les roches sédimentaires des Formations de Blondeau et de Bordeleau. Les roches de ce groupe ne font pas partie de la présente étude.

2.2. ROCHES INTRUSIVES

2.2.1. Complexe du Lac Doré

La ZVN diffère de façon appréciable de la zone volcanique sud par la présence de grands complexes stratiformes: Complexe du Lac Doré (Daigneault et Allard, 1990), Complexe du Lac de la Chaleur (Durocher, 1979), Complexe de la Rivière Opawica (Maybin, 1976) et Complexe de la Rivière Bell (Sharpe, 1968; Maier et al., 1996). Dans la région de Chibougamau, le Complexe du Lac Doré (2728 Ma; Mortensen, 1993) est d'importance économique tant pour les nombreux dépôts filoniens épigénitiques de cuivre-or qu'il renferme que pour son gisement de vanadium toujours inexploité à ce jour. La longueur (E-O) du Complexe du Lac Doré est de l'ordre de 55 km et sa largeur (N-S) atteint une quinzaine de kilomètres dans sa partie occidentale et moins de 5 km près du Front de Grenville, à l'est. Le Complexe du Lac Doré comprend une panoplie de roches

mafiques à ultramafiques variant d'anorthosite, ferrodiorite, ferropyroxénite, ferrodunite à magnétite ainsi qu'une zone de granophyre.

2.2.2. Plutons synvolcaniques

Plusieurs plutons dits synvolcaniques sont présents dans la région de Chibougamau incluant le pluton de Chibougamau, le pluton de La Dauversière et le Complexe Eau Jaune (Fig. 2.1). Ils ont des âges restreints de 2722 - 2713 Ma (Chown et al., 1992). Ces plutons se retrouvent généralement dans les rides anticlinales et les structures régionales se moulent à leurs contacts. Ils sont polyphasés avec des phases précoces de diorite et des phases tardives de tonalite et de leucotonalite. La distribution des phases est irrégulière et les plutons n'ont pas de zonation symétrique. Tous les stages d'activité plutonique ont produit une diversité de dykes qui recoupent les phases précoces des plutons et les roches encaissantes. Plusieurs stocks et complexes de dykes qui recoupent les roches volcaniques ont le même âge que les plutons et ils sont interprétés comme étant des appendices des plus gros batholites polyphasés (Chown et al., 1992). Tous les plutons ont originalement eu une auréole de métamorphisme de grade amphibolite, mais seuls quelques-unes de ces auréoles ont été préservées. Elles ont été soit rétrogradées aux faciès des schistes verts, soit oblitérées par un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Le peu de données géochimiques sur les plutons synvolcaniques (Ludden et al., 1984; Rive et al., 1990; Midra et al., 1992a, 1992b) indiquent que ces roches sont peu évoluées et qu'elles sont chimiquement typiques de magmatisme associé à la subduction (Bédard et Ludden, 1997).

2.2.3. Plutons syntectoniques

Quelques plutons syntectoniques sont présents dans la région de Chibougamau, incluant les plutons de Muscocho et de Verneuil (Fig. 2.1). Ces plutons ont des âges restreints (2703 - 2690 Ma; Chown et al., 1992) et ils ont généralement une forme tabulaire parallèle aux fabriques tectoniques prédominantes. La plupart se trouvent à l'interface entre les plutons synvolcaniques ou les complexes stratiformes et les roches supracrustales. Les plutons syntectoniques comprennent deux suites pétrographiques: monzodiorite (pluton de Muscocho) et tonalite/granodiorite (pluton de Verneuil). Les marges de ces plutons sont recoupées par une série de dykes qui témoignent de l'évolution pétrographique du pluton. Les études géochimiques de certains plutons (Bédard et al., 1990; Rive et al., 1990; Moukhsil, 1991; Midra et al., 1992a, 1992b) indiquent de grandes similarités géochimiques des deux suites de pluton syntectonique. De plus, ceux-ci sont plus riches en terres rares légères, sont plus fractionnés et sont enrichis en éléments lithophiles par rapport aux plutons synvolcaniques, malgré le fait qu'une source similaire est proposée pour les deux (Bédard et Ludden, 1997).

2.3. STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME

La déformation hétérogène de la Sous-province de l'Abitibi a produit des domaines alternant de faible à forte intensité de déformation. Des plis distincts sont reconnus dans les domaines de faible déformation, tandis que les domaines de forte déformation sont

caractérisés par de minces enveloppes de forte anisotropie planaire avec des contacts nets ou progressifs avec les domaines adjacents de faible déformation. Les domaines de forte déformation sont associés aux failles régionales, aux auréoles de déformation autour des plutons précoces et aux marges de la Sous-province.

Les relations de recoupement entre les plis, la schistosité, la foliation mylonitique, et les linéations d'étirement définissent des événements de déformation qui ont des signatures distinctes quant à l'intensité et la géométrie des contraintes. La succession des événements de déformation ($D_1 - D_6$), dans la zone volcanique nord, est interprétée comme faisant partie d'un continuum de la déformation et non comme plusieurs épisodes orogéniques distincts (Chown et al., 1992) (Fig. 2.3).

2.3.1. Plis précoces (D_1)

Des plis précoces sont observés localement dans la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990). Aucune schistosité n'est associée à cette phase de plissement. Leur existence est indiquée par l'inversion du regard structural (Poulsen et al., 1980) le long de la schistosité régionale et par le recoupement des flancs des plis par la schistosité. Ces plis précoces représentent possiblement une déformation hétérogène au début de la compression régionale ou peuvent représenter le résultat d'hétérogénéité locale comme la subsidence entre des plutons synvolcaniques (Dimroth et al., 1986).

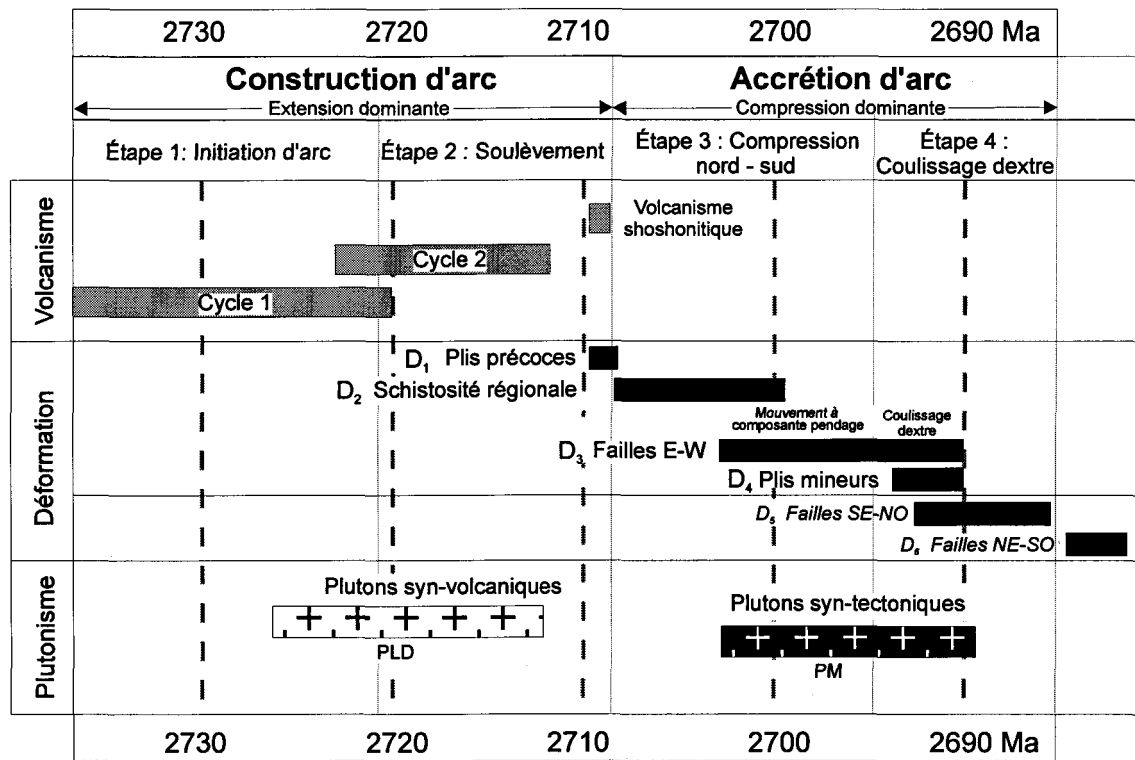


Figure 2.3. Diagramme tectonique sommaire pour la zone volcanique nord. Adapté de Chown et al. (1992). PLD- pluton de La Dauversière; PM – pluton de Muscocho.

2.3.2. Plis E-O régionaux (D₂)

L'événement majeur de déformation (D₂) dans la ZVN a formé une série de synclinaux est-ouest entre des dômes anticlinaux occupés par des plutons synvolcaniques. Dans la région de Chibougamau, quatre synclinaux et trois anticlinaux sont observés (Fig. 2.4). La schistosité régionale, la fabrique planaire dominante observée à l'extérieur de certaines zones de haute déformation, est une fabrique de plan axial aux plis mésostructuraux et aux synclinaux régionaux, et elle est développée à travers la ZVN. La schistosité contient une linéation d'étirement abrupte définie par l'élongation préférentielle des coussins, des fragments, des amygdales et des minéraux. La schistosité a une direction générale E-O avec un pendage sub-vertical.

2.3.3. Failles E-O (D₃)

L'événement D₃ est représenté par des zones majeures de déformation intense E-O de 1 à 4 km de largeur et d'environ 300 km de longueur telles que les failles de Kapunapotagen et de Guercheville (Fig. 2.1). Les zones de déformation associées à D₃ sont caractérisées par une fabrique mylonitique subverticale avec une linéation d'étirement abrupte. La plupart de ces zones recoupent la schistosité régionale ainsi que les charnières des plis associés à D₂ (Daigneault et al., 1990), et elles sont interprétées comme étant des failles ductiles. Le déplacement observé le long de ces failles est chevauchant vers le nord ou vers le sud selon leur pendage (Daigneault et Archambault, 1990; Daigneault et al.,

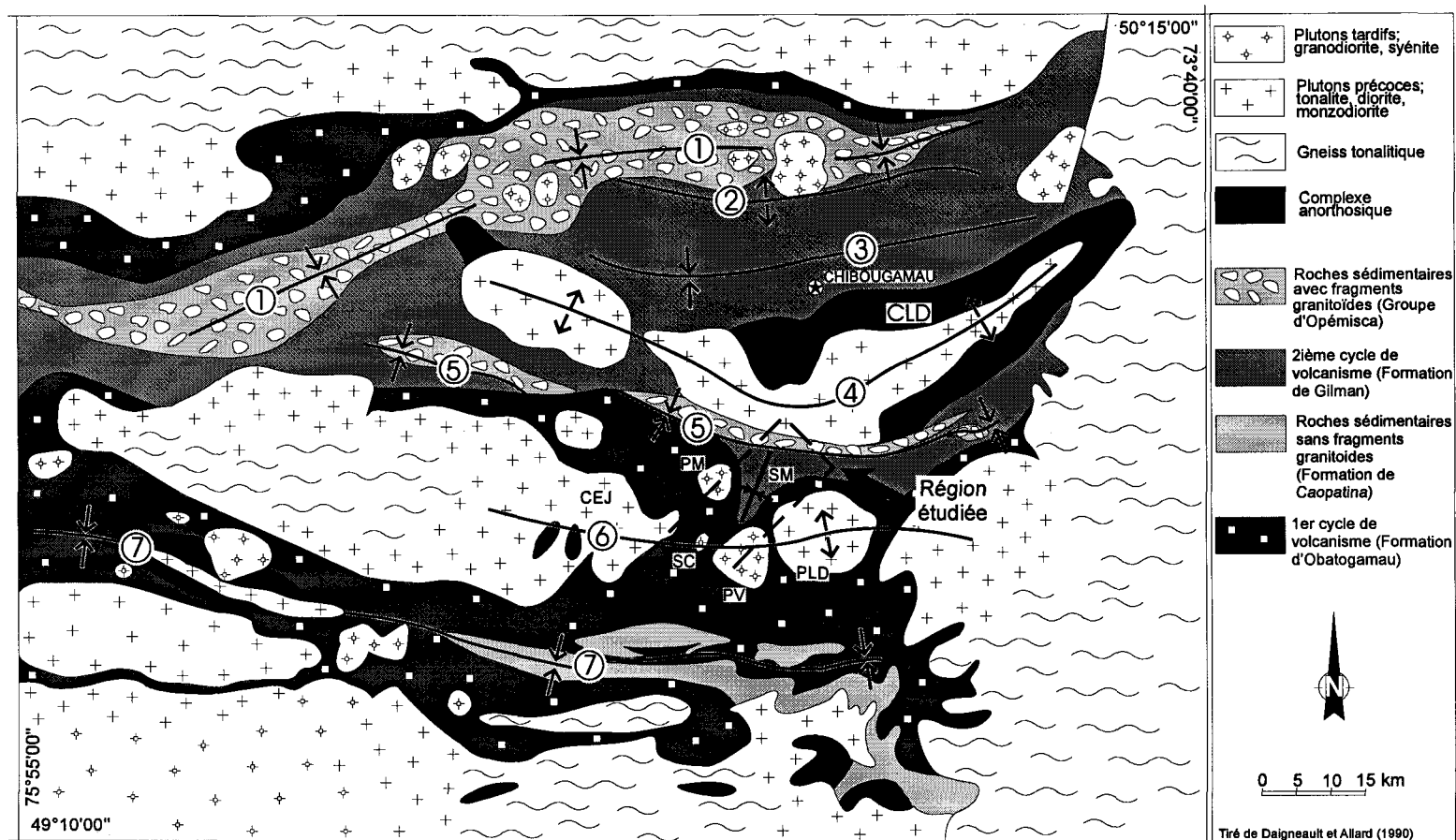


Figure 2.4. Carte géologique régionale de la partie NE de la Sous-province de l'Abitibi, 1 = Synclinal de Waconichi, 2 = Anticlinal de Waconichi, 3 = Synclinal de Chibougamau, 4 = Anticlinal de Chibougamau, 5 = Synclinal de Chapais, 6 = Anticlinal de La Dauversière, 7 = Synclinal de Druillettes, CLD = Complexe du Lac Doré, SM = Synclinal de Muscocho, PLD = Pluton de La Dauversière, PV = Pluton de Verneuil, PM = Pluton de Muscocho, SC = Stock de Chico; CEJ = Complexe Eau Jaune.

1990).

2.3.4. Plis mineurs NE (D₄)

L'événement de déformation D₄ est présent seulement dans les roches ayant une anisotropie planaire bien développée (c.-à.-d. schistosité S₂). Il est représenté par des plis asymétriques en Z d'échelle mésoscopique, ayant généralement une orientation NE-SO. Un clivage de crénulation est généralement de plan axial à ces structures (Dimroth et al., 1986). Un coulissage dextre le long de la plupart des failles E-O est aussi associé à l'événement D₄ (Chown et al., 1992). Les structures D₄ recoupent les fabriques associées à D₂ et D₃.

2.3.5. Failles SE (D₅)

Les failles SE associées à D₅ recoupent les structures majeures à un angle variant entre 15 et 30° et elles ont généralement moins de 100 km de longueur. Aucune faille SE n'est observée dans la région à l'étude. Ces zones de faille D₅, de 1 à 5 km de largeur, ont une forte fabrique mylonitique avec des linéations d'étirement sub-horizontales. Les indicateurs de cisaillement indiquent un mouvement dextre. Des déplacements jusqu'à 5 km sont reconnus par le déplacement d'horizons marqueurs. Ces failles D₅ sont entraînées dans les failles E-O associées à D₃ indiquant une activité synchrone des deux systèmes.

Cependant, d'autres failles SE recoupent les structures associées à D_2 et D_3 (Daigneault et Proulx, 1991).

2.3.6. Failles NE (D_6)

Les failles NE, en contraste avec les failles associées à D_3 et D_5 , sont de nature plus fragile et sont associées à des zones de déformation plus étroites. Dans la région de Chibougamau, plusieurs de ces failles sont présentes incluant les failles de Gwillim et de McKenzie (Fig. 2.1). En utilisant des horizons marqueurs, Dimroth et al. (1984) ont pu interpréter un déplacement horizontal senestre de quelques kilomètres pour la faille de Gwillim. Cette dernière peut être tracée sur plus de 150 km.

2.3.7. Effets grenvilliens (D_7)

Bien que les six premières étapes de la déformation ($D_1 - D_6$) représentent un continuum de la déformation régionale archéenne, l'événement D_7 est attribué à la période orogénique grenvillienne. Dans la région de Chibougamau, le grain stratigraphique archéen de direction E-O subit une rupture majeure au contact entre ces deux provinces géologiques, désignée comme étant le Front de Grenville (Wynne-Edwards, 1972; Rivers et Chown, 1986). Le Front de Grenville ne constitue pas une limite nette entre les provinces du Supérieur et de Grenville, mais plutôt une zone transitionnelle mal définie, marquée principalement par une surimposition accrue du métamorphisme et des structures

grenvilliens sur les fabriques et le métamorphisme archéens (Daigneault et Allard, 1994). Le Front y est caractérisé par une densité accrue de la famille de failles inverses NNE de mouvement senestre, une augmentation du degré de métamorphisme et par la réorientation de structures archéennes parallèlement au front. La densité et l'intensité des structures post-déformation régionale deviennent de plus en plus significatives à l'approche du Front de Grenville. Des plis à plan axial NE (Baker, 1980; Daigneault, 1986) se retrouvent en abondance dans la zone d'influence du Grenville. Ces plis affectent tous les éléments de la déformation régionale et leurs axes plongent abruptement de façon parallèle à la linéation d'étirement. La linéation d'étirement est très bien développée dans la zone d'influence du Grenville et son orientation est régulière et constante à 160/60. L'effet le plus spectaculaire de l'influence du Grenville est cependant la présence des failles NNE dont les failles du lac Taché et de Mistassini (Fig. 2.1).

2.3.8. Métamorphisme

Le métamorphisme dominant de la région de Chibougamau est au faciès des schistes verts et il est associé à l'événement de déformation D₂. De plus, un métamorphisme de contact au faciès des amphibolites est observé à proximité des intrusions syntectoniques et post-tectoniques. L'auréole métamorphique autour des plutons synvolcaniques est généralement rétrogradée aux faciès des schistes verts. Le faciès des amphibolites est aussi retrouvé en bordure du Front de Grenville (Daigneault et Allard, 1990).

2.4. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région de Chibougamau représente un des camps miniers les plus importants de la Sous-province de l'Abitibi (Simard et al., 1990) avec une production de plus de 100 tonnes d'or et 724 000 tonnes de cuivre pour le secteur de Chibougamau et plus de 27 tonnes d'or et 530 000 tonnes de cuivre pour le secteur de Chapais (Pilote et Guha, 1998). La plupart de cette production provient de trois secteurs distincts: Chibougamau, Chapais et Caopatina. La présente description des gisements aurifères est tirée de Pilote et Guha (1998) et de Dion et Simard (1999), et le lecteur y est référé pour plus de détails.

Le secteur de Chibougamau est responsable de la majeure partie de la production d'or du camp minier de Chibougamau et celui-ci provient majoritairement de veines riches en sulfures (minéralisation du type Chibougamau). Ces gîtes sont constitués d'amas de sulfures massifs (pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotite, quartz et carbonate) bordant des dykes felsiques à intermédiaires tous encaissés dans la Zone anorthositique du Complexe du Lac Doré. Ce secteur est aussi hôte de plusieurs gisements hydrothermaux de type magmatique dont les gisements du lac Clark, de Devlin et de Queylus. Ces deux types de minéralisation seraient associés à la mise en place du Pluton de Chibougamau (2718 Ma; Krogh, 1982). Des veines épithermales en métaux précieux comme le gîte du lac Berrigan sont aussi possiblement liées génétiquement au Pluton de Chibougamau (Pilote et Guha, 1998). Quelques minéralisations de type orogénique sont également présentes dans le secteur de Chibougamau (Norbeau - Dubé et Guha, 1987; Gwillim – Bouchard et al., 1984) et

localement elles sont étroitement associées aux minéralisations de type Chibougamau comme dans le cas de la mine Portage (Tessier et al., 1994).

Le secteur de Chapais est l'hôte de plusieurs anciens producteurs de cuivre et d'or. Ces gisements sont surtout associés à des veines de cuivre de type Opémiska qui sont retrouvées seulement dans le secteur de Chapais. Bien que ces minéralisations partagent des caractéristiques avec les veines de type Chibougamau, leur chronologie de mise en place par rapport à la déformation régionale demeure incertaine. La mine Cooke présente le seul cas de gisement de type orogénique dans le secteur de Chapais et il est associé avec une zone de cisaillement E-O.

Dans la partie orientale du sillon de Caopatina, seul un gisement a fait l'objet d'exploitation: la mine Joe Mann (Fig. 2.1). On a extrait plus de 30 tonnes d'or de ce gisement de type orogénique et associé à la faille de Guercheville. Les autres minéralisations aurifères d'importance dans le secteur comprennent le gisement de Philibert et l'indice Eratix (Fig. 2.1). Le gisement de Philibert est associé à une faible dissémination de pyrite dans des zones de cisaillement E-O, tandis que les minéralisations du secteur de l'indice Eratix sont formées de veines de quartz encaissées dans des structures ENE-OSO (structure Eratix) à NE-SO (structures Nouvelle, 45 et 52); ces dernières étant donc d'orientation similaire au Couloir de déformation de Fancamp.

Bien que plusieurs types de minéralisation soient présents dans le camp minier de Chibougamau, trois traits communs ressortent de cette compilation: la haute teneur en Cu des gisements aurifères, la relation spatiale entre la minéralisation et des dykes/intrusions felsiques, et la présence de zones de déformation E-O. Il est donc intéressant de constater

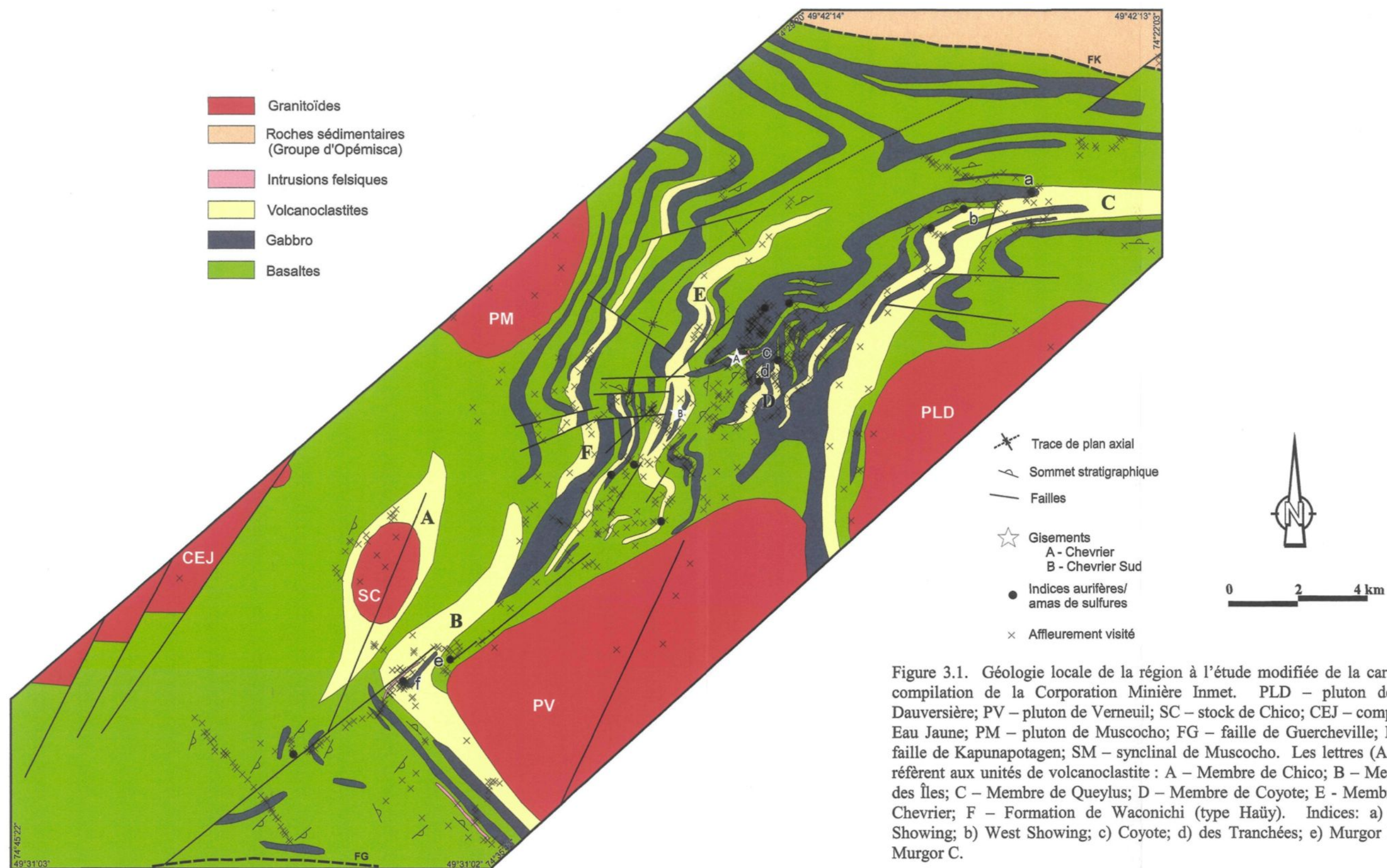
que les gisements et les indices aurifères associés au Couloir de déformation de Fancamp se distinguent de ces gisements par la presque absence de cuivre en association avec l'or.

CHAPITRE 3

GÉOLOGIE DU SECTEUR FANCAMP

3.1. INTRODUCTION

Les campagnes de cartographie détaillée par la Corporation Minière Inmet (CMI) de 1985 à 1993 et les observations effectuées lors de la présente étude (Legault et al., 1995, 1997, 2000) ont permis de mieux documenter la géologie locale. Une attention particulière fut portée aux roches volcaniques felsiques à intermédiaires à cause de leur importance volumétrique dans la région à l'étude et de leur relation spatiale avec plusieurs indices aurifères y compris les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud (Fig. 3.1). De plus, une multitude de dykes felsiques sont aussi présents dans le couloir de Fancamp et ils présentent eux aussi une relation spatiale avec plusieurs minéralisations aurifères. Les intrusions felsiques du secteur ont aussi été examinées de près afin d'élucider leur lien avec les dykes felsiques et les roches volcaniques felsiques à intermédiaires.



3.2. ROCHES VOLCANIQUES

3.2.1. Volcanologie physique

3.2.1.2. Roches volcaniques mafiques

Les roches volcaniques mafiques appartiennent soit à la Formation d'Obatogamau ou soit à la Formation de Gilman. Cette phase de volcanisme est représentée par une séquence de basalte à andésite d'une épaisseur de 4 à 6 km interdigitée de filons-couches et de volcanoclastites (Tableau 3.1). Les basaltes à andésites se présentent sous la forme de coulées massives, coussinées et localement bréchiques. Les coulées sont généralement aphanitiques avec localement jusqu'à 10% de mégacristsaux (0,5-3 cm) de plagioclase (Planche 3.1A), et contiennent jusqu'à 20% d'amygdales de 0,2-1 cm de diamètre. La présence des mégacristsaux de plagioclase est typique de la Formation d'Obatogamau (Daigneault et Allard, 1990). Les coulées coussinées sont d'une épaisseur de 10-50 m avec des coussins de 0,2-2 m de diamètre (Planche 3.1B). Les coulées de brèche de coussins sont un faciès mineur et se caractérisent par des fragments anguleux plus petit que 30 cm de diamètre (Planche 3.1C) et sont d'une épaisseur de 1-20 m. La morphologie des coussins et la séquence interne des coulées permettent de bien établir le sommet des coulées. La plupart des mesures de polarité et de litage ont été obtenues sur des basaltes coussinés. Les coussins indiquent une polarité vers l'est dans le secteur ouest et vers le nord à nord-ouest dans le secteur est (Fig. 3.1). Quelques niveaux de puissance métrique de roches sédimentaires, surtout des cherts et des grès, sont reconnus interdigités avec les basaltes.

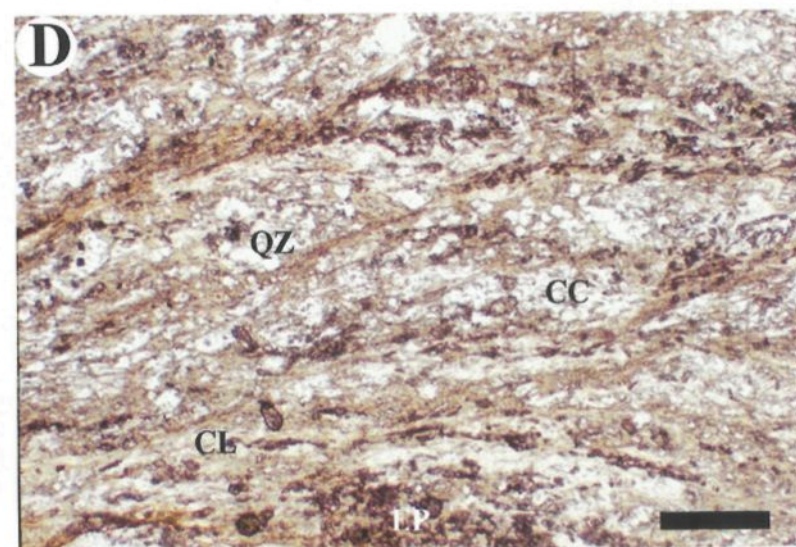
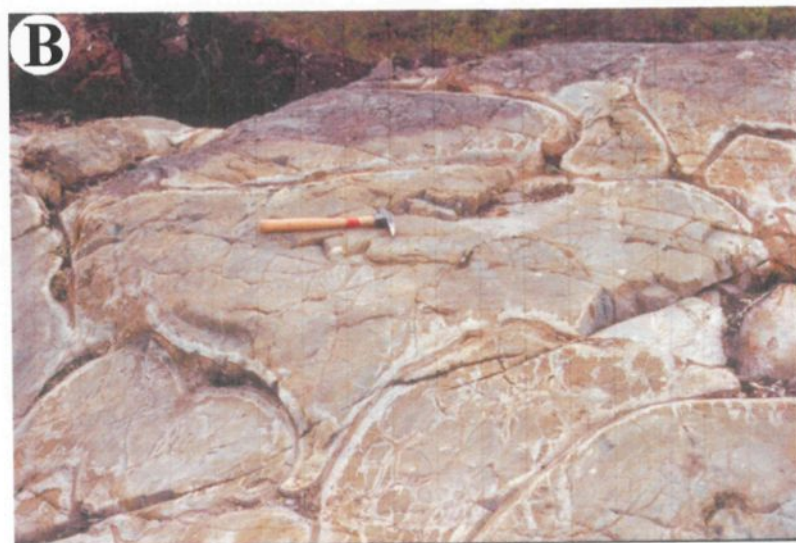
Tableau 3.1. Unités volcaniques majeures du se

| Roche volcanique | Horizon | Unité |
|--------------------------|---------|---|
| Mafique | | Coulées massives Coulées coussinées Coulées de brèche |
| | | |
| Intermédiaire à felsique | A | Tufs à blocs et à lapilli ondi Tufs à lapilli |
| | B | Tufs à blocs et à lapilli ire Tufs à cendres |
| | B' | Tufs à lapilli |
| | C | Tufs à blocs et à lapilli ondi Tufs à lapilli Tufs à cendres |
| | D | Tufs à blocs et à lapilli Dacites massives ire |
| | E | Tufs à blocs et à lapilli Tufs à lapilli Dacites massives Filon-couche de rhyolite ire |
| | F | Tufs à lapilli ondi Tufs à cendres |
| | | |
| | | |
| | | |

¹ Composition basée sur SiO₂ versus Zr/TiO₂ de Winchester² AC – actinote; HB – hornblende; PG – plagioclase; QZ – quartz

Planche 3.1. Différents faciès des basaltes

- A) Basalte avec phénocristaux de plagioclase. Affleurement 1064.
- B) Basalte coussiné très peu déformé. Affleurement 1042.
- C) Brèche de coussin peu déformée. Affleurement 1144.
- D) Photomicrographie d'un basalte peu déformé contenant surtout de la chlorite (CL) et du plagioclase altéré en calcite (CC) et en épidote (EP). QZ – quartz. Abréviations pour minéraux selon Sharma et al. (1998). Barre 0,5 mm. Lumière naturelle. Coupe XZ. Échantillon LC-36-1.



En lames minces, le basalte est généralement constitué d'un mélange de plagioclase, chlorite, épidote, quartz et carbonates dans les roches les moins altérées (Planche 3.1D). L'actinote est possiblement présente dans les basaltes non-altérés, mais elle ne fut pas observée en lames minces. Une texture sub-trachytique est localement observée dans les basaltes très peu déformés.

Interprétation

Les coulées massives et coussinées suggèrent un volcanisme effusif dans un environnement sous-marin, tandis que l'étendue latérale est compatible avec un fond océanique (Dimroth et al., 1985).

3.2.1.3. Roches volcaniques felsiques à intermédiaires

Basée sur la cartographie effectuée lors de cette étude les roches volcaniques felsiques à intermédiaires ont été divisées en 6 unités (Fig. 3.1). La position stratigraphique des différentes unités est basée sur leur position à l'intérieur du synclinal de Muscocho (Fig. 3.2). Ces unités montrent une continuité horizontale et verticale (sauf l'unité D qui est recoupée par des filons-couches gabbroïques), et elles ont une épaisseur pluri-hectométrique. L'absence d'affleurement continu et la présence de zones de déformation ne permettent pas une estimation précise de l'épaisseur des différentes unités ou l'estimation du pourcentage des différents faciès. Des horizons mineurs de volcanoclastites de puissance métrique sont retrouvés un peu partout interlités avec les basaltes, mais ces derniers ne seront pas décrits.

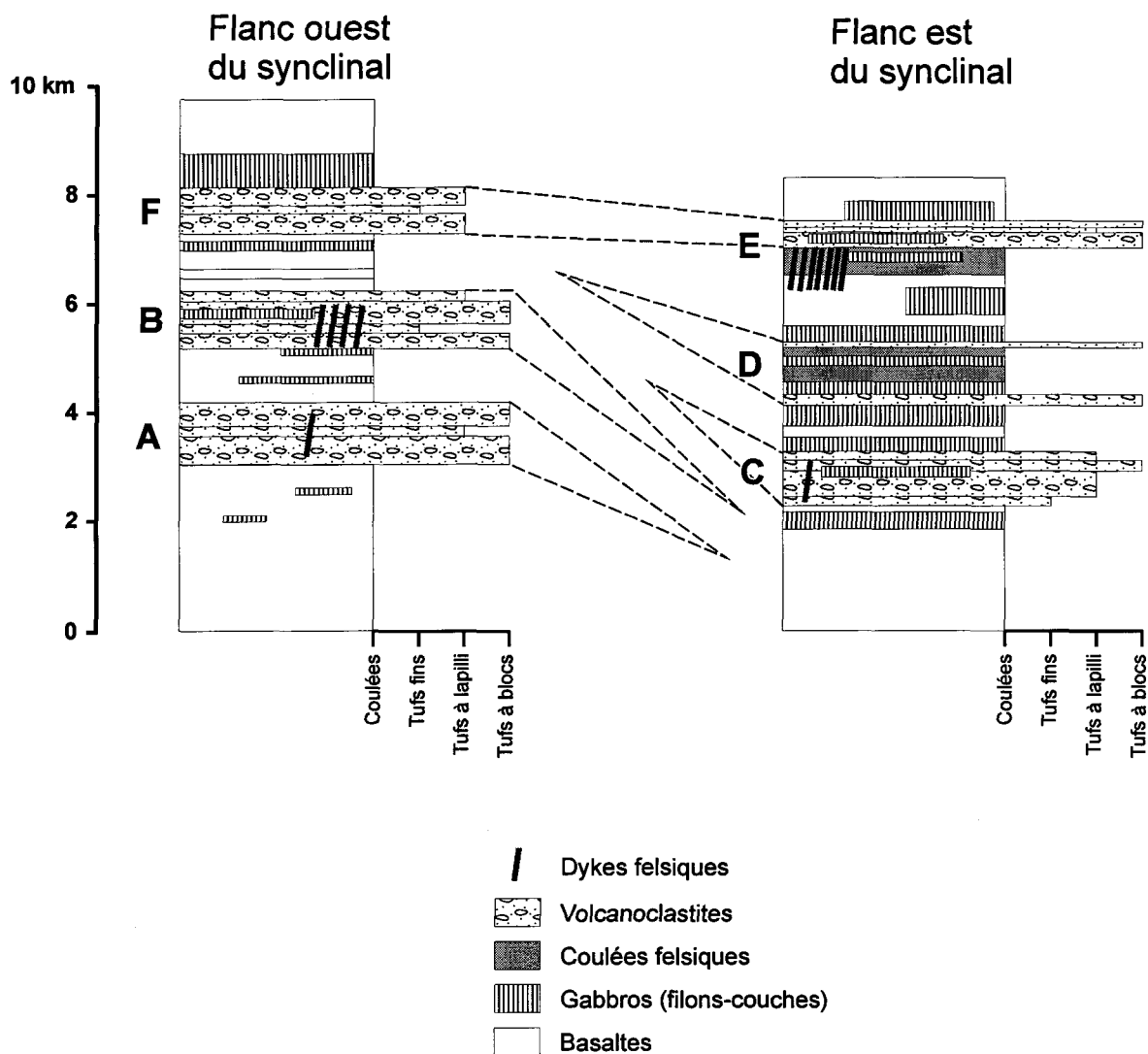


Figure 3.2. Colonne stratigraphique schématique de la région à l'étude. La position des unités E et F à l'intérieur du synclinal de Muscocho suggère que ces deux unités sont corrélables. La variation granulométrique à l'intérieur des unités de volcanoclastites n'est qu'une estimation volumétrique de la proportion de chaque faciès. La position de ces faciès à l'intérieur de chaque unité ne donne qu'une idée relative des observations de terrain et ne représente pas des positions absolues.

Unité A

Une première unité de volcanoclastites se situe dans la région du stock de Chico où il est recoupé par ce dernier (Fig. 3.1). L'unité A est observée seulement près de l'intrusion où il possède une puissance évaluée entre 500 et 1000 m, et il est suivi sur plus de 6 km. Il se situe près de la position stratigraphique occupée par le Membre des Vents (2759 Ma; Mortensen, 1993) d'après les mesures de litage du secteur. L'unité A comprend des dépôts volcanoclastiques de composition basaltique à andésitique dominés par des tufs à blocs et à lapilli (Planche 3.2A) et des tufs à lapilli (Planche 3.2B) (voir Tableau 3.1 pour une description plus complète).

Unité B

Une deuxième unité de volcanoclastites se retrouve près des indices Murgor B et C où il longe le contact du pluton de Verneuil (Fig. 3.1). L'unité B possède une puissance entre 500 et 1000 mètres et est suivi sur près de 8 km. Il est associé à des dépôts volcanoclastiques de composition andésitique à dacitique sauf pour le sommet de la séquence qui est de composition rhyolitique (Tableau 3.1). Les fragments sont généralement volcaniques et porphyriques (hornblende-plagioclase et plagioclase) de composition intermédiaire à felsique. Plusieurs de ces fragments montrent une texture identique à plusieurs des dykes felsiques qui recoupent l'unité dans le secteur de l'indice Murgor C (Planche 3.3A). Les tufs fins sont massifs, dépourvus de fragments et de composition similaire à la matrice des tufs à blocs et à lapilli (Planche 3.3B). Les contacts avec ces derniers sont nets. Les tufs à lapilli de la partie supérieure (B') sont généralement

Planche 3.2. Différents faciès des volcanoclastites de l'unité A

- A) Tuf à blocs et à lapilli montrant surtout des fragments de composition intermédiaire. Affleurement 1394.
- B) Tuf à lapilli avec des cristaux de plagioclase et de pseudomorphe de pyroxène de 1-2 mm. Affleurement 1396.

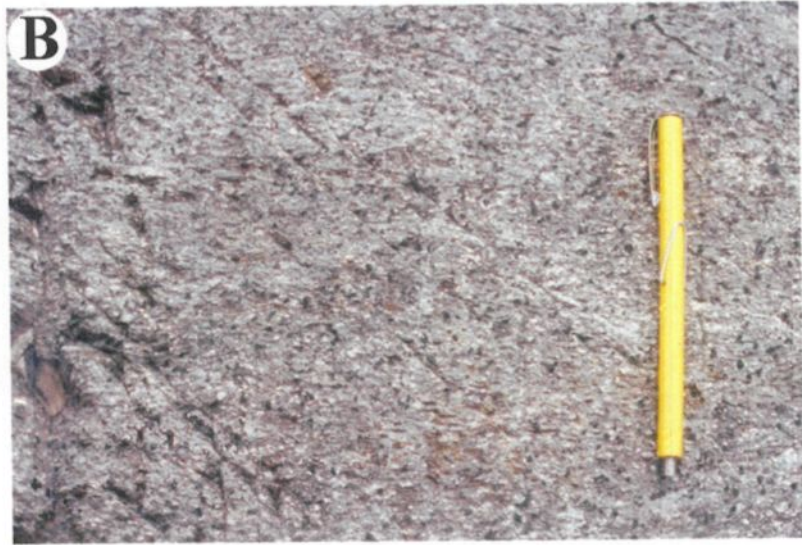
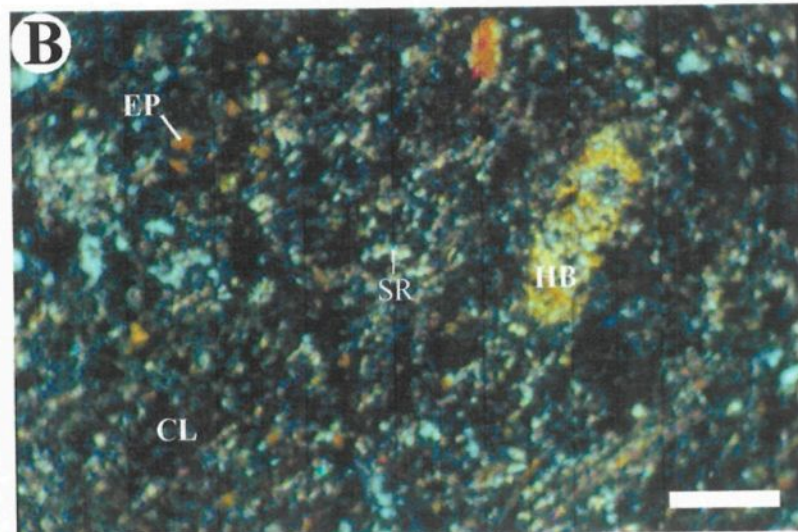


Planche 3.3. Différents faciès des volcanoclastites de l'unité B

- A) Dyke felsique recoupant une unité de tuf à lapilli et à blocs de l'unité B. Notez la grande similarité entre certains blocs et le dyke. Affleurement 1176.
- B) Photomicrographie de la matrice d'un tuf à lapilli peu déformé montrant des cristaux de chlorite (CL), d'épidote (EP), de séricite (SR) et d'hornblende (HB). Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 94160.
- C) Tuf à cristaux avec 30% de cristaux de plagioclase atteignant 5 mm. Unité B'. Affleurement 1293.



mal triés et riches en cristaux de plagioclase (jusqu'à 30%; 1-5 mm) et quartz (< 20%; 0,5-1 mm; Planche 3.3C).

Unité C

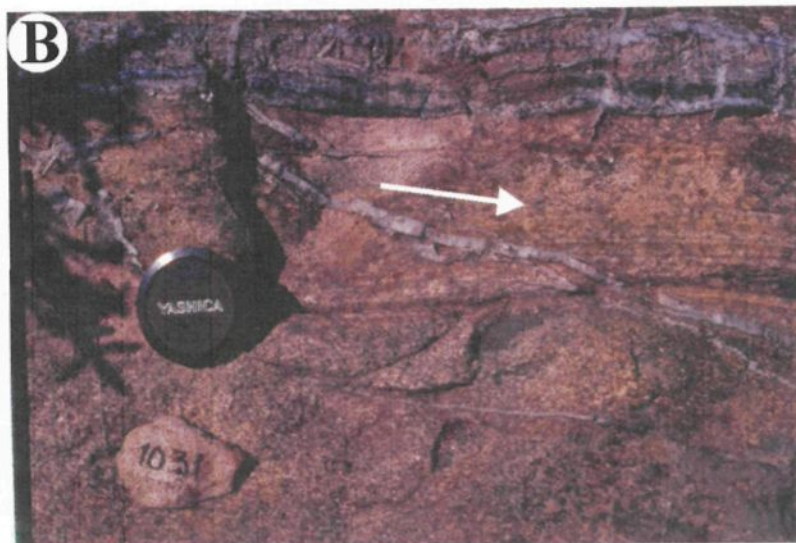
Cette troisième unité passe au sud des indices du "East Showing" et du "West Showing" pour ensuite tourner vers le sud et se faufiler entre les plutons de La Dauversière et de Verneuil (Fig. 3.1). L'unité C est d'une très grande étendue (> 15 km) et de puissance plus ou moins constante (environ 500 m). Il est associé à des dépôts volcanoclastiques de composition andésitique dominés par des tufs à blocs et à lapilli et des tufs à lapilli (Tableau 3.1). Les tufs à blocs et à lapilli sont composés surtout de fragments (1-50 cm) volcaniques porphyriques (plagioclase), aphanitiques et vésiculaires de composition intermédiaire (Planche 3.4A). Les tufs à lapilli sont moins communs et sont constitués majoritairement de fragments (< 1 cm) de roches volcaniques felsiques et localement mafiques ainsi que de cristaux de plagioclase (< 20%; < 5 mm). Ils sont localement laminés (1-5 cm; Planche 3.4B).

Unité D

Cette unité se situe dans la partie centrale de la région à l'étude et il affleure bien dans le secteur des indices Coyote et des Tranchées (Fig. 3.1). Elle est recoupée par des intrusions gabbroïques qui séparent l'unité en trois lentilles. L'unité D a une puissance combinée d'environ 1 km et il est suivi sur environ 3 km. Il comprend surtout des faciès massifs et des dépôts volcanoclastiques (Tableau 3.1). Les faciès massifs sont de

Planche 3.4. Différents faciès des volcanoclastites de l'unité C

- A) Tuf à blocs et à lapilli avec des fragments volcaniques de composition intermédiaire à felsique. Affleurement 1434.
- B) Tuf à cristaux stratifié (flèche) avec des lits centimétriques. Affleurement 1031.



composition dacitique à rhyodacitique et sont généralement porphyriques à plagioclase (~ 20%; 1-2 mm) et quartz (~ 1%; 0,5-1 mm). Localement, des textures d'écoulement laminaire (Planche 3.5A) et bréchique (fragments monogéniques anguleux à subanguleux < 30 cm; Planche 3.5B) peuvent être reconnues malgré l'intense déformation.

Unité E

L'unité se retrouve dans la partie centrale du secteur à l'étude et elle est spatialement associée au gisement de Chevrier Sud (Fig. 3.1). L'unité E a une puissance variant de 200 mètres à près de 1 kilomètre dans le secteur du gisement de Chevrier Sud, et elle est suivie sur plus de 9 km. Un filon-couche de composition rhyolitique (Daigneault et Allard, 1990) provenant de cette unité a été daté à 2730 Ma \pm 10 (Mortensen, données non publiées, 1992). Des faciès massifs de composition dacitique se retrouvent au gisement de Chevrier Sud, tandis que le filon-couche de rhyolite affleure plus au NE. Ces faciès sont généralement homogènes et porphyriques à plagioclase (< 20%; 0,5-2 mm) et quartz (< 10%; 1-5 mm; Planche 3.6A; Tableau 3.1). Le quartz est généralement résorbé, tandis que le plagioclase est sub-idiomorphe. Localement, des faciès bréchiques (fragments monogéniques anguleux à sub-arrondis < 30 cm) sont en contact progressif avec les parties massives (Planche 3.6B et C). Un grand nombre de dykes felsiques recoupent les coulées dacitiques au gisement de Chevrier Sud. L'intense altération et la déformation associées au gisement de Chevrier Sud masquent généralement les textures primaires dans les coulées dacitiques. Les tufs à blocs et à lapilli et les tufs à lapilli montrent une composition plutôt andésitique. Les fragments (0,5-40 cm) sub-arrondis sont surtout de nature volcanique

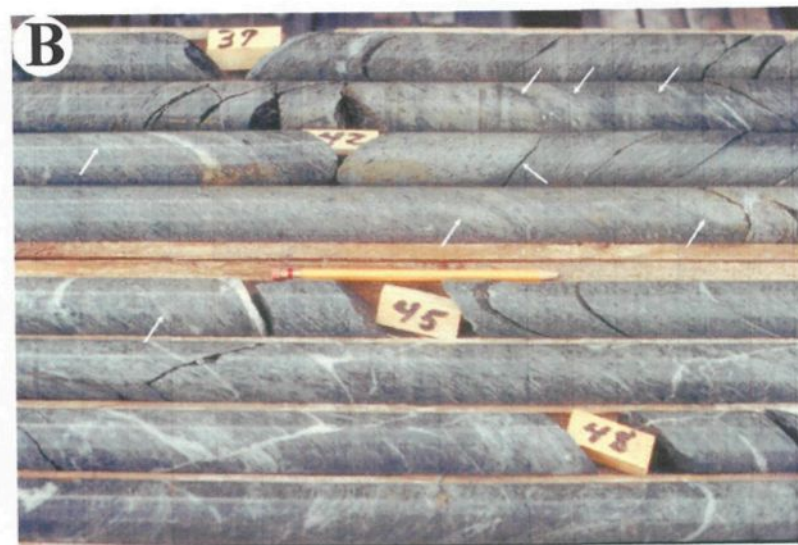
Planche 3.5. Différents faciès des coulées de lave et de volcanoclastites de l'unité D

- A) Écoulement laminaire associé à une roche volcanique de composition dacitique au contact avec un basalte. Indice Coyote. Affleurement 1268.
- B) Brèche à fragments monogéniques dans une dacite à phénocristaux de plagioclase. MA – matrice. Indices des Tranchées. Affleurement 1269.



Planche 3.6. Différents faciès des coulées de lave et de volcanoclastites de l'unité E

- A) Coulée dacitique massive du gisement de Chevrier. Cette roche contient environ 15% de phénocristaux de plagioclase (2-5 mm) et 1% de phénocristaux de quartz (1 mm). Forage HA-100, ~ 160 mètres.
- B) Tuf à blocs et à lapilli montrant presque exclusivement des fragments monogéniques de composition dacitique. Forage HA-101, ~ 50 mètres.
- C) Section polie du faciès bréchique d'une coulée rhyolitique à phénocristaux de quartz. Échantillon 94250.
- D) Tuf à blocs et à lapilli avec des fragments volcaniques de composition intermédiaire à felsique faisant plus de 30 cm de long. Notez l'absence de fragments mafiques. Affleurement 1120.



porphyrique (plagioclase et hornblende) de composition intermédiaire à felsique (Planche 3.6D).

Unité F

Cette unité est située à l'est du pluton de Muscocho et elle est suivie sur plus de 9 km (Fig. 3.1). Sa puissance varie de 200 à 500 mètres et elle est corrélée à la Formation de Waconichi tel que définie dans le canton de Haüy (nord du pluton de Muscocho) par Daigneault et Allard (1990). Cette unité est composée de tufs à lapilli et de tufs fins de composition andésitique à localement rhyolitique (Tableau 3.1). Cette composition rhyolitique est due à des proportions importantes de fragments siliceux dans les tufs (Planche 3.7A). Généralement, les fragments (< 2 cm; sub-anguleux à sub-arrondis) sont des roches volcaniques aphanitiques de composition intermédiaire à felsique avec localement des fragments basaltiques.

Interprétation

L'épaisseur des tufs à blocs et à lapilli (lits amalgamés > 30 m et pouvant atteindre > 100 m), leur texture massive, leur mauvais tri, la nature volcanique (aphanitique et/ou porphyrique) et subarrondie des fragments et l'absence de fragments délicats de verre et de scorie/ponce suggèrent des dépôts de coulées de masse (Cas, 1992). Ces dépôts fragmentaires avaient soit une origine pyroclastique, soit autoclastique car ces roches sont plus susceptibles d'être re-sédimentées et les fragments sont plus ou moins de la même composition (roches volcaniques felsiques à intermédiaires; Cas, 1992). La présence de

Planche 3.7. Faciès des volcanoclastites de l'unité F

A) Section polie d'un tuf à lapilli. La plupart des fragments sont des fragments siliceux angulaire. Échantillon 95072.



fragments plus anguleux dans les tufs à blocs et à lapilli de l'unité B peut suggérer une distance de transport plus faible et une proximité de la source. Les tufs à lapilli massifs en contact apparemment progressif avec les tufs à blocs et à lapilli sont aussi interprétés comme des dépôts de coulées de masse. Les tufs fins massifs à localement laminés associés avec ces dépôts représentent le cycle classique A-B de Bouma (Lowe, 1982). La présence d'une multitude de dykes felsiques recoupant l'unité B, leur similarité texturale aux fragments dans les tufs encaissants et l'angularité de ces fragments suggèrent que le secteur de l'indice Murgor C représente la partie proximale d'un centre d'émission volcanique contemporain.

Les dacites massives observées dans les unités D et E sont interprétées comme des coulées massives ou dômes, basées sur leur nature massive et homogène ainsi qu'à la présence locale d'écoulement laminaire et de faciès bréchiques à fragments monogéniques (Gibson et al., 1999). Ces brèches sont interprétées comme des hyaloclastites formées par des processus autoclastiques ou hydroclastiques (McPhie et al., 1993). La quantité d'affleurements ainsi que l'intense altération et déformation ne permettent pas de préciser la nature extrusive ou intrusive de ces roches. Une interprétation similaire est proposée pour la rhyolite massive de l'unité E. Les coulées felsiques voyagent en général moins de 2 km de leur source (Gibson et al., 1999). Toutefois, certaines coulées dacitiques peuvent localement voyager sur plus de 30 km comme dans les cas décrits par Cas (1978), Davis (1987) et Morton et al. (1993). Compte tenu de leur extension latérale limitée (< 3 km), les coulées felsiques des unités D et E sont interprétées comme étant associées à des centres

d'émission. La présence d'un pléthore de dykes felsiques recoupant les coulées dacitiques de l'unité E (gisement de Chevrier Sud) semble confirmer cette hypothèse.

La présence de laves mafiques coussinées en dessous et au-dessous des unités volcaniques de composition intermédiaire à felsique suggère une mise en place sous-marine pour tous ces dépôts. La présence de chert (fragments et lits) dans l'unité F et de dépôts turbiditiques est aussi en accord avec cet énoncé.

3.2.2. Géochimie

Les analyses géochimiques ont été effectuées afin de: (1) classifier les roches (e.g. Winchester et Floyd, 1977); (2) distinguer entre les groupes magmatiques calco-alcalin, transitionnel et tholéiitique (Leshner et al., 1986; Barrie et al., 1993; Barrett et MacLean, 1999); et (3) déterminer le contexte tectonique. La composition chimique des différentes unités est présentée au tableau 3.2.

3.2.2.1. Géochimie des éléments majeurs

Les roches volcaniques du secteur à l'étude montrent un spectre de composition variant de basalte à rhyolite (Fig. 3.3). Les roches volcaniques mafiques varient de basalte à andésite. Les roches volcaniques intermédiaires à felsiques montrent une évolution générale vers des compositions plus felsiques en remontant la séquence. Les roches de l'unité A sont de composition basaltique à andésitique et représentent les roches les plus mafiques des dépôts volcanoclastiques. Les unités B et C ont des compositions similaires

Tableau 3.2. Composition chimique d'échantillons représentatifs des différentes unités intermédiaires à felsiques.

| Échantillon | 95009 | 94156 | 95003 | 95111 | 94181 | DB-73-21 | 94249 |
|--------------------------------|---------|----------|------------|----------|--------|----------|----------|
| Unité | A | B | B' | C | D | E | F |
| Type de roche | Basalte | Andésite | Rhyodacite | Andésite | Dacite | Dacite | Andésite |
| SiO ₂ (% pds.) | 49.9 | 60.7 | 71.2 | 62.6 | 69.1 | 66.0 | 62.1 |
| TiO ₂ | 0.54 | 0.45 | 0.43 | 0.61 | 0.40 | 0.32 | 0.56 |
| Al ₂ O ₃ | 16.4 | 14.1 | 14.6 | 14.7 | 15.7 | 14.30 | 16.1 |
| FeO | 6.08 | 4.60 | 2.16 | 3.29 | 1.28 | 2.79 | 3.36 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.90 | 1.30 | 1.01 | 1.34 | 1.24 | --- | 1.87 |
| MnO | 0.14 | 0.09 | 0.05 | 0.07 | 0.03 | 0.05 | 0.08 |
| MgO | 8.92 | 6.28 | 0.88 | 3.68 | 1.30 | 1.93 | 3.50 |
| CaO | 9.70 | 3.79 | 1.95 | 4.46 | 2.45 | 3.59 | 4.07 |
| Na ₂ O | 1.46 | 3.21 | 5.86 | 4.28 | 6.09 | 3.31 | 3.65 |
| K ₂ O | 0.91 | 1.65 | 1.03 | 1.23 | 0.82 | 1.83 | 1.69 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.18 | 0.11 | 0.11 | 0.10 |
| S | 0.01 | 0.03 | <0,01 | 0.08 | <0.01 | 0.34 | <0.01 |
| CO ₂ | 0.26 | 0.07 | 0.28 | 0.45 | 0.07 | 3.22 | 0.07 |
| P.A.F. | 3.59 | 2.74 | 0.71 | 2.40 | 1.33 | 4.93 | 2.44 |
| Total | 99.65 | 99.00 | 99.96 | 98.84 | 99.85 | 99.16 | 99.52 |
| Ba (ppm) | 137 | 315 | 375 | 248 | 215 | 411 | 377 |
| Cr | 380 | 352 | <20 | 137 | 31 | 57 | 133 |
| Nb | 5 | <3 | 14 | 6 | 5 | 3 | 7 |
| Ni | 180 | 208 | <1 | 86 | 17 | 19 | 73 |
| Rb | 27 | 42 | 38 | 35 | 21 | 38 | 48 |
| Sr | 220 | 174 | 220 | 350 | 200 | 280 | 230 |
| Y | 16 | 11 | 27 | 9 | 9 | 5 | 16 |
| Zr | 68 | 98 | 280 | 140 | 140 | 96 | 170 |
| Cs | 1.8 | 0.9 | 1.4 | 0.6 | 0.4 | 2.0 | 1.1 |
| Hf | 1.4 | 2.3 | 6.6 | 3.6 | 3.2 | 2.5 | 3.7 |
| Sc | 33.0 | 15 | 7.0 | 13.0 | 5.8 | 4.9 | 15.0 |
| Ta | 0.1 | 0.1 | 1.0 | 0.5 | 0.2 | 1.1 | 0.7 |
| Th | 0.8 | 1.6 | 6.3 | 4.3 | 2.3 | 1.8 | 3.9 |
| U | <0.5 | 0.5 | 1.1 | 1.1 | 0.6 | 1.0 | 1.4 |
| La | 8.1 | 8.5 | 28.0 | 23.0 | 15.0 | 14.0 | 20.0 |
| Ce | 20 | 16 | 55 | 51 | 32 | 25 | 43 |
| Nd | 11 | 7 | 23 | 20 | 14 | 11 | 18 |
| Sm | 2.7 | 1.8 | 4.7 | 3.8 | 2.5 | 2.2 | 3.3 |
| Eu | 0.9 | 0.6 | 0.9 | 1.1 | 0.8 | 0.7 | 1.0 |
| Tb | 0.4 | 0.2 | 0.5 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.5 |
| Yb | 1.7 | 0.8 | 2.9 | 0.8 | 0.4 | 0.4 | 1.3 |
| Lu | 0.28 | 0.13 | 0.48 | 0.14 | 0.10 | 0.05 | 0.19 |
| LaN/SmN | 1.94 | 3.05 | 3.85 | 3.91 | 3.87 | 4.11 | 3.91 |
| TbN/YbN | 1.07 | 1.14 | 0.78 | 1.70 | 2.27 | 2.27 | 1.75 |
| LaN/YbN | 3.19 | 7.10 | 6.46 | 19.22 | 25.08 | 23.40 | 10.29 |
| Eu/Eu* | 1.01 | 1.07 | 0.62 | 0.99 | 1.09 | 1.06 | 0.92 |
| Zr/Y | 4.25 | 8.91 | 10.37 | 15.56 | 15.56 | 19.20 | 10.63 |
| Th/Yb | 0.48 | 2.00 | 2.17 | 5.38 | 5.75 | 4.50 | 3.00 |

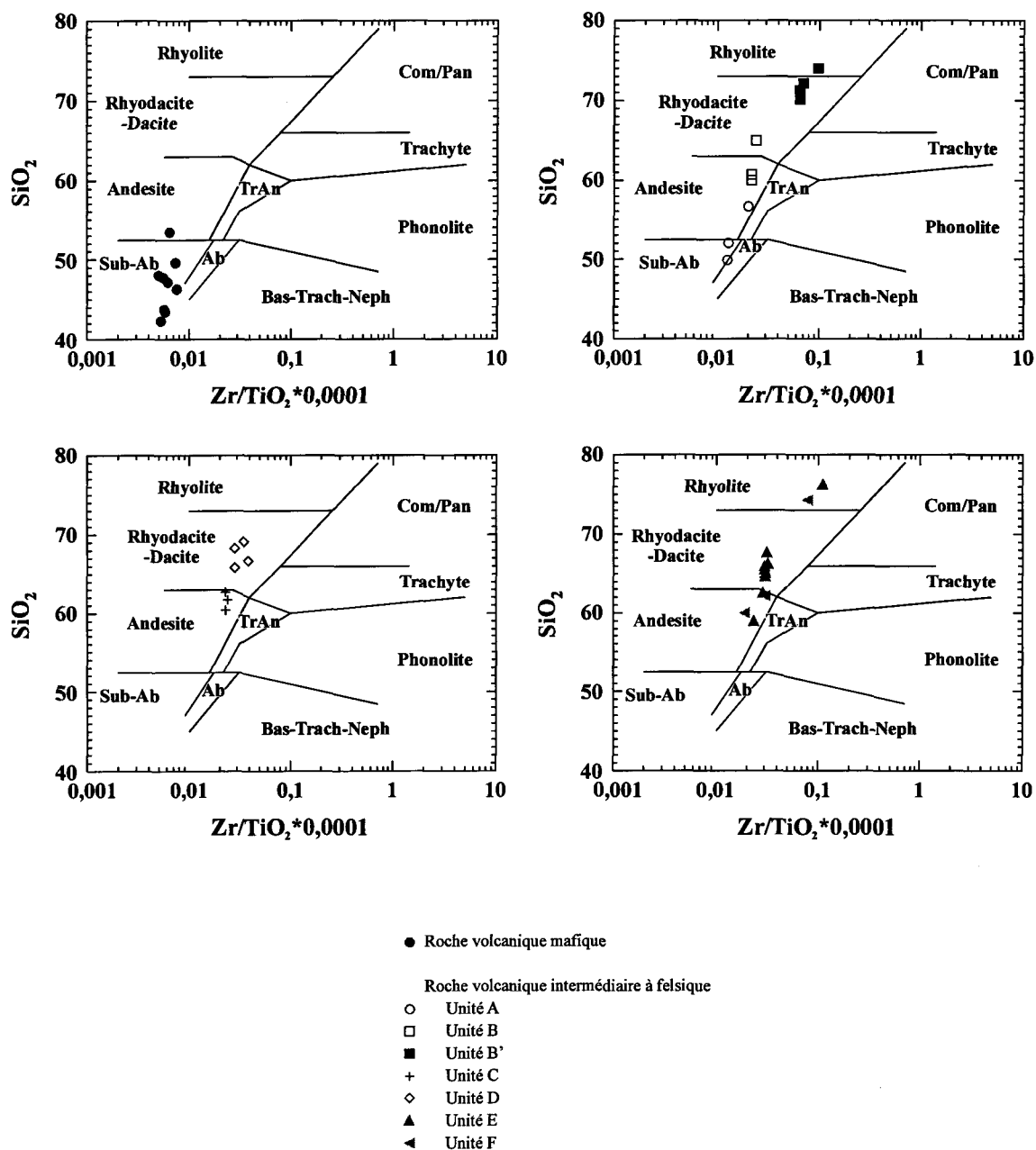


Figure 3.3. Diagramme du SiO_2 versus Zr/TiO_2 pour les roches volcaniques. Les champs du diagramme proviennent de Winchester et Floyd (1977). Bas-Trach-Neph – Basinite-Trachyte-Néphéline; Com-Pan – Commendite-Pantellerite; AB – Basalte alcalin; TrAn – Trachy-andésite; Sub-ab – Basalte sub-alcalin.

d'andésitique à dacitique. Cependant, l'unité B' est beaucoup plus felsique variant de rhyodacite à rhyolite. L'unité D de composition dacitique/rhyodacitique est légèrement moins felsique. Les unités E et F montrent une grande variation en composition, d'andésite à rhyolite. Les volcanoclastites sont surtout de composition andésitique sauf le tuf à lapilli riche en fragments siliceux qui a une composition rhyolitique. Les autres échantillons de composition dacitique à rhyolitique proviennent des coulées massives de l'unité E.

3.2.2.2. Rapports Zr/Y

L'affinité géochimique des roches volcaniques peut être déterminée en utilisant le diagramme d'éléments incompatibles Zr-Y de Barrett et MacLean (1999) qui est fréquemment utilisé pour discriminer entre les roches volcaniques archéennes stériles et celles associées à des gisements de SMV (Leshner et al., 1986; Barrie et al., 1993). Le rapport Zr/Y indique que les roches volcaniques mafiques sont de nature tholéiitique, tandis que les roches volcaniques intermédiaires à felsiques sont plutôt d'affinité calco-alcaline (Fig. 3.4). Seules les unités A, B' et F montrent quelques analyses qui tombent dans les champs transitionnels à tholéiitiques.

3.2.2.3. Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR)

Les champs du rapport La/Yb de Barrett et MacLean (1999) sont aussi utilisés pour caractériser l'affinité des roches: (1) $La/Yb = 1-3$, tholéiitique; (2) $La/Yb = 3-6$, transitionnel; et (3) $La/Yb > 6$, calco-alcalin. Pour un échantillon donné, le rapport La_N/Yb_N est légèrement inférieur au rapport La/Yb car la valeur de chondrite pour Yb est

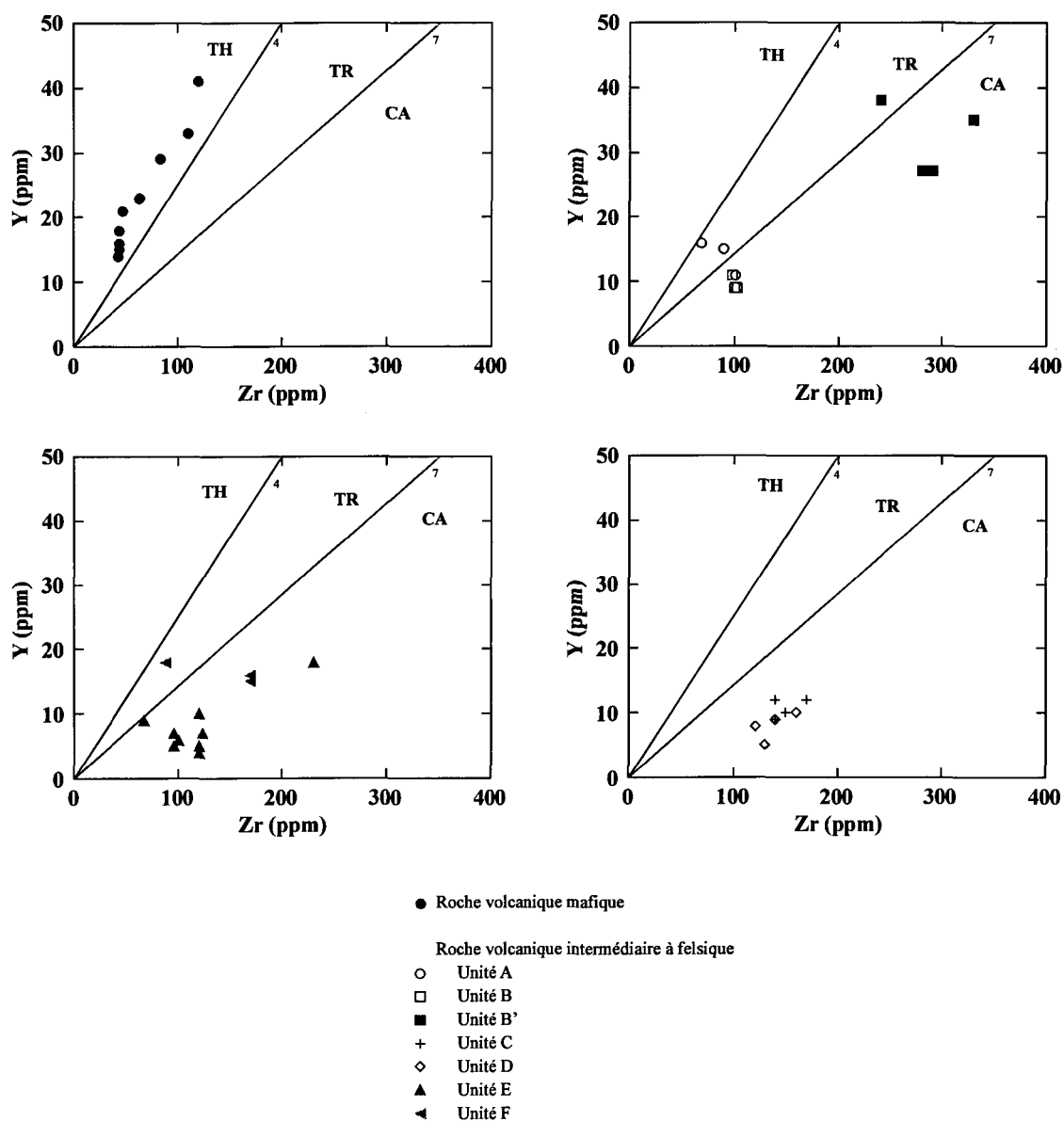


Figure 3.4. Diagramme de Y versus Zr pour les roches volcaniques. Les champs du diagramme proviennent de Barrett et MacLean (1999). TH – tholéiitique; TR – transitionnel; CA – calco-alcalin.

plus basse que celle du La. Les roches volcaniques intermédiaires à felsiques montrent généralement un spectre d'ÉTR fractionné dont le fractionnement devient de plus en plus prononcé en remontant la séquence stratigraphique (Fig. 3.5). Les unités A et B' montrent les spectres d'ÉTR les moins fractionnés ($La_N/Yb_N < 10$). De plus, l'unité B' montre une anomalie négative en europium ($Eu/Eu^* = 0,51-0,62$) qui n'est pas observée dans les autres unités sauf pour l'échantillon de tuf à lapilli à fragments siliceux de l'unité F. Les coulées dacitiques de l'unité E montrent les spectres les plus fractionnés de cette unité et ils sont identiques à ceux de l'unité D.

Les spectres d'ÉTR ainsi que les rapports Zr/Y et La/Yb indiquent surtout une affinité calco-alcaline chez les roches volcaniques intermédiaires à felsiques. Seule l'unité A peut être considérée comme transitionnelle à calco-alcalin. Les caractéristiques géochimiques des différentes unités montrent des similarités chimiques avec le volcanisme associé avec la construction d'arc immature devenant de plus en plus mature avec le temps (Wilson, 1989; Barrett et MacLean, 1999).

3.3. ROCHES INTRUSIVES

3.3.1. Descriptions physique et pétrographique

3.3.1.1. Intrusions mafiques

Les intrusions mafiques du secteur se résument à des gabbros et localement à des gabbros à quartz. Ils sont reconnus un peu partout dans la région à l'étude. Généralement,

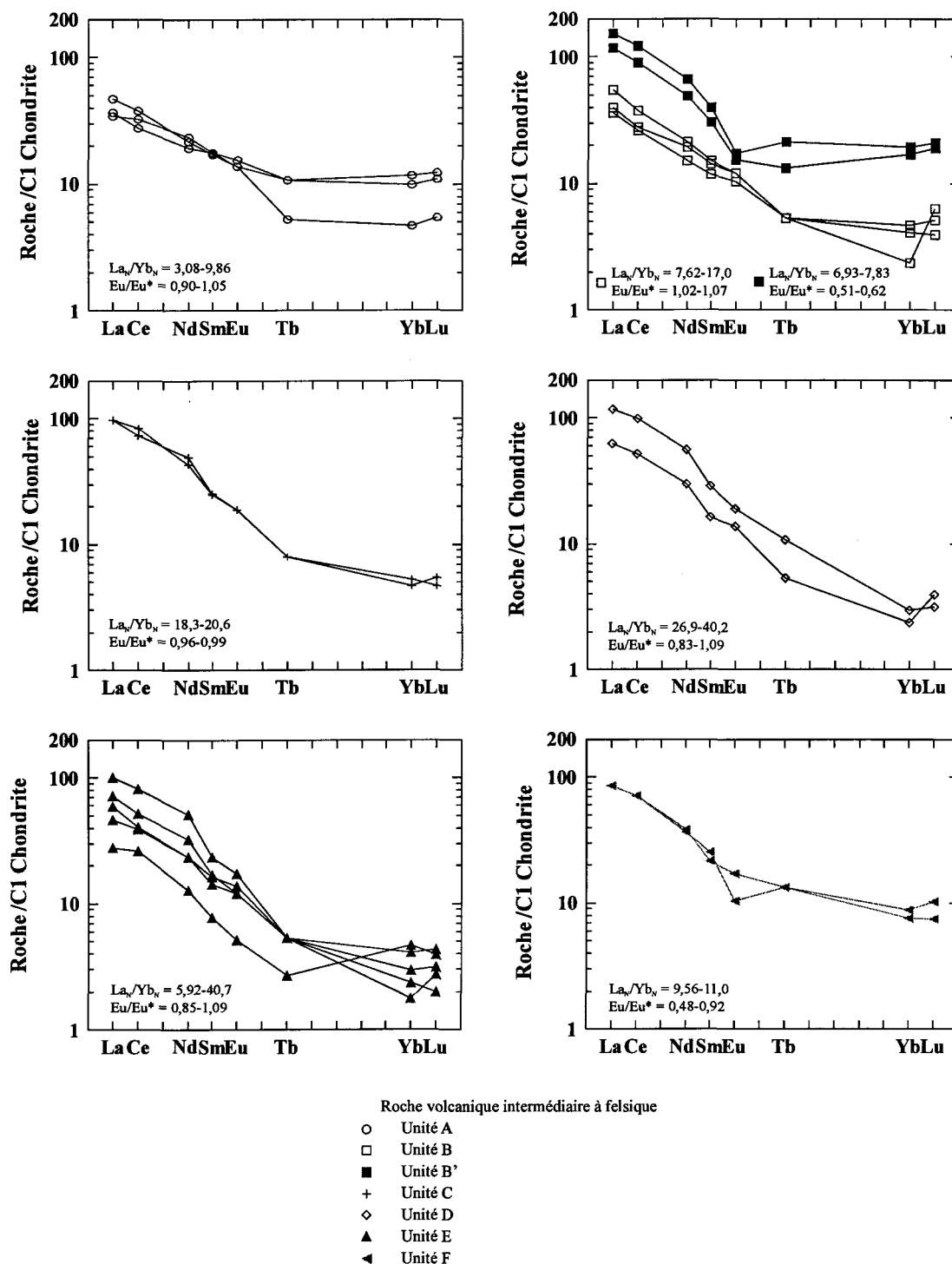


Figure 3.5. Diagrammes de terres rares normalisés sur C1 chondrite (Sun et McDonough, 1989) pour les différentes unités de roches volcaniques felsiques à intermédiaires.

les gabbros sont associés à des filons-couches concordants aux couches stratigraphiques. Ces filons ont une puissance en général de moins de 100 m sauf pour quelques rares filons-couches de puissance plus importante (Fig. 3.1).

Les gabbros sont généralement équi-granulaires à grains fins (~ 2 mm) avec des proportions variables de plagioclase (20 à 50%) et de pseudomorphes de pyroxène (30 à 70%) (Planche 3.8A). L'épidote, la magnétite, le leucoxène, le quartz et la pyrite sont aussi des constituants mineurs des gabbros. Des gabbros porphyriques avec phénocristaux de plagioclase (10 à 20%; < 4 cm) et/ou à oïcocryste de pseudomorphe de pyroxène (30 à 60%; < 5mm) sont aussi localement observés (Planche 3.8B).

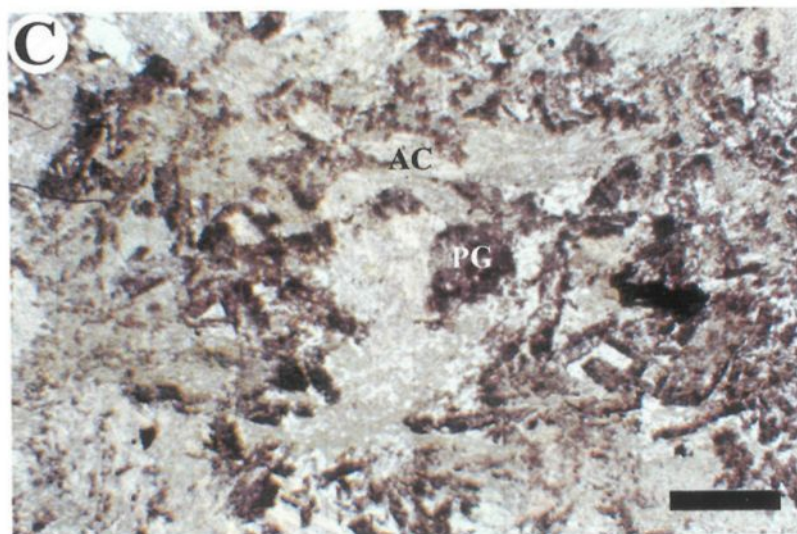
En lames minces, les cristaux de pyroxène sont généralement ouralitisés en actinote dans les roches peu altérées (Planche 3.8C). À des niveaux d'altération plus élevés l'actinote est remplacée par la chlorite. Le plagioclase montre différents niveaux de saussuritisation. Les carbonates et le quartz constituent généralement moins de 10% des gabbros peu altérés. La titanomagnétite n'est généralement pas transformée en leucoxène dans les gabbros frais.

3.3.1.2. Plutons felsiques

L'étude sur les plutons vise à établir leur rôle et leur affinité avec les intrusions associées aux minéralisations aurifères. Cinq intrusions felsiques d'âge synvolcanique à syntectonique sont présentes dans la région à l'étude et elles seront caractérisées pétrographiquement et géochimiquement grâce aux échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.

Planche 3.8. Différents faciès des gabbros

- A) Gabbro équi granulaire non déformé recoupé par une veinule de quartz-tourmaline. Affleurement 1037.
- B) Gabbro à oïkocrysts de pseudomorphe de pyroxène. Affleurement 1727.
- C) Photomicrographie d'un gabbro peu déformé montrant des cristaux d'actinote (AC) peu altéré et des cristaux de plagioclase (PG) saussuritisés. Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 96002.



Complexe Eau Jaune

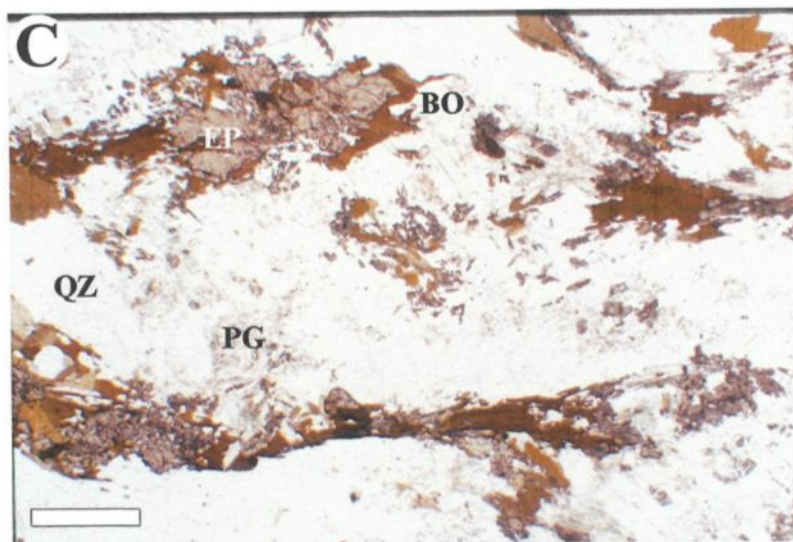
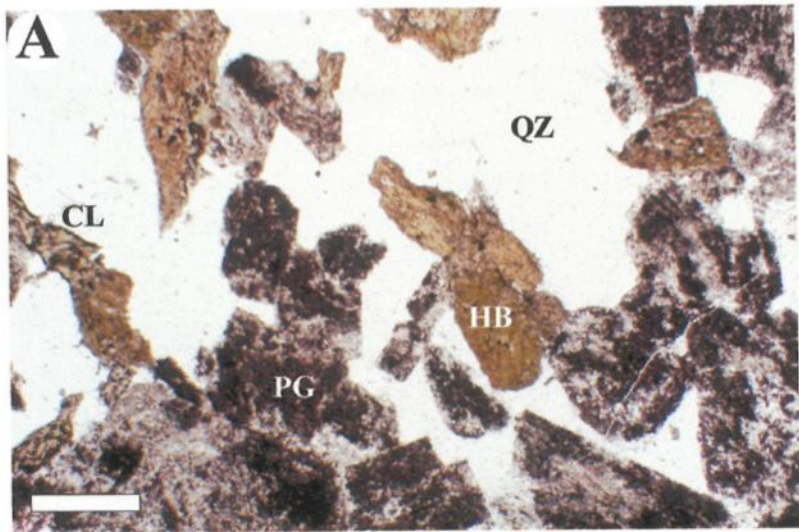
Le Complexe Eau Jaune (CEJ) se situe à l'extrémité ouest de la région à l'étude et il couvre une superficie de plusieurs centaines de km². Cette intrusion est de forme elliptique avec un axe long E-O et elle est décrite comme étant polyphasée de diorite à tonalite (Tait, 1992). Toutefois, la tonalite est la roche la plus abondante. Un âge synvolcanique au cycle volcanique 1 est interprété pour le CEJ (Tait, 1992; Chown et al., 2002). Trois échantillons provenant de la partie orientale du complexe furent examinés et ceux-ci donnent des compositions de diorite quartzifère à tonalite. Comme décrit par Tait (1992), les minéraux mafiques majeurs observés dans ces roches sont la hornblende et dans une proportion moindre la biotite (Planche 3.9A). Ces derniers sont généralement fortement altérés. Plusieurs grandes zones de failles, soulignées par des mylonites, ont été observées à l'intérieur du CEJ par Tait (1992). Une zone de déformation d'une puissance de quelques centaines de mètres se trouve également dans l'encaissant au contact avec le CEJ. Le métamorphisme régional semble avoir oblitéré l'auréole métamorphique autour du complexe. Plusieurs familles de dykes associées au CEJ sont retrouvées dans l'encaissant et à l'intérieur de celui-ci (Tremblay, 1986; Tait, 1992). Ces dykes sont de composition mafique à felsique et sont de texture variable (aphanitique, grenue, porphyrique).

Pluton de La Dauversière

Le pluton de La Dauversière (2720 \pm 3/-1 Ma; Mortensen, 1993) se situe dans la partie SE de la région à l'étude et il couvre une superficie d'environ 100 km². Cette intrusion de forme subcirculaire est décrite comme étant une tonalite à biotite avec un

Planche 3.9. Faciès des plutons synvolcaniques

- A) Photomicrographie d'une tonalite du Complexe Eau Jaune montrant des cristaux de hornblende (HB) altéré en chlorite (CL) et des plagioclases (PG) fortement saussuritisés. QZ - quartz. Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 96014.
- B) Sections polies d'échantillons provenant du pluton de La Dauversière: une tonalite folié de la bordure de l'intrusion (gauche) et une granodiorite du centre (droite). Les sections ont été attaqués au cobaltinitrate de sodium.
- C) Photomicrographie d'une tonalite du pluton de La Dauversière montrant des cristaux de biotite (BO) brun-rouge et de plagioclase (PG) modérément séricitisé. EP - épidote; QZ - quartz. Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 94135.



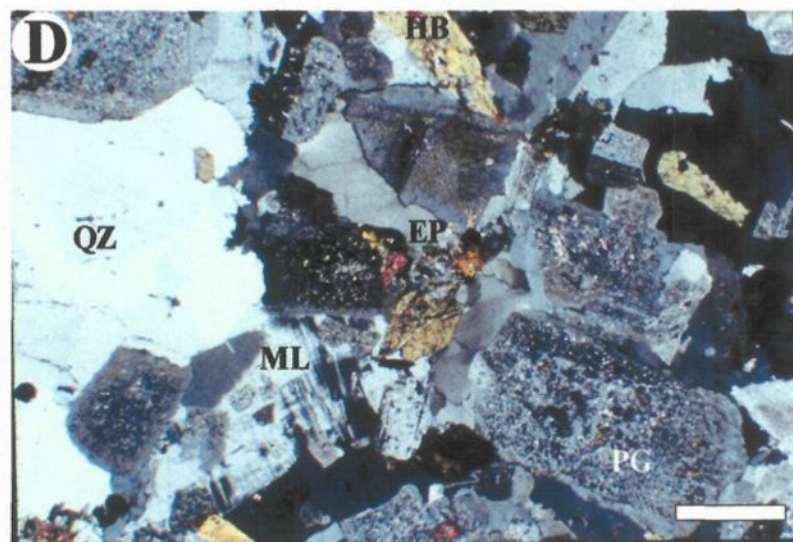
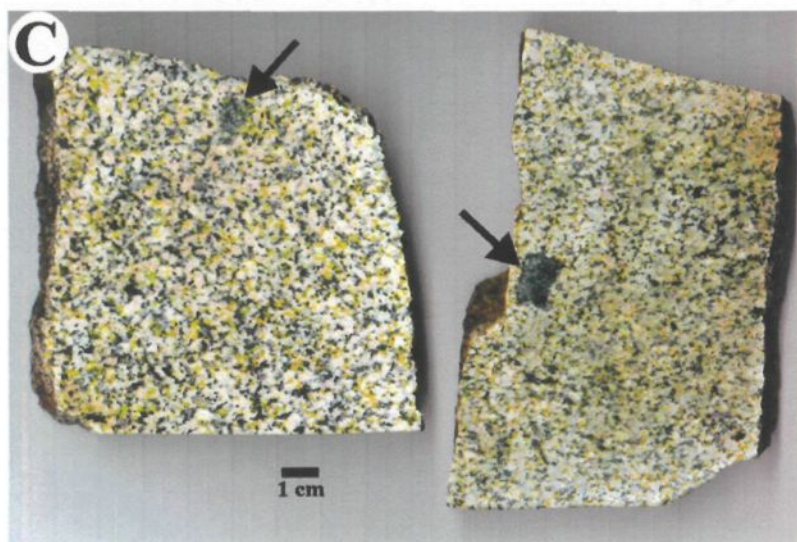
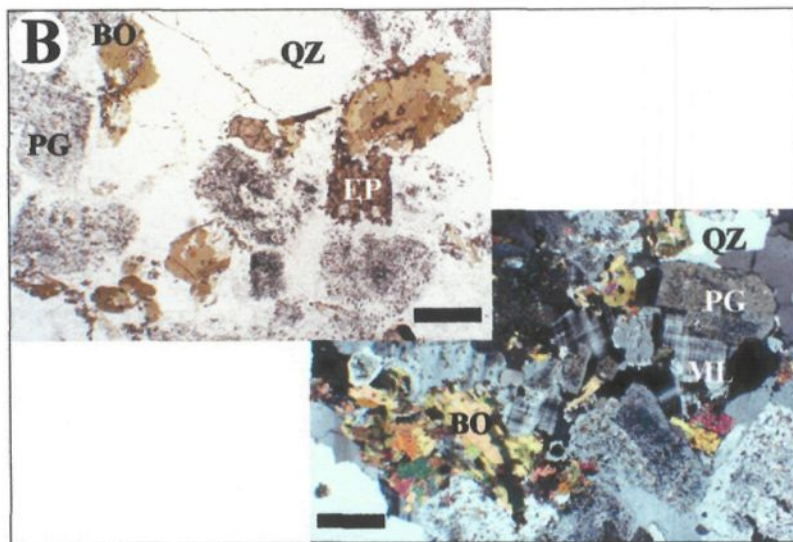
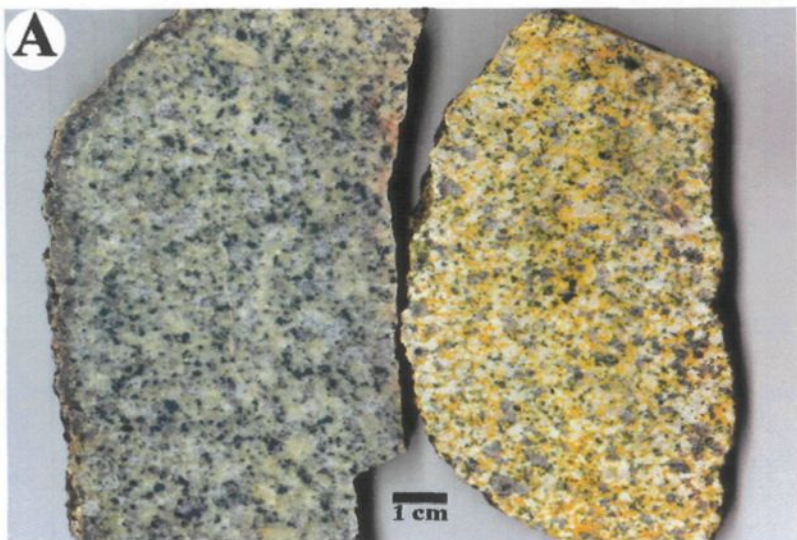
cœur granodioritique (Bellavance, 1984; Racicot et al., 1984). Le pluton de La Dauversière est considéré comme étant synvolcanique au cycle volcanique 2 (Chown et al., 1992). Huit échantillons provenant de la bordure et du centre du pluton furent examinés et ceux-ci donnent des compositions variant de tonalite à granodiorite (Planche 3.9B). Le feldspath potassique est seulement présent dans deux échantillons même si quatre échantillons ont été prélevés dans le centre granodioritique tel que défini par Bellavance (1984). La biotite, de couleur brun rouge en lame mince, est le seul minéral mafique majeur observé et elle compte pour 10 à 30 % de la roche (Planche 3.9C). L'intrusion possède une auréole de métamorphisme de contact restreinte (< 500 m) au faciès des amphibolites (hornblende) qui est recoupée par des dykes d'aprites. Le pluton possède une foliation interne parallèle au contact et est mylonitisé à fortement folié près de celui-ci.

Pluton de Verneuil

Le pluton de Verneuil se situe au centre de la région à l'étude, il a une forme subcirculaire et il couvre une superficie d'environ 64 km². Cette intrusion est décrite comme étant un granite à biotite (Holmes, 1959; Hébert, 1976) ou une tonalite à granodiorite (Tait, 1992). Elle est interprétée comme étant syntectonique (Chown et al., 1992; Tait, 1992). Huit échantillons prélevés provenant du secteur NO du pluton ont une composition variant de granodiorite à tonalite (Planche 3.10A). La biotite est de couleur verte en lame mince et représente de 10 à 20% de la roche (Planche 3.10B). Le pluton possède une auréole de métamorphisme restreinte (< 500 m) au faciès des amphibolites (hornblende), ainsi que des phases pegmatitiques qui se retrouvent dans la roche

Planche 3.10. Faciès des plutons syntectoniques I

- A) Sections polies d'échantillons provenant du pluton de Verneuil représentant une tonalite (gauche) et une granodiorite (droite). Les sections ont été attaqués au cobaltinitrate de sodium.
- B) Photomicrographie d'une granodiorite du pluton de Verneuil illustrant des cristaux de biotite (BO) verte et de plagioclase (PG) modérément saussuritisé. Notez la présence de microcline (ML). EP – épidote; QZ - quartz. Barre 1 mm. Lumière naturelle (gauche) et nicols croisés (droite). Coupe YZ. Échantillon 94215.
- C) Sections polies d'échantillons du pluton de Muscocho montrant une granodiorite (droite) et une monzodiorite à quartz (gauche). Notez la présence d'enclaves mafiques (flèches). Les sections ont été attaqués au cobaltinitrate de sodium.
- D) Photomicrographie d'une monzodiorite à quartz du pluton de Muscocho avec des cristaux de hornblende (HB) altéré en épidote (EP) et des plagioclases (PG) modérément séricitisé. Notez la présence importante de microcline (ML). QZ - quartz. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon 94212.



encaissante et dans le pluton sous forme de dykes. Le pluton est faiblement folié près de son flanc NO parallèlement à celui-ci et ses contacts correspondent à des zones de déformation.

Pluton de Muscocho

Le pluton de Muscocho (2695 - 2701 Ma; Mortensen, 1993) se situe dans la partie NO de la région à l'étude et il couvre une superficie d'environ 28 km². Il a une forme subcirculaire et il est décrit comme étant une granodiorite (Holmes, 1959; Racicot et al., 1984; Tait, 1992) ou une diorite (Hébert, 1978). Huit échantillons ont été prélevés dans le secteur sud du pluton et ils indiquent une composition variant de monzogranite à monzodiorite quartzifère (Planche 3.10C). Il est composé de 10 à 20% de hornblende (Planche 3.10D). Il se distingue des autres intrusions granitoïdes de la région par l'absence de biotite, la présence d'une quantité importante de feldspath potassique (jusqu'à 25%; Planche 3.10D) et d'une auréole de métamorphisme de grenat-hornblende-plagioclase (Daigneault et Allard, 1983) superposée sur les fabriques reliées à la déformation régionale. Ce dernier point ainsi qu'un âge de 2695-2701 Ma suggère la nature tardive du pluton par rapport à la déformation régionale (tardi-tectonique) et à la mise en place des autres plutons (Chown et al., 1992). Des dykes porphyriques à plagioclase et quartz recoupent l'encaissant à proximité du pluton de Muscocho. Ces dykes sont peu déformés et recoupent la schistosité régionale, témoignant ainsi de la nature tardive de la mise en place du pluton.

Stock de Chico

Le stock de Chico se situe dans le secteur ouest de la région à l'étude, il a une forme elliptique avec un axe long N-S et couvre une superficie d'environ 4 km². Il est décrit comme ayant une composition de granodiorite à biotite (Hébert, 1978) ou une leucotonalite (Tait, 1992). L'intrusion est interprétée comme étant syntectonique (Chown et al., 1992; Tait, 1992). Cinq échantillons prélevés dans le secteur nord de l'intrusion montrent une composition variant de granodiorite à tonalite (Planche 3.11A). Le stock de Chico possède au total de 5 à 15% de biotite verte (en lame mince) et de hornblende (Planche 3.11B). Plusieurs dykes de pegmatite sont observés à l'intérieur du stock près de sa bordure. Sur quelques affleurements dans le centre de l'intrusion, une foliation bien développée est reconnue sub-parallèle à un couloir de déformation d'orientation 020 qui recoupe et déplace le stock (Tait, 1992). À l'écart de ce couloir, le stock est peu déformé. L'encaissant au contact du stock est très déformé et une auréole de métamorphisme au faciès des amphibolites est présente (Planche 3.11C) mais son étendue semble limitée (< 200 m).

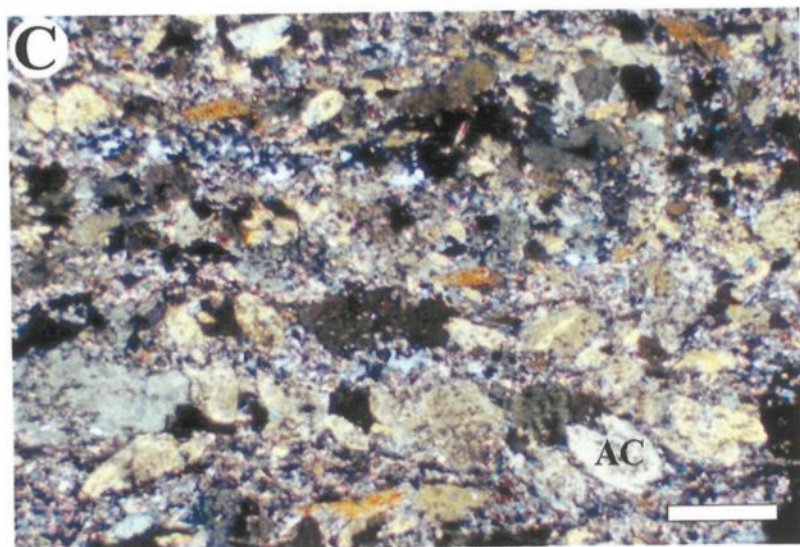
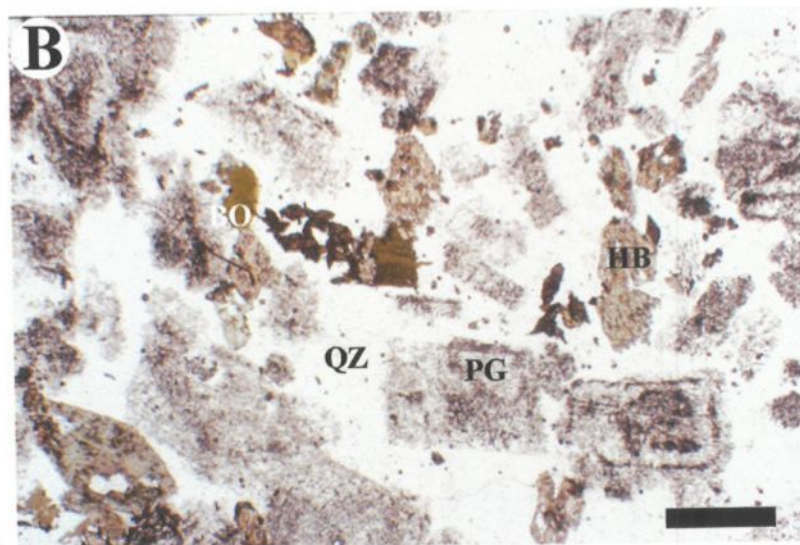
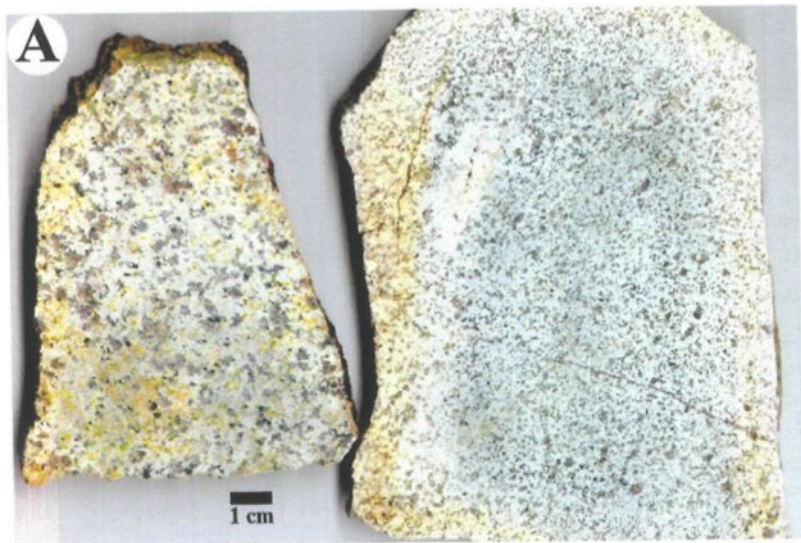
3.3.2. Géochimie

3.3.2.1. Rapports Zr/Y

Comme dans le cas des roches volcaniques, les rapports Zr/Y montrent que les intrusions mafiques (gabbros) ont une affinité tholéiitique, tandis que les intrusions felsiques sont plutôt de nature calco-alkaline (Fig. 3.6). Cependant, les plutons de La

Planche 3.11. Faciès des plutons syntectoniques II

- A) Sections polies d'échantillons provenant du stock de Chico représentant une granodiorite (gauche) et une trondhjémite (droite). Les sections ont été attaqués au cobaltinitrate de sodium.
- B) Photomicrographie d'une trondhjémite du stock de Chico illustrant des cristaux de biotite (BO) verte et de plagioclase (PG) très séricitisé. Notez la présence de quelques cristaux de hornblende (HB). QZ - quartz. Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 94070.
- C) Photomicrographie des cristaux d'actinote (AC) frais dans un tuf à lapilli et à blocs encaissant le stock de Chico. Barre 0,5 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon 95034.



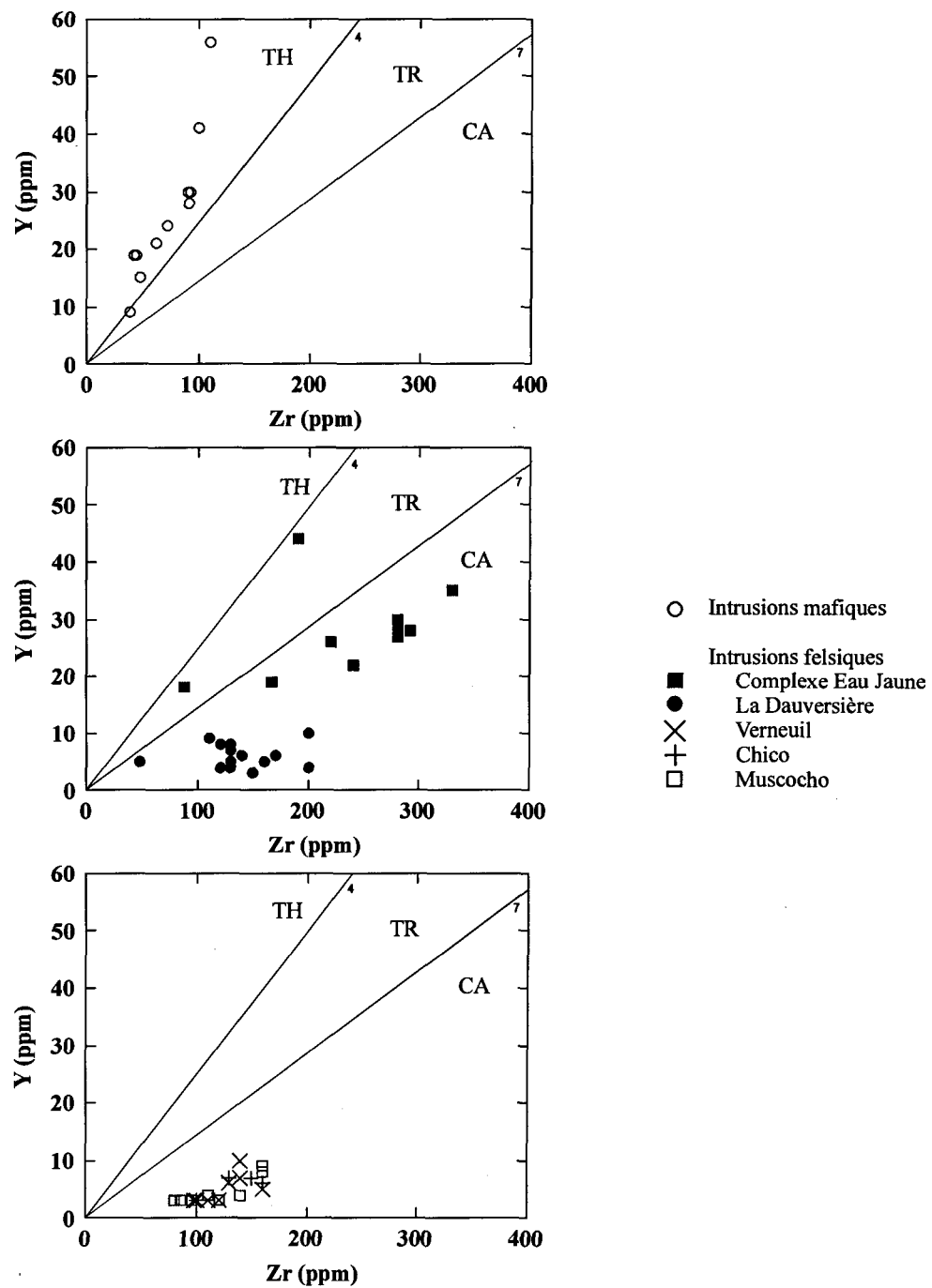


Figure 3.6. Diagramme de Y versus Zr pour les intrusions mafiques et felsiques. Champs proviennent de Barrett et MacLean (1999). TH – tholéitique; TR – transitionnel; CA – calco-alcalin.

Dauversière, Verneuil, Muscocho et le stock de Chico montrent des rapports Zr/Y très élevés (moyenne = 27,3; n=37) par rapport à ceux du CEJ (moyenne = 8,69; n=10) (Tableau 3.3).

3.3.2.2. Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR)

À l'instar du rapport Zr/Y, le spectre d'ÉTR montre la tendance calco-alcaline des intrusions felsiques du secteur (Fig. 3.7). Les spectres très fractionnés ($La_N/Yb_N > 6,93$) associés aux rapports Zr/Y et Th/Yb (Barrett et MacLean, 1999) indiquent que tous les intrusions felsiques sont d'affinité calco-alcaline. Cependant, une distinction est observée entre le CEJ et les autres intrusions. Le CEJ montre un spectre d'ÉTR moins fractionné ainsi qu'une anomalie négative en europium, ce qui le distingue des spectres des autres plutons. Un tel spectre ainsi que les faibles concentrations en strontium peuvent être expliqué par le fractionnement du plagioclase (Hanson, 1978). Le spectre fortement fractionné des autres intrusions peut être expliqué par le fractionnement du hornblende (Hanson, 1978). Le zircon est possiblement aussi une phase fractionnée très mineure pour ces plutons. Ce minéral fractionne fortement les ETR lourd ($Tb_N/Yb_N \ll 1$), tandis que la hornblende et le plagioclase les fractionnent très peu ($Tb_N/Yb_N \sim 1$) (Hanson, 1978). L'absence d'un tel fractionnement pour le CEJ ($Tb_N/Yb_N = 0,8 - 1,7$) et les hautes valeurs en Zr et Hf ne requièrent pas le fractionnement du zircon.

Tableau 3.3. Composition chimique d'échantillons représentatifs des plutons felsiques.

| Échantillon | 96012 | 96013 | 94195 | 95094 | 94068 | 95081 |
|--------------------------------|--------------|---------|----------------|--------------|--------------|--------------|
| Pluton | CEJ | CEJ | La Dauversière | Verneuil | Chico | Muscocho |
| Type de roche | Granodiorite | Diorite | Tonalite | Granodiorite | Granodiorite | Granodiorite |
| SiO ₂ (% pds.) | 71.5 | 59.0 | 68.8 | 69.0 | 67.5 | 65.8 |
| TiO ₂ | 0.34 | 0.61 | 0.37 | 0.31 | 0.32 | 0.37 |
| Al ₂ O ₃ | 13.6 | 16.6 | 15.2 | 15.1 | 16.3 | 16.0 |
| FeO | 1.98 | 4.90 | 1.51 | 0.84 | 1.07 | 1.55 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.73 | 1.49 | 1.49 | 1.34 | 1.36 | 1.47 |
| MnO | 0.04 | 0.09 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 |
| MgO | 0.94 | 3.29 | 0.92 | 1.28 | 1.50 | 1.84 |
| CaO | 2.46 | 5.74 | 3.47 | 3.07 | 3.38 | 3.87 |
| Na ₂ O | 4.02 | 3.36 | 4.10 | 5.08 | 5.09 | 5.22 |
| K ₂ O | 2.69 | 0.41 | 1.53 | 2.21 | 2.49 | 2.31 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.20 | 0.08 | 0.11 | 0.11 | 0.13 |
| S | <0,01 | <0,01 | <0,01 | 0.02 | <0,01 | <0,01 |
| CO ₂ | 0.05 | 0.54 | 0.11 | 0.14 | 0.22 | 0.20 |
| P.A.F. | 1.02 | 3.12 | 1.24 | 1.08 | 0.86 | 0.89 |
| Total | 99.4 | 98.8 | 98.8 | 99.5 | 100.0 | 99.5 |
| Ba | 603 | 170 | 279 | 490 | 542 | 509 |
| Cr | 20 | 43 | 32 | 25 | 103 | 23 |
| Li | 9 | 16 | 26 | 29 | 37 | 24 |
| Nb | 12 | 9 | 6 | <3 | 3 | 4 |
| Ni | 22 | 54 | 8 | 15 | 25 | 30 |
| Rb | 59 | 12 | 43 | 53 | 82 | 67 |
| Sr | 181 | 397 | 210 | 670 | 790 | 740 |
| Y | 26 | 19 | 8 | <3 | 7 | 4 |
| Zr | 220 | 166 | 130 | 110 | 130 | 110 |
| Cs | 0.4 | 0.2 | 1.3 | 2.0 | 1.7 | 2.0 |
| Hf | 7.1 | 3.9 | 4.0 | 3.4 | 3.1 | 3.1 |
| Sc | 6.7 | 19.0 | 5.6 | 5.3 | 5.3 | 6.7 |
| Ta | 0.9 | 0.5 | 0.5 | 0.2 | 0.3 | 0.4 |
| Th | 9.2 | 3.0 | 3.8 | 3.3 | 3.5 | 4.3 |
| U | 1.7 | 0.8 | <0.5 | 0.5 | 1.0 | 0.6 |
| La | 34.0 | 26.0 | 21.0 | 20.0 | 22.0 | 25.0 |
| Ce | 73 | 57 | 43 | 42 | 47 | 60 |
| Nd | 29 | 26 | 13 | 19 | 22 | 28 |
| Sm | 5.5 | 4.9 | 2.4 | 3.3 | 3.7 | 4.2 |
| Eu | 1.0 | 1.3 | 0.7 | 0.9 | 0.9 | 1.2 |
| Tb | 0.7 | 0.5 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.4 |
| Yb | 3.0 | 2.1 | 0.4 | 0.7 | 0.6 | 0.7 |
| Lu | 0.51 | 0.33 | 0.10 | 0.07 | 0.09 | 0.12 |
| A/CNK | 0.97 | 1.01 | 1.03 | 0.92 | 0.95 | 0.88 |
| LaN/SmN | 3.99 | 3.43 | 5.65 | 3.91 | 3.84 | 3.84 |
| TbN/YbN | 1.06 | 1.08 | 3.41 | 1.30 | 1.52 | 2.60 |
| LaN/YbN | 7.58 | 8.28 | 35.11 | 19.11 | 24.52 | 23.88 |
| Eu/Eu* | 0.57 | 0.87 | 0.92 | 0.96 | 0.87 | 0.95 |
| Zr/Y | 8.46 | 8.74 | 16.25 | 73.33 | 18.57 | 27.50 |
| Th/Yb | 3.07 | 1.43 | 9.50 | 4.71 | 5.83 | 6.14 |

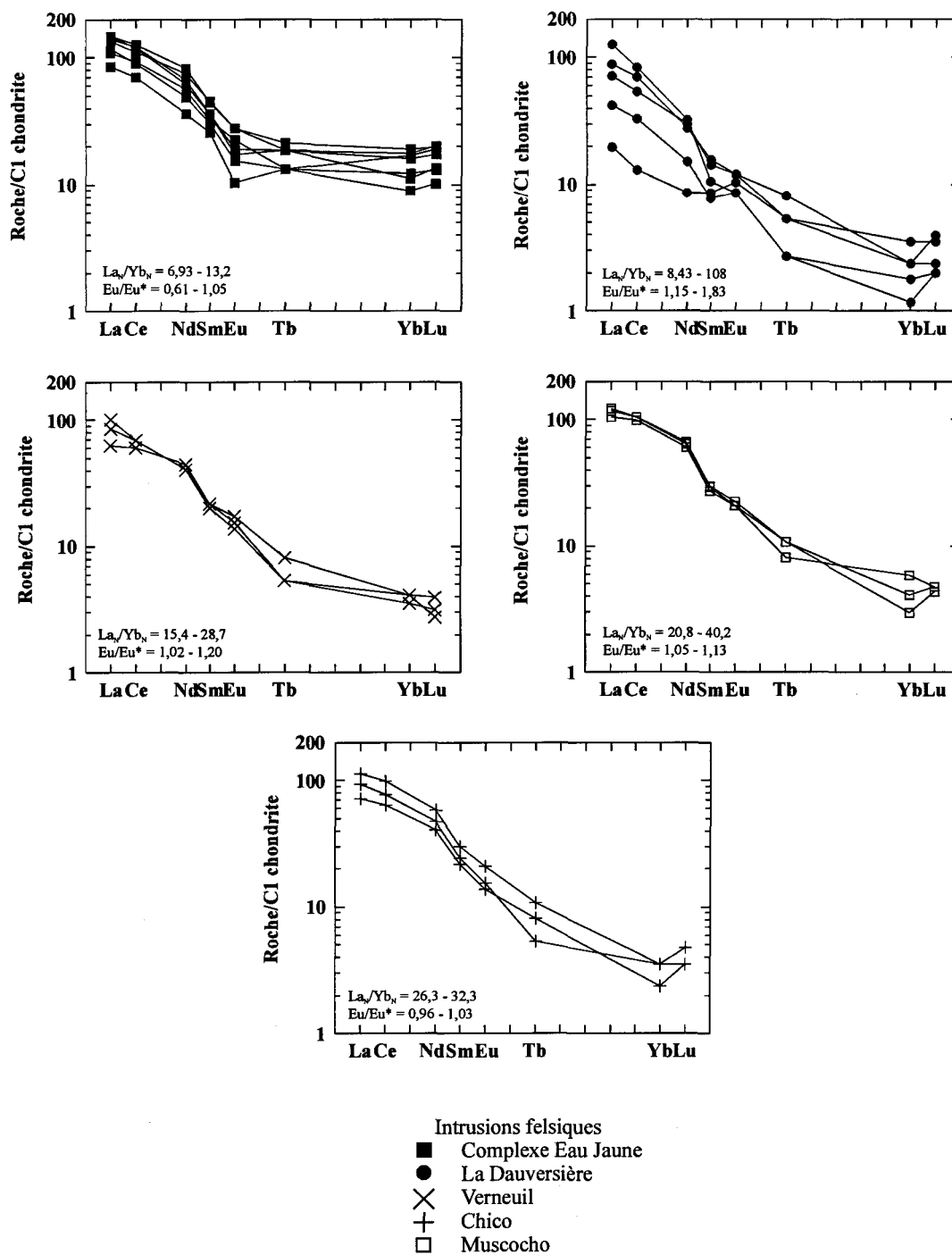


Figure 3.7. Diagrammes de terres rares normalisés sur C1 chondrite (Sun et McDonough, 1989) pour les plutons felsiques.

3.3.2.3. Discrimination des plutons

Afin de pouvoir relier les dykes felsiques aux intrusions felsiques, il est important de définir des paramètres pétrographiques et chimiques qui sont diagnostiques de chacune des intrusions. Étant donné que deux datations ont été réalisées sur les plutons de la région à l'étude, le regroupement de ces derniers en familles à caractéristiques distinctes permettra indirectement d'inférer des âges pour les plutons non-datés et les dykes felsiques.

Du point de vue lithologique, le CEJ se distingue des autres intrusions par sa nature polyphasée avec des faciès de diorite et de diorite quartzifère. La forte altération des minéraux, l'absence de métamorphisme de contact et l'abondance de dykes cogénétiques suggèrent une mise en place près de la surface pour cette intrusion synvolcanique (Chown et al., 2002). La forme arrondie des autres plutons ainsi que la présence d'un auréole de métamorphisme et l'absence d'altération des minéraux militent plutôt pour une mise en place profonde (Chown et al., 2002).

Minéralogiquement, le CEJ ainsi que le pluton de Muscocho se distinguent par la présence de hornblende comme le seul minéral mafique, les trois autres intrusions contiennent de la biotite. Cependant, le pluton de La Dauversière possède une biotite brun rouge en lames minces, tandis que le pluton de Verneuil et le stock de Chico ont une biotite verte. Lalonde et Bernard (1993) ont démontré que la couleur de la biotite dans des granites est reliée à sa composition. En général, ils ont observé que la biotite rouge est riche en fer, qu'elle montre un faible rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}$ et contient du titane même si les concentrations ne sont pas nécessairement élevées. Elle est caractéristique des granites réduits et généralement hyperalumineux. La biotite verte, par contre, est riche en

magnésium et possède des valeurs plus élevées en $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}$. Celle-ci est généralement associée à des granites oxydés métalumineux. Étant donné que la biotite est le minéral ferro-magnésien dominant dans les plutons de La Dauversière et de Verneuil, la composition en fer et en magnésium de celle-ci devrait être proportionnelle à la composition de la roche. En examinant les rapports Fe/Mg et $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, on observe qu'en effet la biotite brune de La Dauversière provient d'une roche plus riche en fer et plus pauvre en Fe^{3+} que la biotite verte de Verneuil qui est plus riche en magnésium et en Fe^{2+} (Fig. 3.8A). Le pluton de La Dauversière est en général plus hyperalumineux que le pluton de Verneuil ce qui est en accord avec les observations de Lalonde et Bernard (1993) (Fig. 3.8B). Quoique les valeurs en titane sont plus ou moins semblables pour les plutons de La Dauversière et de Verneuil, la majorité des échantillons (75%) du pluton de La Dauversière sont hyperalumineux (indice d'aluminosité ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ molaire) > 1), tandis que tous les échantillons du pluton de Verneuil sauf l'échantillon 94131 sont métalumineux. Bien que leurs compositions ne peuvent être corrélées avec la biotite, le stock de Chico et le pluton de Muscocho montrent des valeurs de Fe/Mg , $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ et d'indice d'aluminosité semblable au pluton de Verneuil, tandis que le CEJ se compare au pluton de La Dauversière (Tableau 3.3 et Fig. 3.8). Ces graphiques distinguent donc très bien les plutons synvolcaniques (CEJ et La Dauversière) des plutons syn- à tardi-tectoniques (Verneuil, Muscocho et Chico).

À l'examen des éléments majeurs, le pluton de La Dauversière et le CEJ se distingue aussi des autres intrusions par des lignes évolutives distinctes sur des diagrammes de Harker (Fig. 3.9). Les échantillons du pluton de La Dauversière et du CEJ définissent une

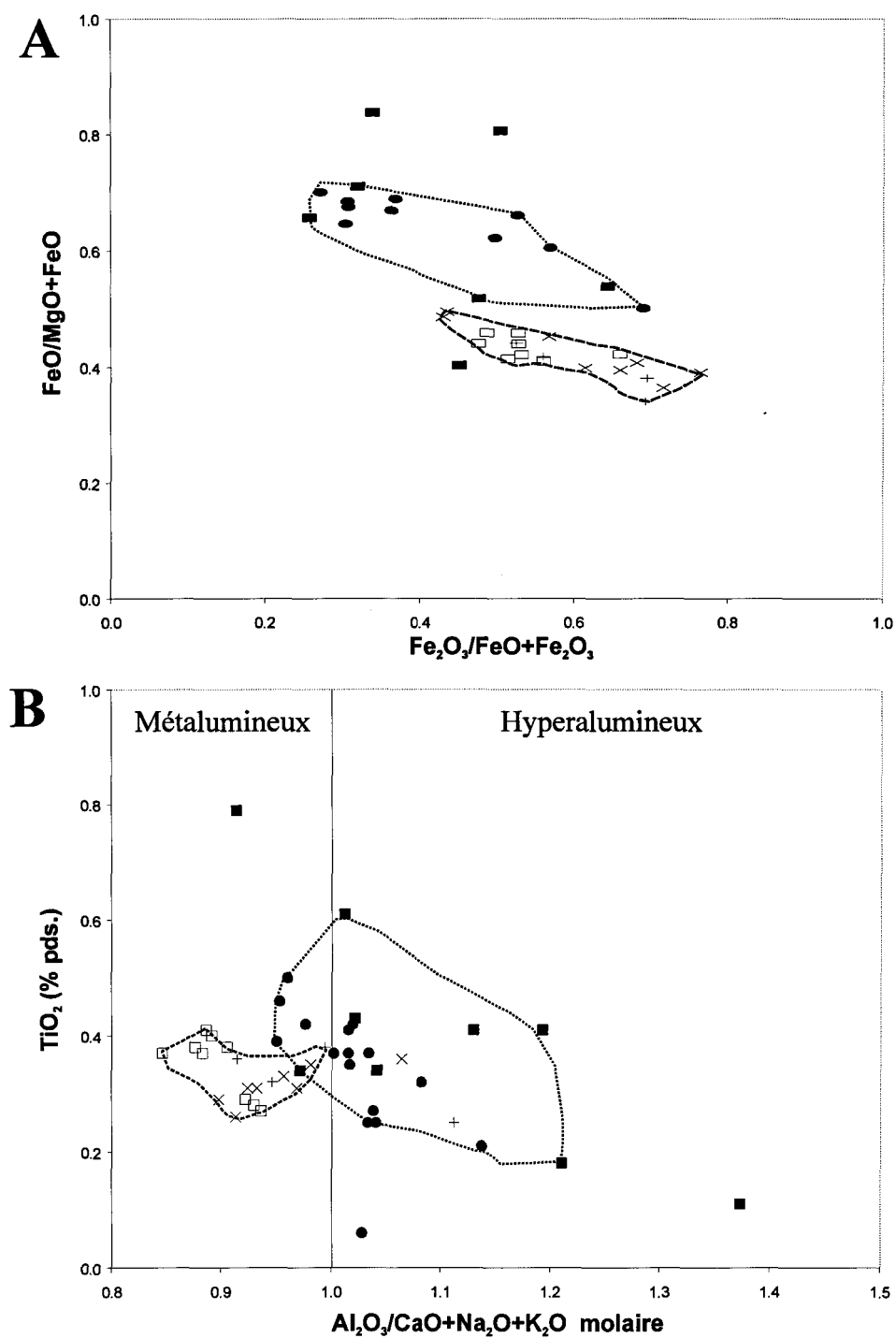


Figure 3.8. Diagrammes (A) de $\text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ et (B) de l'indice d'aluminosité versus TiO_2 pour les plutons felsiques. Voir figure 3.7 pour la légende.

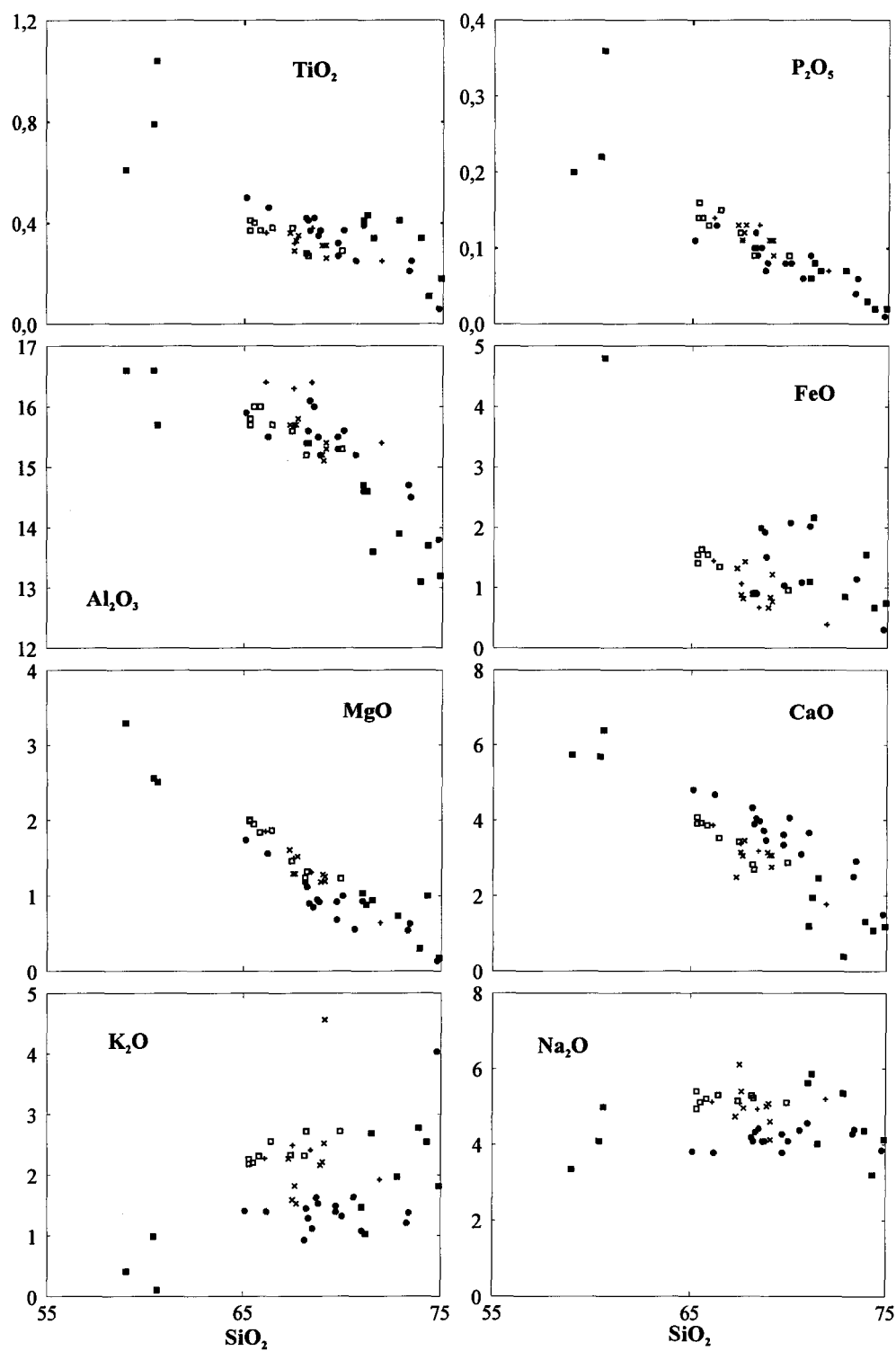


Figure 3.9. Diagrammes de Harker pour les éléments majeurs des plutons felsiques. Toutes les valeurs en % poids. Voir figure 3.7 pour la légende.

des lignes évolutives, tandis que les échantillons des trois autres intrusions déterminent l'autre. Comme indiqué au tableau 3.3, le pluton de La Dauversière et le CEJ montrent en général des valeurs plus faibles en Rb, Ba, Sr, Cr et Ni et plus élevées en Th en comparaison avec les autres plutons. La distinction la plus frappante est cependant la concentration de strontium (Tableau 3.3). Le CEJ et le pluton de La Dauversière se caractérisent par des valeurs de strontium inférieures à 400 ppm, tandis que les trois autres intrusions ont des concentrations supérieures à 500 ppm. Cette distinction est aussi observée entre les séries TTG (trondhjemite-tonalite-granodiorite) (plutons synvolcaniques) et TGGM (tonalite-granodiorite-granite-quartz monzodiorite) (plutons syntectoniques) de la zone volcanique sud de la Sous-province de l'Abitibi (Feng et Kerrich, 1992) (Fig. 3.10). Comme le strontium se substitue au calcium dans la structure du plagioclase, ces deux éléments devraient varier proportionnellement. Une bonne corrélation est en effet notée entre le calcium et le strontium pour les échantillons provenant d'une même intrusion (Fig. 3.10A). Les plutons de Verneuil, de Muscocho et de Chico ont des valeurs de strontium semblables à celles du CEJ et du pluton de La Dauversière pour des échantillons avec de faibles concentrations de calcium. C'est le cas des échantillons 94067 (Chico) et 94132 (Verneuil) qui proviennent de phases pegmatitiques et contiennent peu de calcium (1,18 et 0,14 % pds. respectivement). Des hautes concentrations de calcium de quelques échantillons du CEJ expliquent leurs hautes teneurs en Sr (Fig. 3.10A). Cependant, pour une même concentration de calcium une différence nette dans les concentrations de strontium entre le CEJ et le pluton de La Dauversière, et les autres intrusions est observée. Bien que l'apatite peut accommoder jusqu'à 10% de strontium, une relation similaire existe

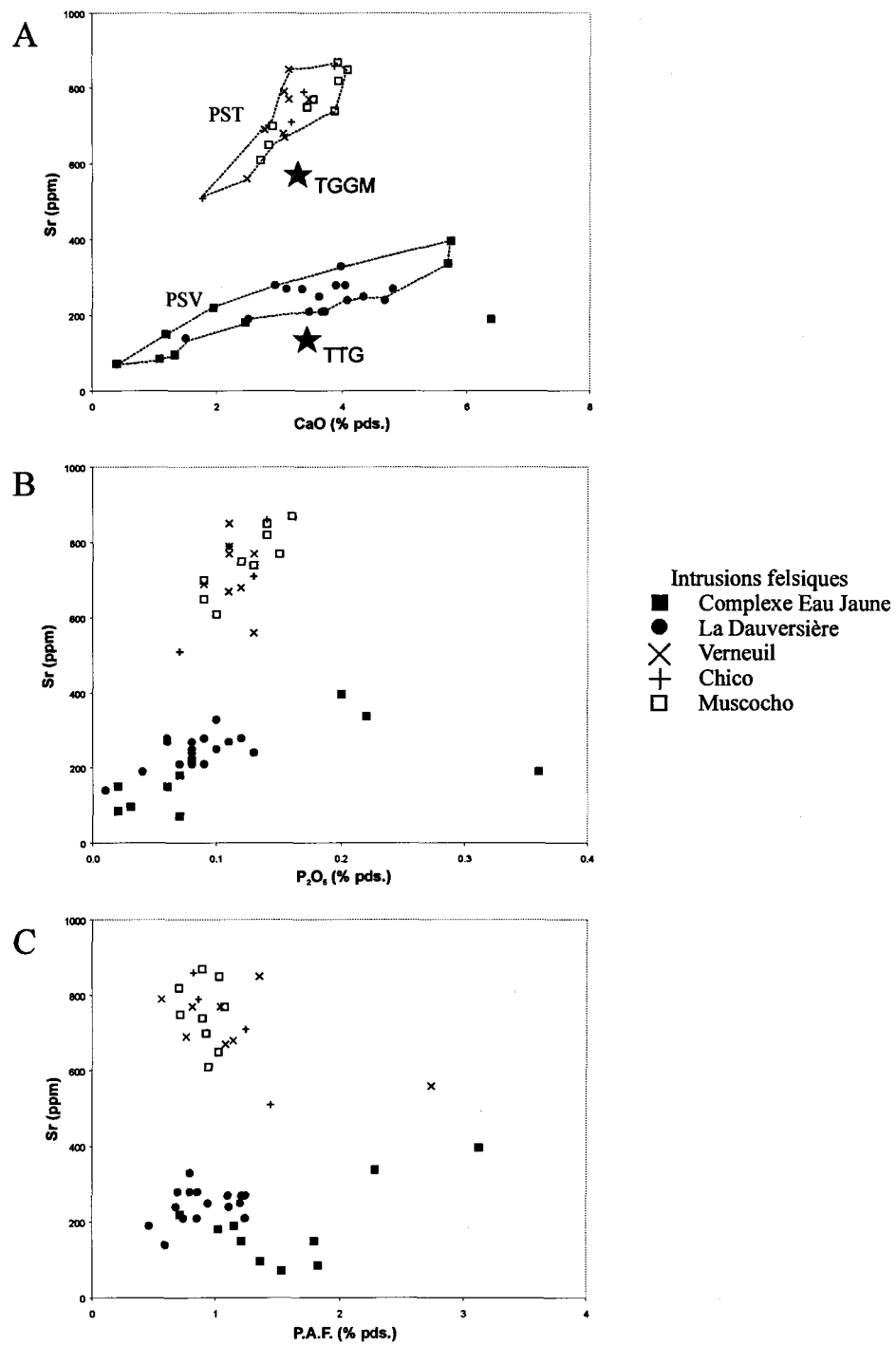


Figure 3.10. Diagramme de strontium versus calcium (A), versus phosphore (B) et versus perte au feu (C) pour les plutons felsiques. PSV – plutons synvolcaniques; PST – plutons syntectoniques. TTG – trondhjemite-tonalite-granodiorite; TGGM – tonalite-granodiorite-granite-quartz monzodiorite (Feng et Kerrich, 1992).

entre le phosphore (P_2O_5) et le strontium (Fig. 3.10B). Cette différence de strontium semble ainsi être reliée davantage à une caractéristique du magma plutôt qu'au pourcentage de plagioclase et/ou d'apatite présent dans l'échantillon ou au degré d'altération, car aucune relation existe entre les valeurs de P.A.F. et de Sr (Fig. 3.10C). Étant donné que le coefficient de partage K_d du strontium pour les plagioclases est supérieur à 1 (Hanson, 1978), la différence en composition de strontium peut être expliquée de deux façons. Le plagioclase était une phase résiduelle plus importante lors de la fusion partielle pour le CEJ et le pluton La Dauversière que pour les plutons syn- à tardi-tectoniques ou il y a un effet de différenciation du plagioclase.

Étant donné que l'euprium possède un coefficient de partage K_d pour les plagioclases supérieur à 1 (Hanson, 1978) des faibles teneurs en Eu devraient être observées dans le CEJ et le pluton de La Dauversière à comparer aux autres intrusions. Bien que le CEJ possède des anomalies négatives homogènes d'euprium ($Eu/Eu^* = 0,61$ à $1,05$), le pluton de La Dauversière ne montre pas une tendance similaire ($Eu/Eu^* = 1,15$ - $1,83$) (Tableau 3.3 et Fig. 3.7). Les trois autres intrusions montrent généralement que de faibles anomalies d'euprium ($Eu/Eu^* = 0,96$ à $1,20$). D'autres éléments montrent aussi des valeurs contrastantes entre le CEJ et le pluton de La Dauversière. Le Y, Nb, Zr et le Hf montrent des valeurs élevés pour le CEJ, tandis que le pluton de La Dauversière a des concentrations qui se rapprochent plus des trois autres intrusions (Fig. 3.11).

Les différences chimiques énumérées ci-dessus distinguent très bien les plutons de Muscocho et de Verneuil, et le stock de Chico des deux autres intrusions. En fait ces trois intrusions sont solidaires quant à leur composition chimique. Étant donné que le pluton de

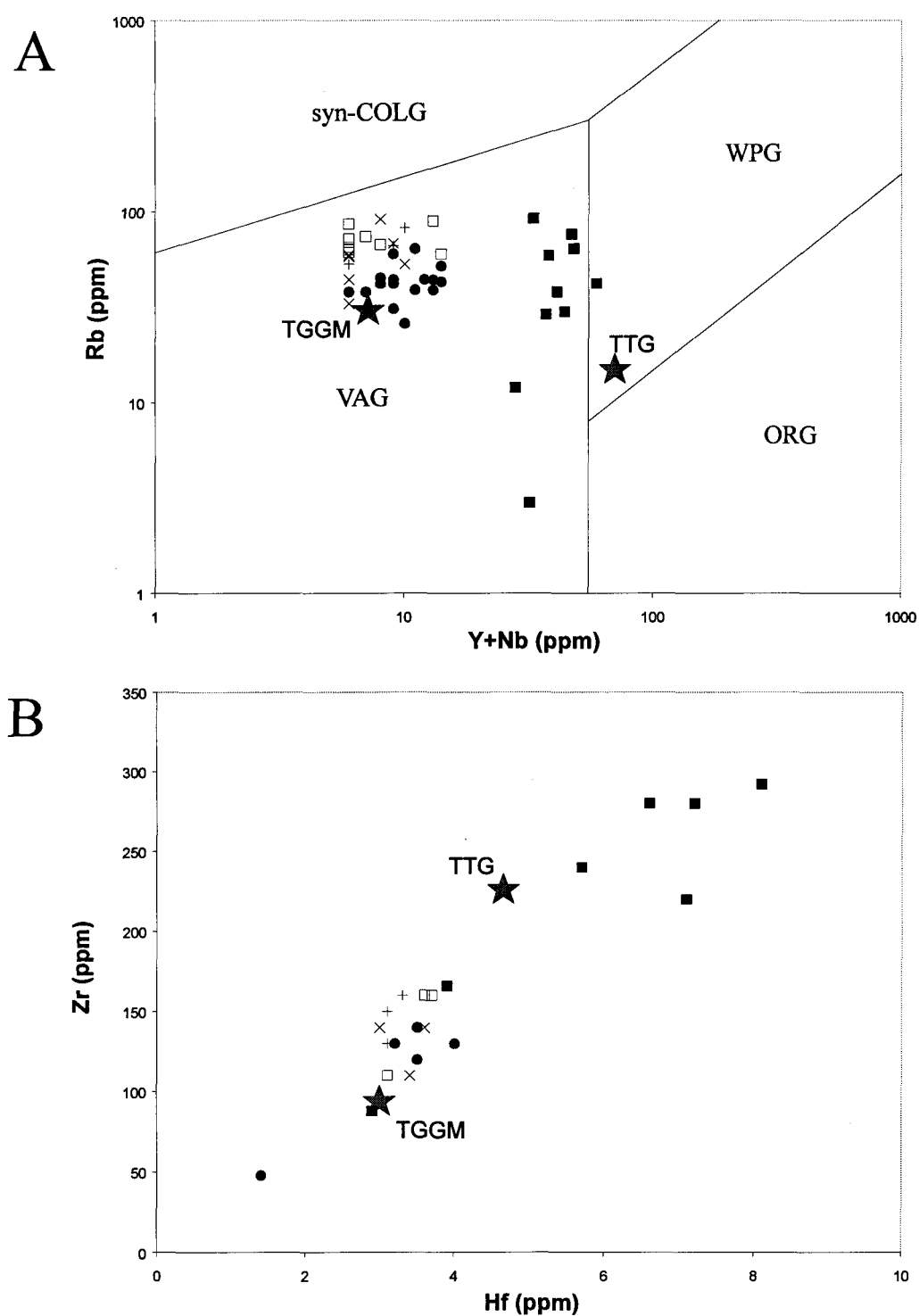


Figure 3.11. Diagrammes (A) de Rb versus Y+Nb et (B) de Zr versus Hf pour les plutons felsiques. Les champs du diagramme A proviennent de Pearce et al. (1984). TTG – trondhjemite-tonalite-granodiorite; TGGM – tonalite-granodiorite-granite-quartz monzodiorite (Feng et Kerrich, 1992). Voir figure 3.10 pour la légende.

Muscocho montre un âge tardi déformation régionale (2695 - 2701 Ma; Mortensen, 1993) les similarités chimiques avec les deux autres intrusions suggèrent un âge similaire pour ceux-ci. De plus, la composition chimique de ces trois intrusions est très semblable aux granitoïdes syntectoniques (TGGM) du sud de la Sous-province de l'Abitibi (Rive et al., 1992; Feng et Kerrich, 1992; Sutcliffe et al., 1993). Cependant, seules des datations précises du pluton de Verneuil et du stock de Chico pourraient confirmer cette interprétation.

Le CEJ, pour sa part, a une composition très distincte des intrusions syndéformation. Son spectre de terres rares peu fractionné, ses hautes concentrations en Y et Nb et son caractère polyphasé sont typiques des granitoïdes synvolcaniques (TTG) tels que les plutons de Flavrian (Paradis et al., 1988) et Bourlamaque (Taner et Trudel, 1989) du sud de l'Abitibi (Feng et Kerrich, 1992).

Bien que le pluton de La Dauversière ait un âge pré-déformation régionale (2720 Ma) et montre plusieurs similarités chimiques avec le CEJ, les contrastes des spectres de terres rares et des concentrations de Hf, Y et Nb avec ce dernier sont problématiques. Bien qu'il n'y ait nul doute qu'il soit distinct chimiquement et minéralogiquement des intrusions syntectoniques, il ne peut être classifié dans la même famille que le CEJ. Donc, il y a une nette distinction entre les plutons synvolcaniques du cycle 1 et ceux du cycle 2.

3.4. DYKES FELSIQUES

L'abondance de dykes felsiques dans le Couloir de déformation de Fancamp et plus particulièrement aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, suggère une association spatiale entre le magmatisme felsique et la minéralisation aurifère. De plus, la présence d'une multitude de dykes felsiques dans certains secteurs, suggère aussi la présence d'un centre volcanique felsique (McPhie et al., 1993). La définition des caractéristiques physiques, pétrographiques et géochimiques des dykes vise à établir leur filiation avec les plutons avoisinants et leur relation vis-à-vis la minéralisation aurifère (chapitres 5 et 6). Le cas échéant, il sera possible de se servir de ces dykes comme marqueurs chronologiques, et ainsi décortiquer l'histoire géologique complexe de ce secteur.

3.4.1. Descriptions physique et pétrographique

Plusieurs dykes felsiques sont observés dans la région, en affleurements et en forages (Fig. 3.12). Leur identification comme des dykes repose sur :

- 1) la présence de contacts nets et généralement irréguliers avec la roche encaissante;
- 2) la présence de zones de trempe de quelques centimètres au contact avec les encaissants;
- 3) leur caractère homogène et massif; et
- 4) l'absence de fragments lithiques et/ou vitreux.

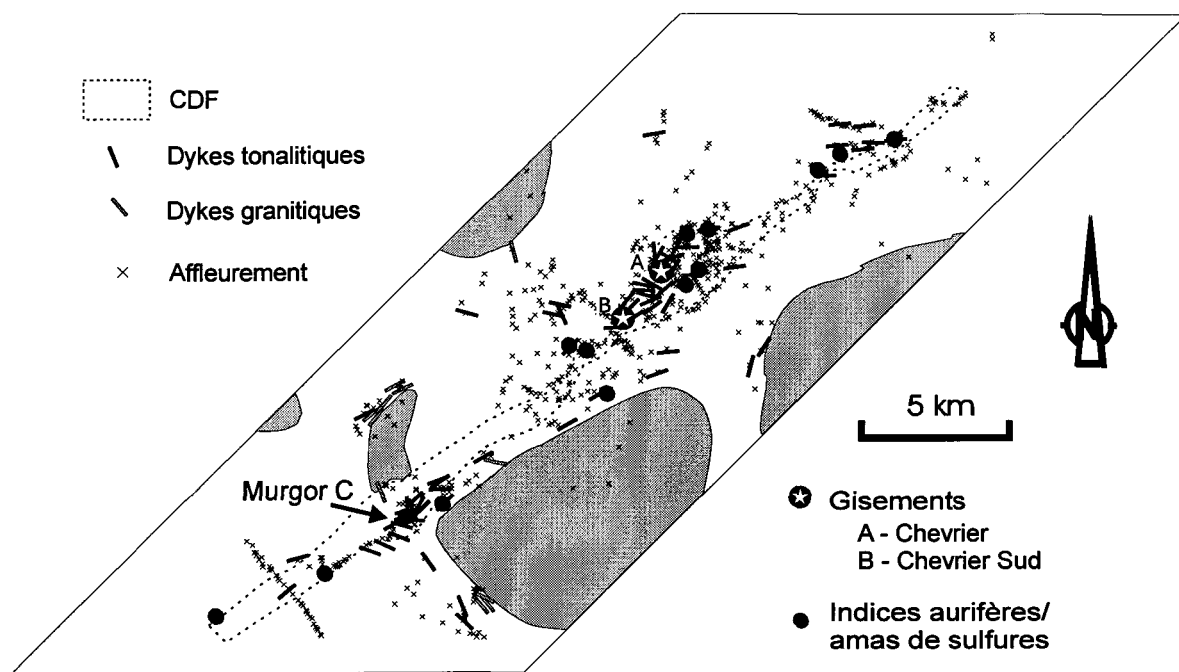


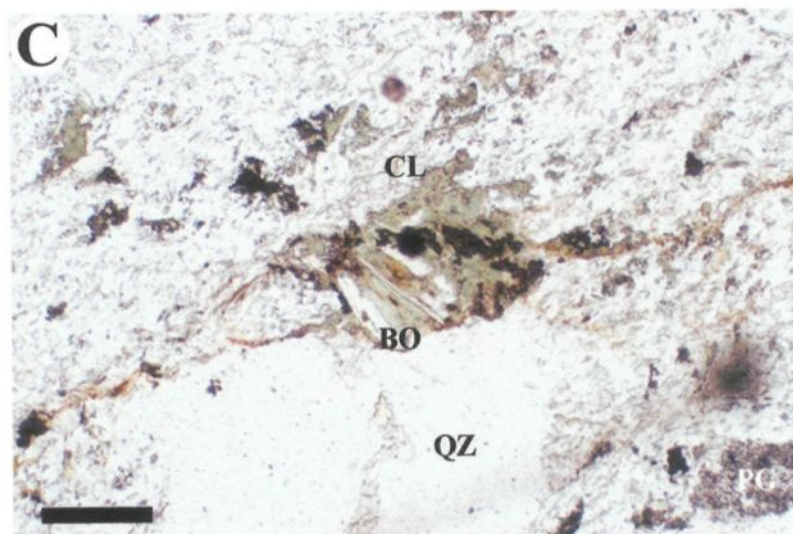
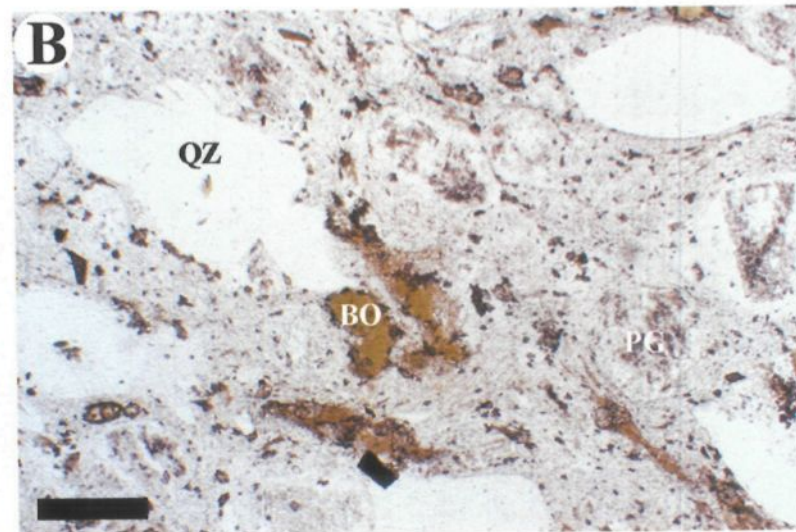
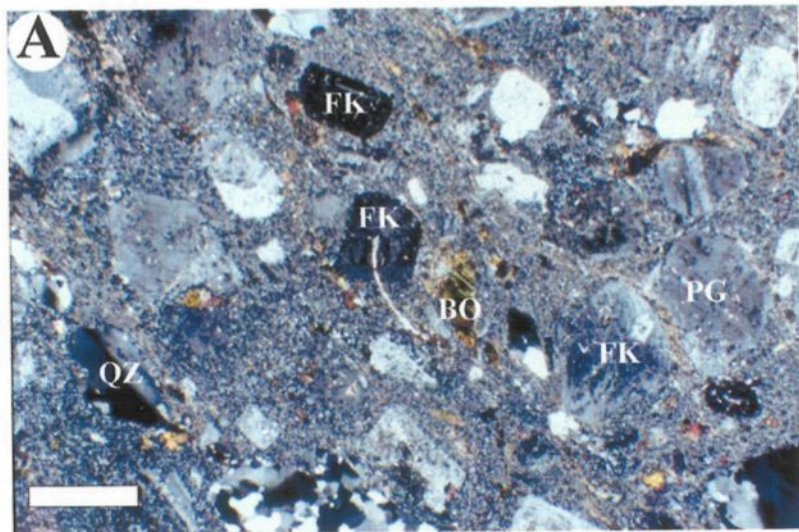
Figure 3.12. Répartition des dykes felsiques observés en affleurement lors de la cartographie. Cette présentation tient compte aussi en partie des nombreux dykes observés en forages aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud.

La distribution des dykes felsiques montre clairement une plus grande densité à l'intérieur du couloir de Fancamp et aux pourtours des plutons felsiques (Fig. 3.12). À l'intérieur du couloir de Fancamp, deux secteurs se distinguent par la présence d'essaim de dykes felsiques: Murgor C et Chevrier-Chevrier Sud. Les dykes sont généralement orientés parallèlement à la schistosité principale. Ils sont également parallèles aux pourtours des plutons dans l'encaissant immédiat de ceux-ci et communément E-O dans les secteurs modérément à fortement déformés à l'écart des plutons (Fig. 3.12). Dans les secteurs peu déformés, les dykes sont généralement perpendiculaires à l'orientation des strates. Les dykes ont majoritairement une puissance de moins de 2 mètres. Cependant, des exemples atteignant jusqu'à 100 mètres de puissance sont reconnus dans les secteurs de Murgor C et Chevrier-Chevrier Sud (Fig. 3.1).

Les dykes felsiques sont généralement porphyriques avec une ubiquité de phénocristaux de plagioclase. Plusieurs ont des phénocristaux de quartz et certains possèdent aussi des phénocristaux de biotite et, plus localement, d'amphibole. Il existe deux grandes familles de dykes felsiques: des dykes granitiques et tonalitiques. Les dykes granitiques se distinguent par la présence de feldspath potassique dans la matrice et/ou comme phénocristal (Planche 3.12A), par la présence de phénocristaux de biotite verte (en lame mince) faiblement altérés et déformés, et par une matrice faiblement recristallisée (Planche 3.12B). Ces dykes granitiques sont spatialement associés aux plutons de Verneuil, de Muscocho et de Chico. Ces dykes se retrouvent à moins de 500 m des contacts de ces plutons. Cependant, les dykes granitiques très près des contacts des plutons peuvent être très déformés. Quant à eux, les dykes tonalitiques sont dépourvus de feldspath

Planche 3.12. Dykes felsiques

- A) Photomicrographie d'un dyke felsique près du contact du stock de Chico. Notez la présence de feldspath potassique (FK) et d'une matrice faiblement recristallisée. BO – biotite; PG – plagioclase; QZ – quartz. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon 94232.
- B) Photomicrographie du même dyke que précédant (A) montrant une biotite verte peu altérée et déformée. Barre 0,5 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 94232.
- C) Photomicrographie d'un dyke tonalitique illustrant une chlorite qui remplace une biotite ainsi qu'une matrice recristallisée. L'encaissant est de déformation comparable à celui de l'échantillon 94232. Barre 0,5 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 94224.



potassique, montrent une biotite brune en lame mince et la matrice est fortement recristallisée. La biotite verte est observée dans certains dykes tonalitiques, mais celle-ci est habituellement très altérée et alignée parallèle à la foliation (Planche 3.12C). Dans les secteurs de Murgor C et Chevrier-Chevrier Sud, seul des dykes tonalitiques ont été répertoriés.

3.4.2. Géochimie

Seuls les dykes felsiques ($> 63\%$ pds. SiO_2) faiblement altérés ($< 5\%$ P.A.F.) ont été utilisés afin d'être caractérisés chimiquement (Tableau 3.4). Les dykes tonalitiques des secteurs de Murgor C et de Chevrier-Chevrier Sud sont traités séparément vu leur nombre considérable et leur importance vis-à-vis la minéralisation aurifère (voir chapitres 5 et 6).

3.4.2.1. Géochimie des éléments majeurs

Les dykes granitiques et tonalitiques montrent une composition géochimique des éléments majeurs comparable ce qui cause une classification chimique similaire dans les deux cas (granite à tonalite; Fig. 3.13). La présence de feldspath potassique dans les dykes granitiques n'est donc pas associée à un chimisme différent des dykes tonalitiques.

3.4.2.2. Rapport Zr/Y

Tous les dykes granitiques et tonalitiques montrent une affinité clairement calco-alcaline (Fig. 3.14). Les dykes granitiques se distinguent des dykes tonalitiques par leur

Tableau 3.4. Composition chimique d'échantillons représentatifs des dykes felsiques.

| Échantillon | 95029 | 94220 | 95036 | HA-102-5 | DO-24-01 | 94142 |
|--------------------------------|----------|----------|---------------|----------------|---------------|----------|
| Type | Granite | Tonalite | Tonalite | Tonalite | Tonalite | Tonalite |
| Affiliation | Verneuil | Murgor C | PQ (Chevrier) | PQF (Chevrier) | PF (Chevrier) | CEJ? |
| SiO ₂ (% pds.) | 69.3 | 70.4 | 67.4 | 70.1 | 67.6 | 70.2 |
| TiO ₂ | 0.27 | 0.35 | 0.40 | 0.24 | 0.37 | 0.33 |
| Al ₂ O ₃ | 15.9 | 15.3 | 15.5 | 15.0 | 15.4 | 15.8 |
| FeO | 0.59 | --- | 1.94 | 1.38 | 0.39 | 1.93 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.49 | 1.67 | 0.12 | 0.36 | 2.31 | 0.46 |
| MnO | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.05 |
| MgO | 0.80 | 0.70 | 1.17 | 1.02 | 1.33 | 1.35 |
| CaO | 2.24 | 1.26 | 2.15 | 1.99 | 2.31 | 1.35 |
| Na ₂ O | 6.04 | 6.27 | 7.37 | 5.24 | 5.22 | 5.67 |
| K ₂ O | 1.33 | 1.40 | 0.51 | 1.38 | 1.67 | 1.52 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.09 | 0.12 | 0.06 | 0.08 | 0.08 |
| S | 0.01 | 0.28 | 0.08 | 0.01 | <0,01 | 0.01 |
| CO ₂ | 0.23 | 0.81 | 1.48 | 1.79 | 1.92 | 0.18 |
| P.A.F. | 1.30 | 1.81 | 2.48 | 3.09 | 3.31 | 1.38 |
| Total | 99.35 | 99.27 | 99.20 | 99.88 | 100.01 | 100.12 |
| Ba (ppm) | 373 | 204 | 218 | 310 | 512 | 245 |
| Cr | <20 | 32 | <20 | 26 | 37 | 32 |
| Li | 6 | 7 | 3 | 9 | 7 | 7 |
| Nb | 3 | 3 | 10 | 4 | <3 | 3 |
| Ni | 7 | 10 | 16 | 9 | 38 | 24 |
| Rb | 36 | 48 | 14 | 34 | 41 | 23 |
| Sr | 530 | 150 | 180 | 260 | 248 | 160 |
| Y | 4 | 6 | 9 | 7 | 4 | 9 |
| Zr | 84 | 110 | 130 | 96 | 129 | 110 |
| Cs | 0.6 | 1.0 | 0.8 | 1.9 | 2.1 | 0.3 |
| Hf | 2.3 | 2.7 | 3.4 | 2.4 | 3.0 | 2.5 |
| Sc | 3.6 | 4.8 | 4.7 | 3.9 | 4.0 | 5.5 |
| Ta | 0.2 | 0.1 | 0.5 | 0.2 | 0.1 | 0.1 |
| Th | 1.8 | 1.4 | 4.0 | 1.4 | 3.5 | 1.8 |
| U | 1.1 | <0.5 | 1.5 | 0.7 | 1.4 | 0.6 |
| La | 11.0 | 7.0 | 21.0 | 6.4 | 16.0 | 11.0 |
| Ce | 21 | 16 | 43 | 13 | 32 | 19 |
| Nd | 9 | 7 | 19 | 4 | 11 | 7 |
| Sm | 1.8 | 1.5 | 3.3 | 1.2 | 2.0 | 2.1 |
| Eu | 0.6 | 0.4 | 0.9 | 0.4 | 0.6 | 0.7 |
| Tb | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.2 |
| Yb | 0.3 | 0.3 | 0.6 | 0.5 | 0.2 | 0.5 |
| Lu | <0.05 | <0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.11 |
| LaN/SmN | 3.95 | 3.01 | 4.11 | 3.44 | 5.16 | 3.38 |
| TbN/YbN | 1.52 | 3.03 | 2.27 | 0.91 | 2.27 | 1.82 |
| LaN/YbN | 24.52 | 15.60 | 23.40 | 8.56 | 53.50 | 14.71 |
| Eu/Eu* | 1.18 | 0.83 | 0.91 | 1.13 | 1.08 | 1.10 |
| Zr/Y | 21.00 | 18.33 | 14.44 | 13.71 | 32.25 | 12.22 |
| Th/Yb | 6.00 | 4.67 | 6.67 | 2.80 | 17.50 | 3.60 |

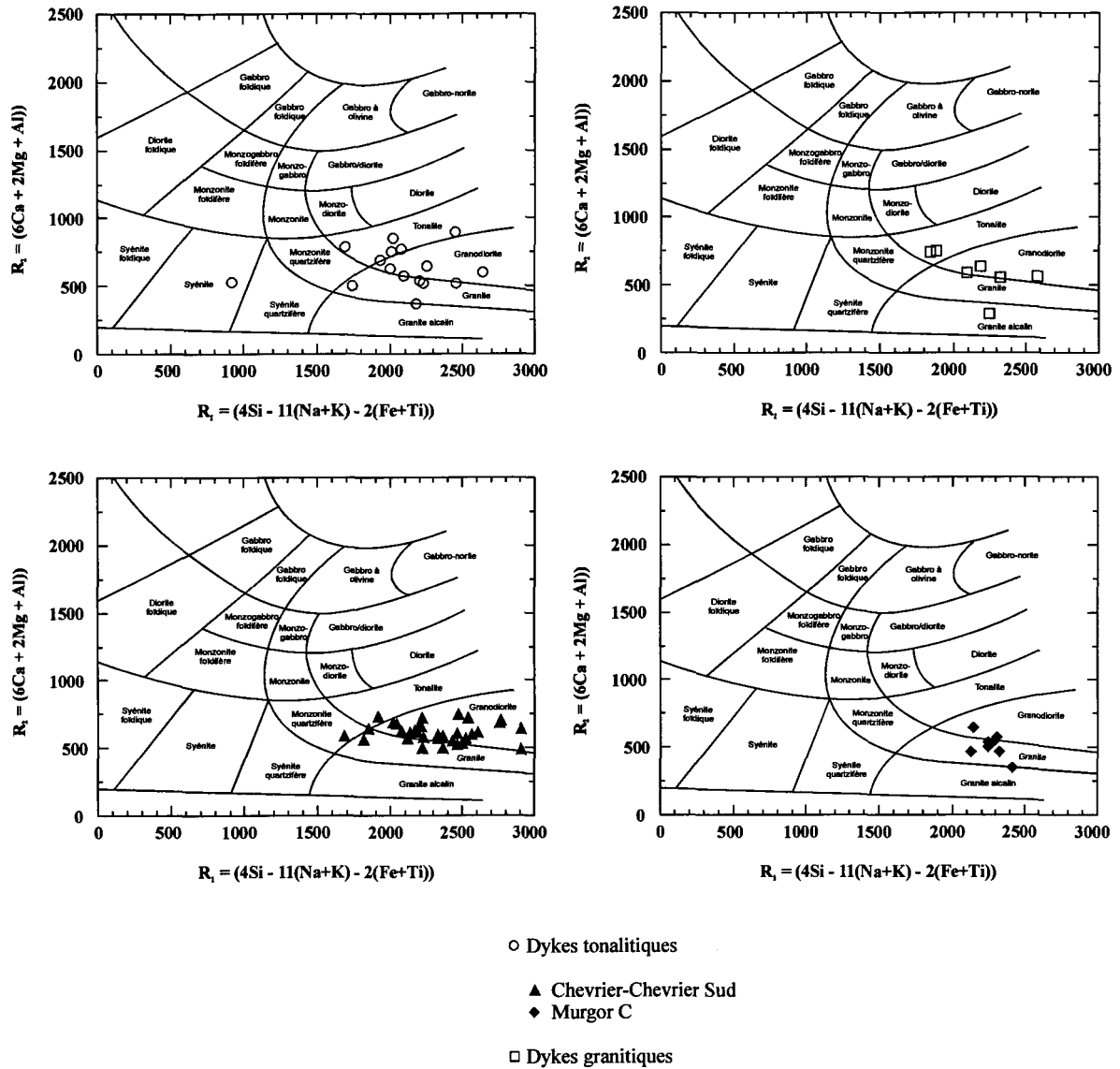


Figure 3.13. Classification chimique des dykes felsiques. Champs d'après de De la Roche et al. (1980).

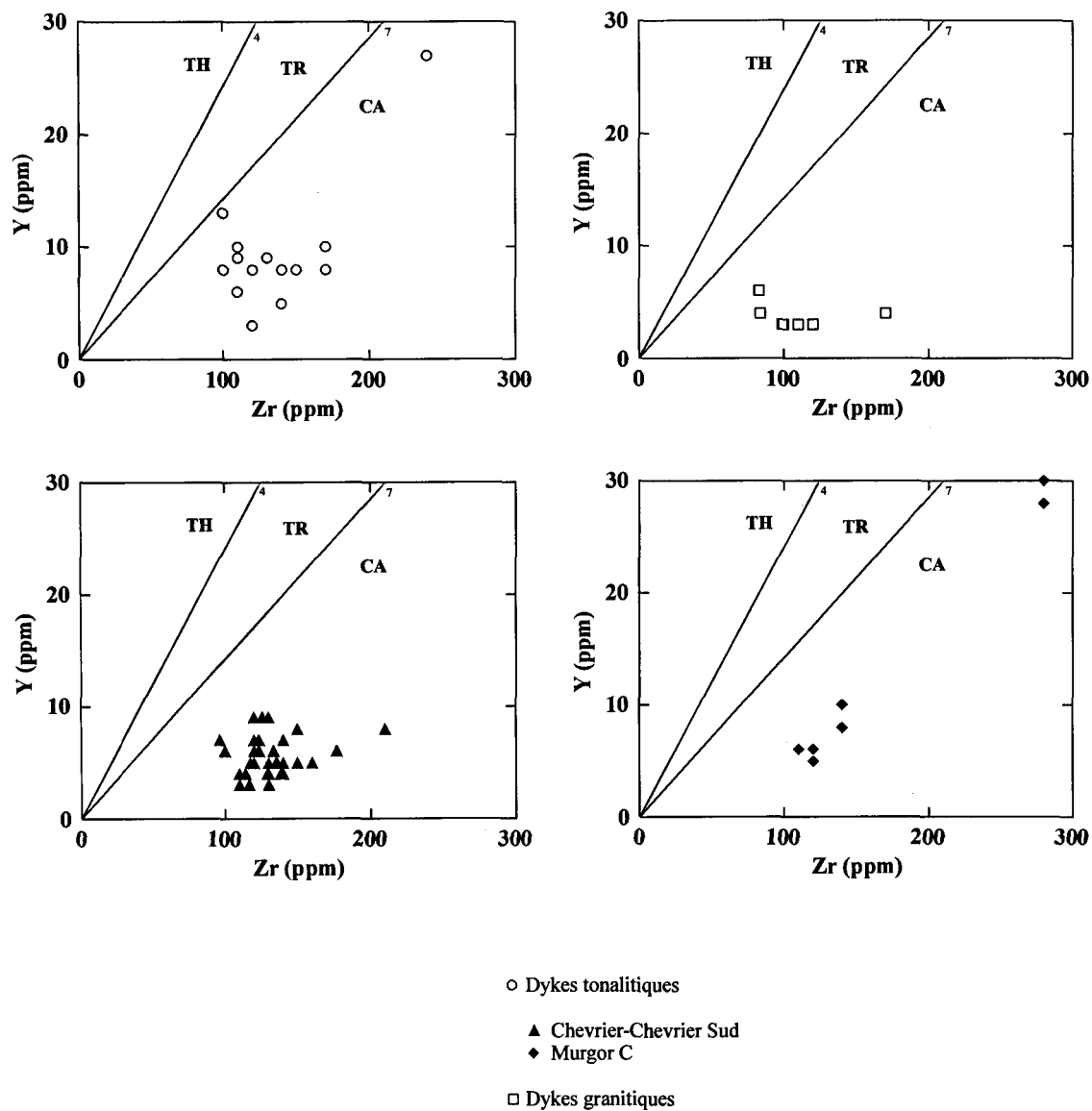


Figure 3.14. Diagrammes de Y versus Zr pour les dykes felsiques. Champs proviennent de Barrett et MacLean (1999). TH – tholéiitique; TR – transitionnel; CA – calco-alcalin.

faible concentration en yttrium. Certains dykes tonalitiques montrent des valeurs très élevées en yttrium et en zirconium, une caractéristique typique des roches du CEJ.

3.4.2.3. Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR)

Le spectre fractionné d'ÉTR ($La_N/Yb_N > 5,2$) des dykes felsiques montrent aussi une tendance calco-alcaline (Fig. 3.15). Généralement, le spectre d'ÉTR des dykes granitiques ($La_N/Yb_N = 26-79$) est plus fractionné que celui des dykes tonalitiques (généralement $La_N/Yb_N < 29$). Cette caractéristique est aussi typique des intrusions syntectoniques. Un des dykes tonalitiques riche en Y et Zr montre un spectre d'ÉTR riche en ÉTR lourde et une anomalie négative en europium (Murgor C; Fig. 3.14). Ce spectre est typique de celui associé au CEJ.

3.4.2.4. Discrimination des dykes

Chimiquement, les différences observées dans les plutons devraient aussi être présentes dans les dykes felsiques si en effet les dykes observés proviennent d'un ou plusieurs de ces plutons. Cependant, les dykes sont généralement plus altérés que les plutons et de plus, ils ont des concentrations variables de différents types de phénocristaux (plagioclase, quartz et biotite/chlorite surtout) ce qui pourrait créer une hétérogénéité de la composition chimique des diverses familles de dyke.

Bien que des différences entre les dykes granitiques et tonalitiques soient perceptibles, elles ne sont pas aussi nettes que celles observées entre les plutons. Quelques éléments et rapports d'éléments permettent de distinguer les dykes granitiques des dykes

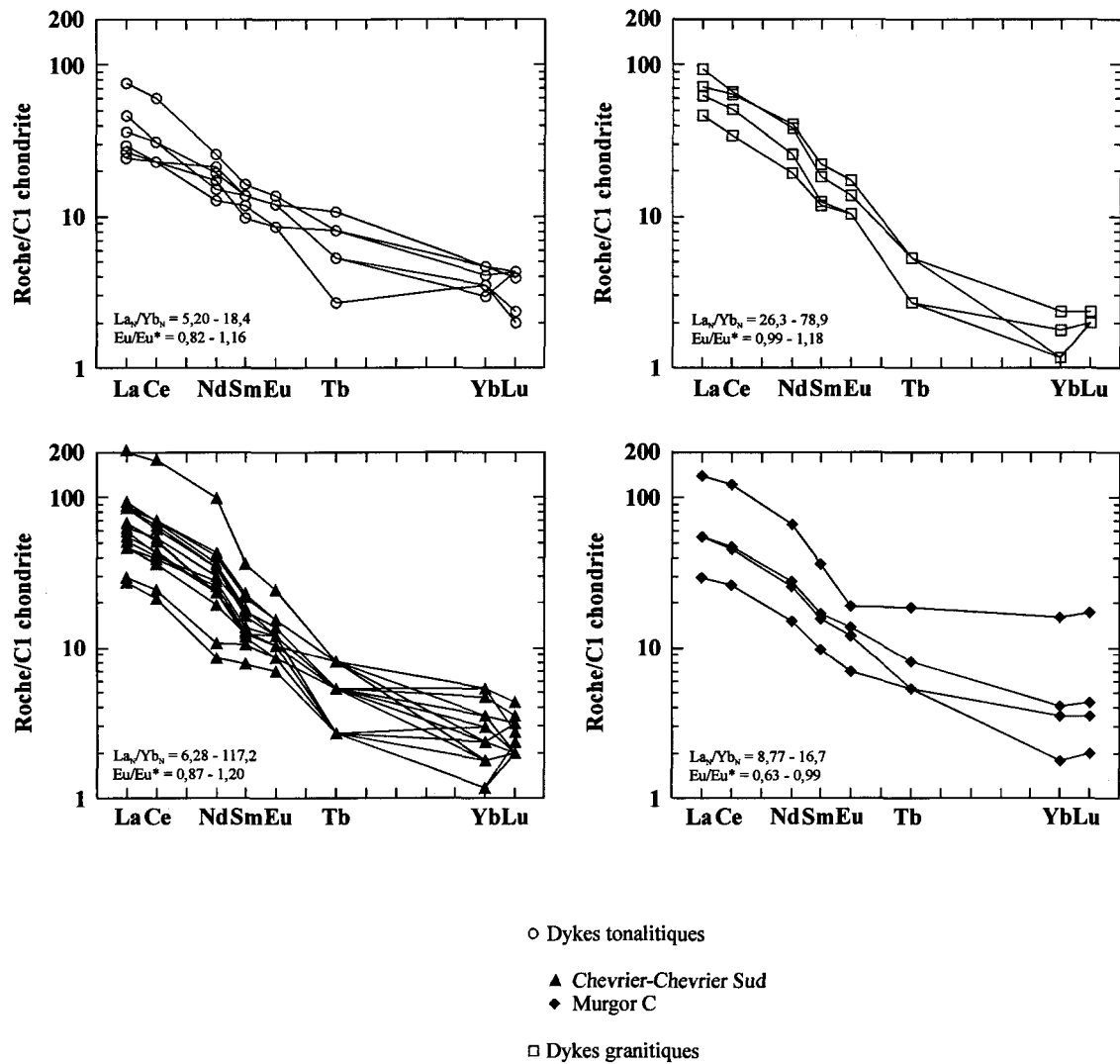


Figure 3.15. Diagrammes de terres rares normalisés sur C1 chondrite (Sun et McDonough, 1989) pour les dykes felsiques.

tonalitiques (Tableau 3.4). L'élément qui marque le mieux cette distinction est le strontium, en dépit du fait que cet élément est généralement peu utilisé étant donné son caractère mobile. Les dykes granitiques contiennent plus de 470 ppm de strontium, tandis que les dykes tonalitiques possèdent des concentrations inférieures à 410 ppm. Bien que cette différence semble claire, elle est moins évidente sur le graphique Sr versus CaO (Fig. 3.16A). Certains dykes tonalitiques possèdent des valeurs assez élevées de strontium pour de faibles concentrations de calcium ce qui est différent de la tendance générale des dykes tonalitiques. Sur le diagramme Sr versus CaO, les dykes granitiques suivent bien la tendance des plutons syntectoniques (Muscocho, Verneuil et Chico) du secteur ainsi que ceux du sud de l'Abitibi (TGGM; Feng et Kerrich, 1992). La tendance générale des dykes tonalitiques suit celle des plutons synvolcaniques (CEJ et La Dauversière) de la région ainsi que celle des plutons synvolcaniques de Feng et Kerrich (1992) (TTG).

Deux rapports d'éléments majeurs distinguent aussi les dykes granitiques des dykes tonalitiques. Les dykes granitiques montrent en général un rapport élevé $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ($> 0,68$) et un faible rapport FeO/MgO ($< 0,93$), tandis que les dykes tonalitiques ont un rapport élevé de FeO/MgO ($> 0,88$) et un faible $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ($< 1,81$) (Tableau 3.4). Sur le graphique $\text{FeO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ deux champs sont assez bien définis (Fig. 3.16B). Bien que le champ des dykes granitiques soit mieux circonscrit, les dykes tonalitiques se séparent assez bien des dykes granitiques. Encore une fois la distinction est mieux définie chez les plutons. Les plutons syntectoniques ont des rapports comparables aux dykes granitiques, tandis que les échantillons de dykes tonalitiques tombent dans le champ des plutons synvolcaniques.

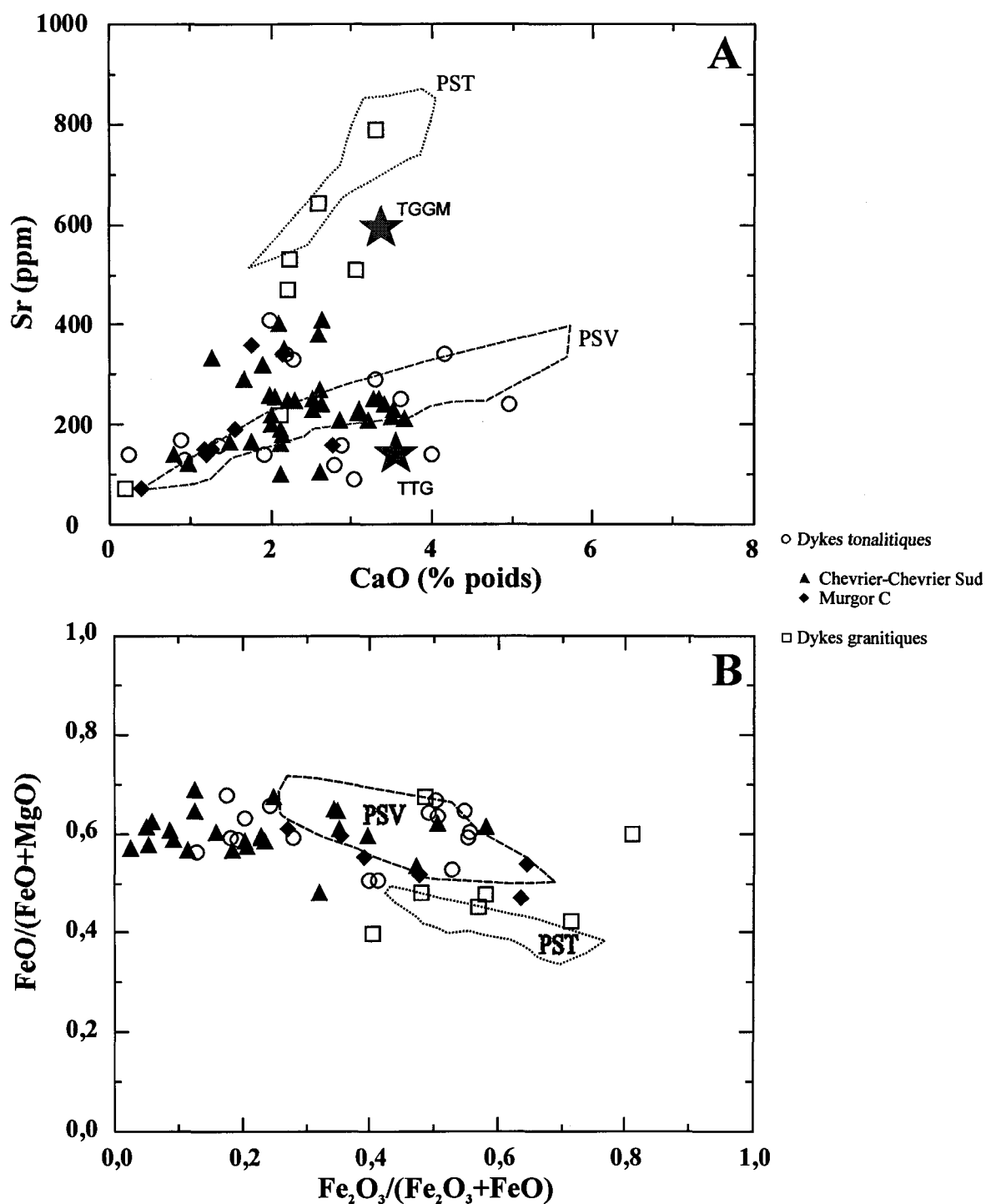


Figure 3.16. Diagrammes (A) de Sr versus CaO et (B) de $\text{FeO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ pour les dykes felsiques. TTG – trondhjemite-tonalite-granodiorite; TGGM – tonalite-granodiorite-granite-quartz monzodiorite (Feng et Kerrich, 1992). Les champs pour les plutons synvolcaniques et syntectoniques proviennent des figures 3.8 et 3.10.

D'autres éléments montrent aussi une certaine distinction entre les dykes granitiques et les dykes tonalitiques. Les éléments incompatibles tels le Zr, l'Y et le Nb peuvent atteindre des valeurs assez élevées chez les dykes tonalitiques, tandis que pour les dykes granitiques, les valeurs sont très faibles (Tableau 3.4). Cependant, plusieurs dykes tonalitiques montrent de faibles concentrations de ces éléments (Fig. 3.17). Seul le CEJ montre des valeurs élevées pour le Zr, l'Y et le Nb, les quatre autres intrusions montrent des valeurs très faibles.

3.5. SYNTHÈSE

Les roches du secteur à l'étude présentent deux affinités chimiques distinctes: tholéiitique (basaltes et gabbros) et calco-alcaline (volcanoclastites, plutons et dykes felsiques). La diversité des affinités géochimiques ne peut pas être attribuée à des variations associées à l'évolution d'un seul magma (Baker, 1973).

La genèse d'un magma dans un environnement d'arc est un phénomène qui se déroule en plusieurs étapes à partir de sources multiples (Arculus et Powell, 1986; Hawkesworth et al., 1993). La signature géochimique d'un environnement géodynamique d'arc dépend de l'implication plus ou moins importante de divers processus comprenant la déshydratation de la croûte océanique subductée, la fusion partielle du manteau ou de la croûte océanique subductée et la contamination de la croûte. Les diagrammes multi-éléments permettent de caractériser l'affinité magmatique et l'environnement géodynamique des unités magmatiques (Sun et McDonough, 1989; Kerrich et Wyman,

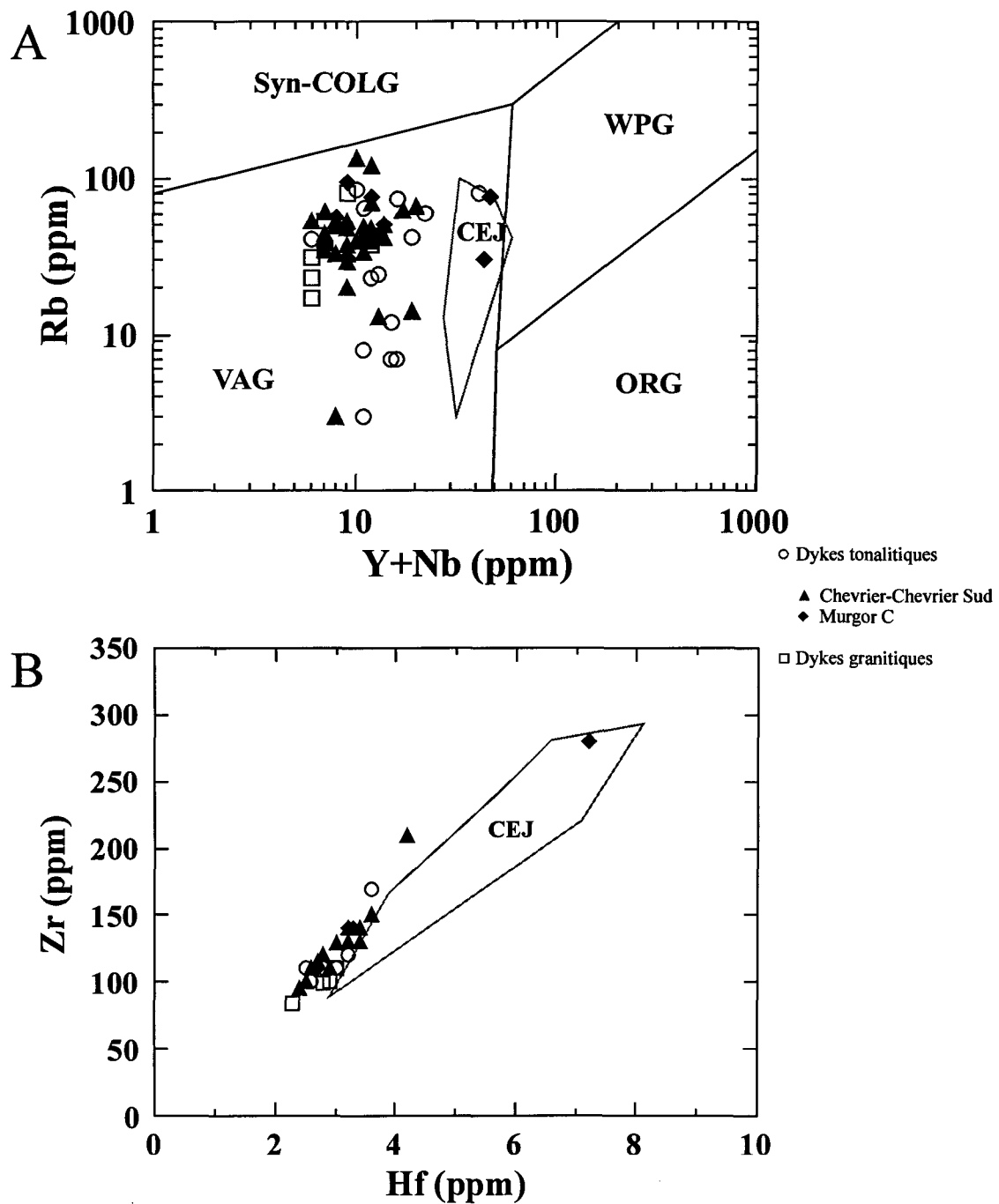


Figure 3.17. Diagrammes (A) de Rb versus Y+Nb et (B) de Hf versus Zr pour les dykes felsiques. Les champs du diagramme A sont de Pearce et al. (1984), tandis que le champ du CEJ provient de la figure 3.11. VAG – granite d’arc volcanique; ORG – granite de dorsale océanique; WPG – granite inter-plaque; COLG – granite de collision.

1997). Les unités de volcanoclastites/coulées felsiques ainsi que les plutons et dykes felsiques montrent un appauvrissement en Nb par rapport au Th et La ce qui suggère une genèse associée à la subduction (Figs. 3.18 à 3.20; Pearce et Norry, 1979; Kelemen et al., 1990, 1993; Brenan et al., 1994). Des appauvrissements similaires peuvent être associés à la contamination d'une croûte continentale (Wilson, 1989; Kerrich et Wyman, 1997). Cependant, des études géochimiques et d'isotope de Nd récentes par Barrie et Shirey (1991), Dostal et Mueller (1996, 1997) et Bédard et Ludden (1997) indiquent une interaction minimale avec une composante crustale lors de la genèse des roches volcaniques et plutoniques de la Sous-province de l'Abitibi. Les diagrammes multi-éléments appuieraient donc plutôt l'hypothèse d'un environnement d'arc qu'une contamination crustale.

3.5.1. Roches volcaniques felsiques à intermédiaires

Au cours de cette étude, six unités de volcanoclastites/coulées felsiques d'étendue et de puissance pluri-hectométrique ont été identifiées. Ces unités montrent une évolution quant à leur composition chimique. Une variation systématique de mafique vers felsique peut être observée de l'unité la plus vieille (A) vers la plus jeune (E) (Fig. 3.3). De plus, le spectre d'éléments de terres rares (ÉTR) devient de plus en plus fractionné en remontant la séquence stratigraphique (Fig. 3.5). Cette variation suggère que ces unités sont comagmatiques.

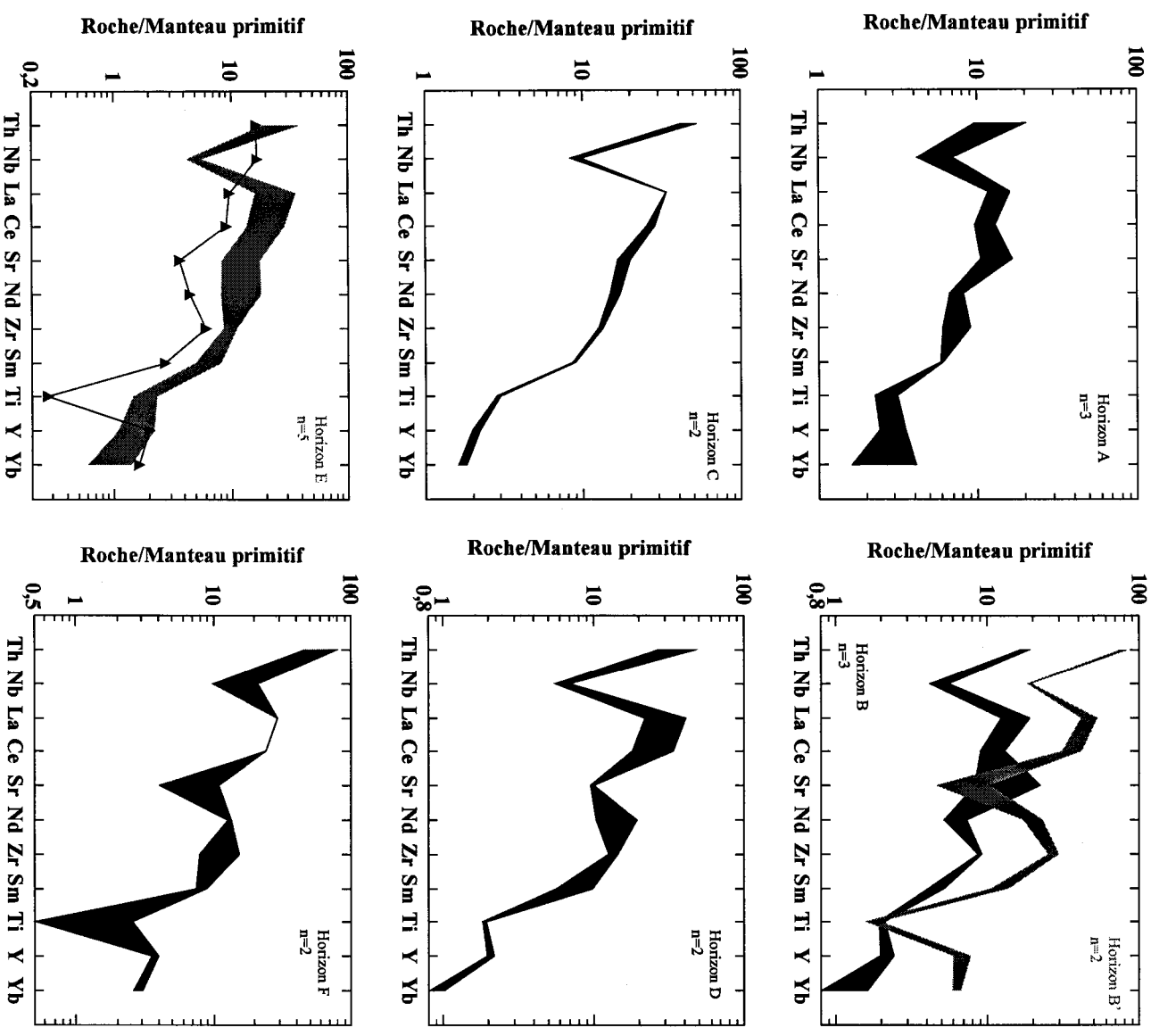


Figure 3.18. Diagrammes multi-éléments (spidergrams) normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les horizons de roches volcaniques felsiques à intermédiaires.

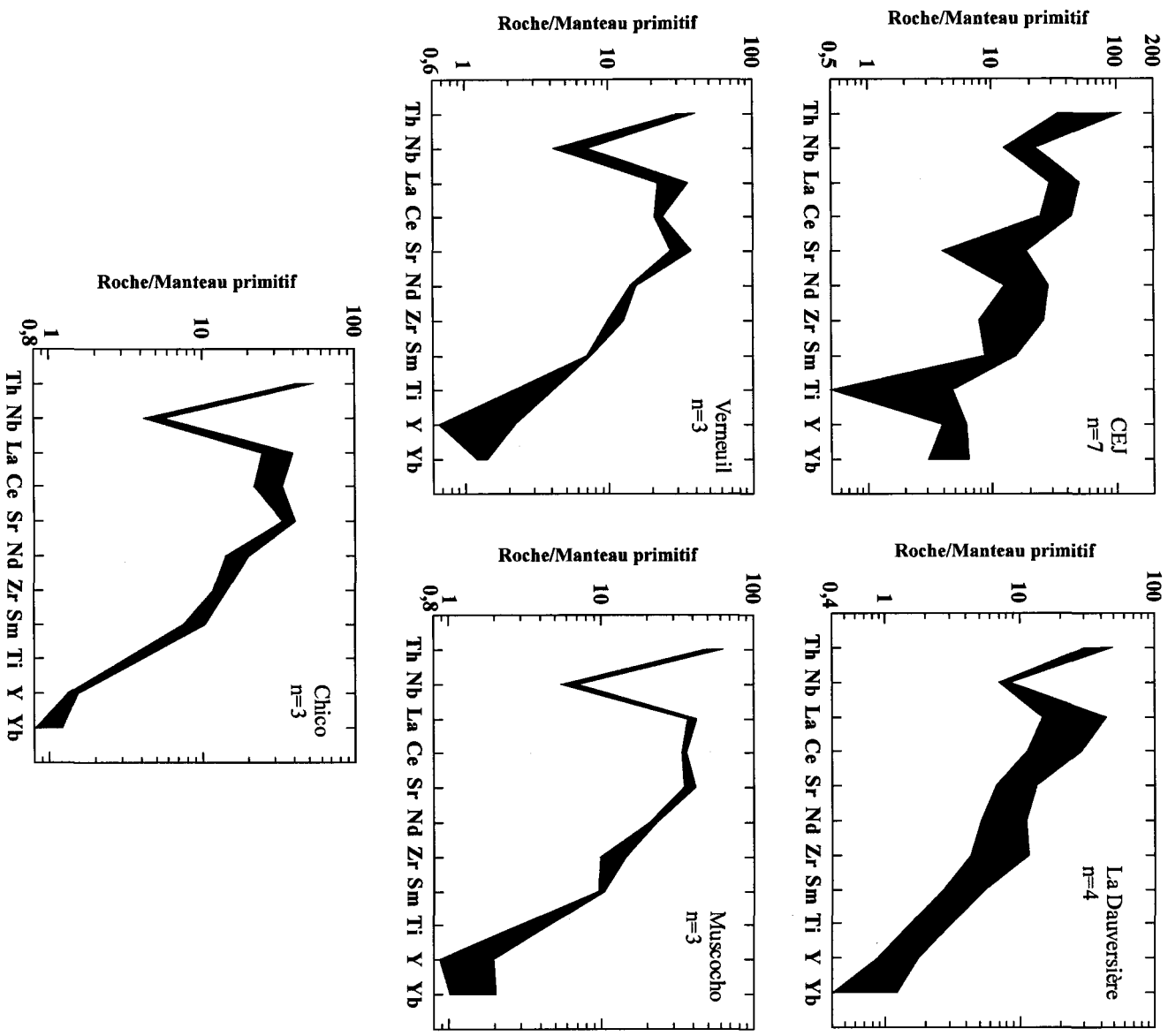


Figure 3.19. Diagrammes multi-éléments (spidergrams) normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les intrusions felsiques.

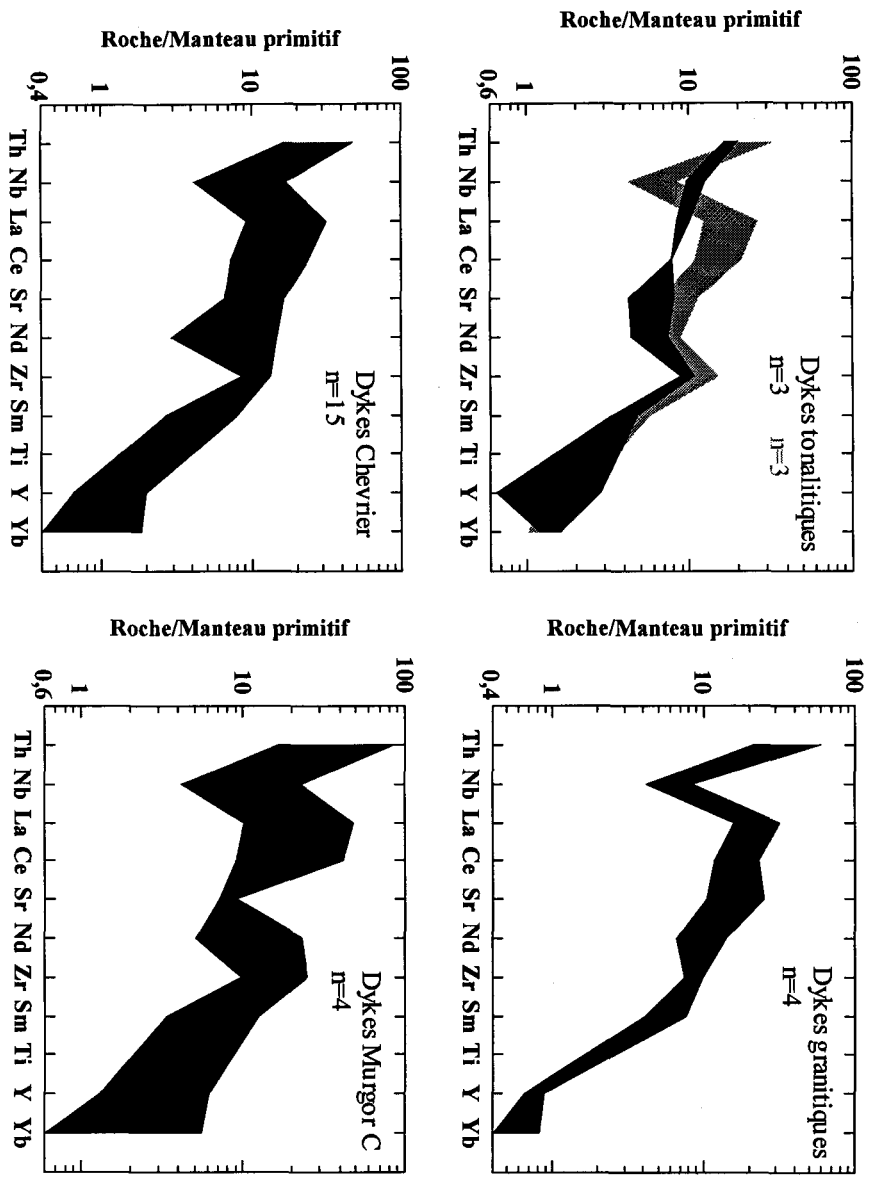


Figure 3.20. Diagrammes multi-éléments (spidergrams) normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les dykes felsiques.

L'unité B' montre une composition chimique très distincte des autres unités retrouvées dans la région (Figs. 3.3 à 3.5). Cette unité montre un chimisme similaire à la Formation de Waconichi – type Lemoine (Daigneault et Allard, 1990) qui est spatialement associée à plusieurs gîtes de sulfures massifs volcanogènes. Des valeurs intéressantes en zinc obtenues dans des forages en association spatiale avec l'unité B' suggèrent une relation similaire (Atkins, 1986).

La présence de coulées dacitiques et rhyolitiques en association avec les unités D et E indique que les secteurs de Coyote-des Tranchées et Chevrier Sud représentent des centres d'émission (Fig. 3.1). Leurs caractéristiques chimiques suggèrent un environnement d'arc insulaire immature (Fig. 3.18). Les tufs à blocs et à lapilli qui constituent la majorité des unités de volcanoclastites sont interprétés comme des dépôts de coulée de masse d'origine soit pyroclastique, soit autoclastique. La présence de fragments plus anguleux dans les tufs à blocs et à lapilli de l'unité B dans le secteur de Murgor C peut suggérer une distance de transport plus faible et une proximité de la source.

3.5.2. Plutons

Cette étude démontre bien les différences chimiques qui existent entre les cinq intrusions felsiques majeures de la région à l'étude. Les plutons de Verneuil et de Muscocho, et le stock de Chico sont chimiquement et minéralogiquement similaires, et montrent aussi des relations de terrain semblables. Compte tenu de l'âge tardi-tectonique du pluton de Muscocho, les deux autres intrusions sont interprétées comme étant d'âge

syntectonique vu leur bordure folié. La composition chimique de ces intrusions est également très semblable à celle des plutons syndéformation retrouvés dans la zone volcanique sud de la Sous-province de l'Abitibi (Rive et al., 1990; Feng et Kerrich, 1992; Sutcliffe et al., 1993).

Le pluton de La Dauversière et le CEJ peuvent être distingués des plutons syntectoniques grâce à la couleur de la biotite, ainsi qu'à certains éléments majeurs (K_2O , FeO/MgO , Fe_2O_3/FeO) et mineurs (Sr, Rb, Ba, Ni, Li, P_2O_5). Cependant, une variation importante et non-négligable existe pour certains éléments traces (Hf, Nb, Y et Zr) et des terres rares entre le CEJ et le pluton de La Dauversière (Fig. 3.19). Les compositions de ce dernier pour ces éléments sont semblables à celles des plutons syntectoniques. La composition chimique du CEJ est typique des plutons synvolcaniques de la zone volcanique sud de la Sous-province de l'Abitibi (Rive et al., 1990; Feng et Kerrich, 1992; Sutcliffe et al., 1993). Sa nature polyphasée et l'absence d'auréole de métamorphisme sont aussi des caractéristiques propres aux plutons synvolcaniques de la ZVN (Chown et al., 1992). L'abondance de dykes cogénétiques et l'altération importante des minéraux suggèrent également une mise en place peu profonde. Cependant, le pluton de La Dauversière ne peut pas être considéré comme un pluton polyphasé et son auréole de métamorphisme se superpose sur le faciès régional des schistes verts. Ce dernier point associé à sa forme subcirculaire suggèrent une mise en place plus profonde que le CEJ. De plus, il ne possède pas certaines caractéristiques chimiques qui sont typiques des plutons synvolcaniques telles un spectre de terres rares peu fractionné, des anomalies négatives d'euporium et des hautes teneurs en Hf, Nb, Y et Zr. Donc, une distinction doit être faite

entre les plutons synvolcaniques du cycle 1 (CEJ) et les plutons synvolcaniques du cycle 2 (La Dauversière).

3.5.3. Dykes felsiques

Les différences entre plutons synvolcaniques et syntectoniques s'appliquent jusqu'à un certain point aux dykes felsiques présents dans la région. Certains dykes situés près des contacts des plutons syntectoniques (dykes granitiques) montrent des affinités minéralogiques et chimiques avec ces derniers. Ces dykes sont donc interprétés comme des dykes syntectoniques. Les dykes tonalitiques montrent des compositions chimiques très variables. La majorité montre des concentrations et des rapports d'éléments majeurs et mineurs semblables à ceux des plutons synvolcaniques (Fig. 3.20). Quelques-uns ont des spectres de terres rares et des concentrations de certains éléments (Hf, Nb, Y et Zr) semblables à ce qui est observé pour le CEJ (Fig. 3.20). Ces dykes sont interprétés comme étant des dykes synvolcaniques possiblement affiliés au CEJ. La plupart des dykes tonalitiques ont des spectres de terres rares et des concentrations de certains éléments (Hf, Nb, Y et Zr) qui ressemblent à ceux du pluton de La Dauversière. Cependant, la similarité chimique entre les unités B et E et les dykes felsiques qui les recoupent suggèrent que ces derniers font parti de l'édification volcanique et donc qu'ils sont synvolcaniques au cycle 1 (fig. 3.21).

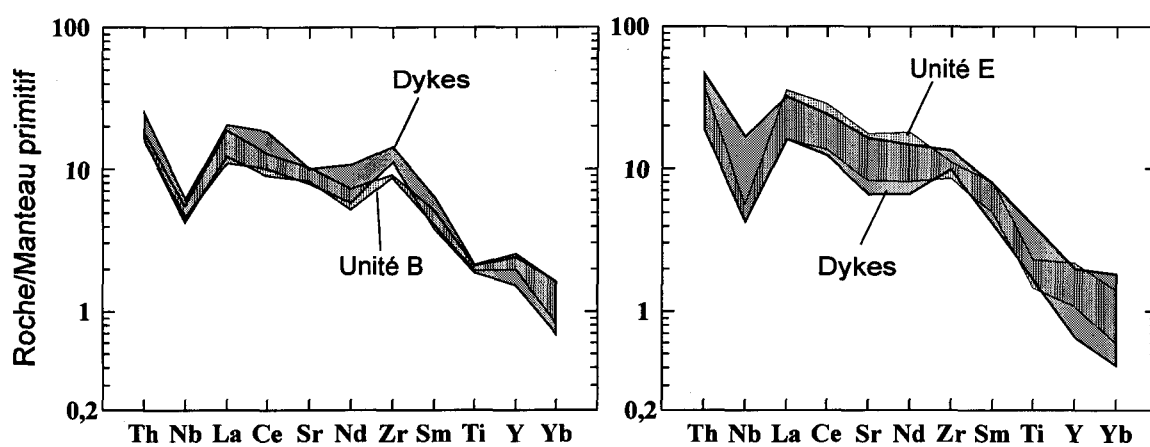


Figure 3.21. Comparaison des diagrammes multi-éléments des unités B et E avec les dykes felsiques qui les recoupent dans les secteurs de Murgor C et Chevrier-Chevrier Sud respectivement. Seulement les échantillons représentatifs sont illustrés.

CHAPITRE 4

STRUCTURE

4.1. INTRODUCTION

Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ainsi que plusieurs autres indices aurifères sont confinés à l'intérieur du Couloir de déformation de Fancamp (CDF) (Fig. 4.1). Le CDF est une zone de déformation ductile particulière pour la Sous-province de l'Abitibi à cause de son orientation NE (Daigneault, 1996). Il représente une zone caractérisée par plusieurs événements de déformation. Compte tenu de l'importance économique du couloir et de sa particularité, une étude structurale a été entreprise afin de décortiquer les différents événements de déformation retrouvés dans le secteur et de qualifier leurs effets sur les minéralisations aurifères. Les résultats nous permettront de comprendre la nature du CDF à l'échelle régionale en plus de fournir un outil utile pour l'exploration dans le secteur.

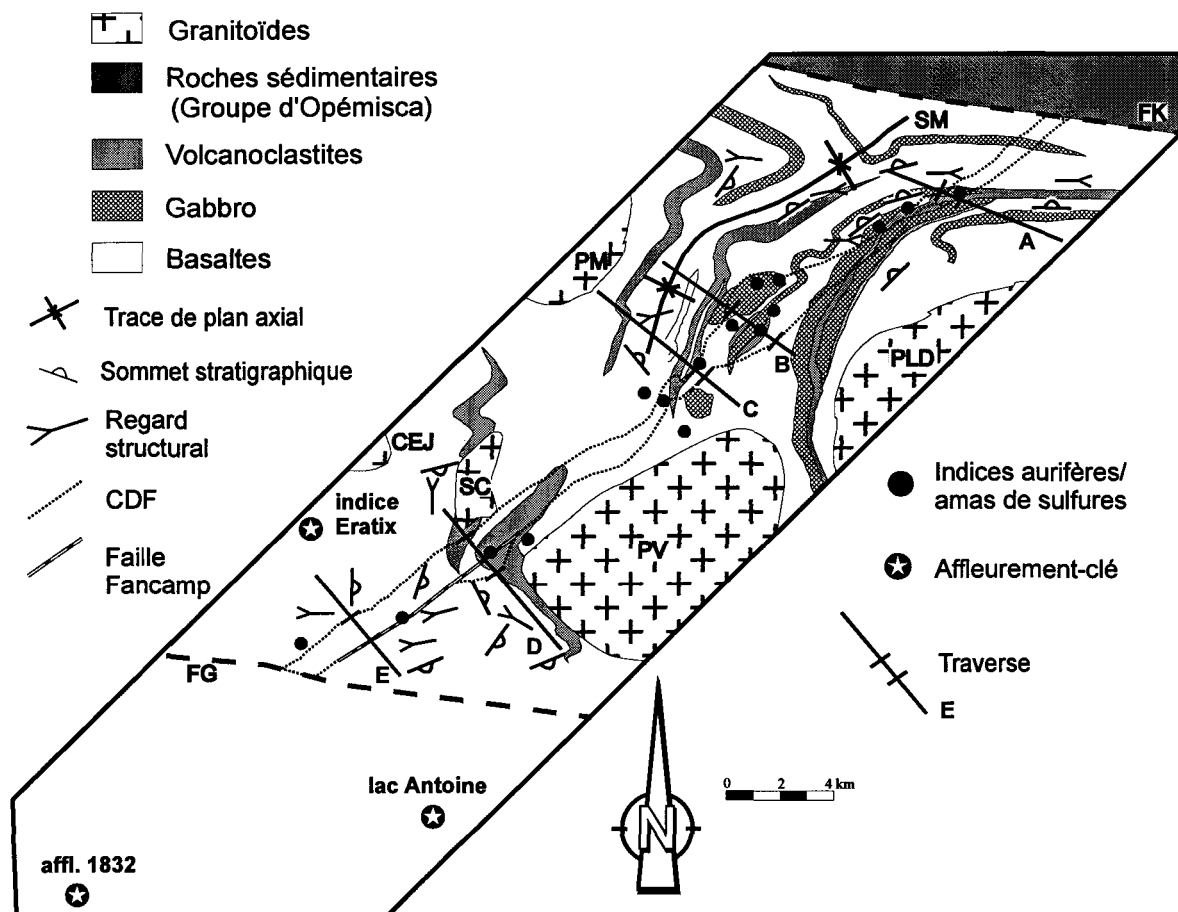


Figure 4.1. Géologie locale sommaire de la région à l'étude montrant la localisation des cinq sections structurales et leur position par rapport aux indices aurifères connus. PLD – pluton de La Dauversière; PV – pluton de Verneuil; SC – stock de Chico; CEJ – complexe Eau Jaune; PM – pluton de Muscocho; FG – faille de Guercheville; FK – faille de Kapunapotagen; SM – synclinal de Muscocho; CDF – couloir de déformation de Fancamp.

4.2. DÉFINITION DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

4.2.1. Stratification, sommet et regard structural

L'orientation du litage fut mesurée de plusieurs façons sur le terrain. Les contacts entre basalte-volcanoclastite et basalte-roche sédimentaire offraient des mesures de litage évidentes. Les contacts basalte-filon-couche gabbroïque se sont aussi avérés fiables. Cependant, la majorité des mesures de l'attitude du plan de stratification ont été effectuées sur des basaltes coussinés. Dans ces roches l'orientation des tubes de basalte et des chambres à quartz était interprétée comme étant parallèle au plan de stratification (Planche 4.1A; Fig. 4.2). De plus, la base de la chambre à quartz permet aussi de mesurer le pendage. La polarité des basaltes a été déduite par l'orientation des pédoncules et la forme en demi-lune des coussins (Fig. 4.2). Dans certains cas, une plus grande densité de vésicules est aussi retrouvée dans la partie sommitale des coussins (Planche 4.1B). Par endroits, la séquence interne des coulées (c.-à.-d. coulée massive, coussins, brèches de coussins) a également été utilisée comme indicateur de sommet. En général cependant, la polarité a été déduite à l'aide du regard structural.

Le terme regard structural tel que décrit par Poulsen et al. (1980) se réfère à la direction de rajeunissement (sommet) des couches dans les charnières de pli primaire et peut donc être mesuré dans les zones plissées en projetant le sommet sur le clivage de plan axial. Dans le cas de la présente étude, le clivage de plan axial fait référence à la schistosité principale qui est de plan axial aux plis régionaux E-O. Ceci a l'avantage d'obtenir une

Planche 4.1. Stratification, sommet et regard structural

- A) Chambre à quartz (flèche) dans un coussin peu déformé. La partie concave de la chambre à quartz et du coussin indiquent un sommet vers la gauche. Affleurement 1147.
- B) Concentration de vesicules (flèches) dans la partie sommitale de coussins. Regard structural vers la droite. Affleurement 1831.

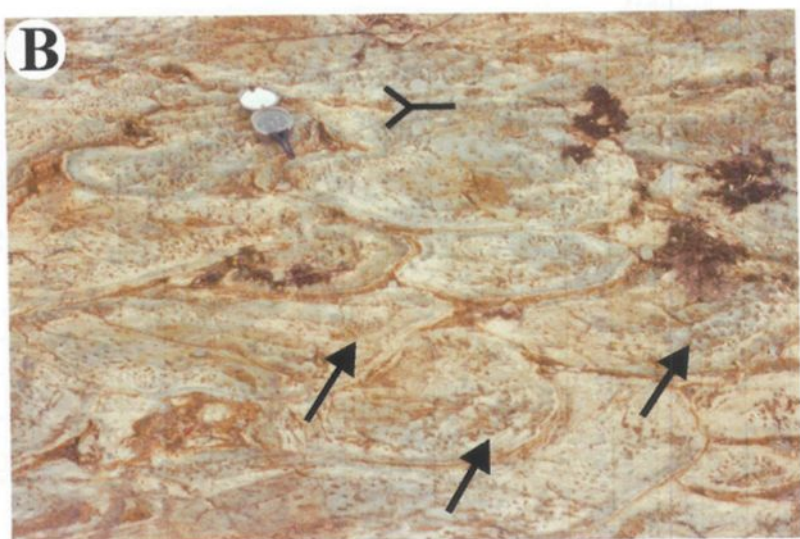
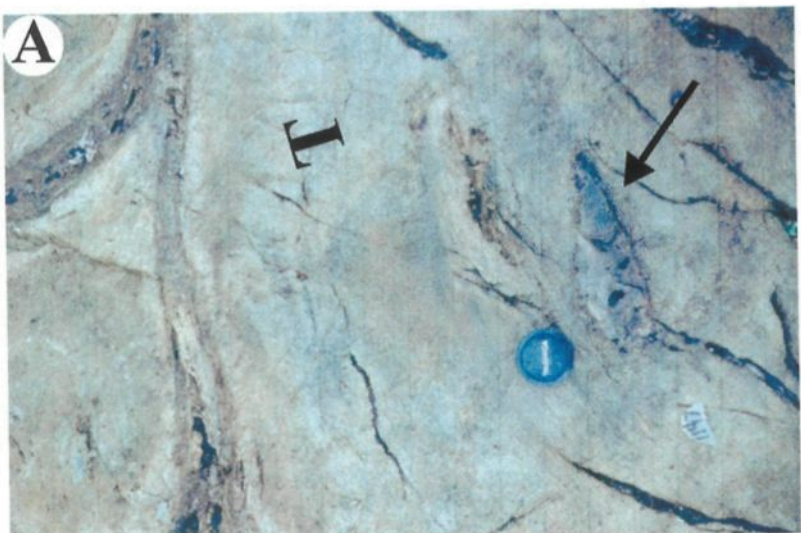




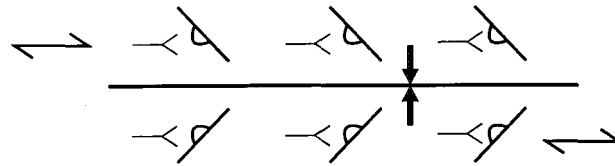
Figure 4.2. Basalte coussiné de l'affleurement 1046. Le litage est interprété être approximativement parallèle au tube de basalte. La polarité est déduite par l'orientation des pédoncules et la forme en demi-lune des coussins. Le regard structural est mesuré sur les coussins en forme de molaire. Dans cet exemple, l'orientation du litage est 005-185 avec une polarité vers l'est et un regard structural de 105. VQ – veine de quartz.

direction constante de rajeunissement pour une séquence de roche qui a été plissée une seule fois (Fig. 4.3). Pour une séquence plissée préalablement à la déformation principale l'opposition du regard structural délimitera le tracé du plan axial d'un plissement précoce (Fig. 4.3). Si la séquence est plissée après la formation du clivage de plan axial des oppositions de regards structuraux seront reconnues localement mais la phase de plissement tardive n'affectera pas la direction relative des regards à l'échelle régionale (Fig. 4.3). Sur le terrain d'étude, le regard structural fut défini par des coussins en forme de molaire selon la méthode développée par Daigneault (1991); les pédoncules (le vrai et le faux) étant opposés à la direction du regard (Fig. 4.2; Planche 4.1B).

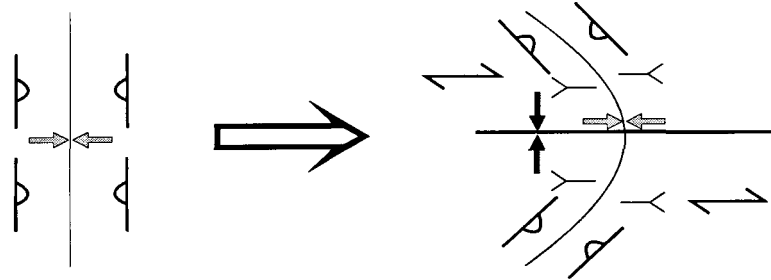
4.2.2. Schistosité principale

La schistosité principale est généralement bien développée à travers l'ensemble de la région. Dans les roches de la région à l'étude, cette fabrique pénétrative est facile à reconnaître car elle correspond au plan d'aplatissement d'objets géologiques comme les coussins (Planche 4.2A), les fragments de brèche et les vésicules dans les laves, les cristaux dans les gabbros et les fragments dans les volcanoclastites. Microscopiquement, cette foliation résulte de l'alignement préférentiel de toute la minéralogie de la roche, en particulier les phyllosilicates telles la chlorite et la séricite (Planche 4.2B).

Plissé une fois



Plissement précoce



Plissement tardif

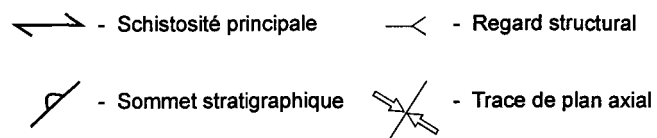
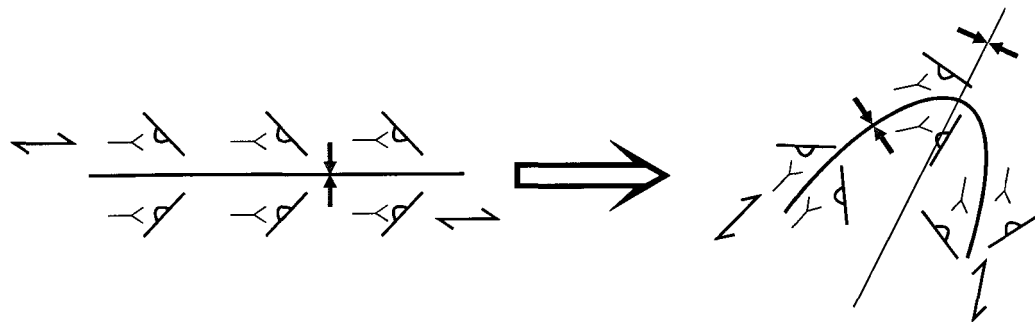
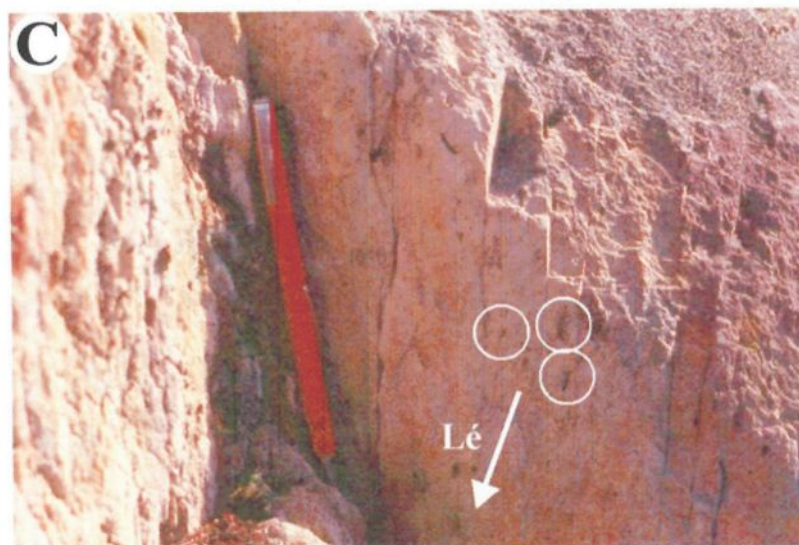
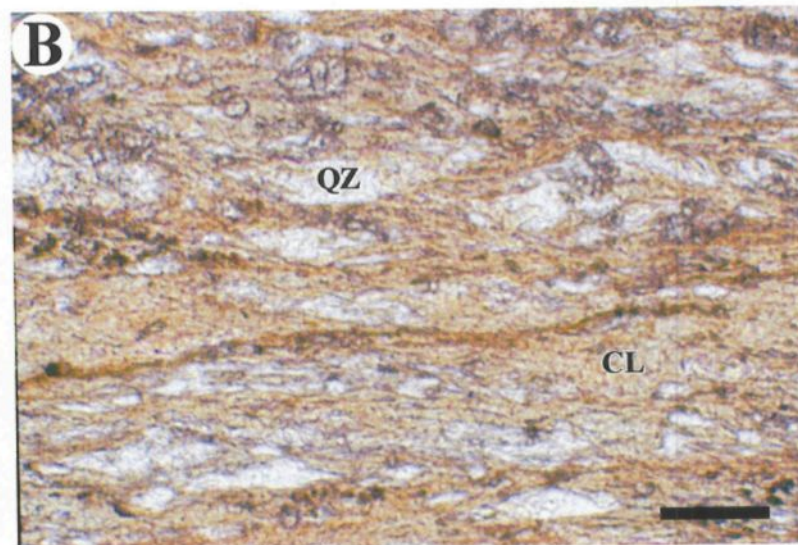


Figure 4.3. Schémas expliquant le regard structural et l'effet de plissement précoce et tardif sur celui-ci.

Planche 4.2. Schistosité principale et linéation d'étirement

- A) Coussins très aplatis. Indice Murgor B. Affleurement 1135.
- B) Photomicrographie de la matrice d'un tuf à lapilli montrant une orientation préférentielle de la chlorite (CL). QZ – quartz. Barre 0,5 mm. Coupe XZ. Échantillon 94092.
- C) Vesicules dans un basalte montrant une élongation sub-verticale (Lé – linéation d'étirement). Affleurement 1038.
- D) Cristaux de plagioclase fortement allongés dans un gabbro porphyrique (Lé – linéation d'étirement). Indice Lipsett. Affleurement 1270.



4.2.3. Linéation d'étirement

La linéation d'étirement est un élément important, surtout dans les zones hautement déformées, car elle désigne l'écoulement tectonique des roches. Les linéations d'étirement ont été observées à partir d'un référentiel plus ou moins sphéroïdal à l'origine et qui montre maintenant une elongation préférentielle. Les vésicules dans les laves (Planche 4.2C), les mégacrists de plagioclase dans les gabbros (Planche 4.2D) et les fragments dans les volcanoclastites sont des exemples qui permettent de visualiser la linéation d'étirement. On l'observe également à partir d'un alignement minéralogique préférentiel sur le plan de schistosité.

4.2.4. Plissement

À l'échelle régionale, l'effet de plissement peut être observé sur les strates, tandis qu'à l'échelle de l'affleurement, le plissement est de nature secondaire et affecte la schistosité principale. Ce plissement est défini par la rotation de la schistosité à une échelle centimétrique à plurimétrique. L'ouverture des plis tardifs varie d'ouvert à serré; ces derniers étant restreints aux zones de déformation intense.

4.2.5. Clivage secondaire

Le clivage secondaire est reconnu dans les secteurs où le plissement affectant la schistosité principale est intense. Le clivage est défini par une fracturation parallèle plus ou moins intense avec un espacement entre fractures variant de l'échelle du millimètre au décimètre.

4.3. ÉCHELLE DE DÉFORMATION

Une échelle qualitative de l'évaluation de l'anisotropie planaire (Daigneault et Labbé, 1994; Daigneault, 1996) fut utilisée durant le travail afin de donner une appréciation de l'intensité de la déformation associée à la schistosité principale (Tableau 4.1). L'hypothèse étant que plus l'anisotropie planaire est élevée, plus la déformation est intense. L'indice d'anisotropie planaire s'étend de 0 qui représente une roche sans fabrique structurale à 5 qui est associé à une roche où le caractère primaire est complètement détruit. Ces attributions servent à donner un outil pour visualiser la distribution de la déformation à l'échelle régionale.

L'indice d'anisotropie planaire est représenté pour chaque affleurement. Il est clair que, pour un même niveau de déformation régional, certaines unités compétentes comme le gabbro seront en général moins déformé qu'un basalte coussiné ou une volcanoclastite. Cet effet explique en partie les variations d'intensité d'anisotropie planaire retrouvées dans certains secteurs. Cependant, ce facteur fut considéré attentivement lors de la délimitation

Tableau 4.1. Échelle qualitative d'anisotropie planaire. Adapté de Daigneault et Labbé (1992) et Daigneault (1996).

| Échelle | Anisotropie | Caractéristiques |
|---------|-------------|--|
| 0 | Nulle | Absence de schistosité principale corrélative d'un affleurement à l'autre; caractère original de la roche intact |
| 1 | Très faible | Présence localement de schistosité principale faible (p.ex. bordure de coussins); fabriques corrélatives d'un affleurement à l'autre; caractéristiques primaires des roches parfaitement préservées |
| 2 | Faible | Tendance au parallélisme d'objets géologiques avec la fabrique principale; schistosité principale bien développée et omniprésente; caractéristiques primaires des roches encore préservées |
| 3 | Modérée | Développement d'une bonne anisotropie où tout objet géologique a une orientation préférentielle évidente mais pas complètement sub-parallélisé; schistosité principale facilement reconnaissable; caractéristiques primaires des roches encore reconnaissables; considéré comme indicatif de zone de déformation |
| 4 | Forte | Forte anisotropie planaire; présence de vestiges du caractère original de la roche; objets géologiques avec forte orientation préférentielle et une elongation accentuée (p.ex. coussins très étirés (1 : > 20)) |
| 5 | Très forte | Anisotropie planaire extrême; destruction complète des caractéristiques primaires de la roche (mylonite, amphibolite); rubannement ou litage mylonitique |

des couloirs de déformation intense. Des valeurs égales ou supérieures à 3 indiquent la présence de zones de déformation intense semblables aux couloirs E-O retrouvés ailleurs dans la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault, 1996). La plupart des indices aurifères dans la région à l'étude sont spatialement associés à ces zones.

4.4. SECTIONS STRUCTURALES

Le contexte structural du CDF fut évalué à l'aide de sections structurales (Fig. 4.1). Celles-ci sont traitées séparément car elles présentent des caractéristiques structurales distinctes. Le traitement séparé des sections fera ressortir la constance de la signature structurale du CDF indépendamment de la présence ou non de zones de déformation, l'amplitude de celles-ci, de l'orientation de la schistosité principale ou du type de lithologies. Les mêmes sections structurales furent présentées par Legault et al. (1995). Cependant, une mise à jour des données fut effectuée dans le présent travail. Les schistosités (Sp pour schistosité principale) ainsi que les linéations d'étirement (Lé) sont représentées sur des stéréogrammes pour chacune des sections. Lorsque présent, les clivages de crénulation (Cs pour clivage secondaire), les plans axiaux de pli (Pa) et les axes de pli (Ap) sont aussi représentés. Un schéma illustrant les affleurements visités pour chaque section structurale est présenté pour chacune de celle-ci. Les sections sont divisées en trois compartiments; soit SE, central et NO. Le secteur central correspond au CDF. Les compartiments, où on note des indices aurifères, montrent une quantité de données

structurales appréciables étant donné que ces derniers ont fait l'objet d'une étude plus détaillée. De ce fait, les données pour ces compartiments sont partiellement biaisées.

4.4.1. Section structurale A

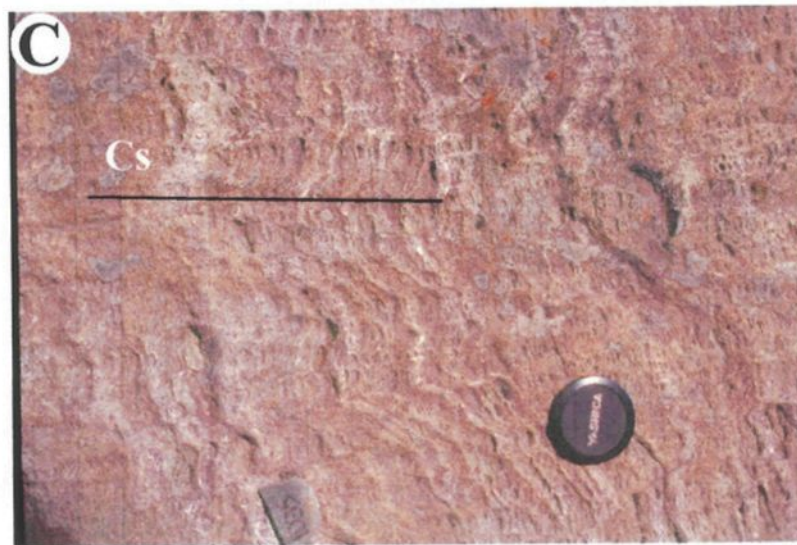
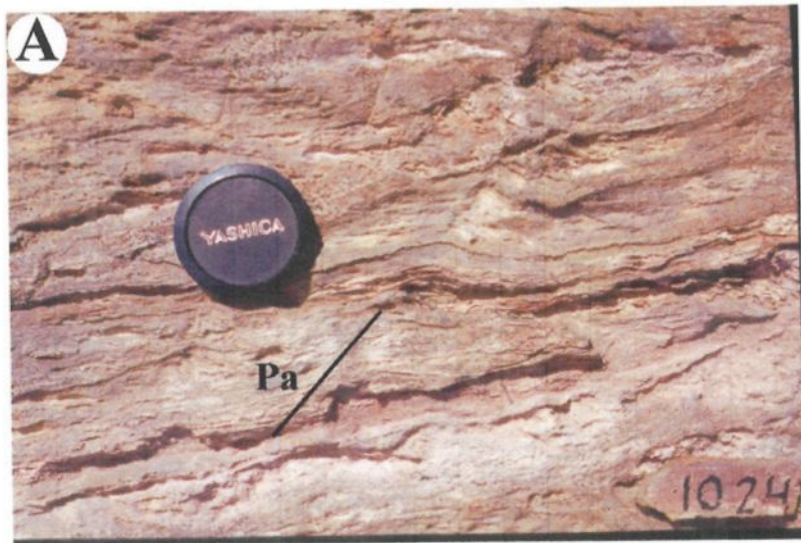
Cette section se situe à l'extrémité orientale du CDF et passe par l'indice du "East Showing" (Fig. 4.1). Elle coïncide avec une ligne hydroélectrique qui a grandement facilité l'accès aux affleurements. Le regard structural pointe constamment vers l'ouest. Dans le compartiment SE de la section structurale l'orientation du litage et de la schistosité principale sont constantes et sub-parallèles, et ces deux éléments sont plus ou moins E-O. Ce secteur correspond surtout à des basaltes interdigités avec des gabbros. L'intensité de l'anisotropie planaire est en général faible ($AP \leq 2$) sauf pour l'extrémité SE du compartiment où elle est plus importante ($AP \sim 3$). Il n'y a aucune perturbation majeure de la schistosité principale associée à cette zone, seuls quelques plis mineurs en Z sont présents (Planche 4.3A). Dans le compartiment SE, le stéréogramme de la schistosité principale indique une concentration maximale avec une valeur modale de 292/74 (Fig. 4.4). La linéation d'étirement associée à la schistosité principale plonge abruptement vers le nord (Fig. 4.4).

En se déplaçant vers le NO à partir du compartiment SE, trois observations coïncident avec la frontière du compartiment central:

- 1) la présence d'une unité de volcanoclastite de quelques centaines de mètres de puissance (unité C);

Planche 4.3. Éléments structuraux de la section A

- A) Pli mineur retrouvé à l'extérieur du CDF (Pa – plan axial). Secteur SE de la section A. Affleurement 1024.
- B) Plis en Z et en M dans un tuf à lapilli à l'intérieur du CDF de la section A (Pa – plan axial). Affleurement 1034.
- C) Clivage secondaire (Cs) NE-SO développé dans un tuf à lapilli fortement altéré et déformé à l'intérieur du CDF de la section A. Affleurement 1035.



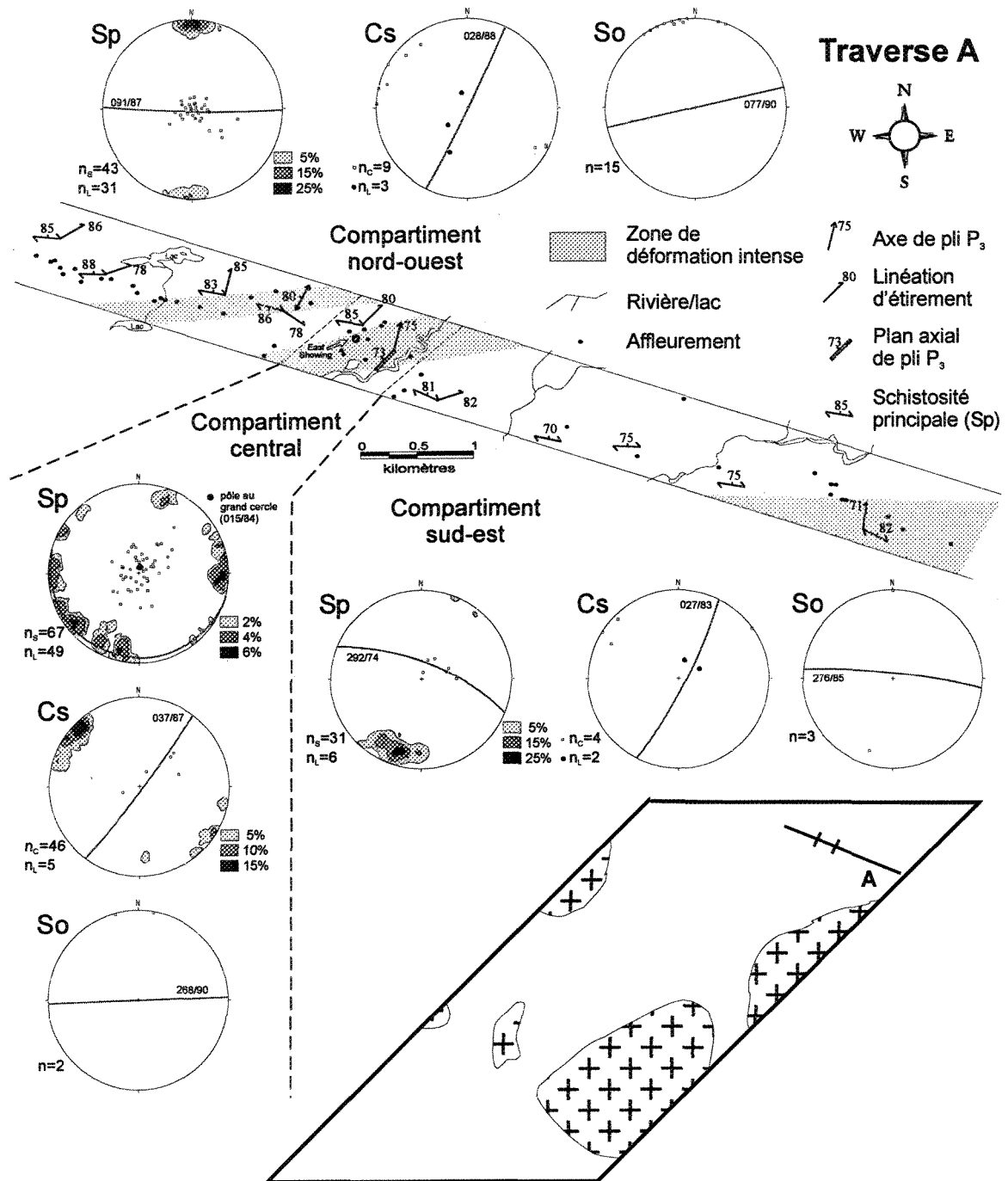


Figure 4.4. Stéréogrammes de la section structurale A. Nombres de mesure de schistosité (n_s), de clivage et plan axial (n_c) de linéation d'étirement (n_L sur Sp) et de charnière (n_L sur Cs). La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%.

2) la présence d'une zone de déformation intense de quelques centaines de mètres de puissance;

3) la perturbation de la schistosité principale associée à des plis d'échelle centimétrique à métrique.

Les plans axiaux de ces plis ont une orientation très homogène NE-SO avec des axes de pli plongeant fortement vers le NE (Fig. 4.4). La plupart de ces plis sont ouverts avec une longueur d'onde inférieure à 30 cm (Planche 4.3B). Dans certains cas, le plissement intense est associé à un clivage de crénulation (Planche 4.3C). En général, ce clivage est espacé (> 10 cm) et de fréquence irrégulière. En aucun temps cependant ce clivage devient-il plus important que la schistosité principale. Il est parallèle au plan axial des plis et donc il est d'orientation NE-SO (Fig. 4.4). La variation de la schistosité principale dans le compartiment central indique que le plissement se fait à une échelle hectométrique (Fig. 4.4). Ainsi, les pôles de la schistosité principale définissent un grand cercle sur le stéréogramme. Le pôle de ce grand cercle plonge abruptement vers le nord et il est colinéaire avec les linéations d'étirement (Fig. 4.4).

Le compartiment NO, quant à lui, est semblable à celui du SE. Une alternance de basalte et de gabbro est notée avec une schistosité principale et un litage sub-parallèle d'orientation E-O. Des plissements mineurs en Z sont observés dans le compartiment NO et ceux-ci sont retrouvés dans des zones de déformation intense seulement. Les pôles des mesures de schistosité principale décrivent une distribution selon un maximum ayant une valeur modale de 091/87 (Fig. 4.4). La linéation d'étirement demeure constante avec une plongée vers le N (Fig. 4.4).

4.4.2. Section structurale B

Cette section structurale traverse le gisement de Chevrier et les indices de Coyote et des Tranchées (Fig. 4.1). Elle est surtout basée sur des affleurements de rivage étant donné que les lacs sont nombreux dans cette section. Le litage est généralement sub-parallèle à la schistosité principale comme le démontre bien les deux indices. Pour sa part le regard structural a pu seulement être observé à l'intérieur du compartiment central et il est donc de direction variable dû au plissement. La déformation le long de cette section est très hétérogène avec des segments plus déformés qui sont, en général, associés avec les indices aurifères (Fig. 4.5) et les volcanoclastites. La présence de plusieurs gabbros (filons-couches et dykes) dans cette section pourrait en partie expliquer cette variation dans la déformation apparente.

Le compartiment SE affleure mal ce qui explique le peu de mesures structurales. Il est composée surtout de basalte et il montre une schistosité principale homogène d'orientation E-O (Fig. 4.5). Les linéations sont abruptes vers le nord (Fig. 4.5).

La frontière sud du compartiment central est marquée par une variation de l'orientation de la schistosité de E-O à NO-SE. En fait, le compartiment central est caractérisé par une schistosité principale qui est tantôt NO-SE, N-S ou NE-SO (Fig. 4.5). Aussi le CDF dans cette section structurale fait environ 2 km de puissance. Il s'agit donc de la section structurale où il est le plus large. De plus, la géologie devient plus variable avec la présence de basaltes, de gabbros et de volcanoclastites/laves. Ces derniers sont généralement très déformés (Planche 4.4A). Sur le stéréogramme, les pôles des mesures de

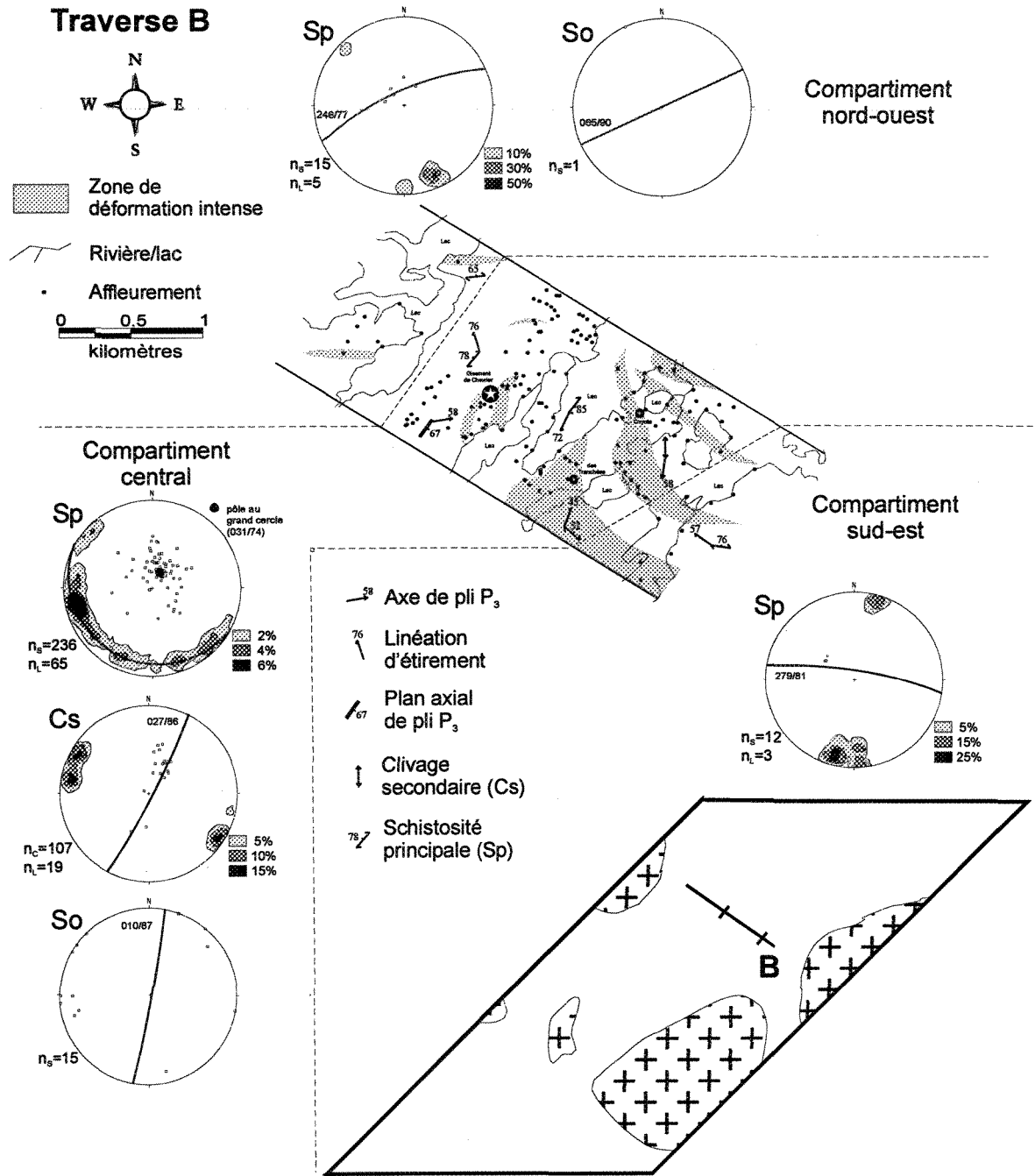
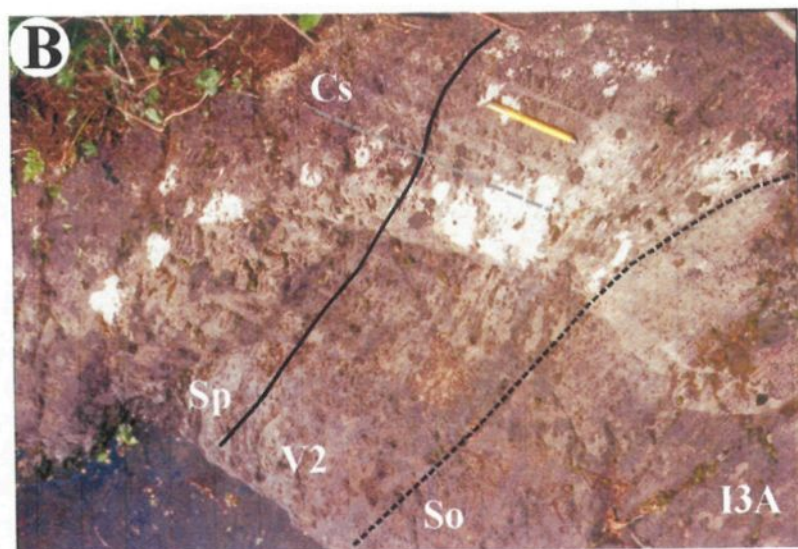
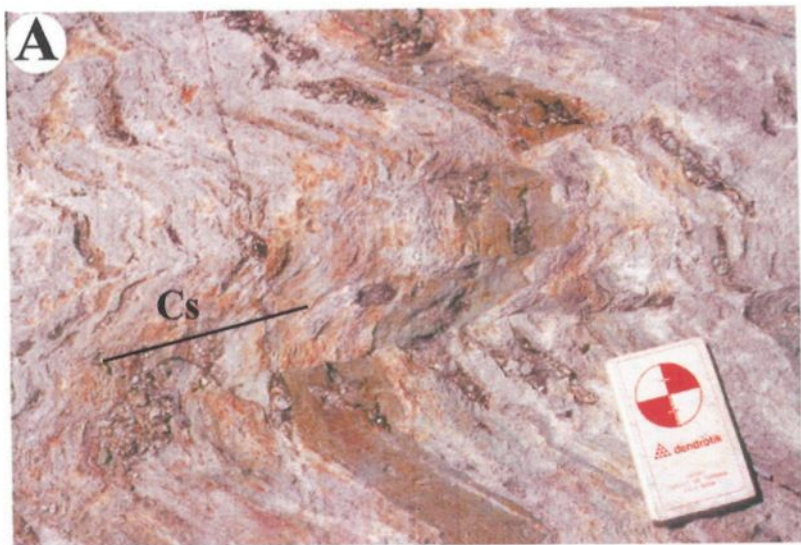


Figure 4.5. Stéréogrammes de la section structurale B. Nombres de mesure de schistosité (n_s), de clivage et plan axial (n_c), de linéation d'étirement (n_L sur Sp) et de charnière (n_L sur Cs). La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%.

Planche 4.4. Éléments structuraux de la section B

- A) Pli et clivage secondaire (Cs) NE-SO développés dans un tuf à blocs et à cristaux déformé à l'intérieur du CDF de la section B. Notez le dyke intermédiaire qui recoupe le tuf. Affleurement 1187.
- B) Charnière de pli pluri-métrique au contact entre un tuf à cristaux (V2) et un gabbro (I3A) à l'intérieur du CDF de la section B. So – contact stratigraphique; Sp – schistosité principale; Cs – clivage secondaire. Affleurement 1486.
- C) Tuf à lapilli et à blocs peu déformé dans le compartiment NO de la section B. Affleurement 1827.



la schistosité principale définissent un grand cercle (Fig. 4.5). Comme à la section structurale A, le pôle de ce grand cercle plonge abruptement vers le nord et est colinéaire avec les linéations d'étirement. À plusieurs endroits à l'intérieur du compartiment central, des plis ainsi que des clivages secondaires sont observés (Planche 4.4A). Ceux-ci ne sont présents que dans les zones de déformation intense. Les plis sont de style variable (S, M et Z) malgré le fait que les plis en Z sont les plus courants. Les plis observés sont surtout d'échelle centimétrique malgré que des charnières de plis d'échelle métrique ont aussi été reconnues (Planche 4.4B).

Dans le compartiment NO, la schistosité principale redevient constante et elle est d'orientation ENE-OSO (Fig. 4.5). Les linéations d'étirement plongent fortement vers le nord (Fig. 4.5). Les basaltes, les gabbros et les volcanoclastites sont les lithologies majeures dans ce secteur. Cependant, l'intensité de déformation est faible même dans les volcanoclastites (Planche 4.4C).

4.4.3. Section structurale C

Cette section structurale traverse le gisement de Chevrier Sud (Fig. 4.1) et elle fut réalisée le long de ligne de coupe NO-SE où la quantité d'affleurements était appréciable. L'intensité de l'anisotropie planaire est généralement faible dans cette section structurale et la schistosité principale a plus ou moins la même orientation (Fig. 4.6). Le litage montre un fort angle avec la schistosité principale.

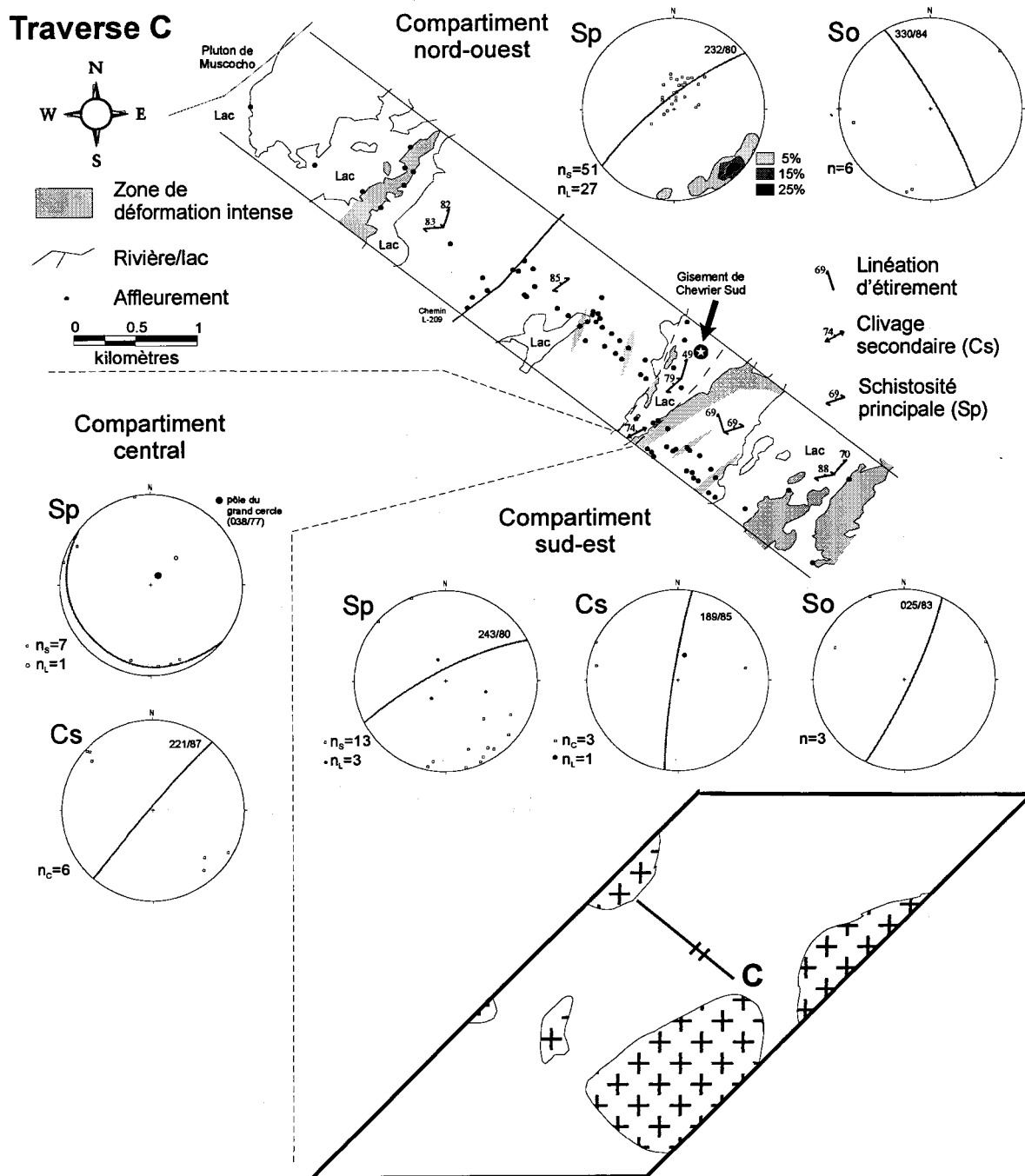


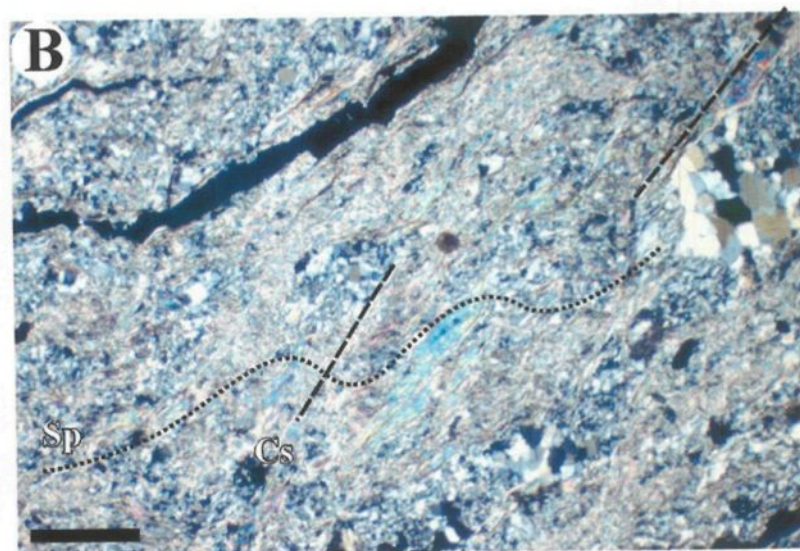
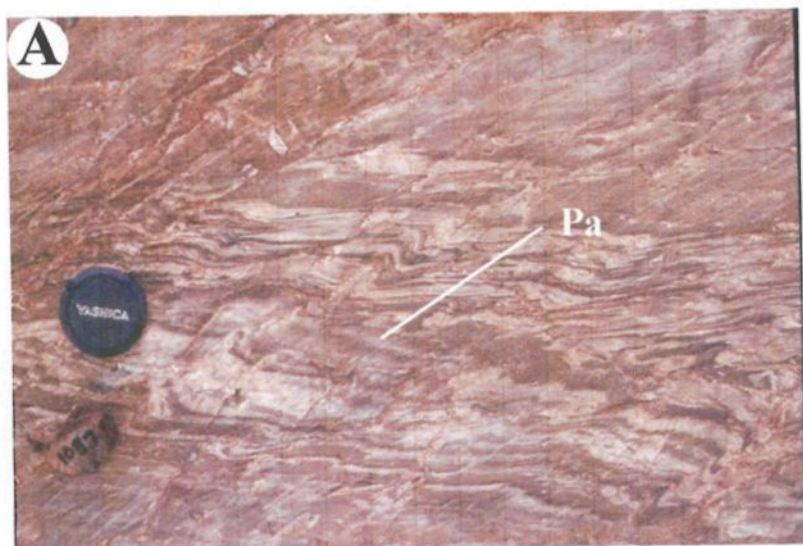
Figure 4.6. Stéréogrammes de la section structurale C. Nombres de mesure de schistosité (n_s), de clivage et plan axial (n_c), de linéation d'étirement (n_L sur Sp) et de charnière (n_L sur Cs). La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%.

Dans le compartiment SE, les roches sont surtout des basaltes et des gabbros avec quelques affleurements de tufs fins laminés. À l'est du compartiment SE, des coussins indiquent un regard structural vers le NO et un litage plus ou moins N-S avec un sommet vers l'ouest (Fig. 4.6). La schistosité principale est différente des deux sections structurales précédentes avec une orientation plutôt NE. Les linéations d'étirement continuent cependant à plonger vers le nord de façon abrupte. Seuls des plis mineurs en Z observés dans des tufs laminés perturbent la schistosité principale (Planche 4.5A; Fig. 4.6).

Le CDF coïncide avec une zone de déformation intense qui se superpose sur le gisement de Chevrier Sud et une partie de l'unité E. Le compartiment central est donc très restreint faisant moins de 300 mètres de puissance (Fig. 4.6). Étant donné que le gisement se retrouve sous un lac, les affleurements sont peu nombreux pour ce secteur. De plus, la présence seulement de basalte et de gabbro en affleurements n'est pas représentative de la géologie du CDF dans ce compartiment comme le démontre les forages du gisement de Chevrier Sud. Cependant, une variation de l'orientation de la schistosité principale d'un affleurement à l'autre peut être notée comme le démontre le stéréogramme (Fig. 4.6). Des clivages de crénulation peu espacés (< 5 cm) et de distribution homogène sont observés sur ces affleurements. Ils sont tellement bien développés que sur certains affleurements on ne perçoit qu'avec difficulté les vestiges de la schistosité principale (Planche 4.5B). De tout les affleurements de la région à l'étude, c'est dans ce compartiment que le clivage secondaire est le plus intense. Les plis d'échelle métrique n'ont pu être observés dans ce secteur dû à la faible quantité d'affleurements. Cependant, des plissements d'échelle

Planche 4.5. Éléments structuraux de la section C

- A) Tuf laminé montrant des plis mineurs en Z dans le compartiment sud de la section C. Pa – plan axial. Affleurement 1087.
- B) Photomicrographie montrant la schistosité principale (Sp) et le clivage secondaire (Cs) NE-SO développé dans une dacite fortement déformée à l'intérieur du CDF de la section C. Barre 1 mm. Coupe YZ. Échantillon DB-70-16.



hectométrique ont été décelés au gisement de Chevrier Sud d'après les observations faites sur les forages (voir chapitre 6).

La déformation du compartiment NO est dominée par la schistosité principale d'orientation constante NE-SO (Fig. 4.6). On y retrouve surtout des basaltes et des gabbros mais aussi des tufs à blocs peu déformés dans l'extrémité SE du compartiment, des tufs laminés dans la partie centrale et des tufs à lapilli très déformés (unité F) près du pluton de Muscocho. Dans la partie centrale du compartiment NO le litage est environ NE-SO avec un regard structural vers l'est (Fig. 4.6). Environ 500 mètres au SE de là, le litage est NO-SE avec un sommet vers le NE. Il est recoupé par la schistosité principale d'orientation NE-SO. Cette section structurale, avec des regards structuraux opposés, suggère donc la présence d'un pli précoce à la formation de la schistosité principale. Les linéations d'étirement demeurent constantes vers le nord dans le compartiment NO (Fig. 4.6). La déformation est généralement faible avec des indices variant surtout entre 1 et 2.

4.4.4. Section structurale D

Cette section structurale longe la bordure ouest du pluton de Verneuil et traverse l'indice Murgor C (Fig. 4.1). Des roches très déformées sont retrouvées dans cette section. Le litage est généralement sub-parallèle à la schistosité principale et le regard structural pointe vers le SE (Fig. 4.7).

Dans le compartiment SE, la schistosité principale est d'orientation NO-SE avec un pendage abrupt et une linéation d'étirement ayant une plongée modérée généralement vers

Traverse D

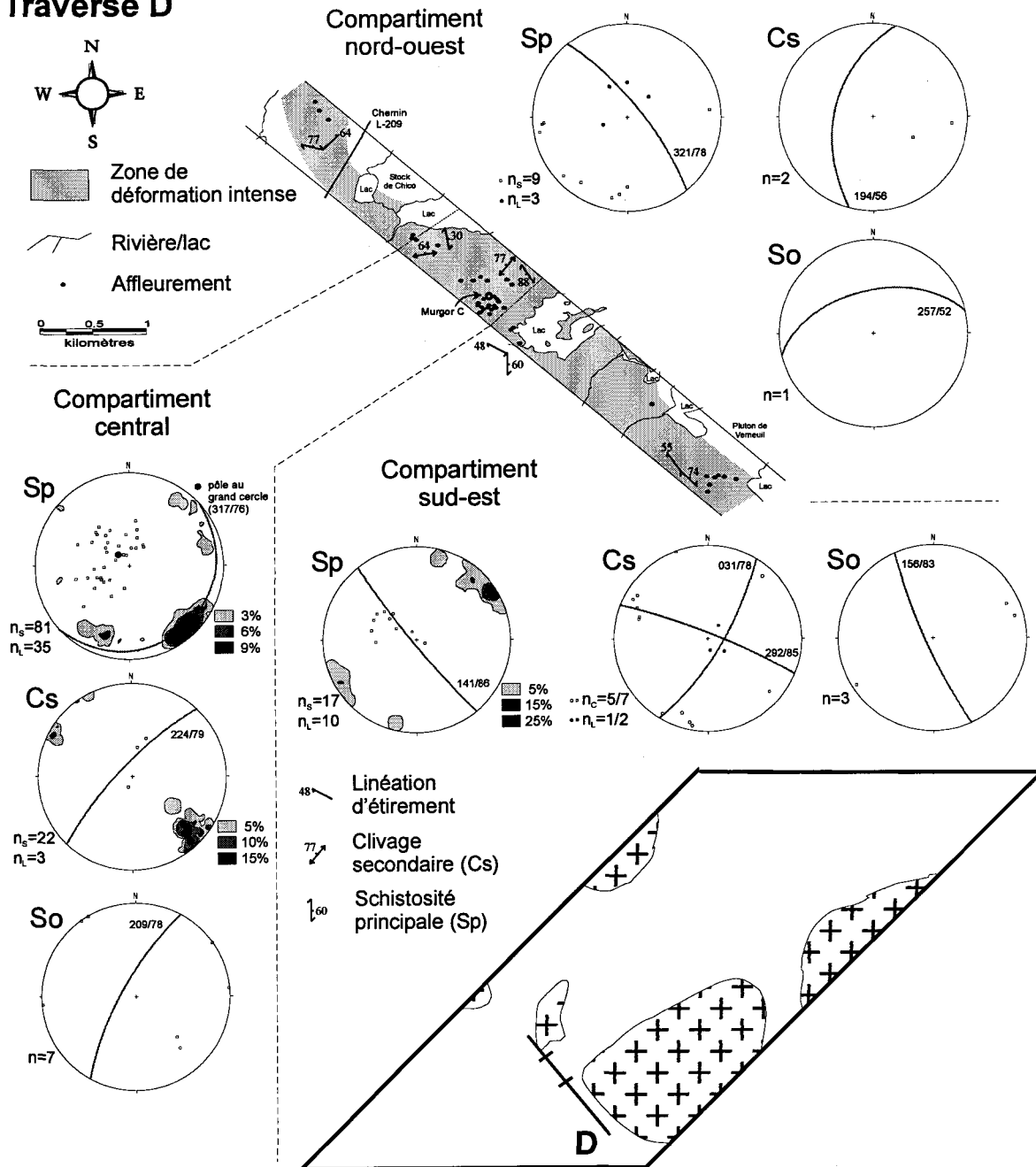


Figure 4.7. Stéréogrammes de la section structurale D. Nombres de mesure de schistosité (n_s), de clivage et plan axial (n_c), de linéation d'étirement (n_l sur Sp) et de charnière (n_l sur Cs). La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%.

le NO (Fig. 4.7). Des plis ouverts en Z d'échelle décimétrique sont observés dans l'extrémité SE du compartiment (Planche 4.6A). Ces plis sont assez nombreux et les plans axiaux sont d'orientation E-O. La fréquence de ces plis diminue en se rapprochant de la faille de Guercheville et ceci est associé à une rotation de la schistosité principale vers une orientation E-O. Les roches du compartiment SE sont surtout des volcanoclastites, des basaltes et des gabbros.

Le compartiment central coïncide avec des volcanoclastites et un essaim de dykes felsiques. La schistosité principale est généralement d'orientation NE-SO (Fig. 4.7). Cette orientation est due au plissement intense de celle-ci. Les frontières du compartiment central sont placées là où le plissement devient d'échelle métrique. Sur la figure 4.8 l'augmentation de l'intensité de plissement peut être observée dans le secteur de l'indice Murgor C. De plus, dans ce secteur, plus de 10 dykes felsiques ont été observés. Dans la partie SE des plis passablement ouverts sont observés et en s'approchant vers le NO les plis deviennent de plus en plus serrés pour devenir des plis isoclinaux à l'indice Murgor C. À cet endroit la schistosité principale est complètement réorientée NE-SO sauf dans les charnières où l'orientation originale NO-SE perdure (Planche 4.6B). Des clivages secondaires sont aussi observés dans ce compartiment (Planche 4.6C).

Dans le compartiment NO, il y a peu d'affleurements mais le retour à une orientation constante E-O de la schistosité principale peut être observée (Fig. 4.7). Étant donné que l'indice de l'anisotropie planaire demeure élevé dans ce compartiment, des plis d'échelle centimétrique sont observées. Ce compartiment présente surtout des

Planche 4.6. Éléments structuraux de la section D

- A) Plis en Z d'orientation E-O dans un tuf à blocs du compartiment SE de la section D. Crayon-aimant parallèle au plan axial. Affleurement 1295.
- B) Schistosité principale (Sp) observée dans une charnière de pli isoclinal à l'intérieur du CDF de la section D. Indice Murgor C. Affleurement 1248.
- C) Plis en M dans un tuf à lapilli retrouvé à l'intérieur du CDF de la section D. Sp – schistosité principale; Cs – clivage secondaire. Affleurement 1164.



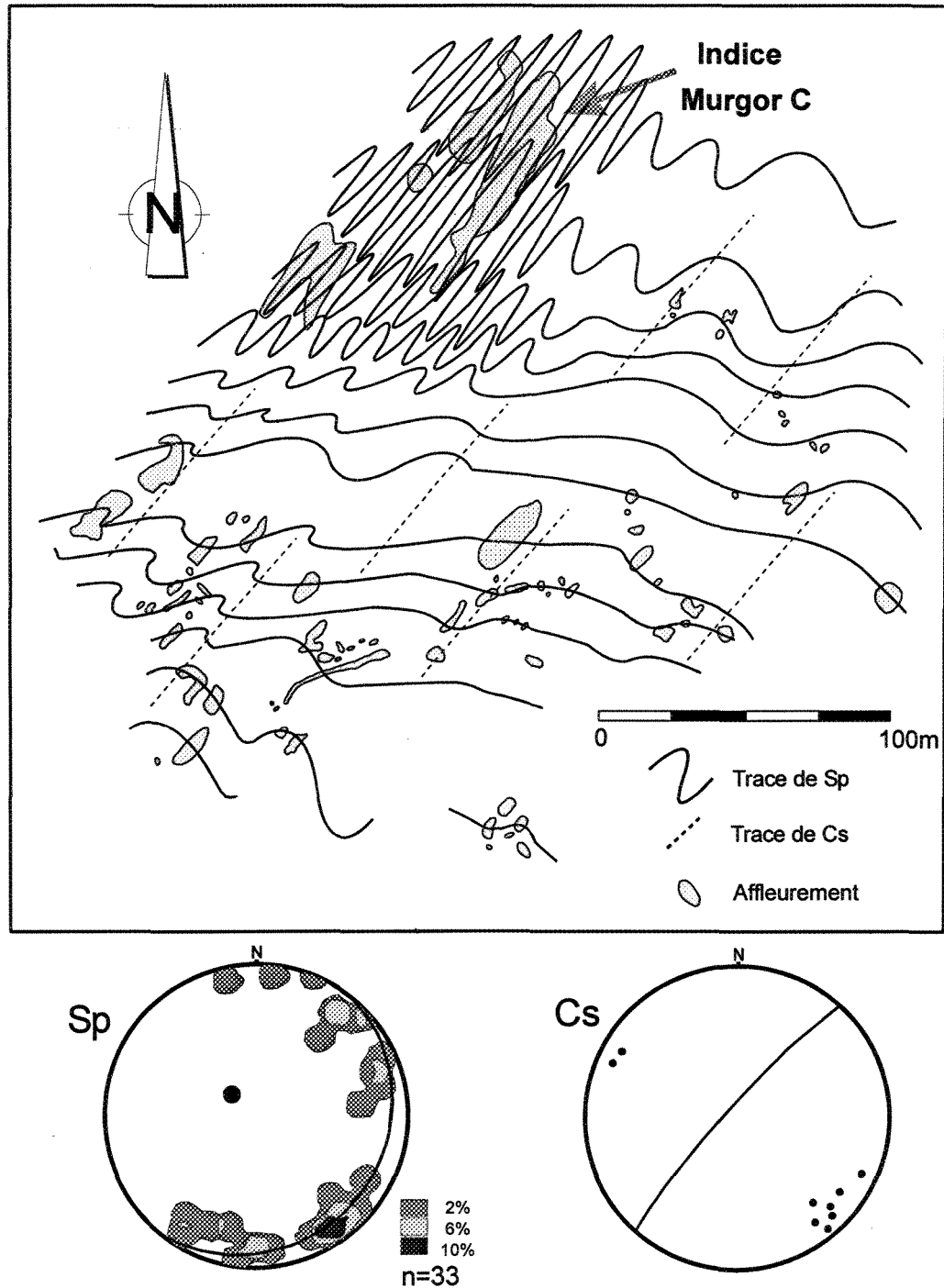


Figure 4.8. Trace de la schistosité principale (Sp) dans le secteur de l'indice Murgor C. La quantité d'affleurements permet d'illustrer la variabilité dans l'intensité du plissement NE. Associé aux plissements un clivage secondaire (Cs) d'orientation NE est aussi développé.

volcanoclastites de l'unité A et des basaltes. Les linéations d'étirement demeurent abruptes et plongent vers le nord (Fig. 4.7).

4.4.5. Section structurale E

Cette section se situe à l'extrémité ouest de la région à l'étude (Fig. 4.1) et elle coïncide avec une ligne hydroélectrique où les affleurements sont abondants. Cette section structurale montre un degré de déformation très faible comparativement aux autres sections structurales (Fig. 4.9) avec des segments plus déformés ($AP=3$ à 3.5), correspondant à des zones de déformation E-O de moins de 2 m de large (Planche 4.7A) ou des contacts gabbro-basalte (Planche 4.7B). La totalité des affleurements représente soit des basaltes ou des gabbros.

Dans le compartiment SE, la schistosité principale est environ E-O avec un pendage abrupt et une linéation d'étirement abrupte à modérée variant d'ouest à nord (Fig. 4.9). Seuls quelques plis en Z d'échelle millimétrique viennent perturber la schistosité principale et ce dans des zones de déformation intense seulement.

Le compartiment central a une schistosité principale d'orientation NE-SO avec un pendage abrupt et une linéation de plongée modérée à forte vers l'ouest (Fig. 4.9). Aucun clivage de crénulation ou de kink band n'est observé dans ce compartiment. Cette inflexion de la schistosité est associée à un indice de l'anisotropie planaire un peu plus élevé dans la partie SE du compartiment (Planche 4.7C) et à la présence de dykes felsiques dans la partie centrale (Planche 4.7D).

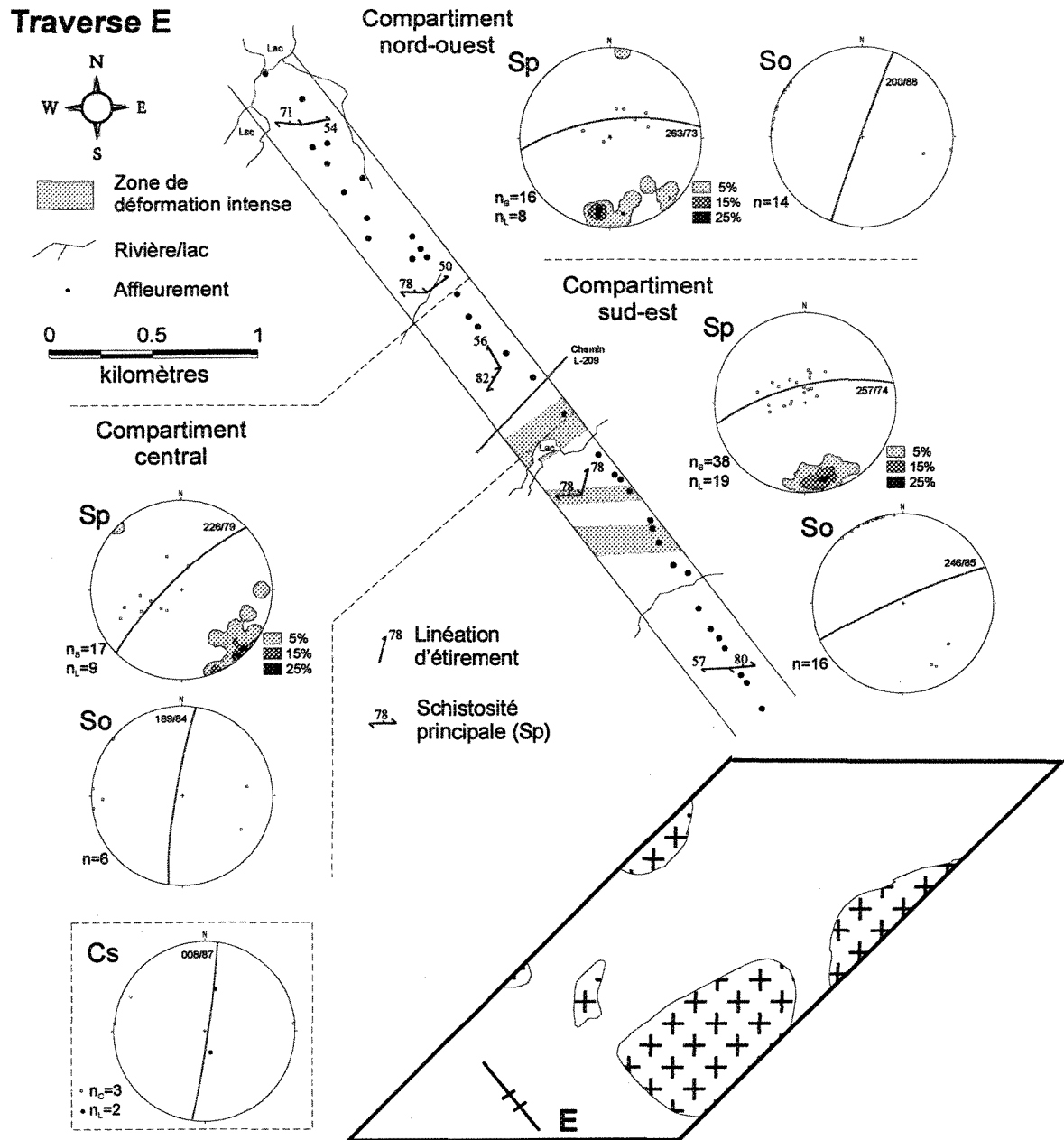
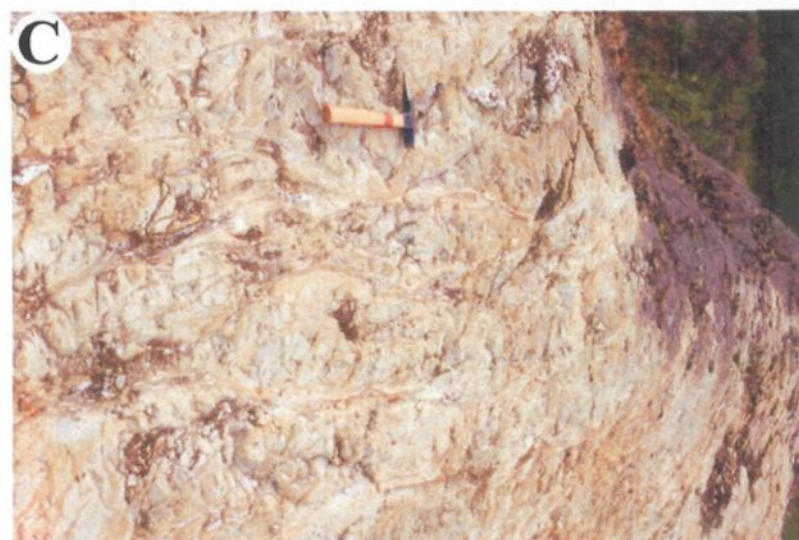


Figure 4.9. Stéréogrammes de la section structurale E. Nombres de mesure de schistosité (n_s), de clivage et plan axial (n_c), de linéation d'étirement (n_l sur Sp) et de charnière (n_l sur Cs). La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%.

Planche 4.7. Éléments structuraux de la section E

- A) Zone de déformation de moins de 2 mètres de large centrée sur un dyke mafique de la section E. Affleurement 1044.
- B) Zone de déformation centrée sur un contact gabbro (I3A) – basalte dans le compartiment SE de la section E. Affleurement 1060.
- C) Coussins très allongés (1:7) parallèles au manche du marteau à l'intérieur du CDF de la section E. Affleurement 1052.
- D) Basalte injecté de dykes felsiques à l'intérieur du CDF de la section E. Affleurement 1051.



Le compartiment NO est semblable à celui du SE. La schistosité principale est d'orientation E-O avec un pendage abrupt et une linéation modérée vers le nord (Fig. 4.9).

4.4.6. Synthèse

Suites aux sections structurales et aux vérifications ponctuelles effectuées dans le cadre de cette étude, une meilleure compréhension émerge des événements de déformation présents dans la région à l'étude et de leur chronologie relative. L'inversion du regard structural et des sommets stratigraphiques de l'est vers l'ouest indique la présence d'un pli prédéformation régionale d'orientation N-S. La déformation régionale, à qui l'on associe entre autre la schistosité principale et la linéation d'étirement, est le deuxième événement de déformation. C'est elle qui est dominante dans la région à l'étude. Un troisième événement de déformation est retrouvé dans la région mais il est confiné à l'intérieur du corridor appelé le Couloir de déformation de Fancamp. Cet événement est post-déformation régionale étant donné qu'il plisse la schistosité principale. Ces trois événements de déformation seront discutés plus en profondeur dans les prochaines sections.

4.5. INTÉGRATION AVEC LES DONNÉES RÉGIONALES

4.5.1. Synclinal de Muscocho (D_1)

Les mesures de litage, de sommet et de regard structural ainsi que les descriptions lithologiques recueillies dans les sections structurales et les vérifications ponctuelles ont permis de mieux circonscrire la stratigraphie de la région en plus de mieux délimiter la position de la trace axiale du synclinal de Muscocho (Fig. 4.10). Ce synclinal fut originalement reconnu et appelé synclinal de Muscocho par Daigneault et Allard (1983). Gobeil et Racicot (1983) avaient également identifié ce pli sans lui attribuer de nom.

Dans la partie orientale du secteur, les sommets obtenus des laves coussinées sont vers le N et les regards structuraux sont vers l'ouest, tandis que dans la partie occidentale, les sommets et les regards structuraux pointent généralement vers l'est. Cette inversion de polarité est reliée à la présence du synclinal de Muscocho qui est associé à un premier événement de déformation D_1 . Aucune schistosité n'est associée à cette phase de plissement. Dans deux secteurs, la trace du plan axial du synclinal peut être localisée avec certitude. Un de ces secteurs se situe dans le compartiment NO de la traverse C décrit précédemment. L'autre se trouve au nord du gisement de Chevrier où deux affleurements de polarité inverse se trouvent à environ 1,5 km l'un de l'autre.

Les couches du flanc occidental du synclinal de Muscocho sont d'orientation NE-SO et sont recoupées par la schistosité principale E-O. Cette relation illustre bien la nature précoce du synclinal. Les couches du flanc oriental sont d'orientation E-O et s'infléchissent

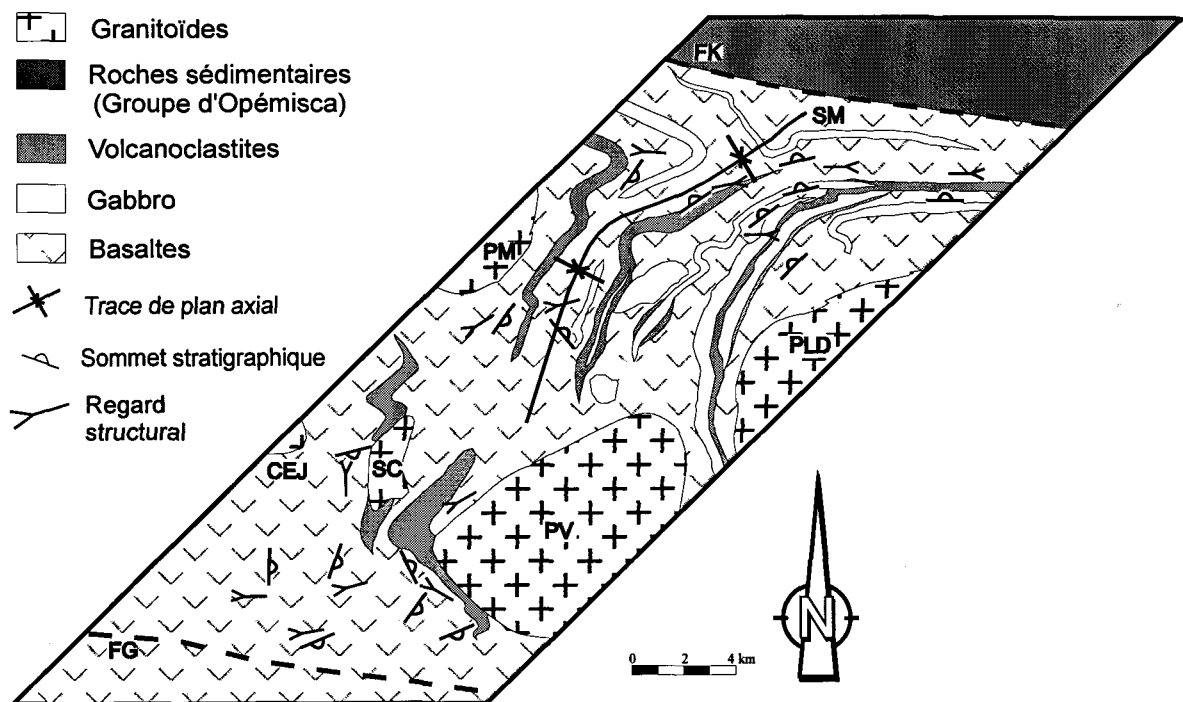


Figure 4.10. Représentation des mesures de stratification et de regard structural qui permettent de délimiter la trace du synclinal de Muscocho. FG = faille de Guercheville; FK = faille de Kapunapotagen; SM = Synclinal de Muscocho; PLD = Pluton de La Dauversière; PV = Pluton de Verneuil; PM = Pluton de Muscocho; SC = Stock de Chico; CEJ = Complexe Eau Jaune.

autour du pluton de La Dauversière pour devenir NNE. Là encore, la schistosité principale recoupe la stratification mais de façon moins prononcée.

4.5.2. Déformation régionale (D₂)

La déformation régionale (événement D₂) est la phase responsable de la plupart des éléments structuraux que l'on observe dans la région. Entre autre, on lui associe la schistosité principale, la linéation d'étirement et les zones de déformation intense. On rattache aussi à cette phase de déformation les plis mésoscopiques de plan axial E-O interprétés sur le flanc occidental du synclinal de Muscocho ainsi que le métamorphisme régional qui est au faciès inférieur des schistes verts. Comme la phase D₁ peut être interprétée comme un phénomène local, la déformation D₂ représente donc en réalité la première phase de déformation ductile de la région.

4.5.2.1. Variation de la schistosité principale

La carte des trajectoires de la schistosité principale est présentée à la figure 4.11. Cette carte relie par une ligne, l'attitude moyenne du plan de foliation principale. La région se caractérise par une schistosité avec un pendage généralement abrupt. L'orientation de la schistosité est cependant plus variable. Elle est plus ou moins E-O dans les secteurs est et nord de la région. Dans le secteur central au nord du pluton de Verneuil elle est plutôt NE à 060 et dans le secteur sud elle redevient d'orientation E-O. Cependant, quelques exceptions à cette généralisation sont observées.

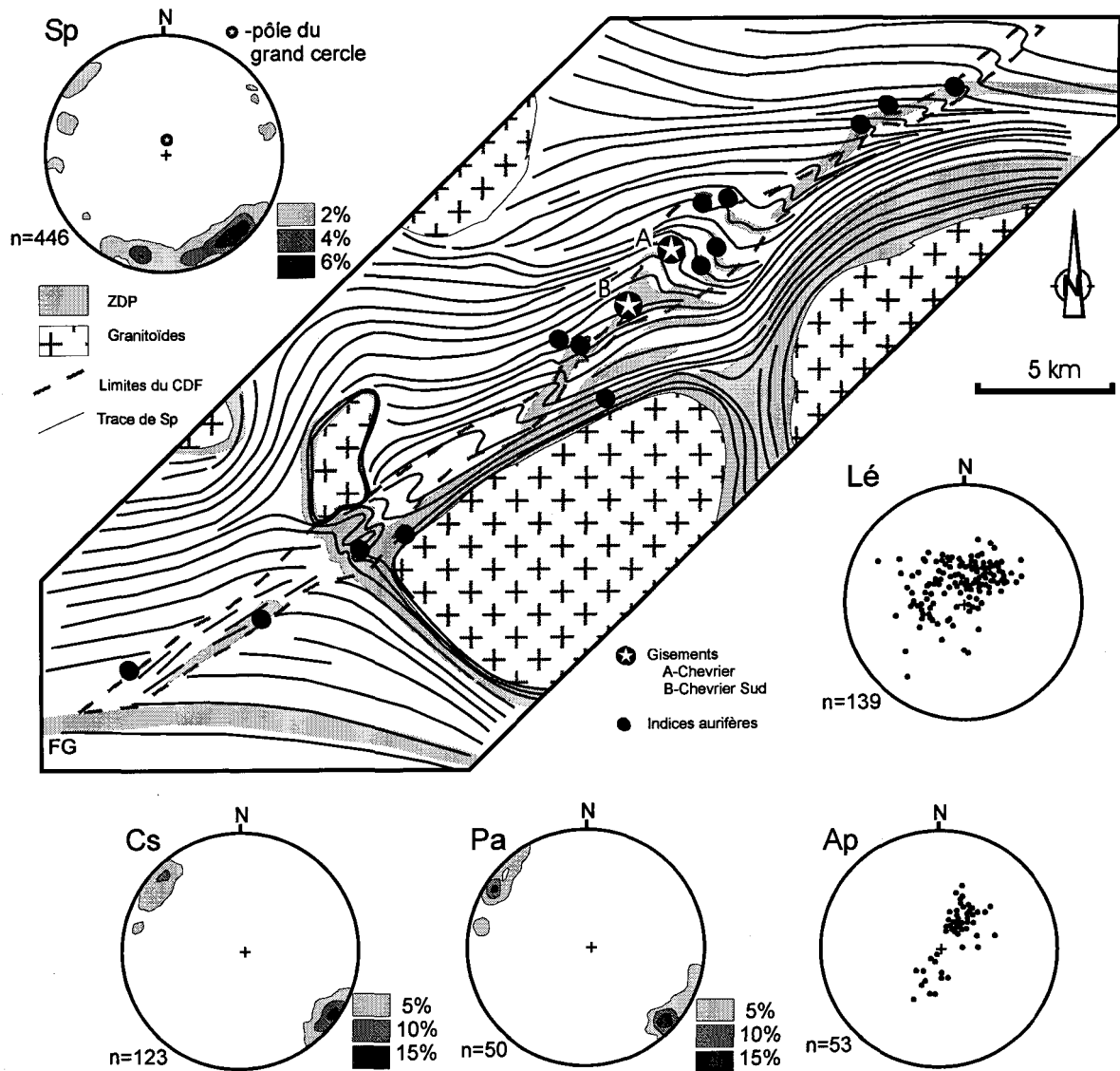


Figure 4.11. Carte de trajectoire de la schistosité principale de la région à l'étude. Les stéréogrammes de la schistosité principale (Sp), de la linéation d'étirement (Lé), du clivage secondaire (Cs), de plan axial (Pa) et de l'axe de pli (Ap) sont basés sur les mesures à l'intérieur du CDF effectuées dans le cadre de cette étude. On note que la distribution des mesures de Sp définissent un grand cercle dont le pôle (•) plonge abruptement vers le nord. La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%. FG – faille de Guercheville.

Autour des plutons de La Dauversière et de Verneuil, du stock de Chico et du Complexe Eau Jaune (CEJ), la schistosité est parallèle aux contacts dans l'encaissant immédiat et donc n'est pas nécessairement d'orientation E-O. Cependant, le pendage de la schistosité demeure abrupt. La schistosité se réoriente graduellement en s'éloignant des plutons pour devenir plus ou moins E-O. Cette observation indique qu'il s'agit bien du même et unique plan de foliation et non pas d'une combinaison de plusieurs structures de directions différentes. De son côté, le pluton de Muscocho recoupe le tracé de la schistosité principale ce qui est en accord avec son âge tardive par rapport à l'événement D₂ et aux deux plutons syntectoniques (Chico et Verneuil).

Une autre perturbation de la schistosité principale est aussi notée à l'intérieur d'un couloir d'orientation NE. À l'intérieur de ce couloir, la schistosité principale est en général d'orientation NE-SO et donc elle est plus ou moins parallèle à celui-ci (Fig. 4.11). Cette perturbation sera discutée plus loin dans la section sur le Couloir de déformation de Fancamp.

4.5.2.2. Linéation d'étirement

Dans la région à l'étude, l'attitude des linéations d'étirement est caractérisée par des plongées abruptes. Les figures 4.4 à 4.9 et 4.11 permettent de visualiser l'attitude générale des linéations d'étirement. Étant donné que la linéation est contenue dans le plan de la schistosité principale, sa plongée est en partie contrôlée par le pendage de celle-ci. En général, la schistosité principale a un pendage vers le nord et donc une forte proportion des linéations plongent ainsi vers le nord. La variation générale des directions de la linéation

d'étirement s'explique par son caractère abrupt qui relègue au second plan l'importance de la direction.

4.5.2.3. Zones de déformation

L'intensité de la déformation est variable dans la région à l'étude ainsi qu'à l'intérieur du couloir d'orientation NE. Des zones de déformation intense d'orientation variable qui se caractérisent par de fortes foliations et linéations d'étirement sont retrouvées un peu partout dans la région à l'étude (Fig. 4.11). Ces zones montrent une l'intensité de la schistosité principale similaire à celle des couloirs de déformation E-O retrouvés dans la Sous-province de l'Abitibi et elles sont nommées zones de déformation D_2 (ZDD_2). La continuité de l'orientation de la schistosité principale à l'extérieur et à l'intérieur de ces zones de déformation suggère que cette fabrique a été formée durant un même événement de déformation. Ces ZDD_2 sont caractérisées à certains endroits par une forte carbonatation (ankérite ou calcite) comme c'est le cas dans le secteur du "East Showing". Dans d'autres cas cependant, il y a absence de carbonatation et on retrouve une forte séricitisation comme à l'indice des Tranchées. Les ombres de pression symétrique autour des phénocristaux de plagioclase et de quartz ou de grains de pyrite suggèrent que les ZDD_2 représentent des zones d'aplatissement sans mouvement apparent (voir planches 6.3.C, 6.6.C et 6.8.D).

Parmi les ZDD_2 observées dans la région se distingue celles associées aux contacts de plutons. Les ZDD_2 associées aux plutons ont été observées autour du Complexe Eau Jaune, des plutons de La Dauversière et de Verneuil, et du stock de Chico. Ces zones font

quelques centaines de mètres de puissance et elles se retrouvent sur tout le pourtour des intrusions. Aucune ZDD₂ de ce type ne fut reconnue autour du pluton de Muscocho.

Les ZDD₂ qui ne sont pas associées aux contacts des plutons ont été observées au nord des plutons de La Dauversière et de Verneuil sauf exception la faille de Guercheville. En général ces zones sont de puissance moins importante que celles associées aux plutons ce qui rend l'interprétation de leur tracé difficile. La plupart de ces ZDD₂ se retrouvent à l'intérieur du couloir d'orientation NE et elles n'ont pas de continuité en dehors de ce couloir. Elles sont encaissées dans tous les types de lithologie et ne semblent pas montrer de géométrie régulière (Fig. 4.11). Ces ZDD₂ sont toutefois importantes car elles coïncident avec des zones d'altération intense (carbonatation et/ou séricitisation) et souvent à des indices minéralisés.

4.5.3. Couloir de déformation de Fancamp (D₃)

4.5.3.1. Événements de déformation

Un troisième événement de déformation (D₃) est reconnu à l'intérieur du couloir d'orientation NE connu sous le nom de Couloir de déformation de Fancamp (CDF). Comme il fut observé dans la section sur les sections structurales cette déformation a comme effet de plisser la fabrique principale et les contacts lithologiques ainsi que de créer des clivages secondaires d'orientation NE (Fig. 4.11). Toutefois ces derniers ne se développent que dans des ZDD₂ à l'intérieur de CDF. Dans les secteurs où la déformation est faible (p.ex. section E), l'effet de la déformation de Fancamp se résume à une rotation

ou un faible plissement de la schistosité principale. En fait, les limites du CDF ont été fixées là où on commence à noter une perturbation importante de l'attitude de la schistosité principale. Des plissements mineurs d'échelle millimétrique avec un plan axial NE sont observés à l'extérieur du CDF mais dans des zones fortement déformées seulement.

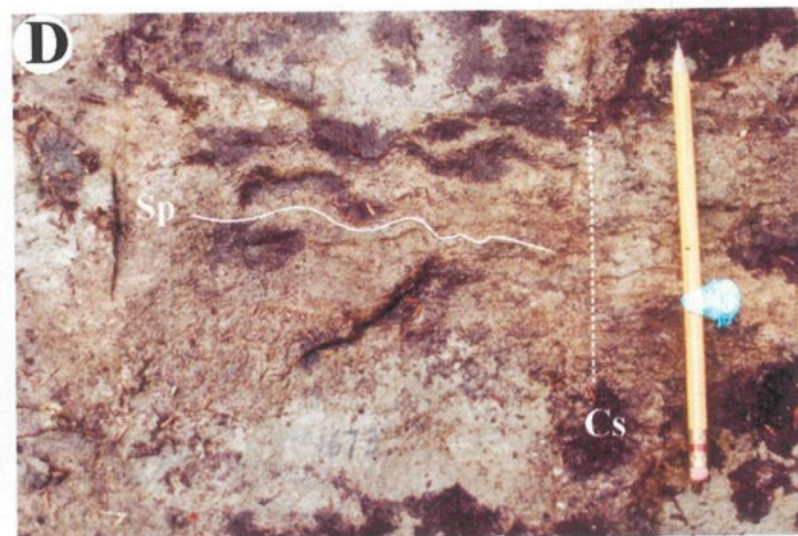
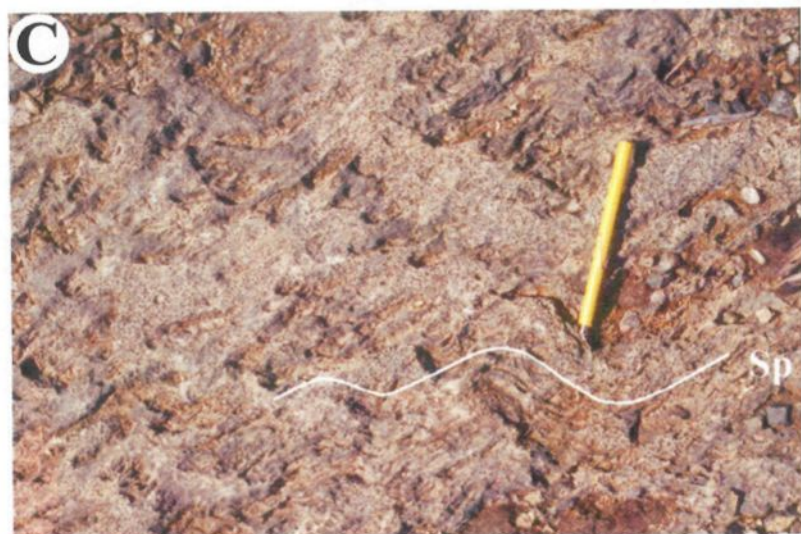
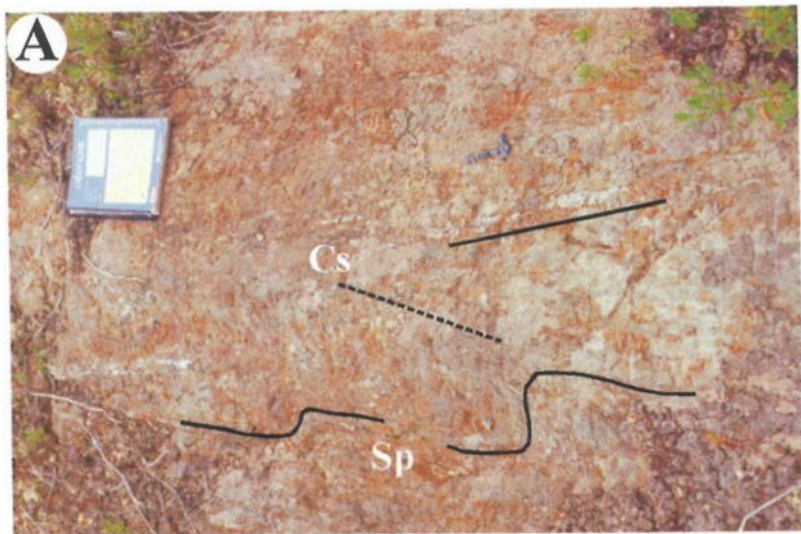
4.5.3.2. Étendue

Le CDF a une puissance variable; il a plus de 2 km de largeur dans le secteur du gisement de Chevrier (section B) mais a moins de 300 m au gisement de Chevrier Sud (section C; Fig. 4.11). La puissance du CDF semble en partie varier en fonction de la concentration des ZDD₂. Au gisement de Chevrier Sud, le CDF coïncide avec une ZDD₂, tandis que dans la section B, on dénombre plusieurs ZDD₂. Cependant, la déformation D₃ est plus intense dans le CDF de la section C que celui de la section B.

Sur sa longueur, le CDF peut être suivi de la faille de Kapunapotagen jusqu'à la faille de Guercheville, soit une distance d'environ 35 km. Cependant, l'expression de l'événement D₃ le long du CDF varie d'une simple rotation de la schistosité principale à la formation d'un clivage secondaire intense comme au gisement de Chevrier Sud. Au sud de la faille de Guercheville, quelques plissements NE d'échelle décimétrique furent observés dans ce qui pourrait être interprété comme l'extension sud du CDF (Planche 4.8A). Cependant, d'autres plissements NE d'échelle métrique ont été observés plus à l'est dans le secteur du lac Antoine et à l'ouest dans le secteur de l'indice Eratix (Planche 4.8B; Fig. 4.1) en plus d'être répertoriés dans les secteurs de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990) et du Membre du Lac des Vents (Tait, 1992). Cette distribution suggère que les plissements

Planche 4.8. Plissements NE à l'extérieur du CDF

- A) Plissement NE de la schistosité principale (Sp) et développement d'un clivage secondaire (Cs) dans possiblement l'extension SO du CDF. Affleurement 1832. Voir la figure 4.3 pour la localisation.
- B) Plissement NE de la schistosité principale (parallèle au crayon) tel qu'observé à l'indice Eratix. Un clivage secondaire (Cs) est associé au plissement. Voir la figure 4.3 pour la localisation.
- C) Plissement NE de la schistosité principale (Sp) à l'intérieur de l'enveloppe de la faille de Guercheville. Plan axial des plis parallèle au crayon-aimant. Affleurement 1344.
- D) Développement d'un clivage NE (Cs) au nord de la faille de Kapunapotagen. Le crayon pointe à 045. Sp – schistosité principale. Affleurement 1673.



NE tardifs sont associés à un événement d'envergure régionale. Il est donc suggéré que le terme Couloir de déformation de Fancamp ne serve qu'au couloir NE restreint entre les failles de Kapunapotagen et de Guercheville qui contient des structures NE recoupant la schistosité principale.

4.5.3.3. Distinction par rapport à la Faille de Fancamp

Dans la partie sud de la région à l'étude, le CDF est intimement relié à la faille de Fancamp. Cette faille fut d'abord reconnue par Holmes (1959) dans le canton de Fancamp. Hébert (1976, 1978) et Tait (1992) l'ont aussi cartographiée dans les cantons de Fancamp et de Rasles. Cette faille est associée à un linéament topographique qui, sur le terrain, se manifeste par un escarpement qui peut atteindre une dénivellation d'une vingtaine de mètres. Les travaux de la CMI effectués dans la région dans les années 80 et 90 ont indiqué que la faille de Fancamp représentait une série de cisaillements ductiles-cassants anastomosés. Cependant, ces cisaillements sont en fait des ZDD₂ qui ont été plissés par l'événement de déformation D₃ et qui donnent ainsi l'allure de cisaillements anastomosés (Fig. 4.11). Le terme ZDD₂ est préféré à cisaillement dans cette étude car aucune observation de mouvement à rejet pendage ou de coulissage n'a été perçue.

La faille de Fancamp telle que définie par Holmes (1959) marque la limite SE du CDF à l'extrémité SO de la région à l'étude. Les basaltes à cet endroit sont déformés mais cette déformation est interprétée comme étant associée à l'événement D₂. La schistosité principale qu'on y retrouve se réoriente au sud et au nord pour devenir E-O. Aucun clivage secondaire recoupant la schistosité n'a été observé dans ce secteur. Cette ZDD₂ a subi une

rotation due à l'événement de déformation D_3 comme toutes les ZDD_2 retrouvées à l'intérieur du CDF. Dans les parties centrale et nord, on perd la trace de cette faille de Fancamp et le CDF est associé à des unités de volcanoclastites qui coïncident avec des ZDD_2 .

4.5.3.4. Relation avec les failles longitudinales

La relation entre le CDF et les failles longitudinales peut être déduite étant donné que l'on connaît la relation entre le CDF et les ZDD_2 . Le CDF devrait être tardif par rapport à ces failles car celles-ci sont par définition des ZDD_2 . Dans la partie SO de la région à l'étude, le CDF rencontre le couloir de déformation associé à la faille de Guercheville (Fig. 4.11). Dans ce secteur, la schistosité associée à la faille de Guercheville est fortement plissée (Planche 4.8C) ce qui indique que l'événement de déformation D_3 est tardif par rapport à la faille de Guercheville. Il est donc possible que le CDF continue au sud de la faille de Guercheville.

Le manque d'affleurements n'a pas permis l'évaluation de la relation du CDF avec la faille de Kapunapotagen. À 2 km au NE de l'indice du "East Showing", seuls de faibles plissements des unités lithologiques et de la schistosité principale permettent de déduire la présence du CDF. Environ 500 mètres au nord de la faille de Kapunapotagen, en ligne avec le CDF, les sédiments de la Formation de Haüy sont très peu déformés, mais des clivages de fracture d'orientation NE sont observés (Planche 4.8D). Cependant, ceux-ci sont probablement associés à une faille senestre NE interprétée à partir de la carte aéromagnétique et située à l'ouest immédiat des affleurements.

4.5.4. Effets grenvilliens

L'effet de l'orogénie grenvillienne dans la région étudiée se présente sous la forme de failles mineures. Celles-ci se retrouvent principalement dans la partie est de la région à l'étude. Aucune augmentation du faciès métamorphique vers l'est n'est observée. Ces failles sont d'orientation NNE ce qui est concordant avec l'orientation des failles plus importantes retrouvées près du Front de Grenville (Daigneault et Allard, 1990) (Fig. 4.12). De plus, un mouvement apparent senestre est associé aux failles observées même si le déplacement est en général moins de 1 mètre. Cette orientation et ce déplacement sont typiques des failles associées à l'orogénie grenvillienne dans le secteur (Daigneault et Allard, 1990). Cependant, aucune relation n'a pu être observée entre ces failles et les effets de plissement de l'événement D₃.

4.6. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

La cartographie détaillée effectuée par la CMI combinée à nos travaux permettent d'illustrer la complexité structurale du secteur du CDF. La présence de polarité et de regards structuraux opposés dans les secteurs est et ouest de la région à l'étude indique la présence d'un pli (synclinal de Muscocho) dont la trace axiale, d'orientation NE-SO, a été mieux délimitée à la suite de ces travaux. Ce pli résulte du premier événement de déformation (D₁) observé dans la région à l'étude (Fig. 4.13). La reconnaissance de ce pli est d'importance majeure pour l'exploration. L'orientation des couches plus ou moins NE-

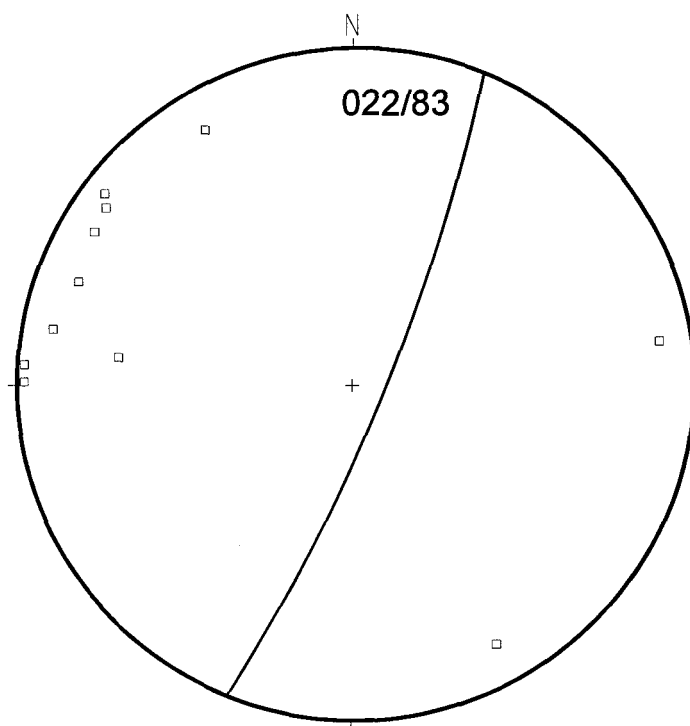


Figure 4.12. Stéréogramme montrant la constante orientation des failles fragiles senestres de la région à l'étude.

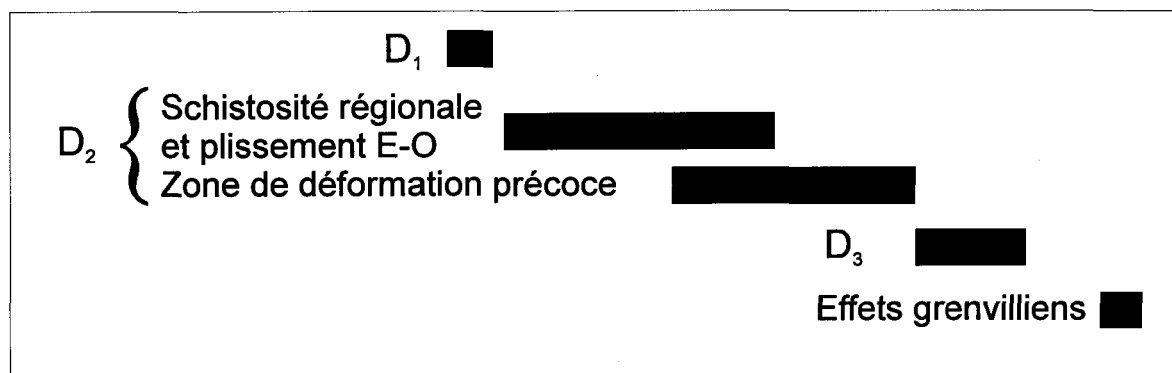


Figure 4.13. Chronologie relative des différents événements structuraux observés dans le secteur du couloir de déformation de Fancamp.

SO est inusitée dans la Sous-province de l'Abitibi. Cette variation peut être cruciale dans la recherche de gisements où l'attitude de la lithologie et la stratigraphie exercent un contrôle important (p.ex. sulfures massifs volcanogènes).

Le deuxième événement de déformation (D_2) dans la région à l'étude se manifeste par la schistosité principale (S_2) et la linéation d'étirement, les zones de déformation, le métamorphisme au faciès des schistes verts et des plis mégascopiques et mésoscopiques d'orientation E-O (Fig. 4.13). Cet événement de déformation est associé à un raccourcissement N-S.

Le tracé de la schistosité principale dans la région à l'étude suit une orientation variant généralement de NE-SO à E-O sauf près des bordures de certains plutons et à l'intérieur du CDF. Aux contacts des plutons de La Dauversière et de Verneuil, du stock de Chico et du CEJ la schistosité est parallèle à ceux-ci et se réoriente en s'éloignant des contacts pour devenir parallèle au grain régional de la schistosité S_2 . Des variations mineures de l'orientation de la schistosité ont été notées au SO du pluton de Verneuil dans la section D. Les plis E-O observés peuvent être attribués à la continuation du mouvement à composante pendage le long de la faille de Guercheville après la formation de la schistosité principale.

Certaines ZDD_2 sont intimement associées aux bordures des plutons. D'autres sont spatialement reliés à des grandes zones d'altération. Plus précisément, le secteur au nord des plutons de Verneuil et de La Dauversière montre un niveau de déformation très élevé pour un secteur qui est à l'écart des contacts de pluton et des failles longitudinales. La plupart de ces ZDD_2 sont observées seulement à l'intérieur du CDF et elles n'ont pas de

continuité à l'extérieur de celle-ci. Tous les ZDD₂ possèdent des linéations d'étirement abruptes ce qui est en accord avec les observations sur la schistosité régionale. Les ZDD₂ sont interprétées comme s'étant formées suite à la formation de la schistosité principale (Fig. 4.13). La foliation se serait intensifiée dans les ZDD₂ lors de la continuation de l'événement de déformation D₂. Aucune linéation horizontale ne fut reconnue dans les ZDD₂ ce qui suggère l'absence de coulissage le long de ces structures.

Le troisième événement de déformation (D₃) observé dans la région à l'étude est la déformation du couloir de Fancamp et on lui attribue les plis et les clivages secondaires S₃ d'orientation NE affectant la schistosité principale (Fig. 4.13). Cet événement a possiblement aussi eu l'effet de serrer davantage le synclinal de Muscocho ainsi que de réorienter la trace de son plan axial.

Les plis et les clivages secondaires sont concentrés dans ce qui est désigné comme le Couloir de déformation de Fancamp (CDF). Dans les secteurs où la déformation régionale est faible, une inflexion de la schistosité principale et de la direction des couches est observée. Dans les endroits où la déformation régionale est forte (c.-à.-d. les ZDD₂), la schistosité principale et les contacts lithologiques sont fortement affectés. L'événement D₃ serait donc associé à un raccourcissement NO-SE.

Plusieurs zones de déformation d'orientation NE-SO à ENE-OSO sont présentes au sud-ouest et à l'ouest de la région étudiée. Les structures Eratix, Nouvelle, 45 et 52 se trouvent dans le secteur de l'indice Eratix (Folco, 1995) et représentent probablement des zones de déformation associées à D₂. Ce secteur est caractérisé par le plissement de la séquence stratigraphique à une échelle kilométrique et à une schistosité principale

d'orientation ENE-OSO, soit parallèle au contact sud-est du Complexe Eau Jaune (CEJ) et de plan axial aux plis.

Plusieurs failles NE sont présentes dans la région de Chibougamau dont les failles Gwillim, McKenzie et du lac Doré (Daigneault et Allard, 1990). Ces failles affectent les sédiments de la Formation de Chibougamau d'âge Protérozoïque et elles ont donc, à tout le moins, rejouées après le Protérozoïque. Le Couloir de déformation de Fancamp n'est pas interprété comme étant équivalent à ces failles NE pour les raisons suivantes:

- 1) les failles NE sont de caractère plutôt fragile et elles ont une zone d'influence restreinte, tandis que la déformation associée au CDF est de caractère plutôt ductile et ce dernier a une puissance atteignant 2 km;
- 2) les failles NE montrent des déplacements horizontaux importants (échelle kilométrique), tandis qu'aucun déplacement horizontal associé au CDF ne fut reconnu lors de cette étude.

Les failles NE sont nettement recoupées par les failles NNE associées à l'orogénie grenvillienne dont la faille de Mistassini (Daigneault et Allard, 1990). Le CDF se distingue aussi des failles NNE pour les mêmes raisons que celles invoquées plus haut.

Il est bon de remarquer que le CDF englobe une proportion plus élevée de volcanoclastites, plusieurs ZDD₂ reliées essentiellement à des zones d'altération ainsi qu'une forte densité de dykes felsiques. La combinaison de ces éléments a pu créer une anisotropie locale et régionale qui a permis de focaliser la déformation à l'intérieur de ce

couloir. En effet, comparativement aux régions environnantes du CDF ce dernier représente un endroit où l'intensité de plissement NE est très élevé.

CHAPITRE 5

INDICES AURIFÈRES

5.1. INTRODUCTION

Plusieurs indices aurifères sont reconnus au sein du Couloir de déformation de Fancamp (CDF; Fig. 5.1). Ces minéralisations montrent une variation d'engraissants, de styles, de minéraux d'altération et de chronologie de mise en place. Bien que l'objectif premier de la thèse est de définir le contexte des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, l'étude des indices répartis à travers le CDF permettra de voir le rôle de ce couloir dans le contrôle des minéralisations aurifères. Plus particulièrement, la caractérisation des indices servira à définir l'empreinte du système hydrothermal au sein du CDF, la relation entre ces minéralisations et les événements de déformation, et le lien entre le CDF et la minéralisation aurifère.

5.2. INTÉGRATION DES INDICES

Une description complète des indices aurifères incluant les analyses pour les métaux est présentée dans Legault et al. (1995, 1997). Le tableau 5.1 fait état de tous les indices et

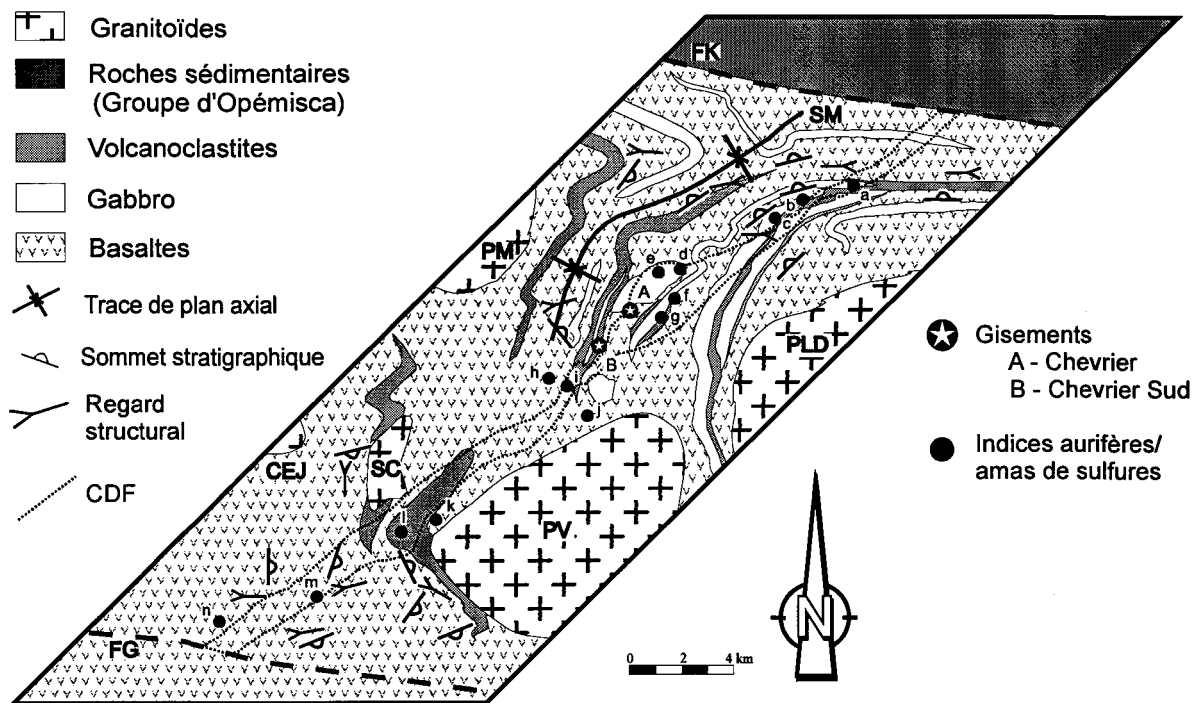


Figure 5.1. Localisation des divers indices dans le secteur à l'étude. FG = faille de Guercheville; FK = faille de Kapunapotagen; SM = Synclinal de Muscocho; PLD = Pluton de La Dauversière; PV = Pluton de Verneuil; PM = Pluton de Muscocho; SC = Stock de Chico; CEJ = Complexe Eau Jaune. Indices: a - "East Showing"; b - "West Showing"; c - "RO Showing"; d - Lipsett B; e - Lipsett; f - Coyote; g - des Tranchées; h - Minefinders A; i - Minefinders B; j - Pyrrhotine; k - Murgor B; l - Murgor C; m - lac Baker; n - Lenora.

Tableau 5.1. Tableau synthèse des indices et amas

| Indice ou amas | Type ³ | Sulfures ⁴ | Altération ⁵ |
|-----------------------|-------------------|-----------------------|-------------------------|
| East Showing | Filonien | PY-(CP) | AK-SR-CL |
| West Showing | Filonien | PY-(CP) | AK-SR-CL-FC |
| RO | Disséminé | PY | AK-SR-CL |
| Coyote | Filonien | PY-(CP) | CL-CC-QZ |
| des Tranchées | Disséminé | PY-(CP) | SR-CL-QZ |
| Lipsett B | Filonien | PY | AK-CL |
| Lipsett | Disséminé | PY | SR-CL-QZ |
| Minefinders A | Filonien | PY | AK-CL |
| Minefinders B | Filonien | PY-(CP) | AC-CL |
| Pyrrhotine | SM | PO-(PY)-(CP) | QZ |
| Murgor B | Filonien | PY-(CP) | AK-SR-AB |
| Murgor C ₁ | Filonien | PY | --- |
| Murgor C ₂ | Filonien | PY | SR-CL-EP |
| Lac Baker | Filonien | PY | CL-BO |
| Lenora | Filonien | PY-(CP) | AK-SR |

³ SM-sulfure massif⁴ PY-Pyrite; CP-Chalcopryrite; PO-Pyrrhotine; () – Trace.⁵ AK-Ankérite; SR-Séricite; CL-Chlorite; LX-Leucoxène; () – Trace.⁶ I3A-Gabbro; V3B-Basalte; V2-Volcanoclastite intermédiaire⁷ EC – échantillon choisi; R – rainure; F – forage (données)⁸ des valeurs aurifères associées à des rainures et des forage

T b 51 T bl syn h` d s1 t am d fur xam ´ u our tt ´ d

| I d amas | ³ | f | ⁵ | G | f. b | i ⁶ | k f iq | V m ⁷ | V (c e é d) | ém J é | E ´m ivé | / |
|-------------|--------------|-----|--------------|-----|---------|----------------|-----------|--------------------------|-----------------|----------------|-------------|---|
| w g | | | R | | | | | @ 8 i | | K W | | |
| w | | | L | | | | | ur m 5 () | | | | |
| y | | | A C | Q L | 3 | | | g/ E | pp | O ₂ | | |
| r | | | S | | | | | 1 | 0 | | | > |
| p B | | P | | QZ | | | | pp | | | | |
| tt | | | | | L | | | g/ (E 8 8 < g/ 4 (| | B b W | | > |
| n nd A | | | | | | | O | p | | | | - |
| d s | | | | C | | | | | | | | |
| yrrho e | | () | | | s 2 | | | | | 1 | | |
| | | | AB | | | I | | 2 (< 4 g/ () | | K O R | | 8 |
| M g 1 | | | | | | | | < g/ () ⁸ | g/ | M | | > |
| | | | R | AK | | | | | | K g | B | |
| ac B ke | | | | Q | | | O | | pp | , | | |
| e o | | | | | D | 3 | | | | CO | | - |

fur m 1

⁵ Y yr yr O yrr (- q m ux AB Z z q urm zo h an

Ank e X x

⁶ I3A G bbr , V3B Bas l V2 Vol an las it n rmédi ´r

⁷ E - -f nm 1 imar l 9 a

⁸ v ur f e ur d rt im p s ´f q y

amas sulfurés examinés dans cette étude. Seules les caractéristiques importantes de certains indices aurifères sont présentées ici.

Deux styles de minéralisation aurifère sont reconnus dans le CDF. Des minéralisations de type filonien ont été reconnues aux indices "East Showing", "West Showing", Coyote, Murgor B et Murgor C. Les veines sont surtout de quartz et ont des épaisseurs variant de 10 à 100 cm. À Murgor C on retrouve des veines d'albite-pyrite en plus des veines de quartz. L'or se retrouve dans les veines et/ou dans ses bordures pyritisées. L'autre type de minéralisation est de type disséminée et il est représenté par les indices des Tranchées et Lipsett. La pyrite disséminée (5 à 20%) associée à l'or se retrouve dans des zones lenticulaires à tabulaires d'une épaisseur de 50 à 500 cm.

La classification des indices aurifères selon le style de minéralisation ou l'encaissant comporte plusieurs problèmes. Une variation du style de minéralisation (veines vs disséminés) peut être associée à un contraste de compétence ou de profondeur de mise en place, tandis que plusieurs types de roche peuvent encaisser un même gisement (Hodgson, 1993). La classification des indices aurifères par rapport aux minéraux d'altération permet cependant de rassembler les minéralisations issues d'un fluide hydrothermal similaire (Mueller et Groves, 1991). Compte tenu de la variation des minéraux d'altération à l'approche de la plupart des zones minéralisées, seul l'assemblage immédiat sera utilisé pour cette classification.

5.2.1. Classification selon l'altération

Deux types d'altération sont observés dans les indices du secteur à l'étude: carbonates \pm séricite et séricite sans carbonates.

5.2.1.1. Carbonates \pm séricite

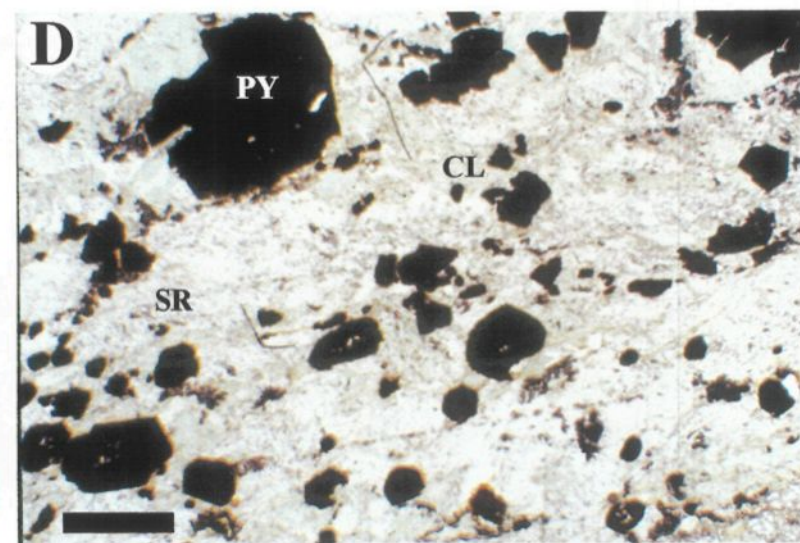
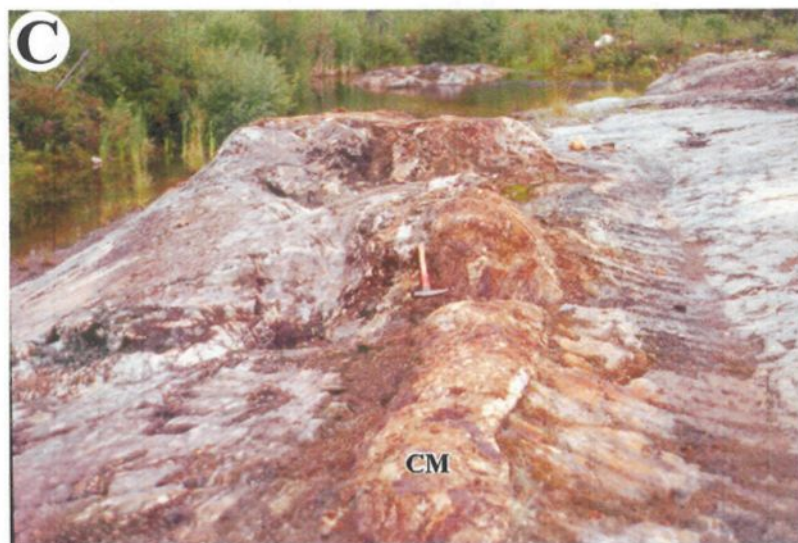
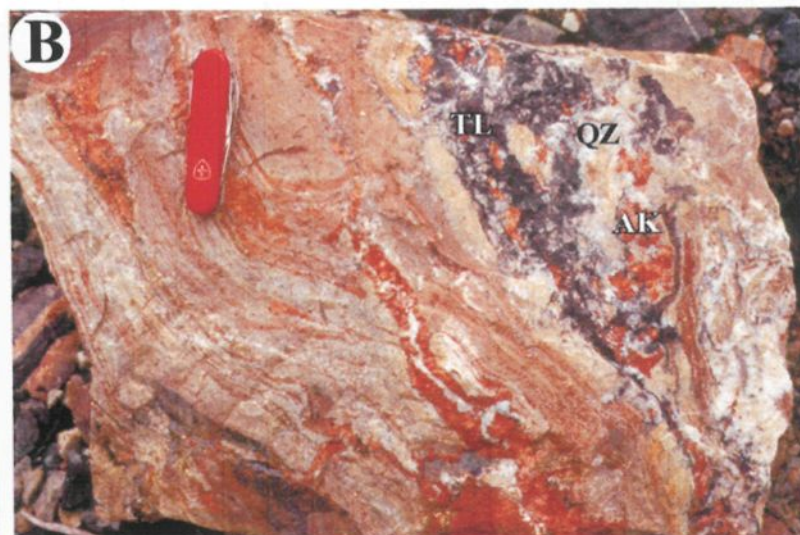
Les indices associés à une altération en carbonates \pm séricite ("East Showing", "West Showing", Coyote et Murgor B) regroupent des zones à veines de quartz-carbonates de puissance métrique retrouvées à l'intérieur de ZDD₂ (Planche 5.1A). Dans l'encaissant immédiat des veines une pyrite disséminée se trouve en association avec une forte altération en carbonate (généralement ankérite) et en séricite (sauf Coyote) (Planche 5.1B) ainsi qu'un enrichissement en K₂O (sauf Coyote), CO₂ et S, et un appauvrissement en Fe₂O₃_{tot.}, en MgO, en CaO et en Na₂O (Fig. 5.2). L'Ag, l'As et le W sont généralement enrichis avec l'or. Les minéraux d'altération sont fortement structurés parallèles à S₂.

5.2.1.2. Séricite

Les indices associés à une altération en séricite sans carbonates (des Tranchées, Lipsett, Murgor C) sont associés à des ZDD₂, de la pyrite disséminée, une forte altération en séricite, l'absence d'altération en carbonates (Planche 5.1C et D) ainsi qu'un enrichissement en K₂O et S et un appauvrissement en SiO₂, CaO et Na₂O (Fig. 5.2). L'As, l'Sb et le W sont généralement associés à l'or. Cependant, deux styles différents sont présents: pyrite disséminée (des Tranchées et Lipsett) et filonien (Murgor C). De plus, les

Planche 5.1. Altération des indices aurifères

- A) Veine nord de l'indice "East Showing" regardant vers l'est. La veine fait environ 30 cm d'épaisseur et elle est parallèle à la schistosité S_2 en plan. Une intense altération en ankérite (couleur rouge-brun) est présente en bordure de la veine. Le nord est à la gauche de la photo. Ondulations de la veine sont surtout associées à des déplacements le long de failles cassantes (D_{3+}).
- B) Veine de quartz (QZ) – ankérite (AK) – tourmaline (TL) – pyrite de l'indice Murgor B. Notez l'intense carbonatation (couleur rouge-brun) du basalte encaissant.
- C) Cisaillement aurifère de l'indice Lipsett. Le cœur minéralisé (CM) est riche en séricite non schisteuse, tandis que l'encaissant est riche en carbonates et en chlorite schisteuse. Regardant vers l'est.
- D) Photomicrographie d'un gabbro fortement altéré en séricite (SR), chlorite (CL) et pyrite (PY) localisé près du contact avec un tuf à lapilli et à blocs. Notez l'absence de carbonates. Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon 95017. Indice des Tranchées.



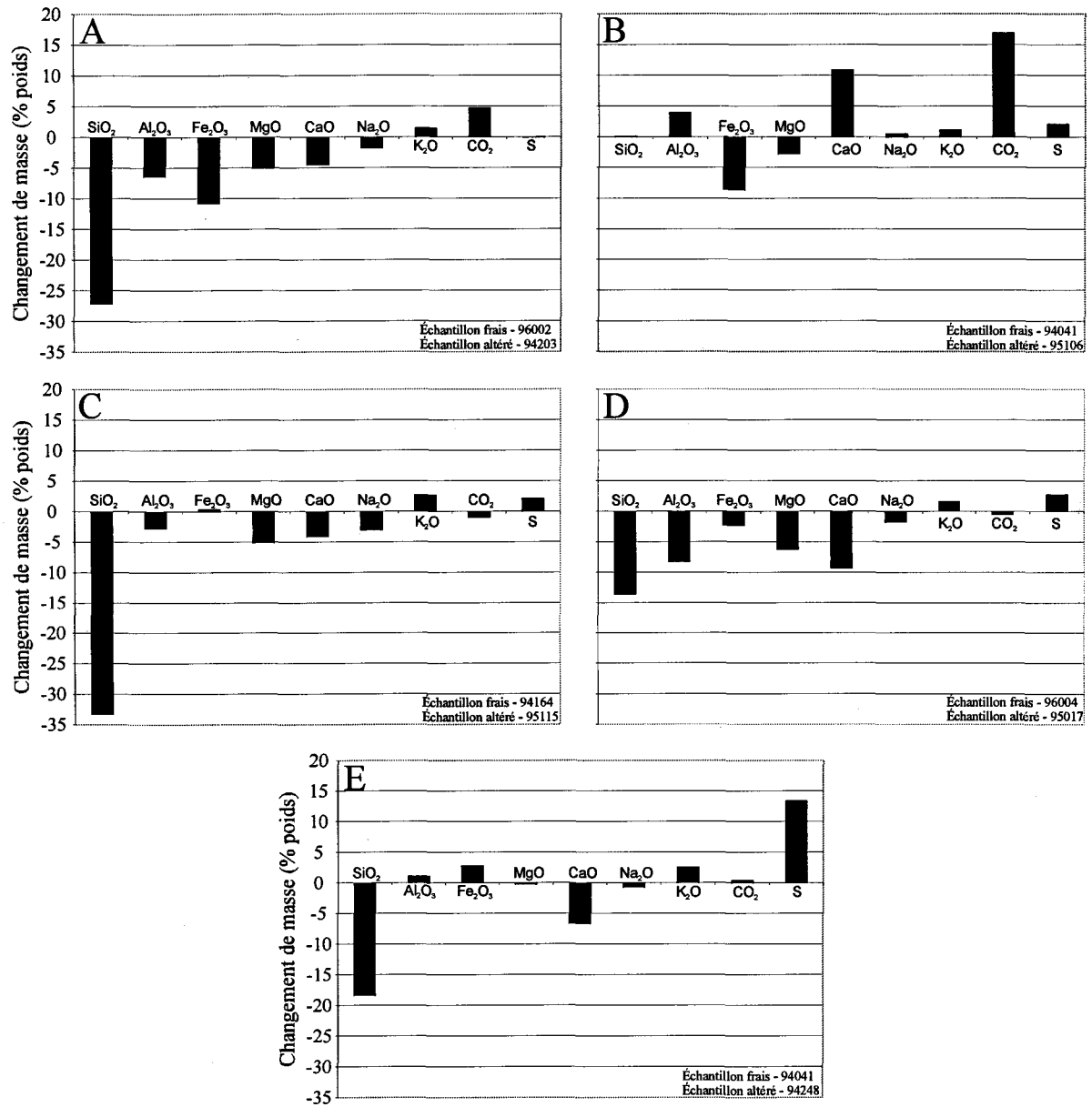


Figure 5.2. Histogrammes de changement de masse d'après MacLean et Kranidiotis (1987) des encaissants immédiats des veines de quartz pour les indices "East Showing" (A), "West Showing" (B) et Murgor C (C) ainsi que les zones pyritisées des indices des Tranchées (D) et Lipsett (E). Le zirconium a été utilisé comme élément immobile.

indices des Tranchées et Murgor C possèdent une séricite fortement structurée et parallèle à S_2 , tandis que la séricite à l'indice Lipsett n'est que peu déformée.

5.2.2. Relation avec la déformation

La relation de la minéralisation avec les différents événements de déformation permet de subdiviser les indices associés à l'altération en séricite en plus d'associer ceux altérés en carbonates \pm séricite dans un même groupe. Trois relations sont observées dans les indices: post-, syn- et pré-déformation D_2 .

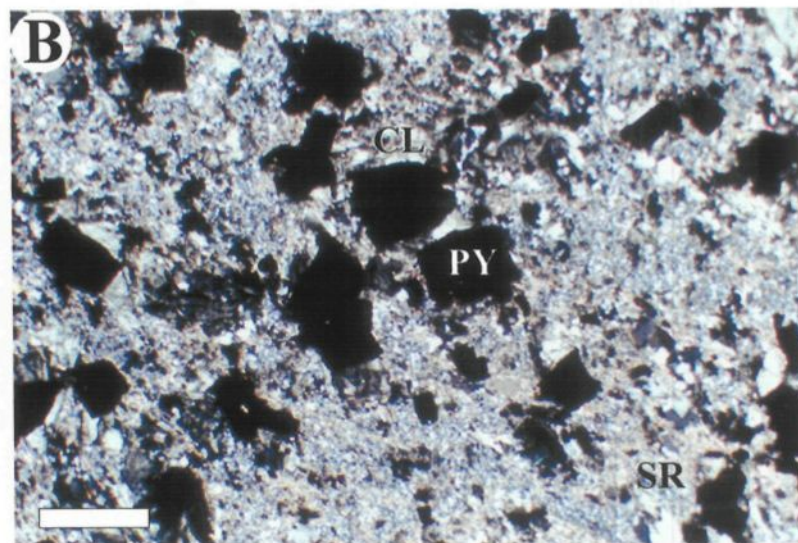
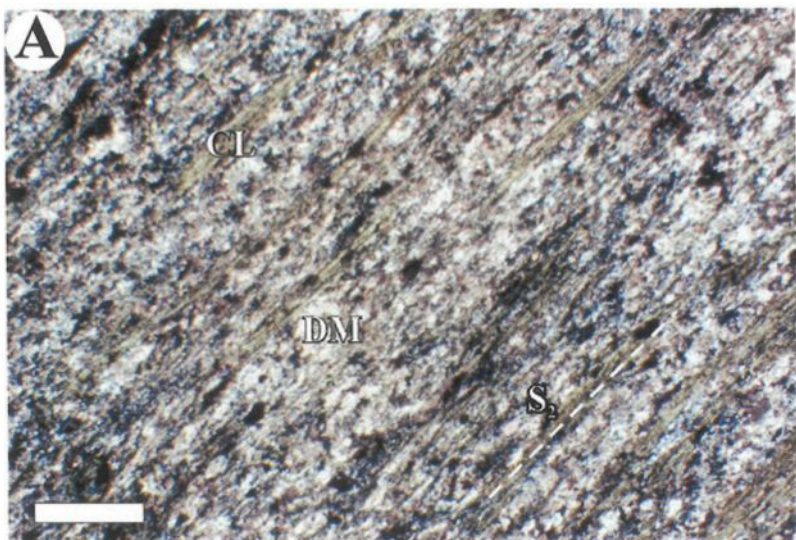
5.2.2.1. Minéralisation post-déformation D_2

L'indice Lipsett représente la seule minéralisation interprétée comme étant post-déformation D_2 . La cristallisation de la chlorite, de la séricite et de la pyrite (or?) dans le cœur minéralisé est interprétée comme étant post-déformation D_2 car:

1. les minéraux d'altération remplacent les minéraux métamorphiques (chlorite, dolomite) de la ZDD_2 qui sont fortement alignés dans la schistosité S_2 (Planche 5.2A);
2. ces minéraux ne sont que faiblement déformés (non-alignement de la séricite et de la chlorite, faibles ombres de pression autour des grains de pyrite et préservation des cristaux de quartz cristallisés en espace libre) (Planche 5.2B et C).

Planche 5.2. Minéralisation tardi- à post-déformation D₂

- A) Photomicrographie provenant de la partie non-minéralisée du cisaillement aurifère. La chlorite (CL) définit très bien la schistosité S₂ et on note également une dolomitisation (DM) intense. Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe XZ. Échantillon 94247. Indice Lipsett.
- B) Photomicrographie montrant des cristaux de pyrite (PY) du coeur minéralisé. Notez la faible intensité de déformation de la pyrite, de la chlorite (CL) et de la séricite (SR) ainsi que l'absence de carbonates. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe XZ. Échantillon 94248. Indice Lipsett.
- C) Cristaux de quartz du cœur minéralisé montrant une cristallisation en espace libre. Indice Lipsett.



La faible déformation observée dans le cœur minéralisé pourrait être associée à l'événement D₃.

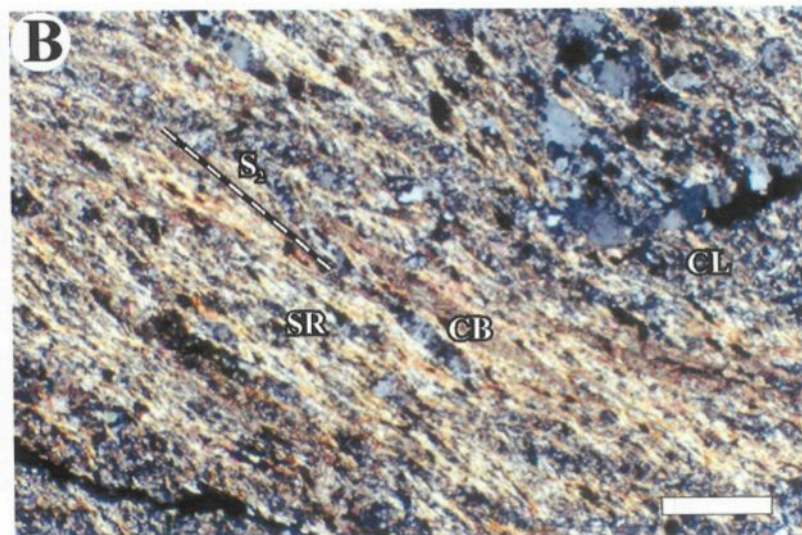
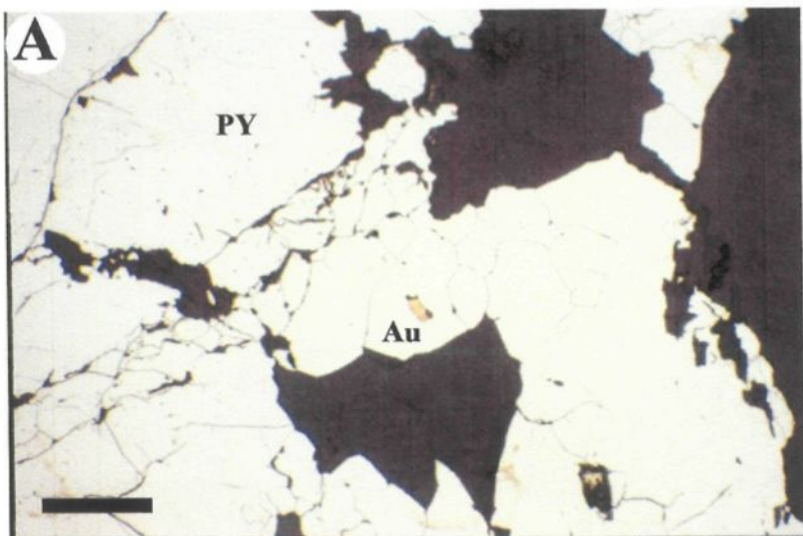
5.2.2.2. Minéralisation syndéformation D₂

Les indices mis en place pendant la déformation D₂ sont les mêmes qui font partie des minéralisations altérées en carbonates. La grande similitude entre les divers indices suggère une genèse commune. Généralement, l'altération et la déformation diminuent rapidement en s'éloignant des veines aurifères. La présence d'inclusions d'or dans la pyrite indique que la cristallisation de ces deux minéraux est contemporaine (Planche 5.3A). Les minéraux d'altération sont fortement affectés par la schistosité S₂ (Planche 5.3B) et ils montrent une distribution plus ou moins symétrique autour des veines. Ces observations suggèrent que les veines et les minéraux d'altération sont cogénétiques. La destruction du plagioclase et des minéraux ferro-magnésiens par les fluides hydrothermaux et l'ajout du K₂O, du S et du CO₂ par ceux-ci sont responsables de la zonalité minéralogique autour des veines. Le fait que les veines et les minéraux d'altération soient affectés par la schistosité S₂ indique que la minéralisation est soit synchrone à l'événement de déformation D₂ ou précoce.

Le cas de l'indice "East Showing" est le mieux documenté. Les veines de quartz nord et sud sont sub-parallèles en direction à la schistosité principale mais montrent une relation angulaire en pendage (Planche 5.1A). Étant donné la présence d'une linéation d'étirement abrupte (Legault et al., 1997), cette relation est compatible avec les fabriques C-S observées dans les zones de cisaillement inverse (Ramsay et Graham, 1970; Fig. 5.3).

Planche 5.3. Minéralisations syn-déformation D₂

- A) Photomicrographie illustrant une inclusion d'or (Au) dans un cristal de pyrite (PY). Barre 0,25 mm. Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon 95097. Indice "East Showing".
- B) Photomicrographie montrant une altération en carbonate de fer (CB), en séricite (SR) et en chlorite (CL) d'un gabbro. Notez que l'alignement de la séricite et de l'ankérite définissent la schistosité S₂. Barre 0,5 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon 94205. Indice "East Showing".
- C) Fragments de basalte fortement altéré et folié à l'intérieur d'une matrice riche en quartz, ankérite, tourmaline (TL) et pyrite (PY). Notez l'orientation variable de la schistosité S₂ dans les fragments. Indice Murgor B.



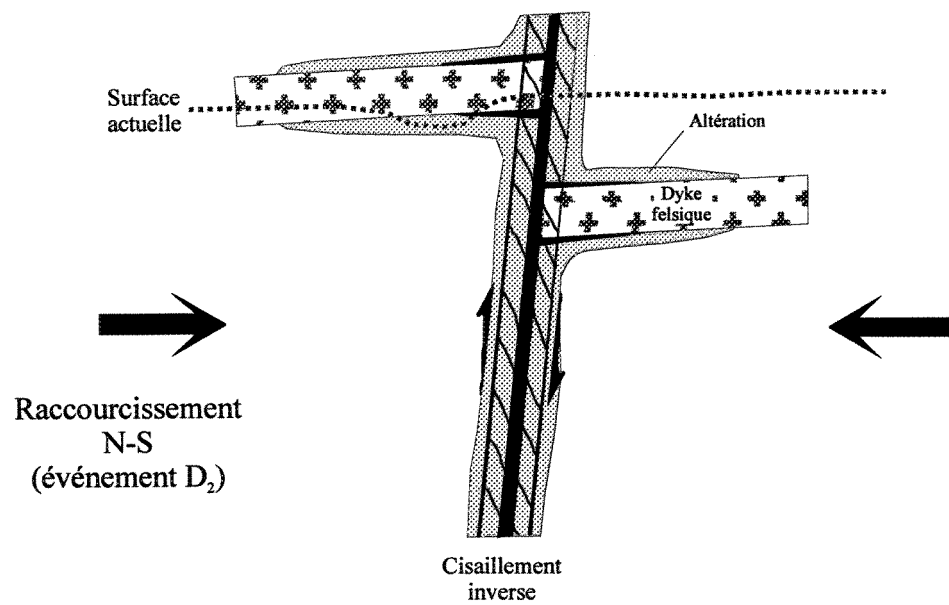


Figure 5.3. Modélisation de la mise en place des veines de quartz de l'indice "East Showing" (en section) lors de l'événement de déformation D₂.

Cette interprétation est soutenue par la présence d'un gradient de déformation et d'altération positif à l'approche de ces veines. Celles-ci se seraient mises en place durant la déformation D_2 compte tenu de sa relation avec la schistosité S_2 . Une genèse similaire serait aussi interprétée pour les indices "West Showing" et Coyote.

À l'indice Murgor B la morphologie et la taille des fragments dans les veines suggèrent que ces brèches ont été générées par des fluides hydrothermaux (fluid-assisted brecciation) selon la classification de Jébrak (1997). Ce type de brèche est commun dans la partie sommitale des dépôts de filons quartz-carbonates aurifères (Colvine et al., 1988; Groves, 1993). L'orientation variable de la schistosité S_2 dans les fragments des brèches aurifères indique une mise en place des veines de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite syn- à post-déformation D_2 (Planche 5.3C). Le fait que ces veines soient boudinées (Legault et al., 1997) indique que celles-ci se sont mises en place avant la fin de l'événement de déformation D_2 et donc ferait partie des minéralisations syn- D_2 .

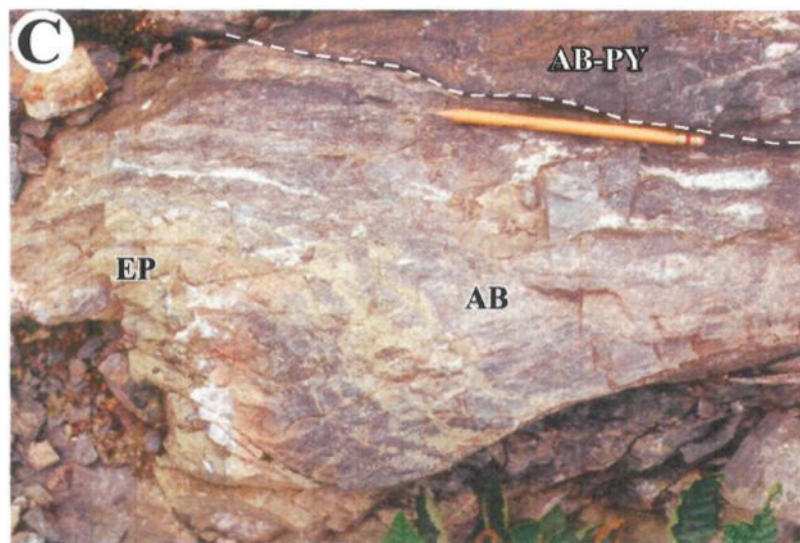
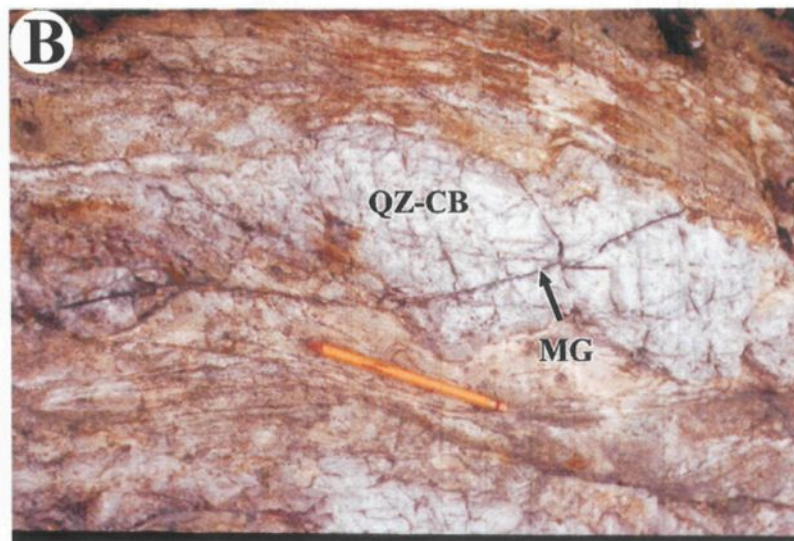
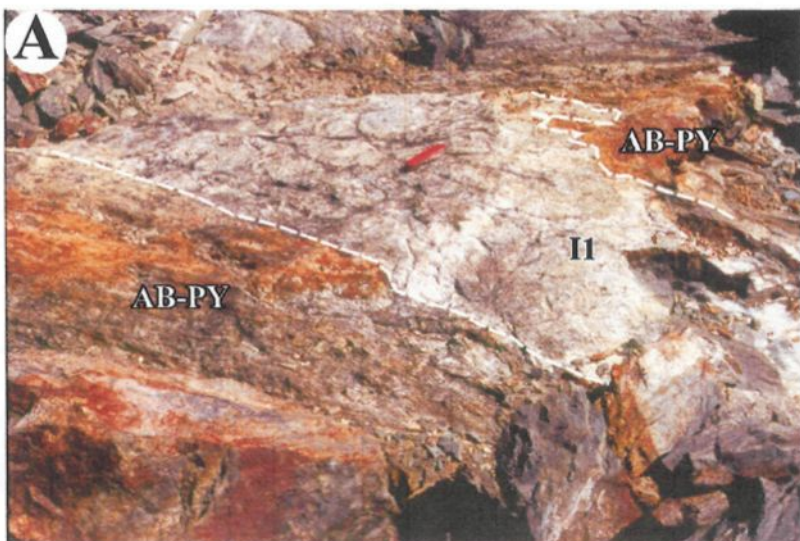
5.2.2.3. Minéralisation pré-déformation D_2

Les deux types de minéralisation aurifère à l'indice Murgor C montrent des relations de recoupement avec des veinules et dykes qui suggèrent une mise en place pré-déformation D_2 . Plus précisément, la veine d'albite-pyrite est précoce par rapport à l'événement de déformation D_2 car:

- 1) un dyke tonalitique recoupe la veine d'albite-pyrite aurifère (Planche 5.4A);
- 2) ce dyke est affecté par les événements de déformation D_2 et D_3 ;
- 3) chimiquement ce dyke montre une affiliation avec l'intrusion synvolcanique du

Planche 5.4. Minéralisations synvolcaniques

- A) Veine d'épaisseur décimétrique d'albite-pyrite (AB-PY) recoupée par un dyke felsique porphyrique (I1). Indice Murgor C. Voir aussi figure 16 de Legault et al. (1997).
- B) Veinule de magnétite (MG) recoupant une veine de quartz-carbonates (QZ-CB). Indice Murgor C.
- C) Veine d'albite-pyrite (AB-PY) recoupée par une veine d'albite (AB) qui est à son tour recoupée par une veine d'épidote (EP). Indice Murgor C. Voir aussi figure 16 de Legault et al. (1997).



CEJ (voir Chapitre 3).

L'association universelle du molybdène avec des dépôts de type porphyrique (dans le dépôt même ou dans les skarns adjacents) indique que ce métal est issu de fluides magmatiques (Kirkham et Sinclair, 1996). La présence de valeur anormale en molybdène [13-40 ppm Mo (cette étude; Claude Dion, données non publiées) versus 1,3 ppm pour les roches felsiques (Turekian, 1977)] dans la veine d'albite-pyrite suggère que des fluides magmatiques sont à l'origine de cette minéralisation. Les veines de quartz sont aussi interprétées comme étant pré-déformation D₂ car:

- 1) une veine de quartz est recoupée par une veinule de magnétite (Planche 5.4B);
- 2) cette même veinule de magnétite est recoupée par une veine d'albite;
- 3) cette veine d'albite est faiblement aurifère et est minéralogiquement similaire à la veine d'albite-pyrite.

La relation de recoupement entre les veines et veinules, les dykes et la schistosité S₂ permet de décortiquer la séquence des événements dans ce secteur (Fig. 5.4). Deux événements de veines d'albite sont reconnus; le premier est aurifère et est recoupé par un dyke felsique et la deuxième est faiblement aurifère (0,28 g/t Au) et recoupe le même dyke felsique ainsi que la veine d'albite aurifère (Planche 5.4C). On peut donc affirmer que ce dyke représente un dyke intraminéral selon la définition de Kirkham (1971). Il est cependant difficile de définir la relation entre les différentes veines et la schistosité S₂. Cependant, une veinule de magnétite recoupe une veine de quartz indiquant que cette dernière s'est mise en place assez tôt dans l'histoire géologique du secteur (Fig. 5.4).

À l'indice des Tranchées, la pyrite (or?), la chlorite et la séricite sont fortement

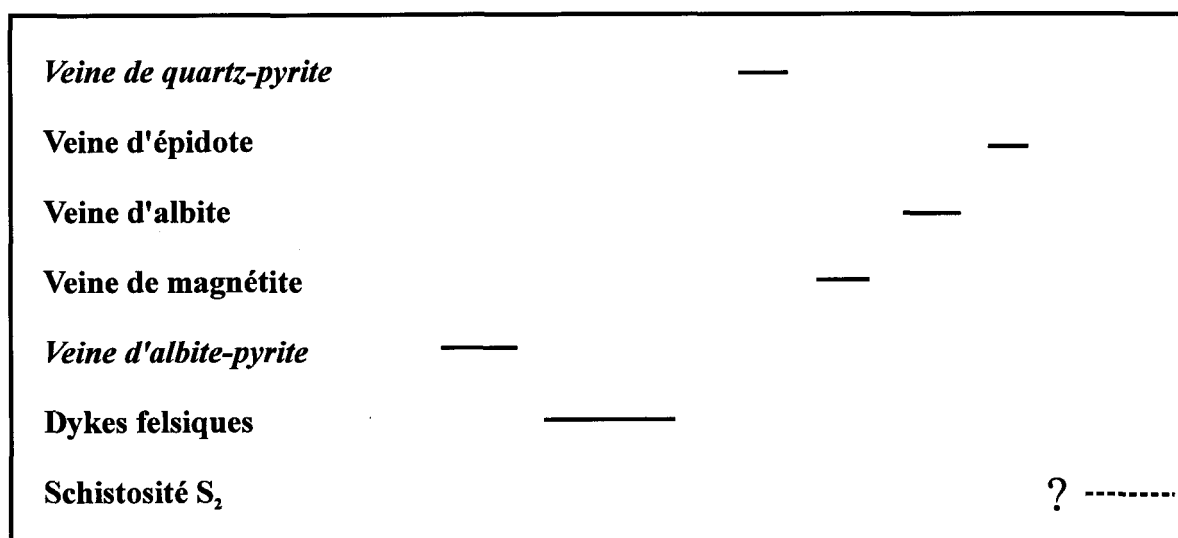


Figure 5.4. Chronologie relative des différents types de veine versus la mise en place des dykes felsiques et de la schistosité principale. Les veines de quartz se sont mises en place entre deux phases de veine d'albite.

alignés dans la schistosité S_2 et donc leur cristallisation s'est faite avant ou pendant l'événement de déformation D_2 . Bien qu'aucune observation directe ne permet de trancher sur sa chronologie de mise en place par rapport à la déformation, l'absence d'altération en carbonates ne suggère pas une minéralisation syndéformation D_2 . La concentration de la minéralisation et de l'altération indique que le contact gabbro - tuf fut un élément favorable à la circulation des fluides minéralisateurs.

5.3. SOMMAIRE

Dans la région à l'étude, les indices aurifères peuvent être classés selon l'altération: (1) séricite et (2) carbonates \pm séricite. La variété d'altération et de style peuvent être le résultat de plusieurs événements de minéralisation. Les observations sur les différents indices indiquent au moins 3 événements de minéralisation aurifère dans le Couloir de déformation de Fancamp. Ces événements ont été documentés par rapport à l'événement de déformation principale D_2 (pré- D_2 , syn- D_2 et post- D_2).

La veine d'albite-pyrite de l'indice Murgor C montre des relations de recoupement qui permettent de conclure à un événement hydrothermal pré-déformation D_2 . Les recoupements suggèrent que la minéralisation aurifère est synchrone à la mise en place des dykes synvolcaniques et donc à l'édification volcanique.

L'indice Murgor C présente aussi un cas spécial du fait qu'on y retrouve deux types de minéralisation aurifère: veines d'albite-pyrite et veines de quartz. Les relations de recoupement des différentes veines suggèrent que les veines de quartz et celles d'albite (\pm

pyrite) sont plus ou moins synchrones et donc précoces à l'événement de déformation D_2 . L'absence de carbonates aux indices Murgor C et des Tranchées suggère que le fluide hydrothermal était plutôt acide (Hedenquist et al., 1996) ce qui est typique des gisements associés à des intrusions felsiques (Sillitoe, 1991). De plus, il est intéressant de constater que ces deux indices sont tous deux associés spatialement à des centres d'émission volcanique (unités B et D respectivement).

Les veines et les brèches de quartz-ankérite de l'indice Murgor B montrent des relations avec la schistosité S_2 qui indiquent une mise en place synchrone à la déformation D_2 . La présence de fragments avec une orientation variable de la schistosité dans les brèches aurifères indique clairement que la mise en place est au plus tôt synchrone à l'événement D_2 . Bien que les relations ne soient pas aussi claires à l'indice "East Showing", la présence de veines à angle en section avec la schistosité dans des zones de déformation, l'altération en carbonates et la symétrie de l'altération et de la déformation autour de la zone aurifère suggèrent une mise en place dans un cisaillement inverse compatible avec l'événement de déformation D_2 . La structuration des minéraux d'altération et des veines selon le plan de la schistosité démontre que la minéralisation a subi la déformation D_2 et qu'elle est donc synchrone à celle-ci. Les grandes similarités entre les indices du "East Showing" et ceux du "West Showing" et Coyote suggèrent une genèse similaire. La présence d'une forte altération en carbonates à ces indices suggère un fluide hydrothermal ayant un pH neutre (Hedenquist et al., 1996) ce qui diffère des minéralisations synvolcaniques.

L'indice Lipsett est considéré comme étant une minéralisation post-déformation D_2 .

Le remplacement des minéraux structurés selon la schistosité S_2 par des minéraux d'altération peu déformés est l'observation clé pour cette classification. Un fluide hydrothermal relativement acide est proposé pour ce type de minéralisation dû à l'absence d'une altération en carbonates (Hedenquist et al., 1996).

La présence d'au moins trois événements de minéralisation aurifère dans le secteur indique que le Couloir de déformation de Fancamp représente un secteur d'hydrothermalisme continu à travers l'histoire géologique du secteur ou encore à des épisodes de remobilisation successives d'un bagage métallique primaire. La présence de zones d'altération synvolcanique centrées sur des centres d'émission volcanique aurait facilité la formation de la schistosité S_2 et la concentration de la déformation pendant l'événement D_2 . Ces zones de déformation ont par la suite été le foyer de minéralisation syndéformation D_2 . Les indices Murgor C – Murgor B et des Tranchées – Coyote sont des minéralisations qui illustrent bien cette relation spatiale entre les minéralisations synvolcaniques et syndéformation D_2 . La proximité de l'indice Lipsett au gisement de Chevrier représente sans doute un cas similaire. Le Couloir de déformation de Fancamp pourrait donc représenter un site de recyclage d'un bagage aurifère précoce.

CHAPITRE 6

LES GISEMENTS DE CHEVRIER SUD ET DE CHEVRIER

6.1. INTRODUCTION

Les gisements de Chevrier Sud et de Chevrier représentent les minéralisations aurifères les plus importantes de la région à l'étude avec plus de 3 millions d'onces d'or contenus au total (Fig. 6.1). Le gisement de Chevrier Sud représente la découverte la plus récente de la région à l'étude (1993). La ressource géologique est estimée à 230 Mt à 0,34 g/t Au (CMI, rapport interne). Le calcul de ressource est cependant basé sur seulement 7 forages espacés de 100 à 200 mètres. Il n'inclut pas les forages HA-100 à HA-102. La zone aurifère, d'environ 800 mètres de long, a été intersectée sur une distance horizontale variant entre 85 à 275 mètres jusqu'à 500 mètres de profondeur (Tableau 6.1). Les trois plus récents forages ont intersecté la zone sur moins de 140 mètres jusqu'à une profondeur de 700 mètres. Un nouveau calcul indiquerait que la ressource géologique est supérieure à la valeur indiquée plus haut.

Le gisement de Chevrier est présentement la minéralisation aurifère du secteur à l'étude la plus explorée et les ressources géologiques sont estimées à 3,56 Mt à 5,1 g/t Au sur une largeur moyenne de 2,7 m, incluant un cœur de 2,1 Mt à 6,25 g/t sur une largeur

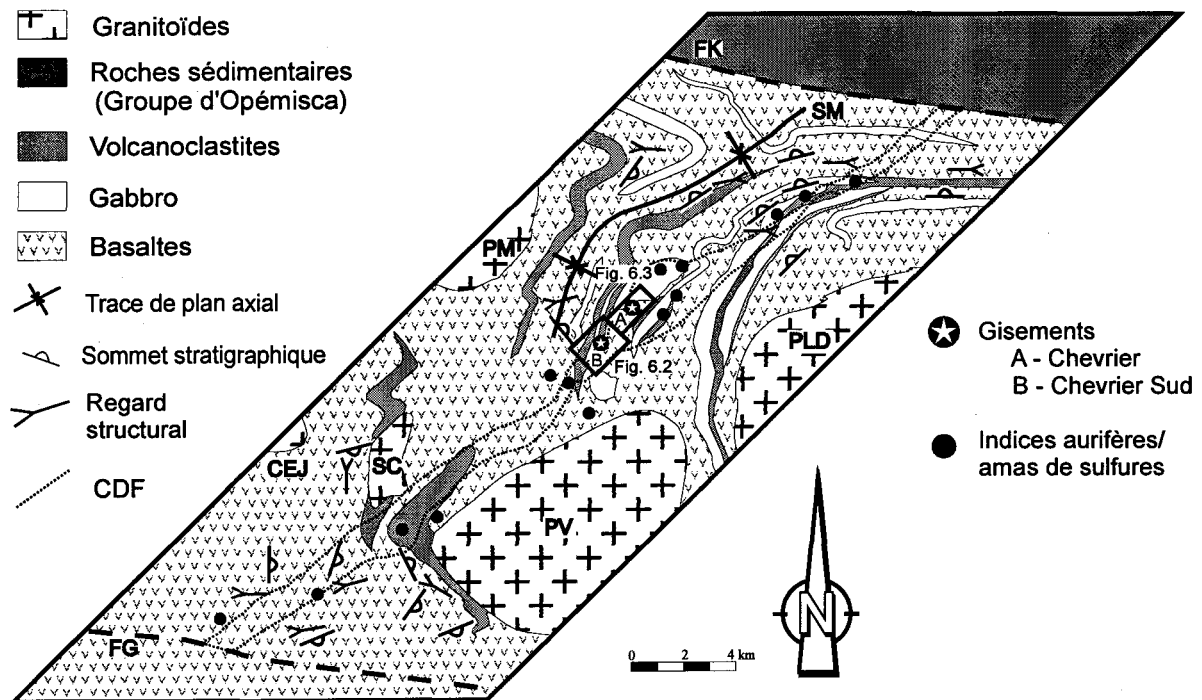


Figure 6.1. Localisation des secteurs des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. FG = faille de Guercheville; FK = faille de Kapunapotagen; SM = Synclinal de Muscocho; PLD = Pluton de La Dauversière; PV = Pluton de Verneuil; PM = Pluton de Muscocho; SC = Stock de Chico; CEJ = Complexe Eau Jaune.

Tableau 6.1. Teneur en or et intersection horizontale des 10 forages du gisement de Chevrier Sud.

| Forages | Teneur Au (g/t) | Intersection horizontale (m) |
|---------|-----------------|------------------------------|
| DB-70 | 0,55 | 172 |
| DB-71 | 0,31 | 145 |
| DB-73 | 0,38 | 275 |
| DB-74 | 0,14 | 85 |
| DB-75 | 0,43 | 185 |
| DB-77 | 0,28 | 150 |
| HA-76 | 0,18 | 170 |
| HA-100 | 0,26 | 68 |
| HA-101 | 0,54 | 17 |
| HA-102 | 0,36 | 140 |

moyenne de 2,9 m (GéoNova Explorations, rapport interne, août 1998). Le calcul de la ressource est basé sur les forages d'Inmet et ceux de GéoNova avec un espacement entre les forages variant de 50 à 100 mètres. Les zones aurifères sont distribuées à l'intérieur d'un couloir NE d'une épaisseur d'environ 500 mètres qui peut être suivi sur une distance de plus de 1500 mètres. En forages, elles ont été intersectées jusqu'à une profondeur de 600 mètres. Originellement, le gisement de Chevrier fut interprété comme une seule zone plus ou moins linéaire d'orientation NE par la CMI (Vincent, 1989). La réévaluation des forages et les nouveaux sondages de GéoNova effectués depuis 1995 indiquent la présence de plusieurs zones difficilement corrélables d'une section à l'autre. La distribution des zones aurifères est basée sur l'information disponible à l'été 1996. Les nouveaux forages effectués depuis ce temps ont permis à GéoNova d'avoir un meilleur contrôle sur la distribution des zones et c'est pour cette raison que leur interprétation des zones aurifères diffère quelque peu de celle de cette étude.

La description lithologique, structurale et métallogénique du gisement de Chevrier Sud repose sur l'examen de 10 forages totalisant environ 6800 mètres, de plusieurs affleurements situés autour du gisement et de quelques affleurements de très faible qualité qui expose la zone minéralisée (Fig. 6.2) (voir annexe 2 pour la description des forages). L'abondance et la qualité de l'information sur le gisement de Chevrier Sud sont donc moins importantes qu'au gisement de Chevrier.

La description du gisement de Chevrier est basée sur l'examen de nombreux affleurements autour du gisement, de 5 décapages de zones minéralisées et de 38 forages totalisant près de 14 000 mètres (Fig. 6.3). L'examen des forages s'est fait

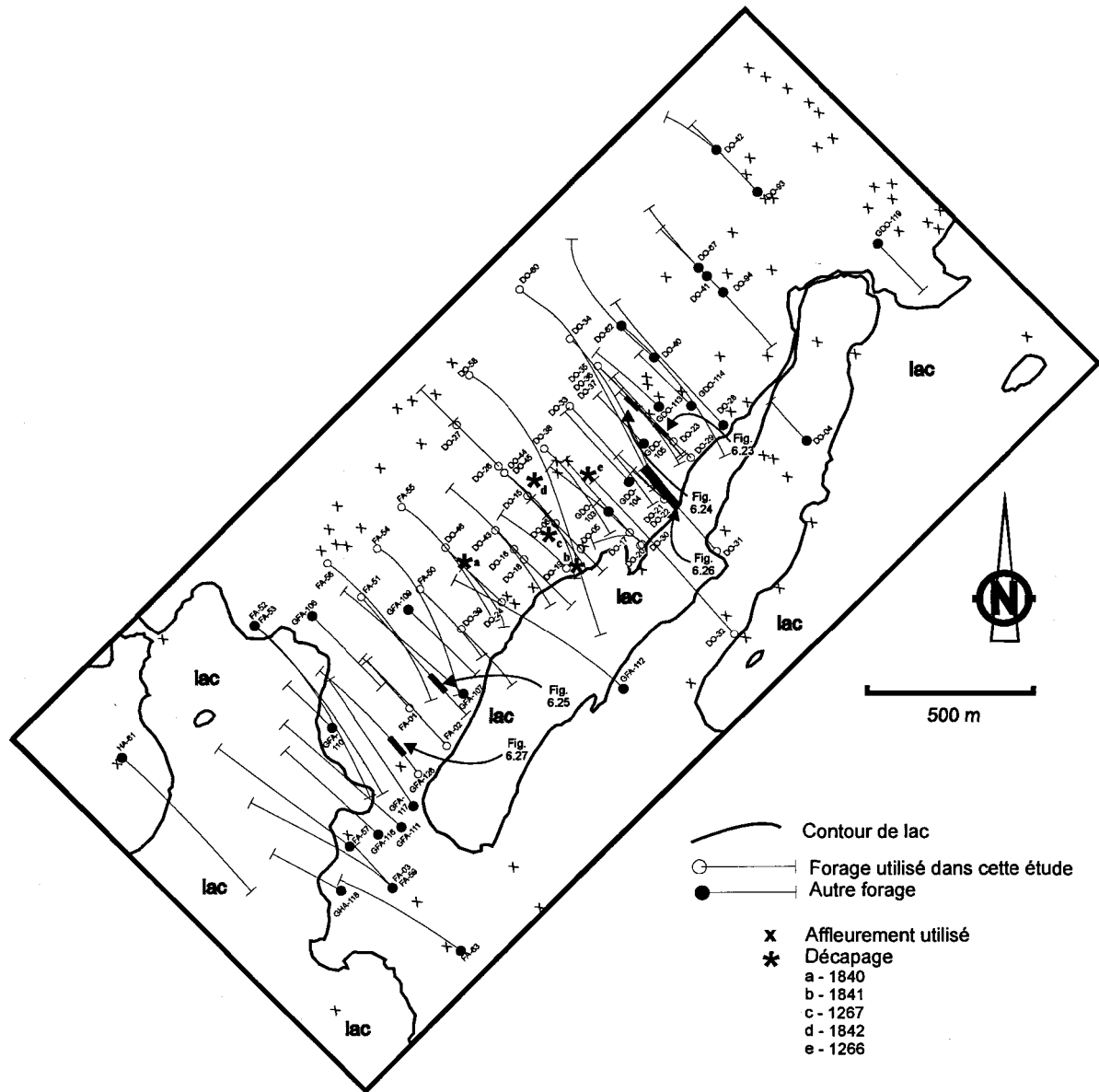


Figure 6.3. Localisation des forages et des affleurements utilisés dans la compilation géologique du gisement de Chevrier.

méthodiquement de sections en sections afin de faciliter l'interprétation géologique. Toutes les épaisseurs citées dans cette section sont des épaisseurs apparentes.

Ces deux gisements ont déjà fait l'objet d'une étude détaillée (Legault et al., 2000) ainsi que de travaux sommaires (Legault et al., 1995, 1997). Cependant, ces publications ne présentent pas toutes les données et elles sont donc incomplètes par rapport à cette thèse.

Les observations sur les gisements de Chevrier Sud et Chevrier serviront à caractériser l'environnement géologique et structural ainsi qu'à décrire et insérer à l'intérieur de cet environnement le ou les événements d'altération et de minéralisation aurifère. Cette caractérisation de l'environnement minéralisateur permettra d'interpréter la genèse de ces gisements en plus de proposer des guides pour l'exploration.

6.2. GÉOLOGIE LOCALE

Les gisements de Chevrier Sud et de Chevrier se situent sur le flanc oriental du synclinal de Muscocho et donc le sommet stratigraphique du secteur est vers l'ONO (Fig. 6.1). La direction des couches varie de N-S à NE-SO. L'ensemble des lithologies est affecté par une schistosité S_2 d'orientation NE-SO à E-O. Cependant, l'orientation de la stratigraphie et de la schistosité sont très variables dans le secteur immédiat des gisements.

6.2.1. Gisement de Chevrier Sud

L'empilement lithologique du secteur Chevrier Sud est constitué de volcanoclastites/coulées felsiques de l'unité E et de basaltes dans lesquels se sont mis en place des filons-couches gabbroïques (Fig. 6.4). La direction des couches dans ce secteur suit une orientation NNE-SSO. La séquence est recoupée par plusieurs dykes felsiques de textures variées. Les basaltes et les gabbros du secteur ont une composition tholéiitique et sont semblables aux autres roches de ce type observées dans la région (voir chapitre 3).

6.2.1.1. Dacite

La puissance de l'empilement de roches felsiques à intermédiaires du secteur varie entre 600 et 900 mètres. La dacite surmonte des basaltes et elle est interprétée comme des tufs à cristaux de quartz et de feldspath dans les descriptions de forage. L'altération hydrothermale, l'abondance de veinules de quartz-carbonates-pyrite, ainsi que la déformation intense rendent toutefois l'identification du protolite très difficile. Le gisement de Chevrier Sud se retrouve à la base de cette unité (Fig. 6.4). Quelques rares affleurements de cette unité sont présents sur des îlots du lac, mais ils sont de très faible qualité. Comme discuté précédemment dans le chapitre 3, l'unité dacitique est interprétée comme des coulées de lave sur la base surtout de sa texture massive, sa composition homogène (porphyrique) et la présence de brèches monolithiques. Le quartz forme généralement 5% de la roche et sa granulométrie varie entre 1 et 4 mm de diamètre. Dans certaines sous-unités, les cristaux de quartz atteignent 1 cm de diamètre. Ces sous-unités

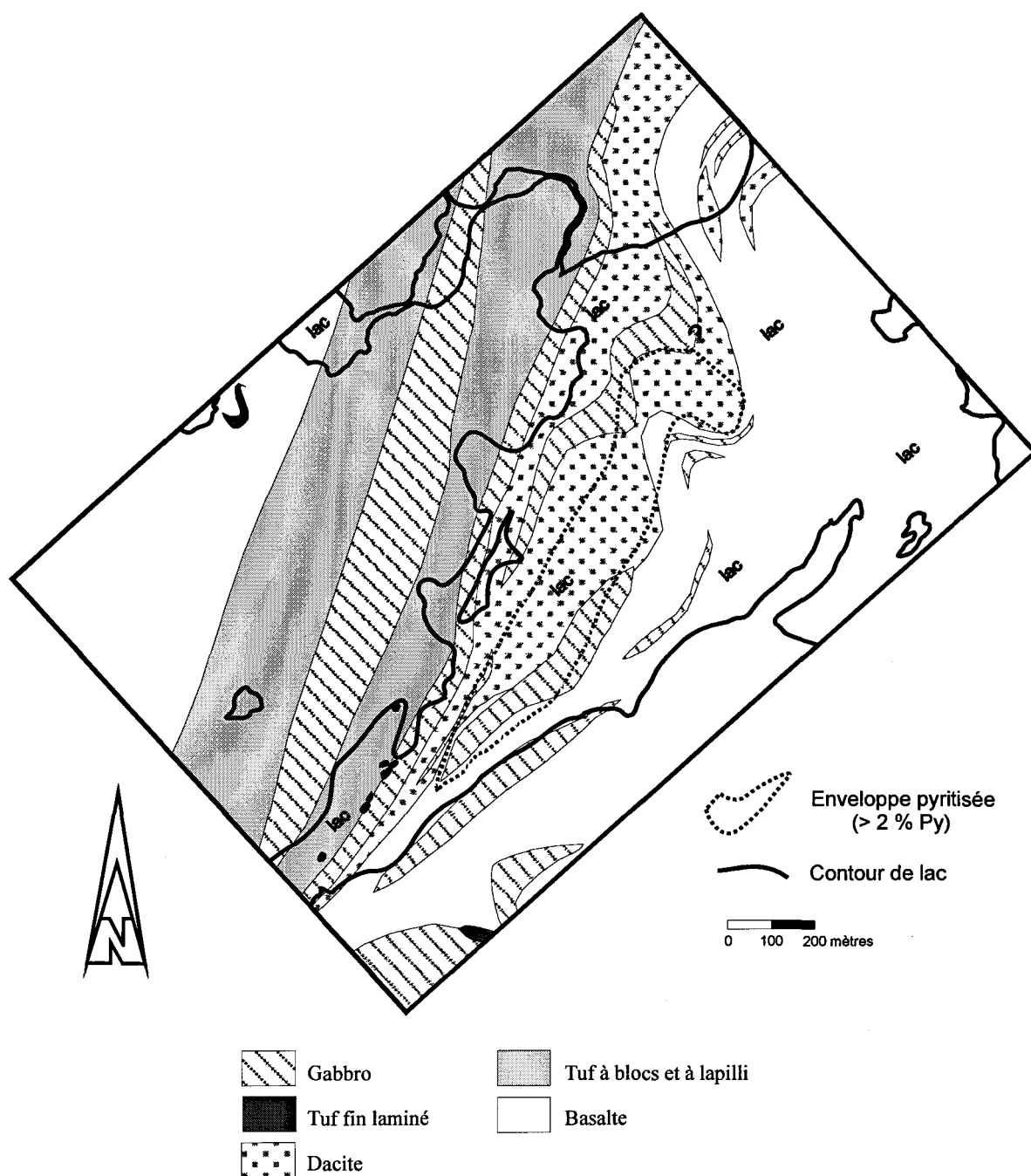


Figure 6.4. Projection en surface de la géologie et de l'enveloppe pyritisée du gisement de Chevrier Sud.

sont en contact graduel avec la dacite massive typique et ne représentent donc pas des dykes. Les cristaux de quartz sont normalement xénomorphes, résorbés et varient de subanguleux à arrondis. Le plagioclase est généralement remplacé par les carbonates et la séricite. Dans les roches faiblement altérées, jusqu'à 10% de phénocristaux de plagioclase généralement moins de 2 mm en diamètre sont observés. Les cristaux sont subidiomorphes.

6.2.1.2. Tuf à lapilli et à blocs

L'unité de dacite est surmontée par une unité de tuf à lapilli et à blocs plus étendue et d'une puissance plus grande. Ce tuf fut observé sur plusieurs affleurements ainsi qu'en forages. Cette unité est très peu déformée et est similaire aux tufs à lapilli et à blocs de l'unité E décrits dans le chapitre 3.

6.2.2. Gisement de Chevrier

L'empilement lithologique du gisement de Chevrier est complexe et est constitué d'une intrusion gabbroïque concordante en apparence et de grande étendue ($\sim 4,5 \text{ km}^2$), de basalte et de volcanoclastites intermédiaires (Fig. 6.5). L'orientation des lithologies varie de NE-SO à E-O. Des dykes gabbroïques et des dykes felsiques recoupent ces unités. Les basaltes et les gabbros sont semblables aux autres roches de ce type observées dans la région (voir chapitre 3). Les volcanoclastites sont en général très déformées et altérées, et elles ne sont observées qu'en forages. Quelques zones aurifères seulement sont associées à

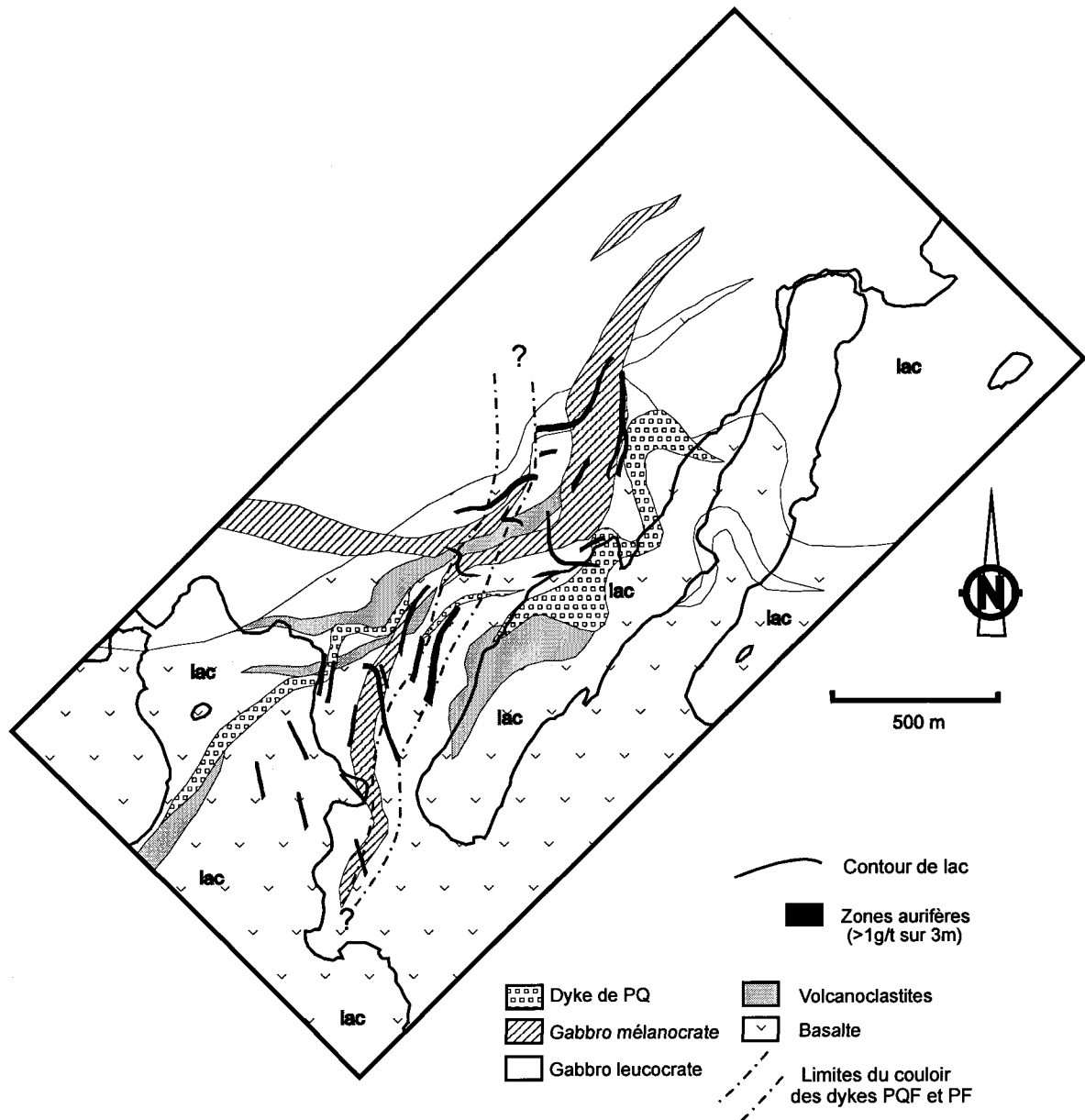


Figure 6.5. Projection en surface de la géologie et des zones aurifères du gisement de Chevrier.

ces unités (Tableau 6.2) et elles montrent généralement de faibles teneurs. Pour ces raisons, ces roches n'ont pas été étudiées en détail.

6.2.2.1. Gabbros

Deux types de gabbros sont observés dans le secteur: le gabbro leucocrate (filon-couche) et le gabbro mélanocrate (dykes). Étant donné que la majorité des zones aurifères sont associées au gabbro mélanocrate (Tableau. 6.2), il est important de différencier ces deux lithologies. Seule une étude détaillée des forages a permis de distinguer les différents faciès de ces deux types de gabbro. Bien que certains faciès de gabbro sont semblables (faciès à oïcocryste de pyroxène, faciès équigranulaire), les deux types peuvent être distinguer l'un de l'autre en observant la nature des contacts intrusifs.

Le tableau 6.3 résume les différences majeures entre les deux gabbros. Comme son nom l'indique, le gabbro leucocrate est en général plus felsique que le gabbro mélanocrate. Le faciès à phénocristaux de plagioclase est typique du gabbro leucocrate. Les phénocristaux peuvent atteindre jusqu'à 4 cm de diamètre et forment en général 5 à 10% de la roche lorsque présents (Planche 6.1A). Le gabbro mélanocrate se distingue par la présence de leucoxène qui forme généralement 5% de la roche et fait de 1-2 mm de diamètre (Planche 6.1A). Les deux types de gabbro possèdent des faciès à magnétite, mais celle-ci tend à être plus grossière dans le gabbro mélanocrate. Cependant, les faciès à magnétite sont plutôt rares dans les deux types de gabbro; la magnétite étant généralement altérée en leucoxène. Tous les gabbros sont affectés par une foliation plus ou moins bien définie qui correspond à la schistosité S_2 .

Tableau 6.2. Compilation de la minéralisation des encaissants de 68 zones aurifères du gisement de Chevrier tel qu'observé en forages.

| Encaissants | Nombre de zones aurifères | Pourcentage | Teneur moyenne (g/t) | Intersection moyenne (m) |
|------------------------|---------------------------|--------------|----------------------|--------------------------|
| I3A MX | 35 | 51,5 | 2,11 | 6,47 |
| Contact I3A MX -PQ | 10 | 14,7 | 2,54 | 8,77 |
| V3B | 10 | 14,7 | 1,61 | 8,71 |
| Contact I3A MX - V2 | 5 | 7,4 | 3,47 | 8,21 |
| Contact V3B - PQ | 3 | 4,4 | 1,61 | 8,20 |
| Contact I3A MX - V3B | 2 | 2,9 | 1,54 | 30,13 |
| Contact V3B - V2 | 1 | 1,5 | 1,09 | 4,85 |
| Contact V2 - PQ | 1 | 1,5 | 1,86 | 3,40 |
| V2 | 1 | 1,5 | 1,78 | 3,00 |
| TOTAL (moyenne) | 68 | 100,0 | (2,11) | (7,91) |

I3A MX - gabbro mélanocrate; PQ - Dyke à PQ; V3B - basalte; V2 - volcanoclastite intermédiaire

| Encaissants | Type veine | Épaisseur moyenne de VQ | Teneur moyenne (g/t) | Intersection moyenne (m) | Type injections | % de VQ | Teneur moyenne (g/t) | Intersection moyenne (m) |
|------------------------|------------|-------------------------|----------------------|--------------------------|-----------------|-------------|----------------------|--------------------------|
| I3A MX | 13 | 102 cm | 2,16 | 7,23 | 22 | 15 | 2,08 | 6,01 |
| Contact I3A MX -PQ | 1 | 70 cm | 2,43 | 5,10 | 9 | 10 | 2,55 | 9,17 |
| V3B | 4 | 210 cm | 1,75 | 9,46 | 6 | 19 | 1,51 | 8,20 |
| Contact I3A MX - V2 | 2 | 70 cm | 6,74 | 6,70 | 3 | 16 | 1,29 | 9,22 |
| Contact V3B - PQ | 2 | 125 cm | 1,74 | 10,70 | 1 | 20 | 1,36 | 3,20 |
| Contact I3A MX - V3B | 0 | --- | --- | --- | 2 | 15 | 1,54 | 30,13 |
| Contact V3B - V2 | 0 | --- | --- | --- | 1 | 10 | 1,09 | 4,85 |
| Contact V2 - PQ | 0 | --- | --- | --- | 1 | 25 | 1,86 | 3,40 |
| V2 | 0 | --- | --- | --- | 1 | 4 | 1,78 | 3,00 |
| TOTAL (moyenne) | 22 | (119 cm) | (2,48) | (7,81) | 46 | (15) | (1,94) | (7,97) |

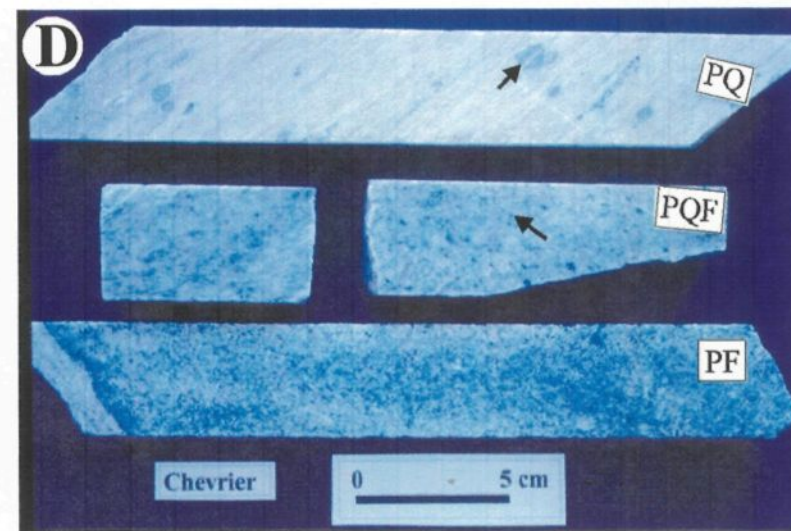
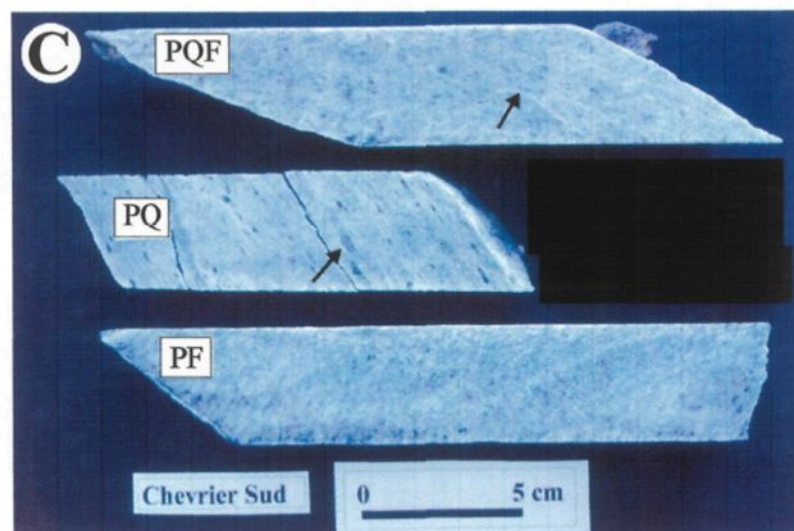
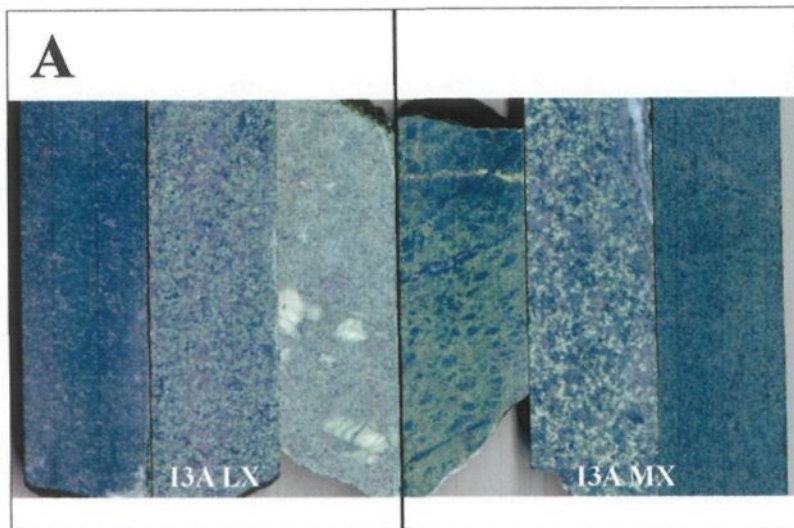
Tableau 6.3. Comparaison entre le gabbro leucocrate et le gabbro mélanocrate du gisement de Chevrier.

| Type | Gabbro leucocrate | Gabbro mélanocrate |
|---|-------------------|--------------------|
| Forme | Grande intrusion | Dykes |
| Pourcentage minéraux felsiques* | Mode 60 - 75% | Mode 30 - 35% |
| Phénocristaux de plagioclase (> 1 cm) | Local | Absent |
| Leucoxène | < 5%; < 1 mm | 5%; 1-2 mm |
| Âge relatif | Plus vieux | Plus jeune |
| Minéralisation | Absente | Commune |

*- estimation visuelle

Planche 6.1. Lithologies des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier I

- A) Exemples des deux types de gabbro observés dans le secteur du gisement de Chevrier. Le gabbro leucocrate (I3A LX) est généralement plus felsique et moins riche en leucoxène que le gabbro mélanocrate (I3A MX). Les carottes font environ 3,5 cm de largeur.
- B) Contact entre un gabbro mélanocrate (I3A MX) et le gabbro leucocrate (I3A LX). La variation de granulométrie de très fin à moyen du gabbro mélanocrate indique une bordure de trempe. Les carottes font environ 3,5 cm de largeur. Forage DO-27 ~ 60 m. Gisement de Chevrier.
- C) Échantillons représentatifs des trois types de dyke felsique observés au gisement de Chevrier Sud. Les flèches pointent vers des phénocristaux de quartz. Remarquez la similarité entre les dykes de PF et de PQF.
- D) Échantillons représentatifs des trois types de dyke felsique observés au gisement de Chevrier. Les flèches indiquent des phénocristaux de quartz. Remarquez la grande similarité entre les dykes de PF et de PQF, et la dimension des phénocristaux de quartz du dyke de PQ.



En deux occasions un contact frais et non déformé entre ces deux types de gabbro fut observé. Dans les deux cas, le gabbro leucocrate grossier était en contact avec un gabbro mélanocrate à grains très fins qui devenait plus grossiers en s'éloignant du contact (Planche 6.1B). Ces observations suggèrent que le gabbro mélanocrate possède une bordure de trempe et qu'il recoupe le gabbro leucocrate.

6.2.3. Dykes felsiques

Les gisements de Chevrier Sud et de Chevrier sont spatialement associés à une multitude de dykes felsiques. La puissance métrique de ces dykes et la faible densité de forages à Chevrier Sud ne permettent pas leurs illustrations sur la figure 6.4. Cependant à Chevrier, certains de ces dykes sont de puissance plurimétrique et ils sont donc représentés à la figure 6.5. Une étude détaillée fut effectuée sur ces dykes afin de les utiliser comme marqueur chronologique.

L'environnement géologique des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier est caractérisé par trois familles de dyke felsique porphyrique: PQ (porphyre à quartz), PQF (porphyre à quartz-feldspath) et PF (porphyre à feldspath) (Planche 6.1C et D; Tableau 6.4). Ceux-ci ne sont observés qu'en forages au gisement de Chevrier Sud, tandis qu'à Chevrier quelques dykes de PQ et de PQF sont présents en affleurements. Le tableau 6.4 résume les différentes caractéristiques des dykes felsiques. Tous les dykes felsiques des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier sont affectés par une foliation plus ou moins bien définie qui correspond à la schistosité S_2 . Les dykes de PQF et de PF sont

Tableau 6.4. Classification des dykes felsiques présents dans les 38 forages observés du gisement de Chevrier et dans les 10 forages du gisement de Chevrier Sud.

| Dykes felsiques | PQ | | PQF | | PF | |
|-----------------------------|-------------------|-----------------|---------------------|--------|-------------------|---------|
| Gisements | C | CS | C | CS | C | CS |
| Nombre observé | 86 | 20 ¹ | 13 ² | 31 | 86 | 16 |
| Puissance (m) ⁴ | 19,6 ³ | 18,7 | 4,7 | 10,8 | 3,0 | 3,2 |
| Couleur | Blanc à gris pâle | | Rouge-brun | | Rouge-brun | |
| Phénocristaux | Quartz | | Quartz, Plagioclase | | Plagioclase | |
| Abondance de phénocristaux | 5% | | 1-2%, 25% | | 25% | |
| Diamètre | 5-15 mm | 1-2 mm | 1 mm, 1-4 mm | | 2-5 mm | |
| Altération | Forte SE, AK | | Modérée SE, AK, CL | | Faible SE, CL, CC | |
| Déformation | Modérée à forte | | Faible à modérée | | Faible | |
| Valeur aurifère (> 100 ppb) | Locale | Commune | Absente | Locale | Absente | Absente |

C - Chevrier; CS - Chevrier Sud

AK - Ankérite; CC - Calcite; CL - Chlorite; SE - Séricite

1 - le nombre de dyke PQ est possiblement plus élevé mais à cause de l'intense altération et déformation leur identification est plus difficile dans la dacite

2 - le nombre de dyke PQF est possiblement plus élevé au détriment des dykes PF à cause de la faible granulométrie et du faible pourcentage de quartz qui rend la différenciation entre les deux parfois difficile.

3 - plusieurs forages terminent dans des dykes PQ, donc la moyenne représente en fait une valeur minimum.

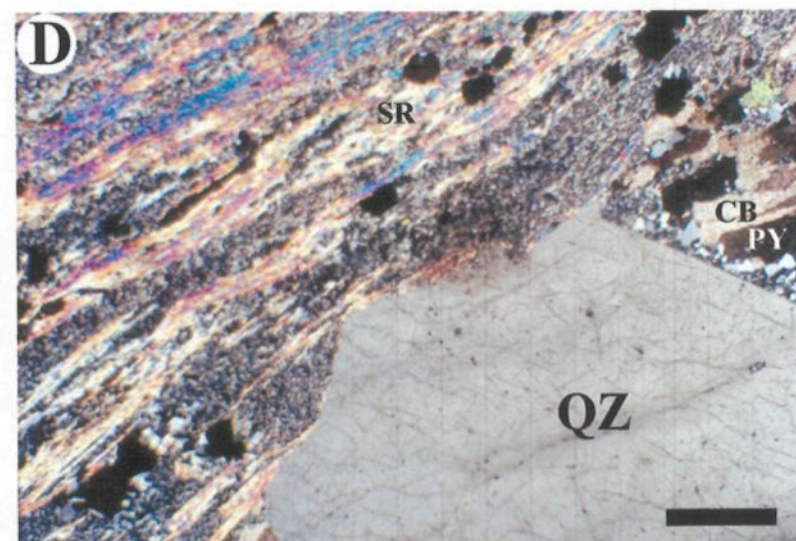
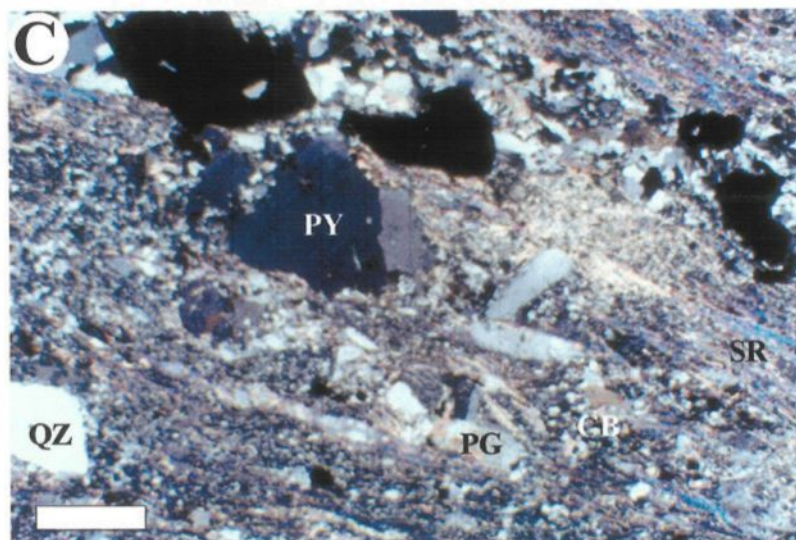
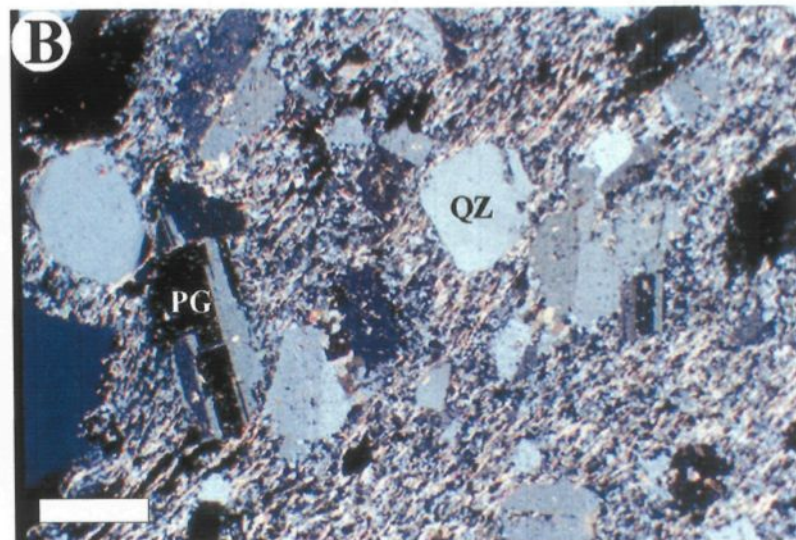
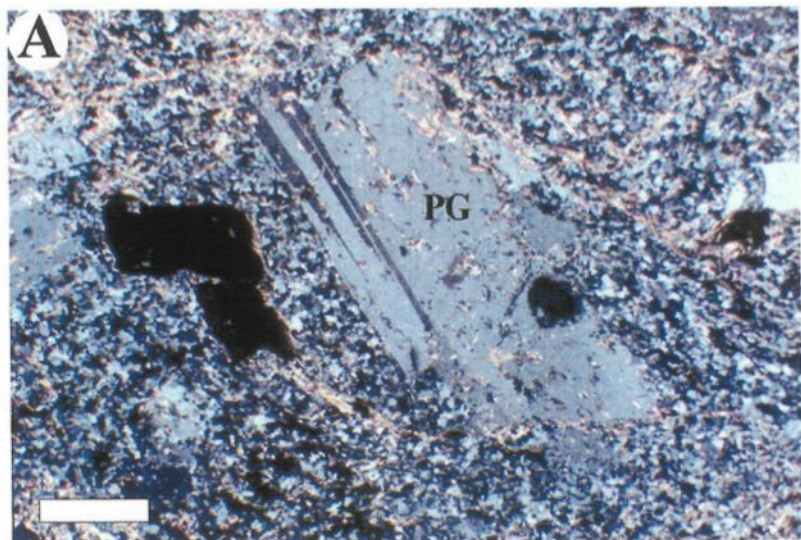
4 - puissance apparente moyenne

péetrographiquement très semblables (Planche 6.2A et B). Les dykes de PQ cependant sont très différents des dykes de PQF et de PF. Ils sont plus leucocrates et plus fortement altérés et déformés (Planche 6.2C). Les dykes de PQ sont texturalement et minéralogiquement semblables à l'unité dacitique. Dans deux intersections en forage de dykes de PQ du gisement de Chevrier Sud, des dykes de PQF et de PF montrent des bordures de trempe et donc sont interprétés comme recoupant les dykes de PQ. Ces observations indiquent qu'ils sont plus jeunes que les dykes de PQ.

Les dykes de PQF et de PF au gisement de Chevrier sont identiques aux dykes de PQF et de PF du gisement de Chevrier Sud. Seule la présence de quelques phénocristaux de quartz permet la distinction entre ces deux types de dykes. Les dykes de PQ de Chevrier sont similaires aux dykes de PQ de Chevrier Sud. Seule la dimension des phénocristaux de quartz est différente. Les phénocristaux de quartz des dykes de PQ de Chevrier atteignent régulièrement plus de 1 cm de diamètre (Planche 6.2D). Certaines sous-unités de la dacite du gisement de Chevrier Sud sont texturalement et péetrographiquement très semblables aux dykes de PQ de Chevrier. Les dykes de PQF et de PF se retrouvent dans un couloir d'environ 100 mètres de largeur d'orientation NNE-SSO qui peut être suivi sur une distance de plus de 1600 mètres (Fig. 6.5). À l'extérieur de ce couloir, seulement quelques dykes de PQF et de PF isolés sont reconnus. Plusieurs dykes de PQ sont aussi concentrés à l'intérieur d'un couloir. Celui-ci est d'orientation ENE-OSO et il est donc à angle avec le couloir des dykes de PQF et de PF (Fig. 6.5). Une intrusion de PQ de plus grande dimension fut intersectée à trois endroits au SE du gisement de Chevrier (Fig. 6.5). Cette masse (plus de 100 mètres d'épaisseur) est cependant très altérée et déformée, ce qui

Planche 6.2. Lithologies des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier II

- A) Photomicrographie d'un dyke de PF du gisement de Chevrier Sud. Remarquez la faible altération des plagioclases (PG) et la presque absence de carbonates et de séricite. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-70-26.
- B) Photomicrographie d'un dyke de PQF du gisement de Chevrier Sud. Remarquez la similarité avec le dyke de PF (photo précédente). PG – plagioclase; QZ – quartz. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-70-6.
- C) Photomicrographie d'un dyke de PQ du gisement de Chevrier Sud. Remarquez l'altération des plagioclases (PG) et la présence de carbonates (CB), de séricite (SR) et de pyrite (PY). Teneur 0,49 g/t Au. QZ – quartz. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-70-24.
- D) Photomicrographie d'un dyke de PQ du gisement de Chevrier montrant une forte carbonatation (CB) et séricitisation (SR). Teneur 3,48 g/t Au. PY – pyrite; QZ – quartz. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon FA-55-2.



empêche de préciser s'il s'agit d'un dôme dacitique ou d'une intrusion sub-volcanique.

Des dykes de PQ de puissance métrique recoupent le gabbro leucocrate au gisement de Chevrier. Des relations de recoupement mutuels sont observés entre les dykes de PQ et les gabbros mélanocrates, ce qui suggère que la mise en place de ces deux types d'intrusion est synchrone. À quelques endroits en forages, des dykes de PQ sont recoupés par des dykes de PF, indiquant que les dykes de PQ sont plus vieux que ces derniers. Aucune relation de recoupement ne fut observée entre les dykes de PQF et les autres dykes felsiques.

Ces trois familles de dykes felsiques font partie des dykes tonalitiques présentés dans le chapitre 3. La faible concentration en strontium, le faible rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ et le rapport élevé FeO/MgO des dykes de PQ, PQF et PF sont caractéristiques des dykes tonalitiques ainsi que des plutons synvolcaniques. De plus, la composition chimique de ces trois familles de dykes est très analogue à celle de la dacite retrouvée au gisement de Chevrier suggérant ainsi que les dykes font partie de l'édifice volcanique felsique et qu'ils sont d'âge synvolcanique.

6.3. GÉOLOGIE STRUCTURALE

6.3.1. Introduction

Lors de l'examen des forages des gisements de Chevrier Sud et de Chevrier, l'angle de la schistosité S_2 avec l'axe de la carotte et l'indice d'anisotropie planaire (section 4.3)

furent notés. En se servant des mesures structurales provenant des affleurements comme contrôle, les informations recueillies permettent de tracer la trajectoire de la schistosité S_2 ainsi que la distribution de l'intensité de déformation dans ce secteur. En affleurement, le pendage de la schistosité et la plongée de la linéation d'étirement sont abrupts. En utilisant ces observations, il est possible de réorienter la carotte afin de satisfaire à ces deux exigences et d'obtenir l'angle correct entre la schistosité et la carotte.

Les cartes de trajectoire de la schistosité S_2 et de la distribution de la déformation (Figs. 6.6 et 6.7) ont été construites avec les données recueillies des forages et des affleurements (Figs. 6.1 et 6.2). L'interprétation du tracé de la schistosité est possible grâce à l'identification préalable du style de plissement présent dans le CDF. Étant donné que les minéraux d'altération tels la chlorite et la séricite ont subi l'événement de déformation D_2 , les zones de déformation D_2 (ZDD₂) devraient suivre les trajectoires de la schistosité S_2 . Cependant, dans certains secteurs où la quantité de données est importante, il ressort qu'il y a des ZDD₂ qui sont à angle avec le tracé de la schistosité.

6.3.2. Trajectoire de la schistosité S_2

L'agencement observé aux gisements de Chevrier Sud et de Chevrier du tracé de la schistosité S_2 est typique de l'ensemble du CDF. À l'extérieur du CDF au gisement de Chevrier Sud la schistosité suit une orientation uniforme, soit 045 dans le secteur NO et 080 dans le secteur SE (Fig. 6.6). À l'intérieur du CDF, la schistosité décrit des plis hectométriques dont le plan axial est de direction 020. Le plissement est plus accentué

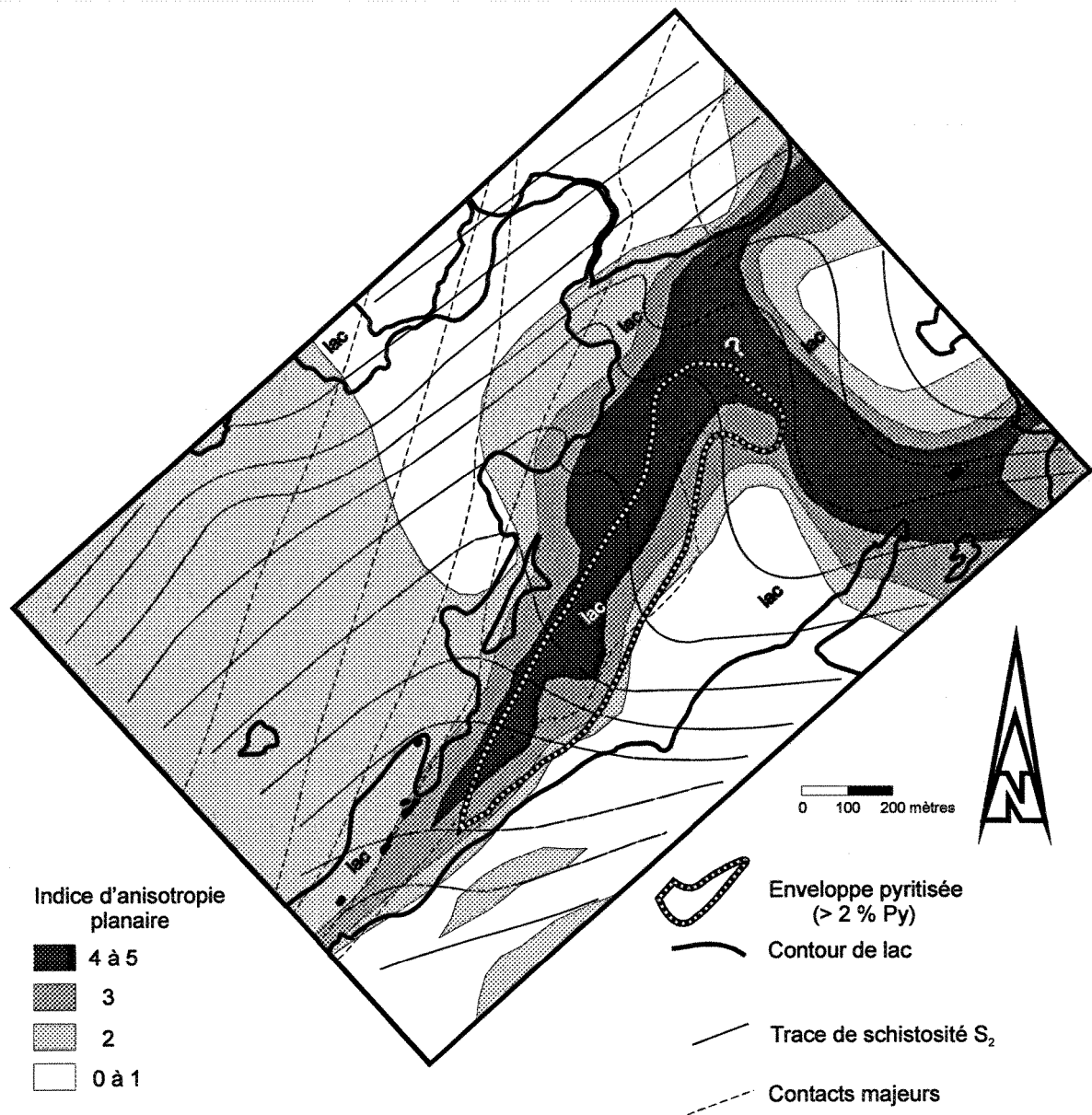


Figure 6.6. Carte des trajectoires de la schistosité principale et de l'intensité de déformation pour le gisement de Chevrier Sud. Notez la relation angulaire entre la schistosité principale, le couloir de déformation et les contacts stratigraphiques.

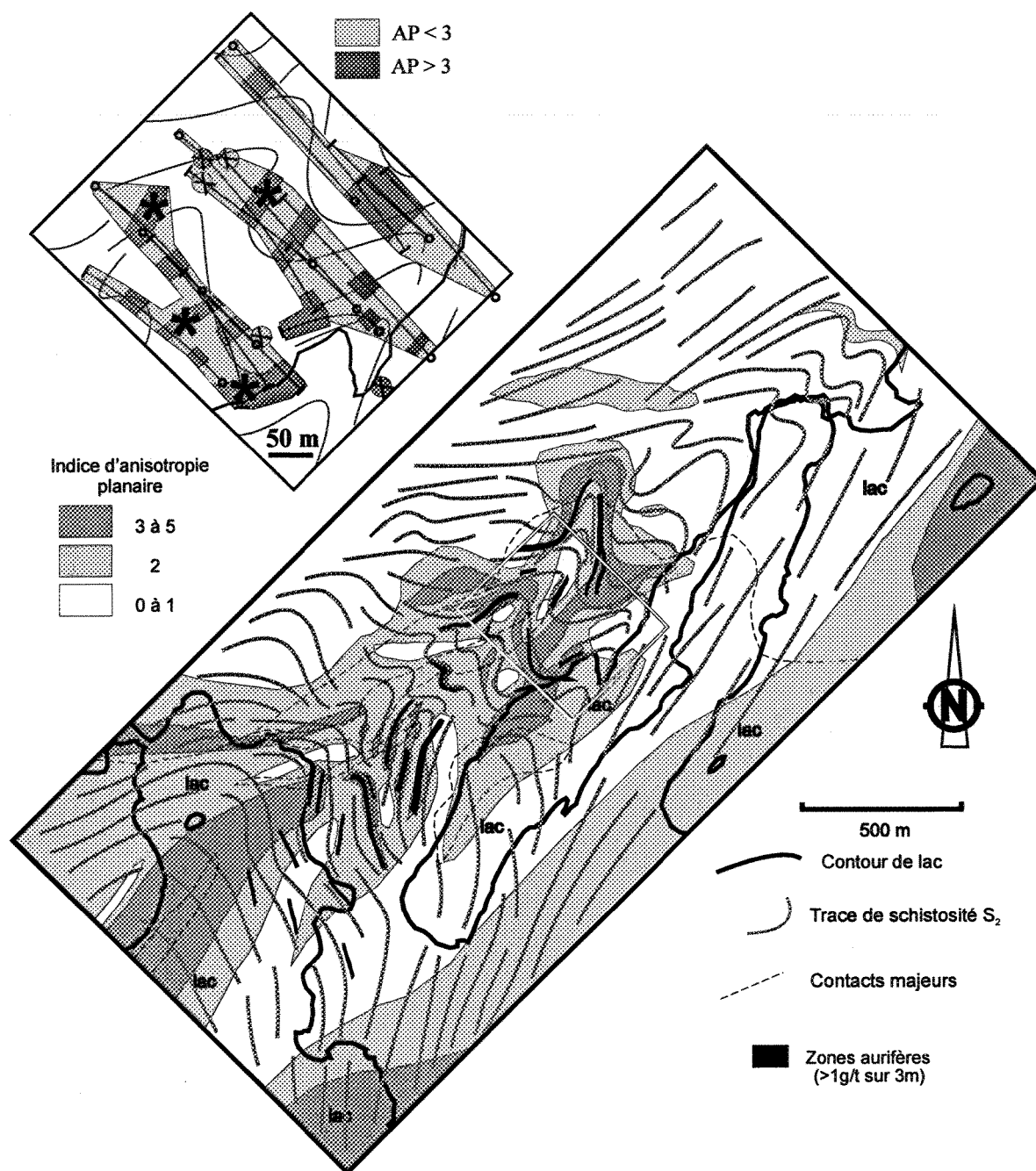


Figure 6.7. Carte des trajectoires de la schistosité principale et d'intensité d'anisotropie planaire (AP) pour le gisement de Chevrier. La densité de forage et les observations sur les décapages (*) et affleurements (X) permettent d'identifier des zones de déformation qui sont à angle avec le tracé de la schistosité S₂ (coin supérieur gauche). Cet exemple provient du secteur au nord-ouest de la pointe du lac au centre de la figure (encadré).

dans le secteur nord alors qu'il s'amortit progressivement vers le sud. Un clivage secondaire S_3 d'orientation NE est associé à ces plis et il devient très intense localement. En forage, une attention particulière a dû être apportée afin de le distinguer de la schistosité S_2 . Cependant, l'orientation du S_3 est constante (NE-SO) et est à fort angle avec l'axe de la carotte. Cette dernière observation permet de facilement distinguer la S_2 de la S_3 surtout dans les cas où la schistosité S_2 est plus ou moins parallèle à l'axe de la carotte.

La carte de trajectoire du gisement de Chevrier Sud indique que la schistosité S_2 est à fort angle avec la direction des couches (Fig. 6.6). Ce point suggère donc que le secteur se situe dans une charnière de pli P_2 .

Dans le secteur du gisement de Chevrier, le CDF a une puissance beaucoup plus importante qu'ailleurs dans la région à l'étude. En fait, le gisement de Chevrier se situe dans la charnière d'un pli P_3 d'une longueur d'onde d'environ 2 kilomètres (voir chapitre 4). À l'est et à l'ouest du gisement, la schistosité orientée NE représente le flanc du pli (Fig. 6.7). À l'intérieur du gisement, un plissement de la schistosité à une échelle métrique à décimétrique avec un plan axial de direction général NE est observé. Un clivage de crénulation S_3 est localement associé à ce plissement. Cependant, ce clivage est assez espacé (> 1 cm) et il est donc facile de le distinguer de la schistosité S_2 .

6.3.3. Distribution de l'intensité de déformation

Le développement de l'anisotropie planaire permet d'estimer l'intensité de la déformation. Le maximum de déformation au gisement de Chevrier Sud est centré sur

l'unité dacitique, alors que les basaltes et les tufs à blocs adjacents sont en général peu déformés (Fig. 6.6). Cette ZDD₂ montre une schistosité S₂ intense avec une forte linéation d'étirement abrupte. Cette zone est sub-parallèle à l'orientation des strates et donc ne suit pas le tracé de la schistosité S₂ (Fig. 6.6). En fait, il existe un fort angle entre les deux suggérant un contrôle qui a facilité le développement intense de la schistosité S₂ dans le secteur du gisement de Chevrier Sud. Dans ce cas, une zone d'altération précoce à l'événement de déformation D₂ représenterait un exemple d'un contrôle qui permettrait la formation d'une ZDD₂ à angle avec la schistosité S₂. Cette hypothèse expliquerait aussi le développement d'une ZDD₂ dans une dacite qui présente une compétence plus élevée que les basaltes et les tufs à blocs adjacents. Un autre contrôle possible serait un jeu le long de failles tardives qui aurait modifié la forme originale de la ZDD₂ et qui aurait ainsi créé un patron de plissement erroné de la S₂.

Les ZDD₂ au gisement de Chevrier sont associées soit aux minéralisations aurifères, soit à des lithologies spécifiques. Les zones associées à la minéralisation aurifère sont en général étroites (< 30 mètres) et elles montrent une schistosité S₂ intense avec une linéation d'étirement abrupte très bien définie. L'échelle de la figure 6.7 ne permet pas la représentation de toutes les ZDD₂. Les zones associées à des lithologies spécifiques correspondent aux unités volcanoclastiques et aux dykes de PQ. Ces unités sont généralement très altérées en ankérite et en séricite et sont localement aurifères. La combinaison de ces deux types de ZDD₂ produit une distribution de déformation complexe pour le secteur du gisement de Chevrier. Comme dans le cas du gisement de Chevrier Sud, il y a des secteurs au gisement de Chevrier où le tracé de la schistosité S₂ est à angle avec

les ZDD₂ (Fig. 6.7). La densité de forage dans ces secteurs permet de préciser la continuité de certaines ZDD₂ qui montre une relation angulaire avec l'angle de la schistosité observé en forages comme le démontre l'exemple sur la figure 6.7.

6.3.4. Synthèse

Les gisements de Chevrier Sud et de Chevrier se retrouvent à l'intérieur du CDF où le plissement dû à l'événement D₃ est localement très intense. De plus, ces gisements sont spatialement associés à des ZDD₂. La haute densité de données (forages et affleurements) dans certains secteurs permet de déduire qu'il y a des ZDD₂ qui sont à angle avec le tracé de la schistosité S₂. La zone de déformation concordante avec la stratigraphie au gisement de Chevrier Sud en est le meilleur exemple. Cette relation angulaire est inusitée en comparaison avec la plupart des gisements orogéniques (p.ex. "East Showing") où le tracé de la schistosité S₂ est sub-parallèle en plan à la ZDD₂. Elle suggère un contrôle exercé soit avant (p.ex. zone d'altération pré-D₂), soit après la formation de la schistosité S₂ (p.ex. jeu de failles tardives). Cette dernière hypothèse semble cependant moins plausible compte tenu du contrôle (affleurements et forages) qui existe pour l'orientation de la schistosité S₂, des ZDD₂ et des zones minéralisées.

6.4. MINÉRALISATION

6.4.1. Gisement de Chevrier Sud

6.4.1.1. Distribution de la minéralisation aurifère

La minéralisation aurifère du gisement de Chevrier Sud se situe à l'intérieur d'une enveloppe pyritisée ($> 2\%$ PY) d'une puissance d'environ 200 m en son centre et peut être suivie sur environ 1 km (Fig. 6.4). Cette enveloppe demeure ouverte en profondeur et vers le nord-est. Sa forme est plus ou moins centrée sur le contact dacite/basalte. La section 34+50W illustre bien la relation entre le contact majeur basalte/dacite, l'enveloppe pyritisée et la zone aurifère (Fig. 6.8). Bien que le contenu moyen de pyrite dans cette enveloppe est de 2%, localement il peut atteindre plus de 10%. La quantité de chalcoppyrite est généralement inférieure à 1% dans l'enveloppe pyritisée.

L'enveloppe pyritisée coïncide avec un secteur riche en veinules de quartz-carbonates-pyrite. Celles-ci seront décrites plus tard dans la section « Veines et phases métallique ». Les valeurs d'or et d'argent ne sont pas proportionnelles à l'abondance de veinules dans l'encaissant comme le démontre bien la figure 6.9. Cependant, il est intéressant de noter que plusieurs enrichissements en or sont associés à des enrichissements en argent et en cuivre. Aussi il y a une quantité plus importante de veinules dans les dykes de PQ que dans l'encaissant de dacite. Des valeurs plus élevées en argent, cuivre et zinc sont retrouvées dans la partie inférieure du forage DB-73. Ces valeurs coïncident aussi à un changement de lithologie (dacite à basalte). Étant donné que ces éléments sont en

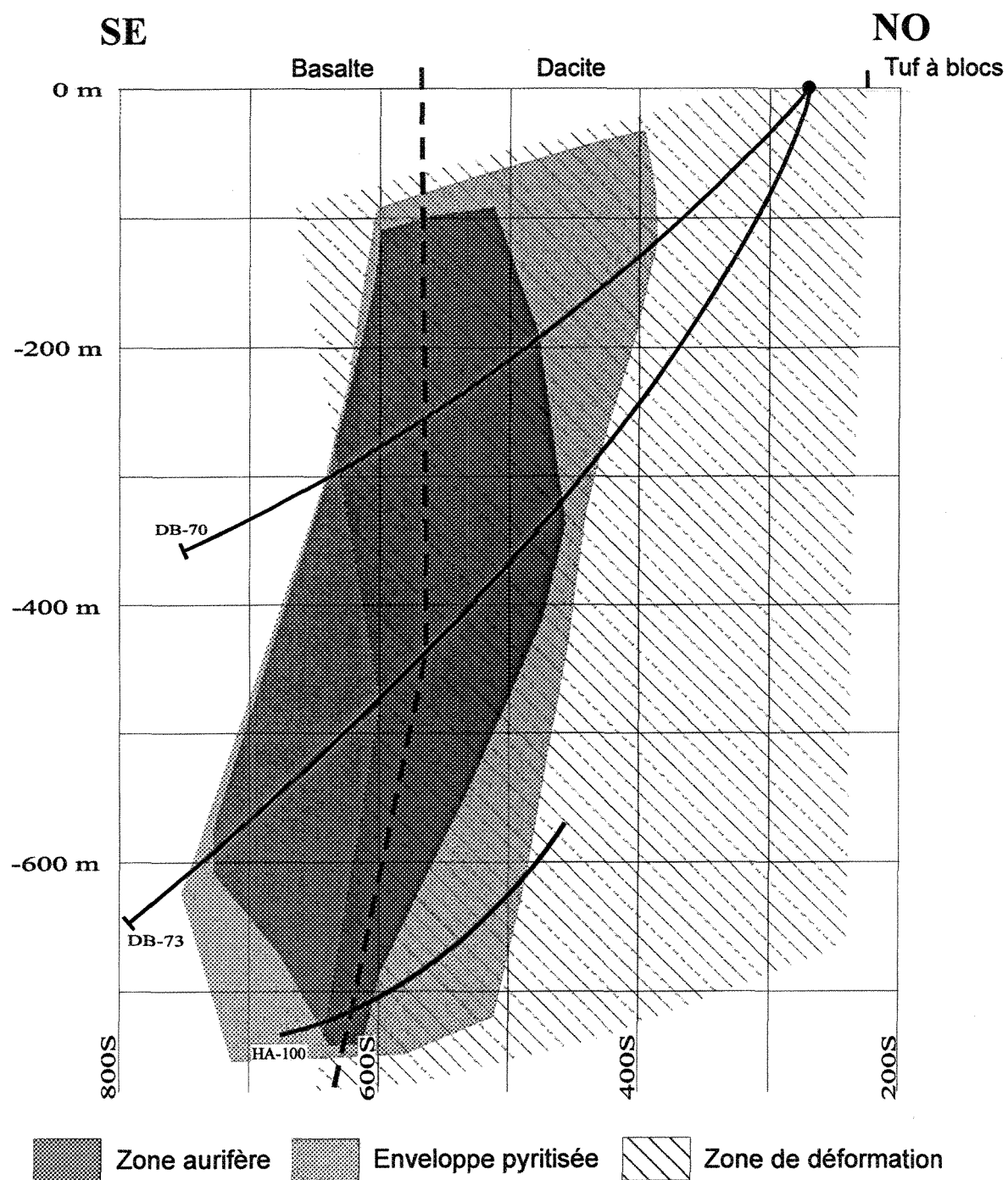


Figure 6.8. Section 34+50W avec les forages DB-70, DB-73 et HA-100 montrant le contact majeur dacite-basalte, l'enveloppe pyriteuse, la zone aurifère et la zone de déformation du gisement de Chevrier Sud. Modifié de Vincent (1993).

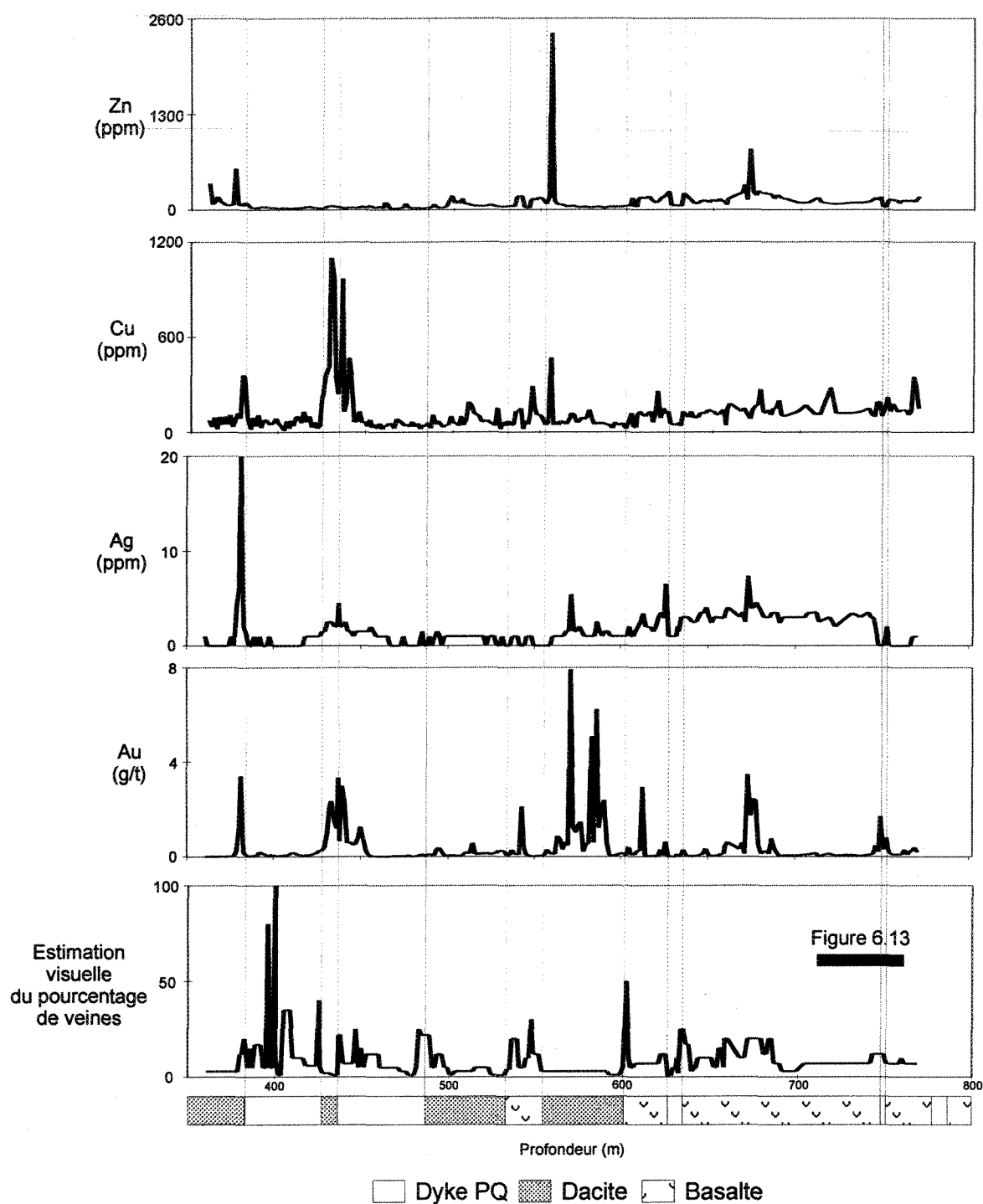


Figure 6.9. Pourcentage de veinules versus Au, Ag, Cu et Zn pour le forage DB-73 du gisement de Chevrier Sud. L'abondance des veinules fut évaluée visuellement et le pourcentage évalué se rapporte à un intervalle de carotte avec une distribution homogène de veinules. Voir figure 6.1 pour la localisation.

moyenne plus riches dans les basaltes frais que dans les dacites fraîches (Turekian, 1977), ces variations en argent, en cuivre et en zinc suggèrent davantage un contrôle lithologique qu'une zonation du gisement.

À quelques endroits, des dykes de PQ de faible puissance (< 5 m) furent observés à l'intérieur de lave basaltique coussinée faiblement déformée à l'est de la dacite. Un exemple de ces dykes est présent à une profondeur d'environ 750 m dans le sondage DB-73 (Fig. 6.9). Ces dykes montrent une enveloppe pyritisée déformée avec un pourcentage de veines plus élevé que dans l'encaissant. Ces cas présentent les mêmes caractéristiques que le gisement de Chevrier Sud, mais à une plus petite échelle. Ils illustrent aussi l'importance des dykes de PQ vis-à-vis la minéralisation et un de ces cas sera examiné plus loin.

La distribution des valeurs aurifères est hétérogène à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée. En fait, la zone aurifère est constituée de quelques secteurs très riches en or dans une roche qui a un bruit de fond de 0,1 à 0,2 g/t Au. Les valeurs aurifères élevées (> 4 g/t) sont associées à des veinules de quartz-carbonates-pyrite et montrent des valeurs d'argent variables (rapport Au/Ag = 0,26 à > 50). L'or y est généralement présent sous forme de plages ou filonnets dans les veinules d'après les descriptions de forage. Cependant, de telles intersections sont rares et ces sections de forage sont absentes et n'ont donc pas pu être observées. En général cependant, le rapport Au/Ag est inférieur à 1 à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée.

6.4.1.2. Veines et phases métalliques

L'enveloppe pyritisée coïncide avec une zone riche (localement jusqu'à 70% de l'encaissant) en veinules de quartz-carbonates-pyrite. Ces veinules font généralement moins de 5 cm de puissance, mais quelques veines de 20 - 30 cm ont été observées par endroits (Planche 6.3A). Elles sont massives et leur orientation est aléatoire par rapport à l'axe de la carotte suivant généralement l'orientation de la schistosité. Le fait que les veinules soient affectées par la schistosité S_2 indique que ces dernières se sont mises en place avant ou pendant D_2 . Cependant, quelques veinules sécantes par rapport à la schistosité ont aussi été observées. Ces veinules seraient tardives par rapport à la formation de la schistosité S_2 . Aucune altération symétrique est observée autour de ces veinules bien que l'encaissant soit généralement altéré. D'après la coloration, la composition des carbonates est contrôlée par la composition de l'encaissant. Il s'agit d'ankérite dans le cas de la dacite et les dykes de PQ, tandis que la calcite est retrouvée dans les basaltes et les gabbros.

Les phases métalliques observées dans la zone aurifère sont presque exclusivement de la pyrite avec de faibles quantités de chalcopryrite, de pyrrhotine et de galène, de tellurures et d'or natif (Tableau 6.5). La pyrite est fortement déformée par la schistosité S_2 . La pyrite disséminée dans l'encaissant est généralement fracturée avec localement des fragments alignés dans la schistosité (Planche 6.3B), tandis qu'ailleurs la pyrite est plutôt idiomorphe avec des ombres de pression bien développées et alignées dans la schistosité S_2 (Planche 6.3C). Localement, des cristaux de magnétite/leucoxène sont retrouvés en inclusions dans la pyrite (Planche 6.3D). Les textures de remplacement suggèrent qu'une

Planche 6.3. Minéralisation du gisement de Chevrier Sud I

- A) Rare veine de quartz-ankérite faisant 15 cm d'épaisseur à l'intérieur d'un gabbro. Forage HA-102 ~ 455 m.
- B) Photomicrographie montrant une pyrite (PY) fracturée allongée parallèle à la schistosité principale (Sp). SR – séricite. Barre 0,5 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-70-29.
- C) Photomicrographie d'ombres de pression autour de cristaux de pyrite (PY) développés parallèlement à la schistosité principale (Sp). Barre 0,5 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-73-13.
- D) Photomicrographie montrant une inclusion de titanomagnétite (MG) altéré en leucoxène (LX) dans un cristal de pyrite (PY). Barre 0,25 mm. Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon 95099.

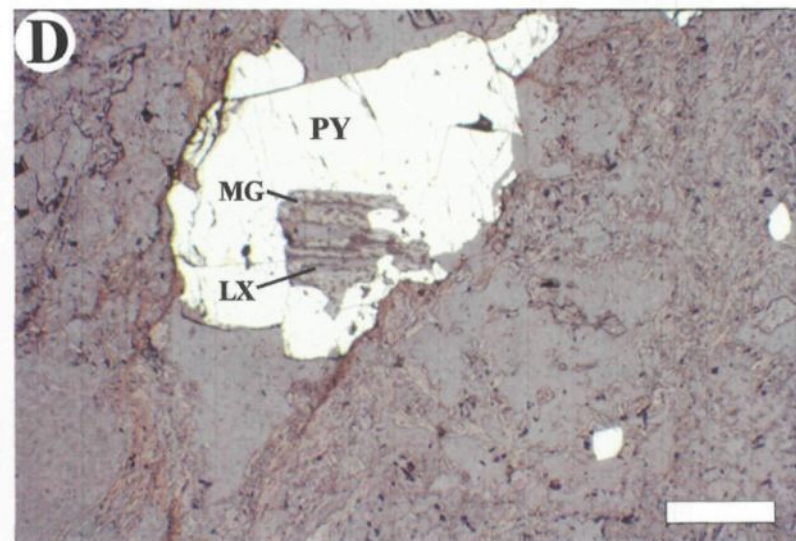
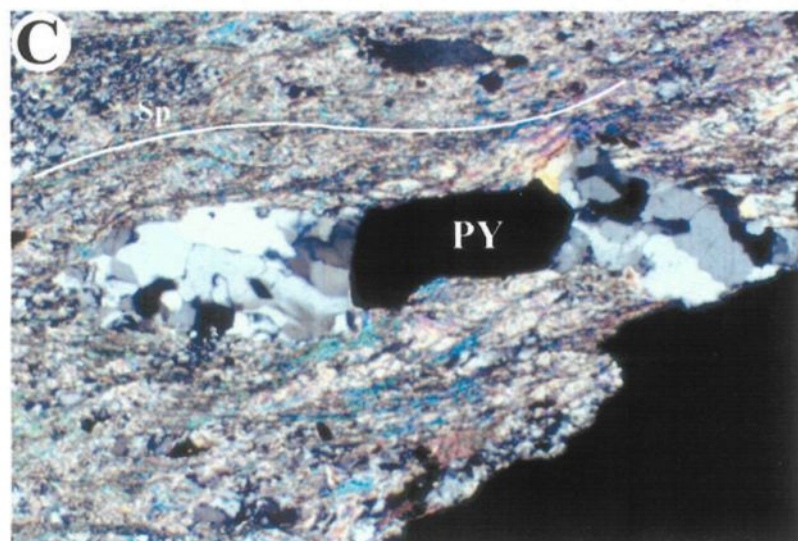
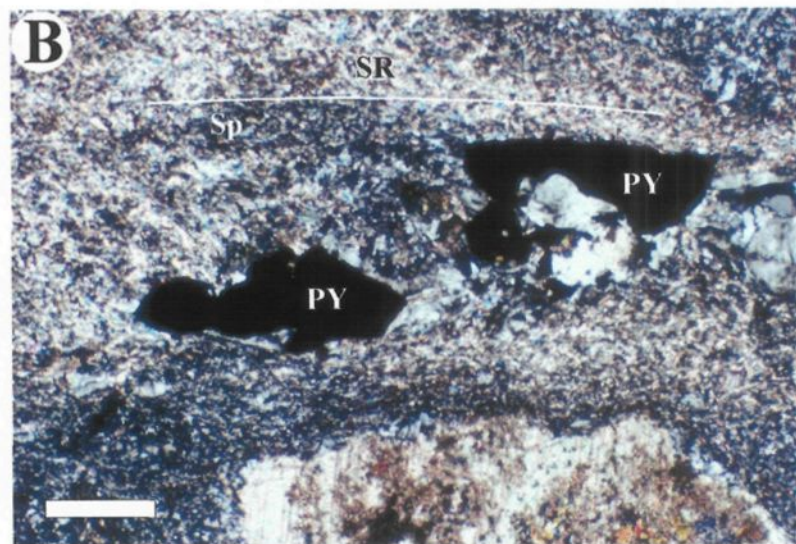
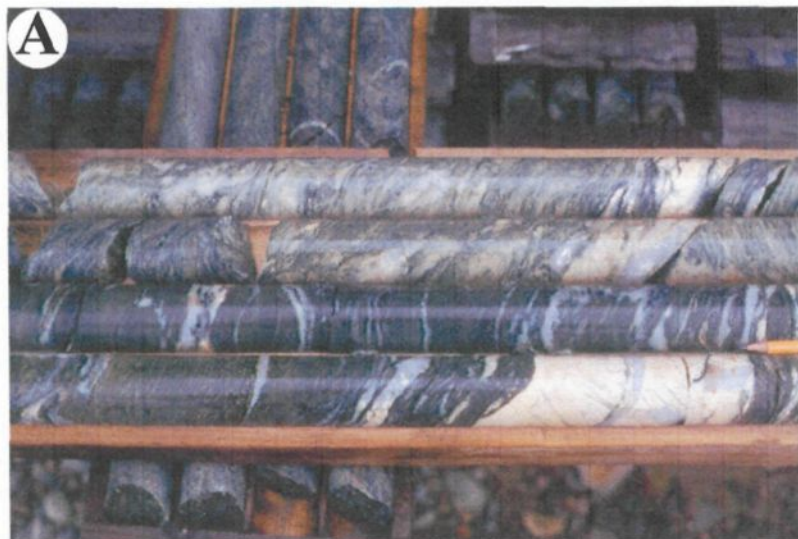


Tableau 6.5. Phases métalliques du gisement de Chevrier Sud.

| Phases | Distribution | Pourcentage | Diamètre (mm) | Forme | Association | Relation avec S ₂ |
|--------|---|-------------|---------------|-------------------------|---|---|
| PY | Disséminée dans encaissant et dans veinules QZ-CB | < 10% | < 2 mm | Idiomorphe à fragmenté | Remplace magnétite/leucoxène ; QZ,CB,CL et MU dans ombres de pression | Ombres de pression parallèle à S ₂ ; fragments alignés dans S ₂ |
| CP | Disséminée | <1% | < 1 mm | Xénomorphe | Inclusions dans PY, dans fractures et bordures de PY | --- |
| PO | Disséminée | Trace | < 0,1 mm | Globulaires | Inclusions dans PY | --- |
| GL | Disséminée | Trace | < 0,25 mm | Xénomorphe | Inclusions dans PY | --- |
| SV | Disséminée | Trace | < 0,01 mm | Xénomorphe | Inclusions dans PY, dans fractures de PY | --- |
| Au | Disséminée | Trace | < 0,01 mm | Xénomorphe à globulaire | Inclusions dans PY; dans veinules de QZ-CB | --- |

Au – or natif; CB – carbonates; CL – chlorite; CP – chalcopryrite; GL – galène; MU – muscovite; QZ – quartz; PO – pyrrhotine; PY – pyrite; SV – sylvanite.

sulfuration de la magnétite/leucoxène est en partie responsable de la cristallisation de la pyrite.

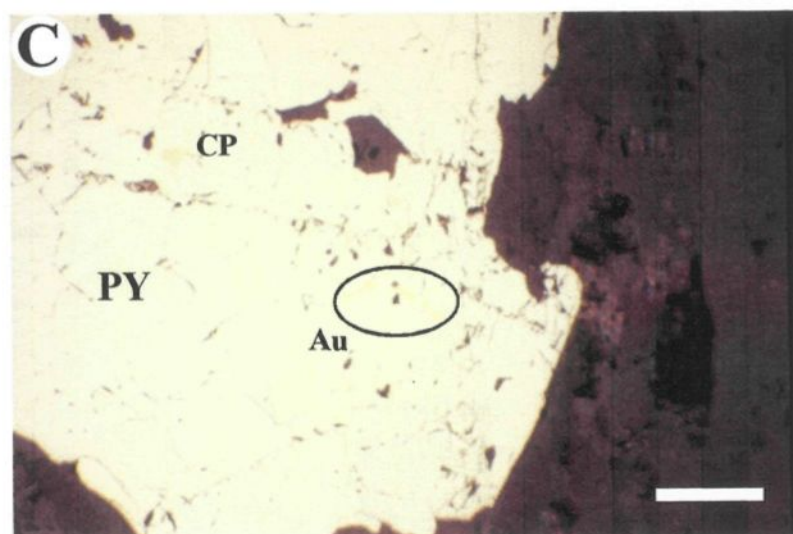
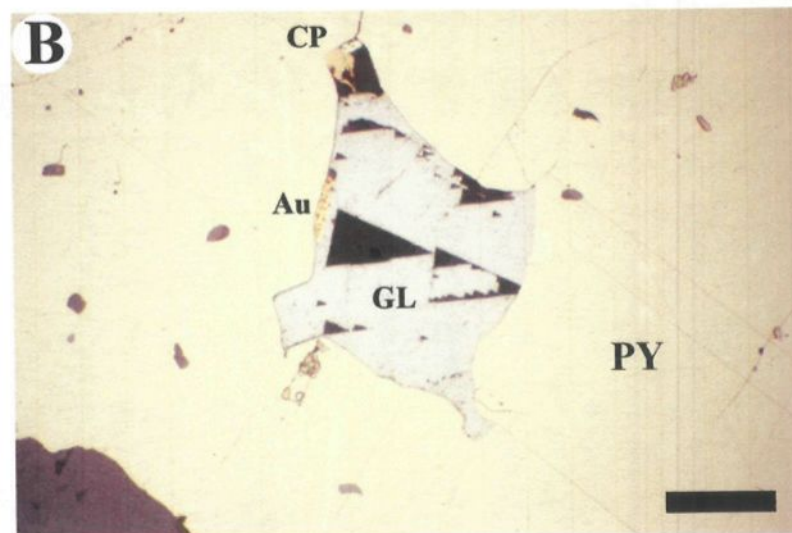
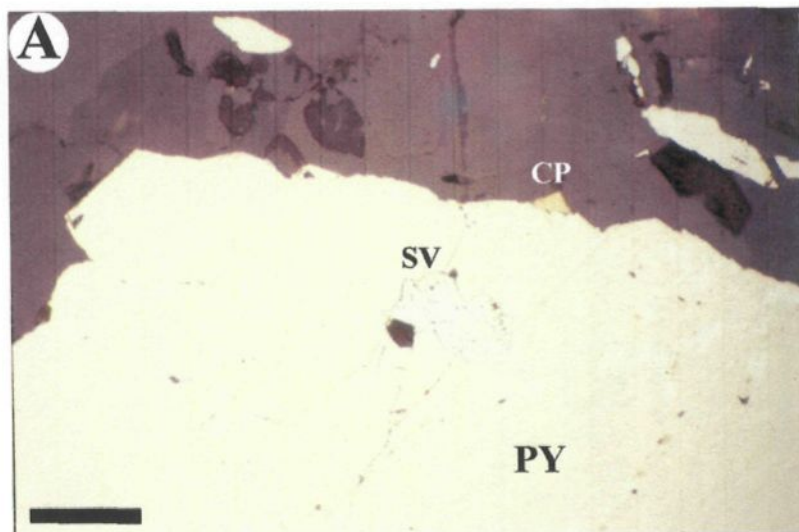
Des grains de tellurures ont été observés en nombre plus important que les grains d'or. Ils sont d'une couleur blanc vif en lumière réfléchie et représentent de la sylvanite ((Au,Ag)Te₂) d'après les analyses à la microsonde. Ils se retrouvent en grains isolés presque exclusivement en inclusion dans des cristaux de pyrite (Planche 6.4A) et très localement dans les fractures de grains de pyrite. Des grains d'or ont été observés dans moins de 10 échantillons lors de cette étude. L'or libre est observé dans des veinules en forages. Microscopiquement, l'or est cependant noté en inclusions dans des grains de pyrite seulement (Planches 6.4B et C).

6.4.1.3. Paragenèse métallique

Les observations minéragraphiques suggèrent deux habitus pour la pyrite. Une partie de la pyrite est disséminée dans l'encaissant, tandis l'autre partie est retrouvée dans les veinules de quartz-carbonates-pyrite. Dans les deux cas, la pyrite a subi les effets de la déformation D₂. L'or natif fut observé à l'intérieur de certaines de ces veinules. Les tellurures, l'or natif ainsi que la galène sont présents en inclusions dans les deux types de pyrite. Cette relation indique que la plupart de l'or et de l'argent a cristallisé en même temps que la pyrite. La fracturation de la pyrite lors de la déformation D₂ a vraisemblablement libéré de l'or qui se serait mobilisé dans les fractures de pyrite ou possiblement dans des veinules de quartz.

Planche 6.4. Minéralisation du gisement de Chevrier Sud II

- A) Photomicrographie de sylvanite (SY) observé en inclusion dans un cristal de pyrite (PY). CP – chalcoppyrite. Barre 62,5 μm . Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon HA-100-20.
- B) Photomicrographie des inclusions d'or (Au), de galène (GL) et de chalcoppyrite (CP) à l'intérieur d'un cristal de pyrite (PY) provenant d'une veinule de quartz-calcite-pyrite. Barre 0,125 mm. Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon HA-100-20.
- C) Photomicrographie d'inclusions d'or (Au) à l'intérieur de pyrite (PY) disséminée. CP – chalcoppyrite. Barre 0,125 mm. Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon DB-73-44b.



6.4.2. Gisement de Chevrier

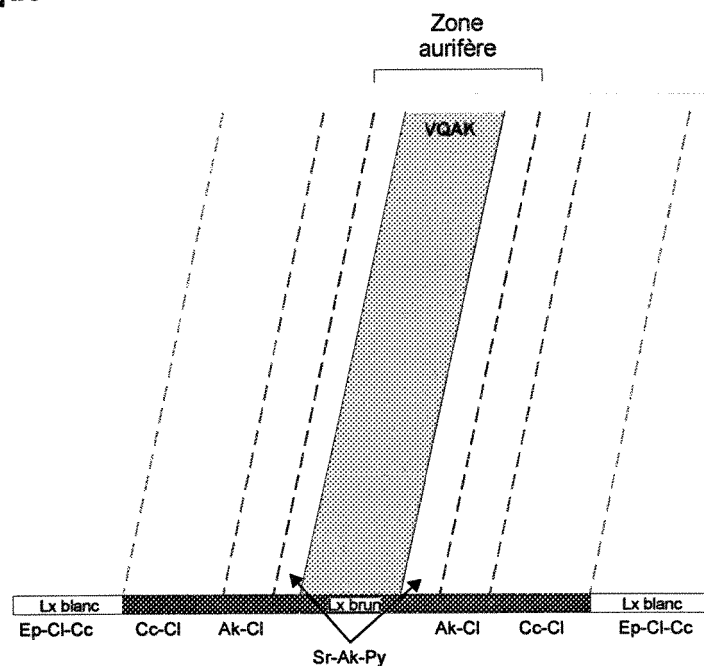
6.4.2.1. Distribution de la minéralisation

Le gisement de Chevrier présente une minéralisation aurifère logée dans des veines de quartz-ankérite et leurs épontes pyritisées. Le gisement demeure ouvert vers le SO et en profondeur. Le tableau 6.2 présente la compilation des 68 zones aurifères examinées lors de cette étude. Il est important de noter que les forages ont recoupé certaines zones selon un angle très faible qui a pour effet de surévaluer l'épaisseur réelle de ces zones aurifères. Plus de 75% des zones aurifères sont situées au contact ou entièrement à l'intérieur d'un gabbro mélanocrate d'où l'importance de son identification. Aucune zone aurifère n'est associée au gabbro leucocrate. Les zones aurifères présentant les plus fortes teneurs et les meilleures intersections se situent en général au contact entre un gabbro mélanocrate et une autre unité lithologique. Le gisement de Chevrier comprend deux types de zones aurifères : un type "veine unique" et un type "amas de veine". Une brèche hydrothermale montrant une altération similaire aux deux zones aurifère sera aussi présentée malgré le fait qu'elle n'est pas aurifère.

Type "veine unique"

Dans 22 des 68 zones aurifères, la minéralisation aurifère est associée à une seule veine de quartz-ankérite de puissance métrique et à ses épontes pyritisées (Fig. 6.10). Dans certaines de ces zones aurifères, de 2 à 4 veines d'épaisseur métrique peuvent être reconnues. Ces veines sont rapprochées si bien qu'elles furent regroupées dans une seule

Type veine unique



Type amas de veines

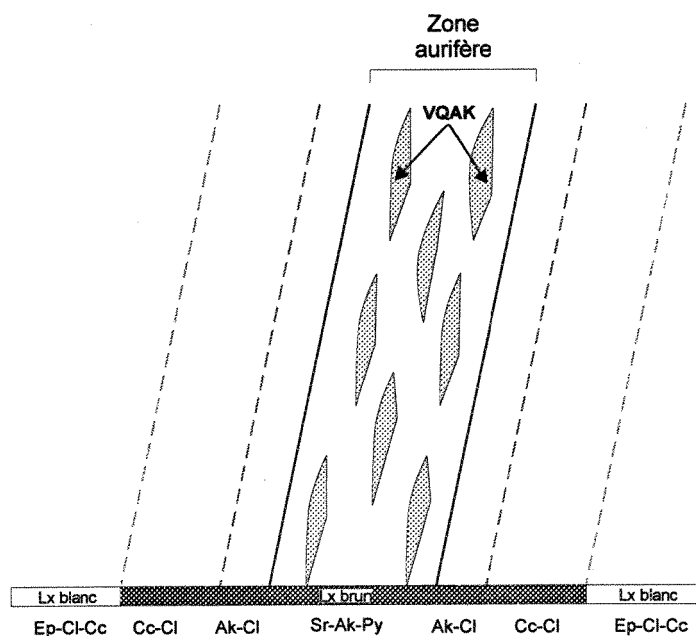


Figure 6.10. Schéma indiquant les caractéristiques des zones aurifères de type "veine unique" et "amas de veine" du gisement de Chevrier. Pas à l'échelle. Ak – ankérite; Cc – calcite; Cl – chlorite; Ep – épidote; Lx – leucoxène; Py – pyrite; Sr – séricite; VQAK – veine quartz-ankérite.

zone. En général, ce type de zone aurifère possède des teneurs plus élevées que le type "amas de veines" (voir prochaine section) et des épaisseurs apparentes inférieures à 6 mètres. Les valeurs supérieures à 6 mètres dans le tableau 6.2 sont généralement associées aux zones contenant plus d'une veine de quartz-ankérite. L'affleurement 1840 et la zone aurifère du trou DO-23 en sont des exemples (Fig. 6.3).

Type "amas de veines"

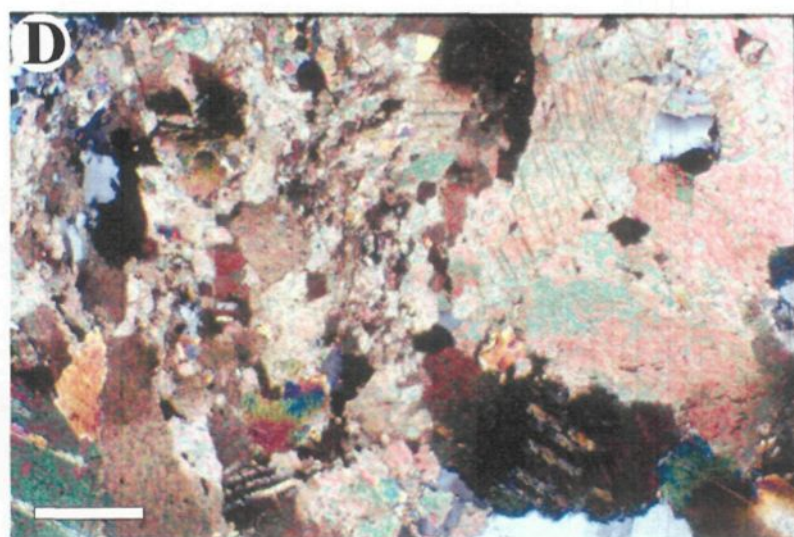
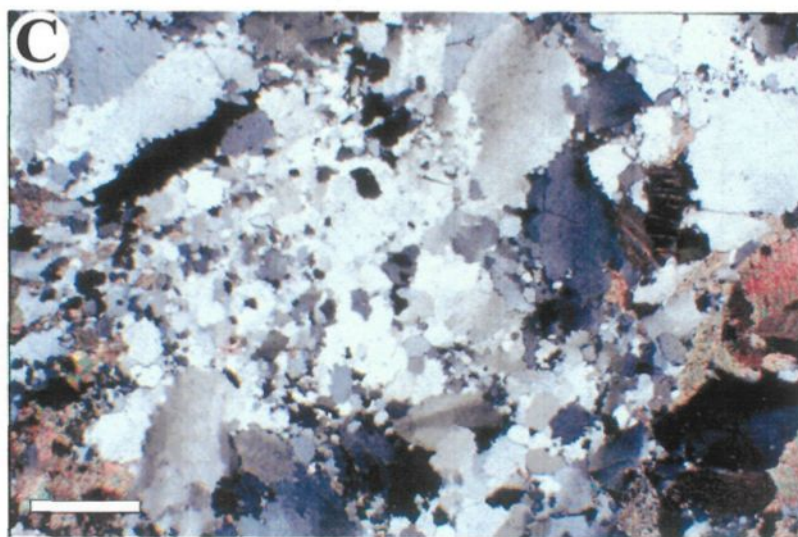
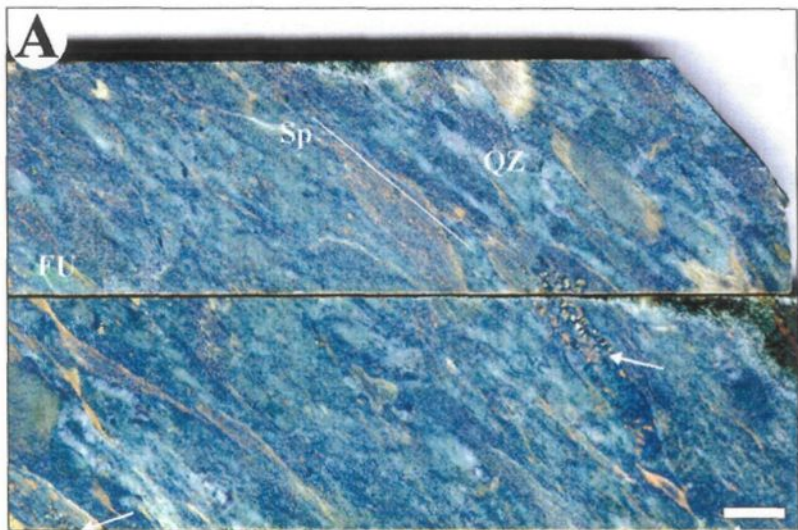
L'autre type de zone aurifère (46 des 68 zones aurifères) est associé à une multitude de veines/veinules de quartz-ankérite d'épaisseur généralement inférieure à 20 cm (Fig. 6.10). Localement, des veines de puissance métrique sont aussi observées. Dans le type "amas de veines", la pyrite est disséminée plus ou moins uniformément et elle n'est pas nécessairement restreinte aux épontes des veines. Ces zones présentent généralement des teneurs moins importantes et des intersections plus grandes que le type "veine unique". L'affleurement 1842 et la zone aurifère du trou FA-51 en sont des exemples (Fig. 6.3).

Brèche hydrothermale

Dans un trou de forage dans le secteur SO du gisement (forage FA-02; Fig. 6.3), deux zones bréchiques de quelques mètres d'épaisseur ont été intersectées dans un basalte (Planche 6.5A). Ces brèches contiennent de 20 à 40% de fragments subanguleux avec des diamètres variant de 1 à 10 cm. Les lithologies présentes sont, en ordre décroissant, le basalte, l'andésite, le gabbro mélanocrate avec leucoxène brun et le dyke de PQ. Bien que ces brèches ne montrent aucune teneur aurifère (< 50 ppb Au), elles possèdent l'altération

Planche 6.5. Minéralisation du gisement de Chevrier I

- A) Brèche hydrothermale du forage FA-02 (97 m). Notez la présence de fuchsite (FU), de quartz grossier (QZ) et de fragments pyritisés (flèches). On note également une forte altération en carbonate de fer et une élongation constante des fragments (Sp).
- B) Veines et veinules de quartz-ankérite à l'intérieur d'une zone aurifère. Affleurement 1842.
- C) Photomicrographie de quartz recristallisé à l'intérieur d'une veinule de quartz-ankérite. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon FA-51-3.
- D) Photomicrographie montrant la recristallisation de l'ankérite à l'intérieur d'une veine de quartz-ankérite. Barre 0,5 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DO-31-33.



typique des zones minéralisées du gisement de Chevrier (ankérite, séricite/fuchsite, pyrite). L'intérêt de ces brèches est qu'elles présentent des relations qui permettent d'inférer une chronologie de la bréchification versus l'altération et la schistosité S_2 . Quelques fragments de basalte ainsi que la matrice des brèches sont altérés en ankérite, fuchsite et pyrite et une faible pyritisation est présente dans les épontes immédiates des brèches indiquant que la bréchification s'est produite pendant l'événement d'altération. Il s'agit donc d'une brèche intraminéral dans le sens de Kirkham (1971). Les fragments et la matrice sont fortement déformés dans une des brèches et ils montrent une schistosité d'orientation constante (Planche 6.5A). Cette relation indique que l'événement de déformation responsable de la schistosité S_2 est tardif par rapport à l'événement de bréchification. On peut comparer cette brèche au cas de l'indice Murgor B où la bréchification se fait pendant la déformation D_2 (Planche 5.3C).

6.4.2.2. Veines et phases métalliques

Mégascopiquement, l'or au gisement de Chevrier est associé aux veines et veinules de quartz-ankérite (\pm tourmaline, calcite, chlorite, pyrite) (Planche 6.5B). Ces veines ou veinules contiennent généralement des proportions de sulfures en traces.

Les veines de quartz-ankérite montrent généralement des signes de déformation très intense. Le quartz a été recristallisé et polygonisé (Planche 6.5C). Ces déformations ont engendré une diminution de la granulométrie et une néominéralisation de cristaux de quartz de plus petite dimension autour des grains primaires. Ainsi, il existe au moins deux générations de quartz: une première primaire et une seconde néominéralisée non déformée

issue en tout ou en partie de la recristallisation de la première. L'ankérite a également subi des déformations comme le suggère la recristallisation sur ces bordures (Planche 6.5D).

Dans 14 des 68 zones aurifères examinées, la tourmaline fut observée en association avec les veines/veinules. Elle est généralement retrouvée sous forme de veinules millimétriques en association avec de la pyrite recoupant les veines/veinules de quartz-ankérite (Planche 6.6A).

Des veines/veinules de quartz-calcite-chlorite sont rarement observées en association avec les zones aurifères bien qu'elles soient fréquentes à l'extérieur de celles-ci. Elles sont observées à l'écart des zones aurifères sous forme de veinules dans un encaissant peu déformé et elles sont localement aurifères. De la chalcopryrite, de la bornite, de la pyrite et/ou de la pyrrhotine sont localement retrouvées dans ces veinules (Planche 6.6B). Seule une des zones aurifères étudiées contient des veines/veinules de quartz-calcite-chlorite et elle se retrouve dans le forage DO-35.

Les phases métalliques observées dans les zones aurifères sont presque exclusivement de la pyrite avec de faibles quantités de chalcopryrite, de pyrrhotine et d'or natif (Tableau 6.6). Comme dans le cas du gisement de Chevrier Sud, la pyrite est fortement affectée par l'événement de déformation D_2 . Fréquemment, elle est fracturée avec les fragments alignés dans la schistosité S_2 (Planche 6.6C), tandis qu'ailleurs elle est plutôt idiomorphe avec des ombres de pression développées autour de celle-ci et alignées dans la schistosité S_2 . Localement, la pyrite se retrouve dans des filonnets de tourmaline recoupant certaines veines de quartz (Planche 6.6A).

Plus d'une vingtaine de plages d'or ont été observées lors de cette étude.

Planche 6.6. Minéralisation du gisement de Chevrier II

- A) Veinule de tourmaline recoupant une veine de quartz-ankérite. Forage DO-29; 72 m.
- B) Veine de quartz-calcite-chlorite minéralisée en chalcopryrite (CP) et bornite (BN) à l'intérieur d'un dyke de PQ.
Forage DO-22; 102 m.
- C) Photomicrographie de pyrite (PY) disséminée dans un gabbro et alignée parallèle à la schistosité principale (Sp).
Barre 1 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon GFA-126-8.
- D) Or visible (encerclé) dans une veine de quartz-ankérite. Affleurement 1266.

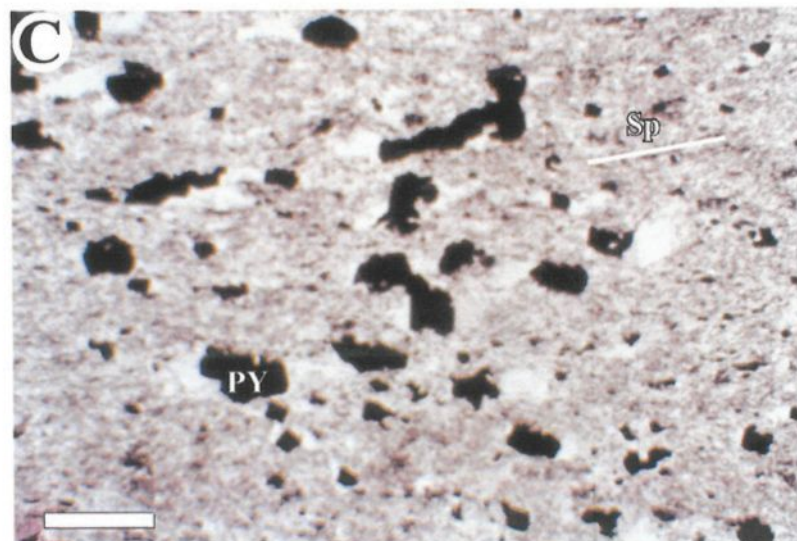


Tableau 6.6. Phases métalliques du gisement de Chevrier.

| Phases | Distribution | Pourcentage | Diamètre (mm) | Forme | Association | Relation avec S ₂ |
|--------|---|-------------|---------------|-------------------------|--|---|
| PY | Disséminée dans encaissant et en veinules | < 15% | < 2 mm | Idiomorphe à fragmenté | Remplace magnétite/leucoxène ; QZ,CB,CL et MU dans ombres de pression | Ombres de pression parallèle à S ₂ ; fragments alignés dans S ₂ |
| CP | Disséminée | Trace | < 1 mm | Xénomorphe | Dans fractures et bordures de PY; quelques veines de QZ avec CP et BN | --- |
| PO | Disséminée | Trace | < 0,1 mm | Globulaires | Inclusions dans PY | --- |
| Au | Disséminée | Trace | < 0,1 mm | Xénomorphe à globulaire | Inclusions dans PY; dans fractures et bordures de PY; dans veines de QZ-CB | --- |

Au – or natif; BN – bornite; CB – carbonates; CL – chlorite; CP – chalcopryrite; MU – muscovite; QZ – quartz; PO – pyrrhotine; PY – pyrite.

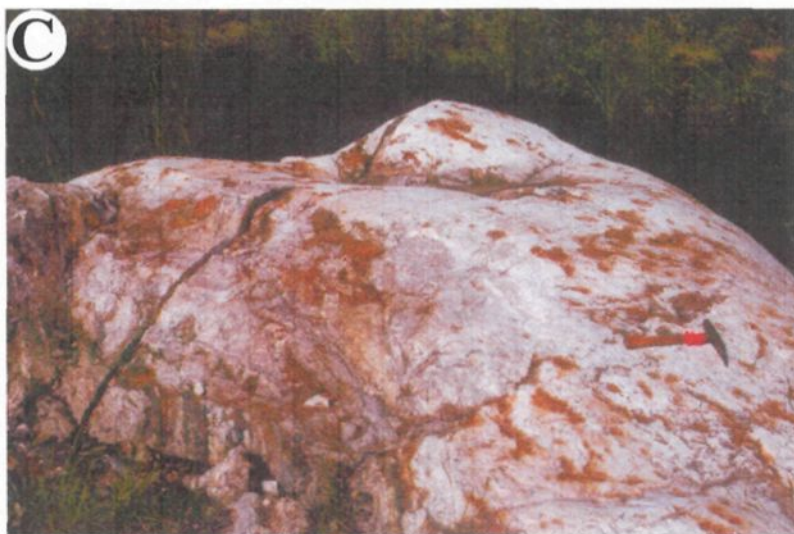
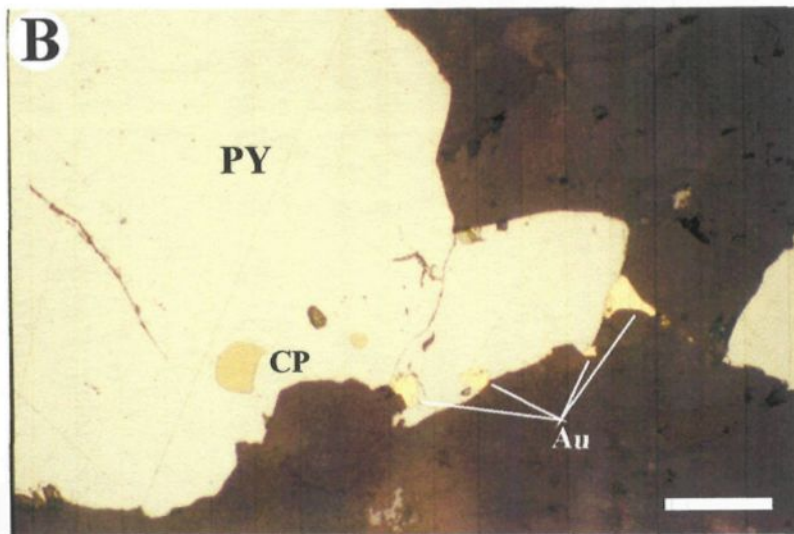
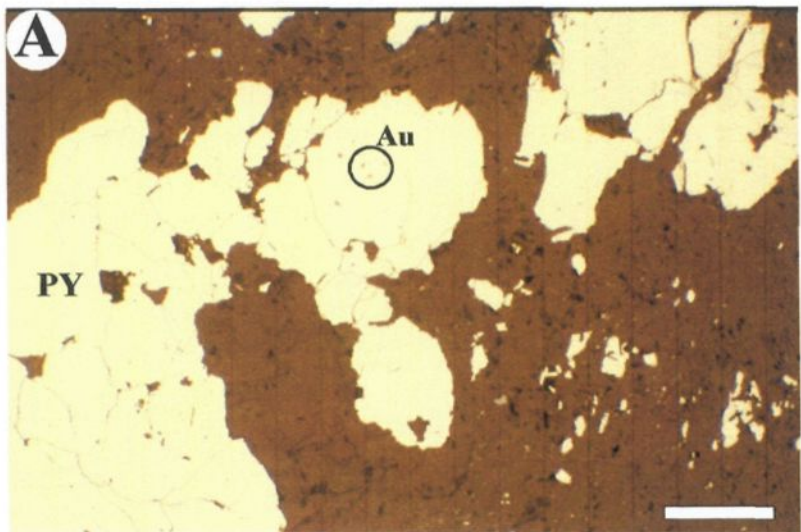
Macroscopiquement de l'or natif est observé dans certaines veines en forages et en affleurements (Planche 6.6D). Il se retrouve dans les fractures de grains de quartz ou d'ankérite. Microscopiquement, l'or est cependant noté en inclusions globulaires dans des grains de pyrite (Planche 6.7A) ainsi que dans des fractures ou aux contacts des cristaux de pyrite et de quartz (Planche 6.7B). Le rapport Au/Ag de trois grains d'or de l'échantillon FA-51-3 analysés à la microsonde varie entre 9 et 19. Ce rapport est constant avec les rapports Au/Ag des analyses géochimiques de cette étude.

6.4.2.3. Paragenèse métallique

Les observations minéragraphiques suggèrent que la majorité de la pyrite se soit mise en place avant la formation de veines/veinules de quartz-ankérite car des fragments pyritisés sont retrouvés à l'intérieur de celles-ci (Planche 6.7C). La présence d'inclusions globulaires d'or dans la pyrite indique qu'une partie de l'or est synchrone à la cristallisation de la pyrite. La présence d'ombres de pression et l'alignement de la pyrite parallèle à la schistosité S_2 suggèrent que la pyrite est précoce ou synchrone à l'événement de déformation D_2 . Une petite partie de la pyrite s'est mise en place avec les filonnets de tourmaline qui recoupent les veines/veinules de quartz-ankérite. Cette observation suggère un deuxième épisode de formation de pyrite après les veines de quartz-ankérite. La présence d'or dans des fractures de pyrite et dans des veines de quartz indique un deuxième épisode aurifère ou une remobilisation. Cet or était possiblement en inclusions dans la pyrite et elle s'est remobilisée suite à la fracturation de celle-ci. La chalcoppyrite est

Planche 6.7. Minéralisation du gisement de Chevrier III

- A) Photomicrographie d'inclusions d'or (Au) globulaire dans un grain de pyrite (PY). Barre 0,25 mm. Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon FA-51-3.
- B) Photomicrographie de grains d'or (Au) au contact du cristal de pyrite (PY). Notez la présence de chalcoppyrite (CP) en inclusion dans la pyrite. Barre 62,5 μm . Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon DO-31-9.
- C) Veine de quartz contenant des fragments centimétriques de l'encaissant (tâches de rouille). Ces fragments sont communément pyritisés. Affleurement 1266.



généralement tardive par rapport à la pyrite et elle occupe principalement des fractures de pyrite.

6.5. ALTÉRATION HYDROTHERMALE

6.5.1. Gisement de Chevrier Sud

6.5.1.1. Introduction

L'altération hydrothermale associée à la zone aurifère du gisement de Chevrier Sud est très bien développée et de grande étendue. Elle se caractérise mégascopiquement par une carbonatation, une chloritisation, une séricitisation et une pyritisation. Une étude pétrographique et lithogéochimique détaillée de cette enveloppe a été effectuée. Cette étude vise l'identification de la nature ainsi que des proportions des différentes phases minérales afin de déterminer les modifications chimiques subies par les roches métasomatisées. Pour ce faire, l'échantillonnage de deux sections à travers l'enveloppe pyritisée a été réalisé à partir de carottes de forage. Les forages DB-70 et DB-73 ont été sélectionnés parce qu'ils sont situés sur la même section et que le forage DB-73 montre les meilleures intersections aurifères (voir tableau 6.1). De plus, une zone d'échelle métrique vers la fin du forage DB-73 sera aussi examinée (mini Chevrier Sud) compte tenu de sa ressemblance au gisement de Chevrier Sud et de son plus grand contrôle lithologique. Lors de l'échantillonnage, une attention particulière fut portée à la sélection des échantillons de manière à ce qu'aucune veinules ne soient incluses dans les analyses chimiques.

6.5.1.2. Pétrographie des altérations

Dans le cadre de l'étude pétrographique des altérations hydrothermales, plus d'une soixantaine de lames minces ont été étudiées. Les observations sur les forages DB-70 et DB-73 seront présentées ensemble étant donné leurs altérations similaires. La zone mini Chevrier Sud sera traitée séparément afin de mettre l'emphasis sur la relation entre les dykes de PQ et l'altération et la minéralisation aurifère. Les figures 6.11 à 6.13 présentent le sommaire des observations pétrographiques. Une évaluation graphique qualitative de l'intensité de la déformation est aussi présentée.

Forages DB-70 et DB-73

La zone aurifère dans les forages DB-70 et DB-73 est centrée sur le contact basalte-dacite et elle est située dans la partie SE de l'enveloppe pyritisée (Fig. 6.8). Bien que la zone aurifère soit presque complètement encaissée dans une zone de déformation D₂ (ZDD₂) dans le forage DB-70, une grande partie de celle-ci se retrouve à l'extérieur de la ZDD₂ dans le forage DB-73 (Figs. 6.11 et 6.12).

L'estimation visuelle de l'abondance des minéraux permet de constater un contrôle lithologique sur la minéralogie de l'altération. Les roches felsiques altérées tels que la dacite et les dykes de PQ sont riches en séricite et en ankérite, tandis que les roches mafiques tels les basaltes et les gabbros sont altérés en chlorite et en calcite (Planche 6.8A et B). La coloration des carbonates a permis de distinguer les deux types de carbonates. La carbonatation est généralement faible à modérée, les carbonates formant moins de 20% de la roche. Ceux-ci se retrouvent surtout dans les veinules qui recoupent l'encaissant. La

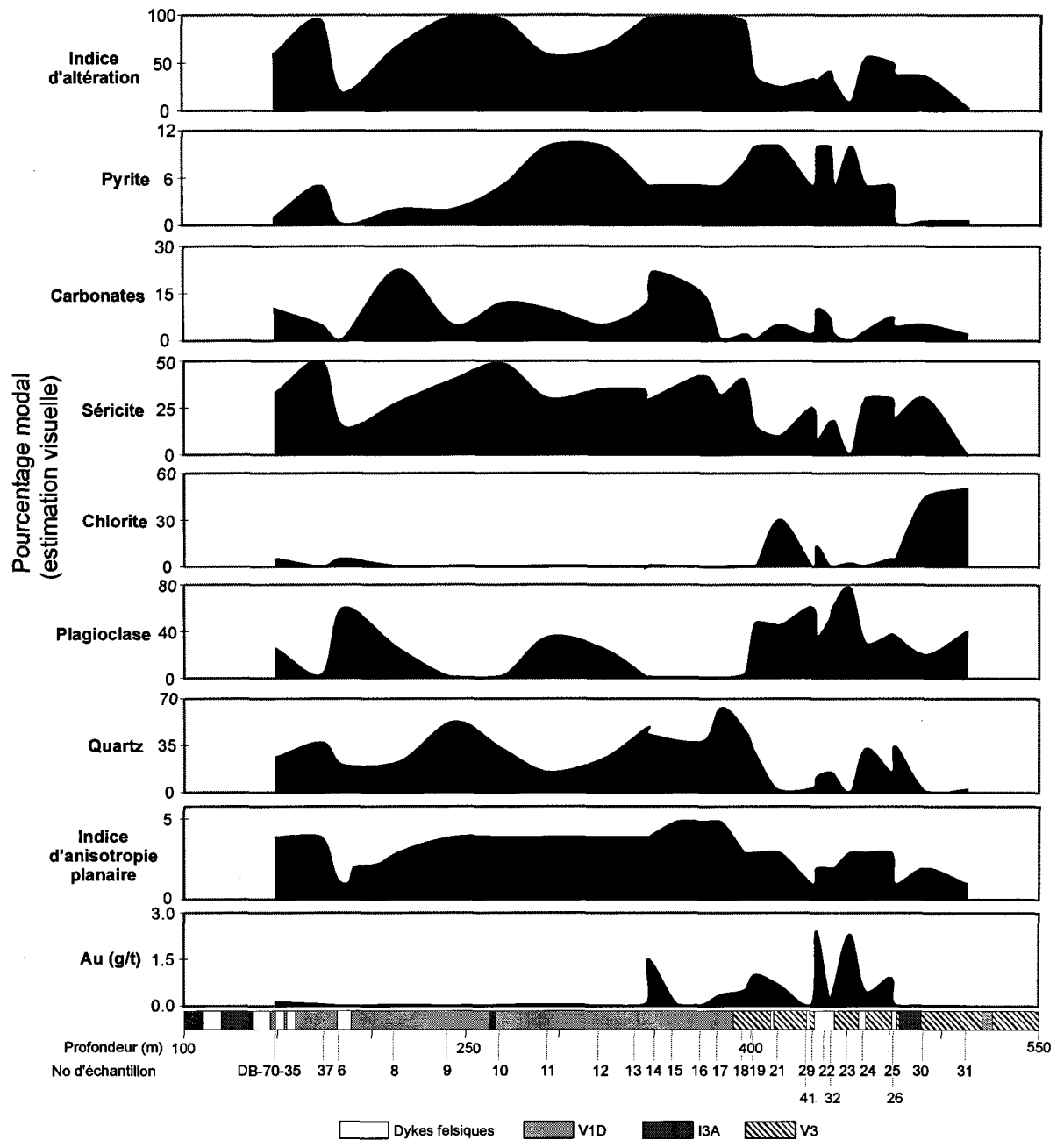


Figure 6.11. Section du forage DB-70 montrant les variations minéralogiques à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud. Indice d'altération = Séricite+Carbonates+Pyrite/Séricite+Carbonates+Pyrite+Chlorite+Plagioclase+Épidote+Leucoxène+Titanomagnétite.

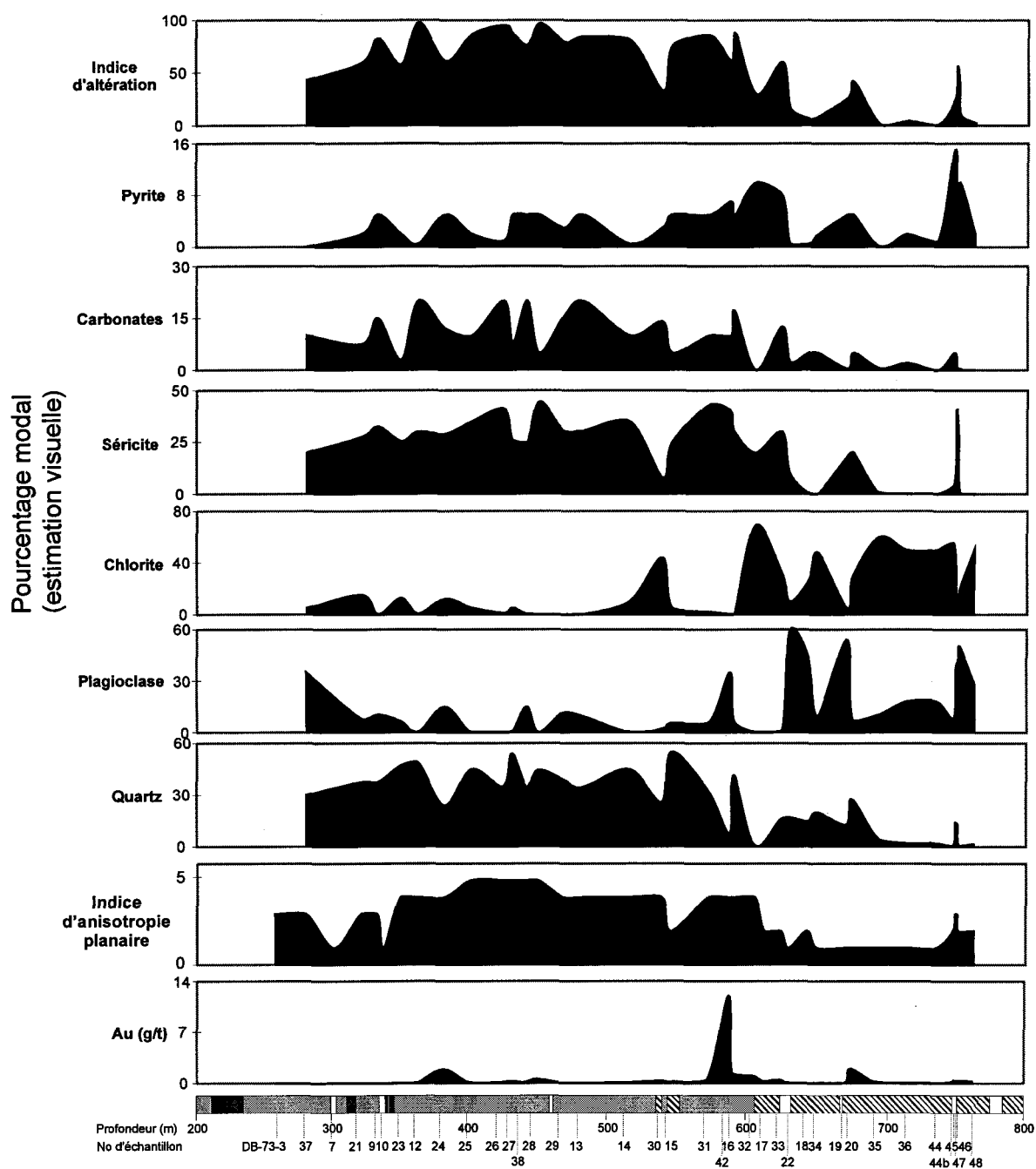


Figure 6.12. Section du forage DB-73 montrant les variations minéralogiques à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud. Indice d'altération = Séricite+Carbonates+Pyrite/Séricite+Carbonates+Pyrite+Chlorite+Plagioclase+Épidote+Leucoxène+ Titanomagnétite.

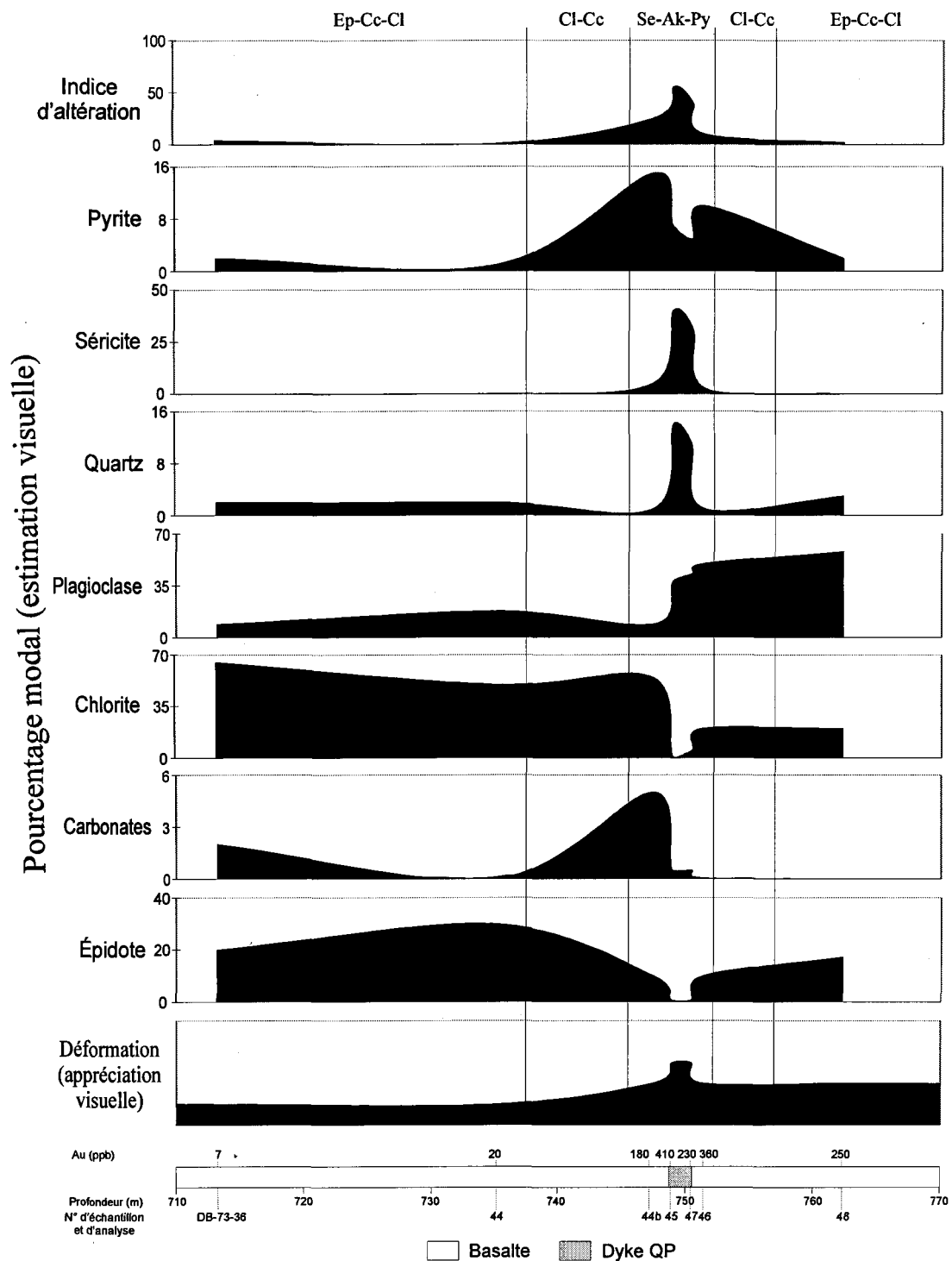
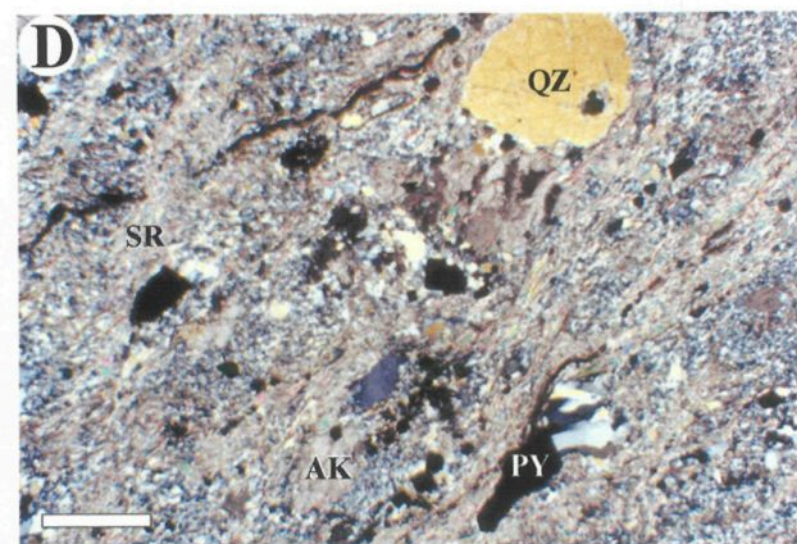
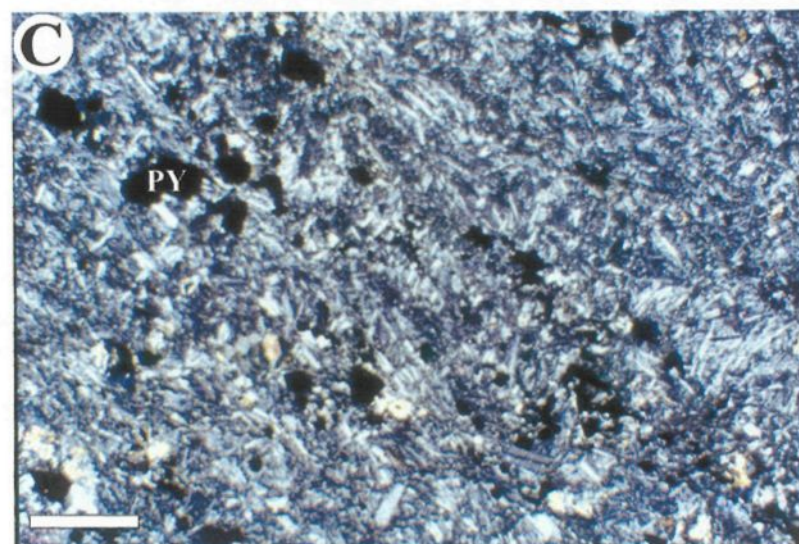
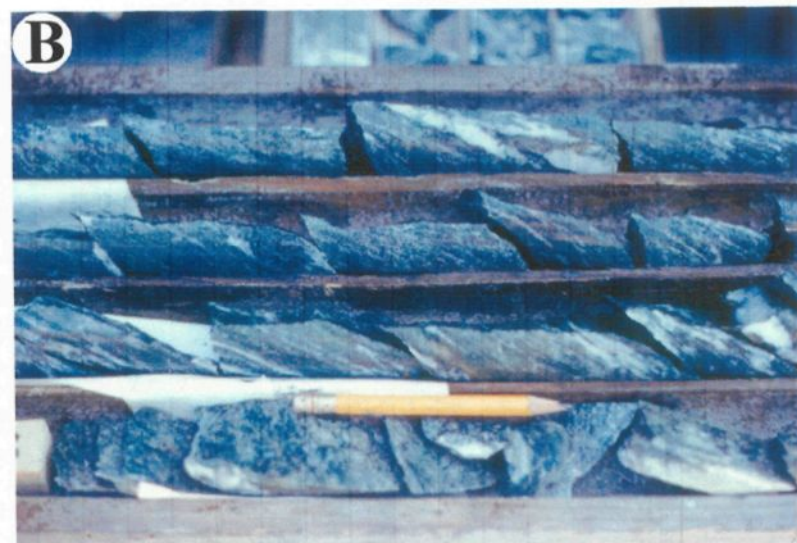


Figure 6.13. Section du forage DB-73 montrant les variations minéralogiques à l'intérieur de la zone mini Chevrier Sud. Indice d'altération = Séricite+Carbonates+Pyrite/Séricite+Carbonates+Pyrite+Chlorite+Plagioclase+Épidote+Leucoxène+Titanomagnétite.

Planche 6.8. Altération associée au gisement de Chevrier Sud

- A) Dacite typique à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée du gisement Chevrier Sud. Remarquez la présence de séricite, de carbonates de fer et de pyrite, et la presque absence de chlorite. Forage DB-75 ~ 147 mètres.
- B) Basalte fortement altéré à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée du gisement Chevrier Sud. Cette roche est caractérisée par la présence de chlorite, de calcite et de pyrite. On note aussi la présence locale de séricite. Forage HA-100 ~ 1000 mètres.
- C) Photomicrographie d'un basalte peu altéré montrant une pyritisation importante et une valeur aurifère significative (2,3 g/t Au). Remarquez la faible altération des cristaux de plagioclase. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-70-23.
- D) Photomicrographie d'une dacite fortement altérée et pyritisée montrant des faibles valeurs aurifères (36 ppb Au). AK – ankérite; PY – pyrite; QZ – quartz; SR – séricite. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DB-70-16.



proportion de séricite est variable dans les roches altérées. Elle compose de 10 à 45% des roches felsiques, tandis qu'elle forme généralement moins de 20% des roches mafiques. La chlorite, quand à elle, est présente qu'en très faible concentration (< 10%) dans les roches felsiques altérées, mais elle forme en général de 15% à 70% des roches mafiques altérées. De plus, jusqu'à 30% d'épidote peut être retrouvé dans les roches mafiques altérées. L'abondance de pyrite est généralement plus grande dans les roches mafiques. Cependant, elle peut atteindre 10% dans tous les types de roche. De faibles concentrations de tourmaline ont été observées dans quelques échantillons.

L'intensité de l'altération est très variable à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée et cette variation n'est pas reliée aux teneurs en or (Figs. 6.11 et 6.12). Certaines zones aurifères montrent une faible altération des cristaux de plagioclase et une concentration de pyrite autour de 10% (Planche 6.8C). La photomicrographie de la planche 6.8C illustre aussi bien le fait que certaines zones aurifères sont peu déformées. Dans d'autres cas, l'altération est intense mais les teneurs en or sont faibles malgré la présence de pyrite (Planche 6.8D). De plus, la quantité d'or n'est pas proportionnelle à l'abondance de pyrite (Figs. 6.11 et 6.12).

En résumé, les zones aurifères des forages DB-70 et DB-73 se trouvent au contact basalte/dacite. L'enveloppe est associée mégascopiquement à une altération moyenne en pyrite, séricite, chlorite et en carbonates, mais à l'échelle métrique il est clair que l'intensité de cette altération n'est pas proportionnelle aux teneurs aurifères. De plus, la partie inférieure de l'enveloppe pyritisée dans le forage DB-73 se situe à l'extérieur de la ZDD₂ (Fig. 6.8). Cette zone coïncide aussi avec une zone peu altérée en phyllosilicates et en

carbonates.

Mini Chevrier Sud

La zone aurifère de mini Chevrier Sud se retrouve dans le forage DB-73 et elle est centrée sur un dyke de PQ encaissé dans un basalte. Les relations entre le dyke, la pyritisation, l'altération, la déformation et l'or sont très bien illustrées dans cette zone. La zone se retrouve à 745 mètres du collet et elle fait 0,64 g/t Au sur 9,15 mètres incluant 1,7 g/t Au sur 1,7 mètres dans la partie supérieure du dyke de PQ (Fig. 6.13). Une ZDD₂ et une enveloppe pyritisée sont aussi centrées sur ce dyke. L'intensité de l'anisotropie planaire et de la pyritisation s'estompent rapidement en s'éloignant du dyke.

L'estimation visuelle de l'abondance des minéraux permet de constater que la carbonatation est faible (< 5 % carbonates) comparée au gisement de Chevrier Sud. Cependant, environ 10 à 15% de veinules (< 1 cm) de quartz-carbonates sont présentes le long de la section (Fig. 6.9). L'ankérite est présente dans le dyke de PQ, tandis que la calcite prévaut dans le basalte. La pyrite est plus abondante dans le basalte encaissant que dans le dyke. Bien qu'une importante quantité de séricite est présente dans le dyke, les phénocristaux de plagioclase sont peu altérés. La présence de plagioclase et d'épidote dans le basalte au contact avec le dyke indique que le basalte aussi est peu altéré.

En résumé, la zone aurifère du mini Chevrier Sud est associée à une pyritisation intense et à une faible carbonatation et séricitisation. La pyritisation est spatialement associée au dyke de PQ et l'altération est restreinte à la matrice de ce dernier.

Synthèse

La minéralogie de l'altération à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée est contrôlée par la lithologie. La dacite et les dykes de PQ sont altérés en séricite et en ankérite, tandis que les basaltes et les gabbros sont altérés en chlorite et en calcite. Cette variabilité des carbonates par rapport à la lithologie est reliée à la quantité de calcium dans la roche. Dans les roches felsiques où le calcium est moindre (~ 3% poids) le CO₂ doit se fixer au magnésium et au fer en plus du calcium, tandis que pour les roches mafiques la quantité de calcium (~ 8% poids) est suffisante pour fixer tout le CO₂. À mesure que l'on s'éloigne du contact basalte/dacite, le basalte devient moins altéré et déformé et même à certains endroits où des zones aurifères sont retrouvées, il n'y a pas d'altération ou de déformation significative. Associées à ces zones, des veinules (< 10 cm) de quartz-calcite-pyrite avec de la chalcoppyrite et de la galène en trace sont observées. L'encaissant n'est cependant pas pyritisé. L'analyse d'Inmet d'une de ces zones donne 4,75 g/t Au et 9,8 g/t Ag (échantillon 146916; Fig. 6.2). L'examen en lame mince indique la présence d'or dans une de ces veinules (Planche 6.4B).

D'une façon générale, les teneurs en or ne sont pas proportionnelles à la quantité de pyrite et l'intensité de l'altération en phyllosilicates et en carbonates n'est pas proportionnelle aux valeurs d'or ou à la quantité de pyrite. Cette absence de corrélation entre l'or et l'altération suggère donc une remobilisation de l'or ou la présence de plusieurs événements de minéralisation.

6.5.1.3. Géochimie des zones aurifères

Dans le but de définir les modifications chimiques subies par les roches soumises au métasomatisme hydrothermal associé à la zone aurifère du gisement de Chevrier Sud, une étude lithogéochimique fut réalisée. Cette étude a été réalisée en deux étapes. Premièrement, la variation chimique à travers la zone aurifère est examinée. Le changement de masse de MacLean et Kranidiotis (1987) (voir méthodologie) est utilisé pour les sections des forages DB-70 et DB-73 ainsi que pour la zone mini Chevrier Sud. Par la suite, une étude statistique de certains éléments indicateurs sera réalisée. Le rapport CO_2/CaO molaire a été retenu pour cette étude car il suggère la composition des carbonates (Kishida et Kerrich, 1987) et la section précédente suggère que celle-ci est fonction de la nature de l'encaissant. En utilisant des sections à travers la zone aurifère, il devrait être possible de voir les variations chimiques à l'approche de celle-ci.

Forages DB-70 et DB-73

Les variations de certains éléments majeurs et le rapport CO_2/CaO molaire sont présentés aux figures 6.14 et 6.15. La première observation notée sur ces figures est la variabilité des changements de masse à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée. Les changements brusques sont dus en grande partie à l'intensité de l'altération à l'échelle métrique qui peut passer de nul à intense dans l'espace de quelques mètres. Aucune tendance marquée n'est observée à partir des roches fraîches vers les roches plus altérées (bordures vers le centre des figures 6.14 et 6.15). De plus, les valeurs élevées en or ne sont pas associées au lessivage ou à l'enrichissement d'éléments majeurs spécifiques.

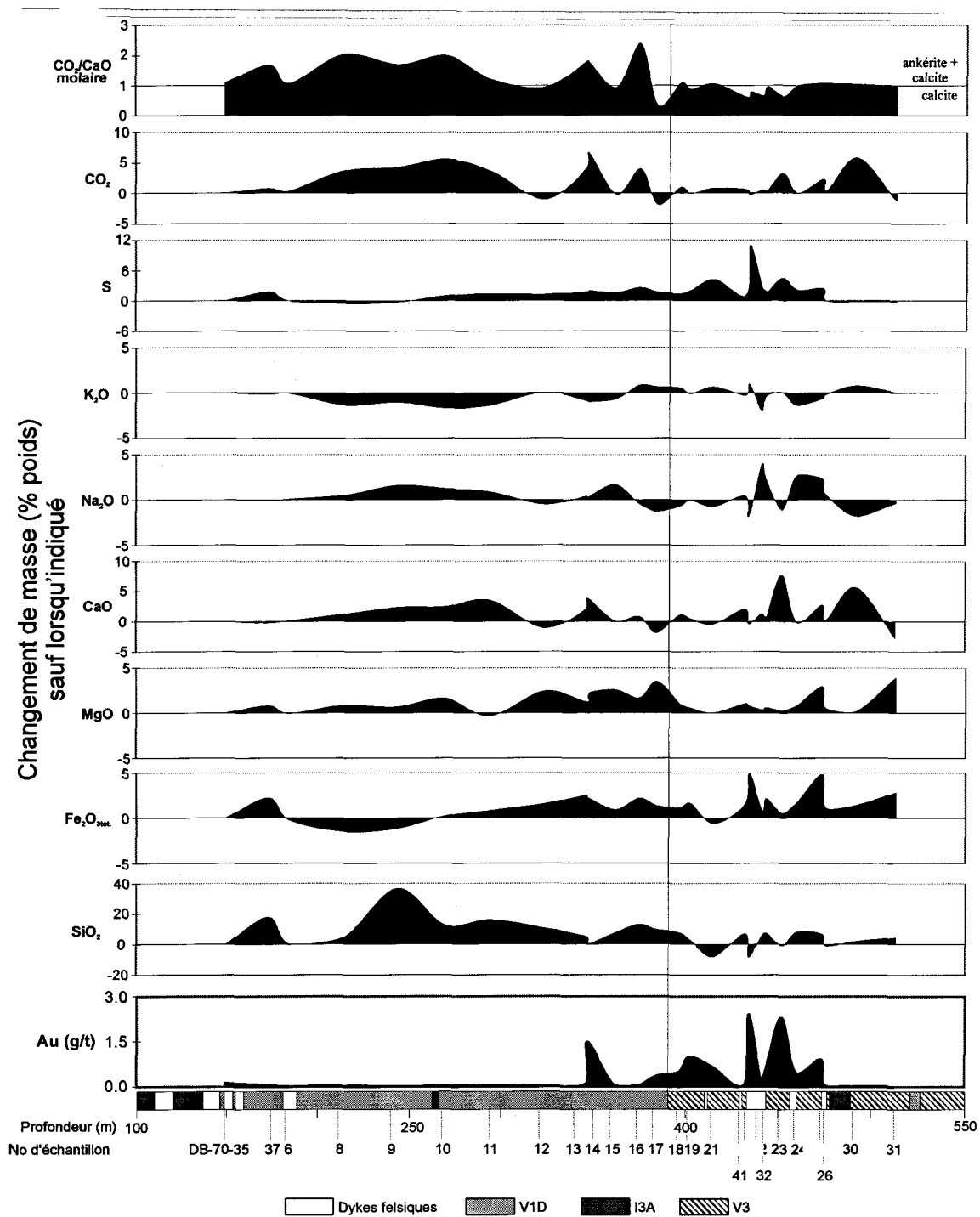


Figure 6.14. Section du forage DB-70 montrant les changements de masse à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud. Les protolites frais utilisés pour cette section sont: DB-70-2 (dyke de PQF), HA-101-20 (dyke de PQ), DB-70-35 (V1) et DB-73-36 (V3B).

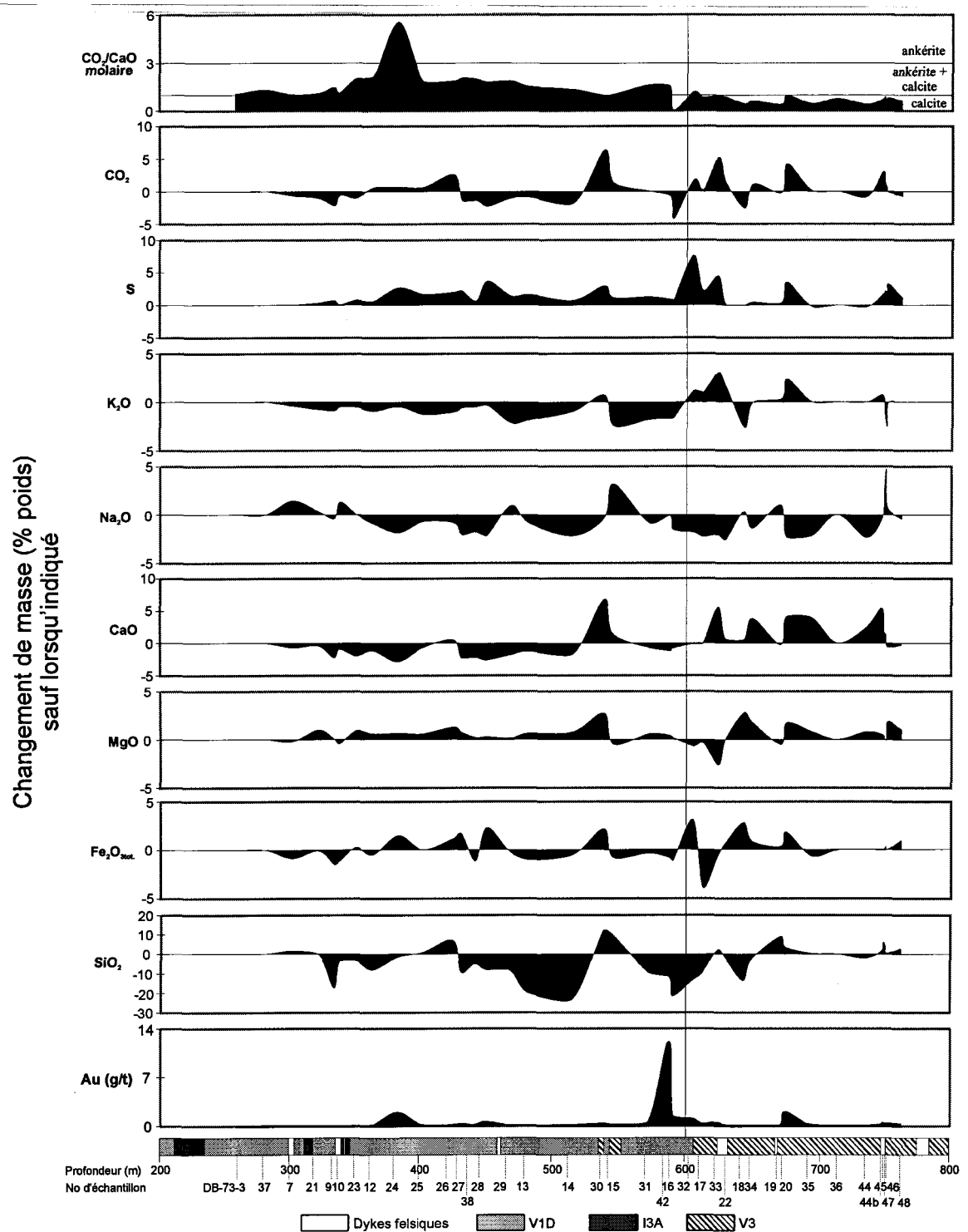


Figure 6.15. Section du forage DB-73 montrant les changements de masse à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud. Les protolites frais utilisés pour cette section sont: DB-73-3 (dyke de PQF), DO-18-2 (dyke de PF), HA-101-20 (dyke de PQ), DB-73-37 (V1) et DB-73-36 (V3B).

En général, l'enveloppe pyritisée dans la dacite se caractérise par un lessivage en alcalin (K, Na, Ca) et en SiO_2 ainsi qu'un enrichissement en MgO . Dans le basalte, un enrichissement en K_2O et en CaO , et un lessivage en Na_2O sont notés. Le S montre un maximum d'enrichissement près du contact majeur dacite/basalte ce qui coïncide avec un enrichissement marqué en K_2O et en Au. Les variations du S miment plus ou moins celles de l'Au. Bien que le changement de masse du CO_2 ne montre pas de tendance, le rapport CO_2/CaO molaire indique des valeurs plus élevées dans les roches felsiques que dans les roches mafiques. Ces observations sont en accord avec les colorations effectuées sur les carbonates.

Bien que l'enveloppe pyritisée peut être considérée comme une large zone d'altération, cette altération n'est pas uniforme à travers l'enveloppe et elle n'est pas intimement associée à la quantité de pyrite ou à la concentration en or.

Mini Chevrier Sud

Chimiquement, à l'approche du dyke de PQ, quelques changements sont notés (Fig. 6.16). Cependant, ces changements ne sont pas symétriques de chaque côté du dyke. Le dyke de PQ est enrichi en CaO , en Na_2O et en CO_2 par rapport à un dyke de PQ non-minéralisé (HA-101-20). Cependant, cette hausse apparente est aussi possiblement associée à une composition du dyke de PQ frais qui n'est pas représentative. Il existe une certaine variation dans la composition des dykes felsiques au gisement de Chevrier Sud surtout chez les alcalins.

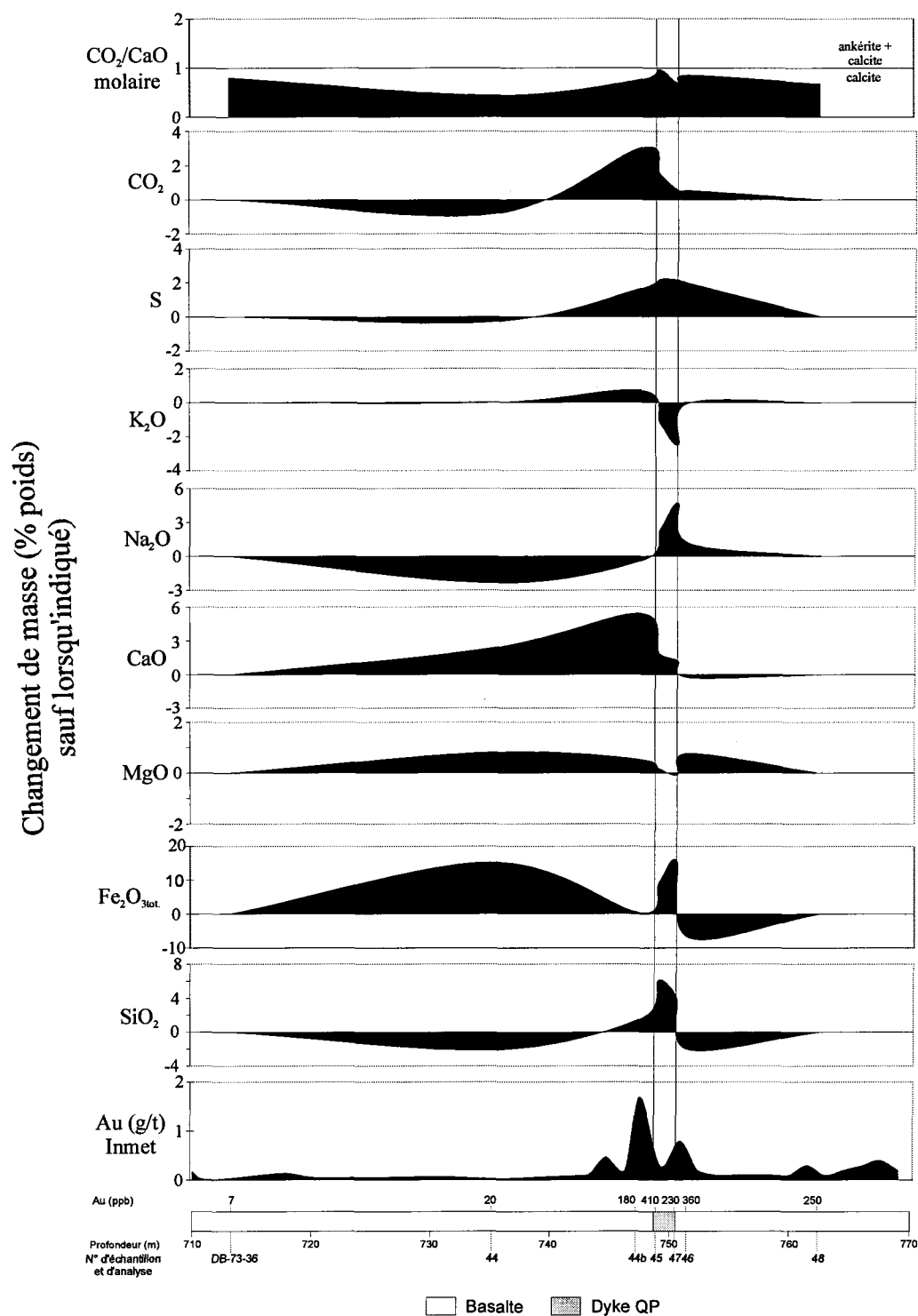


Figure 6.16. Section du forage DB-73 montrant les changements de masse pour la zone mini Chevrier Sud retrouvée à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud. Les échantillons aux extrémités de la section ont servi de protolite frais ainsi que HA-101-20 pour le dyke de PQ.

Le dyke de PQ, ainsi que ses éponges immédiates de basalte, montrent un enrichissement en S qui se traduit en une baisse du rapport $\text{SiO}_2/\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{S}$ dans le basalte à l'approche du dyke de PQ. À l'exception du S et du MgO, les variations chimiques ne sont pas solidaires de part et d'autre du dyke. Une augmentation très restreinte en K_2O est observée sur l'éponge nord du dyke, tandis qu'elle est absente sur l'éponge sud. Elle est possiblement présente aussi mais d'étendue encore plus restreinte. La zone d'altération semble donc très restreinte autour du dyke de PQ.

Éléments indicateurs

Dans la recherche de minéralisation aurifère, l'utilisation d'éléments discriminants comme guide d'exploration s'avère souvent utile. Ces éléments sont dispersés, par rapport à l'or, selon des halos d'altération plus étendus et présents en proportion plus importante. Ils permettent ainsi de localiser de larges zones anormales. Parmi les éléments utilisés, l'As, l'Sb et le Te semblent des éléments indicateurs très favorables (McCuaig et Kerrich, 1998 et références ci-incluses). Le S peut s'avérer aussi un élément indicateur utile lorsque l'or est associé à un sulfure. Toutefois, chaque secteur minéralisé constitue un cas spécifique et doit être traité en tant que tel.

Une étude sur les éléments indicateurs du gisement de Chevrier Sud a déjà été présentée par Legault et al. (2000). Ce travail a démontré qu'aucune bonne corrélation (variance $R^2 \geq 0,5$) existe entre l'or et les éléments et les rapports étudiés. Cependant, une faible corrélation (variance $0,25 > R^2 > 0,5$) existe entre l'Au, l'Ag et le S. La présence de

l'or en inclusions dans la pyrite explique la relation entre l'Au et le S. L'or est retrouvée sous forme de sylvanite et d'électrum expliquant ainsi la relation entre l'Au et l'Ag.

L'absence de corrélation de l'or avec les éléments et les rapports d'éléments choisis s'explique en partie par la présence de roches felsiques et mafiques dans l'enveloppe pyritisée. Legault et al. (2000) ont démontré qu'une corrélation de certains éléments (As, Zn, K₂O) et rapport (SiO₂/H₂O+CO₂+S) avec l'or peut être observée dans les basaltes. Le cas de la zone mini Chevrier Sud est intéressant car il permet d'illustrer que ces éléments et ce rapport sont associés à l'or.

Synthèse

L'étude lithogéochimique a permis d'illustrer les variations des éléments majeurs et traces à travers la zone aurifère du gisement de Chevrier Sud. La plupart des éléments et des rapports montrent des variations erratiques à travers la zone aurifère. Dans la dacite, une zone riche en carbonates avec un rapport CO₂/CaO molaire supérieur à 1 est observée dans la partie supérieure de l'enveloppe pyritisée. Des valeurs élevées en CO₂ sont aussi observées dans les basaltes mais leur répartition est erratique. Dans la zone aurifère, une augmentation en K₂O, Na₂O, Ba et Rb dans le basalte et une augmentation en Fe₂O_{3tot.} et MgO dans la dacite sont généralement notées. Cette modification chimique est probablement associée à un échange d'éléments au contact basalte/dacite entre ces deux types de roche.

L'analyse statistique indique qu'aucune bonne corrélation existe entre l'or et les éléments étudiés. Seule une corrélation moyenne existe entre l'Au, l'Ag et le S.

Cependant, les basaltes montrent une relation positive avec le K_2O , l'As et le Zn et une relation négative avec le rapport SiO_2/CO_2+H_2O+S . Cette étude démontre bien le caractère variable de l'altération à travers la zone aurifère et l'absence de relation étroite entre la minéralisation aurifère et l'altération.

6.5.2. Gisement de Chevrier

6.5.2.1. Introduction

L'altération hydrothermale associée aux zones aurifères du gisement de Chevrier est très bien développée. Elle se caractérise mégascopiquement par une intense carbonatation, chloritisation, séricitisation et pyritisation. Cette altération est intimement associée à des zones de déformation intense. Une étude pétrographique et lithogéochimique détaillée des zones d'altération, du même type que celle sur le gisement de Chevrier Sud, a été effectuée. Pour ce faire, l'échantillonnage de cinq zones aurifères a été réalisé à partir de carottes de forage. Les zones aurifères de "type veine unique" des forages DO-35 et DO-23 et celles de type "amas de veines" des forages FA-51, DO-31 et GFA-126 ont été sélectionnées. En plus de la différence de type et d'encaissant, certaines des sections présentent des dykes felsiques. C'est afin de démontrer la constance de l'altération malgré ces différentes variantes que ces sections furent sélectionnées.

6.5.2.2. Pétrographie des altérations

Dans le cadre de l'étude pétrographique des altérations hydrothermales, plus de 80

lames minces ont été étudiées. Cette étude s'ajoute aux autres travaux pétrographiques déjà réalisées sur certaines zones aurifères du gisement de Chevrier (Magnan, 1990; Dupuis, 1992).

Bien qu'il y a une variation dans le type d'encaissants, les variations minéralogiques à l'approche des zones aurifères sont essentiellement les mêmes dans toutes les sections étudiées (Figs. 6.17 à 6.21). Les gabbros du secteur du gisement de Chevrier présentent généralement l'assemblage "épidote-chlorite-calcite" loin des zones aurifères. Ceci diffère des indices "East Showing" et des Tranchées qui présentent des gabbros avec actinote à moins de 10 mètres des zones aurifères. Bien que ces indices soient de volumes inférieurs, comparé au gisement de Chevrier, les zones aurifères sont d'épaisseurs similaires, ce qui suggère que l'altération à Chevrier a affecté un plus grand volume de roche. L'actinote, qui remplace typiquement les pyroxènes dans les roches mafiques métamorphisées au faciès des schistes verts dans la région à l'étude, n'a pas été observée dans les gabbros du secteur immédiat. Pour sa part, le plagioclase est légèrement à fortement saussuritisé et sa concentration est inversement proportionnelle à celle de l'épidote. Les roches qui encaissent le gisement de Chevrier présentent donc une altération de base (propylitique) caractérisée par l'assemblage "épidote-chlorite-calcite" pour les gabbros (Planche 6.9A) et "chlorite-calcite-séricite" dans le cas des basaltes (Planche 6.9B). L'étendue de cette altération n'a pu être déterminée mais elle est présente à plus de 50 mètres des zones aurifères.

Le premier signe macroscopique de la venue d'une zone aurifère en forage est la variation de couleur du leucoxène dans les gabbros de blanc à beige-brun. Une baisse du

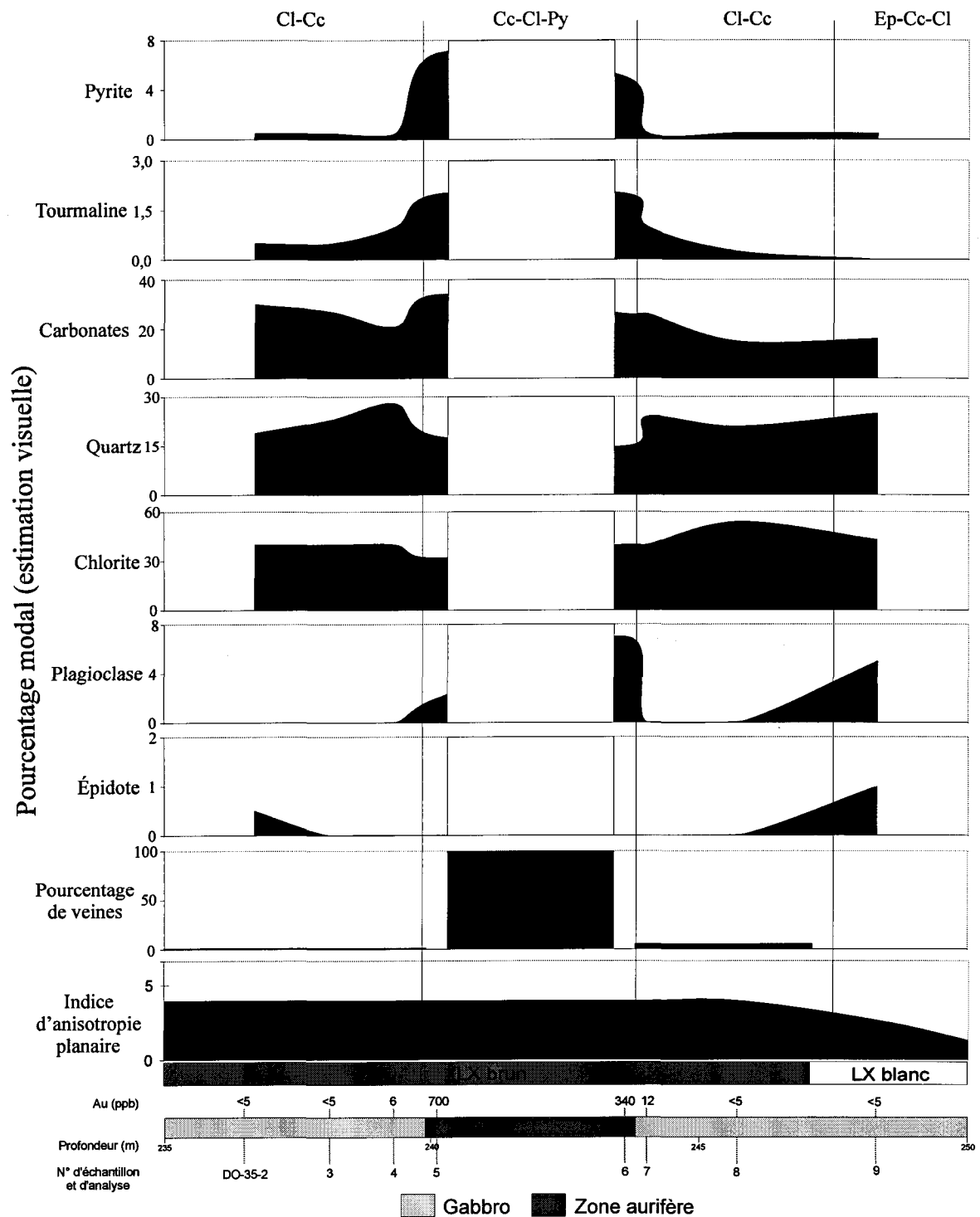


Figure 6.17. Section minéralogique d'une partie du forage DO-35. Voir figure 6.3 pour localisation. CC – calcite; CL – chlorite; EP – épidote; LX – leucoxène; PY – pyrite.

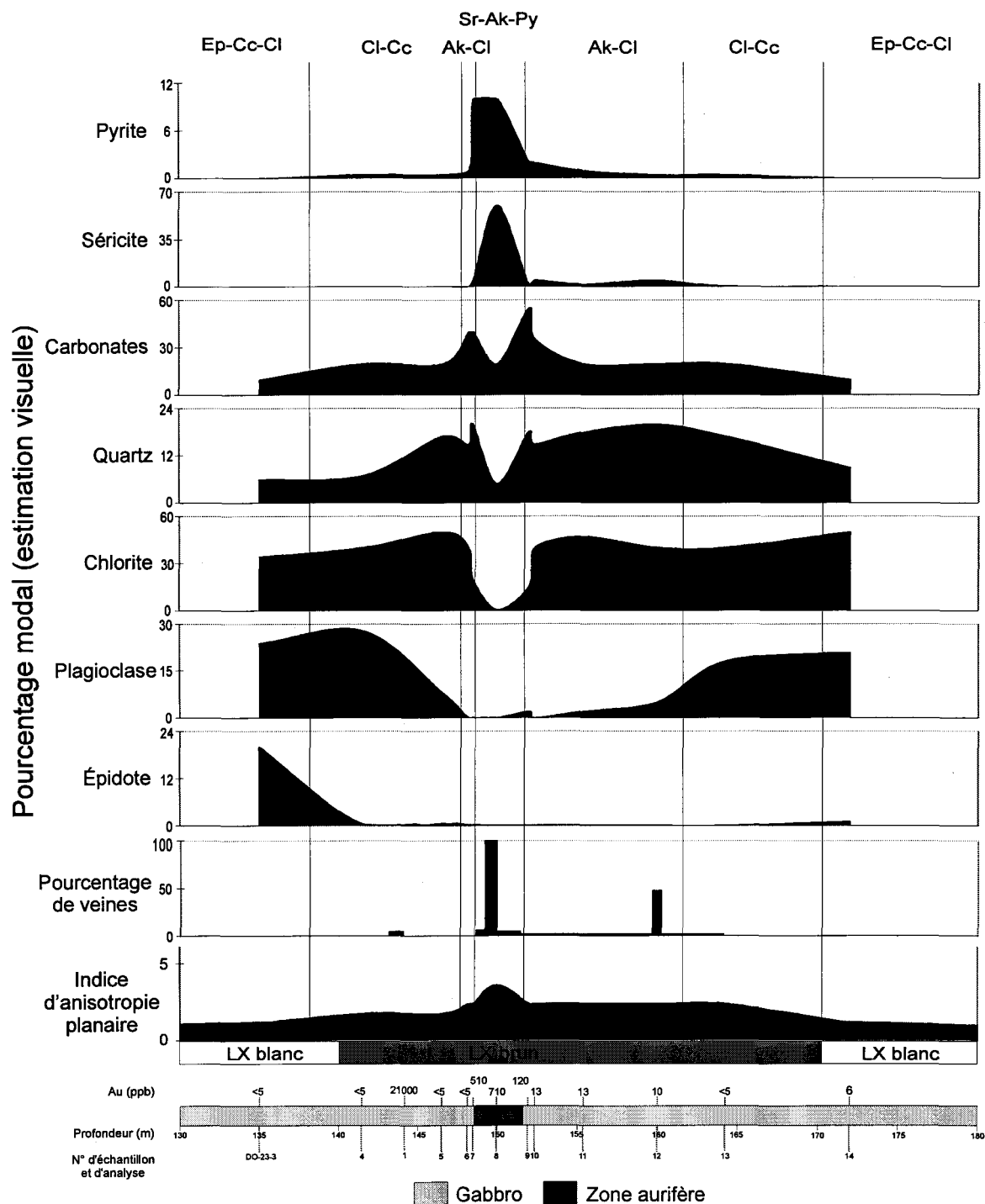


Figure 6.18. Section minéralogique d'une partie du forage DO-23. Voir figure 6.3 pour localisation. AK – ankérite; CC – calcite; CL – chlorite; EP – épidote; LX – leucoxène; PY – pyrite; SR - séricite.

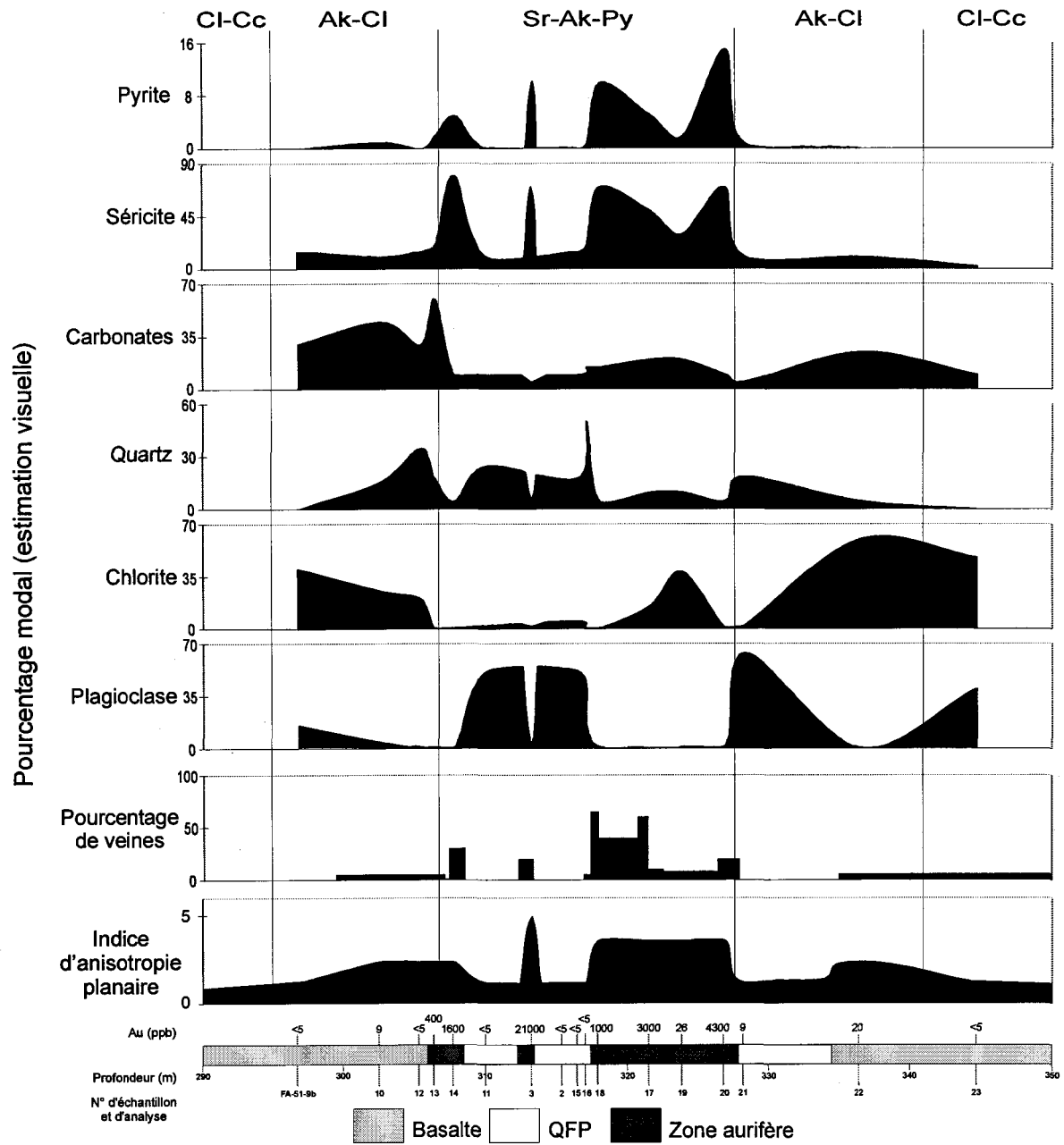


Figure 6.19. Section minéralogique d'une partie du forage FA-51. Voir figure 6.3 pour localisation. AK – ankérite; CC – calcite; CL – chlorite; EP – épidote; LX – leucoxène; PY – pyrite; SR - séricite.

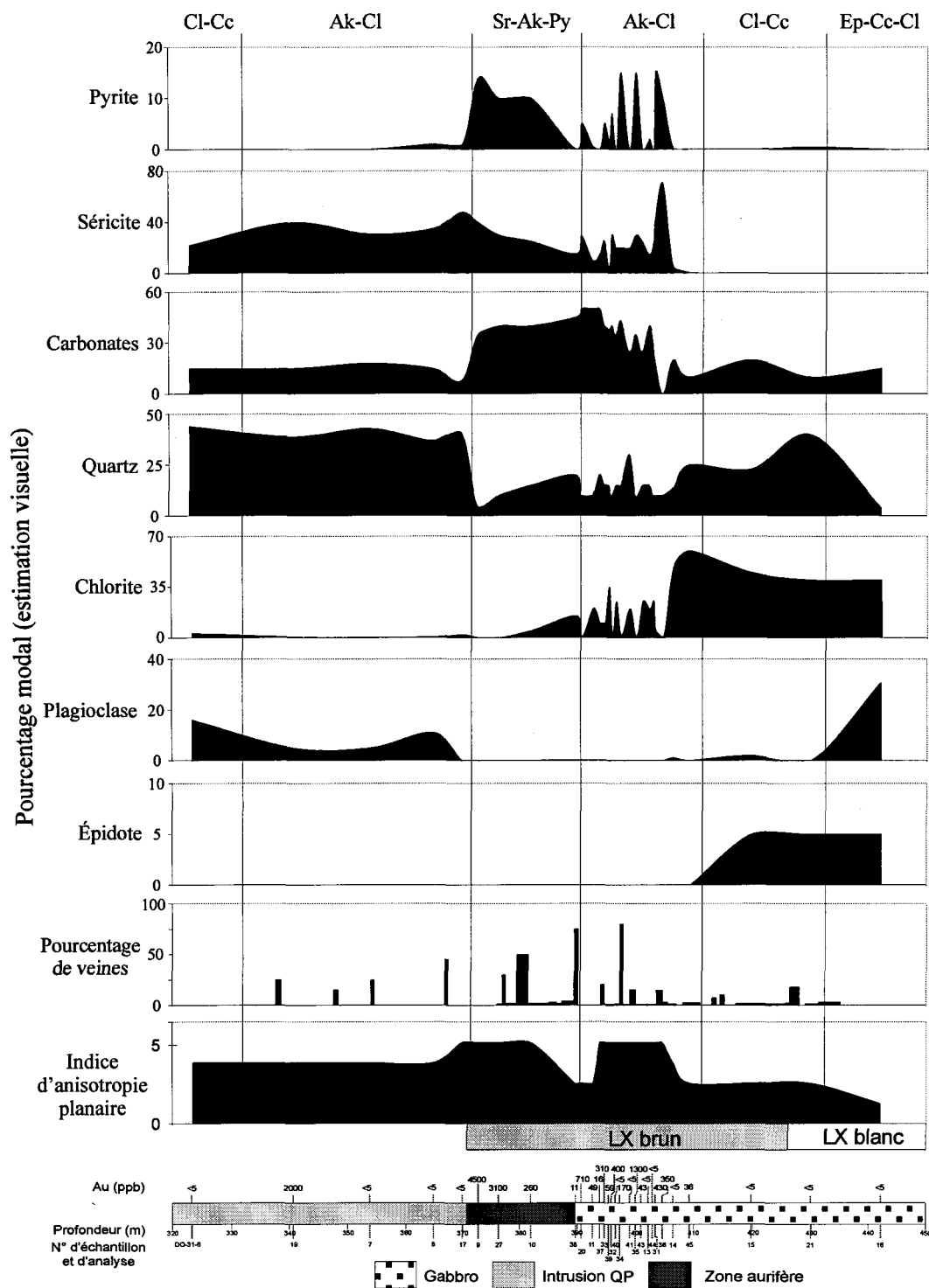


Figure 6.20. Section minéralogique d'une partie du forage DO-31. Voir figure 6.3 pour localisation. AK – ankérite; CC – calcite; CL – chlorite; EP – épidote; LX – leucoxène; PY – pyrite; SR - séricite.

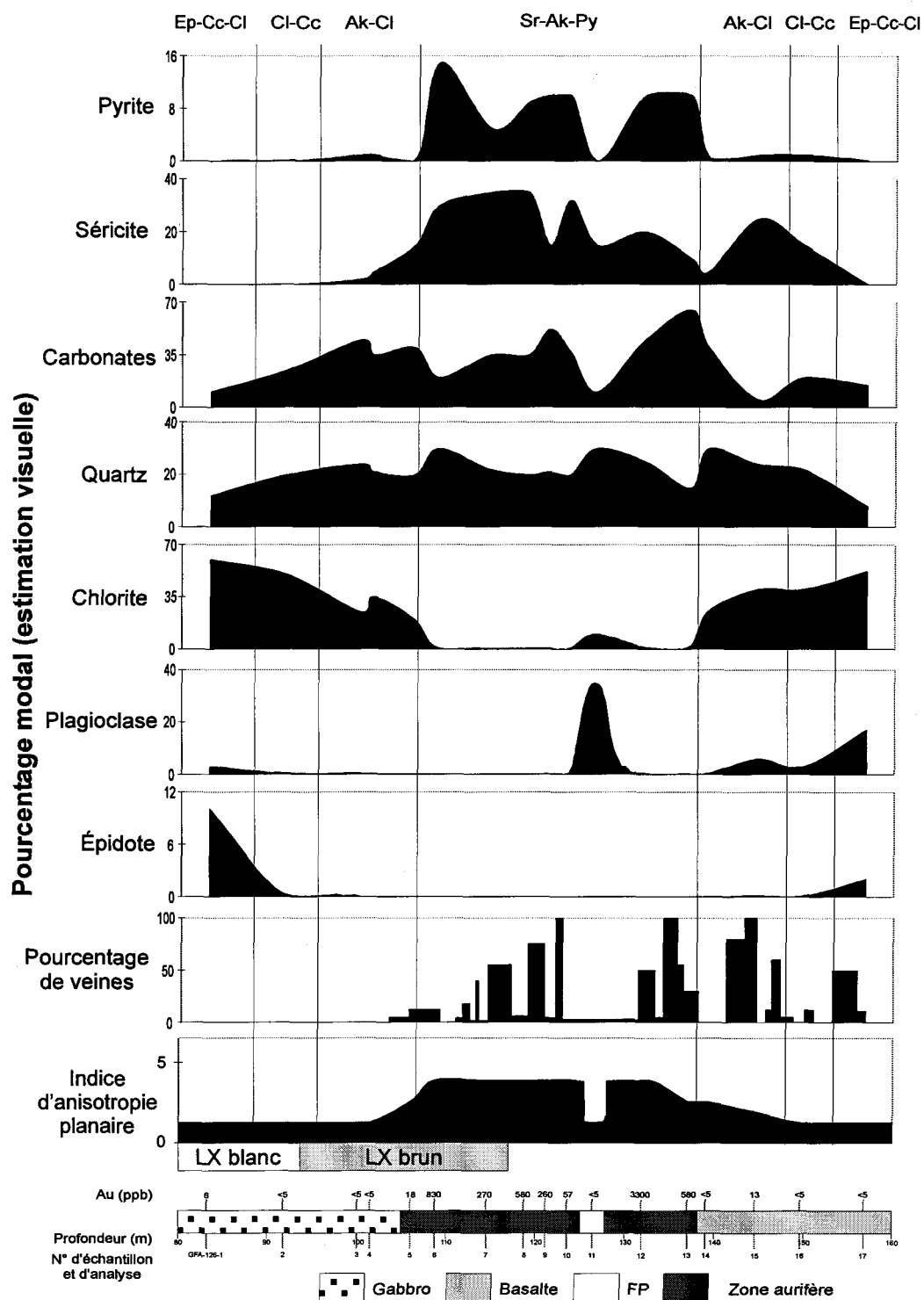
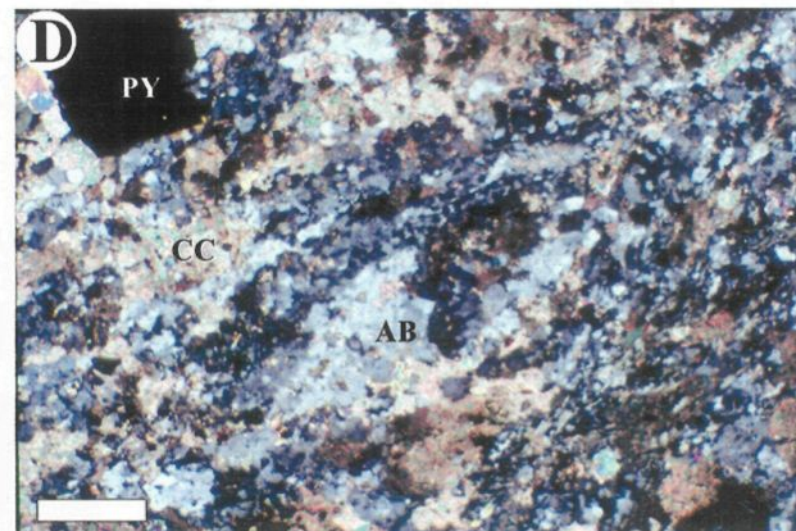
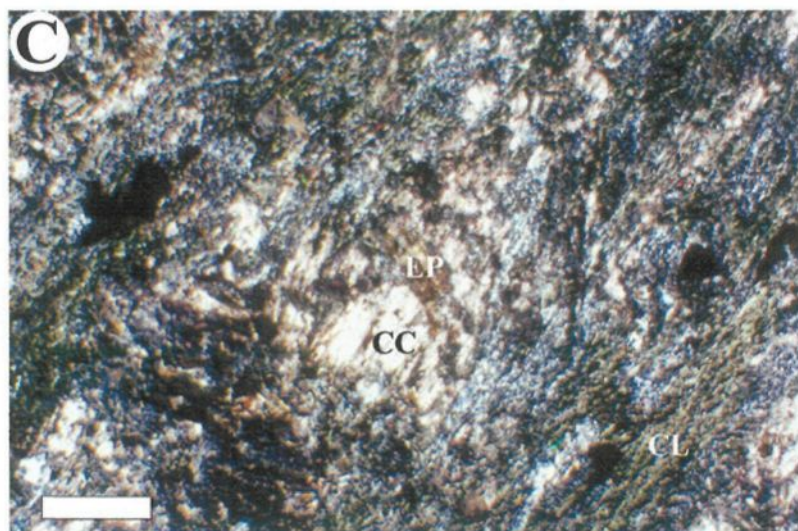
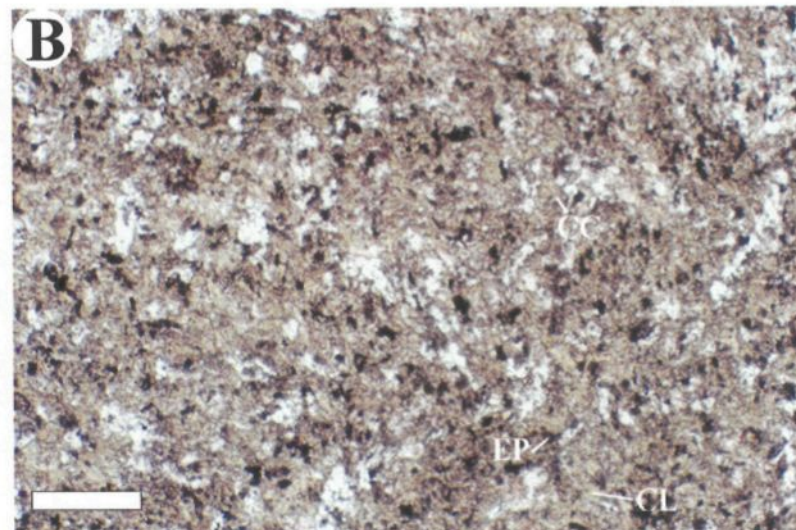
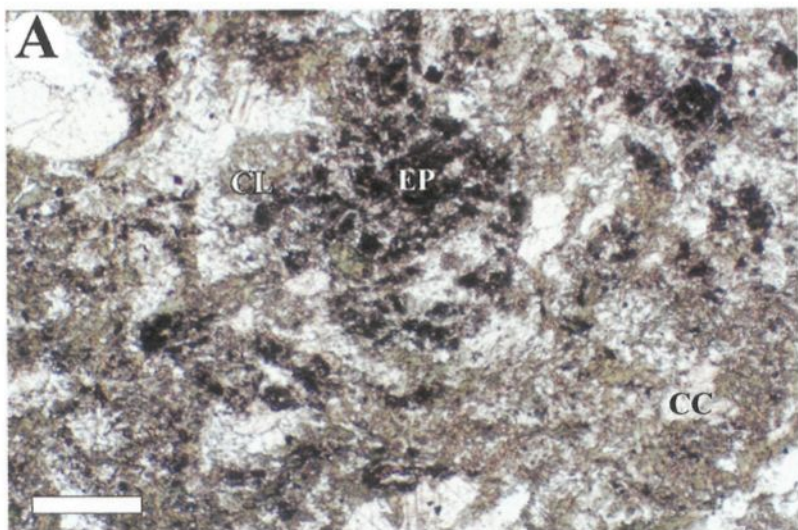


Figure 6.21. Section minéralogique d'une partie du forage GFA-126. Voir figure 6.3 pour localisation. AK – ankérite; CC – calcite; CL – chlorite; EP – épidote; LX – leucoxène; PY – pyrite; SR - séricite.

Planche 6.9. Altération associée au gisement de Chevrier I

- A) Photomicrographie de l'altération de base (propylitique) en épidote (EP) – chlorite (CL) – calcite (CC) d'un gabbro à plus de 40 mètres d'une zone aurifère. Barre 0,5 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon DO-31-16.
- B) Photomicrographie de l'altération de base (propylitique) en épidote (EP) – chlorite (CL) – calcite (CC) d'un basalte à plus de 20 mètres d'une zone aurifère. Barre 0,5 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon GFA-126-17.
- C) Photomicrographie montrant la calcite (CC), l'épidote (EP) et la chlorite (CL) en remplacement du plagioclase. Barre 1 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DO-35-9.
- D) Photomicrographie illustrant l'albitisation (AB) d'un gabbro près d'une veine de quartz. CC – calcite; PY – pyrite. Barre 0,5 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DO-35-6.



rapport titanomagnétite/leucoxène est aussi notée à l'approche des zones aurifères. Ce changement de couleur peut s'avérer un outil important dans la localisation des zones aurifères et il suggère que certains forages terminant dans des gabbros mélanocrates auraient eu avantage à être continués.

Une augmentation de la carbonatation est généralement observée vers les zones aurifères. L'abondance des carbonates est de 10-15% de l'ensemble des constituants à l'écart des zones aurifères. Il s'agit généralement de calcite car la roche réagit fortement à l'acide chlorhydrique. Seul le dyke de PQ dans le forage DO-31 présente de l'ankérite loin des zones aurifères (Fig. 6.20). Les carbonates se présentent principalement en association étroite avec la chlorite et les oxydes dans les oïcocrystes de pyroxène, en remplacement des plagioclases et en remplissage de fractures (Planche 6.9C). À l'approche des zones aurifères l'abondance des carbonates augmente pour atteindre localement plus de 50%. Associée à cette augmentation, les carbonates subissent un changement de composition passant de calcite à ankérite indépendamment du type de lithologie. Bien que ce changement s'observe facilement sur les carottes exposées aux intempéries (ankérite devient rouge-brun), l'identification des carbonates a été corroborée par coloration. Seul le forage DO-35 ne montre pas de variation de composition des carbonates à l'approche de la zone aurifère. À l'intérieur des zones aurifères, une baisse souvent drastique de l'abondance des carbonates est notée. Cependant, la coloration indique que ces carbonates demeurent d'une composition ankéritique.

La chlorite est abondante dans les gabbros et les basaltes à l'écart des zones aurifères formant de 30-50% de la roche. Dans les dykes felsiques, la chlorite n'est que

localement présente, représentant moins de 5% de la roche. La concentration de la chlorite reste plus ou moins stable à l'approche des zones aurifères. Le forage GFA-126 fait exception et montre une faible et constante diminution de la chlorite à l'approche de la zone aurifère (Fig. 6.21). Dans les zones aurifères, la diminution de la chlorite est drastique et son abondance devient presque nulle. Dans le forage DO-35, seule une faible baisse de la chlorite est observée (Fig. 6.17). Lorsque présente, la chlorite définit très bien la foliation mylonitique dans les zones de déformation D₂.

Une matrice quartzo-feldspathique est généralement présente dans les roches. Une estimation de la proportion de chaque minéral (quartz, feldspath) a été effectuée et ces pourcentages ont été ajoutés aux totaux du quartz et du plagioclase respectivement. La plupart du quartz est retrouvée dans la matrice quartzo-feldspathique. Une augmentation du quartz est notée à l'approche des zones aurifères, tandis qu'il y a une baisse drastique à l'intérieur des zones aurifères.

Bien qu'une partie du plagioclase se retrouve dans la matrice quartzo-feldspathique, la plupart se trouve sous la forme de cristaux de taille millimétrique dans les gabbros et les dykes felsiques. Dans les gabbros, le plagioclase est fortement saussuritisé loin des zones aurifères. L'épidote et le plagioclase sont rapidement remplacés à l'approche des zones aurifères. Dans les basaltes l'épidote n'est pas présente et le plagioclase se trouve dans la matrice et représente probablement de l'albite. Celle-ci est également substituée à proximité des zones aurifères. Cependant, dans la zone aurifère du forage DO-35, l'albite réapparaît dans la zone aurifère autour de la veine de quartz (Planche 6.9D). L'albite est à grains fins (< 0,5 mm) et remplace le quartz/albite microcristallin. Elle est beaucoup plus

fraîche que les plagioclases retrouvés en dehors de la zone aurifère et elle est donc interprétée comme étant d'origine hydrothermale.

La séricite n'est observée que localement dans les gabbros à l'écart des zones aurifères et elle peut former de 5 à 10% des basaltes. Dans les dykes felsiques, elle peut former 40% des constituants selon le degré d'altération. Dans ces roches, la séricite est intimement associée à l'altération du plagioclase. À l'approche des zones aurifères, l'abondance de la séricite varie peu mais son contenu augmente subitement à l'intérieur des zones aurifères pour atteindre localement 70%. Dans ces cas, la séricite se trouve en remplacement de la chlorite (Planche 6.10A). Dans les gabbros à oïcocryste de pyroxène, la fuchsite (mica blanc de teinte verte) est observée en remplacement des pyroxènes (Planche 6.10B). À l'intérieur des zones aurifères, c'est surtout la séricite qui définit la foliation mylonitique. Cependant dans le forage DO-35, la séricite est complètement absente dans la zone aurifère ainsi que dans la section.

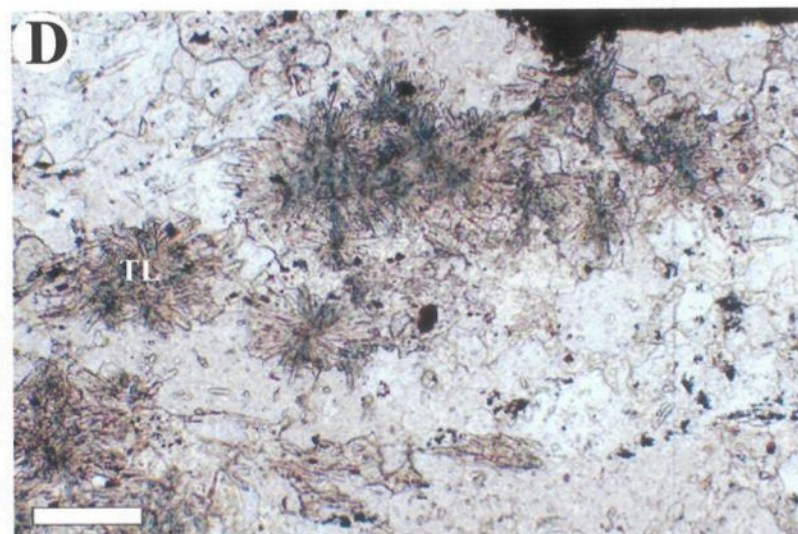
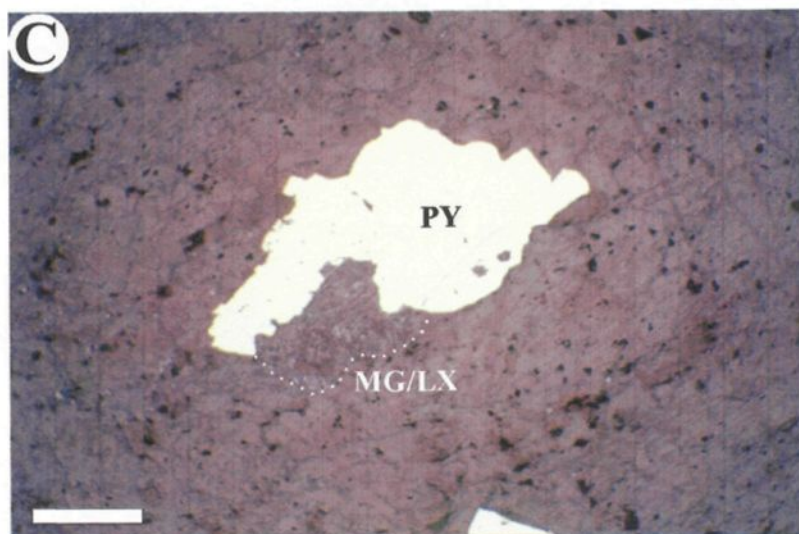
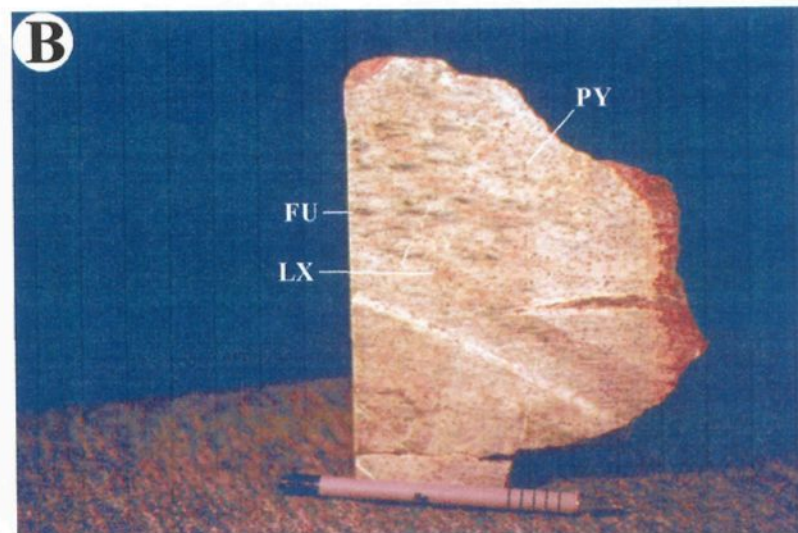
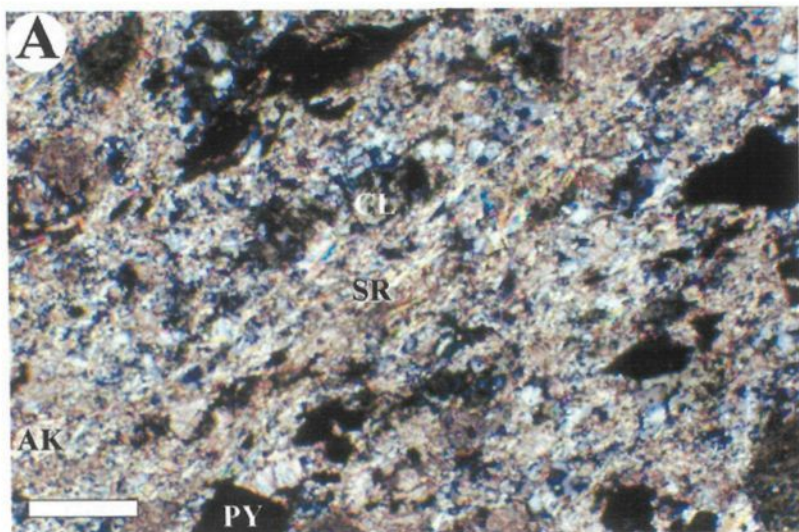
La pyrite n'est retrouvée que dans les zones aurifères. Son apparition se fait de façon soudaine, sa concentration ne dépassant pas 1% en dehors de la zone aurifère sauf en association avec des veines de quartz-carbonates aurifères. La pyrite est intimement associée à la présence de séricite sauf dans le forage DO-35. Une partie de cette pyrite est en remplacement des grains de titanomagnétite/leucoxène (Planche 6.10C).

La tourmaline est retrouvée en faible quantité (traces à 2%) à travers la section du forage DO-35 seulement. Elle se présente en remplissage de fracture avec le quartz ou en rosette radiale (Planche 6.10D).

En résumé, les zones aurifères sont caractérisées par une séricitisation, une

Planche 6.10. Altération associée au gisement de Chevrier II

- A) Photomicrographie montrant la séricite (SR) remplaçant la chlorite (CL) à l'approche de la zone aurifère. AK - ankérite; PY – pyrite. Barre 0,25 mm. Nicols croisés. Coupe YZ. Échantillon DO-23-7.
- B) Oïkocrysts (?) de pyroxène remplacé par la fuchsite (FU) dans un gabbro aurifère. Dans la partie supérieure de l'échantillon, la coupe est dans le plan de la schistosité (coupe XY) ce qui permet d'illustrer la linéation d'étirement définie par la fuchsite. LX – leucoxène; PY – pyrite. Affleurement 1267.
- C) Photomicrographie d'un cristal de pyrite (PY) remplaçant un grain de titanomagnétite/leucoxène (MG/LX). Barre 0,5 mm. Lumière réfléchie. Coupe YZ. Échantillon DO-35-6.
- D) Photomicrographie des rosettes de tourmaline (TL) non-affectées par la déformation. Barre 0,25 mm. Lumière naturelle. Coupe YZ. Échantillon DO-35-6.



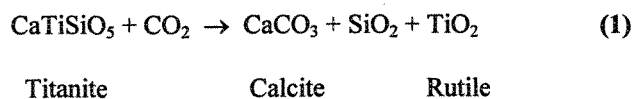
ankéritisation et une pyritisation. La séricitisation se fait au dépend de la chlorite, tandis que la carbonatation se fait au dépend du plagioclase et de l'épidote. Les valeurs aurifères sont intimement associées aux veines de quartz/ankérite et à la pyrite disséminée.

Synthèse

Une variation d'assemblage des minéraux d'altération est notée à l'approche des veines ou des amas de veines dépendant du type de zone aurifère. Les minéraux d'altération sont présentés en terme d'assemblage minéralogique et non pas en terme de paragenèse ce qui suggérerait qu'un équilibre existe entre les différents minéraux. Les minéraux formant l'assemblage minéralogique sont ceux qui représentent une proportion importante de la roche indépendamment de sa composition. Cette variation est plus ou moins symétrique autour de la zone aurifère indépendamment du type de zone aurifère, de l'encaissant ou de la présence de dykes felsiques. Les assemblages de minéraux d'altération varient de épidote-chlorite-calcite, calcite-chlorite à ankérite-chlorite en s'approchant de la zone aurifère. Cette dernière est associée à l'assemblage séricite-ankérite-pyrite.

Le premier signe d'altération autour des veines aurifères est la variation de couleur du leucoxène qui passe de blanc à beige-brun. Cette variation de couleur est en général associée au changement d'assemblage d'épidote-chlorite-calcite à calcite-chlorite et à une augmentation du rapport leucoxène/titanomagnétite. Associées à la variation de couleur, il y a une baisse en SiO_2 et une augmentation en CO_2 dans les roches encaissantes, tandis que les autres éléments demeurent sensiblement inchangés (voir prochaine section). Ce

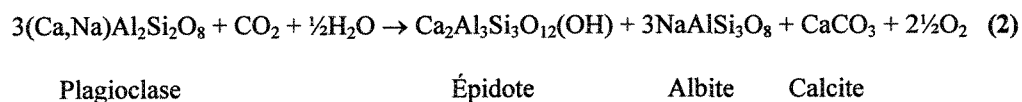
changement de couleur pourrait donc être le résultat de la carbonatation partielle à totale de la titanite selon la formule suivante:

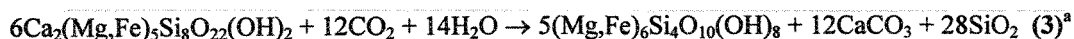


La fine granulométrie des minéraux constituant le leucoxène rend l'identification des minéraux par microsonde difficile et n'a pas donné de résultats concluants. Bien que le changement de couleur du leucoxène soit un outil très efficace pour l'exploration des zones aurifères, il n'est utilisable que dans les gabbros dû à la granulométrie grossière de ceux-ci.

L'apparition et la destruction de plus ou moins les mêmes minéraux sont observées dans 4 des sections en s'approchant de la zone aurifère. Cette constance suggère un fluide hydrothermal de composition similaire pour la plupart des zones minéralisées. Seule la zone aurifère du forage DO-35 se distingue des autres par l'absence de séricite et d'ankérite, et la présence d'albite dans la zone aurifère.

Une altération propylitique est associée aux roches encaissantes loin des zones aurifères. Elle est caractérisée par l'assemblage épidote-chlorite-calcite pour les gabbros et chlorite-calcite-séricite dans le cas des basaltes. Les réactions suivantes sont proposées pour cette altération (Colvine et al., 1988):





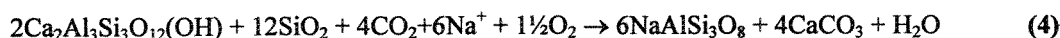
Actinote

Chlorite

Calcite

Quartz

En s'approchant de la zone aurifère, l'épidote et le plagioclase sont progressivement détruits et remplacés par la calcite et le quartz/albite microcristallin. La réaction (2) continue dans cet assemblage. De plus, la réaction suivante est proposée pour l'assemblage calcite-chlorite:



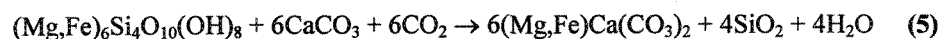
Épidote

Quartz

Albite

Calcite

L'assemblage calcite-chlorite est à son tour remplacé à l'approche de la zone aurifère par l'assemblage ankérite-chlorite. Bien que la chlorite demeure le phyllosilicate dominant, la séricite commence à faire son apparition et il y a également destruction de l'albite. De plus, la coloration indique que ce début de remplacement de chlorite est associé à un changement de composition des carbonates de calcite à ankérite-dolomite. Les réactions chimiques suivantes sont donc proposées pour expliquer ces changements (Colvine et al., 1988):



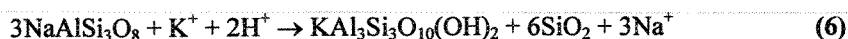
Chlorite

Calcite

Ankérite-Dolomite

Quartz

^a l'actinote peut être remplacé par le diopside dans cette réaction dans le cas où l'altération est pré-métamorphisme régional.

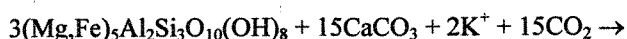


Albite

Séricite

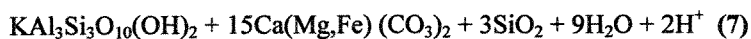
Quartz

À l'intérieur des zones aurifères, l'assemblage séricite-ankérite-pyrite est présent. La chlorite est totalement remplacée par la séricite et l'ankérite selon la réaction (7). Les sulfures se forment suite à la sulfuration de la titanomagnétite altérée en leucoxène. Cependant, dans certaines zones aurifères, l'abondance de pyrite est supérieure au contenu initial de titanomagnétite de la roche encaissante fraîche. La baisse en ankérite, généralement associée à cet assemblage, suggère une sulfuration de celle-ci pour expliquer ce surplus de sulfures. Les réactions suivantes sont suggérées pour cet assemblage (Colvine et al., 1988):



Chlorite

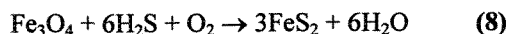
Calcite



Séricite

Ankérite-Dolomite

Quartz



Magnétite

Pyrite



Ankérite-Dolomite

Pyrite

Dolomite

Comme mentionné précédemment, la zone aurifère du forage DO-35 se distingue des autres zones. Bien que les sulfures sont présents dans les épontes de la veine de quartz, une absence de la séricite et de l'ankérite et la présence de l'albite sont toutefois notées.

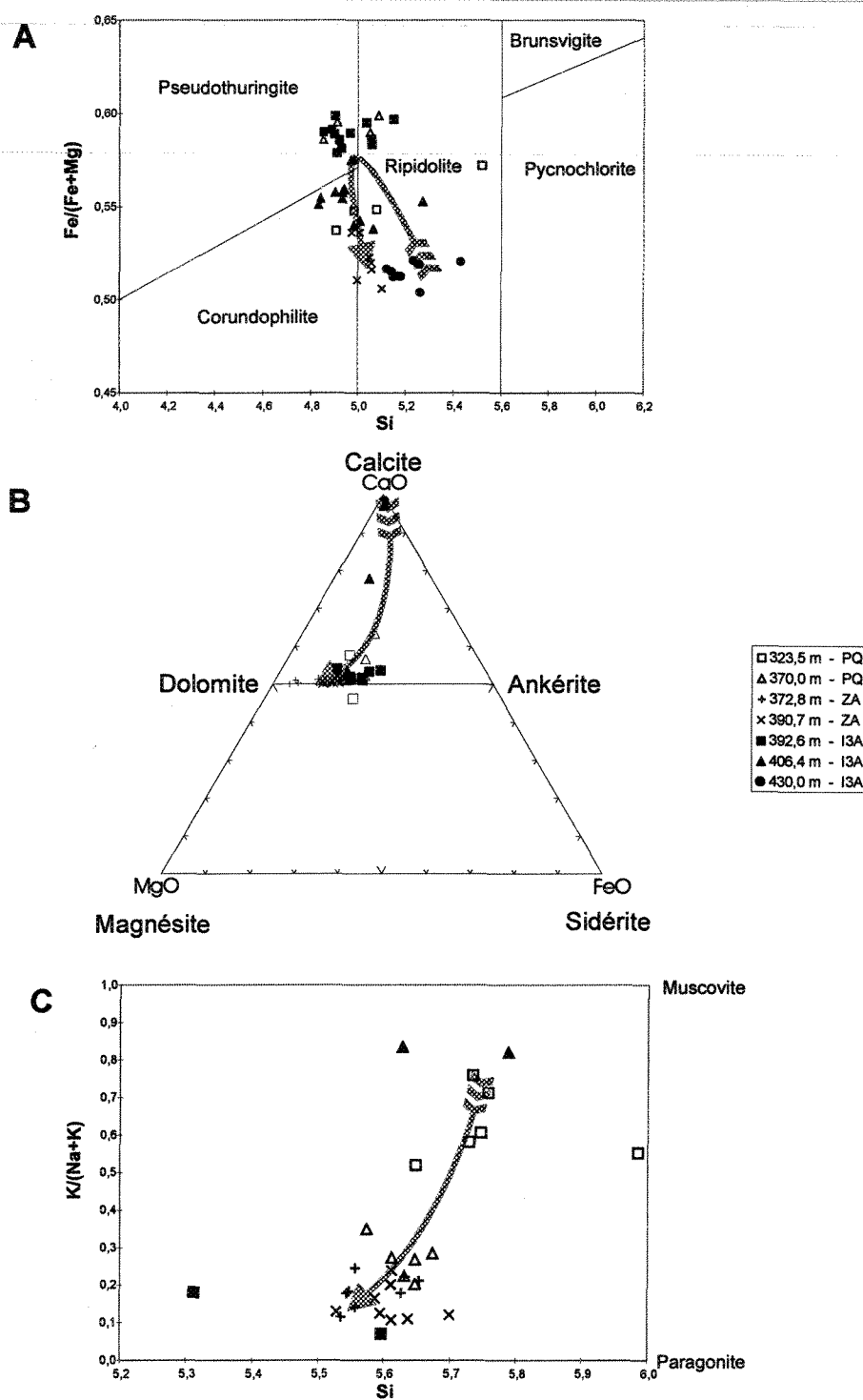
Ces variations suggèrent que les activités chimiques du CO_2 , du H_2O et du K_2O sont beaucoup moindres dans cette zone aurifère que dans les autres (Colvine et al., 1988). Cette interprétation devrait être démontrée dans la prochaine section.

6.5.2.3. Variations de la composition des minéraux d'altération

L'analyse à la microsonde de la chlorite, des carbonates et de la séricite à travers la section du forage DO-31 a été effectuée afin d'identifier si une variation dans la composition de ces minéraux existe à l'approche de la zone aurifère (Legault et al., 2000). Cette section a été sélectionnée car elle présente deux encaissants de composition différente (gabbro et dyke felsique) et donc, elle indiquera s'il y a une variation de la composition vis-à-vis de la composition de l'encaissant. Cette étude indique, en effet, une variation dans la composition des minéraux à l'approche de la zone aurifère tant dans le gabbro mélanocrate que dans l'intrusion de PQ (Fig. 6.22). Bien que les compositions des minéraux soient reliées en partie au type de roche encaissante, la variation de composition à l'approche de la zone aurifère est symétrique.

Chlorite

La chlorite est commune dans le gabbro mélanocrate, tandis qu'elle est rare dans la zone aurifère et dans l'intrusion de PQ. La chlorite est légèrement plus riche en fer qu'en magnésium et sa composition se situe près de l'intersection des champs de pseudothuringite-corundophilite-ripidolite sur le diagramme de Hey (1954; Fig. 6.22A). À l'écart de la zone aurifère, la chlorite de l'intrusion de PQ (323,5 m) a un rapport



Fe/Mg+Fe plus élevé que celui du gabbro mélanocrate (430,0 m). À l'approche de la zone aurifère, le rapport Fe/Mg+Fe de la chlorite augmente dans les deux types d'encaissant. Une faible baisse en silice dans la chlorite, associée à une augmentation de l'aluminium, est aussi notée à l'approche de la zone aurifère. Dans celle-ci, le rapport Fe/Mg+Fe de la chlorite chute dramatiquement. Cette diminution de la proportion de fer est possiblement due à la sulfurisation de la chlorite selon la réaction:



Chlorite riche en Fe

Pyrite

Chlorite riche en Mg

Carbonates

Les carbonates sont omniprésents dans la section du forage DO-31. Les tests de coloration avaient déjà indiqué que l'ankérite était le carbonate dominant dans l'intrusion de PQ et dans la zone aurifère, tandis que la composition du carbonate dans le gabbro passait de l'ankérite à la calcite en s'éloignant de la zone aurifère. Les analyses à la microsonde confirment ces résultats. Les carbonates de l'intrusion de PQ ont une composition d'environ Ak₅₀-Do₅₀ avec un peu de calcite (Fig. 6.22B). Dans la zone aurifère, le carbonate est plus riche en magnésium avec une composition variant de Ak₈-Do₉₂ à Ak₃₂-Do₆₈ avec très peu de calcite. Dans le gabbro mélanocrate, une variation de la composition des carbonates est observée. Près de la zone aurifère, celle-ci est semblable à celle des carbonates de l'intrusion de PQ. Un peu plus loin, le carbonate varie en composition de calcite à environ Ak₃₈-Do₆₂. Pour l'échantillon se trouvant le plus éloigné

de la zone aurifère, le carbonate a la composition d'une calcite presque pure. La baisse du contenu en fer dans les carbonates de la zone aurifère est vraisemblablement due à la sulfurisation de ces derniers (i.e. Colvine et al., 1988), comme suggéré à la réaction (9).

Séricite

La séricite est omniprésente dans l'intrusion de PQ et dans la zone aurifère. Elle est présente localement dans le gabbro mélanocrate près de la zone aurifère et absente loin de celle-ci. La composition de la séricite oscille entre celle de la muscovite et de la paragonite. En général, la séricite est plus riche en sodium et se rapproche donc plus de la composition de la paragonite (Fig. 6.22C). À l'écart de la zone aurifère, la séricite est riche en potassium avec un rapport $K/(Na+K)$ supérieur à 0,5. À l'approche de la zone aurifère et à l'intérieur de celle-ci, la séricite a un rapport $K/(Na+K)$ généralement inférieur à 0,3. Comme dans le cas de la chlorite, il y a une faible baisse de la silice au profit de l'aluminium dans la séricite. L'augmentation du sodium dans la séricite près et dans la zone aurifère est probablement due à l'hydrolyse de l'albite comme suggérée à la réaction (6). Dans ce cas, le sodium serait incorporé à la séricite au lieu d'être mobilisé. En tenant compte de la composition et de l'abondance de la séricite dans la zone minéralisée en comparaison avec la composition chimique de cette zone, on peut supposer que presque toute l'albite a été détruite et que la majeure partie du sodium se retrouve dans la séricite.

Variation à travers la zone aurifère

La figure 6.23 montre la variation dans la composition moyenne des minéraux à travers la zone aurifère. Une variation symétrique de part et d'autre de la zone aurifère est observée et ce, en dépit des différentes lithologies encaissantes. La forte baisse en fer des carbonates et de la chlorite, et la diminution du potassium dans la séricite est bien illustrée pour la zone aurifère. De telles variations, dans le rapport Fe/Mg dans la chlorite à travers des zones aurifères, ont été rapportées par Neall et Phillips (1987) et Dubé et al. (1987). Ceux-ci avaient également noté le faible rapport Fe/Mg à l'intérieur de la zone aurifère.

6.5.2.4. Lithogéochimie des zones minéralisées

Comme dans le cas du gisement de Chevrier Sud, une étude lithogéochimique fut réalisée au gisement de Chevrier. Cette étude montre une distribution chimique plus ou moins symétrique autour des zones aurifères et reflète bien les variations pétrographiques (Figs. 6.24 à 6.28).

Changement de masse

Les changements de masse observés dans les sections étudiées sont similaires pour les deux types de minéralisation aurifère (veine unique et amas de veines). Les éléments montrent des variations similaires dans tous les cas sauf pour la section du forage DO-23 (Fig. 6.25). En général, seules des variations légères sont notées à l'approche des zones aurifères. Par contre, le CO₂ est ajouté sur une longue intersection de part et d'autre des zones aurifères. L'Al₂O₃, la SiO₂, le Fe₂O_{3tot} et le MgO sont communément lessivés

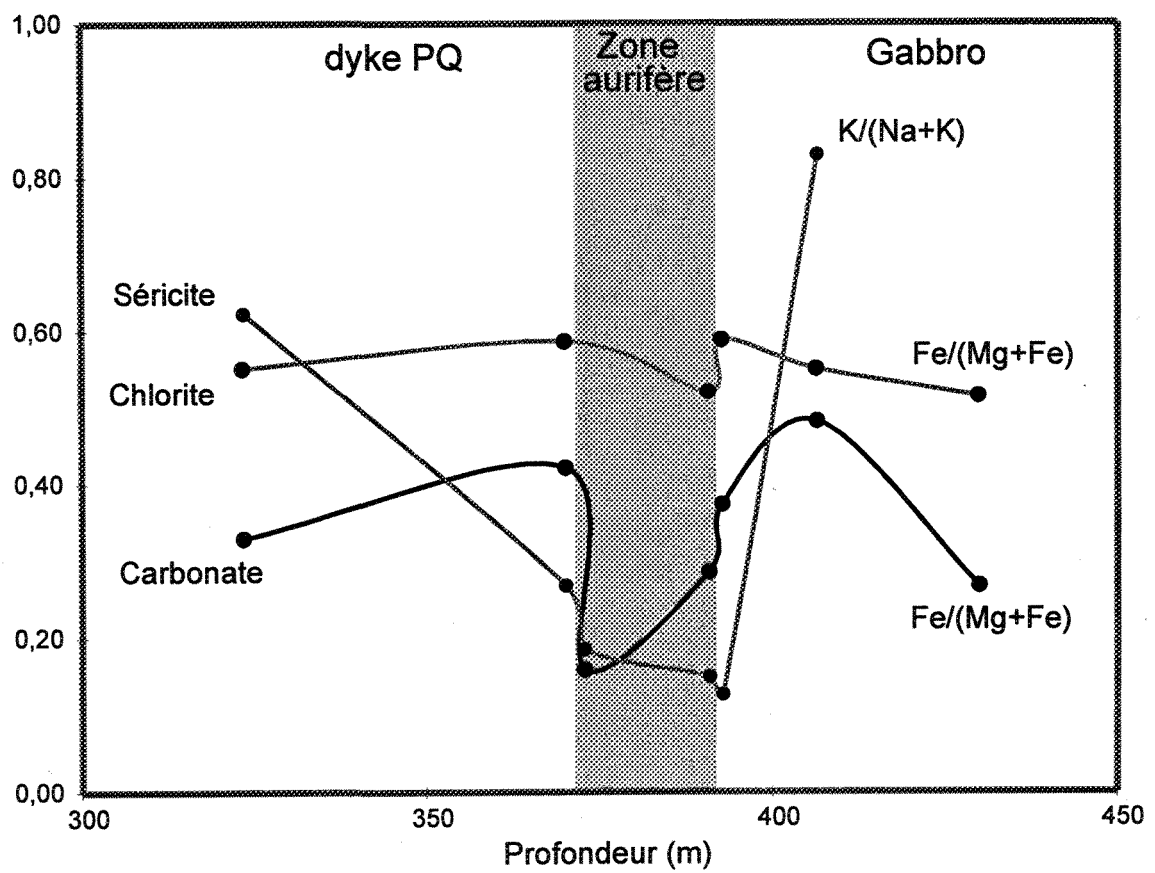


Figure 6.23. Variation de la composition moyenne de la chlorite, des carbonates et de la séricite à travers la section du forage DO-31.

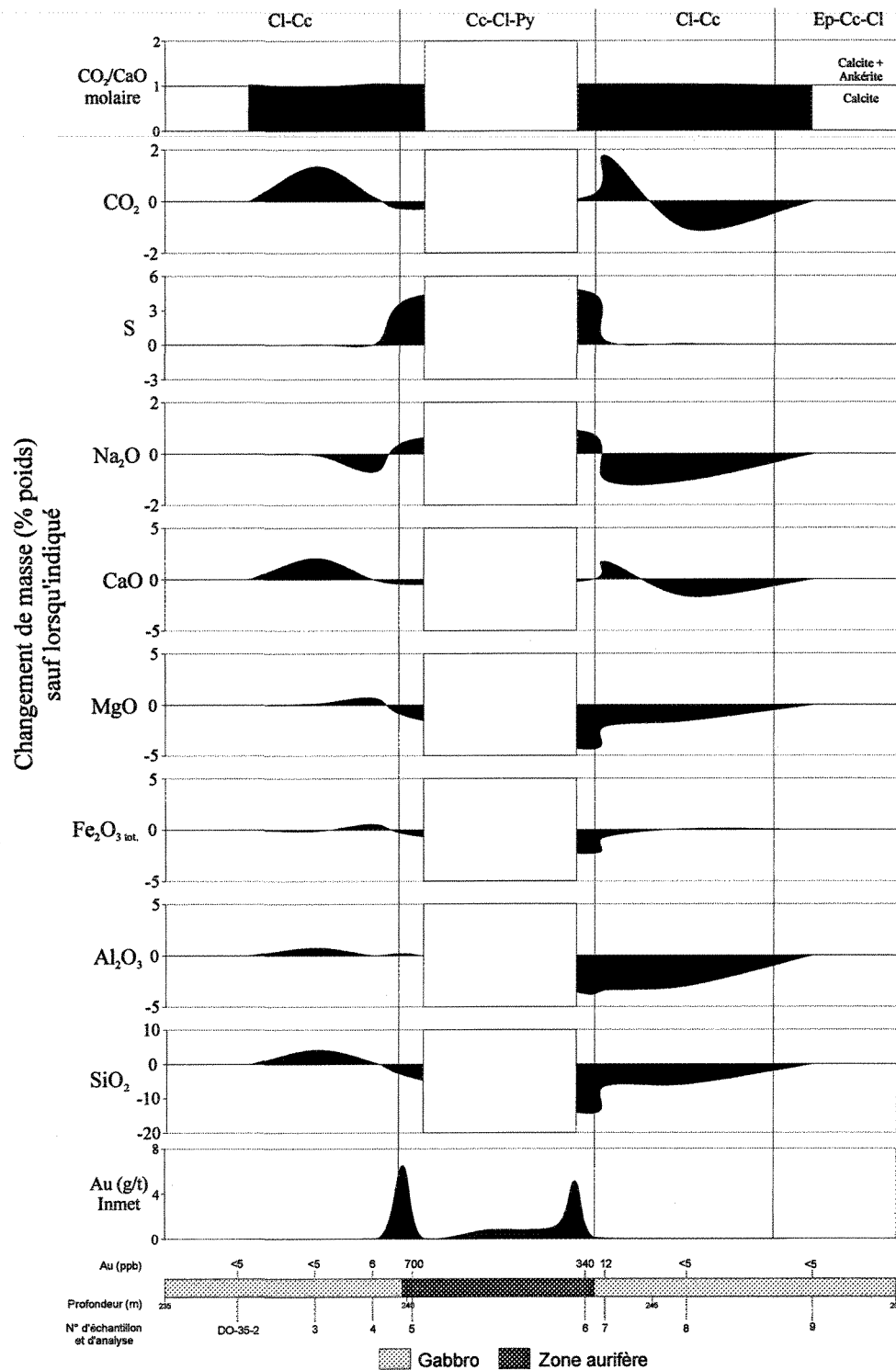


Figure 6.24. Variation du changement de masse d'une partie du forage DO-35. Voir figure 6.3 pour localisation.

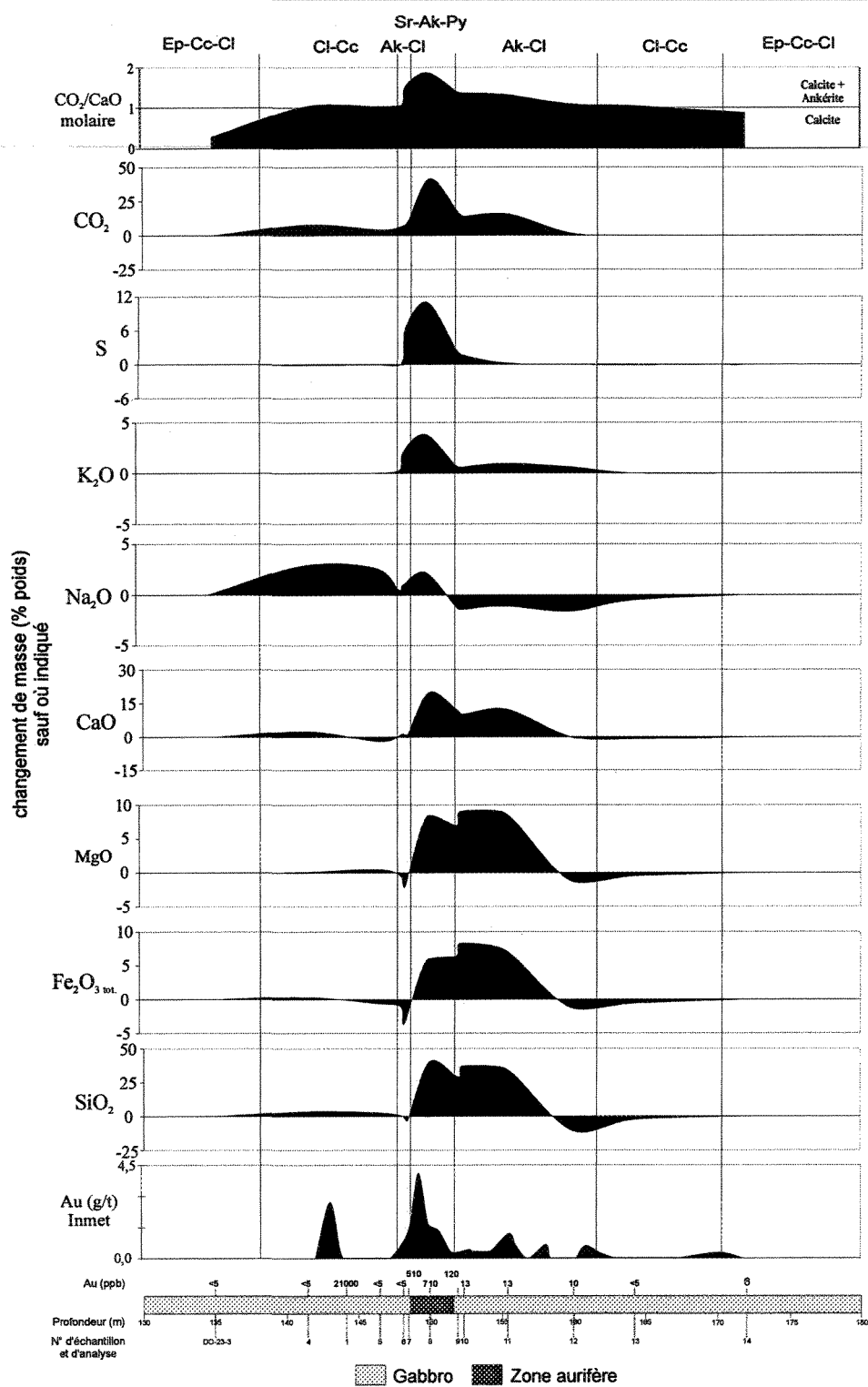


Figure 6.25. Variation du changement de masse d'une partie du forage DO-23. Voir figure 6.3 pour localisation.

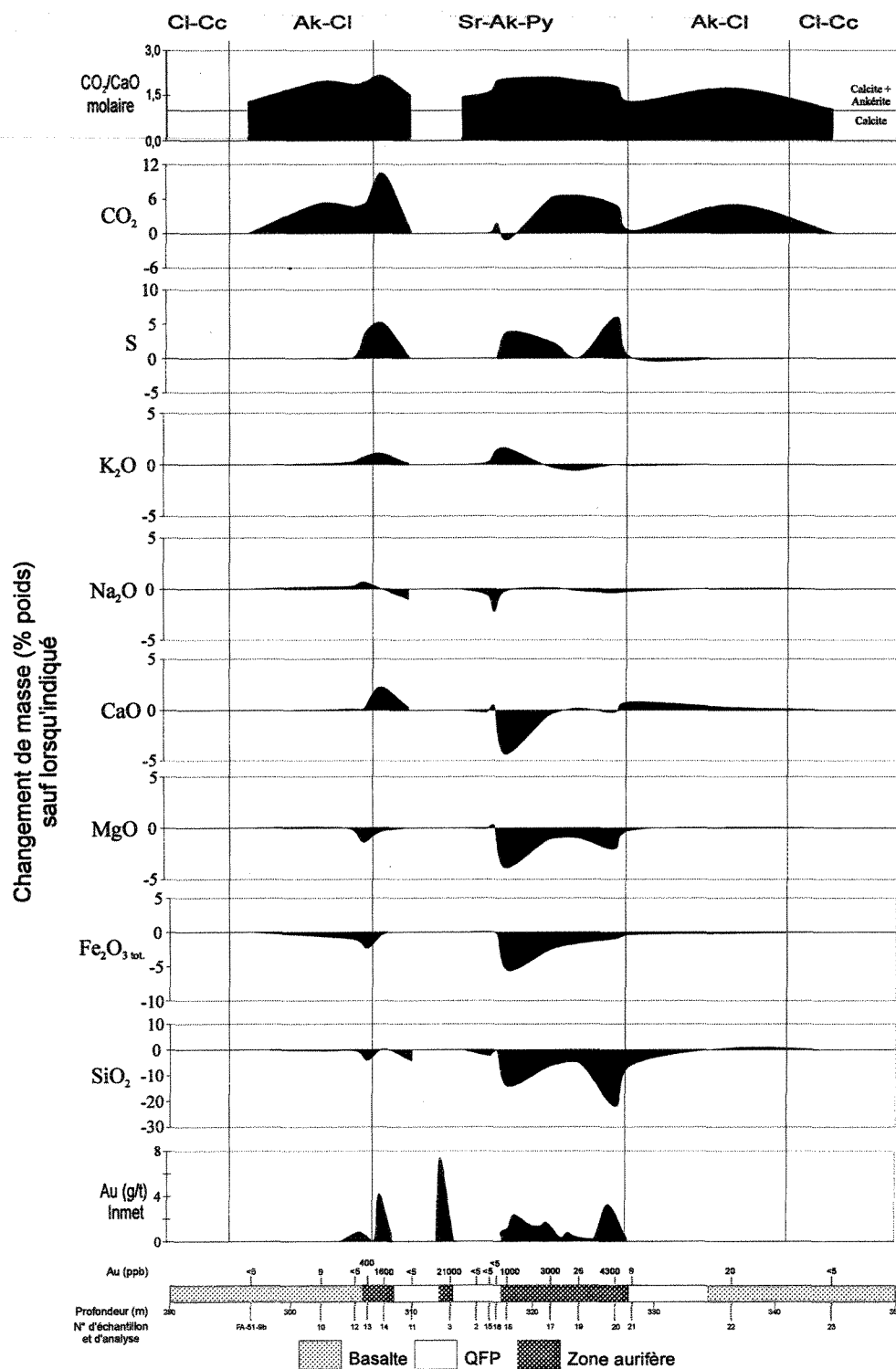


Figure 6.26. Variation du changement de masse d'une partie du forage FA-51. Voir figure 6.3 pour localisation.

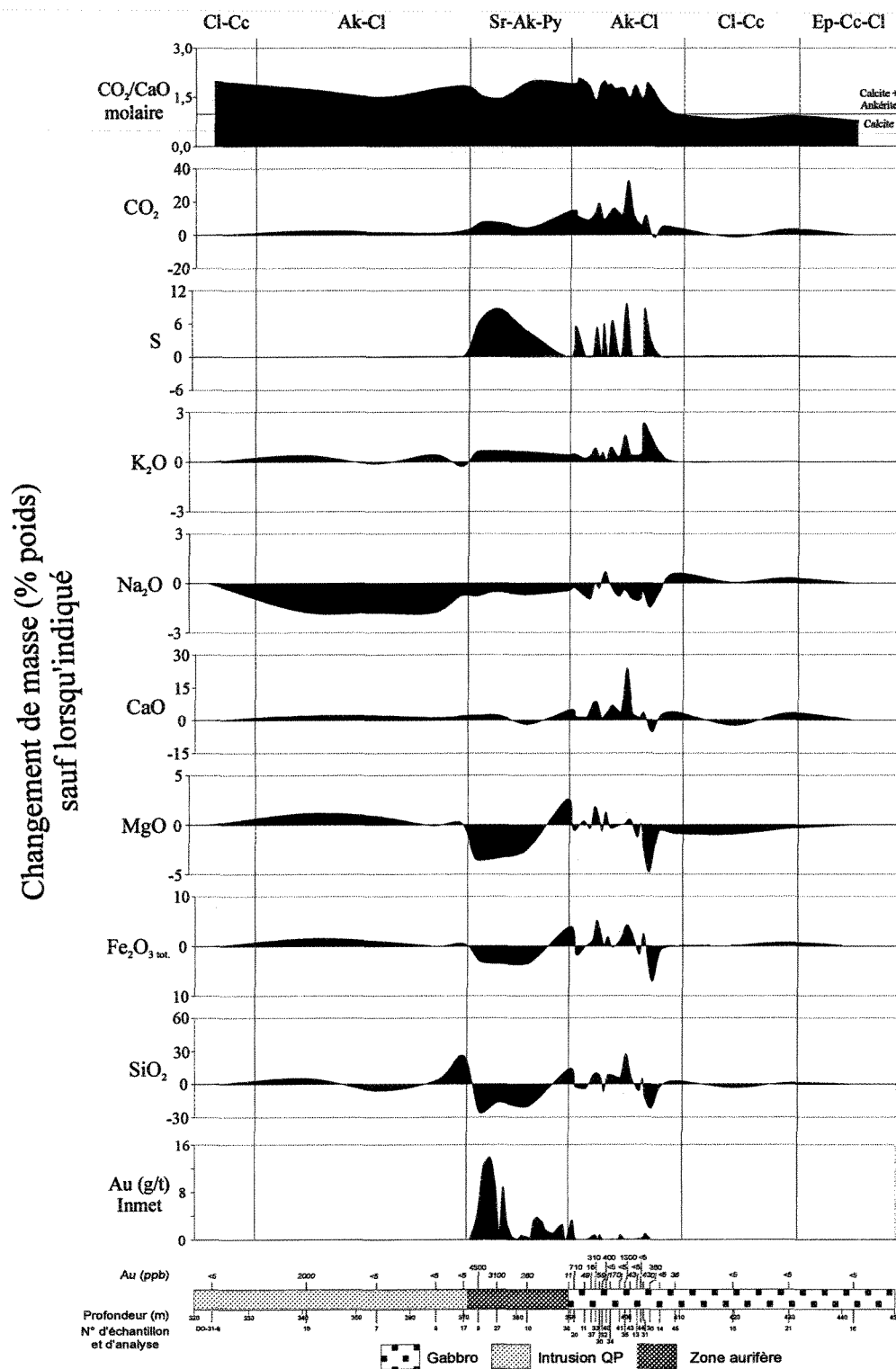


Figure 6.27. Variation du changement de masse d'une partie du forage DO-31.
Voir figure 6.3 pour localisation.

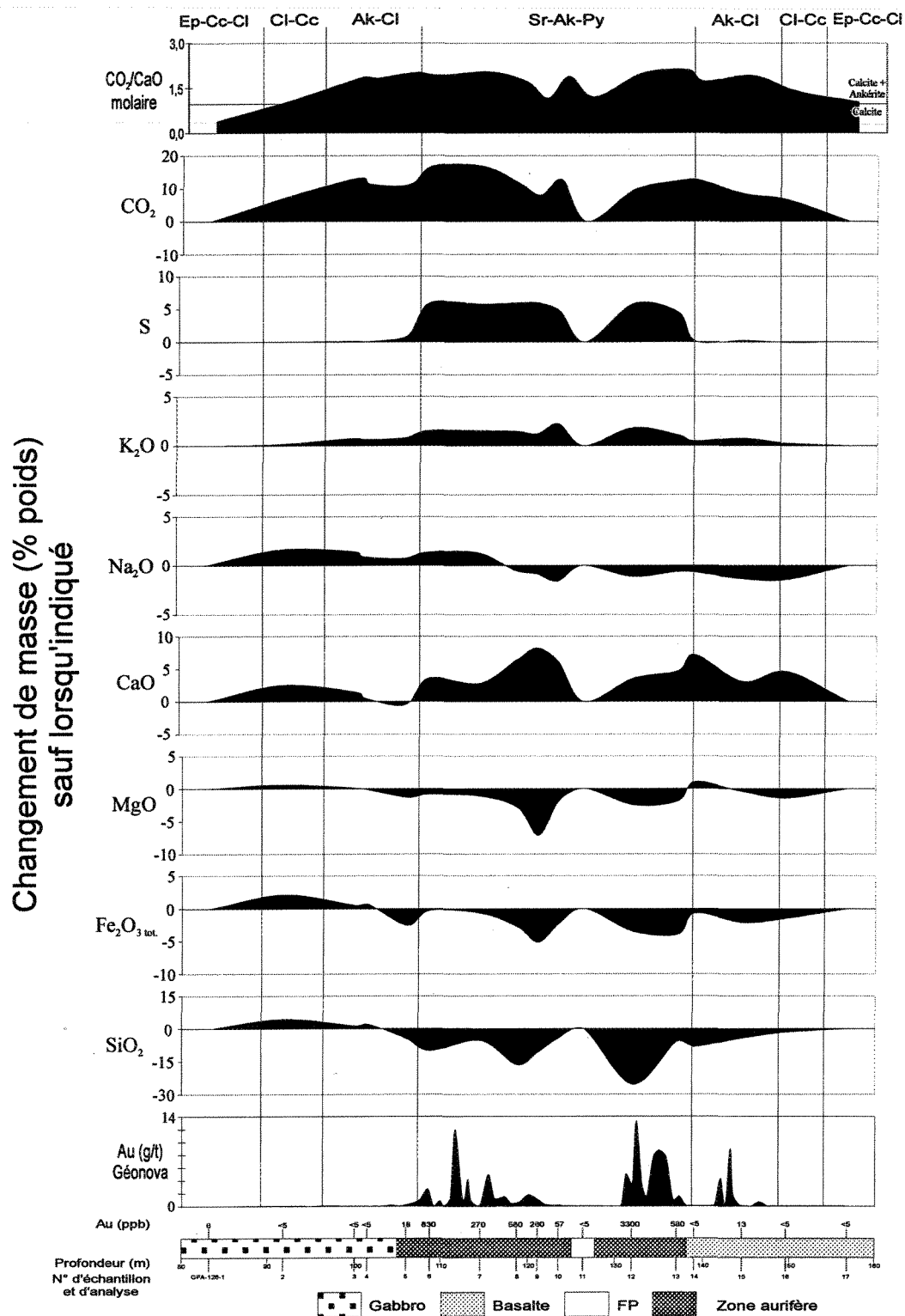


Figure 6.28. Variation du changement de masse d'une partie du forage GFA-126. Voir figure 6.3 pour localisation.

dans la zone aurifère. Ces trois derniers éléments se déposent dans les zones aurifères sous forme de veines de quartz-carbonates de fer. Quant à lui, l' Al_2O_3 semble être lessivé lors de la transformation de la chlorite en séricite. Le CaO montre un comportement variable; tantôt lessivé, tantôt enrichi dans la zone aurifère. Les secteurs lessivés suggèrent une mobilisation du calcium dans les veines de quartz-carbonates. Les zones enrichies en calcium ne sont pas associées à de telles veines étant donné l'absence de corrélation avec la SiO_2 et le $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$. Pour sa part, le Na_2O montre peu de variation (± 2 % poids) même dans la zone aurifère. L'absence de lessivage du Na_2O , qui est documenté dans plusieurs gisements aurifères (Colvine et al., 1988), est possiblement associée à son incorporation dans la séricite lors de l'altération de l'albite. Bien que le K_2O montre aussi peu de variation (± 2 % poids), il est généralement enrichi dans la zone aurifère sauf dans le forage DO-35 où les valeurs de K_2O sont sous la limite de détection. Cette augmentation en K_2O est directement reliée à la concentration de séricite et témoigne d'un ajout du fluide hydrothermal car à l'écart des zones aurifères, les concentrations sont faibles à très faibles. Le S montre une variation qui est similaire à celle du K_2O mais plus restreinte en étendue. Plus de 5 % poids est généralement ajouté par le fluide hydrothermal dans les zones aurifères. Bien que le CO_2 montre un halo d'enrichissement autour des zones aurifères, le maximum d'ajout de CO_2 est généralement à l'intérieur de celles-ci. De plus, le rapport CO_2/CaO molaire montre une augmentation vers les zones aurifères suggérant que la calcite est remplacée par l'ankérite à l'approche de celles-ci. Seule la section du forage DO-35 est contraire à cet énoncé avec un rapport CO_2/CaO molaire stable autour de 1. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2+\text{S}$ (non illustré) de Boyle (1979) montre un minimum systématiquement

dans les zones aurifères indiquant ainsi son utilité pour l'exploration.

Le forage DO-23 montre des gains pour tous les éléments majeurs dans la zone aurifère (Fig. 6.25). Ceci est dû au fait que la concentration du Zr dans la zone aurifère est d'environ la moitié de la valeur à l'écart de celle-ci. Une variation similaire du TiO_2 suggère que cette variation n'est pas due à un protolite différent (rapport TiO_2/Zr similaire), mais plutôt à un enrichissement important de certains éléments tels la SiO_2 , l' Al_2O_3 , le CaO et le CO_2 . Ces augmentations peuvent être expliquées par la présence de veinules millimétriques de quartz-carbonates (sauf l'aluminium) dans les échantillons analysés.

Le forage DO-35 montre la particularité de ne pas être enrichi en K_2O dans la zone aurifère. Cependant, un faible enrichissement en Na_2O est noté et est associé à une albitisation (Fig. 6.24).

Le dyke felsique dans la zone aurifère du forage FA-51 (315 m) montre seulement de faibles enrichissements ou de lessivages (± 1 % poids) dans ses épontes (Fig. 6.26). Ces variations sont faibles à comparer à celles observées dans l'encaissant.

Éléments indicateurs

L'étude sur les éléments indicateurs du gisement de Chevrier est présentée dans Legault et al. (2000). Une très bonne corrélation existe entre l'Au et l'Ag, l'As, le W, le Sb, le S et le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ avec des variances supérieures à 0,5. Une faible corrélation (0,25 à 0,45) existe entre l'Au et le Zn, le K_2O et le rapport $\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2+\text{S}$. La relation logarithmique négative qui existe entre le Zn et l'Au est un peu surprenante. Le Zn est possiblement présent dans la titanomagnétite et pendant l'altération de celle-ci en

leucoxène, il serait libéré, ce qui expliquerait la relation négative.

Aucune corrélation existe entre l'Au et le Cu, le CO_2 et le CO_2/CaO molaire. Bien qu'il y ait peu de corrélation (0,19) entre l'intensité de la carbonatation et les teneurs aurifères, il est bon de noter que la plupart des échantillons avec des valeurs aurifères supérieures à 0,1 g/t ont des concentrations de CO_2 supérieures à 10%. Cette observation est compatible avec le fait que les zones aurifères sont toujours situées à l'intérieur de zones de carbonatation intense.

Synthèse

L'étude lithogéochimique a permis d'illustrer les variations des éléments majeurs à travers les zones aurifères. Une augmentation du CO_2 est associée à la carbonatation du plagioclase, l'épidote et la chlorite pour former de la calcite et/ou de l'ankérite (Fig. 6.29). Le lessivage de la SiO_2 , l' Al_2O_3 , le $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ et le MgO centrés sur les zones aurifères est associé à l'altération subie par les silicates (surtout le plagioclase, l'épidote, chlorite). Ces éléments (sauf l' Al_2O_3) sont vraisemblablement mobilisés durant la minéralisation aurifère et par la suite forment en partie les veines/veinules de quartz-ankérite. Une augmentation restreinte mais importante de K_2O et de S est observée à l'intérieur des zones aurifères. Cette augmentation est associée à la séricitisation de la chlorite, et à la sulfurisation de la titanomagnétite et/ou de l'ankérite respectivement. Ces résultats confirment et expliquent la variation du rapport $\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2+\text{S}$ à l'approche de la zone aurifère et sa relation inverse avec les teneurs en or. L'enrichissement en K_2O et les valeurs stables en Na_2O font que le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ augmente à l'approche de la zone aurifère. La concentration plus

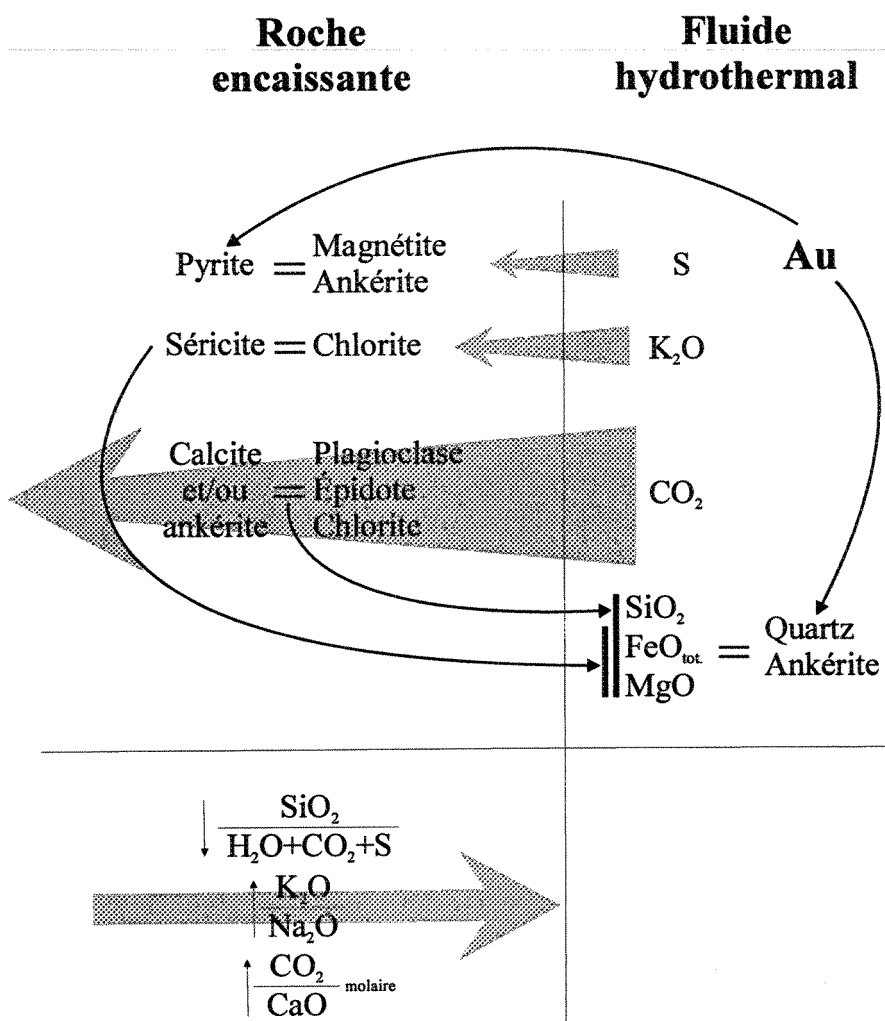


Figure 6.29. Synthèse des réactions chimiques entre la roche encaissante et le fluide hydrothermal au gisement de Chevrier.

ou moins constante du CaO et l'augmentation du CO₂ à l'approche de la zone aurifère font que le rapport CO₂/CaO molaire augmente généralement à son approche. Les rapports au-dessus de 1, qui sont typiquement associés aux zones de déformation dans les cinq sections étudiées, révèlent la présence d'ankérite comme ce fut observée suite à la coloration des carbonates et aux analyses de microsonde du forage DO-31.

L'étude des éléments indicateurs indique que de bonnes à très bonnes corrélations existent entre l'Au et l'Ag, l'As, le Sb, le W, le S et le rapport K₂O/Na₂O. Compte tenu des concentrations de ces éléments et du type de corrélation, il est suggéré que l'As, le W et le S soient les meilleurs éléments indicateurs de l'or pour le gisement de Chevrier.

6.6. EFFETS DE LA DÉFORMATION SUR LA MINÉRALISATION

L'effet de la déformation sur la minéralisation aurifère à l'échelle plurimétrique au gisement de Chevrier Sud est difficile à évaluer compte tenu de l'absence d'affleurements de bonne qualité. L'observation et la compilation des forages permettent de constater une relation angulaire entre la zone de déformation D₂ (ZDD₂) et l'enveloppe pyritisée ainsi qu'avec la zone aurifère en section (Fig. 6.8). De plus, le tracé de la schistosité S₂ montre aussi une relation angulaire avec l'enveloppe pyritisée en plan (Fig. 6.6). Étant donné que les minéraux d'altération (chlorite, séricite) définissent la schistosité et que l'orientation de celle-ci à l'intérieur et à l'extérieur de la ZDD₂ est continue, il est suggéré que les ZDD₂ soient des sites d'altération ayant enregistré la déformation d'une façon privilégiée. Donc, l'altération et la minéralisation associée seraient anté-D₂ ou à tout le moins très tôt dans

l'événement D₂.

Sur les décapages du gisement de Chevrier cependant, l'effet des déformations D₂ et D₃ sur les minéralisations aurifères est plus facile à déduire. De plus, ces affleurements permettent de voir la relation entre la minéralisation (type "veine unique" et type "amas de veines"), l'intensité de déformation et le tracé de la schistosité S₂. Dans les zones minéralisées, la schistosité S₂ est généralement très intense et est définie par les minéraux d'altération telles la chlorite et la séricite (Figs. 6.30 à 6.34). Elle est généralement parallèle aux veines de quartz-ankérite dans les épontes de celles-ci dans le type "veine unique" (Planche 6.11A), tandis qu'elle peut être à fort angle avec les veines dans le type "amas de veines" (Fig. 6.33). À l'affleurement 1840 et dans certaines parties de l'affleurement 1266, la schistosité S₂ est très faible dans les épontes des veines et donc ces secteurs représentent des zones aurifères faiblement déformées (Planche 6.11B et C). Dans deux secteurs (au nord des deux affleurements occidentaux) de l'affleurement 1266, la foliation est absente de l'éponte des veines et seule une forte linéation d'étirement est observée (Planche 6.11C; Fig. 6.32). Ces secteurs correspondent à des charnières extérieures de plis matérialisés par les veines de quartz. Cette absence de foliation peut être attribuée au plissement de ces veines lors de la formation de la schistosité S₂ (voir fig. 6.32 pour modélisation). Un fort angle existe entre l'attitude de l'enveloppe pyritisée du type "amas de veines" et l'orientation de la schistosité S₂ à l'extérieur de l'enveloppe aux affleurements 1267 et 1841 (Figs. 6.33 et 6.34). Vu que la schistosité est définie par les minéraux d'altération dans l'enveloppe pyritisée, la formation de cette dernière est donc précoce par rapport à la formation de la schistosité et ainsi elle est anté- à tât syn-D₂.

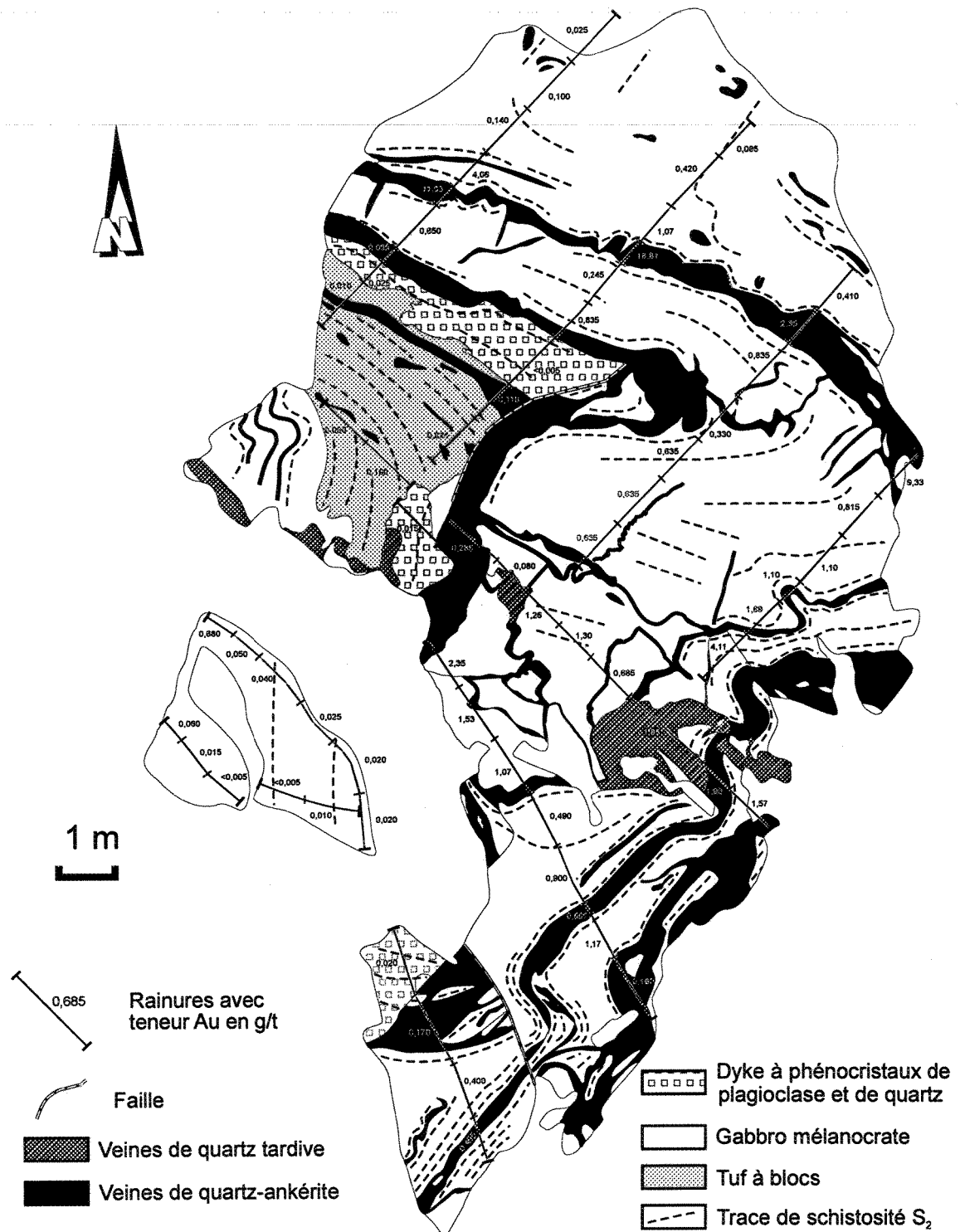


Figure 6.30. Carte géologique de l'affleurement 1840. La concentration du tracé de la schistosité principale est proportionnelle à l'intensité de la déformation. Voir figure 6.3 pour localisation.

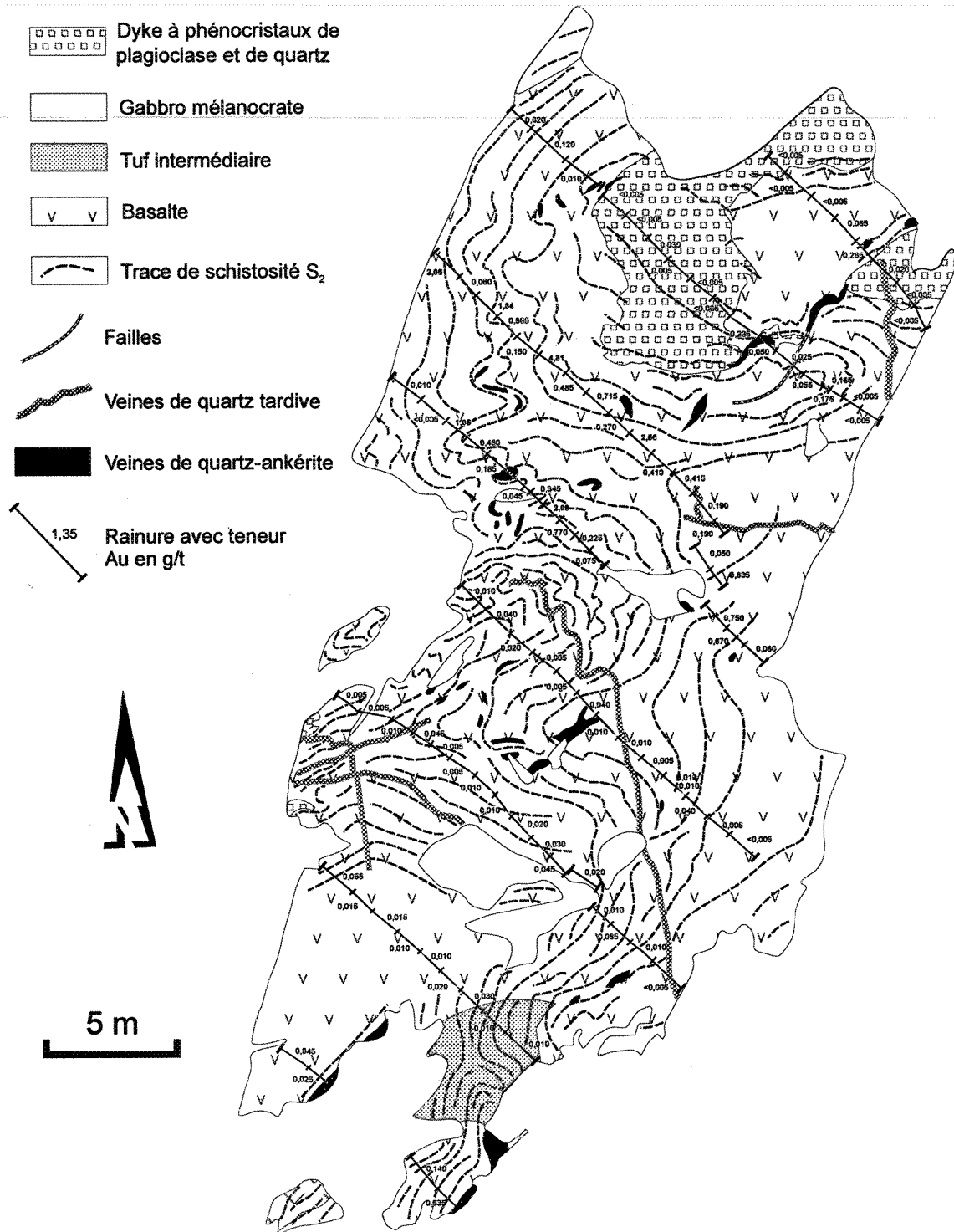


Figure 6.31. Carte géologique de l'affleurement 1842. La concentration du tracé de la schistosité principale est proportionnelle à l'intensité de la déformation. Voir figure 6.3 pour localisation.

Figure 6.32. Carte géologique de l'affleurement 1266. La concentration du tracé de la schistosité principale est proportionnelle à l'intensité de la déformation. Notez que la schistosité n'est pas développée dans l'encaissant dans la charnière extérieure des plis définis par les veines. Le plissement d'une veine et sa bordure d'altération (A) peut produire cette relation (B). Voir texte pour plus de détails.

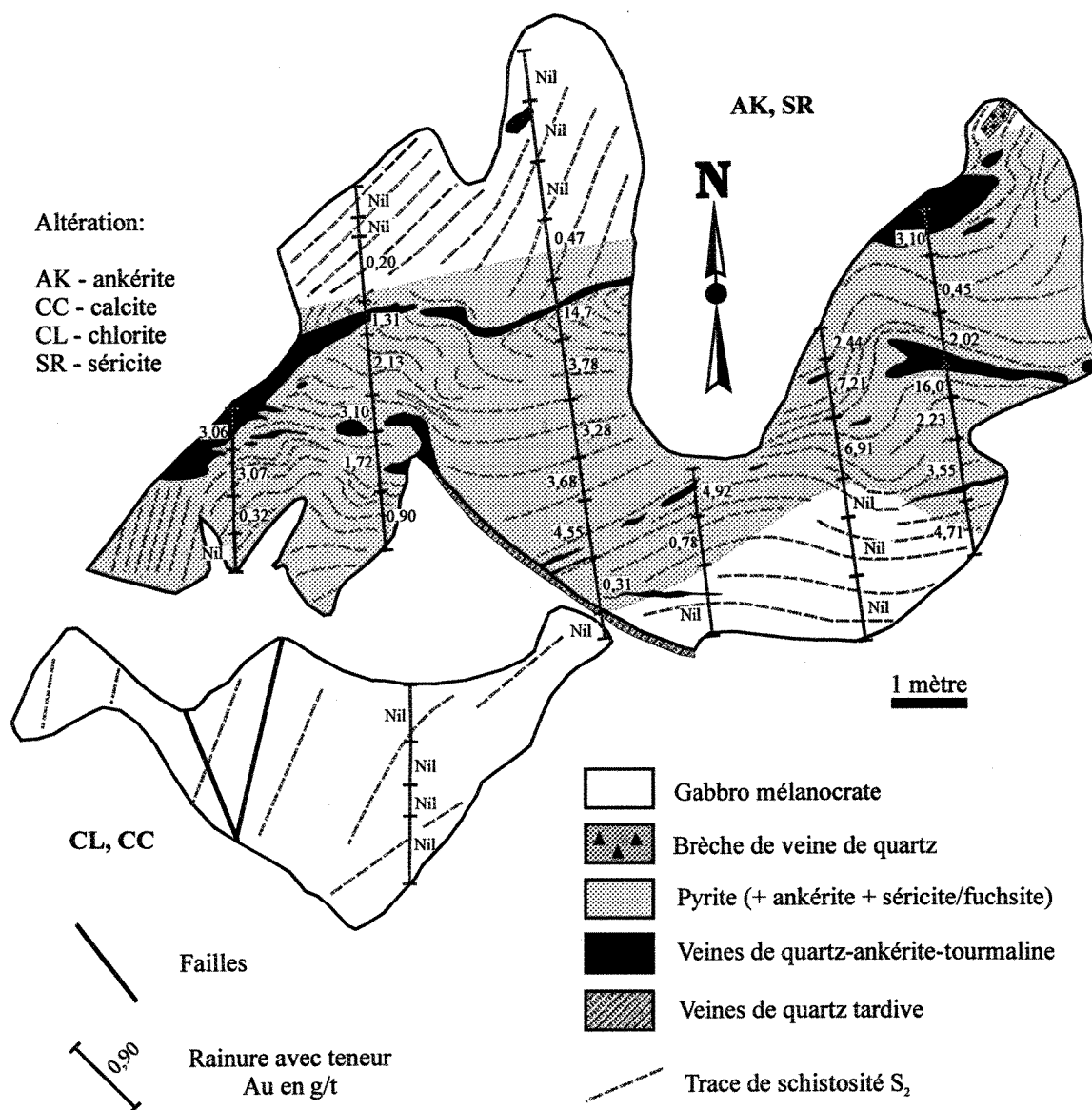


Figure 6.33. Carte géologique de l'affleurement 1267. La concentration du tracé de la schistosité principale est proportionnelle à l'intensité de la déformation. Remarquez le fort angle entre le tracé de la schistosité à l'extérieur de l'enveloppe pyritisée et l'orientation de celle-ci.

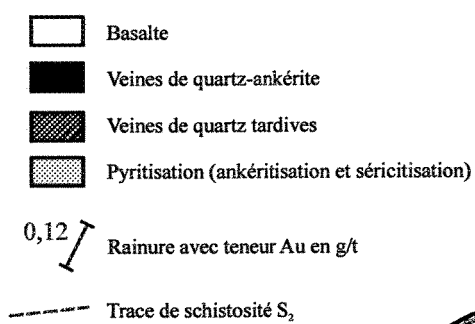
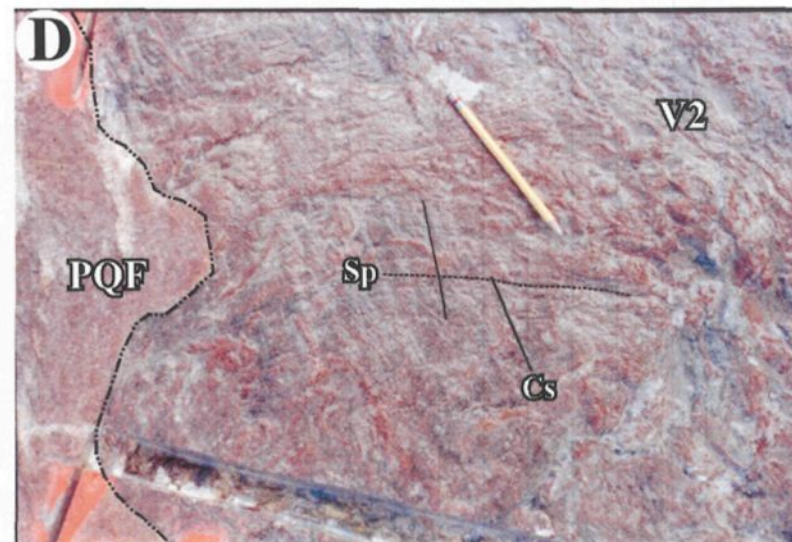
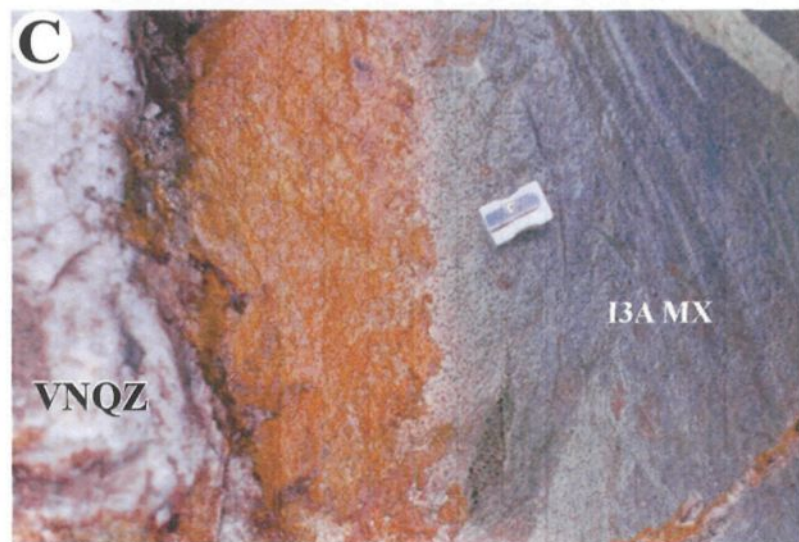
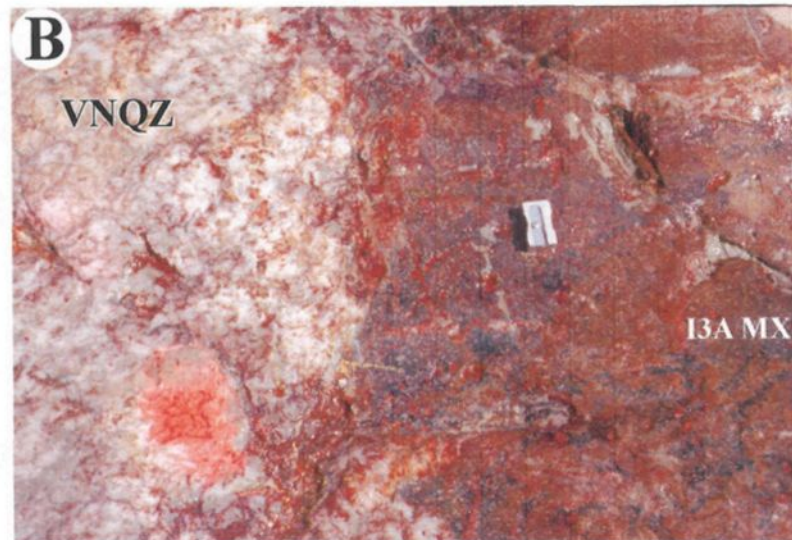
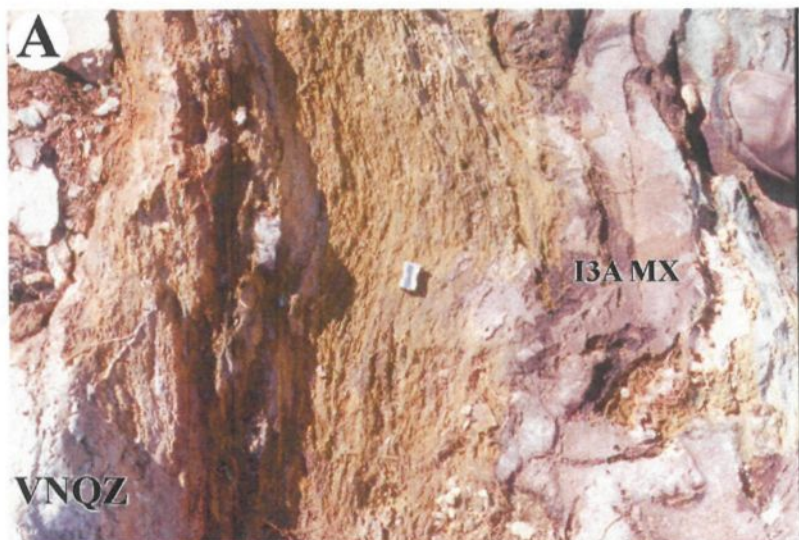


Figure 6.34. Carte géologique de l'affleurement 1841. La concentration du tracé de la schistosité principale est proportionnelle à l'intensité de la déformation. Notez l'angle important qui existe entre le tracé de la schistosité et l'enveloppe pyritisée dans la partie nord du décapage.

Planche 6.11. Effets de la déformation sur le gisement de Chevrier

- A) Bordure de veine de quartz pyritisée, séricitisée et ankéritisée montrant une forte foliation. Affleurement 1266.
- B) Foliation presque absente dans le gabbro mélanocrate (I3A MX) au contact avec une veine de quartz (VNQZ). Notez que les leucoxènes (points beiges) ne sont pas étirés contrairement à l'affleurement 1267 (voir planche 6.10B). Affleurement 1840.
- C) Bordure plus à l'est de la même veine qu'à la photo A. Notez la préservation de la texture massive du gabbro malgré le fait qu'une forte linéation d'étirement est développée. Le rubannement apparent dans le coin nord-est de la photo est associé aux gravures de la pelle de la pépinière. Affleurement 1266.
- D) Clivage secondaire (Cs) développé dans un tuf intermédiaire (V2). PQF – dyke de PQF; Sp – schistosité principale. Crayon pointe vers le nord. Affleurement 1840.



La schistosité S_2 est plissée avec des plans axiaux NE-SO à E-O, comme pour les veines, par un événement tardif relié à l'événement de Fancamp (D_3). Quelques clivages de crénulation NE-SO sont observés localement (Planche 6.11D). Des veines de quartz tardives stériles recoupent les veines de quartz-ankérite ainsi que la schistosité S_2 . Ces veines ont cependant un pendage plus modéré (environ 40°) vers le SO et elles sont plus minces (< 10 cm).

Sur les cinq décapages mécaniques, les deux types de zones aurifères ont été observés. Suite à leur examen, il est clair que les veines de quartz-ankérite associées à la minéralisation aurifère et les minéraux d'altération ont subi les événements de déformation D_2 et D_3 . De plus, la relation angulaire entre l'enveloppe d'altération et la schistosité S_2 aux affleurements 1267 et 1841 ainsi qu'au gisement de Chevrier Sud combinée à la structuration des minéraux d'altération suggèrent un recoupement de la minéralisation par S_2 . Ces observations indiquent donc que la minéralisation aurifère est soit pré- D_2 ou soit tôt dans l'événement D_2 .

6.7. RELATION DES DYKES FELSIQUES À LA MINÉRALISATION AURIFÈRE

À l'intérieur des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, il existe trois familles de dykes felsiques (PQ, PQF et PF). Ces trois familles de dykes sont chimiquement très similaires entre eux ainsi qu'à la dacite du gisement de Chevrier Sud ce qui suggère qu'elles font toutes partie de l'édifice volcanique (Fig. 3.21). La relation spatiale entre certains dykes et la minéralisation suggère un lien temporel et/ou génétique entre les deux.

Au gisement de Chevrier Sud, les dykes de PQ sont communément pyritisés et aurifères (Figs. 6.35 et 6.36). Dans aucun cas, un dyke de PQ non-pyritisé a été observé à l'intérieur de l'enveloppe pyritisée. Cette relation suggère que les dykes de PQ sont précoces par rapport à la pyritisation et à la minéralisation aurifère. Ainsi, les dykes de PQ peuvent être considérés comme des dykes préminéraux d'après la définition de Kirkham (1971). Dans les zones aurifères, les dykes de PQF sont localement pyritisés (Fig. 6.35), mais dans d'autres cas, ils ne le sont pas (Fig. 6.36). Étant donné le style disséminé de la pyritisation, cette relation suggère que les dykes de PQF recoupent localement la pyritisation et par conséquent, la minéralisation aurifère. Les dykes de PQF sont donc interprétés synchrones à la minéralisation aurifère et ils représentent donc des dykes intraminéraux. De tous les dykes de PF observés dans l'enveloppe pyritisée du gisement de Chevrier Sud, aucun n'était pyritisé (Fig. 6.35). Ceci suggère que les dykes de PF sont tardifs par rapport à la pyritisation et à la minéralisation aurifère et sont donc des dykes postminéraux.

La relation des dykes felsiques vis-à-vis la minéralisation aurifère est sensiblement la même au gisement de Chevrier. Cependant, cette relation est localement moins évidente étant donné que la minéralisation est communément associée à des veines de quartz-carbonates. Comme l'indique le tableau 6.4, les dykes de PQ sont localement aurifères et pyritisés (au contact des zones minéralisées), ils sont fortement altérés en séricite et en ankérite, et sont recoupés par des veines de quartz-ankérite (Planche 6.12A). Ces observations suggèrent que les dykes de PQ précèdent la minéralisation aurifère et sont donc préminéraux. Quant aux dykes de PQF et de PF, ils sont interprétés comme recoupant

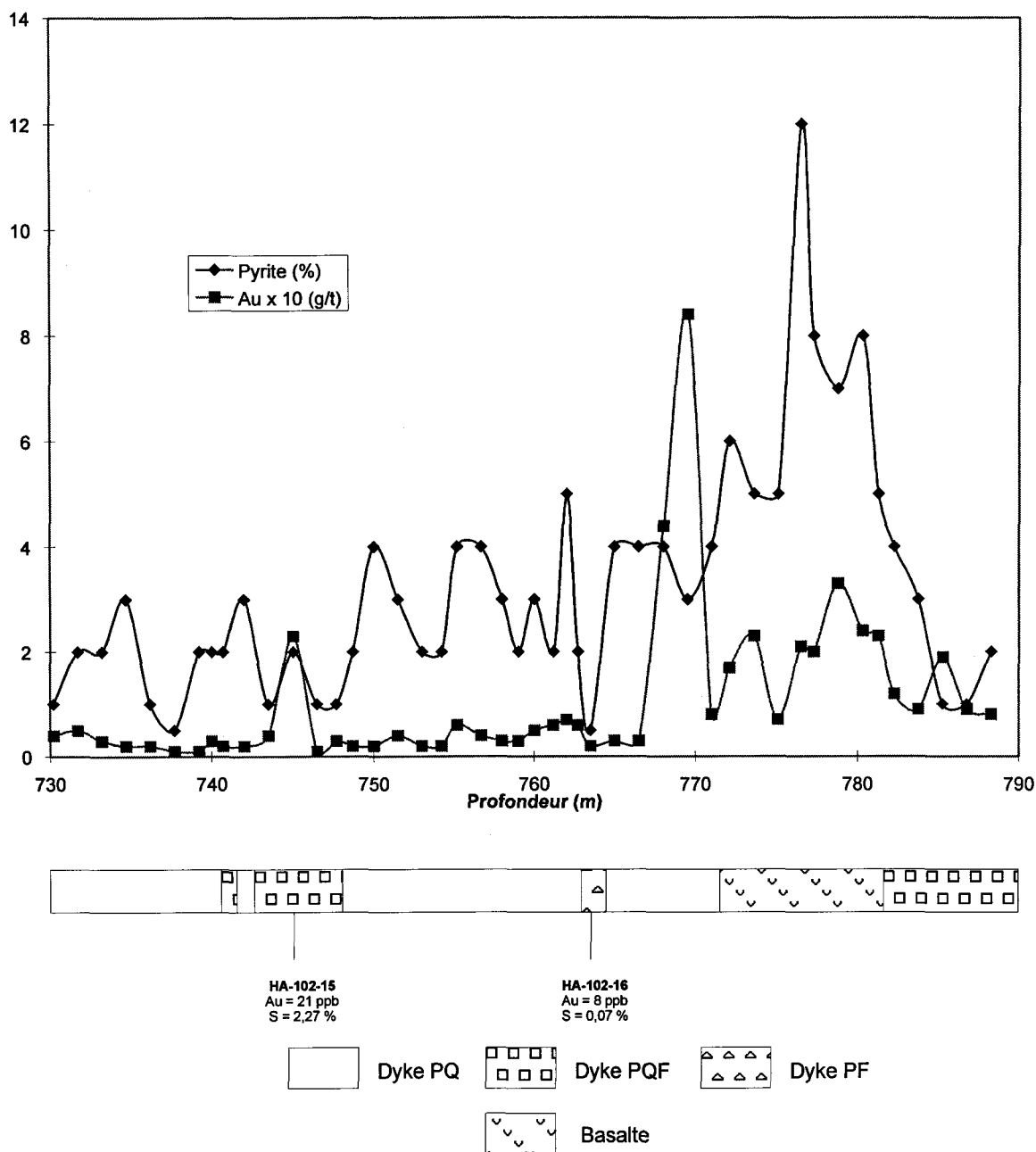


Figure 6.35. Section du forage HA-102 recoupant le gisement de Chevrier Sud et montrant la relation entre les dykes de PQ, de PQF, de PF, la minéralisation aurifère et la pyritisation. Les valeurs aurifères du graphique proviennent de la CMI, tandis que les échantillons illustrés proviennent de la présente étude et apportent un certain contrôle sur les valeurs aurifères de la CMI. Voir figure 6.1 pour la localisation. PQ – dyke de porphyre à quartz; PQF – dyke de porphyre à quartz-feldspath; PF – dyke de porphyre à feldspath.

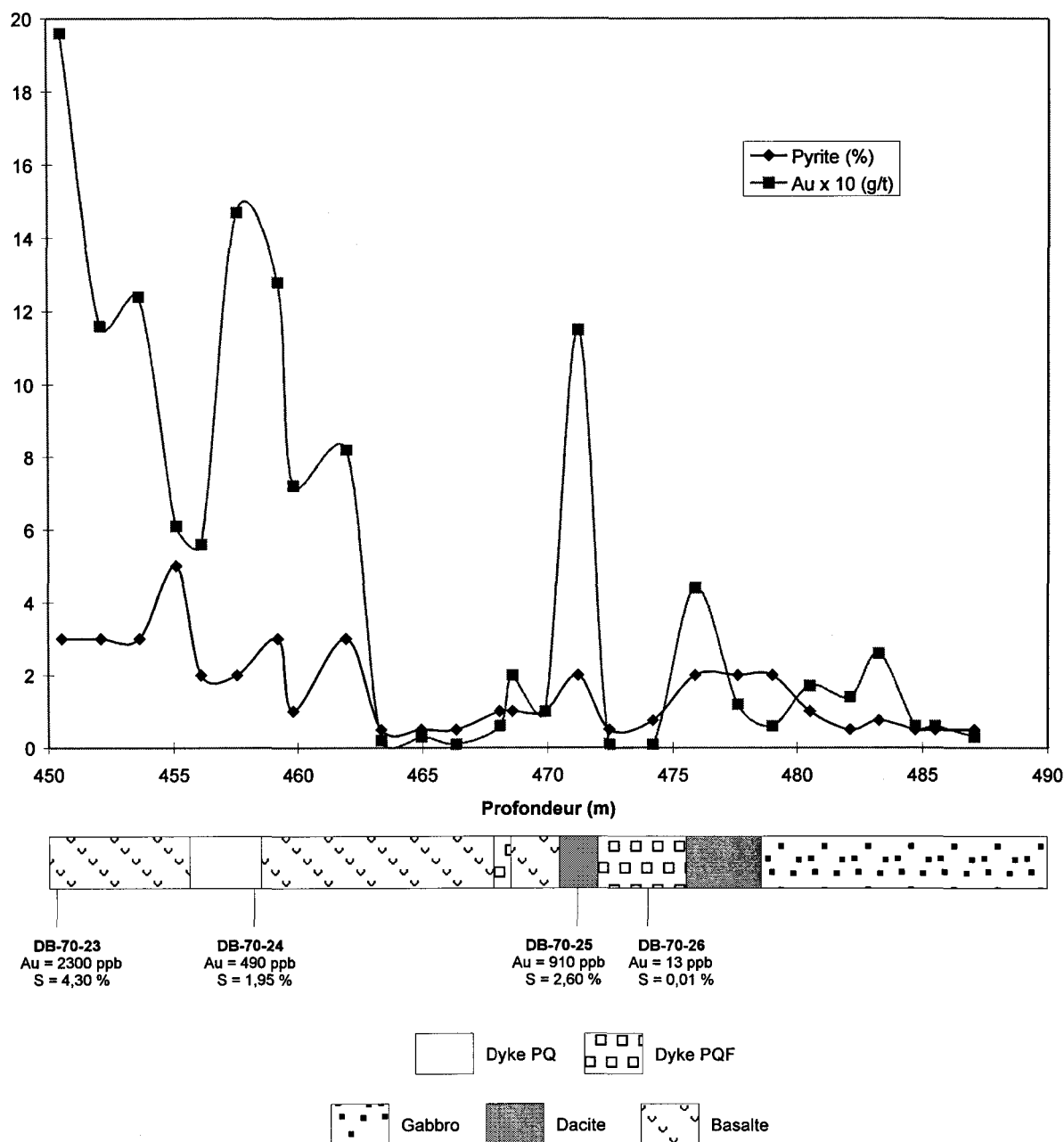
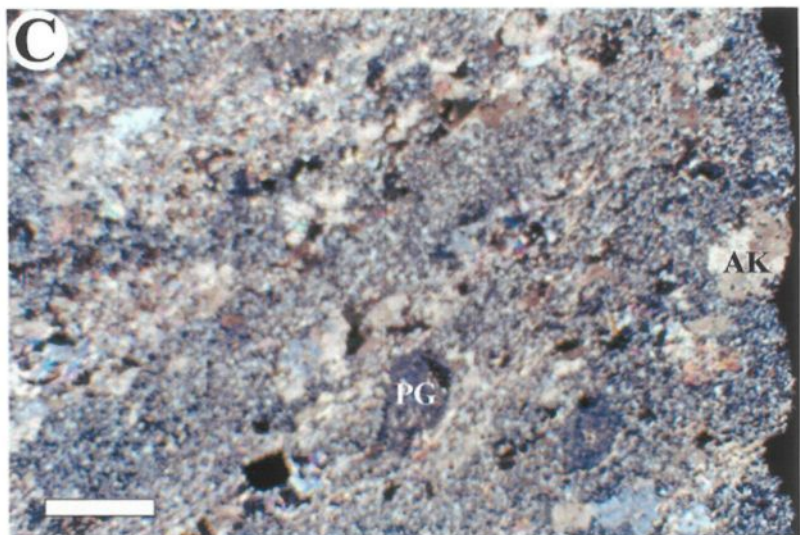
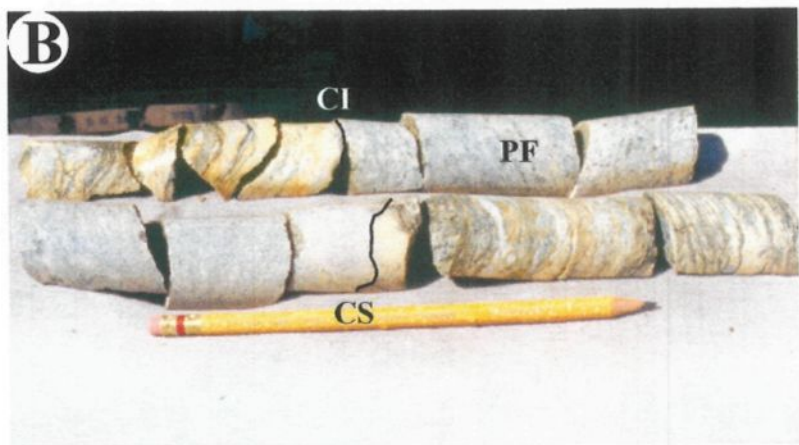


Figure 6.36. Section du forage DB-70 recoupant le gisement Chevrier Sud et montrant la relation entre les dykes de PQ, de PQF, la minéralisation aurifère et la pyritisation. Les valeurs aurifères du graphique proviennent de la CMI, tandis que les échantillons illustrés proviennent de la présente étude et apportent un certain contrôle sur les valeurs aurifères d'Inmet. Voir figure 6.2 pour la localisation. PQ – dyke de porphyre à quartz; PQF – dyke de porphyre à quartz-feldspath.

Planche 6.12. Relation des dykes felsiques vis-à-vis la minéralisation aurifère

- A) Dyke de PQ riche en veinules de quartz-ankérite et fortement altéré en ankérite, séricite et pyrite. QZ – phénocristaux de quartz. 3,5 g/t Au sur 0,65 m. Forage FA-55 ~ 444 m. Gisement de Chevrier.
- B) Contacts supérieur (CS – 0,16 g/t Au sur 0,9 m) et inférieur (CI – 3,1 g/t Au sur 0,3 m) d'un dyke de PF recoupant une zone minéralisée à l'intérieur d'un gabbro mélanocrate. DO-33 70,5 m (CS) – 73,5 m (CI). Gisement de Chevrier.
- C) Photomicrographie d'un dyke de PQF au contact avec la zone minéralisée du forage FA-51. Les phénocristaux de plagioclase (PG) sont peu altérés comparé à la zone minéralisée où ils sont complètement remplacés par l'ankérite et la séricite. AK – ankérite. Barre 1 mm. Nicols croisés. Échantillon FA-51-16. Coupe YZ. Gisement de Chevrier.



les zones aurifères et la pyritisation associée en se basant sur les observations suivantes:

1) sur les affleurements 1840 et 1842, les dykes de PQF ne contiennent pas de veines de quartz-ankérite ou de pyrite. De plus, à ces affleurements, les dykes sont interprétés comme recoupant une veine de quartz-ankérite minéralisée et une zone pyritisée;

2) les dykes de PQF et de PF retrouvés à l'intérieur des zones aurifères sont très peu altérés comparé à l'encaissant (Planche 6.12B). Comme le démontre bien la section minéralogique du trou FA-51 (Fig. 6.19), les phénocristaux de plagioclase sont toujours présents dans ces dykes (Planche 6.12C), même près des contacts, tandis qu'ils sont totalement altérés et remplacés par la séricite et l'ankérite dans la roche encaissante.

3) ces dykes ne contiennent que localement de la pyrite, alors que l'encaissant immédiat contient jusqu'à 10% de pyrite;

4) les dykes de PQ sont communément recoupés par des veines de quartz-ankérite et ils sont localement aurifères. Le fait que les dykes de PQF et de PF ne sont pas minéralisés n'est donc pas causé par une différence de chimisme et de compétence entre les dykes et l'encaissant. La présence de pyritisation et localement de valeurs aurifères dans les dykes de PQ et de PQF au gisement de Chevrier Sud supporte aussi cet énoncé.

Les contacts des dykes de PQF et de PF dans les zones aurifères sont cependant plus altérés que le centre des dykes comme illustré à la figure 6.19. Une augmentation du contenu en carbonates, séricite et quartz associée à une baisse en chlorite et en plagioclase dans les bordures des dykes indiquent que l'altération s'est poursuivie pour un certain temps après leur mise en place. L'absence de pyrite dans les bordures des dykes indique

toutefois que la pyritisation était terminée avant la mise en place de ceux-ci. Ces observations suggèrent donc que ces dykes sont postminéraux.

La chronologie de mise en place des trois familles de dykes et de la minéralisation aurifère aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud est donc interprétée comme suit:

- 1) les dykes de PQ sont les plus vieux et ils sont précoces à synchrones par rapport à l'épisode de minéralisation aurifère (préminérale);
- 2) les dykes de PQF sont synchrones à tardif par rapport à la minéralisation aurifère (intraminérale);
- 3) les dykes de PF sont les plus jeunes et ils sont tardifs par rapport à la minéralisation aurifère (postminérale).

6.7.1. Datation des dykes felsiques

Bien que les familles de dykes felsiques observées aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud montrent des affinités chimiques avec la dacite de l'unité E, seule une datation précise de ceux-ci peut permettre de valider un lien génétique. De plus, la datation de ces dykes permettra de circonscrire la mise en place de la minéralisation aurifère grâce aux relations de recoupement observées à ces deux gisements. Deux datations ont été effectuées par Jean David du MRNQ, les deux sur des dykes PQF (forages GDO-154 et GFA-126). Malheureusement aucun zircon n'avait été obtenu des dykes de PQ.

Les zircons des dykes de PQF montrent des populations morphologiques identiques dans chacun des deux échantillons; soient de petits prismes brunâtre automorphes, à section

hexagonale et à terminaison complexe. Les analyses ont été effectuées sur monocristaux complets ou en terminaisons. Les taux de discordance varient entre 0,5% et 1,5%. Les régressions pour chacun des échantillons ont produit des âges identiques; GDO-154 = $2729,9 \pm 15,7/-2,7$ Ma (42% probabilité) et GFA-126 = $2729,5 \pm 11,4/-2,9$ Ma (34% probabilité). Étant donné que ces deux échantillons représentent une même famille de dyke, les deux séries d'analyse ont été combinées pour recalculer un âge plus précis. Donc la mise en place des dykes de PQF est placée à 2730 ± 1 Ma (Fig. 6.37).

6.8. SYNTHÈSE

6.8.1. Gisement de Chevrier Sud

Le gisement de Chevrier Sud est associé à une enveloppe pyritisée concordante développée le long du contact entre une unité dacitique et des basaltes. Les observations microscopiques indiquent que l'or (et l'argent) se retrouve en inclusions globulaires dans la pyrite, ce qui suggère qu'au moins une partie de l'or est synchrone à celle-ci (Fig. 6.38). Associées à l'enveloppe pyritisée, de fortes concentrations de veinules de quartz-carbonate-pyrite sont observées. La dacite est fortement schisteuse et l'intensité de la déformation décroît rapidement dans les basaltes. L'altération hydrothermale n'est pas centrée sur les veinules ou sur l'enveloppe pyritisée, mais c'est l'unité dacitique au complet qui est altérée. La minéralogie de l'altération est fonction de la lithologie encaissante: les basaltes étant altérés en chlorite et en calcite et les dacites en séricite et en ankérite (Fig. 6.38).

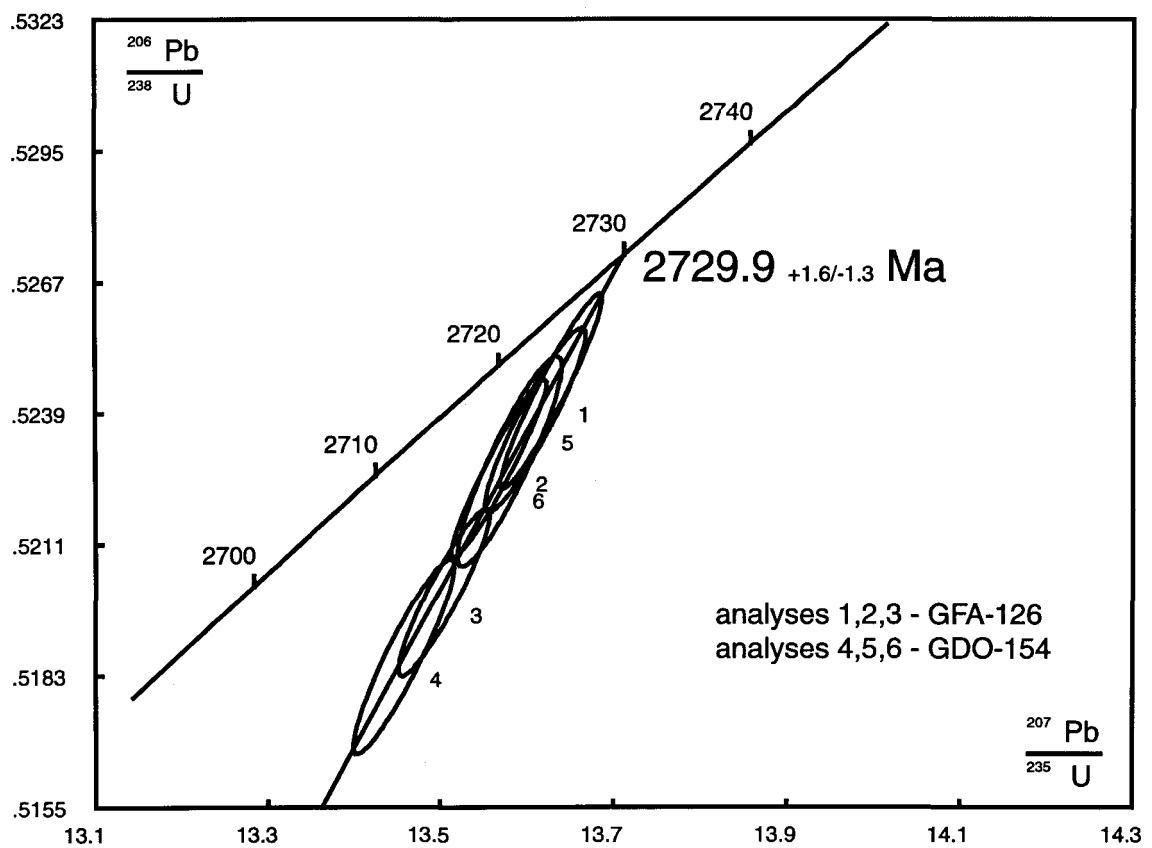


Figure 6.37. Graphique concordia U-Pb pour deux dykes de PQF du gisement de Chevrier.

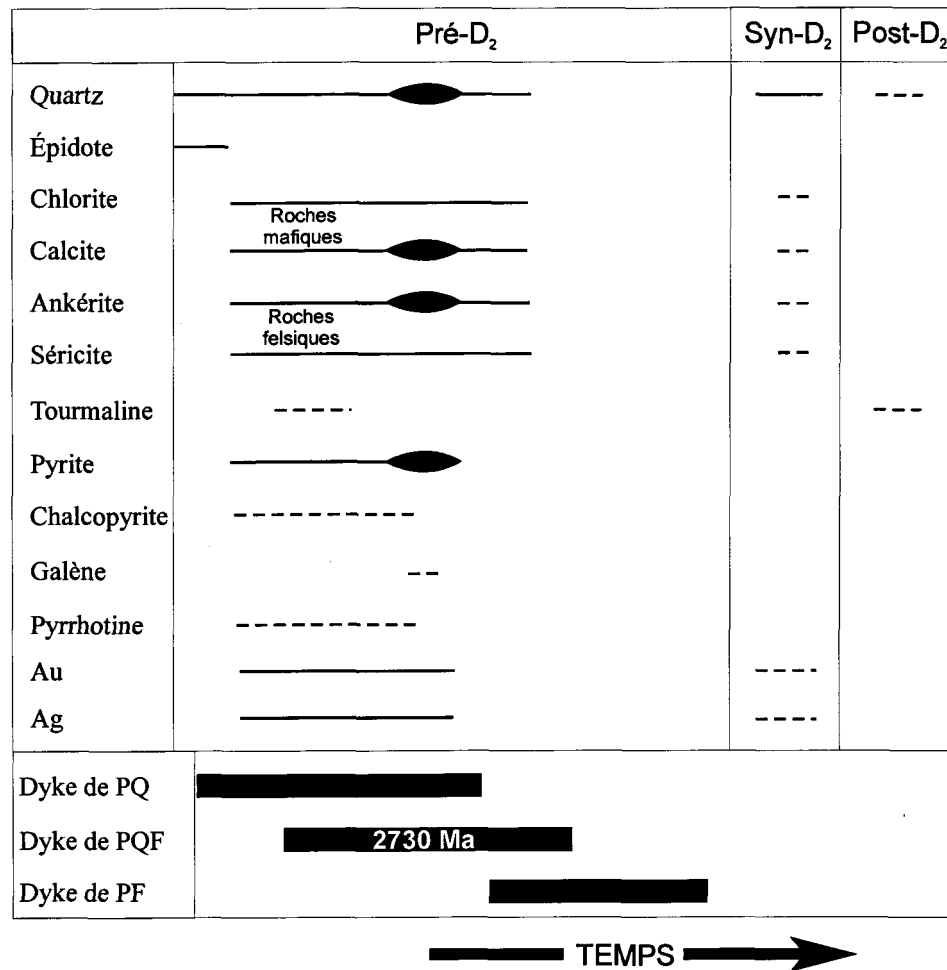


Figure 6.38. Paragenèse des minéraux métalliques et d'altération pour le gisement de Chevrier Sud. L'épaisseur du trait indique les quantités relatives des minéraux déposés. Les pointillés représentent des incertitudes. La mise en place des dykes felsiques est relative par rapport à l'événement d'altération et de minéralisation majeure.

La pyrite, ainsi que les minéraux d'altération telles la chlorite et la séricite, ont été fortement déformés par l'événement D_2 comme en témoigne les ombres de pression et l'alignement des minéraux phyllosilicatés selon une schistosité S_2 qui devient une foliation mylonitique (Fig. 6.38). Le tracé de la schistosité S_2 est sécant par rapport aux limites de la zone de déformation D_2 (ZDD_2) et de l'enveloppe pyritisée. Bien que la ZDD_2 et l'enveloppe pyritisée soient parallèles en plan, la première montre un fort angle avec la dernière en section. Un clivage secondaire S_3 très serré recoupe la schistosité S_2 ainsi que l'enveloppe pyritisée.

6.8.2. Gisement de Chevrier

Le gisement de Chevrier est formé de veines de quartz-ankérite avec localement de la tourmaline. L'or se trouve dans les veines et dans l'encaissant pyritisé. La première venue d'or se retrouve en inclusions dans la pyrite, tandis que la deuxième se trouve dans les veines de quartz-ankérite et dans les fractures de pyrite et de quartz (Fig. 6.39). Deux types de zones aurifères sont présents: un type "veine unique" où la zone est centrée sur une veine d'échelle métrique et un type "amas de veines" où la zone est centrée sur une multitude de veines/veinules d'échelle centimétrique. Ces zones sont encaissées dans des ZDD_2 d'échelle métrique à décamétrique. L'encaissant majeur du gisement de Chevrier est le gabbro mélanocrate.

Une altération hydrothermale symétrique est associée aux zones aurifères. En s'approchant de celles-ci, le leucoxène passe du blanc au brun et l'assemblage

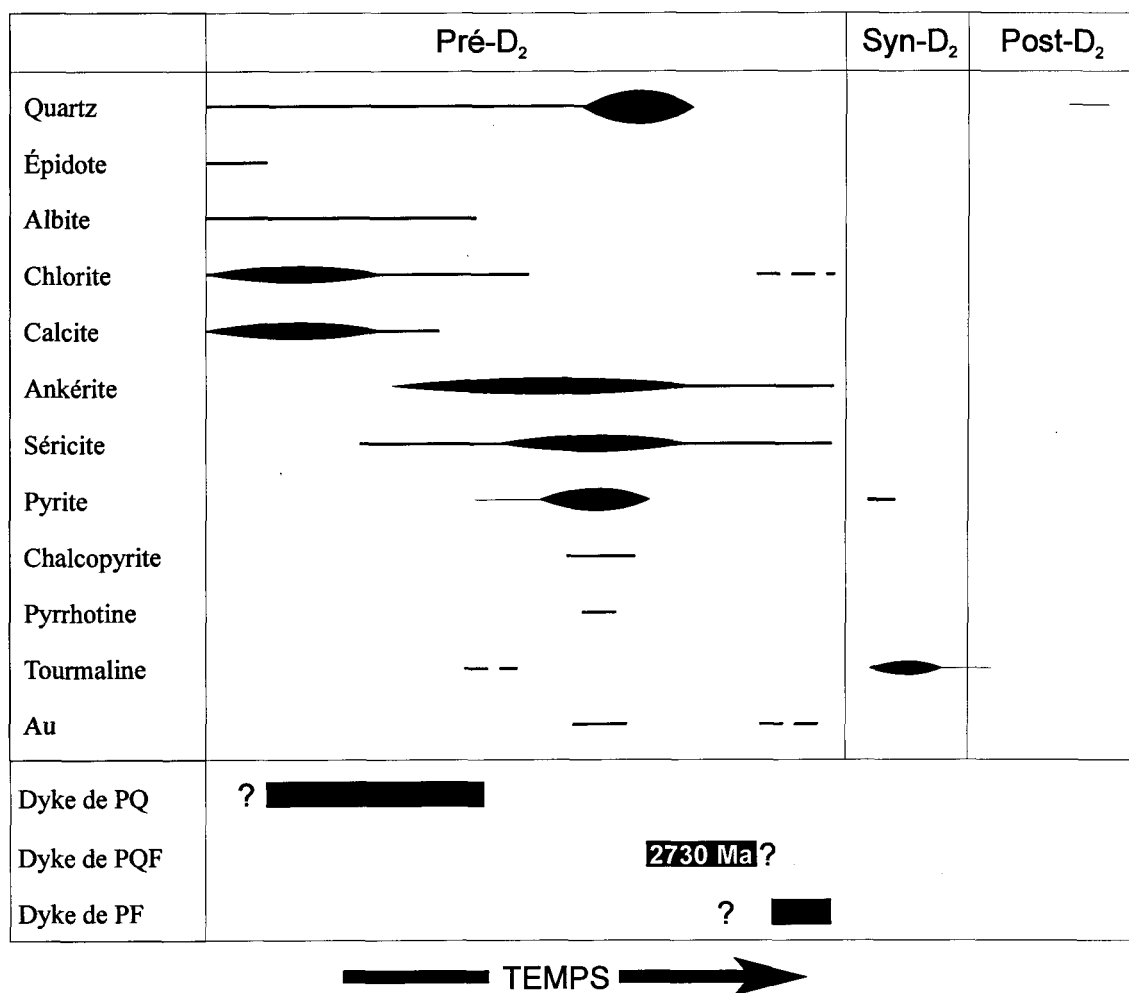


Figure 6.39. Paragenèse des minéraux d'altération et métalliques retrouvés au gisement de Chevrier. L'épaisseur du trait indique les quantités relatives des minéraux déposés. Les pointillés représentent des incertitudes. La mise en place des dykes felsiques est relative par rapport à l'événement d'altération et de minéralisation majeure.

minéralogique varie d'épidote-chlorite-calcite, calcite-chlorite, ankérite-chlorite à séricite-ankérite-pyrite (Fig. 6.39). De plus, une variation symétrique de la composition de la chlorite, de la séricite et des carbonates est notée à l'approche de la zone aurifère. Une variation lithogéochimique symétrique est aussi présente autour de ces zones. À l'approche de celles-ci, une augmentation en K_2O , CO_2 , S, Au, Ag, As, Sb et W associée à une baisse en SiO_2 , $Fe_2O_{3(tot.)}$, MgO et Zn sont observées.

Les minéraux d'altération sont fortement déformés et la chlorite et la séricite sont alignés dans la schistosité S_2 (Fig. 6.39). De plus, des ombres de pression, parallèles à la schistosité S_2 , sont développées autour de la pyrite. La trace de la schistosité indique que certaines zones aurifères sont recoupées par S_2 . Le gisement se retrouve dans un pli attribué à l'événement de déformation D_3 . Les zones aurifères sont aussi affectées par la déformation D_3 .

Comme il le fut démontré dans les sections précédentes, il y a une relation étroite entre la minéralisation aurifère, l'altération hydrothermale et l'intensité de la schistosité S_2 . Cette dernière diminue rapidement et symétriquement en s'éloignant de la zone aurifère. Pour sa part, l'altération hydrothermale est généralement symétrique autour de la zone aurifère et les mêmes assemblages d'altération sont retrouvés dans les différentes sections étudiées. Toutes ces observations indiquent que la mise en place de la première venue de l'or et des minéraux d'altération associés s'est faite avant ou tôt dans l'événement de déformation D_2 .

6.8.3. Chronologie de mise en place de la minéralisation aurifère

La mise en place de la minéralisation aurifère aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud peut être déterminée par rapport à la chronologie des événements structuraux et géologiques du secteur à l'étude (Figs. 6.38 et 6.39). Étant donné que les relations de recoupement des dykes felsiques vis-à-vis la minéralisation aurifère sont similaires, la venue de l'or est interprétée contemporaine pour les deux gisements. Comme dans le cas des indices aurifères, les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud peuvent être classifiés par rapport à l'événement D₂. Cette détermination est importante car elle permet d'éliminer plusieurs possibilités quant aux processus de mise en place de la minéralisation aurifère. La détermination de l'âge de la minéralisation aurifère aux gisements de Chevrier Sud et de Chevrier doit prendre en considération les observations suivantes:

- la pyrite est associée à une altération en phyllosilicates et en carbonates;
- l'or et l'argent sont présents en majeure partie sous forme d'inclusions dans la pyrite;
- la pyrite ainsi que les minéraux d'altération et les veines sont fortement déformés par l'événement D₂ dans les ZDD₂;
- des veinules de quartz-carbonates-pyrite aurifères sont non déformées dans les basaltes non altérés et non déformés (Chevrier Sud);
- certaines veines de quartz aurifères ne sont pas associées à des ZDD₂ (Chevrier);
- deux zones de brèche hydrothermale montrent une altération typique des zones minéralisées du gisement de Chevrier et sont précoces à la schistosité S₂ (Chevrier);

- l'enveloppe pyritisée est concordante à la séquence stratigraphique (Chevrier Sud);
- la ZDD₂ de Chevrier Sud montre une relation angulaire avec l'enveloppe pyritisée;
- le tracé de la schistosité S₂ suit une attitude différente de celle des enveloppes pyritisées;

- les enveloppes pyritisées sont recoupées par des dykes de PQF et de PF;
- la minéralisation est spatialement associée à un centre volcanique felsique;
- il y a une association spatiale entre les dykes et la minéralisation à l'échelle régionale ainsi qu'à l'échelle locale;

- les dykes de PQ, PQF et PF sont interprétés comme des dykes synvolcaniques au cycle 1 d'après leur composition chimique, la présence d'une schistosité S₂ et à l'âge obtenue des zircons provenant d'un dyke de PQF du gisement de Chevrier.

Une minéralisation pré-déformation régionale D₂ pour les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud est l'hypothèse qui explique le mieux les diverses observations. Le recoupement de la minéralisation par les dykes synvolcaniques, par la schistosité S₂ et par les ZDD₂ sont les arguments principaux pour invoquer une minéralisation précoce. Plus précisément, la minéralisation est circonscrite à 2730 Ma par l'âge des dykes intraminéraux (dyke de PQF) datés au gisement de Chevrier. Ces dykes sont synvolcaniques au volcanisme du cycle 1 et indique donc une minéralisation aurifère synvolcanique.

CHAPITRE 7

SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Les observations et les travaux effectués au cours de cette étude permettent de faire le lien entre les différents événements de déformation, la mise en place des minéralisations aurifères retrouvées dans le secteur incluant les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ainsi que l'environnement géologique du secteur. Suite à ces interprétations, une modélisation pourra être effectuée sur la genèse de ces gisements.

7.1. ÉVOLUTION STRUCTURALE

Quatre événements de déformation ont été documentés lors de cette étude. Il est important de placer ces événements en ordre chronologique afin de pouvoir se servir de ces événements comme marqueurs temporels. La comparaison de ces événements avec les événements répertoriés à travers la zone volcanique nord (ZVN) permet de circonscrire un âge sur ces événements.

La reconnaissance d'inversion de polarité et de regard structural indique la présence d'un pli (synclinal de Muscocho) précoce à la schistosité principale S_2 . Ce pli représente l'expression d'un événement de déformation (D_1) sans schistosité associée et probablement

localisé dans la région (Figs. 7.1 et 7.2). Deux explications ont été proposées pour la présence de ce pli (Dimroth et al., 1986; Daigneault et al., 1990). Dans les deux cas, une subsidence possiblement pendant le volcanisme est avancée. Le synclinal de Muscocho se situe entre les plutons synvolcaniques de La Dauversière et du Complexe Eau Jaune, et est l'hôte d'un centre volcanique felsique et de failles synvolcaniques. Ce contexte paléogéographique particulier pourrait être relié à la formation du synclinal de Muscocho.

L'événement de déformation D_2 est en fait le premier événement de déformation ductile de la région étudiée. Cet événement est associé à la formation de la schistosité régionale S_2 qui est de plan axial aux plis P_2 (D_{2a}) (Figs. 7.1 et 7.2). Celle-ci est équivalente à la schistosité régionale de Chown et al. (1992). Cette fabrique contient une linéation d'étirement subverticale et suit un tracé E-O avec un pendage sub-vertical sauf pour les perturbations associées aux pourtours des plutons et au CDF qui seront discutées plus loin dans cette section. Un raccourcissement N-S est associé à cet événement.

L'événement de déformation D_{2b} est associé à la formation de zones de déformation se matérialisant par le développement d'une fabrique mylonitique subverticale avec une linéation d'étirement abrupte (Figs. 7.1 et 7.2). Cet événement représente l'équivalent de l'épisode D_3 de Chown et al. (1992). L'événement D_{2b} peut être vu comme l'intensification locale de la schistosité pour former des zones de déformation appelées de ZDD_2 . Les ZDD_2 sont en général associées aux pourtours des contacts des plutons felsiques ou à des zones d'altération (phyllosilicates \pm carbonates). La continuité du tracé de la schistosité à l'extérieur et à l'intérieur des ZDD_2 suggère une intensification de la foliation régionale dans ces zones. De plus, les relations angulaires en plan de certaines

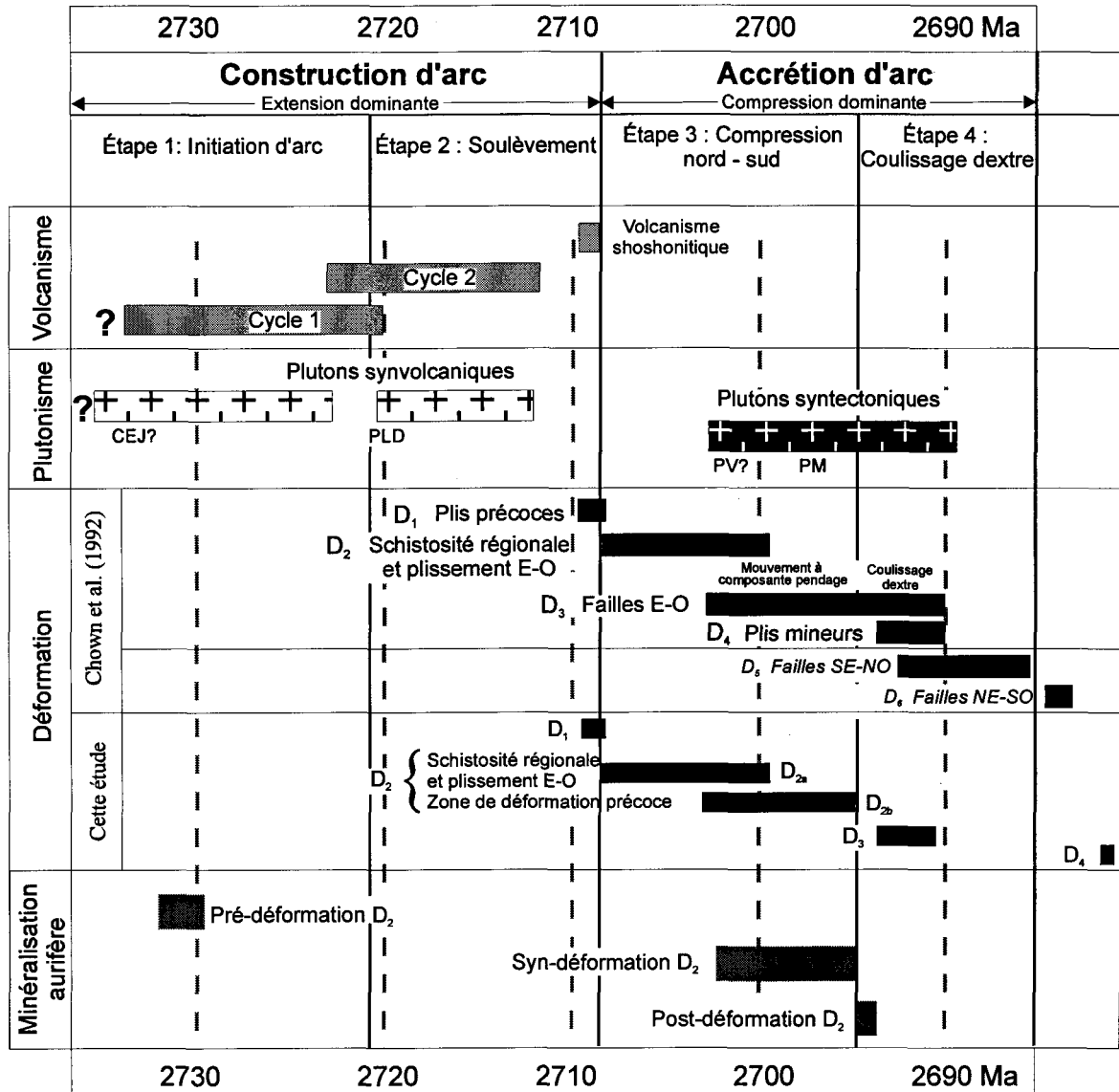


Figure 7.1. Chronologie des événements volcaniques, plutoniques et structuraux pour la zone volcanique nord. Modifié de Chown et al. (1992) afin d'incorporer les éléments métallogéniques observés dans le secteur de Fancamp. CEJ – Complexe Eau Jaune; PLD – Pluton de La Dauversière; PV – Pluton de Verneuil; PM – Pluton de Muscocho.

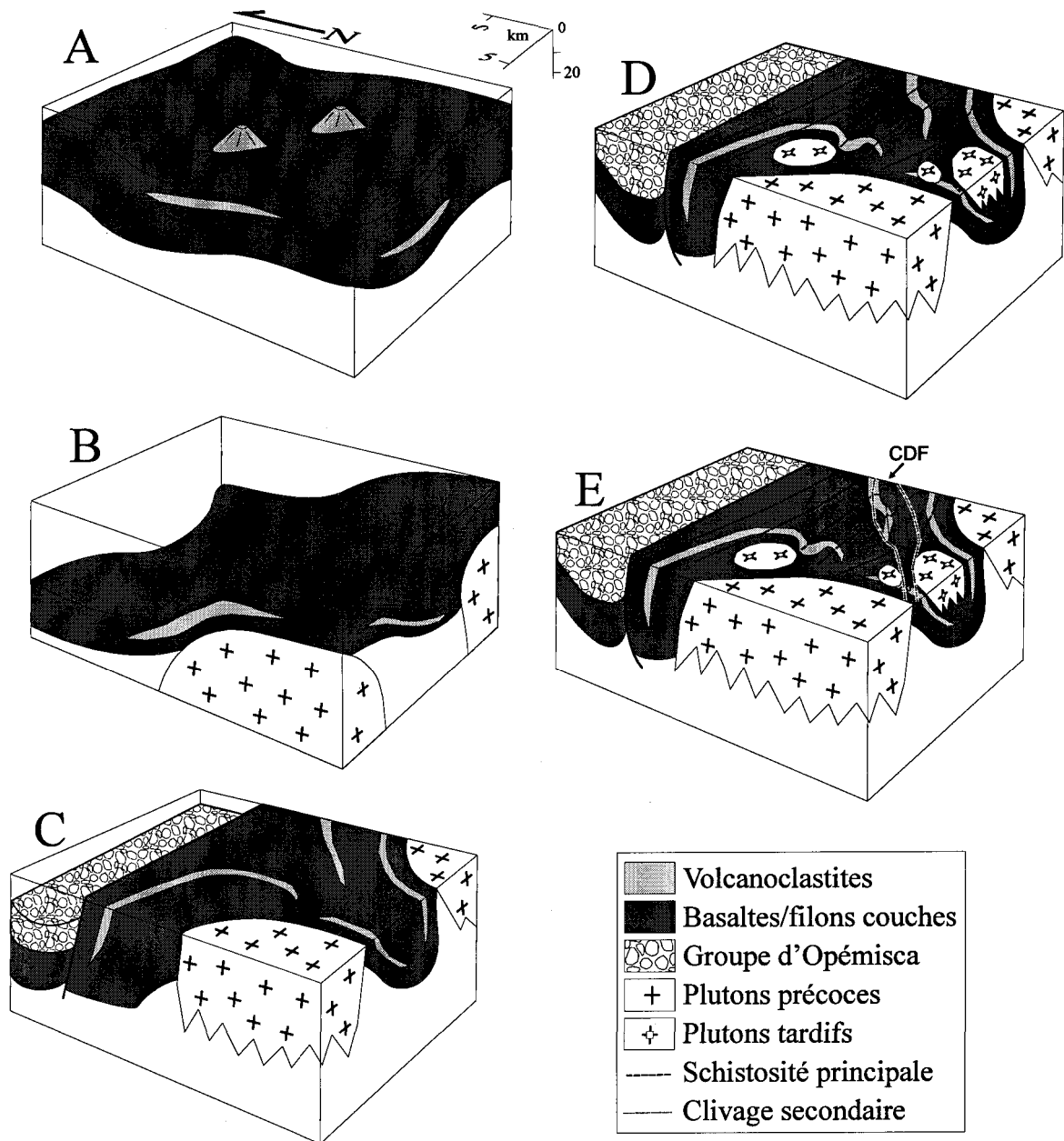


Figure 7.2. Évolution géodynamique de la région étudiée. A) Dépôt du Groupe de Roy. B) Formation du synclinal de Muscocho (D_1). C) Début du plissement associé à D_{2a} (raccourcissement N-S), soulèvement des plutons syn-volcaniques et sédimentation du Groupe d'Opémisca. D) Intensification de la déformation D_2 (D_{2b}) formant la schistosité S_2 ; intrusion des plutons syn-tectoniques. E) Plissement à l'intérieur du CDF associé à un raccourcissement NO-SE (D_3).

ZDD₂ associées à des zones d'altération avec le tracé de la schistosité S₂ suggèrent que cette altération est pré-D₂. Les études détaillées sur les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ont permis d'observer une orientation de la schistosité S₂ qui est à angle avec les zones altérées. La structuration des minéraux d'altération indique que la déformation responsable pour la schistosité est synchrone à tardive par rapport aux zones d'altération. Il est aussi important de noter que dans le secteur du Couloir de Fancamp, les ZDD₂ ne semblent pas se prolonger à l'extérieur de celui-ci. Aucune évidence de mouvement tardif de décrochement n'a été observée sur les ZDD₂.

Le troisième événement de déformation dans le secteur (D₃), la déformation de Fancamp, est associé au développement de plis d'orientation NE-SO. Cet événement est corrélé à l'épisode D₄ de Chown et al. (1992) (Figs. 7.1 et 7.2). Localement, un clivage de crénulation NE-SO est de plan axial à ces plis. Ces structures D₃ se superposent aux fabriques associées à D_{2a} et D_{2b}. Dans la région étudiée, les structures D₃ sont reconnues presque exclusivement à l'intérieur du CDF. Dans celui-ci, les manifestations de D₃ sont variables et dépendent de la présence des ZDD₂. À l'intérieur des ZDD₂, on observe un plissement intense millimétrique à hectométrique ainsi qu'un clivage de crénulation localement très intense. Dans les secteurs peu déformés, les manifestations de D₃ se résument à quelques plis millimétriques isolés et à une rotation d'échelle hectométrique de la schistosité S₂ et des strates.

Un raccourcissement NO-SE est proposé pour cet événement de déformation. Ce raccourcissement serait contemporain au raccourcissement NO-SE suggéré pour les mouvements de coulissage dextre le long des failles longitudinales telles que celles de

Guercheville et de Kapunapotagen à l'échelle de la zone volcanique nord (Daigneault et Archambault, 1990; Chown et al., 1992; Daigneault, 1996).

Il est bon de remarquer que le CDF coïncide avec une zone où se retrouve plusieurs ZDD₂ et indices aurifères, une forte densité de dykes felsiques ainsi qu'une proportion plus élevée de roches volcaniques felsiques à intermédiaires comme le démontre les figures 3.1, 3.11 et 4.11. La combinaison de ces éléments a pu créer une anisotropie locale et régionale qui a permis de focaliser la déformation à l'intérieur de ce couloir. En effet, le CDF représente un endroit où l'intensité de plissement NE est très élevée à comparer avec les régions avoisinantes (Daigneault et Allard, 1990).

Le dernier événement de déformation dans la région est mineur et est associé aux failles fragiles senestres (D₄). Ces failles tardives ont des déplacements senestres métriques et ils sont de nature semblable aux failles associées à l'orogénie grenvillienne (Daigneault et Allard, 1990).

7.2. MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

Les observations faites sur les différentes minéralisations présentes dans le Couloir de déformation de Fancamp indiquent plusieurs événements de mise en place à travers l'évolution géologique du secteur. Trois périodes de minéralisations ont été identifiées: synvolcanique, syn-D₂ et post-D₂ (Fig. 7.1).

7.2.1. Minéralisations post-D₂

Un seul exemple de minéralisation post-D₂ a été documenté. L'indice Lipsett montre une minéralisation disséminée à l'intérieur d'un cisaillement et dépourvue d'altération en carbonates. La faible déformation de la pyrite ainsi que le remplacement des minéraux métamorphiques indiquent un âge tardif pour cette minéralisation aurifère. Cette faible déformation est possiblement associée à l'événement de déformation D₃. On ne connaît dans la littérature que quelques exemples de gisements aurifères qui sont de type remplacement, associés à des cisaillements et ayant une mise en place tardive par rapport au mouvement le long du cisaillement. Les gisements aurifères du camp minier North Western au Zimbabwe en sont un exemple (Fuchter et Hodgson, 1986). Cependant ces gisements sont aussi associés à une forte altération en carbonates; laquelle est absente de l'indice Lipsett.

7.2.2. Minéralisations syn-D₂

La plupart des minéralisations aurifères présentes dans le CDF indique une mise en place syn-D₂. On compte parmi celles-ci les indices "East Showing", "West Showing", Coyote et Murgor B. Les deux premiers indices montrent plusieurs similarités: veines de quartz à l'intérieur de cisaillements, relation C-S entre veines et schistosité, gradient de déformation et d'altération positif à l'approche de ces veines, minéraux d'altération (ankérite, séricite, chlorite, pyrite). Ces éléments sont typiques des minéralisations

aurifères de type filons de quartz-carbonates (Robert, 1996) ou orogénique (Groves et al., 1998). La déformation des minéraux d'altération indique une mise en place de la minéralisation syn-D₂. Ces indices sont semblables au gisement de Cooke de la région de Chapais situés à 30 km au nord-ouest du secteur (Dubé et Guha, 1987). Les veines bréchiques de l'indice Murgor B montrent une minéralogie d'altération et de sulfures semblables au gisement aurifère de la mine Chadbourne dans la région de Rouyn-Noranda (Walker et Cregheur, 1982).

7.2.3. Minéralisations synvolcaniques

Dans les minéralisations d'âge synvolcanique, on retrouve l'indice des Tranchées, l'indice Murgor C et les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Les éléments directs qui supportent un âge synvolcanique sont généralement le recoupement de la minéralisation par un dyke synvolcanique et/ou par la schistosité S₂. L'indice Murgor C partage plusieurs caractéristiques avec la minéralisation aurifère à la mine Kiena, Val d'Or (Morasse et al., 1995), soit la présence de 1) dykes d'albite aurifères, 2) veines de quartz-pyrite aurifère, 3) dykes felsiques porphyriques, 4) veinules de chlorite et de magnétite, et 5) absence d'altération importante en carbonates. Quant à l'indice des Tranchées, celui-ci montre des caractéristiques semblables (pyrite disséminée, séricitisation intense, faible carbonatation, absence de contrôle structural) à la minéralisation de type III de la mine Gwillim, Chibougamau (Bouchard et al., 1984).

7.2.3.3. Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud: le produit d'un seul système hydrothermal?

Plusieurs similitudes peuvent être tracées entre les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud (Tableau 7.1). La présence de veines de quartz-carbonates, de pyrite comme sulfure majeur, d'une altération en séricite, ankérite, chlorite et calcite et la présence des zones aurifères à l'intérieur de zones de déformation intense sont tous des attributs communs aux deux gisements. De plus, les zones aurifères de type "amas de veines" au gisement de Chevrier représentent un style de minéralisation qui est très semblable à celui du gisement de Chevrier Sud. En fait, le type "amas de veines" pourrait être vu comme un intermédiaire entre les zones aurifères de type "veine unique" et la zone aurifère du gisement de Chevrier Sud. Aussi, les relations de recoupement entre les zones aurifères et les dykes felsiques indiquent une chronologie de mise en place de l'or à peu près semblable pour les deux gisements. Ces similitudes suggèrent des fluides minéralisateurs de composition semblable et une mise en place synchrone de la minéralisation aurifère en dépit des différences morphologiques observées entre les deux gisements. Il est donc proposé que les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud représentent des expressions différentes d'un même système hydrothermal. Ceci implique que ces deux gisements ne devraient pas être traités comme deux entités distinctes, mais plutôt comme un seul gisement. Cet énoncé pourrait supporter la présence d'autres zones aurifères jusqu'à présent inconnues entre les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud tels que définis présentement.

Tableau 7.1. Compilation des différentes caractéristiques des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud.

| Gisement | Chevrier | | Chevrier Sud | |
|------------------------------|--|--|------------------------|---|
| Encaissants majeurs | I3A MX | V3B | V1D | V3B |
| Type de gisement | veine + diss. | veine + diss. | diss. + veine | diss. + veine |
| Sulfures | PY | PY | PY | PY |
| Altération | SR-AK (CL-CC) | SR-AK (CL-CC) | SR-AK | CC-CL |
| Composition des veines | QZ-AK | QZ-AK | QZ-AK-PY | QZ-CC-PY |
| Déformation associée | zone étroite | zone étroite | zone intense | peu déformé |
| Étendue de la minéralisation | étroite | étroite | grande | grande |
| Chronologie vs dykes | post-PQ; pré-PQF | post-PQ; pré-PQF | pré- à syn-PQF | pré- à syn-PQF |
| Éléments associés à Au | K ₂ O, CO ₂ , S As, Sb, W | K ₂ O, CO ₂ , S As, Sb, W | S, Ag, As Cu, Te, W | K ₂ O, CO ₂ , S Ag, As, Cu, W, Te, Zn |
| Rapport Au:Ag | >1 | >1 | <1 | <1 |

I3A MX – gabbro mélanocrate; V3B – basalte; V1D - dacite

diss. – pyrite disséminée

AK – ankérite; CC – calcite; CL – chlorite; QZ – quartz; PY – pyrite; SR – séricite

PQ – porphyre à quartz; PQF – porphyre à quartz-feldspath; PF – porphyre à feldspath

Quatre différences importantes distinguent toutefois les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, soit l'étendue des zones minéralisées, le contrôle lithologique sur l'altération, le rapport Au/Ag et les éléments indicateurs. Le gisement de Chevrier est composé de zones aurifères restreintes (< 30 mètres d'épaisseur), le type de lithologie encaissant les zones aurifères ne semble pas influencer la minéralogie d'altération, le rapport Au/Ag est nettement supérieur à 1 et les éléments Ag, As, Sb, W et S sont d'excellents indicateurs de la minéralisation. Quant à lui, le gisement de Chevrier Sud est composé d'une zone aurifère d'une grande étendue (< 275 mètres d'épaisseur), la minéralogie d'altération est contrôlée par le type de lithologie, le rapport Au/Ag est généralement inférieur à 1 et seul les éléments Ag et S sont des éléments indicateurs (en plus K₂O, As et Zn dans les basaltes).

Le contrôle lithologique de l'altération pourrait être relié à l'étendue du gisement. Dans une roche où le rapport fluide/roche est élevée, la composition du fluide devrait contrôler la minéralogie d'altération (Colvine et al., 1988). Dans le cas inverse, où l'interaction fluide/roche est faible, la composition de la roche devrait contrôler la minéralogie d'altération. Dans le cas des zones aurifères d'épaisseur restreinte du gisement de Chevrier, le fluide minéralisateur a été canalisé dans des zones étroites et l'interaction fluide/roche a donc dû être élevée, ce qui explique l'uniformité des assemblages de minéraux d'altération dans les différentes lithologies. Par contre, l'épaisseur de la zone aurifère au gisement de Chevrier Sud est plus de 10 fois supérieure à l'épaisseur moyenne des zones aurifères du gisement de Chevrier. De plus, les roches encaissantes au gisement de Chevrier Sud (dacite ± bréchique, basalte) sont beaucoup plus perméables. Cette

augmentation en perméabilité aurait peut-être aussi été facilité par une pression lithostatique plus basse. De ce fait, la quantité de roche avec laquelle le fluide minéralisateur a interagi à Chevrier Sud est beaucoup plus importante. Une interaction fluide/roche plus faible au gisement de Chevrier Sud peut donc expliquer le contrôle lithologique sur les assemblages d'altération.

Pour ce qui est du rapport Au/Ag, une zonation verticale ou horizontale du système hydrothermal, responsable des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, peut expliquer la variation du rapport. Cette zonation peut être associée à une baisse de température et/ou pression ou d'un changement de composition du fluide hydrothermal.

La faible qualité des éléments indicateurs au gisement de Chevrier Sud est peut-être associée aux plus faibles teneurs en or qui ne permettent pas de distinguer aussi bien les corrélations. Cependant, comme dans le cas de Porgera (Fleming et al., 1986), l'absence de relation entre l'or et d'autres éléments est possiblement associée à la présence de plusieurs événements de minéralisation ou à des événements de remobilisation.

La présence d'une minéralisation aurifère synchrone à la mise en place de dykes felsiques à Chevrier-Chevrier Sud suggère une similarité avec le gisement de Troilus situé à 130 km au nord de Chibougamau. Cette minéralisation Au-Ag-Cu est interprétée comme un analogue archéen d'un gisement porphyrique (Fraser, 1993) avec une minéralisation (pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotine, sphalérite) et une altération (ajout de K_2O , lessivage de CaO) centrées sur plusieurs dykes felsiques. Cependant, l'absence d'altération en carbonates et la présence en quantité importante de certains métaux (Cu, Zn, Pb, Mo) contrastent avec ce qui est observé à Chevrier-Chevrier Sud.

7.3. ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE

La conclusion d'une minéralisation synvolcanique au cycle 1 (Formation d'Obatogamau) pour le gisement Chevrier-Chevrier Sud indique que l'environnement géologique des roches du secteur à l'étude lors de leur mise en place devient plus important. L'évolution des roches volcaniques et plutoniques de la région peut donc avoir eu un impact direct ou indirect sur cette minéralisation aurifère.

7.3.1. Implications stratigraphiques des unités de volcanoclastites et des centres d'émission

L'environnement géologique du secteur d'étude est dominé par des laves basaltiques massives à coussinées et des filons-couches gabbroïques intercalées avec des dépôts volcanoclastiques variant de mafique à felsique et des coulées de lave felsique. L'étude géochimique sur les volcanites felsiques à intermédiaires montre une variation de basalte à dacite en remontant la séquence stratigraphique. Les analyses chimiques représentatives des différentes unités montrent une variation plus ou moins linéaire pour la majorité des éléments. Cette observation liée à la tendance plus felsique de l'unité A à l'unité E (hôte de la minéralisation au gisement de Chevrier Sud) suggèrent un lien génétique entre ces unités.

L'identification de centres d'émission volcanique aux unités D et E, la proximité d'un centre d'émission volcanique dans l'unité B près de l'indice Murgor C et la présence

d'une multitude de dykes felsiques synvolcaniques en association avec deux des centres d'émission volcanique (unités B et E) indiquent que le secteur était l'hôte d'un édifice volcanique et était donc magmatiquement actif. Il est intéressant de noter que des minéralisations synvolcaniques sont associées à ces trois unités, soulignant ainsi le lien étroit entre le magmatisme felsique et les minéralisations aurifères.

L'âge de 2730 ± 10 Ma pour un filon-couche rhyolitique de l'unité E indique un âge minimal pour le volcanisme intermédiaire à felsique dans ce secteur étant donné que les autres unités de ce type d'activité volcanique se retrouvent stratigraphiquement sous cette unité. Cet âge est corroboré par les âges obtenus dans cette étude pour les dykes felsiques associés à l'unité E (2730 Ma) ainsi que par les âges obtenus pour la Formation de Waconichi (2728-2730 Ma; Mortensen, 1993) dans le secteur du gisement Lemoine.

7.3.2. Environnements tectoniques

Les basaltes et les gabbros présentent des compositions tholéitiques semblables à des basaltes récents de dorsale océanique (Ludden et al., 1986). Cependant, les volcanoclastites/coulées de lave sont d'affinité calco-alcalines et montrent des compositions typiques de roches formées dans un environnement d'arc insulaire. La différence d'affinité des volcanoclastites/coulées de lave et des basaltes/gabbros indique la présence de deux systèmes magmatiques dans le secteur. La présence d'un centre volcanique felsique à intermédiaire ainsi que la panoplie de dykes felsiques et de filons-

couches gabbroïques suggèrent que des centres d'émission tholéiitique et calco-alcalin étaient en interaction.

La présence de laves coussinées interdigitées avec les volcanoclastites/coulées de lave suggèrent un environnement sous-marin pour l'édifice volcanique felsique à intermédiaire. Des analogues récents de tels édifices volcaniques sous-marins actifs sont présents dans le sud-ouest de l'océan Pacifique (Taylor et Exon, 1987; Bloomer et al., 1989). De plus, les analyses géochimiques suggèrent que les unités de volcanoclastites/coulées felsiques sont issues d'une même chambre magmatique devenant de plus en plus fractionnée avec le temps. Il est commun d'observer une tendance de mafique à felsique des produits effusifs d'arc volcanique avec le temps (Jakes et White, 1972; Miyashiro, 1974; Meijer et Reagan, 1981; Foden, 1983; Clift et Vroon, 1996). Ces arcs sont caractérisés par un environnement tectonique stable pour la période de temps étudiée et leur évolution géochimique est expliquée par la cristallisation fractionnée peu profonde (< 10 km) d'un magma commun avec des caractéristiques d'arc. Ce processus implique le retrait du plagioclase et du clinopyroxène avec des quantités mineures d'olivine, d'orthopyroxène et de magnétite. La présence de phénocristaux de plagioclase et de pyroxène dans les fragments juvéniles et dans la matrice des volcanoclastites indique que ce processus était actif. Cependant, dans d'autres cas, un changement dans la situation tectonique du système d'arc peut modifier l'évolution chimique de celui-ci (Smith et al., 1980; Dixon et Stern, 1983; Elburg et Foden, 1998). Il est cependant difficile d'évaluer si tel est le cas pour le secteur de Fancamp. La figure 7.3 illustre l'évolution volcanique interprétée de la région étudiée.

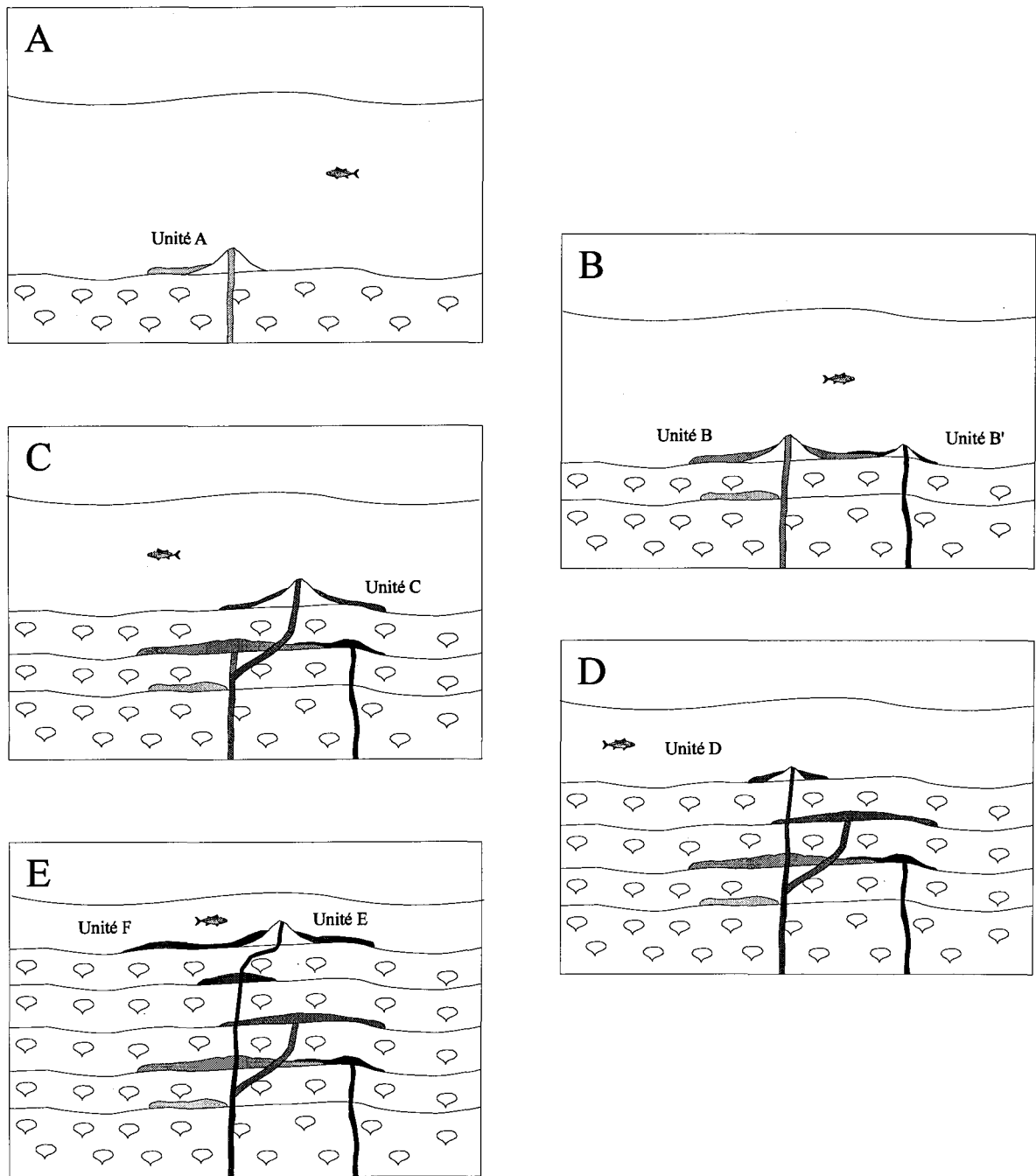


Figure 7.3. Évolution d'un centre volcanique felsique. Les coulées basaltiques coussinées intercalées entre les différents unités suggèrent la mise en place dans un environnement sous-marin. L'unité B' provient d'une source différente des unités A à F.

Les études antérieures ont suggéré que la zone volcanique nord représente une unité géotectonique cohérente édifiée initialement à partir d'un arc volcanique diffus qui a évolué vers un arc mature représenté par un second cycle volcanique et sédimentaire (Ludden et al., 1984; Dimroth et al., 1986; Mueller et al., 1989; Chown et al., 1992). La région de Fancamp fait partie du premier cycle volcanique et cette étude indique qu'elle s'insère bien dans ce modèle.

7.3.3. Suite plutonique

Le secteur de Fancamp est l'hôte de plutons synvolcaniques et syntectoniques. Une étude a été faite sur ces intrusions afin de pouvoir relier les dykes présents à travers le secteur et dans les zones minéralisées aux plutons.

Il fut démontré dans le chapitre sur la géologie du secteur de Fancamp que le CEJ et le pluton de La Dauversière peuvent être distingués géochimiquement et pétrographiquement des plutons de Verneuil, de Chico et de Muscocho. De plus, avec les âges disponibles sur ces intrusions et les travaux de classification des plutons dans la Sous-province de l'Abitibi de Racicot et al. (1984), Rive et al. (1990), Chown et al. (1992), Feng et Kerrich (1992) et Sutcliffe et al. (1993), il est possible d'associer les intrusions à un certain environnement géologique. Le CEJ et le pluton de La Dauversière peuvent être qualifiés de plutons synvolcaniques (< 2710 Ma – TTG de Feng et Kerrich, 1992), tandis que les plutons de Verneuil, de Chico et de Muscocho seraient des plutons syntectoniques (2710-2690 Ma – TGGM de Feng et Kerrich, 1992). Plus précisément, le CEJ serait

associé au volcanisme du cycle 1, tandis que le pluton de La Dauversière serait associé au volcanisme du cycle 2.

Les caractéristiques chimiques typiques du CEJ (spectre d'éléments de terres rares plat, anomalie négative Eu, concentration élevée d'éléments incompatibles) sont attribuées à la formation de ces roches par la fusion partielle du prisme du manteau situé au-dessus de la croûte océanique subductée avec un fractionnement subséquent d'assemblage de cumulat gabbroïque (plagioclase et pyroxène) (Feng et Kerrich, 1992; Sutcliffe et al., 1993). Ce fractionnement suggère que le CEJ représente possiblement la chambre magmatique associée aux volcanites felsiques à intermédiaires présentes dans le secteur. De plus, le CEJ pourrait être un bon candidat pour représenter la source des dykes felsiques associés à la minéralisation aurifère au gisement de Chevrier-Chevrier Sud. Étant donné que ce pluton est probablement synvolcanique par rapport au premier cycle volcanique, un âge supérieur à 2730 Ma (âge de l'unité E) est estimé pour le CEJ (Fig. 7.1).

7.3.4. Le couloir de Fancamp, réactivation d'une ancienne faille synvolcanique

La reconnaissance de plusieurs minéralisations aurifères d'âge variable à l'intérieur d'un couloir de moins de 2 km d'épaisseur peut sembler fortuite. Cependant, avec l'identification d'un centre volcanique felsique à intermédiaire, de zones de déformation D₂, de clivages S₃ localement intense, d'une panoplie de dykes felsiques et du synclinal de Muscocho, il ressort que le couloir de Fancamp est un secteur ayant plusieurs caractéristiques particulières spatialement associées.

Comme il fut décrit précédemment, la présence de ZDD₂ et de S₃ dans le couloir de Fancamp est en grande partie associée aux zones d'altération reliées aux minéralisations aurifères, dont plusieurs sont d'âge synvolcanique. De plus, le pléthore de dykes felsiques associé au centre volcanique felsique du secteur suggère que le couloir de Fancamp représente une structure ou une série de structures synvolcaniques qui aurait agi comme conduit pour les fluides magmatiques et hydrothermaux vers la paléosurface (Fig. 7.4). Cette structure aurait été active à travers l'histoire volcanique du secteur et expliquerait la grande proportion de roches felsiques à intermédiaires. Il serait également possible que cette faille synvolcanique soit à l'origine du synclinal de Muscocho en créant une rupture de grain sur des roches partiellement basculées par les plutons synvolcaniques.

7.4. RECONSTRUCTION

Bien que le gisement de Chevrier-Chevrier Sud soit interprété comme une minéralisation synvolcanique, plusieurs interrogations persistent sur la forme du gisement avant la déformation ainsi que l'origine du fluide hydrothermal. La prochaine section examinera ces aspects et proposera des solutions basées sur les observations faites lors de cette étude.

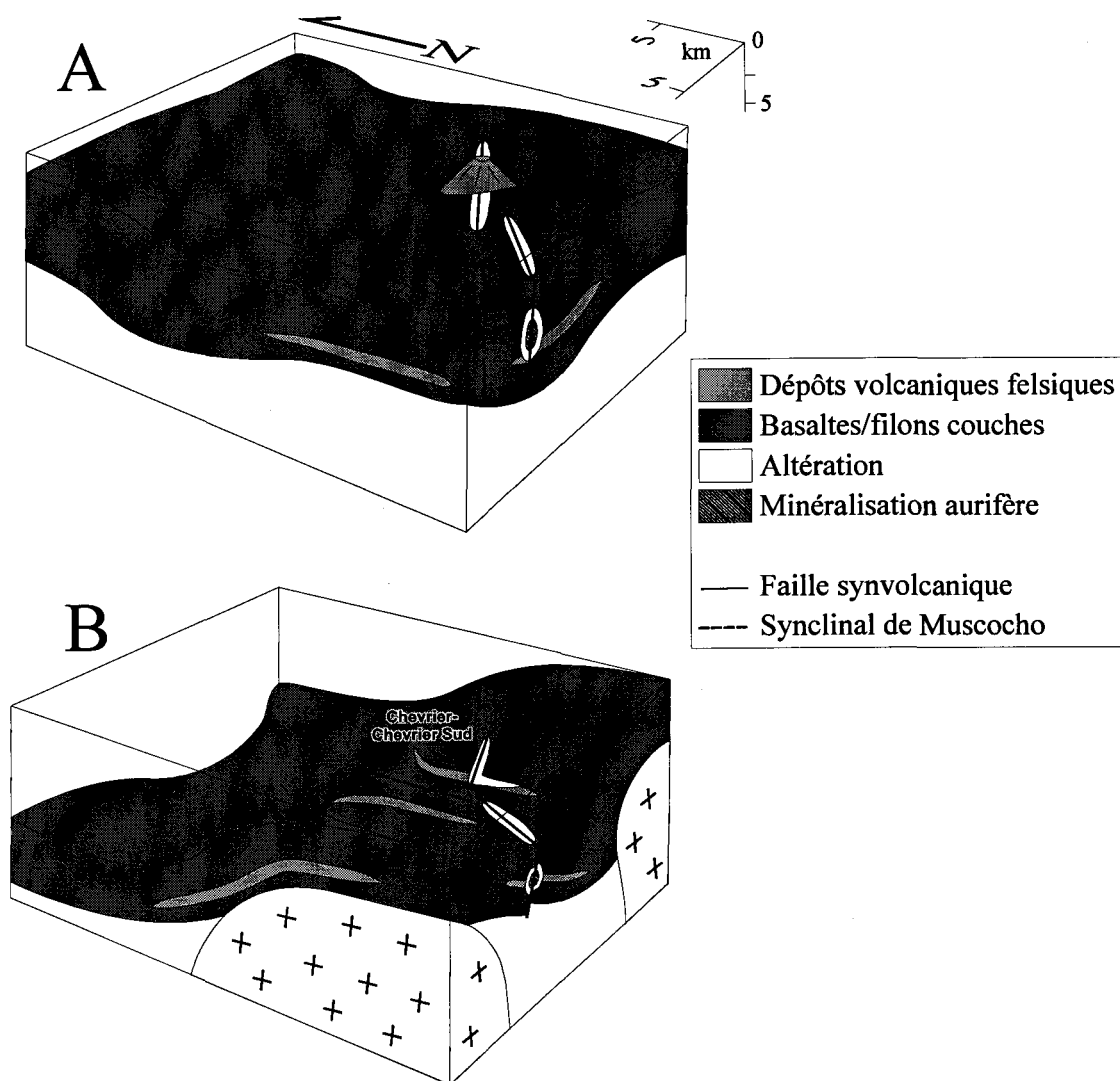


Figure 7.4. Schéma de la présence de failles synvolcaniques dans le secteur. A) Les failles auraient servi à la migration des fluides hydrothermaux et magmatiques. B) Les failles auraient créé une rupture de grain propice au développement du synclinal de Muscocho lors de la mise en place des plutons synvolcaniques.

7.4.1. Reconstruction pré-déformationnelle

Il fut proposé préalablement que la variation du rapport Au/Ag dans le gisement de Chevrier-Chevrier Sud est possiblement associée à une zonation verticale ou horizontale du système hydrothermal. Afin de présenter un modèle de genèse pour ce gisement, il est donc primordial d'avoir une idée de la disposition du gisement au moment de la formation de la minéralisation. Étant donné qu'il a subi trois événements de déformation dont 2 majeurs (D_2 et D_3), l'effet de ces derniers devra être soustrait pour qu'une idée générale de la description spatiale du gisement puisse être considérée. Vu la complexité de la déformation, cet exercice ne peut être fait que de façon qualitative.

L'élimination des effets de la déformation D_3 est contrainte par le tracé de la schistosité généralement E-O dans le secteur à l'extérieur du CDF. Ce "déplissement" de la fabrique S_2 dans le couloir a pour effet d'augmenter l'épaisseur de la ZDD_2 associée au secteur de Chevrier Sud (Fig. 7.5). Ceci est dû au fait que l'orientation de cette ZDD_2 est presque perpendiculaire au raccourcissement NO-SE associé à l'événement D_3 . Le fait que la schistosité est plus ou moins parallèle aux zones minéralisées du secteur de Chevrier indique que celles-ci étaient probablement E-O avant l'événement D_3 . La présence de ZDD_2 , en étroite association avec ces zones minéralisées dans une région peu déformée, a concentré le plissement associé à l'événement D_3 au secteur de Chevrier (Fig. 7.5). Il existe donc un fort angle entre l'enveloppe des zones minéralisées des deux secteurs du gisement.

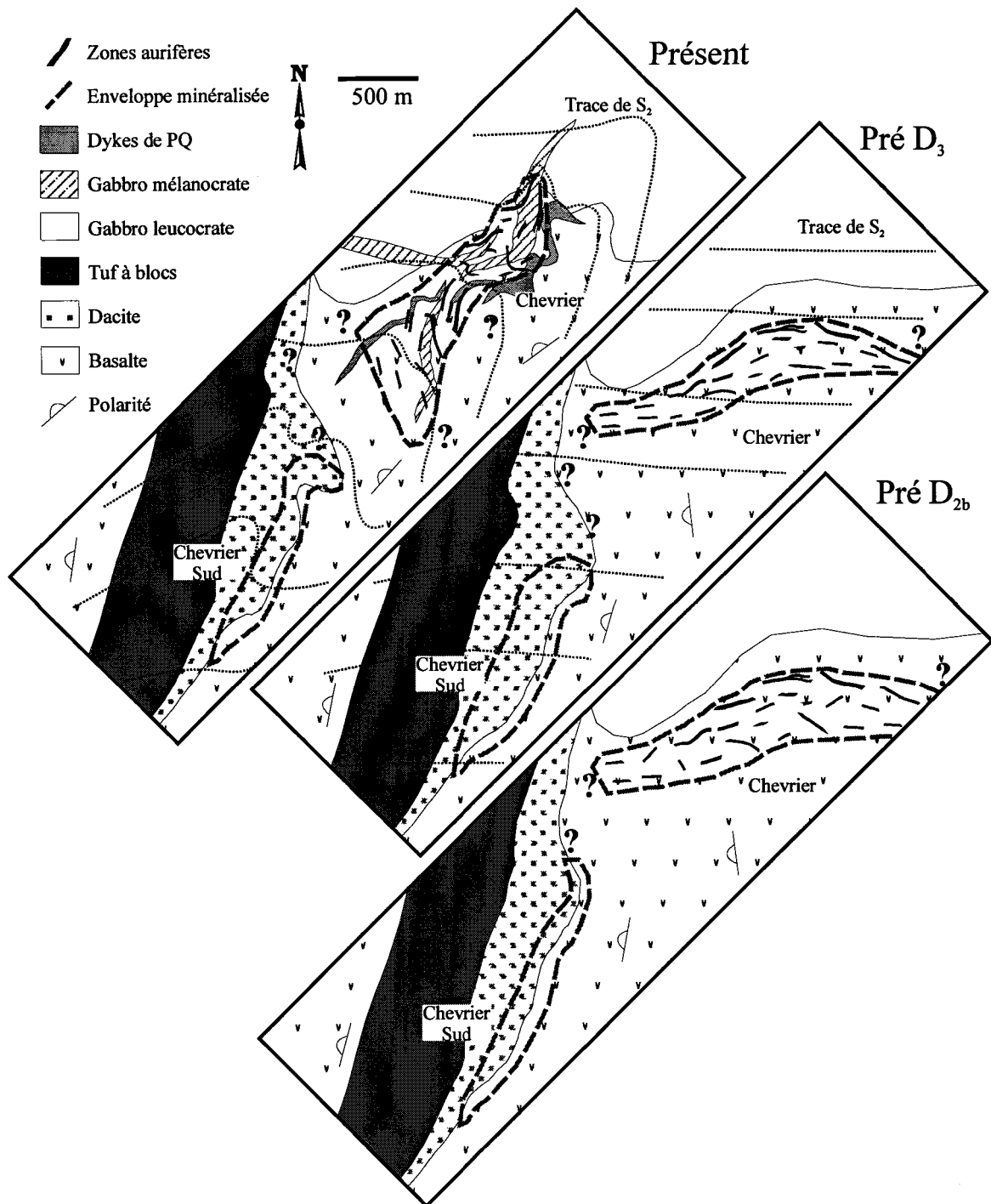


Figure 7.5. Modélisation de la soustraction qualitative des événements de déformation sur la distribution de l'enveloppe aurifère au gisement de Chevrier-Chevrier Sud. L'orientation généralement parallèle des zones aurifères à la schistosité S₂ suggère que l'enveloppe aurifère à Chevrier a été plissée sur elle-même lors de l'événement D₃. Les événements D₁ et D_{2a} ne sont associés qu'à un basculement de la séquence et ils ne sont donc pas illustrés.

L'effet de l'événement D_{2b} sur le gisement fut la structuration des éléments géologiques pour les rendre perpendiculaires au raccourcissement N-S avec un pendage sub-vertical ainsi qu'un alignement sub-vertical des éléments linéaires (Fig. 7.5). De ce point de vue, il est possible que certaines zones minéralisées de Chevrier n'étaient pas E-O avant l'événement D_{2b} , comme le témoigne certains cas isolés où la schistosité S_2 est à angle avec les zones aurifères. De plus, les pendages de celles-ci n'étaient pas nécessairement sub-verticaux mais le sont devenus suite au raccourcissement N-S intense associé à D_{2b} . Ces éléments peuvent expliquer la difficulté rencontrée lors de l'extrapolation des diverses zones intersectées en forages. L'épaisseur de l'enveloppe pyritisée et du même fait de la dacite du secteur de Chevrier Sud a probablement augmenté lors de l'événement D_{2b} étant donné que ce secteur se situe dans une charnière de pli P_2 (Fig. 7.5).

Les événements de déformation D_1 et D_{2a} ont eu pour effet, entre autres, de basculer la séquence stratigraphique vers un pendage sub-vertical. La position des gisements à l'intérieur du synclinal de Muscocho indique que le secteur de Chevrier Sud se situe stratigraphiquement au-dessus du secteur de Chevrier (Fig. 7.5). Il est clair cependant, d'après leur présente position géographique, que ce dernier ne se situe pas directement sous le gisement de Chevrier Sud. Bien que l'information disponible jusqu'à présent ne documente pas un rattachement des deux gisements, les observations de cette étude indiquent que les extensions des deux gisements s'alignent vers un secteur situé au nord du forage HA-61 (Figs. 6.2 et 6.3).

Le secteur de Chevrier Sud est concordant avec la séquence stratigraphique, tandis que le secteur de Chevrier est discordant et se retrouve sous le premier, mais pas directement (Fig. 7.5). De tels agencements sont communs dans des gisements épithermaux-porphyriques où la minéralisation épithermale se situe à une certaine distance horizontale du gisement porphyrique (Andacollo, Chili - Reyes, 1991; Lepanto, Philippines - Hedenquist et al., 1998). Dans ces cas, la localisation des gisements épithermaux est contrôlée par des failles synvolcaniques et non par la localisation du gisement porphyrique.

La similarité chimique entre les dykes de PQ, de PQF et de PF et la dacite-hôte du secteur de Chevrier Sud ainsi que leur association spatiale suggèrent un lien génétique entre les deux. De plus, un âge de 2730 ± 10 Ma (Mortensen, données non publiées, 1992) pour un filon-couche rhyolitique sur le même niveau stratigraphique que la dacite-hôte et un âge de 2730 Ma pour les dykes de PQF indiquent que la dacite et les dykes sont contemporains. La haute densité de dykes felsiques en association avec une quantité importante de laves et de volcanoclastites felsiques dans le secteur de Chevrier Sud suggèrent que ce dernier est spatialement associé à un centre d'émission. Dans le secteur de Chevrier, la présence de ces mêmes dykes felsiques ainsi que des zones minéralisées d'âge similaire à l'intérieur d'un couloir restreint, suggère le contrôle le long d'une fracture. L'âge des dykes ferait de cette fracture une faille synvolcanique (Fig. 7.6).

La profondeur d'emplacement des zones minéralisées est plus ou moins restreinte par leurs positions dans la séquence stratigraphique. La minéralisation du secteur de Chevrier Sud est spatialement associée et contemporaine à l'édification d'un centre felsique

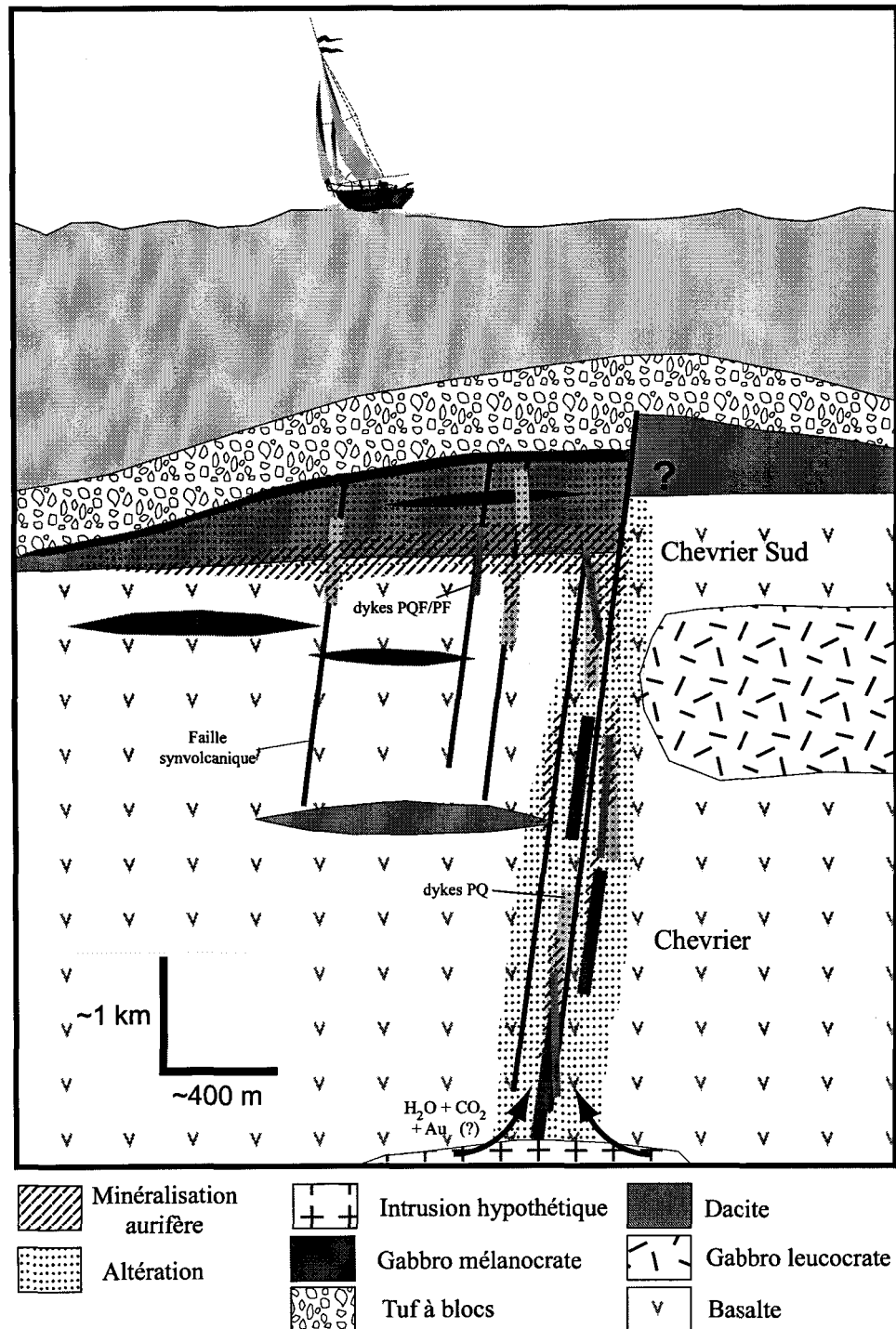


Figure 7.6. Modélisation du système hydrothermal ayant produit le gisement Chevrier-Chevrier Sud. Ce modèle suggère une mise en place épizonale et un contrôle lithologique pour le secteur de Chevrier Sud, et une mise en place mésozonale et un contrôle structural pour le secteur de Chevrier.

et donc elle doit s'être mise en place dans l'épizone. Le fait que la minéralisation ne s'est pas rendue jusqu'à la surface suggère la présence d'un chapeau ("cap rock") qui est fort probablement le filon-couche gabbroïque présent à l'interface de la dacite et du tuf à blocs sus-jacent (Fig. 7.6). L'absence de texture de cristallisation en espace libre et le cortège métallique ne suggère pas une minéralisation de profondeur épizonale (< 1 km; Hedenquist et al., 1996). L'absence de ces textures est probablement associée aux différents événements de déformation qui ont probablement produit de la recristallisation. La reconstruction pré-déformationnelle indique une distance verticale d'un ordre de grandeur de 2 km entre le secteur de Chevrier Sud et la base (connu jusqu'à présent) du secteur de Chevrier (Figs 7.5 et 7.6). Ceci suggère donc un emplacement plutôt mésozonal pour le secteur de Chevrier. Il est difficile d'évaluer la possibilité de réajustements post-minéralisations avant l'événement D_2 , la présence des tufs à blocs lors de la minéralisation et le raccourcissement exact lors des événements D_2 et D_3 . Il faut donc prendre ces profondeurs de mise en place comme des approximations et non des valeurs absolues.

7.4.2. Classification des gisements

La mise en place synchrone de dykes felsiques et de la minéralisation aurifère suggère que le gisement pourrait être considéré comme un dépôt aurifère spatialement associé à des intrusions dans le sens de Sillitoe (1991) et McCoy et al. (1997).

Le tableau 1.1. présente les différents types de gisements aurifères associés à des intrusions. Bien que cette étude ne permette pas d'établir clairement un lien génétique

entre la minéralisation et le magmatisme, il est tout de même intéressant de considérer cette hypothèse. Le secteur de Chevrier Sud pourrait être classifié comme un type mantos encaissé dans des roches silicatées. Des exemples semblables en style et minéralogie de sulfures et d'altération sont le stage 1 du gisement de Porgera, Nouvelle-Guinée (Fleming et al., 1986; Handley et Bradshaw, 1986; Richards et Kerrich, 1993), le gisement d'Andacollo, Chili (Reyes, 1991) et le gisement de Snowfield, Colombie-Britannique (Kirkham et Margolis, 1995). Par contre, le secteur de Chevrier ressemble plus au type veine basée sur le style de minéralisation et la minéralogie des sulfures et d'altération. L'association spatiale et temporelle du magmatisme avec des minéralisations orogéniques est documentée à plusieurs endroits tant au Précambrien qu'au Phanérozoïque (Kerrich et Cassidy, 1994; Goldfarb et al., 1998). Cependant, dans ces cas, le magmatisme est généralement post-déformation régionale et est donc associé à la collision ou l'accrétion de plaques. La compilation récente des gisements orogéniques de la ceinture de feu du Pacifique (Goldfarb et al., 1998) indique que plusieurs de ces derniers se sont mis en place durant le magmatisme d'arc. À l'échelle du Pacifique, plusieurs exemples sont énumérés où le magmatisme associé à la subduction prédate, est synchrone et postdate la formation des veines. Comme il est précisé par ces derniers, c'est plutôt le régime thermique et non le style tectonique en particulier des marges qui a joué le rôle majeur dans la localisation des gisements aurifères dans la ceinture du Pacifique. Des changements majeurs dans la direction ou du taux de convergence des plaques, la génération de magma, la subduction d'une dorsale océanique ou une période d'extension sont tous des processus pouvant

augmenter le gradient thermique d'une zone de subduction et ainsi initier une circulation de fluide et la formation de veines aurifères résultantes.

7.4.3. Origine du fluide hydrothermal

Dans l'étude lithogéochimique de cette thèse, il a été conclu que le K₂O, CO₂, S, Rb, Ba, Au, Ag, As, Sb et W ont été ajoutés par le fluide minéralisateur dans le secteur de Chevrier; la concentration des éléments dans le secteur de Chevrier Sud étant plutôt contrôlée par les lithologies encaissantes. Cette composition de fluide est typique de celles interprétées pour la plupart des gisements orogéniques archéens et phanérozoïques (McCuaig et Kerrich, 1998 et références ci-incluses). Cependant, ce type de gisement est formé lors d'événements de raccourcissement en transpression généralement à des marges de plaques convergentes dans des orogénies d'accrétion et de collision (Groves et al., 1998 et références ci-incluses). Le recoupement des zones minéralisées par des dykes synvolcaniques et par la schistosité S₂ indique clairement que cet environnement ne peut s'appliquer au gisement de Chevrier-Chevrier Sud. Toutefois, le modèle proposé pour la genèse de celui-ci devra invoquer un fluide hydrothermal dont la composition est identique de celle proposée pour les gisements orogéniques.

7.4.3.1. Fluide hydrothermal des gisements orogéniques

Plusieurs sources pour ces fluides ont été invoquées jusqu'à présent (Perring et al., 1987; Groves et al., 1989; Kerrich, 1990; Hodgson, 1993; Kerrich et Cassidy, 1994); ce

sont: les magmas felsiques, la granulitisation, le fluide métamorphique, l'eau météorique et les lamprophyres. L'hypothèse, qui explique le mieux la chronologie de mise en place, les conditions de pression fluide, et les caractéristiques chimiques et isotopiques des fluides, est celle qui invoque des fluides métamorphiques focalisés pour l'origine de ces gisements orogéniques (McCuaig et Kerrich, 1998). D'après ce modèle, de grandes quantités de fluides seraient relâchées lors de l'accrétion et du métamorphisme de la croûte océanique hydratée et des sédiments. Ces fluides sont canalisés le long des failles régionales et dans des structures de deuxième et de troisième ordre. Cependant, cette chronologie de mise en place ne s'applique pas aux gisements à l'étude qui montrent une mise en place précoce par rapport à la déformation régionale associée à l'accrétion des arcs (Chown et al., 1992).

Dans un environnement d'arc, la dévolatilisation de la croûte océanique subductée produit des fluides métamorphiques de composition similaire à ceux relâchés lors de l'accrétion de la croûte océanique. Ces fluides servent à la fusion du manteau asthénosphérique et/ou de la croûte océanique subductée dans la production de magma d'arc (Hawkesworth et al., 1993; Pearce et Peate, 1995). De plus, l'emmagasiner de magma à la base de l'arc produit des réactions de dévolatilisation dans la roche encaissante. Donc, même dans un environnement de subduction, il y a production de fluide métamorphique même s'il n'y a pas de collision et d'accrétion de terranes. Ces fluides métamorphiques peuvent s'associer au magma felsique pour se rendre dans les portions peu profondes de la croûte (Holloway, 1976; Gerlach, 1991; Lowenstern, 1994).

7.4.3.2. Fluide hydrothermal d'origine magmatique (?) pour le gisement Chevrier-Chevrier Sud

Pour les gisements orogéniques de l'Abitibi, il existe une divergence chronologique entre l'âge des intrusions felsiques et ceux des minéralisations aurifères atteignant 20-30 Ma pour certains gisements (Kerrick, 1990). Mais dans le cas du gisement de Chevrier-Chevrier Sud ce désaccord n'existe pas.

Les sources probables du fluide minéralisateur à Chevrier-Chevrier Sud sont l'eau météorique, l'eau de mer et un fluide issu d'un magma. L'environnement sous-marin pour la mise en place du centre felsique exclue la possibilité d'eau météorique, tandis que la faible concentration en métaux de base de la minéralisation aurifère milite pour un apport limité en eau de mer (Poulsen et Hannington, 1996). Le lien spatial et temporel étroit entre les dykes felsiques et la minéralisation aurifère suggère que la source des fluides minéralisateurs soit, en bonne partie, d'origine magmatique. Cette section examine la possibilité qu'un fluide hydrothermal ayant les caractéristiques de celui de Chevrier-Chevrier Sud puisse être issu d'un magma felsique.

Le fluide métamorphique associé aux gisements orogéniques n'est pas le seul type de fluide pouvant générer une intense carbonatation et séricitisation. Les gisements de sulfures massifs de type Mattabi sont associés à des altérations étendues en carbonates et en séricite (Morton et Franklin, 1987). Bien que ces fluides sont en majeure partie composée d'eau de mer, il est possible qu'il y ait contribution de fluide magmatique (Yang et Scott, 1996). Ces gisements sont autant plus intéressants que les carbonates varient de calcite à ankérite et les phyllosilicates de chlorite à séricite en s'approchant de la cheminée

d'altération (Franklin, 1996). Plusieurs gisements aurifères génétiquement associés à des magmas alcalins sont aussi fortement altérés en carbonates et en séricite. Les gisements de Porgera, Nouvelle-Guinée (Fleming et al., 1986; Richards, 1992) et d'Emperor, Fiji (Anderson et Eaton, 1990) en sont des exemples. Plusieurs brèches magmatiques-hydrothermales sont aussi associées à une forte altération en carbonates et en séricite. À l'intérieur de ceux-ci on retrouve les gisements Montana Tunnels, Montana (Sillitoe et al., 1985), Colosseum, Californie (Sharp, 1984) et Kidston, Australie (Baker et Andrew, 1991). D'autres exemples d'altération en carbonates associée à des fluides magmatiques de plutons calco-alcalins (Lang et Baker, 2001) sont l'indice Mo-Au de Mink Lake (Burrows et Spooner, 1987), le gisement d'or de Salave, Espagne (Harris, 1980a, b) ainsi que les gisements aurifères de la région de Kolyma en Sibérie (Goryachev et Goncharov, 1995) et de Fairbanks en Alaska (McCoy et al., 1997).

Gammons et Williams-Jones (1997) ont démontré qu'un fluide magmatique riche en H_2S est capable de mobiliser de grandes quantités d'or loin du magma dans les roches encaissantes. Ces fluides produisent des minéralisations riches en or et pauvres en cuivre (Rowins, 2000). Ceci diffère des fluides magmatiques riches en Cl qui déposent l'or près de la source comme c'est le cas des gisements porphyriques. Ceci est dû au fait que la solubilité de l'or sous la forme de complexe chloruré ($AuCl_2^-$) chute dramatiquement avec une baisse de température, tandis que sous la forme de complexe bisulfuré ($Au(HS)_2^-$), la solubilité de l'or demeure plus ou moins stable. De plus, Holloway (1976), Burnham (1979), Lowenstern (2001) et Baker (2002) ont démontré qu'un magma felsique, généré de la fusion partielle d'une source riche en CO_2 , peut former des fluides riches en CO_2 et de

faible salinité en profondeur. McCoy et al. (1997) proposent un modèle de dévolatilisation magmatique pour les gisements aurifères du district de Fairbanks. Dans ce modèle, les fluides hydrothermaux riches en CO₂ et S ne s'échappent du magma que dans les étapes finales de la différenciation magmatique des plutons. Cependant, la minéralisation aurifère précède les dykes de pegmatite et d'aplite qui représentent les derniers épisodes de magmatisme felsique. Les minéralisations aurifères se sont mises en place à des profondeurs de 2 à 6 km, et donc il n'y a pas de contribution d'eau météorique et/ou marine. De plus, les minéralisations sont de 10 à 15 Ma plus jeunes que le métamorphisme régional ce qui exclut la possibilité de fluides métamorphiques pour la formation de ces gisements. C'est un modèle similaire à la dévolatilisation magmatique de McCoy et al. (1997) qui est préféré pour la minéralisation aurifère au gisement de Chevrier-Chevrier Sud (Fig. 7.6). Cependant, dans le cas présent les minéralisations ainsi que le magmatisme sont plus vieux que le métamorphisme régional. Les profondeurs, à laquelle la minéralisation se met en place, sont aussi compatibles avec les profondeurs inférées pour la mise en place du gisement.

7.4.3.3. Zonalité du fluide hydrothermal

La variation du rapport Au/Ag à l'intérieur du gisement indique une zonalité verticale du système hydrothermal (Hedenquist et al., 1996). La présence de carbonates comme minéraux d'altération suggère un fluide hydrothermal plutôt neutre à alcalin pour la formation du gisement de Chevrier-Chevrier Sud (Hedenquist et al., 1996; McCuaig et Kerrich, 1998). Dans les fluides neutres à alcalins, l'or est généralement transporté comme

un complexe $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (Seward, 1991; Bening et Seward, 1996). Le rapport élevé Au/Ag du secteur de Chevrier suggère que l'argent est possiblement transporté sous forme de complexe chloruré ou que la concentration en argent du fluide hydrothermal est très faible. L'argent est généralement transporté comme un complexe sulfuré dans des fluides neutres à alcalins (Gammons et Barnes, 1989) ce qui indique que les fluides hydrothermaux sont faibles en argent. La précipitation de l'or dans le secteur de Chevrier est vraisemblablement reliée à la sulfuration de l'encaissant (Mikucki, 1998). Ce processus est le mécanisme prédominant lorsque l'or est transporté comme complexe sulfuré. Le faible rapport Au/Ag pour le secteur de Chevrier Sud nécessite une addition d'argent au système hydrothermal. Les valeurs plus élevées en argent, cuivre et zinc dans les basaltes, comparées à la dacite du secteur de Chevrier Sud, suggèrent que la remobilisation des métaux des roches encaissantes était un processus actif. Le faible rapport Au/Ag associé au secteur de Chevrier Sud peut être associé au lessivage des métaux dans l'encaissant par le fluide hydrothermal, ce dernier étant en contact avec un plus grand volume de roche dans le secteur de Chevrier Sud à comparer au secteur de Chevrier.

L'incorporation d'eau de mer dans le système hydrothermal du secteur de Chevrier Sud est un processus possible étant donné la proximité de la paléosurface. Cette incorporation aurait ainsi facilité la mobilisation des métaux sous forme de complexe chloruré. Cependant, l'absence de teneurs appréciables en argent et en métaux de base suggère que ce processus était limité.

La majorité de l'or et de l'argent fut donc transporté sous forme de complexe sulfuré dans le secteur de Chevrier Sud et leur précipitation fut probablement reliée à la

baisse de température du fluide. D'après Mikucki (1998), une telle méthode de précipitation engendrerait une minéralisation à faible teneur étalée sur de grandes distances, ce qui est le cas du secteur de Chevrier Sud.

7.4.3.4. Tests du modèle magmatique

Un test du modèle de fluide magmatique fut proposé par Kerrich et Fryer (1988) et il consiste à comparer la concentration des éléments lithophiles dans des intrusions felsiques avec celle des minéralisations aurifères. Étant donné que ces éléments sont incompatibles et devraient s'être concentrés dans le magma felsique, les concentrations devraient être similaires si les fluides aurifères proviennent d'intrusions felsiques (Kerrich, 1990). Kerrich et Fryer (1988) ont démontré des variations dans le rapport K/Rb et K/Ba dans les roches altérées associées à des gisements orogéniques comparé à des magmas très fractionnés. L'examen des rapports K/Rb et K/Ba des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, et des intrusions felsiques du secteur montre des valeurs très similaires (Fig. 7.7). Il est cependant clair que les intrusions ne représentent pas des magmas très fractionnés. De plus, Kerrich et Fryer (1988) ont aussi ajouté que ces rapports dans les gisements orogéniques augmentent en général avec les concentrations de Rb et Ba au lieu de demeurer constant. Cette généralité ne s'applique pas pour le gisement de Chevrier-Chevrier Sud. Le test de Kerrich et Fryer (1988) supporte donc que le fluide hydrothermal soit dérivé du magma felsique.

D'autres tests du modèle de fluide magmatique existent mais ils dépassent les limites de cette étude qui est plutôt d'échelle régionale. La détermination des isotopes D et

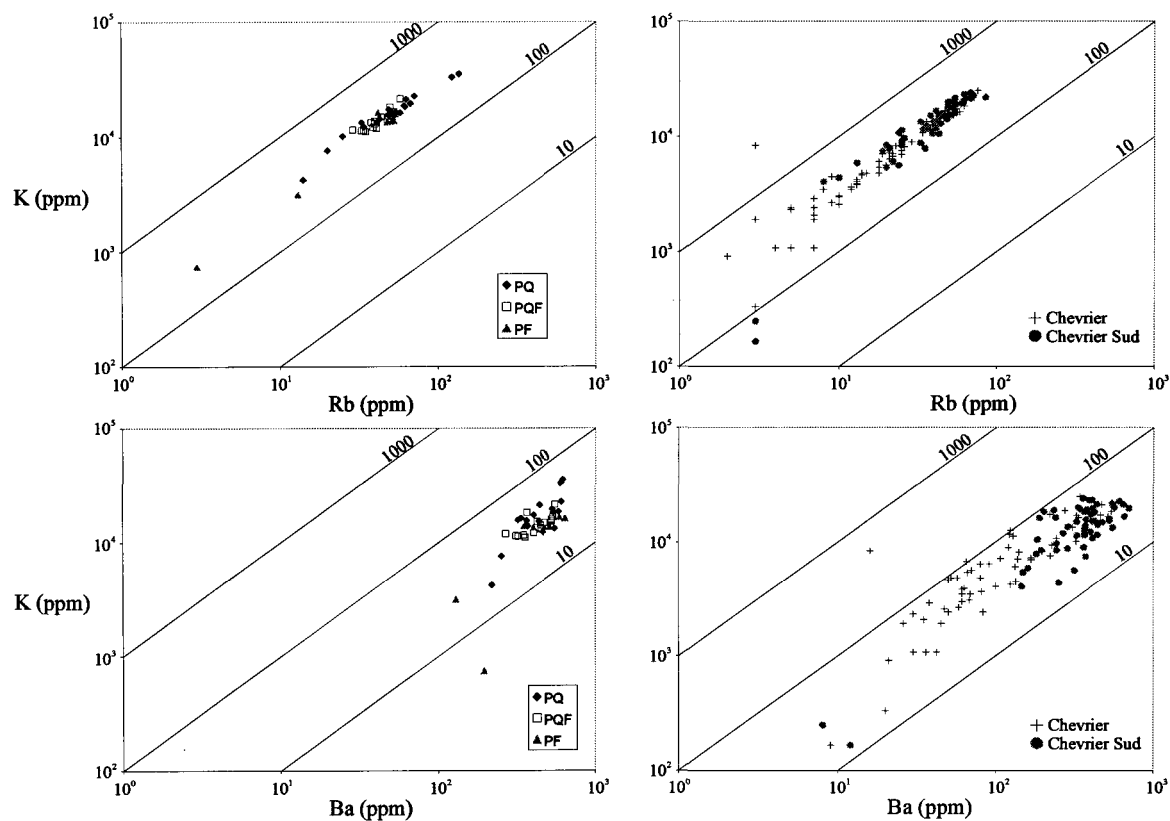


Figure 7.7. Les rapports K/Rb et K/Ba pour les trois familles de dykes retrouvées dans les secteurs de Chevrier et de Chevrier Sud ainsi que pour les minéralisations aurifères associées. Notez la similarité des rapports entre les dykes felsiques et la minéralisation aurifère.

^{18}O peut être utile afin d'identifier une composante météoritique/eau de mer dans le fluide hydrothermal. Les fluides métamorphiques et magmatiques montrent des valeurs similaires pour les isotopes D, ^{18}O , ^{13}C et ^{34}S bien que les fluides métamorphiques montrent une plus grande variation (McCuaig et Kerrich, 1998). Il est généralement admis que les valeurs magmatiques de ^{13}C montrent une faible variation de -5 à -2 (Ohmoto et Rye, 1979). Des valeurs à l'extérieur de ce champ, pour les carbonates associés à la minéralisation aurifère, indiqueraient qu'une autre source est nécessaire pour expliquer cette observation (Kerrich, 1990). Les inclusions fluides provenant du quartz des veines peuvent fournir de l'information sur la nature du fluide hydrothermal quand à sa salinité et son contenu en CO_2 . Une telle étude pourrait aussi démontrer s'il y a des similarités entre les inclusions hydrothermales et plutoniques (phénocristaux de quartz de dacite et de dykes de PQ et PQF) et si le fluide hydrothermal peut avoir été issu des fluides magmatiques (Prokofiev et al., 1999). Généralement, un fluide métamorphique a une faible salinité et une fraction importante de CO_2 , tandis que pour un fluide magmatique, une salinité élevée et de faible concentration de CO_2 sont la norme. Cependant, des fluides magmatiques avec une faible salinité et une fraction élevée de CO_2 ont déjà été identifiés en association avec des minéralisations aurifères (Burrows et Spooner, 1987; Richards et Kerrich, 1993; McCoy et al., 1997; Rowins, 2000; Lowenstern, 2001). Une difficulté majeure d'une telle étude serait la distinction des inclusions primaires des autres inclusions qui se sont probablement formées lors des différents événements de déformation.

7.5. GUIDES POUR L'EXPLORATION

La présente étude a permis de grandement améliorer notre compréhension sur les minéralisations aurifères à l'intérieur du Couloir de déformation de Fancamp. De ce fait, plusieurs implications pour l'exploration aurifère ont été perçues autant à l'échelle du gisement qu'à l'échelle de la ceinture de roches vertes.

Pour le gisement de Chevrier-Chervier Sud, les travaux antérieurs d'exploration indiquent clairement que cette minéralisation demeure ouverte en profondeur. L'apport de cette étude pour l'exploration réside dans la localisation des extensions latérales de ce gisement. L'interprétation que Chevrier et Chevrier Sud représentent un seul gisement suggère la présence d'une jonction jusqu'à présent inconnue entre ces deux secteurs (Fig. 7.8). De plus, cette étude procure une meilleure compréhension de la géométrie de l'extension latérale vers le sud-est de Chevrier qui demeure aussi peu exploré.

À l'échelle du Couloir de déformation de Fancamp, l'étude indique que toutes les minéralisations aurifères sont associées à des zones de déformation D_2 (ZDD₂) indépendamment de leur chronologie de mise en place. Étant donné que ces zones sont de dimensions plus importantes que les minéralisations, leur identification est plus facile et ainsi peut servir de métallotecte pour la découverte de minéralisation aurifère.

À l'échelle de la ceinture de roches vertes, ce projet a un impact majeur sur la façon dont on explore pour l'or. Premièrement, cette étude démontre que des minéralisations aurifères archéennes d'âge synvolcanique peuvent être préservé comme dans les cas du camp de Bousquet-Doyon-LaRonde (Dubé et al., 2002; Galley et Pilote, 2002) et de la

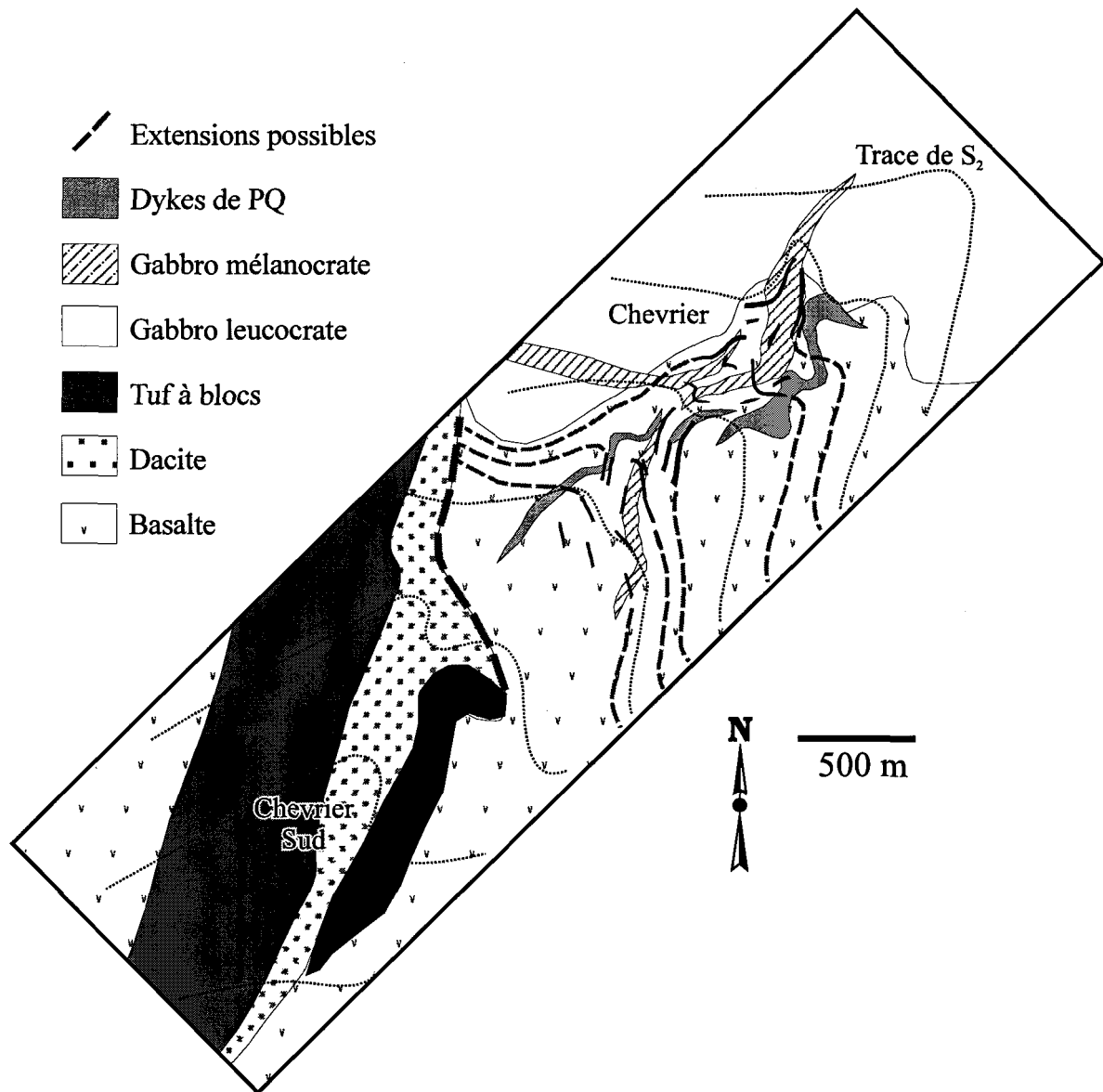


Figure 7.8. Carte montrant le gisement Chevrier-Chevrier Sud ainsi que les extensions latérales possibles basées sur l'interprétation de la genèse du gisement. L'extension nord-ouest se veut la poursuite de Chevrier et Chevrier-Sud jusqu'à leur jonction, tandis que l'extension sud-est représente la poursuite des zones connues de Chevrier suivant plus ou moins la schistosité S_2 .

mine Géant Dormant (Gaboury et al, 1996). De plus, leurs associations avec des centres volcaniques felsiques d'affinité calco-alkaline indiquent que ces roches peuvent être favorables aux minéralisations aurifères (Gaboury et Daigneault, 1999; Lafrance et al., 2002) malgré le fait qu'elles sont reconnues pour être peu favorables aux minéralisations de sulfures massifs volcanogènes de métaux usuels. Donc, l'identification d'un centre volcanique felsique, même s'il est d'affinité calco-alkaline, devient également important pour l'exploration aurifère. Deuxièmement, la présence de zones d'altération synvolcanique représentent des sites privilégiés pour le développement de la déformation. Des zones de déformation anomaliques par leur orientation, leur complexité ou leur puissance, comme c'est le cas du Couloir de déformation de Fancamp, peuvent donc indiquer l'expression d'un héritage volcanique. Les zones de déformation SE dans la partie nord du Complexe du lac Doré (p.ex. Zone de Déformation de Copper Rand; Magnan et al., 1999) représentent un exemple de zones de déformation anomalique avec une puissance d'environ 400 m sur une longueur de moins de 2 km. Ces zones sont hôtes de minéralisations filoniennes et sont interprétées comme une série de fractures synvolcaniques (Pilote et Guha, 1998). L'examen de couloirs de déformation sur des cartes de compilation à l'échelle d'une ceinture de roches vertes peut ainsi faire ressortir de telles zones anomaliques et peut donc servir de métallotecte pour la découverte de minéralisations synvolcaniques.

7.6. CONCLUSIONS

Le Couloir de déformation de Fancamp représente un secteur inusité de la Sous-province de l'Abitibi. Son caractère particulier réside dans la présence d'un centre volcanique felsique et des dykes felsiques associés, de minéralisations aurifères montrant une variation temporelle de mise en place ainsi qu'un style structural complexe associé à trois différents épisodes de déformation d'échelle régionale. Ses caractéristiques indiquent que le couloir de Fancamp représente une structure active lors du volcanisme qui fut réactivé lors des événements de déformation subséquents. Le système de failles synvolcaniques proto-Fancamp aurait servi de conduits hydrothermaux et magmatiques lors du volcanisme d'arc insulaire qui a marqué le secteur vers 2730 Ma. Ces failles fortement altérées et spatialement associées aux minéralisations aurifères synvolcaniques auraient été réactivées lors de l'événement de déformation D_2 . Elles auraient été des sites privilégiés de déformation attribuables à l'altération synvolcanique riche en phyllosilicate (chlorite et séricite). Ces zones d'altération seraient probablement devenues les zones de déformation D_2 qui sont hôtes de plusieurs minéralisations aurifères syn- D_2 et qui sont possiblement associées à un recyclage d'or synvolcanique. Par la suite, lors de l'événement de déformation D_3 , ces zones de déformation D_2 auraient été à nouveau le locus de la déformation en étant l'hôte d'un plissement NE intense. La superposition de ces éléments a fait que le couloir de Fancamp représente un corridor de déformation d'orientation NE qui est distinct à l'échelle de l'Abitibi. Cette étude indique donc que les couloirs de déformation anormaux (par rapport à leur orientation, leur complexité ou leur puissance)

peuvent représenter l'expression d'un héritage volcanique et donc devraient être étudiés de plus près par les compagnies d'exploration.

Le gisement de Chevrier-Chevrier Sud représente l'attrait principal du couloir de Fancamp. Plusieurs des caractéristiques de cette minéralisation aurifère rappellent celles des gisements orogéniques typiques de la Sous-province de l'Abitibi. Cependant, l'étude détaillée a permis de préciser l'âge (2730 Ma) et le contexte synvolcanique de cette minéralisation grâce aux relations de recoupement entre la minéralisation et l'altération avec les dykes felsiques et les éléments de déformation. Sa mise en place synchrone avec l'édification volcanique indique une minéralisation aurifère plus de 25 Ma avant le début de l'orogénie affectant la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi. Des études récentes ont identifié un nouveau type de gisement montrant les caractéristiques des gisements orogéniques mais étant associés à des intrusions felsiques (McCoy et al., 1997; Sillitoe et Thompson, 1998; Rowins, 2000; Lang et Baker, 2001; Baker, 2002). La présente étude a permis d'identifier un rare exemple archéen de ce type de gisement et a également démontré la difficulté en terrain déformé de distinguer ce type de gisement des gisements orogéniques.

RÉFÉRENCES

- Anderson, W.B. et Eaton, P.C., 1990. Gold mineralisation at the Emperor Mine, Vatukoula, Fiji. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**: 267-296.
- Andrews, A.J., Hugon, H., Durocher, M., Corfu, F. et Lavigne, M.J., 1986. The anatomy of a gold-bearing greenstone belt: Red Lake, northwestern Ontario, Canada. *Proceedings of Gold '86 Symposium*: 3-22.
- Anhaeusser, C.R., 1975. Precambrian tectonic environments. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, **3**: 31-53.
- Archer, P., 1984. Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section, Chibougamau. *Dans: Chibougamau: stratigraphy and mineralization*. Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, **34**: 92-106.
- Arculus, R.J. et Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 5913-5926.
- Atkins, W.M., 1986. Fancamp Township project Exploration Report. Rapport interne, Murgor Ressources Inc.: 41 pages.
- Babcock, R.S., 1973. Computational models of metasomatic processes. *Lithos*, **6**: 279-290.
- Baker, D.J., 1980. The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Québec. Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.), thèse de doctorat: 344 pages.
- Baker, P.E., 1973. Volcanism at destructive plate margins. *Journal of Earth Science Leeds*, **8**: 1983-195.
- Baker, E.M. et Andrew, A.S., 1991. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the gold-bearing breccia pipe at Kidston, Queensland, Australia. *Economic Geology*, **86**: 810-830.
- Baker, T., 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, **97**: 1111-1117.
- Barley, M.E. et Groves, D.I., 1992. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*, **20**: 291-294.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. *Dans: Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. Barrie, T.C. et Hannington, M.D., éditeurs. *Reviews in Economic Geology*, **8**: 101-131.
- Barrie, C.T., Ludden, J.N. et Green, T.H., 1993. Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, **88**: 1341-1358.
- Barrie, C.T. et Shirey, S.B., 1991. Nd- and Sr-isotope systematics for the Kamiskotia-Montcalm area: implications for the formation of late Archean crust in the western Abitibi Subprovince, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**: 58-76.
- Batchelor, R.A. et Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.

- Bédard, L.P., Barnes, S.-J., Sawyer, E.W. et Chown, E.H., 1990. Comparison between an Archean pluton of the Northern Abitibi Greenstone Belt (Canada) and volcanic arc I-type batholiths. 3rd International Archean Symposium, Perth, Australia, Program with abstracts: 191-193.
- Bédard, L.P. et Ludden, J.N., 1997. Nd-isotope evolution of Archean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34**: 286-298.
- Bellavance, Y., 1984. Étude pétrographique et structurale du batholite de La Dauversière. Projet de fin d'étude. Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec). 70 pages.
- Benning, L.G. et Seward, T.M., 1996. Hydrosulfide complexing of gold (I) in hydrothermal solutions from 150 to 500°C and 500 to 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 1849-1872.
- Berger, B.R. et Bonham Jr., H.F., 1990. Epithermal gold-silver deposits in the western United States: time-space products of evolving plutonic, volcanic and tectonic environments. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**: 103-142.
- Bloomer, S.H., Stern, R.J. et Smoot, N.C., 1989. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano arcs. *Bulletin of Volcanology*, **51**: 210-224.
- Boisvert, M., 1990. Sommaire des principaux résultats obtenus entre 1985 et 1988 – Groupe Diana. Rapport interne, Minnova Inc., Division Exploration: 18 pages.
- Bouchard, G., Guha, J., Zuckerkandel, W., Carignan, J. et Archambault, G., 1984. The Gwillim gold mine and its geological setting. *Dans*: Chibougamau: stratigraphy and mineralization. Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume*, **34**: 370-377.
- Boyle, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposit. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **280**: 584 pages.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L. et Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high-field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**: 327-339.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. *Dans*: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Barnes, H.L., éditeur. Wiley, New York: 71-136.
- Burrows, D.R. et Spooner, E.T.C., 1987. Generation of a magmatic H₂O-CO₂ fluid enriched in Mo, Au and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario. *Economic Geology*, **82**: 1931-1957.
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48**: 99-156.
- Carlile, J.C. et Mitchell, A.H.G., 1994. Magmatic arcs and associated gold and copper mineralization in Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, **50**: 91-142.
- Cas, R.A.F., 1978. Silicic lavas in Paleozoic flysch-like deposits in New South Wales, Australia: Behavior of deep subaqueous flows. *Geological Society of America Bulletin*, **89**: 1708-1714.
- Cas, R.A.F., 1992. Submarine volcanism: eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock succession to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **87**: 511-541.

- Caty, J.L., 1978. Canton de Richardson. Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport intérimaire, **DP-606**: 34 pages.
- Charbonneau, B.W., Ford, K.L. et Cameron, G.W., 1981. Equilibrium between U and eU (^{214}Bi) in surface rocks of Canada. Geological Survey of Canada Paper **81-1C**: 45-50.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, **29**: 2211-2225.
- Chown, E.H., Harrap, R. et Moukhsil, A., 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. Precambrian Research, **115**: 291-310.
- Cimon, J., 1976a. Géologie du quart nord-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles du Québec, **DPV-439**: 34 pages.
- Cimon, J., 1976b. Géologie du quart nord-ouest du canton de Queylus et du quart nord-est du canton de Haüy. Ministère des Richesses naturelles du Québec, **RP-613**: 45 pages.
- Cimon, J., 1977. Géologie du quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles du Québec, **DPV-448**: 33 pages.
- Clift, P.D. et Vroon, P.Z., 1996. Isotopic evolution of the Tonga Arc during Lau Basin rifting: evidence from the volcanoclastic record. Journal of Petrology, **37**: 1153-1173.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M. et Troop, D.G., 1988. Archean lode gold deposits. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, **139**: 136 pages.
- Condie, K.C., 1986. Geochemistry and tectonic setting of early Proterozoic supracrustal rocks in the southwestern United States. Journal of Geology, **94**: 845-864.
- Daigneault, R., 1986. Géologie de la partie nord-est du canton de Dollier. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **DV 85-19** (carte annotée).
- Daigneault, R., 1989. Analyse géométrique et dynamique des couloirs de déformation, région de Chibougamau, concepts théoriques et livret-guide d'excursion. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; **MB 89-07**: 25 pages.
- Daigneault, R., 1991. Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-province archéenne de l'Abitibi, Québec. Université Laval (Ste-Foy, Québec), thèse de doctorat: 352 pages.
- Daigneault, R., 1996. Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **MB 96-33**: 132 pages.
- Daigneault, R., 1998. Zones d'altération et zones de déformation: les failles de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **DV 98-05**: 21.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1983. Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. Dans: Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **DV 83-11**: 1-18.

- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1984. Nouvelle interprétation de la structure et de la stratigraphie du canton de Haïy. Ministère de l'Énergie et des Ressources (Québec), **DP 84-34**: 12 pages.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1990. Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MM89-03**: 275 pages.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1994. Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**: 470-488.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans*: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: a summary of 60 years of mining exploration. Rive, M., Verpaerst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, **43**: 43-64.
- Daigneault, R. et Proulx, M., 1991. The Cameron deformation zone, a major southeast trending dextral discontinuity in the Abitibi greenstone belt, Québec. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, **16**: A28.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O., 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 1714-1736.
- Davis, D.S., 1987. Stratigraphy and hydrothermal alteration of the Gagne Lake Project : an occurrence of volcanogenic-type massive sulfides near Mine Center, northwestern Ontario, Canada. University of Minnesota (Duluth, Minnesota), mémoire de maîtrise: 110 pages.
- Davis, W.J., Lacroix, S., Gariépy, C. et Machado, N., 2000. Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince : significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**: 117-133.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. et Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**: 1729-1758.
- Dimroth, E., Mueller, W., Rocheleau, M., Archer, P., Jutras, M., Piché, M., Simoneau, P., Carignan, J., Chown, E.H., Guha, J., Goulet, N., Allard, G.O., Franconi, A. et Gobeil, A., 1983. Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau-Chapais. *Dans*: Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **DV 83-11**: 21-33.

- Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J. et Mueller, W., 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 963-968.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Archer, P., Brisson, H., Fortin, G., Jutras, M., Lefebvre, C., Piché, M., Pilote, P. et Simoneau, P., 1985. Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes: a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec. *Geologische Rundschau*, **74**: 11-32.
- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A. et Rocheleau, M., 1986. Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi belt, Quebec. *Geologische Rundschau*, **75-3**: 715-736.
- Dion, C. et Simard, M., 1999. Compilation et synthèse géologique et métallogénique du Segment de Caopatina, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **MB 99-33**: 225 pages.
- Dixon, T.H. et Stern, R.J., 1983. Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana Arc. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1159-1172.
- Dostal, J. et Mueller, W., 1996. An Archean oceanic felsic dike swarm in a nascent arc: The Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **72**: 37-57.
- Dostal, J. et Mueller, W., 1997. Komatiite flooding of a rifted Archean rhyolite arc complex: geochemical signature and tectonic significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Journal of Geology*, **105**: 545-563.
- Dubé, B. et Guha, J., 1987. Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MM 87-03**: 104 pages.
- Dubé, B., Guha, J. et Rocheleau, M., 1987. Alteration patterns related to gold mineralization and their relation to CO₂/H₂O ratios. *Mineralogy and Petrology*, **37**: 267-291.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Davis, D. et Moorhead, J., 2002. Synthèse métallogénique du camp de Doyon-Bousquet-LaRonde : Gîtologie de la mine Laronde. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **DV 2002-10** : 37.
- Dupuis, L., 1992. Géochimie de la zone Chevrier et des roches encaissantes. Rapport interne, Minnova Inc., Division Exploration: 51 pages.
- Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec, **ES-8**: 18 pages.
- Durocher, M., 1979. Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles du Québec, **DP-611**: 31 pages et 1 carte.
- Elberg, M. et Foden, J., 1998. Temporal changes in arc magma geochemistry, northern Sulawesi, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**: 381-398.
- Feng, R. et Kerrich, R., 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac Subprovince, Superior Province, Canada: implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology*, **98**: 23-70.

- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**: 1409-1414.
- Fisher, R.V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews*, **1**: 287-298.
- Fleming, A.W., Handley, G.A., Williams, K.L., Hills, A.L. et Corbett, G.J., 1986. The Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Economic Geology*, **81**: 660-680.
- Foden, J.D., 1983. The petrology of the calcalkaline lavas of Rindjani volcano, East Sunda Arc: a model for island arc petrogenesis. *Journal of Petrology*, **24**: 98-130.
- Folco, P., 1995. Campagne de sondage, hiver 1994-1995 – Projet Fancamp. Rapport interne, SOQUEM: 50 pages.
- Franklin, J.M., 1996. Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I., éditeurs. Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, no 8: 174-202.
- Fraser, R.J., 1993. The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: a possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, **88**: 1685-1699.
- Fuchter, W.A.H. et Hodgson, C.J., 1986. Gold deposits of the North West mining camp, Gwanda Greenstone Belt, Zimbabwe. *Proceedings of Gold '86 Symposium*: 255-269.
- Gaboury, D., Daigneault, R., Tourigny, G. et Gobeil, C., 1996. An Archean volcanic-related gold-sulfide quartz vein orebody: The Géant Dormant mine, Abitibi Subprovince, Québec, Canada. *Exploration and Mining Geology*, **5**: 197-213.
- 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.
- Galley, A.G. et Pilote, P., 2002. Géologie et métallogénie de l'intrusion de Mooshla, district minier de Bousquet, Cadillac, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 2002-10 : 37.
- Gammons, C.H. et Barnes, H.L., 1989. The solubility of Ag_2S in near-neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 279-290.
- Gammons, C.H. et Williams-Jones, A.E., 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, **92**: 45-59.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. et Groves, D.I., 1995. A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, **30**: 408-410.
- Gerlach, T.M., 1991. Present-day CO_2 emissions from volcanos. *EOS*, **72**: 249 et 254-255.
- Gibson, H.L., Morton, R. et Hudak, G., 1999. Submarine volcanic processes, deposits and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Dans: Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. Barrie, T.C. et Hannington, M.D., éditeurs. *Reviews in Economic Geology*, **8**: 13-51.

- Gobeil, A. et Racicot, D., 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MM 83-02**: carte 1:250000 avec notice de 14 pages.
- Goldfarb, R.J., Phillips, G.N. et Nokleberg, W.J., 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews*, **13**: 185-218.
- Goodwin, A.M., 1981. Archaean plates and greenstone belts. *Dans*: Precambrian Plate Tectonics, A. Kroner, éditeur. Elsevier, Amsterdam: 105-136.
- Goryachev, N.A. et Goncharov, V.I., 1995. Late Mesozoic granitoid magmatism and related gold and tin mineralization of NE Asia. *Resource Geology Special Issue*, **18**: 111-122.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition – volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**: 47-55.
- Groves, D.I., 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, western Australia. *Mineralum Deposita*, **28**: 366-374.
- Groves, D.I., Barley, M.E. et Ho, S.E., 1989. Nature, genesis, and setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology Monograph*, **6**: 71-85.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. et Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.
- Handley, G.A. et Bradshaw, P.M.D., 1986. The Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Proceedings of Gold '86 Symposium*: 416-424.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43.
- Harris, M., 1980a. Gold mineralization at the Salave gold prospect, northwest Spain. *Institution of Mining and Metallurgy*, **B89**: 1-4.
- Harris, M., 1980b. Hydrothermal alteration at Salave gold prospect, northwest Spain. *Institution of Mining and Metallurgy*, **B89**: 5-15.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. et Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Dans*: Collision Tectonics. Coward, M.P. et Ries, A.C., éditeurs. Geological Society Special Publication, **19**: 67-81.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. et McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **21**: 175-204.
- Hébert, C., 1976. Demie sud du canton de Fancamp. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, **DPV-429**: 13 pages.
- Hébert, C., 1978. Demie nord du canton de Fancamp. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, **DPV-570**: 9 pages.
- Hébert, C., 1980. Géologie du quart sud-ouest du canton de La Dauversière et du quart nord-ouest du canton de Rohault, district de Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources (Québec), **DPV-723**: 47 pages.

- Hedenquist, J.W., Arribas Jr., A. 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.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas Jr., A. et White, N.C., 1996. Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration. *Resource Geology Special Publication Number 1*.
- Hedenquist, J.W. et Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**: 519-527.
- Henderson, J.B., 1981. Archaean basin evolution in the Slave Province, Canada. *Dans: Precambrian Plate Tectonics*. Kroner, A., éditeur. Elsevier, Amsterdam: 213-236.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, **30**: 277-292.
- Hocq, M., 1984.
- Hodgson, C.J., 1993. Mesothermal lode-gold deposits. *Dans: Mineral Deposit Modeling*. Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. et Duke, J.M., éditeurs. Geological Association of Canada Special Paper, **40**: 635-678.
- Hoffman, P.F., 1991. On accretion of granite-greenstone terranes. *Dans: Greenstone gold and crustal evolution*. Robert, F., Sheahan, P.A. et Green, S.B., éditeurs. NUNA conference volume: 32-45.
- Holloway, J.R., 1976. Fluids in the evolution of granitic magmas: consequences of finite CO₂ solubility. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1513-1518.
- Holmes, S., 1959. Région de Fancamp-Haüy, Abitibi Est. Ministère des Mines du Québec, **RG-84**: 40 pages.
- Hopson, R.N., 1991. Report on exploration activities 1991 – Murgor Property. Rapport interne, Minnova Inc., Division Exploration: 39 pages.
- Hutchinson, R.W., 1993. A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold lodes. *Ore Geology Reviews*, **8**: 349-382.
- Hutchinson, R.W. et Burlington, J.L., 1984. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. *Proceedings of the Gold '82 Symposium*: 339-372.
- Imbault, P.E., 1959. Région de Queylus. Ministère des Mines (Québec), **RG-83**: 42 pages.
- Irvine, T.N. et Baragar, 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Jackson, S.L. et Cruden, A.R., 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology*, **23**: 471-474.
- Jakes, P. et White, A.J.R., 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geological Society of America Bulletin*, **83**: 29-40.
- Jébrak, M., 1992. Les gisements d'or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec). *Mineralium Deposita*, **27**: 1-9.
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, **12**: 111-134.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines Miscellaneous Paper, **66**: 22 pages.

- Jensen, L.S., 1985. Stratigraphy and petrogenesis of Archean metavolcanic sequences, southwestern Abitibi Subprovince, Ontario. *Dans: Evolution of Archean supracrustal sequences. Geological Association of Canada Special Paper*, **28**: 65-87.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J. et Irving, A.J., 1990. High-field strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, **345**: 521-524.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. et Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**: 111-134.
- Kerrick, R., 1990. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. *Dans: Greenstone gold and crustal evolution. Robert, F., Sheahan, P.A. et Green, S.B., éditeurs. NUNA conference volume*: 13-31.
- 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 Fryer, B.J., 1988. Lithophile-element systematics of Archean greenstone belt Au – Ag vein deposits: implications for source processes. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **25**: 945-953.
- Kerrick, R. et Wyman, D.A., 1997. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**: 465-487.
- Kesler, S.E., 1997. Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models. *Ore Geology Reviews*, **12**: 153-171.
- Kirkham, R.V., 1971. Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits. *Economic Geology*, **66**: 1244-1250.
- Kirkham, R.V. et Margolis, J., 1995. Overview of the Sulphurets area, northwestern British Columbia. *Dans: Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America. Schroeter, T.G., éditeur. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, special volume* **46**: 473-483.
- Kirkham, R.V. et Sinclair, W.D., 1996. Gîtes porphyriques de cuivre, de molybdène, d'or, de tungstène, d'étain et d'argent. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I., éditeurs. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, no 8*: 468-495.
- Kishida, A. et Kerrich, R., 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*, **82**: 649-690.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircons ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 637-649.
- Kuhns, R.J., Sawkins, F.J. et Ito, E., 1994. Magmatism, metamorphism and deformation at Hemlo, Ontario, and the timing of Au-Mo mineralization in the Golden Giant mine. *Economic Geology*, **89**: 720-756.

- Lafrance, B., Davis, D.W. et Moorhead, J., 2002. Contexte stratigraphique et volcanologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 2002-10 : 21.
- Lalonde, A.E. et Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn Internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, **31**: 203-217.
- Lang, J.R. et Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, **36**: 477-489.
- Larson, J.E. et Hutchinson, R.W., 1993. The Selbaie Zn-Cu-Ag deposits, Quebec, Canada: an example of evolution from subaqueous to subaerial volcanism and mineralization in an Archean caldera environment. *Economic Geology*, **88**: 1460-1482.
- Legault, M.I., 1993. Petrology and geochemistry of Timiskaming Group sedimentary rocks, Kirkland Lake area, Abitibi greenstone belt. Université d'Ottawa (Ottawa, Ontario), mémoire de maîtrise: 139 pages.
- Legault, M.I., Couture, J.-F. et Daigneault, R., 1995. Étude structurale et métallogénique du couloir de déformation de Fancamp (Phase I). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 95-50: 71 pages.
- Legault, M.I., Daigneault, R. et Couture, J.-F., 1997. Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp (Phase II). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 97-32: 55 pages.
- Legault, M.I., Daigneault, R., Couture, J.-F. et Dion, C., 2000. Contexte structural et métallogénique des gisements Chevrier et Chevrier Sud, couloir de déformation de Fancamp, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 99-02, 59 pages.
- Leshner, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H. et Gorton, M.P., 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 222-237.
- Lhotka, P.G. et Nesbitt, B.E., 1989. Geology of unmineralized and gold-bearing iron-formation, Contwoyto Lake-Point Lake region, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 46-64.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
- Lowenstern, J.B., 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, **22**: 893-896.
- Lowenstern, J.B., 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **36**: 490-502.
- Ludden, J., Francis, D. et Allard, G.O., 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *Dans*: Chibougamau: stratigraphy and mineralization. Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, **34**: 20-34.
- Ludden, J., Hubert, C. et Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, **123**: 153-166.

- MacDonald, G.D. et Arnold, L.C., 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian Jaya, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, **50**: 143-178.
- MacLean, W.H. et Barrett, T.J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**: 109-133.
- MacLean, W.H. et Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 951-962.
- Magnan, M., 1990. Pétrographie, minéragraphie et lithogéochimie d'un gabbro aurifère cisailé et altéré, canton de Fancamp, région de Chibougamau. Université de Laval (Québec, Québec), projet de fin d'étude: 20 pages.
- Magnan, M., Pilote, P. et Daigneault, R., 1999. Minéralisations et altérations à la mine Copper Rand, Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 98-01 : 32 pages.
- Maier, W.D., Barnes, S.-J. et Pellet, T., 1996. The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**: 967-980.
- Maniar, P.D. et Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, **101**: 635-643.
- Mathieson, N.A. et Hodgson, C.J., 1984. Alteration, mineralization, and metamorphism in the area of the East South "C" ore zone, 24th level of the Dickenson mine, Red Lake, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 35-52.
- Maybin, A.H., 1976. Geology of the Opawica River Complex, Québec. Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.), mémoire de maîtrise: 141 pages.
- McCoy, D., Newberry, R.J., Layer, P., DiMarchi, J.J., Bakke, A., Masterman, J.S. et Minehane, D.L., 1997. Plutonic-related gold deposits of Interior Alaska. *Economic Geology Monograph*, **9**: 191-241.
- McCuaig, T.C. et Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **12**: 381-453.
- Mcphie, J. - Doyle, M. - Allen, R., 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, 196 pages.
- Meijer, A. et Reagan, M., 1981. Petrology and geochemistry of the island of Sarigan in the Mariana Arc; calc-alkaline volcanism in an ocean setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **77**: 337-354.
- Midra, R., Chown, E.H. et Tait, L., 1992a. Géologie du secteur du lac Dickson, (feuillet 32 G/11) Bande Caopatina – Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **ET 90-01**.
- Midra, R., Lauzière, K., Chown, E.H. et Mueller, W., 1992b. Géologie du secteur du lac Surprise (feuillet 32 G/7) Bande Caopatina – Desmaraisville, Sous-province d'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MB 92-16**: 116 pages.
- Mikucki, E.J., 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: a review. *Ore Geology Reviews*, **13**: 307-321.

- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**: 321-355.
- Morasse, S., Wasteneys, H.A., Cormier, M., Helmstaedt, H. et Mason, R., 1995. A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val d'Or, Québec, southern Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, **90**: 1310-1321.
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part I: Chibougamau – Matagami – Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 11-28.
- Morton, R.L. et Franklin, J.M., 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **82**: 1057-1063.
- Morton, R.L., Gibson, H.L., Franklin, J.M. et Hudak, G.J., 1993. A short course on physical volcanology, hydrothermal alteration, and associated massive sulfide deposits, August 23-28. University of Minnesota (Duluth, Minnesota): 129 pages.
- Moukhsil, A., 1991. Structure et géochimie du batholite de Waswanipi (Partie nord de la ceinture archéenne d'Abitibi). Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec), mémoire de maîtrise: 129 pages.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L. et Rocheleau, M., 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean Supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*, **97**: 399-420.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A., 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2249-2265.
- Mueller, A.G. et Groves, D.I., 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, **6**: 291-331.
- Murphy, J.B. et Nance, R.D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, **19**: 469-472.
- Neall, F.B. et Phillips, G.N., 1987. Fluid-wall rock interaction in an Archean hydrothermal gold deposit: a thermodynamic model for the Hunt mine, Kambalda. *Economic Geology*, **82**: 1679-1694.
- Nesbitt, B.E., Murowchick, J.B. et Muehlenbachs, K., 1986. Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology*, **14**: 506-509.
- Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**: 206-210.
- Ohmoto, H. et Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulphur and carbon. *Dans: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Barnes, H.L., éditeur. Wiley, New York: 509-567.
- Ouellet, R., 1986. Rapport sur les travaux effectués en 1985 – Projet Diana. Rapport interne, Corporation Falconbridge Copper, Division Exploration: 58 pages.
- Panteleyev, A., 1986. A Canadian Cordilleran model for epithermal gold-silver deposits. *Geoscience Canada*, **3-2**: 101-111.
- Paradis, S., Ludden, J. et Gélinas, L., 1988. Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the late Archean Blake River Group, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **25**: 134-144.

- Pearce, J.A. et Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. et Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Pearce, J.A. et Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **23**: 251-285.
- Penczak, R.S. et Mason, R., 1997. Metamorphosed Archean epithermal Au-As-Sb-Zn-(Hg) vein mineralization at the Campbell mine, northwestern Ontario. *Economic Geology*, **92**: 696-719.
- Perring, C.S., Groves, D.I. et Ho, S.E., 1987. Constraints on the source of auriferous fluids for Archaean gold deposits. *Geology Department and University Extension, University of Western Australia, Publication 11*: 287-306.
- Peters, S.G. et Golding, S.D., 1989. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of granitoid-hosted gold-bearing quartz veins, Charters Towers, northeastern Australia. *Economic Geology Monograph*, **6**: 260-273.
- Pilote, P. et Guha, J., 1998. Part B – Metallogeny of the Eastern extremity of the Abitibi belt. *Dans: Geology and metallogeny of the Chapais-Chibougamau mining district*. Pilote, P., éditeur. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 98-03: 29-42.
- Poulsen, K.H., 1996. Gîtes d'or primaire. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I., éditeurs. Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, no 8: 355-361.
- Poulsen, K.H., Borradaile, G.J. et Kehlenbeck, M.M., 1980. An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**: 1358-1369.
- Poulsen, K.H. et Hannington, M.D., 1996. Gîtes de sulfures massifs aurifères associés à des roches volcaniques. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I., éditeurs. Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*, no 8: 202-217.
- Prokofiev, V., Kamenetsky, V.S., Kovalenker, V., Bodon, S.B. et Jelen, S., 1999. Evolution of magmatic fluids at the Banska Stiavnica precious and base metal deposit, Slovakia – evidence from melt and fluid inclusions. *Economic Geology*, **94**: 949-956.
- Racicot, D., Chown, E.H. et Hanel, T., 1984. Plutons of the Chibougamau – Desmaraisville belt: a preliminary survey. *Dans: Chibougamau: stratigraphy and mineralization*. Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, **34**: 178-197.
- Ramsay, G.J. et Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **7**: 786-813.
- Reyes, M., 1991. The Andacollo strata-bound gold deposit, Chile, and its position in a porphyry copper-gold system. *Economic Geology*, **86**: 1301-1316.
- Richards, J.P., 1992. Magmatic-epithermal transitions in alkalic systems: Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Geology*, **20**: 547-550.

- Richards, J.P. et Kerrich, R., 1993. The Porgera gold mine, Papua New Guinea: magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit. *Economic Geology*, **88**: 1017-1052.
- Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J.N., 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans*: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: a summary of 60 years of mining exploration. Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume **43**: 93-105.
- Rivers, T. et Chown, E.H., 1986. The Grenville Orogen in eastern Québec and western Labrador: definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. *Dans*: New perspectives on the Grenville problem. Moore, J.M. et Davidson, A., éditeurs. Geological Association of Canada Special Paper, **31**: 31-50.
- Robert, F., 1996. Filons de quartz-carbonates aurifères. *Dans*: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I., éditeurs. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, no 8: 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., 1997. World-class Archaean gold deposits in Canada: an overview. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**: 329-351.
- Rowins, S.H., 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology*, **28**: 491-494.
- Rubin, J.N. et Kyle, R., 1997. Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement-type ore deposits of the Ertsberg (Gunung Bijih) district, Irian Jaya, Indonesia. *Economic Geology*, **92**: 535-550.
- Sawkins, F.J., 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics (2^e édition). Springer-Verlag, Berlin, 461 pages.
- Seward, T.M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. *Dans*: Gold metallogeny and exploration. Foster, R.P., éditeur. Blackie and Son, Glasgow: 37-62.
- Sharma, K.N.M., 1996. Légende générale de la carte géologique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **MB 96-28**: 89 pages.
- Sharma, K.M.N., Gobeil, A. et Mueller, W., 1987. Stratigraphie de la région du Lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MB 87-16**: 16 pages.
- Sharma, K.N.M., Gobeil, A., Hébert, C., Lamothe, D. et Lebel, D., 1998. Guide d'utilisation des géofiches. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **MB 98-05**: 27 pages.
- Sharp, J.E., 1984. A gold mineralized breccia pipe complex in the Clark Mountains, San Bernardino County, California. *Arizona Geological Society Digest*, **15**: 119-139.
- Sharpe, J., 1968. Geology and sulphide deposits of the Matagami area, Abitibi-East county. Ministère des Richesses naturelles du Québec, **GR-137**: 122 pages.

- Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in western Pacific island arcs: the magmatic connection. *Economic Geology Monograph*, **6**: 274-291.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion-related gold deposits. *Dans: Gold metallogeny and exploration*. Foster, R.P., éditeur. Blackie and Son, Glasgow, pages 165-209.
- Sillitoe, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, **22**: 945-948.
- Sillitoe, R.H., Graubeger, G.L. et Elliott, J.E., 1985. A diatreme-hosted gold deposit at Montana Tunnels, Montana. *Economic Geology*, **80**: 1707-1721.
- Sillitoe, R.H. et Thompson, J.F.H., 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, **48**: 237-250.
- Simard, A., Gobeil, A., Verpaelst, P., Rive, M., Lacroix, S. et Racicot, D., 1990. Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of northwestern Quebec. *Dans: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: a summary of 60 years of mining exploration*. Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume **43**: 93-105.
- Smith, A.L., Roobol, M.J. et Gunn, B.M., 1980. The Lesser Antilles – a discussion of the island arc magmatism. *Bulletin of Volcanology*, **43**: 287-302.
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 179-192.
- Sun, S.S. et McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Dans: Magmatism in the ocean basins*. Fitton, J.G. et Upton, B.G.J., éditeurs. Geological Society of America, Special Publication **42**: 313-345.
- Sutcliffe, R.H., Barrie, C.T., Burrows, D.R. et Beakhouse, G.P., 1993. Plutonism in the southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework. *Economic Geology*, **88**: 1359-1375.
- Tait, L., 1992. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MB 91-29** (cf. ET 90-08): 85 pages.
- Taner, M.F. et Trudel, P., 1989. Bourlamaque batholith and its gold potential, Val d'Or, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, **82**: 33-82.
- Taylor, B. et Exon, N.F. (éditeurs), 1987. Marine geology, geophysics, and geochemistry of the Woodlark Basin – Solomon Islands. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, volume 7.
- Taylor, B.E., 1996. Gîtes d'or épithermaux. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux*

- Tessier, A., Hodgson, C.J., Lulin, J.M. et Blais, A., 1994. Les contrôles des minéralisations Cu-Au pré-tectoniques et Au (Cu) tardi-tectoniques à la mine Portage, Chibougamau, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, **DV 94-09** : page 20.
- Thibault, P. et Daigneault, R., 1984. Partie sud-ouest du Canton de Queylus, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources (Québec), **DP 85-11**: 1 carte annotée.
- Tourigny, G., Brown, A.C., Hubert, C. et Crépeau, R., 1989. Synvolcanic and syntectonic gold mineralization at the Bousquet Mine, Abitibi Greenstone belt, Quebec. *Economic Geology*, **84**: 1875-1890.
- 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.
- Tremblay, C., 1986. Caractérisation pétrologique et distribution spatiale des dykes reliés au Complexe Eau Jaune, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec), projet de fin d'études.
- Trudel, P., 1985. Géologie de la mine Sullivan, Val d'Or, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, **MB 85-16**: 42 pages.
- Turekian, K.K., 1977. Geochemical distribution of elements. *Dans: Encyclopedia of Science and Technology*. McGraw-Hill, New York, 4^e édition: 627-630.
- Vincent, R., 1989. Rapport sur les travaux d'exploration effectués en 1989 – Propriété Diana-Obatogamau. Rapport interne, Minnova Inc., Division Exploration: 58 pages.
- Vincent, R., 1993. Rapport trimestriel, hiver 1993 – propriété Dolbo. Rapport interne, Minnova Inc., Division Exploration: 13 pages.
- Walker, S.D. et Cregheur, P., 1982. The Chadbourne mine, Noranda, Quebec: a gold-bearing breccia. *Dans: Geology of Canadian gold deposits*. Hodder, R.W. et Petruk, W., éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume **24**: 58-66.
- 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.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Chapman and Hall, London, 466 pages.
- 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.
- Windley, B.F., 1981. Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept. *Dans: Precambrian Plate Tectonics*. Kroner, A., éditeur. Elsevier, Amsterdam: 1-20.
- Witt, W.K., 1999. The Archaean Ravensthorpe Terrane, western Australia: synvolcanic Cu-Au mineralization in a deformed island arc complex. *Precambrian Research*, **96**: 143-181.

-
- Wotruba, P.R., Benson, R.G. et Schmidt, K.W., 1988. Geology of the Fortitude gold-silver skarn deposit, Copper Canyon, Lander County, Nevada. *Dans: Bulk mineable precious metal deposits of the western United States*. Schafer, R.W., Cooper, J.J. et Vikre, P.G., éditeurs. Geological Society of Nevada: 159-171.
- Wynne-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province. *Dans: Variations in tectonic styles in Canada*. Price, R.A. et Douglas, R.J.W., éditeurs. Geological Association of Canada Special Paper, 11: 263-334.
- Yang, K. et Scott, S.D., 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. *Nature*, 383: 420-423.
- Yeats, C.J. et Groves, D.I., 1998. The Archaean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn Craton, western Australia: products of combined synvolcanic and syntectonic alteration and mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 13: 103-129.

ANNEXE 1

Analyses lithogéochimiques et métalliques

| Élément | Limite de détection | Éléments | Limite de détection |
|-----------------------------------|---------------------|------------|---------------------|
| SiO ₂ | 0,10% | Baryum** | 1 ppm |
| Al ₂ O ₃ | 0,02% | Béryllium | 1 ppm |
| Fe ₂ O ₃ | 0,10% | Cadmium | 2 ppm |
| FeO* | < 0,01% | Cérium | 3 ppm |
| MgO | 0,05% | Cobalt | 3 ppm |
| CaO | 0,02% | Cuivre | 1 ppm |
| Na ₂ O | 0,10% | Dysprosium | 1 ppm |
| K ₂ O | 0,01% | Europium | 5 ppm |
| TiO ₂ | 0,01% | Lanthane | 2 ppm |
| MnO | 0,01% | Lithium | 1 ppm |
| P ₂ O ₅ | 0,01% | Molybdène | 4 ppm |
| | | Néodyme | 25 ppm |
| Gallium | 3 ppm | Nickel | 1 ppm |
| Niobium | 3 ppm | Plomb | 12 ppm |
| Rubidium | 3 ppm | Praséodyme | 10 ppm |
| Étain | 10 ppm | Samarium | 2 ppm |
| Strontium | 3 ppm | Scandium | 1 ppm |
| Tantale | 5 ppm | Vanadium | 2 ppm |
| Tellure | 10 ppm | Zinc | 2 ppm |
| Thorium | 3 ppm | | |
| Yttrium | 3 ppm | Antimoine | 0,1 ppm |
| Zirconium | 3 ppm | Arsenic | 1 ppm |
| | | Brome | 1 ppm |
| Soufre | < 0,01% | Césium | 1 ppm |
| | | Or | 5 ppb |
| Carbone totale en CO ₂ | 0,01% | Sélénium | 10 ppm |
| | | Thulium | 2 ppm |
| Chrome | 20 ppm | Tungstène | 1 ppm |
| | | Uranium | 0,2 ppm |
| Argent | 0,5 ppm | | |

* - FeO ne peut pas être déterminé lorsque la quantité de soufre est supérieur à 0,20 % poids.

** - en présence de soufre, le baryum ne peut pas être déterminé avec précision.

Toutes les analyses chimiques furent effectuées au Centre de Recherches minérales du Ministère des Ressources naturelles du Québec.

A01 = Ensemble d'éléments majeurs dosés par fluorescence X (FeO est déterminé par titrage $K_2Cr_2O_7$)

A03 = Ensemble d'éléments traces dosés par spectromètre d'émission atomique au plasma

A04 = Ensemble d'éléments traces dosés par fluorescence X

A06 = Ensemble d'éléments traces dosés par activation neutronique

A09 = Soufre dosé à l'aide d'un analyseur élémentaire LECO

B02 = Spectrophotomètre d'absorption atomique

B13 = LECO CR-12

B14 = Spectrophotomètre d'absorption atomique

Type de roche

AB = veine d'albite (et épidote (EP) ou pyrite (PY))

bloc = fragment juvénile provenant d'un tuf à blocs

CEJ = Complexe Eau Jaune

Chico = Stock de Chico

I1 = dyke felsique

I2 = dyke intermédiaire

I3A = gabbro

La Dauv = Pluton de La Dauversière

Musc = Pluton de Muscocho

PF = dyke de porphyre à feldspath

PQF = dyke de porphyre à quartz et feldspath

PQ = dyke de porphyre à quartz

PY = poche de pyrite dans une veine de quartz

V1B = rhyolite

V1D = dacite

V1 x = tuf felsique à cristaux

V1 l = tuf felsique à lapilli

V2 = tuf intermédiaire

V2 b = tuf intermédiaire à blocs

V2 l = tuf intermédiaire à lapilli

V3B = basalte

Vern = Pluton de Verneuil

VNQZ = veine de quartz plus encaissant pyritisé

ANNEXE 2

Description des forages

Les observations faites dans le cours de cette étude sont présentées dans cette annexe. Pour plus de renseignements, le lecteur est référé à la description de forages des compagnies d'exploration.

Définition des colonnes:

Le numéro du forage est indiqué sur la première ligne de chaque page.

De – À = indique l'intervalle en mètres

Roche = code lithologique

ID = indice d'anisotropie planaire (0 à 5)

Sp = angle de la schistosité principale (S_2) avec l'axe de la carotte; Sp=0 indique que la schistosité est parallèle à celui-ci, tandis que Sp=90 indique qu'elle est perpendiculaire avec l'axe de la carotte.

LX = couleur du leucoxène lorsqu'observé

Veines = composition des veines (QZ – quartz; CC – calcite; CB – carbonate de fer; TL – tourmaline)

Type = type de minéralisation pour forages de Chevrier (amas versus veine unique)

Colonnes pour le gisement de Chevrier Sud

D – est ombré lorsque l'ID est égale ou supérieur à 3 (zone de déformation précoce)

P – enveloppe pyritisée

A – zone aurifère

La démarcation entre l'altération en calcite et en ankérite est indiquée par un trait gras.

| ROCHES FELSIQUES 1 | | | ROCHES MAFIQUES 3 | | |
|--|--|--------------------------------------|---|---|---|
| ROCHES INTRUSIVES FELSIQUES | | ROCHES VOLCANIQUES FELSIQUES V1 | ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES | | ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES V3 |
| 1A Granite à feldspath alcalin | Rhyolite à feldspath alcalin | V1A | 3A Gabbro | Basalte andésitique/andésite basaltique | V3A |
| 1B Granite | Rhyolite | V1B | 3B Diabase | Basalte basaltique | V3B |
| 1C Granodiorite | Rhyodacite | V1C | 3C Monzogabbro | Basalte à quartz | V3C |
| 1D Tonalite | Dacite | V1D | 3D Ferrogabbro | Trachybasalte | V3D |
| 1E Trondhjemite | Rhyolite comenditique | V1BC | 3E Diabase à quartz | Hawaïite | V3DH |
| 1F Aplite | Rhyolite pantellénitique | V1BP | 3F Anorthosite | Trachybasalte potassique | V3DK |
| 1G Pegmatite (granitique) | | | 3G Anorthosite gabbroïque | Basalte à olivine | V3E |
| 1H Granophyre | | | 3H Gabbro anorthositique | Basalte magnésien (> 9 % MgO) | V3F |
| 1I Granitoïde riche en quartz | | | 3I Norite | Trachyandésite basaltique | V3G |
| 1J Quartzolite (silexite) | | | 3J Leuconorite | Mugearite | V3GM |
| 1K Alaskite | | | 3K Gabbro à olivine | Trachyandésite basaltique | V3H |
| 1L Syéno-granite | | | 3L Norite à olivine | Basalte | V3J |
| 1M Monzo-granite | | | 3M Diabase à olivine | Trachyandésite basaltique | |
| 1N Filon / veine de quartz | | | 3N Troctolite | Basalte | |
| 1O Granite à feldspath alcalin avec hypersthène (chamockite à feldspath alcalin) | | | 3O Lamprophyre mafique | Téphrite | |
| 1P Granite à hypersthène (chamockite) | | | 3OM Minette | Boninite | |
| 1Q Syéno-granite à hypersthène | | | 3OK Kersantite | | |
| 1R Monzo-granite à hypersthène (fersundite) | | | 3OV Vogessite | | |
| 1S Granodiorite à hypersthène (opalite ou charno-enderbite) | | | 3OS Spessartite | | |
| 1T Tonalite à hypersthène (enderbite) | | | 3CF Monzogabbro foiditère | | |
| | | | 3CF Monzogabbro foidique | | |
| | | | 3AR Gabbro foiditère | | |
| | | | 3AF Gabbro foidique | | |
| | | | 3GR Anorthosite foiditère | | |
| | | | 3Q Gabbronorite | | |
| | | | 3R Gabbronorite à olivine | | |
| | | | 3S Monzonorite | | |
| | | | 3T Anorthosite à hypersthène | | |
| ROCHES INTERMÉDIAIRES 2 | | | ROCHES ULTRAMAFIQUES ET ULTRABASIQUES 4 | | |
| ROCHES INTRUSIVES INTERMÉDIAIRES | | ROCHES VOLCANIQUES INTERMÉDIAIRES V2 | ROCHES INTRUSIVES ULTRAMAFIQUES / ULTRABASIQUES | | ROCHES VOLCANIQUES ULTRAMAFIQUES / ULTRABASIQUES V4 |
| 2A Syénite quartzifère à feldspath alcalin | Trachyte quartzifère à feldspath alcalin | V2A | 4A Hornblende | Komatite (> 18 % MgO) | V4A |
| 2B Syénite à feldspath alcalin | Trachyte à feldspath alcalin | | 4B Pyroxénite | Komatite pyroxénitique | V4B |
| 2C Syénite quartzifère | Trachyte quartzifère | V2B | 4C Wobesierite | Komatite périodotique | V4C |
| 2D Syénite | Trachyte quartzifère | V2C | 4D Wobesierite | Komatite dunitique | V4D |
| 2E Monzonite quartzifère | Trachyte | V2D | 4E Orinopyroxénite | Mémechite | V4E |
| 2F Monzonite | Trachyte | V2E | 4F Orinopyroxénite à olivine | Mémechite | V4F |
| 2G Monzodiorite quartzifère | Latite quartzifère | V2FL | 4G Websterite à olivine | Mémechite à olivine | V4FO |
| 2H Monzodiorite | Latite | V2J | 4H Orinopyroxénite à olivine | Roche volcanique ultramafique à matite | V4M |
| 2I Diorite quartzifère | Andésite | V2J | 4I Péridotite | Chlorbasalte | V4G |
| 2J Diorite | Andésite | V2J | 4J Wénite | Piorite | V4H |
| 2K Monzosyénite | Trachyte foiditère à feldspath alcalin | V2BR | 4K Lherzolite | | |
| 2L Foidolite | Trachyte foiditère | V2DR | 4L Harzburgite | | |
| 2BR Syénite foiditère à feldspath alcalin | Phonolite | V2Q | 4M Serpentine | | |
| 2DR Syénite foiditère | Latite foiditère | V2LR | 4N Lamprophyre ultramafique | | |
| 2DF Syénite foidique | Foidite | V2H | 4O Sannéite | | |
| 2KF Monzosyénite foidique | Trachyandesite | V2F | 4OC Camptonite | | |
| 2KR Monzonite foiditère | Benmoreite | V2FB | 4OM Monchiquite | | |
| 2HR Monzodiorite foiditère | Trachyte comenditique | V2DC | 4OP Polzanite | | |
| 2HF Monzodiorite foidique | Trachyte pantellénitique | V2DP | 4OA Alnoite | | |
| 2JR Diorite foiditère | | | 4P Kimberlite | | |
| 2JF Diorite foidique | | | 4PA Kimberlite (groupe I) | | |
| 2M Syénite à feldspath alcalin avec hypersthène | | | 4PB Kimberlite (groupe II) | | |
| 2N Syénite à hypersthène | | | 4Q Carbonatite | | |
| 2O Monzonite à hypersthène (mangénite) | | | 4QM Magnésiocarbonatite | | |
| 2P Monzodiorite à hypersthène (tounite) | | | 4QC Calcioarbonatite | | |
| 2Q Diorite à hypersthène | | | 4QF Ferrocarbonatite | | |
| | | | 4QA Aillikites | | |
| | | | 4QD Damijermite (Damijermite) | | |
| | | | 4R Lamproïte | | |
| | | | 4T Melilitolite | | |
| ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET TECTONIQUES M | | | TECTONITES T | | |
| M15 Roche métasomatique (incluant skarn ou tåctite) | | T1 Cataclasite | T3A Gneiss droit («Straight gneiss») | | |
| M16 Amphibolite | T1A Brèche de faille | T3B Gneiss porphyroclastique | | | |
| M17 Eclogite | T1B Microbrèche de faille | T3C Gneiss régulier | | | |

DO-05

[illegible]

DO-06

[illegible]

DO-15

[illegible]

DO-16

| DO-16 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|----|--------|------|------------------------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 4,88 | 8,5 | I3A lx | 3,0 | | 10 | brun | | | |
| 8,5 | 14,0 | I3A lx | 3,0 | | 50 | brun | | | |
| 14,0 | 26,1 | I3A lx | 2,0 | | 50 | brun | | | |
| 26,1 | 43,4 | I3A lx | 2,0 | | 45 | blanc | | | |
| 43,4 | 51,3 | I3A lx | 1,0 | | | blanc | | | |
| 51,3 | 54,6 | I3A lx | 2,0 | | | brun | | | |
| 54,6 | 63,6 | I3A lx | 2,0 | | 65 | blanc | | | |
| 63,6 | 75,0 | I3A lx | 1,0 | | 70 | blanc | | | |
| 75,0 | 78,8 | I3A lx | 2,0 | | 70 | blanc | | | |
| 78,8 | 84,6 | I3A lx | 3,0 | | 50 | blanc | | | |
| 84,6 | 86,0 | I3A lx | 2,0 | | 50 | blanc | | | |
| 86,0 | 87,7 | I3A lx | 1,0 | | | blanc | | | |
| 87,7 | 92,0 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 92,0 | 93,6 | V3B | 2,0 | 70 | | | | | |
| 93,6 | 94,1 | V3B | 3,0 | 70 | | | | | |
| 94,1 | 94,6 | V3B | 2,0 | 70 | | | | | |
| 94,6 | 107,6 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 107,6 | 108,0 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 108,0 | 110,6 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 110,6 | 115,4 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 115,4 | 116,4 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 116,4 | 124,8 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 124,8 | 125,1 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 125,1 | 133,6 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 133,6 | 134,7 | PF | 0,0 | | | | | | |
| 134,7 | 136,4 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 136,4 | 140,4 | V3B | 2,0 | 65 | | | | | |
| 140,4 | 144,2 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 144,2 | 146,8 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 146,8 | 151,0 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 151,0 | 169,0 | PQ | 3,0 | 60 | | | | 5% VLTL | |
| 169,0 | 200,4 | V2 x | 3,0 | 60 | | | | Kinks bands localement | |
| 200,4 | 201,9 | V2 x | 3,0 | 10 | | | | | |
| 201,9 | 212,0 | V2 x | 3,0 | 60 | | | | | |
| 212,0 | 227,4 | PQ | 3,0 | variable | | | | FU+ | |

[illegible][illegible]

| DO-18 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------------|------|----|-------|--------|------|----------------|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| | 7,62 | 23,1 I3A lx | 2,0 | 25 | brun | | | |
| | 23,1 | 26,2 I3A lx | 3,0 | 25 | brun | | | |
| | 26,2 | 31,5 I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| | 31,5 | 36,0 I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | |
| | 36,0 | 42,2 I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| | 42,2 | 58,0 I3A lx | 1,5 | 35 | blanc | | | |
| | 58,0 | 63,0 I3A lx | 1,5 | 0 | blanc | | | |
| | 63,0 | 89,6 I3A lx | 1,0 | 40 | blanc | | | |
| | 89,6 | 93,2 I3A lx | 1,0 | 40 | brun | | | |
| | 93,2 | 93,5 I3A lx | 2,0 | 20 | brun | | | |
| | 93,5 | 94,8 I3A lx | 3,0 | 20 | brun | | | |
| | 94,8 | 98,0 PF | 3,0 | 20 | | | | Cs intense |
| | 98,0 | 102,8 I3A lx | 3,0 | 30 | brun | | | |
| | 102,8 | 107,4 PF | 1,5 | 30 | | | | |
| | 107,4 | 108,0 PQ | 3,0 | 30 | | | | |
| | 108,0 | 116,7 I3A lx | 3,0 | 10 | brun | | | |
| | 116,7 | 121,9 PF | 1,5 | 0 | | | | |
| | 121,9 | 124,0 I3A lx | 3,0 | 20 | brun | | | |
| | 124,0 | 125,0 I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| | 125,0 | 130,0 I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| | 130,0 | 138,0 V3B | 3,0 | 40 | | | | plis métriques |
| | 138,0 | 143,0 I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| | 143,0 | 145,6 I2 | 3,0 | 40 | | | | |
| | 145,6 | 154,4 I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | |
| | 154,4 | 156,0 PF | 1,0 | | | | | |
| | 156,0 | 160,0 I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | |
| | 160,0 | 168,0 I3A lx | 1,5 | 35 | blanc | | | |
| | 168,0 | 171,0 I3A lx | 1,5 | 0 | blanc | | | |
| | 171,0 | 183,0 I3A lx | 1,5 | 65 | blanc | | | |
| | 183,0 | 188,0 I3A lx | 2,0 | 10 | brun | | | |
| | 188,0 | 194,0 I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| | 194,0 | 211,5 I3A lx | 1,5 | 65 | blanc | | | |
| | 211,5 | 216,5 I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| | 216,5 | 238,0 I3A lx | 2,0 | 10 | blanc | | | |
| | 238,0 | 243,5 I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| | 243,5 | 251,3 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 251,3 | 254,0 I3A lx | 3,0 | 30 | brun | | | |
| | 254,0 | 256,3 I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| | 256,3 | 257,4 I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| | 257,4 | 275,0 V2 x | 3,0 | 20 | | | | |
| | 275,0 | 282,5 PF | 1,0 | | | | | |
| | 282,5 | 283,5 V2 x | 3,0 | 10 | | | | |
| | 283,5 | 288,3 V3B | 3,0 | 40 | | | | |
| | 288,3 | 291,6 I3A lx | 2,0 | 40 | | | | |
| | 291,6 | 300,0 V3B | 3,0 | 45 | | | | |
| | 300,0 | 301,0 V3B | 2,0 | | | | | |
| | 301,0 | 303,6 V3B | 1,0 | | | | | |

DO-19

| DO-19 | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|----------|--------|--------|--|--|--|--|
| DE | À | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | |
| 7,35 | 14,0 | PQ | 4,0 | | 0 | | | | | | |
| 14,0 | 17,1 | PQ | 4,0 | | 40 | | | | | | |
| 17,1 | 18,6 | I3A lx | 2,5 | | 40 brun | | | | | | |
| 18,6 | 23,2 | I3A lx | 2,5 | | 65 brun | | | | | | |
| 23,2 | 28,0 | I3A lx | 2,5 | | 0 brun | | | | | | |
| 28,0 | 45,3 | I3A lx | 2,5 | | 60 brun | QZCC | amas | PY+ CB+++ SR+++ FU+++; 1,22 g/t Au sur 3,4 m | | | |
| 45,3 | 46,0 | PF | 1,0 | | | | | recoupe minéralisation | | | |
| 46,0 | 54,6 | I3A lx | 3,0 | | 65 brun | | | | | | |
| 54,6 | 59,4 | I3A lx | 2,0 | | 65 brun | | | | | | |
| 59,4 | 63,0 | I3A lx | 3,0 | | 40 brun | | | | | | |
| 63,0 | 71,0 | I3A lx | 2,0 | | 40 brun | | | | | | |
| 71,0 | 74,4 | I3A lx | 3,0 | | 40 brun | | | | | | |
| 74,4 | 76,5 | I3A lx | 2,0 | | 40 brun | | | | | | |
| 76,5 | 84,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | | | | |
| 84,0 | 93,8 | I3A lx | 2,0 | | 60 brun | | | | | | |
| 93,8 | 94,3 | I3A lx | 4,0 | | 20 brun | | | | | | |
| 94,3 | 96,0 | I3A lx | 4,0 | | 45 brun | | | | | | |
| 96,0 | 97,4 | I3A lx | 3,5 | | 10 brun | QZCC | amas | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 1,3 g/t Au sur 3,0 m | | | |
| 97,4 | 98,7 | I3A lx | 2,0 | | 10 brun | QZCC | amas | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 1,3 g/t Au sur 3,0 m | | | |
| 98,7 | 99,4 | I3A lx | 3,0 | | 10 brun | | | | | | |
| 99,4 | 102,4 | I3A lx | 3,0 | | 45 brun | | | | | | |
| 102,4 | 105,5 | I3A lx | 3,0 | | 80 brun | | | | | | |
| 105,5 | 113,3 | I3A lx | 2,0 | | 80 brun | | | | | | |
| 113,3 | 139,0 | I3A lx | 1,0 | | 60 blanc | | | | | | |
| 139,0 | 166,0 | I3A lx | 2,0 | | 75 blanc | | | | | | |
| 166,0 | 189,4 | I3A lx | 2,0 | | 75 brun | | | | | | |
| 189,4 | 190,8 | I3A lx | 3,0 | variable | brun | | | plissé | | | |
| 190,8 | 195,0 | I3A lx | 3,0 | | 0 brun | | | | | | |
| 195,0 | 197,0 | I3A lx | 3,0 | variable | brun | | | plissé | | | |
| 197,0 | 199,3 | I3A lx | 3,0 | | 70 brun | | | | | | |
| 199,3 | 199,9 | PF | 1,0 | | | | | | | | |
| 199,9 | 210,1 | I3A lx | 3,0 | | 45 brun | | | | | | |
| 210,1 | 213,2 | PF | 1,0 | | | | | | | | |
| 213,2 | 219,7 | I3A lx | 3,0 | | 70 brun | QZCBTL | unique | PY+ CB+++ SR+++ FU+; 2,28 g/t Au sur 3,0 m | | | |
| 219,7 | 222,0 | I3A lx | 3,0 | | 30 brun | | | | | | |
| 222,0 | 223,0 | I3A lx | 3,0 | | 0 brun | | | | | | |
| 223,0 | 225,0 | I3A lx | 3,0 | | 30 brun | | | | | | |
| 225,0 | 227,0 | I3A lx | 2,0 | | 70 brun | | | | | | |
| 227,0 | 229,0 | I3A lx | 2,0 | | 80 brun | | | | | | |
| 229,0 | 230,3 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | | | | |
| 230,3 | 231,5 | PF | 1,0 | | | | | | | | |
| 231,5 | 233,3 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | | | | |
| 233,3 | 240,6 | PF | 1,0 | | | | | | | | |
| 240,6 | 242,6 | I3A lx | 3,0 | | 40 brun | QZCBTL | unique | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 3,9 g/t Au sur 3,0 m | | | |
| 242,6 | 248,7 | I3A lx | 2,0 | | 0 brun | | | | | | |

DO-20

[illegible]

DO-21

[illegible]

DO-22

| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|--------|---|
| 3,7 | 18,6 | I3A lx | 0,5 | | blanc | | | |
| 18,6 | 19,4 | I3A lx | 2,0 | 10 | blanc | | | |
| 19,4 | 43,0 | I3A lx | 0,5 | | blanc | | | |
| 43,0 | 67,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 67,0 | 91,7 | I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | |
| 91,7 | 93,7 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | HS 1-2% |
| 93,7 | 99,0 | I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | HS 1-2% |
| 99,0 | 100,0 | I3A lx | 3,0 | 20 | brun | | | |
| 100,0 | 101,0 | PQ | 4,0 | 10 | | | | VLQZCPBN 25 cm |
| 101,0 | 103,2 | PQ | 5,0 | 0 | | | | VLQZCPBN 60 cm |
| 103,2 | 105,0 | PQ | 5,0 | 35 | | | | |
| 105,0 | 111,7 | PQ | 4,0 | 35 | | | | |
| 111,7 | 113,0 | I3A lx | 4,0 | 35 | brun | | | bordure de trempe donc plus jeune que PQ |
| 113,0 | 113,3 | I3A lx | 3,0 | 35 | brun | | | |
| 113,3 | 115,7 | I3A lx | 2,0 | 35 | brun | | | |
| 115,7 | 117,1 | I3A lx | 3,0 | 35 | brun | | | |
| 117,1 | 132,0 | PQ | 4,0 | 30 | | | | Cs localement |
| 132,0 | 137,6 | PQ | 4,5 | 30 | | | | Cs localement |
| 137,6 | 144,3 | PQ | 4,0 | 30 | | | | Cs localement |
| 144,3 | 148,7 | PQ | 4,0 | 30 | | QZCBTL | unique | PY+ CB+ SR++; 2,43 g/t Au sur 5,1 m |
| 148,7 | 154,5 | I3A lx | 4,0 | 30 | brun | QZCBTL | unique | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 2,43 g/t Au sur 5,1 m |
| 154,5 | 154,9 | I3A lx | 4,0 | 40 | brun | | | |
| 154,9 | 155,3 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| 155,3 | 176,0 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 176,0 | 181,6 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| 181,6 | 183,8 | I3A lx | 3,0 | 40 | blanc | | | |
| 183,8 | 190,0 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| 190,0 | 200,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |

[illegible][illegible]

DO-24

[illegible]

DO-26

[illegible]

DO-27

[illegible]

DO-29

| DO-29 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|------|--|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 3,1 | 23,0 | PQ | 3,0 | 15 | | | | CB+ SR+ | |
| 23,0 | 72,0 | PQ | 2,0 | 15 | | | | CB+ SR+ | |
| 72,0 | 123,0 | PQ | 2,0 | 40 | | | | CB+ SR+ | |
| 123,0 | 123,9 | PQ | 3,0 | 40 | | | | CB+ SR+ | |
| 123,9 | 141,0 | PQ | 2,0 | 45 | | | | CB+ SR+ | |
| 141,0 | 144,1 | PQ | 3,0 | 40 | | | | CB+ SR+ | |
| 144,1 | 145,0 | PQ | 3,0 | 0 | | | | CB+ SR+ | |
| 145,0 | 149,6 | PQ | 3,0 | 40 | | | | CB+ SR+ | |
| 149,6 | 151,0 | PQ | 2,0 | 40 | | | | CB+ SR+ | |
| 151,0 | 154,3 | PQ | 3,0 | 40 | | | | CB+ SR+ | |
| 154,3 | 166,3 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | CB+++ SR+++ CL+++ | |
| 166,3 | 167,4 | PQ | 3,0 | 45 | | | | CB++ SR++ | |
| 167,4 | 179,6 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | CB+++ SR+++ CL+++ | |
| 179,6 | 182,0 | V2 x | 2,0 | 40 | | | | CB+++ SR+++ CL+++ | |
| 182,0 | 184,7 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | CB+++ SR+++ CL+++ | |
| 184,7 | 195,5 | V2 x | 2,0 | 40 | | | | CB++ SR+ CL+ | |
| 195,5 | 200,5 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | |
| 200,5 | 211,9 | I3A lx | 1,0 | 40 | brun | | | | |
| 211,9 | 213,6 | I3A lx | 2,5 | 35 | brun | | | PY++ SR+++ CC+++; 3,57 g/t Au sur 5,25 m | |
| 213,6 | 217,7 | I3A lx | 4,0 | 60 | brun | | | PY++ SR+++ CC+++; 3,57 g/t Au sur 5,25 m | |
| 217,7 | 219,0 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | PY++ SR+++ CC+++; 3,57 g/t Au sur 5,25 m | |
| 219,0 | 232,5 | I3A lx | 1,5 | 30 | brun | | | | |
| 232,5 | 273,3 | I3A lx | 1,5 | 35 | blanc | | | | |
| 273,3 | 274,0 | I3A lx | 1,5 | 70 | brun | | | | |
| 274,0 | 277,0 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | | |
| 277,0 | 285,9 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | |
| 285,9 | 286,7 | I3A lx | 4,0 | 70 | brun | QZCB | amas | PY+ SR+++ CB+++; 1,12 g/t Au sur 3,4 m | |
| 286,7 | 288,5 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | QZCB | amas | PY+ SR+++ CB+++; 1,12 g/t Au sur 3,4 m | |
| 288,5 | 289,7 | I3A lx | 4,0 | 60 | brun | | | | |
| 289,7 | 290,2 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | | |
| 290,2 | 302,1 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | |
| 302,1 | 314,3 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | |
| 314,3 | 322,5 | I3A lx | 2,0 | 65 | brun | | | | |
| 322,5 | 331,3 | I3A lx | 3,0 | 65 | brun | QZCB | amas | PY++ SR+++ CC+++; 1,53 g/t Au sur 3,1 m | |
| 331,3 | 339,0 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | | |
| 339,0 | 343,2 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | QZCC | amas | PY+ CC++ CL++; 2,82 g/t Au sur 1,35 m | |
| 343,2 | 344,3 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | | |
| 344,3 | 349,5 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | bordure de trempe donc plus jeune que I3A lc | |
| 349,5 | 352,0 | I3A lc | 2,0 | 70 | brun | | | | |
| 352,0 | 361,0 | I3A lc | 1,0 | 70 | blanc | | | | |
| 361,0 | 370,6 | I3A lc | 1,5 | 70 | blanc | | | | |

DO-30

| DO-30 | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|------|--------|------|---|--|--|--|--|--|--|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | | | | |
| 3,1 | 63,6 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | | | | |
| 63,6 | 73,5 | V3B | 3,0 | 10 | | QZCC | | PY+ | | | | | | | |
| 73,5 | 93,5 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | | | | |
| 93,5 | 94,0 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | | | | | | | |
| 94,0 | 99,4 | V3B | 3,0 | 40 | | | | | | | | | | | |
| 99,4 | 102,1 | PQ | 4,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 102,1 | 103,0 | V3B | 4,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 103,0 | 103,7 | V3B | 3,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 103,7 | 104,2 | V3B | 4,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 104,2 | 105,2 | PQ | 4,0 | 40 | | | | | | | | | | | |
| 105,2 | 106,0 | PQ | 3,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 106,0 | 112,0 | PQ | 4,5 | 30 | | | | | | | | | | | |
| 112,0 | 130,0 | PQ | 3,0 | 30 | | | | | | | | | | | |
| 130,0 | 163,0 | PQ | 2,0 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 163,0 | 164,0 | PQ | 3,0 | 20 | | | | | | | | | | | |
| 164,0 | 289,8 | PQ | 2,0 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 289,8 | 331,0 | PQ | 3,0 | 30 | | | | | | | | | | | |
| 331,0 | 349,0 | PQ | 3,0 | 45 | | | | | | | | | | | |
| 349,0 | 370,6 | PQ | 3,0 | 40 | | | | | | | | | | | |
| 370,6 | 396,0 | V2 x | 3,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 396,0 | 400,8 | V2 x | 4,0 | 10 | | | | | | | | | | | |
| 400,8 | 403,8 | V2 x | 3,0 | 30 | | | | | | | | | | | |
| 403,8 | 410,0 | PQ | 4,0 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 410,0 | 411,6 | PQ | 4,0 | 25 | | | | | | | | | | | |
| 411,6 | 417,3 | PQ | 4,0 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 417,3 | 421,3 | PQ | 4,0 | 30 | | | | Cs localement | | | | | | | |
| 421,3 | 424,8 | V2 x | 3,0 | 30 | | QZCB | amas | PY++ SR+++ CB++; 2,06 g/t Au sur 0,7 m | | | | | | | |
| 424,8 | 427,8 | I3A lx | 3,0 | 30 | brun | QZCB | amas | PY++ SR+++ CB+++; 3,55 g/t Au sur 0,7 m | | | | | | | |
| 427,8 | 433,2 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | | | | | | | | |
| 433,2 | 437,1 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | PY+ SR+++ CB+++; 1,36 g/t Au sur 3,2 m | | | | | | | |
| 437,1 | 439,0 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | PY+ SR+++ CB+++; 1,36 g/t Au sur 3,2 m | | | | | | | |
| 439,0 | 441,0 | PQ | 3,5 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 441,0 | 456,2 | V2 x | 3,5 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 456,2 | 467,2 | PQ | 3,5 | 0 | | | | Faiblement aurifère (< 0,9 g/t Au) | | | | | | | |
| 467,2 | 485,0 | PQ | 4,0 | 0 | | | | | | | | | | | |
| 485,0 | 509,6 | | 2,0 | 0 | | | | Kink bands localement | | | | | | | |

DO-32

| DO-32 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|------|---|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 3,05 | 94,6 | V3B | 1,0 | | | | | VNQZCCPOCP à 73 m (0,3% Cu) |
| 94,6 | 101,0 | I3A lc | 1,0 | | | | | |
| 101,0 | 115,0 | I3A lc | 2,0 | 0 | | | | |
| 115,0 | 117,0 | I3A lc | 2,0 | 60 | | | | |
| 117,0 | 121,5 | I3A lc | 2,0 | 0 | | | | |
| 121,5 | 125,7 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 125,7 | 144,6 | I3A lc | 1,0 | | | | | |
| 144,6 | 340,0 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 340,0 | 343,6 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 343,6 | 348,0 | V3B | 3,5 | 45 | | | | |
| 348,0 | 355,0 | V3B | 3,0 | 40 | | | | Cs localement |
| 355,0 | 360,5 | PQ | 3,0 | 40 | | | | Cs localement |
| 360,5 | 435,0 | PQ | 2,0 | 45 | | | | |
| 435,0 | 453,0 | PQ | 3,0 | 60 | | | | |
| 453,0 | 470,0 | PQ | 2,0 | 60 | | | | |
| 470,0 | 488,0 | PQ | 3,0 | 65 | | | | |
| 488,0 | 495,0 | PQ | 3,0 | 0 | | | | |
| 495,0 | 500,0 | V2 | 4,0 | 65 | | | | |
| 500,0 | 506,9 | V2 | 3,0 | 60 | | | | |
| 506,9 | 508,0 | PQ | 4,0 | 60 | | | | |
| 508,0 | 509,5 | PQ | 4,0 | 0 | | | | |
| 509,5 | 511,2 | V2 x | 3,0 | 0 | | | | |
| 511,2 | 513,0 | V3B | 3,0 | 40 | | | | |
| 513,0 | 517,0 | I3A lx | 2,0 | 40 | | | | |
| 517,0 | 519,6 | V3B | 3,0 | 40 | | | | |
| 519,6 | 521,0 | V2 x | 3,0 | 70 | | QZCB | | Schiste à sérécite |
| 521,0 | 528,0 | V2 x | 4,0 | 70 | | QZCB | | Schiste à sérécite |
| 528,0 | 529,5 | PQ | 4,0 | 70 | | QZCB | | Schiste à sérécite |
| 529,5 | 541,0 | I3A lx | 4,0 | 80 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 2,47 g/t Au sur 3,5 m |
| 541,0 | 546,7 | I3A lx | 4,0 | 65 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 2,61 g/t Au sur 9,8 m |
| 546,7 | 555,0 | I3A lx | 3,0 | 65 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++ FU+; 2,61 g/t Au sur 9,8 m |
| 555,0 | 557,0 | I3A lx | 4,0 | 65 | brun | | | |
| 557,0 | 559,0 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| 559,0 | 564,0 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 564,0 | 587,0 | I3A lx | 2,0 | 60 | blanc | | | Quartz bleu localement |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |

DO-33

| DO-33 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|--------|---|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 8,5 | 11,9 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 11,9 | 23,8 | I3A lx | 1,0 | 40 | blanc | | | |
| 23,8 | 26,0 | I3A lx | 2,5 | 40 | blanc | | | |
| 26,0 | 27,0 | I3A lx | 2,5 | 60 | brun | | | |
| 27,0 | 29,9 | I3A lx | 2,5 | 80 | brun | QZCC | amas | PY++ CC+++; 1,56 g/t Au sur 2,65 m |
| 29,9 | 31,6 | I3A lx | 2,5 | 50 | brun | QZCC | amas | PY++ CC+++; 1,56 g/t Au sur 2,65 m |
| 31,6 | 45,0 | I3A lx | 2,0 | 80 | blanc | | | |
| 45,0 | 49,9 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 49,9 | 53,6 | I3A lx | 2,5 | 80 | blanc | | | |
| 53,6 | 57,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 57,0 | 65,0 | I3A lx | 1,0 | 80 | brun | | | |
| 65,0 | 66,3 | I3A lx | 2,0 | 80 | brun | | | |
| 66,3 | 70,5 | I3A lx | 3,0 | 80 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ CL++; 2,21 g/t Au sur 2,1 m |
| 70,5 | 73,5 | PF | 1,0 | | | | | |
| 73,5 | 76,2 | I3A lx | 3,0 | 80 | brun | | | |
| 76,2 | 78,3 | I3A lx | 2,0 | 75 | brun | | | |
| 78,3 | 86,0 | I3A lx | 3,0 | 75 | brun | QZCB | unique | PY+ CB+++; 2,51 g/t Au sur 5,7 m |
| 86,0 | 92,0 | I3A lx | 2,0 | 75 | brun | | | |
| 92,0 | 93,5 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 93,5 | 283,5 | I3A lx | 1,0 | 70 | blanc | | | |
| 283,5 | 286,1 | I3A lx | 2,0 | 70 | | | | |
| 286,1 | 305,1 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 305,1 | 309,7 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 309,7 | 311,5 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| 311,5 | 333,5 | I3A lx | 3,5 | 70 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 2,44 g/t Au sur 16,85 m |
| 333,5 | 336,0 | PQ | 3,5 | 80 | | | | VLTL fréquentes |
| 336,0 | 338,5 | PQ | 3,5 | 0 | | | | VLTL fréquentes |
| 338,5 | 339,3 | PQ | 3,5 | 50 | | | | VLTL fréquentes |
| 339,3 | 341,6 | PQ | 3,5 | 70 | | | | VLTL fréquentes |
| 341,6 | 343,9 | PQ | 3,5 | 90 | | | | VLTL fréquentes |
| 343,9 | 346,8 | PQ | 3,5 | 70 | | | | VLTL fréquentes |
| 346,8 | 350,0 | PQ | 3,5 | 50 | | | | VLTL fréquentes |
| 350,0 | 352,6 | PQ | 3,5 | 70 | | | | VLTL fréquentes |
| 352,6 | 354,0 | PQ | 3,0 | 70 | | | | VLTL fréquentes |
| 354,0 | 373,7 | PQ | 2,0 | 70 | | | | VLTL fréquentes |

| DO-34 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|-------|--------|------|--|--|
| DE | Å | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 8,5 | 21,0 | I3A lx | 2,5 | 45 | blanc | | | | |
| 21,0 | 31,2 | I3A lc | 1,5 | | blanc | | | | |
| 31,2 | 32,7 | I3A lc | 3,0 | 65 | blanc | | | | |
| 32,7 | 35,6 | I3A lc | 1,5 | | blanc | | | | |
| 35,6 | 36,4 | I3A lc | 3,0 | 60 | blanc | | | | |
| 36,4 | 41,5 | I3A lc | 1,5 | | blanc | | | | |
| 41,5 | 43,3 | I3A lc | 3,0 | 60 | blanc | | | | |
| 43,3 | 48,3 | I3A lc | 1,5 | | blanc | | | | |
| 48,3 | 49,2 | I3A lc | 3,0 | 60 | blanc | | | | |
| 49,2 | 69,0 | I3A lc | 2,0 | | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 69,0 | 69,8 | I3A lc | 3,0 | 70 | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 69,8 | 74,7 | I3A lc | 2,0 | | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 74,7 | 77,1 | I3A lc | 3,0 | 75 | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 77,1 | 80,6 | I3A lc | 2,0 | | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 80,6 | 84,6 | I3A lc | 3,0 | 75 | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 84,6 | 99,6 | I3A lc | 2,0 | | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 99,6 | 102,3 | I3A lc | 3,0 | 40 | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 102,3 | 112,8 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | 56 à 106 m - faciès porphyrique à plagioclase (1-3 cm) | |
| 112,8 | 126,2 | I3A lc | 3,0 | 70 | blanc | | | Cs localement | |
| 126,2 | 130,3 | I3A lc | 2,0 | | blanc | | | | |
| 130,3 | 134,0 | I3A lc | 3,0 | variable | blanc | | | | |
| 134,0 | 139,2 | I3A lc | 1,5 | | blanc | | | | |
| 139,2 | 141,3 | I3A lc | 3,0 | 75 | blanc | | | | |
| 141,3 | 151,9 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | | |
| 151,9 | 155,5 | I3A lc | 2,0 | | blanc | | | | |
| 155,5 | 160,0 | I3A lc | 2,0 | | brun | | | | |
| 160,0 | 207,6 | I3A lx | 3,0 | 70 | brun | | | | |
| 207,6 | 208,3 | PF | 1,0 | | brun | | | | |
| 208,3 | 216,0 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | | |
| 216,0 | 226,6 | I3A lx | 2,0 | 60 | blanc | | | | |
| 226,6 | 236,4 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | | |
| 236,4 | 239,0 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | | |
| 239,0 | 242,5 | I3A lx | 2,0 | | brun | | | | |
| 242,5 | 253,0 | V2 | 3,0 | 50 | | | | | |
| 253,0 | 261,8 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | | |
| 261,8 | 266,8 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | | |
| 266,8 | 276,7 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | | |
| 276,7 | 283,8 | I3A lx | 3,0 | 70 | brun | | | | |
| 283,8 | 288,0 | V3B | 3,0 | 30 | | | | | |
| 288,0 | 292,6 | V3B | 2,0 | | | | | | |
| 292,6 | 295,8 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 295,8 | 300,5 | V3B | 4,0 | 5 | | QZCC | amas | PY+ CB+++ SR+ FU+ localement; 1,14 g/t Au sur 4,3 m | |
| 300,5 | 302,0 | V3B | 3,0 | 5 | | | | | |
| 302,0 | 305,7 | V3B | 2,0 | 30 | | | | | |
| 305,7 | 306,0 | V3B | 3,0 | 30 | | | | | |
| 306,0 | 307,2 | V3B | 4,0 | 0 | | QZCC | | | |
| 307,2 | 308,1 | V3B | 3,0 | 30 | | | | | |

DO-34

[illegible]

DO-35

| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
|-------|-------|--------|------|----------|-------|-------------|--------|--|
| 6,7 | 11,3 | I3A lx | 4,0 | variable | brun | QZCB > QZCC | | |
| 11,3 | 15,8 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | QZCB > QZCC | | VN QZCC perp. à Sp |
| 15,8 | 24,1 | I3A lx | 4,0 | 60 | brun | QZCB > QZCC | | Cs présent |
| 24,1 | 29,3 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | QZCC > QZCB | | veines à fort angle avec Sp |
| 29,3 | 34,5 | I3A lx | 3,0 | 70 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 34,5 | 37,6 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 37,6 | 42,2 | I3A lx | 3,0 | 65 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 42,2 | 46,0 | I3A lx | 2,0 | 75 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 46,0 | 47,0 | I3A lx | 3,0 | 75 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 47,0 | 47,8 | I3A lx | 4,0 | 45 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 47,8 | 48,9 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | QZCC > QZCB | | |
| 48,9 | 50,0 | V2 | 4,0 | 60 | | QZCB(TL) | amas | PY++ SR+++ AK+++; 3,38 g/t Au sur 5,1 m |
| 48,9 | 52,0 | V2 | 4,0 | 60 | | QZCB(TL) | amas | PY++ SR+++ AK+++; 3,38 g/t Au sur 5,1 m |
| 52,0 | 56,9 | V2 | 3,0 | 60 | | | | |
| 56,9 | 58,8 | V2 | 3,0 | 50 | | | | |
| 58,8 | 63,6 | V2 | 4,0 | 65 | | | | |
| 63,6 | 65,8 | I3A | 4,0 | 65 | | | | |
| 65,8 | 69,4 | V3B | 4,0 | 60 | | | | |
| 69,4 | 70,9 | PQ | 4,0 | 60 | | | | |
| 70,9 | 73,3 | FP | 2,0 | 60 | | | | |
| 73,3 | 76,1 | I3A lx | 2,0 | 65 | brun | | | |
| 76,1 | 80,0 | I3A lx | 3,0 | 65 | brun | | | |
| 80,0 | 84,0 | I3A lx | 2,0 | 65 | brun | | | |
| 84,0 | 92,0 | I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| 92,0 | 93,4 | I3A lx | 1,0 | 65 | blanc | | | |
| 93,4 | 127,0 | I3A lx | 0,5 | 65 | blanc | | | |
| 127,0 | 128,8 | I3A lx | 0,5 | 20 | blanc | | | |
| 128,8 | 138,3 | I3A lx | 0,5 | 65 | blanc | | | |
| 138,3 | 147,3 | I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| 147,3 | 149,5 | I3A lx | 2,0 | 0 | blanc | | | |
| 149,5 | 151,0 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 151,0 | 154,8 | I3A lx | 2,0 | 25 | brun | | | |
| 154,8 | 166,6 | I3A lx | 2,0 | 55 | brun | QZCC | amas | PY++; 1,47 g/t Au sur 1,35 m |
| 166,6 | 197,0 | I3A lx | 0,5 | | blanc | | | |
| 197,0 | 206,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 206,0 | 214,7 | V2 | 2,0 | 45 | | | | |
| 214,7 | 218,5 | I3A lx | 2,0 | 35 | brun | | | |
| 218,5 | 221,9 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 221,9 | 224,1 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | QZ(CC,TL) | unique | PY++ CC+++ SR+++ FU+ localement; 10,1 g/t Au sur 8,3 m |
| 224,1 | 230,0 | I3A lx | 5,0 | 35 | brun | | unique | PY++ CC+++ SR+++ FU+ localement; 10,1 g/t Au sur 8,3 m |
| 230,0 | 234,0 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | |
| 234,0 | 239,9 | I3A lx | 3,0 | 35 | brun | | | |
| 239,9 | 243,8 | I3A lx | 3,0 | 35 | brun | QZ(CC,TL) | unique | PY++ CL+++ CC+++; 1,64 g/t Au sur 3,9 m |
| 243,8 | 246,0 | I3A lx | 3,0 | 35 | brun | | | |
| 246,0 | 247,2 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| 247,2 | 248,5 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| 248,5 | 249,1 | I3A lx | 1,0 | 40 | blanc | | | |

DO-35

[illegible]

DO-36

| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
|----|-------|--------------|------|-----|-------|--------|------|---|
| | 5,5 | 40,4 I3A lx | 3,5 | 0 | brun | | | |
| | 40,4 | 44,7 I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| | 44,7 | 47,0 I3A lx | 3,0 | 70 | brun | | | |
| | 47,0 | 52,1 I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| | 52,1 | 66,7 I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| | 66,7 | 69,2 I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| | 69,2 | 73,0 I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| | 73,0 | 82,7 I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| | 82,7 | 83,8 PQ | 3,0 | 60 | | | | recoupe I3A lx |
| | 83,8 | 88,2 PF | 1,0 | | | | | recoupe PQ |
| | 88,2 | 95,4 PQ | 3,0 | 60 | | | | |
| | 95,4 | 96,1 I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| | 96,1 | 97,8 I3A lx | 2,0 | 65 | brun | | | |
| | 97,8 | 101,0 I3A lx | 1,5 | 70 | brun | | | |
| | 101,0 | 109,8 I3A lx | 1,5 | 70 | blanc | | | |
| | 109,8 | 126,3 I3A lx | 1,5 | 80 | blanc | | | |
| | 126,3 | 143,8 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 143,8 | 161,9 I3A lx | 1,5 | 45 | blanc | | | |
| | 161,9 | 167,4 I3A lx | 1,5 | 45 | brun | | | |
| | 167,4 | 176,8 I3A lx | 1,5 | 45 | blanc | | | |
| | 176,8 | 183,0 V2 l | 2,0 | 45 | | | | |
| | 183,0 | 190,0 PQ | 2,0 | 35 | | | | |
| | 190,0 | 195,7 PQ | 2,0 | 0 | | | | Cs localement |
| | 195,7 | 206,7 PQ | 2,0 | 60 | | | | |
| | 206,7 | 213,2 I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| | 213,2 | 221,0 I3A lx | 2,0 | 45 | | | | |
| | 221,0 | 226,2 I3A lx | 1,5 | 60 | brun | | | |
| | 226,2 | 286,5 I3A lx | 1,5 | 70 | blanc | | | |
| | 286,5 | 299,0 I3A mg | 1,5 | 70 | | | | pas de LX (10% MG); contact graduel avec I3A lx |
| | 299,0 | 319,0 I3A mg | 1,0 | 60 | | | | pas de LX (10% MG); contact graduel avec I3A lx |
| | 319,0 | 460,0 I3A lx | 1,0 | 70? | blanc | | | |
| | 460,0 | 471,2 I3A lx | 1,0 | 70 | brun | | | |
| | 471,2 | 474,1 I3A lx | 2,0 | 80 | brun | | | |
| | 474,1 | 481,8 Il | 3,0 | 80 | | | | similaire à PQ sans les phénocristaux de QZ |
| | 481,8 | 482,4 I3A lx | 3,0 | 80 | brun | QZCB | amas | PY+++ CB+++ SR+++; 4,8 g/t Au sur 60 cm |
| | 482,4 | 492,6 I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| | 492,6 | 529,1 PQ | 3,0 | 60 | | | | VLTL (1-3 mm) |

| DO-37 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|------|---|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 6,6 | 10,3 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 10,3 | 12,3 | I3A lx | 3,0 | 70 | brun | | | |
| 12,3 | 18,0 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 18,0 | 20,3 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | |
| 20,3 | 21,1 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 21,1 | 24,0 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | |
| 24,0 | 40,0 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| 40,0 | 40,7 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 40,7 | 44,4 | I3A lx | 3,0 | 70 | brun | | | |
| 44,4 | 50,8 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| 50,8 | 55,0 | I3A lx | 3,0 | 70 | brun | | | |
| 55,0 | 57,3 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| 57,3 | 62,1 | V3B | 2,0 | 65 | | QZCB | | PY+ SR+ |
| 62,1 | 67,0 | V3B | 3,0 | 65 | | QZCB | amas | PY++ SR+++ CB+++; 1,88 g/t Au sur 2,4 m |
| 67,0 | 75,4 | I3A lx | 3,0 | 65 | brun | QZCB | amas | PY++ SR+++ CB+++; 1,88 g/t Au sur 2,4 m |
| 75,4 | 76,4 | PQ | 3,0 | 60 | | | | recoupe I3A lx |
| 76,4 | 78,2 | PF | 1,0 | | | | | recoupe PQ |
| 78,2 | 82,7 | PQ | 3,0 | 60 | | | | recoupe I3A lx |
| 82,7 | 95,3 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| 95,3 | 99,5 | I3A lx | 2,0 | 30 | blanc | | | |
| 99,5 | 107,0 | I3A lx | 2,0 | 60 | | | | |
| 107,0 | 110,8 | I3A lx | 1,0 | 60 | | | | |
| 110,8 | 114,6 | I3A lx | 1,5 | 70 | blanc | | | 1% QZ bleu |
| 114,6 | 115,9 | I3A lx | 1,5 | 45 | brun | | | |
| 115,9 | 119,0 | I3A lx | 1,5 | 70 | brun | | | |
| 119,0 | 120,0 | I3A lx | 1,5 | 70 | blanc | | | |
| 120,0 | 128,3 | I3A lx | 1,5 | 30 | blanc | | | |
| 128,3 | 141,0 | I3A lx | 1,5 | 45 | blanc | | | |
| 141,0 | 143,7 | I3A lx | 2,0 | 0 | blanc | | | |
| 143,7 | 146,3 | I3A lx | 2,0 | 60 | blanc | | | |
| 146,3 | 156,7 | I3A lx | 1,0 | 45 | blanc | | | |
| 156,7 | 160,2 | I3A lx | 2,0 | 55 | blanc | | | |
| 160,2 | 164,8 | I3A lx | 1,0 | 45 | blanc | | | |
| 164,8 | 170,4 | I3A lx | 2,0 | 0 | blanc | | | |
| 170,4 | 186,5 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 186,5 | 190,0 | I3A lx | 1,5 | | brun | | | |
| 190,0 | 204,7 | I3A lc | 1,5 | 60 | brun | | | grain très fin |
| 204,7 | 300,5 | I3A lc | 1,0 | 70 | blanc | | | 5% QZ bleu localement; 245 à 365 m - faciès à phénocristaux de plagioclase (1-2 cm) |
| 300,5 | 307,8 | I3A lc | 2,0 | 0 | blanc | | | 5% QZ bleu localement; 245 à 365 m - faciès à phénocristaux de plagioclase (1-2 cm) |
| 307,8 | 312,0 | I3A lc | 3,0 | 45 | blanc | QZCCTL | amas | PY++ CC+++ SR+; 3,36 g/t Au sur 0,75 m |
| 312,0 | 325,0 | I3A lc | 1,5 | 80 | blanc | | | |
| 325,0 | 350,0 | I3A lc | 2,0 | 80 | blanc | | | |
| 350,0 | 370,6 | I3A lc | 1,5 | 75 | blanc | | | |
| 370,6 | 385,0 | I3A lc | 1,5 | 70 | brun | | | |
| 385,0 | 391,3 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 391,3 | 393,0 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 393,0 | 395,1 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |

DO-37

[illegible]

| DO-38 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|------|---|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 4,1 | 21,1 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 21,1 | 30,0 | I3A lc | 2,0 | 45 | blanc | | | |
| 30,0 | 36,1 | I3A lc | 2,0 | 45 | brun | | | |
| 36,1 | 38,1 | PF | 1,0 | | | | | |
| 38,1 | 44,4 | V3B | 3,0 | 60 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ CL+++ FU+, 1,23 g/t Au sur 2,0 m |
| 44,4 | 50,6 | V3B | 2,0 | 50 | | | | |
| 50,6 | 59,7 | V3B | 3,0 | 50 | | | | |
| 59,7 | 62,7 | V3B | 2,0 | 50 | | | | |
| 62,7 | 67,4 | V3B | 3,0 | 50 | | | | |
| 67,4 | 69,0 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 69,0 | 75,9 | V3B | 3,0 | 50 | | | | |
| 75,9 | 88,7 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| 88,7 | 92,3 | V3B | 3,0 | 40 | | | | |
| 92,3 | 94,4 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 94,4 | 100,9 | V3B | 3,0 | 30 | | | | |
| 100,9 | 107,6 | V3B | 2,5 | 10 | | | | |
| 107,6 | 110,0 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 110,0 | 113,0 | V3B | 3,5 | 70 | | | | |
| 113,0 | 115,0 | V3B | 3,5 | 0 | | | | |
| 115,0 | 116,0 | V3B | 3,5 | 70 | | | | |
| 116,0 | 116,5 | V3B | 3,5 | 0 | | | | |
| 116,5 | 117,5 | V3B | 3,5 | 70 | | | | |
| 117,5 | 120,7 | V3B | 3,5 | 0 | | | | |
| 120,7 | 123,3 | V3B | 3,5 | 70 | | | | |
| 123,3 | 128,2 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 128,2 | 129,0 | V3B | 3,0 | 40 | | | | |
| 129,0 | 137,4 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 137,4 | 138,7 | V3B | 3,0 | 50 | | | | |
| 138,7 | 148,7 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 148,7 | 159,0 | | 1,0 | | brun | | | |
| 159,0 | 190,8 | | 1,0 | | blanc | | | |
| 190,8 | 193,9 | V2 x | 1,0 | | | | | |
| 193,9 | 230,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 230,0 | 248,0 | I3A lx | 1,5 | | blanc | | | |
| 248,0 | 266,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 266,0 | 300,0 | I3A lx | 1,5 | | blanc | | | |
| 300,0 | 303,0 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | QZCC | amas | PY++ CC++ CL++; 2,16 g/t Au sur 3,0 m |
| 303,0 | 312,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 312,0 | 314,2 | I3A lx | 2,0 | 90 | brun | | | |
| 314,2 | 317,1 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 317,1 | 318,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 318,0 | 333,7 | I3A lx | 2,0 | 90 | brun | | | |
| 333,7 | 336,2 | PQ | 3,0 | 65 | | | | Cs intense |
| 336,2 | 342,5 | V3B | 2,0 | 65 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,73 g/t Au sur 4,9 m |
| 342,5 | 349,7 | V3B | 3,0 | 50 | | | | PY++ CB+++ SR+++; 1,73 g/t Au sur 4,9 m |
| 349,7 | 352,3 | PQ | 4,0 | 40 | | | | Cs localement |
| 352,3 | 367,5 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | |

DO-38

[illegible]

DO-39

[illegible]

| DO-43 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|--------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 3,7 | 15,6 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 15,6 | 16,3 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | |
| 16,3 | 20,4 | PF | 2,0 | 50 | | | | |
| 20,4 | 29,4 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | |
| 29,4 | 33,3 | PF | 2,0 | 50 | | | | |
| 33,3 | 35,4 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | |
| 35,4 | 45,5 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 45,5 | 49,2 | I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | |
| 49,2 | 61,5 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 61,5 | 70,4 | I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | |
| 70,4 | 91,0 | I3A lx | 1,5 | 70 | blanc | | | |
| 91,0 | 93,5 | I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | |
| 93,5 | 97,3 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| 97,3 | 97,8 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 97,8 | 98,1 | I3A lx | 2,0 | 90 | brun | | | |
| 98,1 | 98,6 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 98,6 | 110,5 | I3A lx | 1,0 | 70 | brun | | | |
| 110,5 | 112,5 | I3A lx | 1,0 | 0 | brun | | | |
| 112,5 | 124,6 | I3A lx | 1,5 | 70 | brun | | | |
| 124,6 | 128,3 | I3A lx | 1,5 | 55 | brun | | | |
| 128,3 | 129,5 | I3A lx | 1,5 | 0 | brun | | | |
| 129,5 | 136,4 | I3A lx | 1,5 | 45 | brun | | | |
| 136,4 | 143,0 | I3A lx | 1,5 | 60 | brun | | | |
| 143,0 | 145,7 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 145,7 | 154,2 | I3A lx | 3,0 | 25 | brun | | | |
| 154,2 | 163,6 | I3A lx | 4,0 | 20 | brun | | | |
| 163,6 | 167,9 | I3A lx | 4,0 | 40 | brun | | | |
| 167,9 | 170,6 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | |
| 170,6 | 174,0 | PQ | 4,0 | 0 | | QZCB | unique | PY+ SR+++ CB+; 1,35 g/t Au sur 3,3 m |
| 174,0 | 176,2 | V3B | 4,0 | 0 | | QZCB | unique | PY+ SR+ CB+++; 1,35 g/t Au sur 3,3 m |
| 176,2 | 179,2 | V3B | 4,0 | 0 | | | | |
| 179,2 | 180,2 | V3B | 3,0 | 30 | | QZCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,19 g/t Au sur 15,9 m |
| 180,2 | 183,8 | V3B | 3,0 | 0 | | QZCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,19 g/t Au sur 15,9 m |
| 183,8 | 190,6 | V3B | 4,0 | 0 | | QZCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,19 g/t Au sur 15,9 m |
| 190,6 | 193,5 | V3B | 3,0 | 0 | | QZCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,19 g/t Au sur 15,9 m |
| 193,5 | 195,0 | V3B | 3,0 | 10 | | QZCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,19 g/t Au sur 15,9 m |
| 195,0 | 196,5 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 196,5 | 197,8 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 197,8 | 203,1 | V3B | 3,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 2,13 g/t Au sur 18,1 m |
| 203,1 | 216,7 | V3B | 2,5 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 2,13 g/t Au sur 18,1 m |
| 216,7 | 220,0 | V3B | 4,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 2,13 g/t Au sur 18,1 m |
| 220,0 | 221,2 | V3B | 3,0 | 40 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 2,13 g/t Au sur 18,1 m |
| 221,2 | 226,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| 226,0 | 242,4 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 242,4 | 244,2 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| 244,2 | 245,2 | I3A lx | 3,0 | 85 | brun | | | Cs communs |
| 245,2 | 256,7 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |

DO-43

[illegible]

| DO-44 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|-------|--------|------|--|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 6,1 | 10,9 | V3B | 3,0 | 40 | brun | | | | |
| 10,9 | 14,4 | PF | 1,5 | | | | | | |
| 14,4 | 20,6 | V3B | 3,0 | 50 | blanc | | | | |
| 20,6 | 22,0 | I3A lx | 3,0 | 0 | blanc | | | | |
| 22,0 | 23,3 | I3A lx | 2,0 | 30 | blanc | | | | |
| 23,3 | 37,0 | I3A lx | 2,0 | 50 | blanc | | | | |
| 37,0 | 45,8 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 45,8 | 46,2 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 46,2 | 47,1 | V2 xl | 2,0 | 45 | | | | | |
| 47,1 | 47,5 | PF | 1,0 | | | | | | |
| 47,5 | 49,3 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 49,3 | 50,6 | V2 xl | 2,0 | 60 | | | | Granoclassement avec polarité vers le début du trou, donc vers le NW | |
| 50,6 | 62,6 | V3B | 2,0 | 50 | | | | | |
| 62,6 | 86,6 | V3B | 1,0 | 60 | | | | | |
| 86,6 | 89,9 | V3B | 2,0 | 50 | | | | | |
| 89,9 | 90,6 | PF | 2,0 | | | | | | |
| 90,6 | 96,0 | I3A lx | 4,0 | 50 | brun | | | | |
| 96,0 | 99,7 | PF | 2,0 | | | | | | |
| 99,7 | 100,8 | V3B | 4,0 | 60 | | | | | |
| 100,8 | 101,7 | PF | 2,0 | | | | | | |
| 101,7 | 107,6 | V3B | 4,0 | 60 | | | | | |
| 107,6 | 108,5 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | |
| 108,5 | 116,9 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | |
| 116,9 | 117,4 | PF | 1,0 | | | | | | |
| 117,4 | 117,6 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 117,6 | 117,8 | PF | 1,0 | | | | | | |
| 117,8 | 149,8 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 149,8 | 150,4 | I1 | 1,0 | | | | | Dyke felsique massif pas apparenté aux PQ, PQF et PF | |
| 150,4 | 160,3 | I3A lx | 1,0 | 60 | blanc | | | | |
| 160,3 | 162,8 | I3A lx | 2,0 | 60 | blanc | | | | |
| 162,8 | 180,0 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 180,0 | 182,8 | I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | | |
| 182,8 | 193,6 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 193,6 | 197,6 | I3A lx | 2,0 | 75 | blanc | | | | |
| 197,6 | 206,0 | I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | | |
| 206,0 | 228,5 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 228,5 | 234,0 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | | |
| 234,0 | 244,7 | I3A lx | 1,0 | variable | blanc | | | | |
| 244,7 | 245,4 | I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | | |
| 245,4 | 248,8 | I3A lx | 2,0 | 90 | brun | | | | |
| 248,8 | 249,8 | I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | | |
| 249,8 | 250,6 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | | |
| 250,6 | 251,8 | I3A lx | 2,0 | 20 | brun | | | | |
| 251,8 | 255,0 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | |
| 255,0 | 258,2 | I3A lx | 1,0 | 0 | brun | | | | |
| 258,2 | 258,4 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | |
| 258,4 | 260,3 | PF | 0,0 | | | | | | |

DO-44

[illegible]

| DO-45 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|-------|--------|--------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 4,27 | 9,2 | PF | 1,0 | | | | | |
| 9,2 | 14,6 | V2 x | 2,5 | 35 | | | | |
| 14,6 | 16,2 | PF | 1,0 | | | | | |
| 16,2 | 20,6 | V2 x | 2,5 | 35 | | | | |
| 20,6 | 28,1 | V3B | 3,0 | 40 | | | | Cs et kinks bands communs |
| 28,1 | 51,7 | I3A lc | 1,5 | 40 | blanc | | | |
| 51,7 | 52,8 | V3B | 2,5 | 50 | brun | | | |
| 52,8 | 56,3 | PF | 1,0 | | | | | |
| 56,3 | 61,0 | V3B | 2,5 | 50 | | | | |
| 61,0 | 63,0 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| 63,0 | 66,0 | V3B | 2,5 | 50 | | | | |
| 66,0 | 68,0 | I3A lx | 2,0 | 50 | blanc | | | |
| 68,0 | 72,0 | V3B | 2,5 | 50 | | | | |
| 72,0 | 90,0 | V3B | 1,5 | | | | | |
| 90,0 | 100,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 100,0 | 108,0 | V3B | 2,5 | 45 | | | | |
| 108,0 | 109,0 | V3B | 3,0 | 30 | | | | |
| 109,0 | 115,0 | V3B | 4,0 | 30 | | | | Kink bands communs |
| 115,0 | 115,1 | V2 x | 3,0 | 50 | | | | |
| 115,1 | 116,7 | PF | 2,0 | | | | | |
| 116,7 | 119,8 | V2 x | 3,0 | 50 | | | | |
| 119,8 | 124,3 | PF | 1,5 | | | | | |
| 124,3 | 124,9 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | |
| 124,9 | 126,7 | PF | 1,0 | | | | | |
| 126,7 | 128,0 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | |
| 128,0 | 128,2 | PF | 1,5 | | | | | |
| 128,2 | 128,8 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | |
| 128,8 | 129,8 | PF | 1,5 | | | | | |
| 129,8 | 130,8 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | |
| 130,8 | 131,6 | PF | 1,5 | | | | | |
| 131,6 | 138,7 | V2 x | 4,0 | 35 | | QZCCCB | amas | PY+; 3,55 g/t Au sur 1,5 m |
| 138,7 | 139,5 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 139,5 | 141,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| 141,0 | 164,4 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | QZ | unique | VNQZCP (28,6 g/t Au, 13,7 g/t Ag, 1,7% Cu) sur 0,7 m |
| 164,4 | 184,6 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| 184,6 | 211,0 | I3A lx | 1,5 | | blanc | | | |
| 211,0 | 227,0 | I3A lx | 1,5 | 60 | brun | | | |
| 227,0 | 239,6 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 239,6 | 247,2 | I3A lx | 4,0 | variable | brun | QZCBTL | unique | PY+ CL+++; 2,31 g/t Au sur 4,1 m |
| 247,2 | 255,7 | I3A lx | 4,0 | variable | brun | QZCBTL | unique | PY+ CB++ SR++; 1,11 g/t Au sur 8,5 m |
| 255,7 | 268,5 | I3A lx | 4,0 | 40 | brun | | | |
| 268,5 | 280,0 | I3A lx | 3,5 | 10 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+ FU+; 2,16 g/t Au sur 3,1 m |
| 280,0 | 285,0 | I3A lx | 3,0 | 70 | blanc | | | |
| 285,0 | 291,0 | I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | |
| 291,0 | 388,9 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 388,9 | 389,9 | PF | 0,0 | | | | | |
| 389,9 | 409,5 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |

| DO-46 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|------|--------|------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 7,31 | 18,0 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| 18,0 | 19,0 | I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | |
| 19,0 | 39,1 | I3A lx | 2,0 | 10 | brun | | | |
| 39,1 | 50,5 | V2 x | 3,0 | 35 | | | | |
| 50,5 | 63,8 | I3A lx | 3,5 | 0 | brun | | | |
| 63,8 | 72,0 | I3A lx | 3,0 | 30 | brun | | | |
| 72,0 | 74,8 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 74,8 | 91,7 | I3A lx | 3,0 | 30 | brun | | | |
| 91,7 | 95,7 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | |
| 95,7 | 101,6 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 101,6 | 102,4 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 102,4 | 108,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 108,0 | 110,0 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 110,0 | 112,0 | V3B | 2,0 | 40 | | | | |
| 112,0 | 115,0 | V3B | 2,0 | 20 | | | | |
| 115,0 | 121,6 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 121,6 | 130,2 | V3B | 2,0 | 50 | | | | |
| 130,2 | 143,6 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 143,6 | 152,1 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 152,1 | 154,7 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 154,7 | 157,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 157,0 | 160,5 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 160,5 | 170,5 | V3B | 1,5 | | | | | |
| 170,5 | 180,6 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 180,6 | 183,7 | PQ | 2,0 | 45 | | | | |
| 183,7 | 184,4 | PQ | 3,0 | 45 | | | | |
| 184,4 | 187,8 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | QZCB | amas | PY++ CB++ SR+ FU+; 3,22 g/t Au sur 3,4 m |
| 187,8 | 197,7 | I3A lx | 4,0 | 45 | brun | | | PY++ CB+++ SR++ FU+; 2,45 g/t Au sur 6,9 m |
| 197,7 | 200,8 | PF | 2,0 | 45 | | | | recoupe minéralisation |
| 200,8 | 203,0 | I3A lx | 4,0 | 45 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR++ FU+; 2,61 g/t Au sur 6,3 m |
| 203,0 | 204,5 | I3A lx | 4,0 | 0 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR++ FU+; 2,61 g/t Au sur 6,3 m |
| 204,5 | 207,1 | I3A lx | 4,0 | 45 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR++ FU+; 2,61 g/t Au sur 6,3 m |
| 207,1 | 210,5 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | |
| 210,5 | 214,3 | PF | 1,0 | | | | | |
| 214,3 | 214,6 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | |
| 214,6 | 216,4 | PF | 1,0 | | | | | |
| 216,4 | 218,7 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | |
| 218,7 | 222,5 | PF | 1,0 | | | | | |
| 222,5 | 225,0 | V2 x | 2,5 | 50 | | | | |
| 225,0 | 225,2 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 225,2 | 225,7 | PF | 1,0 | | | | | |
| 225,7 | 228,4 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 228,4 | 228,7 | V2 x | 1,0 | | | | | |
| 228,7 | 228,9 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 228,9 | 232,7 | V2 x | 2,0 | | | | | |
| 232,7 | 235,0 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | |
| 235,0 | 264,0 | V2 x | 3,0 | 55 | | | | Kink bands localement |

DO-46

[illegible]

| DO-58 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|------|---|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 18,9 | 20,0 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 20,0 | 22,2 | PF | 1,0 | | | | | |
| 22,2 | 69,6 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 69,6 | 90,7 | I3A lc | 1,0 | 40 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 90,7 | 94,5 | PF | 1,0 | | | | | |
| 94,5 | 107,0 | I3A lc | 2,0 | 55 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 107,0 | 108,2 | PF | 1,0 | | | | | |
| 108,2 | 109,0 | I3A lc | 2,0 | 50 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 109,0 | 116,6 | PF | 1,0 | | | | | |
| 116,6 | 120,3 | I3A lc | 1,0 | 40 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 120,3 | 123,3 | PF | 1,0 | | | | | |
| 123,3 | 128,3 | I3A lc | 2,0 | 45 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 128,3 | 131,9 | PF | 1,0 | | | | | |
| 131,9 | 158,5 | I3A lc | 1,0 | 50 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 158,5 | 171,6 | I3A lc | 2,0 | 50 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 171,6 | 175,0 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 175,0 | 192,3 | I3A lc | 1,5 | 60 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 192,3 | 204,0 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 204,0 | 206,4 | I3A lc | 2,0 | 60 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 206,4 | 232,0 | I3A lc | 2,0 | 60 | brun | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 232,0 | 242,8 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 242,8 | 245,2 | I3A lc | 2,0 | 60 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 245,2 | 248,0 | I3A lc | 2,0 | 0 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 248,0 | 257,1 | I3A lc | 2,0 | 40 | blanc | | | Faciès porphyrique à plagioclase (0,5 à 3 cm) |
| 257,1 | 264,5 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 264,5 | 272,9 | I3A lc | 2,0 | 60 | blanc | | | |
| 272,9 | 280,3 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 280,3 | 282,0 | I3A lc | 2,0 | 50 | blanc | | | |
| 282,0 | 314,4 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 314,4 | 349,5 | I3A lc | 2,0 | 40 | blanc | | | |
| 349,5 | 351,9 | PF | 0,0 | | | | | |
| 351,9 | 354,5 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 354,5 | 369,6 | I3A lc | 2,0 | 60 | blanc | | | |
| 369,6 | 378,8 | I3A lc | 1,0 | | blanc | | | |
| 378,8 | 415,4 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 415,4 | 418,8 | I3A lx | 0,0 | | blanc | | | |
| 418,8 | 421,9 | PF | 0,0 | | | | | Recoupe I3A lx |
| 421,9 | 427,9 | I3A lx | 0,0 | | blanc | | | |
| 427,9 | 431,1 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 431,1 | 435,5 | V3B | 2,0 | 50 | | | | |
| 435,5 | 438,4 | PF | 1,0 | | | | | |
| 438,4 | 440,5 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 440,5 | 460,5 | V2 x | 2,0 | 40 | | | | |
| 460,5 | 472,5 | V3 xl | 2,0 | 50 | | | | |
| 472,5 | 473,7 | I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| 473,7 | 478,8 | PF | 1,0 | | | | | |
| 478,8 | 487,0 | I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |

DO-58

| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
|----|-------|--------------|------|----------|-------|--------|------|---|
| | 487,0 | 493,0 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 493,0 | 494,2 PF | 1,0 | | | | | |
| | 494,2 | 494,4 I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| | 494,4 | 494,9 PF | 1,0 | | | | | |
| | 494,9 | 505,2 I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| | 505,2 | 505,9 PF | 1,0 | | | | | |
| | 505,9 | 508,2 I3A lx | 2,0 | 65 | blanc | | | |
| | 508,2 | 535,2 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 535,2 | 540,3 I3A lx | 0,0 | | blanc | | | |
| | 540,3 | 565,9 I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | |
| | 565,9 | 586,5 I3A lx | 1,0 | 50 | blanc | | | |
| | 586,5 | 597,1 PF | 0,0 | | | | | |
| | 597,1 | 606,1 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 606,1 | 621,1 I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| | 621,1 | 624,0 V2 x | 2,0 | 60 | | | | |
| | 624,0 | 629,0 V2 x | 1,0 | 70 | | | | |
| | 629,0 | 641,4 V2 x | 2,0 | 70 | | | | |
| | 641,4 | 655,7 V2 x | 3,0 | 50 | | | | |
| | 655,7 | 657,8 I3A lx | 2,0 | 15 | brun | | | |
| | 657,8 | 659,0 I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | |
| | 659,0 | 664,4 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 664,4 | 665,3 I1 | 0,0 | | | | | dyke felsique massif; aucune ressemblance aux PQ, PQF et PF; recoupe I3A lx |
| | 665,3 | 674,6 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 674,6 | 677,6 I3A lx | 2,0 | variable | blanc | | | |
| | 677,6 | 679,3 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 679,3 | 681,0 PF | 1,0 | | | | | |
| | 681,0 | 691,5 I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| | 691,5 | 741,7 V3B | 1,0 | 70 | | | | |
| | 741,7 | 747,7 V1 | 2,0 | 60 | | | | Massif localement chertoux |
| | 747,7 | 749,3 V1 | 3,0 | 0 | | | | Massif localement chertoux |
| | 749,3 | 750,1 V1 | 3,0 | 60 | | | | Massif localement chertoux |
| | 750,1 | 757,9 V2 x | 2,0 | 80 | | | | |
| | 757,9 | 761,5 PF | 1,0 | | | | | |
| | 761,5 | 771,8 V2 x | 1,0 | | | | | |
| | 771,8 | 777,2 V2 x | 2,0 | 80 | | | | |
| | 777,2 | 798,9 PQ | 3,0 | 80 | | | | Kink bands fréquents |
| | 798,9 | 812,7 V2 x | 2,0 | 70 | | | | |
| | 812,7 | 824,6 V2 x | 2,0 | 40 | | | | |
| | 824,6 | 856,1 PQ | 2,0 | 80 | | | | |
| | 856,1 | 881,0 PQ | 2,0 | 60 | | | | |
| | 881,0 | 887,2 PQ | 1,0 | 50 | | | | |

DO-60

[illegible]

FA-01

[illegible]

| FA-02 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|---------|------|--------|------|---------------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 14,02 | 60,0 | V3B | 1,0 | 40 | | | | | |
| 60,0 | 66,2 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 66,2 | 66,9 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 66,9 | 71,2 | V3B | 2,0 | 30 | | | | | |
| 71,2 | 73,8 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 73,8 | 78,7 | brèche | 1,0 | | | | | | Fragments 20-40% surtout V2-V3; subangulaire; 1 à 10 cm; matrice CB++ PY+ |
| 78,7 | 81,1 | brèche | 2,0 | 40 | | | | | Fragments 20-40% surtout V2-V3; subangulaire; 1 à 10 cm; matrice CB++ PY+ |
| 81,1 | 82,1 | brèche | 2,0 | 0 | | | | | Fragments 20-40% surtout V2-V3; subangulaire; 1 à 10 cm; matrice CB++ PY+ |
| 82,1 | 82,5 | brèche | 2,0 | 40 | | | | | Fragments 20-40% surtout V2-V3; subangulaire; 1 à 10 cm; matrice CB++ PY+ |
| 82,5 | 84,3 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 84,3 | 93,6 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 93,6 | 100,0 | brèche | 3,0 | 40 | | | | | Comme précédant; fragments et matrice ont la même orientation de schistosité |
| | | | | | | | | | Fragments de PQ, I3A lx; certains fragments sont pyritisés; FU+ dans matrice; PY+ dans épontes de brèche |
| 100,0 | 100,7 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 100,7 | 101,4 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 101,4 | 101,8 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 101,8 | 106,4 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 106,4 | 110,4 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 110,4 | 120,6 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 120,6 | 123,6 | PF | 1,0 | | | | | | |
| 123,6 | 134,1 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 134,1 | 136,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 136,0 | 161,0 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 161,0 | 170,6 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 170,6 | 172,7 | PF | 1,0 | | | | | | |
| 172,7 | 175,1 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 175,1 | 187,6 | V3B | 1,0 | 30 | | | | | |
| 187,6 | 192,3 | V3B | 1,0 | 10 | | | | | |
| 192,3 | 195,4 | V3B | 2,0 | 10 | | | | | |
| 195,4 | 201,5 | V3B | 1,0 | 30 | | | | | |
| 201,5 | 210,6 | V3B | 2,0 | 10 | | | | | |
| 210,6 | 219,0 | V3B | 1,0 | 40 | | | | | |
| 219,0 | 222,3 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 222,3 | 273,4 | V3B | 1,0 | 10? | | | | | |
| 273,4 | 277,3 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 277,3 | 295,0 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 295,0 | 297,5 | V3B | 2,0 | 50 | | | | | |
| 297,5 | 300,5 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 300,5 | 312,0 | I3A lx | 2,0 | 0 brun | | | | | |
| 312,0 | 312,5 | I3A lx | 2,0 | 20 brun | | | | | |
| 312,5 | 322,0 | I3A lx | 2,0 | 0 brun | | | | | |
| 322,0 | 323,0 | I3A lx | 1,0 | brun | | | | | |
| 323,0 | 325,8 | I3A lx | 2,0 | 40 brun | | | | | |
| 325,8 | 328,2 | I3A lx | 2,0 | 0 brun | | | | | |
| 328,2 | 331,1 | I3A lx | 1,0 | brun | | | | | |
| 331,1 | 334,1 | I3A lx | 2,0 | 40 brun | QZCB | amas | | | PY+ CB+++ SR+++ FU+; 1,24 g/t Au sur 21,65 m |
| 334,1 | 336,9 | V3B | 2,0 | 60 | QZCB | amas | | | PY+ CB+++ SR+++ FU+; 1,24 g/t Au sur 21,65 m |

FA-02

[illegible]

| FA-50 | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|--------|-----|-----|--------|--------|---|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| | 4,88 | 34,0 | V3B | 1,5 | 60 | | | Plis centimétriques | |
| | 34,0 | 39,0 | V3B | 1,5 | 0 | | | | |
| | 39,0 | 48,0 | V3B | 1,5 | 30 | | | | |
| | 48,0 | 53,0 | V3B | 1,5 | 50 | | | | |
| | 53,0 | 59,0 | V3B | 1,5 | 40 | | | | |
| | 59,0 | 62,0 | V3B | 1,5 | 60 | | | | |
| | 62,0 | 75,0 | V3B | 1,5 | 45 | | | | |
| | 75,0 | 79,4 | V3B | 1,5 | 50 | | | | |
| | 79,4 | 81,9 | V3B | 3,0 | 35 | | | | |
| | 81,9 | 84,9 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | |
| | 84,9 | 88,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| | 88,0 | 90,5 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| | 90,5 | 123,0 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | |
| | 123,0 | 134,7 | PQ | 2,0 | 45 | | | PY 1-2% | |
| | 134,7 | 142,9 | PQ | 2,0 | 70 | | | | |
| | 142,9 | 171,0 | V3B | 1,0 | 50? | | | | |
| | 171,0 | 174,4 | PF | 0,0 | | | | | |
| | 174,4 | 183,4 | V3B | 1,0 | | | | | |
| | 183,4 | 186,6 | PF | 0,0 | | | | | |
| | 186,6 | 192,2 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| | 192,2 | 197,5 | V3B | 3,0 | 60 | | | | |
| | 197,5 | 198,7 | PF | 0,0 | | | | | |
| | 198,7 | 199,4 | V3B | 3,0 | 60 | | | | |
| | 199,4 | 200,7 | PF | 0,0 | | | | | |
| | 200,7 | 203,2 | V3B | 3,0 | 60 | | | | |
| | 203,2 | 204,7 | PF | 0,0 | | | | | |
| | 204,7 | 210,0 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| | 210,0 | 247,0 | V3B | 0,5 | | | | | |
| | 247,0 | 248,7 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| | 248,7 | 258,2 | V3B | 3,0 | 60 | QZCCCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,56 g/t Au sur 9,15 m; plis centimétriques | |
| | 258,2 | 258,8 | V3B | 2,0 | 70 | QZCCCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,56 g/t Au sur 9,15 m; plis centimétriques | |
| | 258,8 | 268,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | amas | PY+ CC+++ CB++; 2,35 g/t Au sur 0,7 m | |
| | 268,0 | 276,8 | V3B | 1,0 | | | | | |

| FA-50 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|-----|------|--------|--------|---|--|
| DE | Å | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 4,88 | 34,0 | V3B | 1,5 | 60 | | | | Plis centimétriques | |
| 34,0 | 39,0 | V3B | 1,5 | 0 | | | | | |
| 39,0 | 48,0 | V3B | 1,5 | 30 | | | | | |
| 48,0 | 53,0 | V3B | 1,5 | 50 | | | | | |
| 53,0 | 59,0 | V3B | 1,5 | 40 | | | | | |
| 59,0 | 62,0 | V3B | 1,5 | 60 | | | | | |
| 62,0 | 75,0 | V3B | 1,5 | 45 | | | | | |
| 75,0 | 79,4 | V3B | 1,5 | 50 | | | | | |
| 79,4 | 81,9 | V3B | 3,0 | 35 | | | | | |
| 81,9 | 84,9 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | |
| 84,9 | 88,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | | |
| 88,0 | 90,5 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | | |
| 90,5 | 123,0 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | | |
| 123,0 | 134,7 | PQ | 2,0 | 45 | | | | PY 1-2% | |
| 134,7 | 142,9 | PQ | 2,0 | 70 | | | | | |
| 142,9 | 171,0 | V3B | 1,0 | 50? | | | | | |
| 171,0 | 174,4 | PF | 0,0 | | | | | | |
| 174,4 | 183,4 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 183,4 | 186,6 | PF | 0,0 | | | | | | |
| 186,6 | 192,2 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 192,2 | 197,5 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 197,5 | 198,7 | PF | 0,0 | | | | | | |
| 198,7 | 199,4 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 199,4 | 200,7 | PF | 0,0 | | | | | | |
| 200,7 | 203,2 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | |
| 203,2 | 204,7 | PF | 0,0 | | | | | | |
| 204,7 | 210,0 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 210,0 | 247,0 | V3B | 0,5 | | | | | | |
| 247,0 | 248,7 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 248,7 | 258,2 | V3B | 3,0 | 60 | | QZCCCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,56 g/t Au sur 9,15 m; plis centimétriques | |
| 258,2 | 258,8 | V3B | 2,0 | 70 | | QZCCCB | unique | PY++ CB+++ SR+++; 2,56 g/t Au sur 9,15 m; plis centimétriques | |
| 258,8 | 268,0 | I3A lx | 1,0 | | brun | QZCCCB | amas | PY+ CC+++ CB++; 2,35 g/t Au sur 0,7 m | |
| 268,0 | 276,8 | V3B | 1,0 | | | | | | |

| FA-51 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|-------|--------|------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 6,1 | 13,4 | V3B | 2,0 | 35 | | | | |
| 13,4 | 14,4 | I3A lx | 2,0 | 35 | blanc | | | |
| 14,4 | 23,1 | I3A lx | 3,0 | 40 | blanc | | | |
| 23,1 | 25,3 | V3B | 4,0 | 45 | | | | |
| 25,3 | 28,2 | I3A lx | 4,0 | 35 | brun | | | |
| 28,2 | 30,2 | I3A lx | 4,0 | 20 | brun | | | |
| 30,2 | 33,7 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | |
| 33,7 | 40,0 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 40,0 | 40,4 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 40,4 | 41,8 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 41,8 | 43,3 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 43,3 | 43,6 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 43,6 | 46,6 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 46,6 | 48,4 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 48,4 | 53,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | |
| 53,0 | 57,5 | V3B | 3,0 | 35 | | | | |
| 57,5 | 59,7 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | |
| 59,7 | 67,0 | V3B | 3,0 | 40 | | | | |
| 67,0 | 71,0 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | |
| 71,0 | 73,4 | V2 x | 2,0 | 40 | | | | |
| 73,4 | 87,3 | V2 x | 2,0 | 45 | | | | |
| 87,3 | 88,1 | I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | |
| 88,1 | 128,9 | V2 x | 3,0 | 50 | | | | |
| 128,9 | 131,4 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 131,4 | 133,4 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | VNQZCC 1-2% BN |
| 133,4 | 134,5 | I3A lx | 2,0 | 55 | brun | | | |
| 134,5 | 140,2 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | |
| 140,2 | 146,2 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| 146,2 | 152,5 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| 152,5 | 156,5 | I3A lx | 3,0 | 25 | brun | | | |
| 156,5 | 163,0 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | |
| 163,0 | 164,8 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| 164,8 | 168,8 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 168,8 | 173,6 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| 173,6 | 176,5 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 176,5 | 184,8 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | |
| 184,8 | 185,3 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++; 7,09 g/t Au sur 5,4 m |
| 185,3 | 192,4 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++; 7,09 g/t Au sur 5,4 m |
| 192,4 | 193,7 | I3A lx | 3,0 | 20 | brun | | | |
| 193,7 | 195,3 | I3A lx | 2,0 | 60 | blanc | | | |
| 195,3 | 199,7 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 199,7 | 200,5 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 200,5 | 200,6 | I3A lx | 2,0 | 70 | brun | | | |
| 200,6 | 227,3 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+ FU+; 2,48 g/t Au sur 4,8 m et 1,03 g/t Au sur 6,5 m |
| 227,3 | 228,1 | I3A lx | 2,0 | 55 | brun | | | |
| 228,1 | 229,1 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | |
| 229,1 | 234,0 | I3A lx | 2,0 | 55 | brun | | | |

| FA-51 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|-------|--------|------|---|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 234,0 | 240,5 | I3A lx | 2,0 | 70 | blanc | | | |
| 240,5 | 252,0 | V3B | 1,0 | | | | | 1% MG localement |
| 252,0 | 254,2 | V3B | 2,0 | 50 | | | | |
| 254,2 | 255,3 | V3B | 3,0 | 50 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 255,3 | 256,8 | V3B | 2,0 | 50 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 256,8 | 259,3 | V3B | 4,0 | 50 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 259,3 | 260,8 | V3B | 4,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 260,8 | 264,0 | V3B | 4,0 | 80 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 264,0 | 265,3 | V3B | 4,0 | variable | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 265,3 | 266,0 | V3B | 4,0 | 45 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 266,0 | 270,6 | I3A lx | 3,0 | 90 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 270,6 | 271,7 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 271,7 | 272,2 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 272,2 | 272,8 | I3A lx | 3,0 | 0 | brun | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 272,8 | 276,0 | V3B | 2,0 | 45 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,26 g/t Au sur 18,55 m |
| 276,0 | 277,3 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 277,3 | 279,3 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 279,3 | 281,7 | V3B | 2,0 | 70 | | | | |
| 281,7 | 283,3 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 283,3 | 284,5 | V3B | 3,0 | 90 | | | | |
| 284,5 | 299,2 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 299,2 | 299,5 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 299,5 | 300,5 | V3B | 3,0 | 0 | | | | |
| 300,5 | 308,5 | V3B | 2,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 308,5 | 312,3 | PQF | 1,0 | | | | | |
| 312,3 | 313,5 | V3B | 4,0 | variable | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 313,5 | 317,4 | PQF | 1,0 | | | | | |
| 317,4 | 319,2 | V3B | 3,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 319,2 | 321,1 | V3B | 3,0 | 50 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 321,1 | 322,4 | V3B | 3,0 | 30 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 322,4 | 325,4 | V3B | 3,0 | 45 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 325,4 | 327,4 | V3B | 3,0 | 60 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m |
| 327,4 | 327,9 | V3B | 3,0 | 90 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,41 g/t Au sur 22,0 m; plis centimétriques |
| 327,9 | 334,6 | PQF | 1,0 | | | | | |
| 334,6 | 338,8 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| 338,8 | 362,1 | V3B | 1,0 | 70 | | | | |
| 362,1 | 363,0 | V3B | 2,0 | 70 | | | | |
| 363,0 | 370,5 | I1 | 2,0 | 70 | | | | dyke felsique massif pas relié aux PQ, PQF et PF |
| 370,5 | 373,1 | V3B | 2,0 | 70 | | | | |
| 373,1 | 374,7 | PF | 1,0 | | | | | |
| 374,7 | 382,2 | V3B | 2,0 | 70 | | | | |
| 382,2 | 391,0 | V1 | 2,0 | 60 | | | | Laminé localement |
| 391,0 | 392,7 | PF | 0,0 | | | | | |
| 392,7 | 421,8 | V1 | 1,0 | | | | | Laminé localement |
| 421,8 | 424,2 | PQ | 2,0 | 60 | | | | |
| 424,2 | 432,2 | V1 | 1,0 | | | | | Laminé localement |

| FA-54 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|----------|--------|------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 12,5 | 14,8 | I3A lc | 2,0 | | 45 brun | | | |
| 14,8 | 40,0 | I3A lc | 2,0 | | 45 blanc | | | |
| 40,0 | 74,9 | I3A lc | 2,0 | | 60 blanc | | | |
| 74,9 | 78,5 | I3A lc | 2,0 | | 60 brun | | | |
| 78,5 | 84,0 | I3A lx | 2,0 | | 60 brun | | | |
| 84,0 | 85,8 | I3A lx | 4,0 | | 60 brun | | | |
| 85,8 | 93,5 | V3B | 4,0 | | 60 | | | |
| 93,5 | 110,0 | V3B | 2,0 | | 60 | | | |
| 110,0 | 113,0 | V3B | 1,0 | | | | | |
| 113,0 | 150,0 | V3B | 1,5 | | 50 brun | | | |
| 150,0 | 156,5 | V3B | 2,0 | | 55 | | | |
| 156,5 | 164,8 | V3B | 3,0 | | 55 | | | |
| 164,8 | 168,8 | V3B | 2,0 | | 55 | | | |
| 168,8 | 173,5 | V2 x | 2,0 | | 60 | | | |
| 173,5 | 179,1 | V3 | 2,0 | | 50 | | | |
| 179,1 | 209,1 | V2 l | 2,0 | | 60 | | | |
| 209,1 | 211,4 | PF | 0,5 | | | | | contact à angle avec schistosité |
| 211,4 | 212,0 | V2 l | 2,0 | | 0 | | | |
| 212,0 | 221,0 | V2 l | 2,0 | | 70 | | | |
| 221,0 | 232,0 | V2 l | 2,0 | | 0 | | | |
| 232,0 | 237,0 | V2 l | 2,0 | | 60 | | | |
| 237,0 | 240,5 | V2 l | 3,0 | | 60 | | | |
| 240,5 | 241,5 | V2 l | 3,0 | | 0 | | | |
| 241,5 | 243,6 | V2 l | 3,0 | | 50 | | | plis centimétriques |
| 243,6 | 247,3 | I3A lx | 3,0 | | 70 brun | | | plis centimétriques |
| 247,3 | 248,1 | I3A lx | 3,0 | | 30 brun | | | plis centimétriques |
| 248,1 | 250,0 | I3A lx | 3,0 | | 70 brun | | | plis centimétriques |
| 250,0 | 257,6 | I3A lx | 3,0 | | 15 brun | | | |
| 257,6 | 259,1 | I3A lx | 3,0 | | 60 brun | | | |
| 259,1 | 260,6 | V2 l | 3,0 | | 0 | | | |
| 260,6 | 266,0 | V2 l | 2,0 | | 65 | | | |
| 266,0 | 272,4 | I3A lx | 2,0 | | 0 brun | | | |
| 272,4 | 277,0 | I3A lx | 2,0 | | 65 brun | | | |
| 277,0 | 284,4 | V1 b | 3,0 | | 60 | | | |
| 284,4 | 286,3 | V1 b | 3,0 | | 0 | | | |
| 286,3 | 289,5 | V1 b | 3,0 | | 60 | | | |
| 289,5 | 295,0 | PQ | 1,5 | variable | | | | |
| 295,0 | 298,0 | PQ | 1,5 | | 0 | | | |
| 298,0 | 303,9 | PQ | 1,5 | | 45 | | | |
| 303,9 | 307,0 | PQ | 3,5 | | 75 | | | |
| 307,0 | 325,2 | V1 b | 3,0 | | 75 | | | |
| 325,2 | 328,5 | V3B | 4,0 | | 70 | | | |
| 328,5 | 329,5 | V3B | 4,0 | | 0 | | | |
| 329,5 | 332,4 | V3B | 4,0 | | 70 | QZCB | amas | PY+ CB+++ SR+++; 1,05 g/t Au sur 8,7 m |
| 332,4 | 335,4 | V3B | 4,0 | | 10 | QZCB | amas | PY+ CB+++ SR+++; 1,05 g/t Au sur 8,7 m |
| 335,4 | 336,4 | V3B | 4,0 | | 70 | QZCB | amas | PY+ CB+++ SR+++; 1,05 g/t Au sur 8,7 m |
| 336,4 | 340,2 | V3B | 4,0 | | 0 | QZCB | amas | PY+ CB+++ SR+++; 1,05 g/t Au sur 8,7 m |

FA-54[illegible]

| FA-55 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----------|-------|--------|------|---------------------------------------|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 13,41 | 32,9 | I3A lc | 1,5 | | blanc | | | |
| 32,9 | 39,6 | I3A lc | 3,0 | 40 | blanc | | | Cs localement |
| 39,6 | 49,2 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 49,2 | 54,0 | I3A lx | 2,5 | 35 | blanc | | | |
| 54,0 | 56,7 | I3A lx | 2,5 | 60 | blanc | | | |
| 56,7 | 73,0 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| 73,0 | 76,0 | PF | 1,0 | | | | | |
| 76,0 | 81,8 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| 81,8 | 82,4 | PF | 1,0 | | | | | |
| 82,4 | 84,0 | V3B | 2,0 | 60 | | | | |
| 84,0 | 101,0 | V3B | 1,5 | 50 | | | | |
| 101,0 | 103,2 | V3B | 2,0 | 50 | | | | |
| 103,2 | 120,5 | I3A lx | 1,5 | 60 | blanc | | | Cs localement |
| 120,5 | 130,4 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | |
| 130,4 | 133,0 | V2/V3 | 2,0 | 45 | | | | Kinks bands localement |
| 133,0 | 142,5 | V2/V3 | 3,0 | 30 | | | | Kinks bands localement |
| 142,5 | 150,8 | V2/V3 | 2,0 | 60 | | | | Kinks bands localement |
| 150,8 | 151,8 | I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | |
| 151,8 | 165,3 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 165,3 | 172,2 | I3A lx | 2,5 | 70 | blanc | | | |
| 172,2 | 185,5 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | |
| 185,5 | 204,4 | I3A lx | 1,5 | 45 | blanc | | | |
| 204,4 | 216,0 | I3A lx | 1,5 | 45 | brun | | | |
| 216,0 | 216,5 | V3B | 1,5 | 0 | | | | |
| 216,5 | 223,4 | V3B | 1,5 | variable | | | | |
| 223,4 | 224,3 | V3B | 1,5 | 0 | | | | |
| 224,3 | 226,5 | V3B | 1,5 | 45 | | | | |
| 226,5 | 229,0 | V3B | 1,5 | 0 | | | | |
| 229,0 | 243,7 | V3B | 1,5 | 45 | | | | |
| 243,7 | 256,3 | V3B | 1,5 | 65 | | | | |
| 256,3 | 267,4 | V3B | 1,5 | 60 | | | | |
| 267,4 | 285,0 | V3B | 1,5 | 45 | | | | |
| 285,0 | 295,4 | V3B | 1,5 | 60 | | | | |
| 295,4 | 296,5 | V3B | 3,0 | 60 | | | | |
| 296,5 | 303,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | plis métriques communs |
| 303,0 | 306,5 | I3A lx | 2,5 | 40 | brun | | | |
| 306,5 | 310,0 | I3A lx | 2,5 | 60 | brun | | | |
| 310,0 | 312,2 | I3A lx | 2,5 | 0 | brun | | | |
| 312,2 | 319,1 | PF | 0,0 | | | | | |
| 319,1 | 331,0 | I3A lx | 2,0 | 0 | blanc | | | |
| 331,0 | 343,3 | I3A lx | 2,0 | 0 | brun | | | |
| 343,3 | 347,3 | PF | 1,0 | | | | | |
| 347,3 | 349,0 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | | | |
| 349,0 | 357,7 | V2 I | 3,0 | 65 | | | | |
| 357,7 | 358,7 | V2 I | 3,0 | 0 | | | | |
| 358,7 | 372,7 | PQ | 2,0 | 65 | | | | phénocristaux de quartz (1-4 mm); FU+ |
| 372,7 | 383,5 | V2 I | 3,0 | 60 | | | | plis centimétriques communs |

FA-55

[illegible]

| FA-56 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|---------|-------|--------|------|--|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 3,05 | 31,7 | I3A lc | 1,0 | 45 | blanc | | | | |
| 31,7 | 38,9 | I3A lc | 2,0 | 50 | blanc | | | | |
| 38,9 | 42,3 | V2 x | 1,0 | | | | | niveaux de chert | |
| 42,3 | 45,5 | I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | |
| 45,5 | 53,5 | I3A lx | 2,0 | 60 | blanc | | | | |
| 53,5 | 57,5 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 57,5 | 59,0 | V3B | 2,0 | 35 | | | | | |
| 59,0 | 63,8 | V3B | 2,0 | 50 | | | | | |
| 63,8 | 64,5 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 64,5 | 70,3 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 70,3 | 75,1 | V3B | 3,0 | 40 | | | | | |
| 75,1 | 77,2 | V3B | 3,0 | 0 | | | | | |
| 77,2 | 78,4 | V3B | 3,0 | 25 | | | | | |
| 78,4 | 80,0 | V3B | 3,0 | 40 | | | | | |
| 80,0 | 83,7 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 83,7 | 86,3 | V3B | 3,0 | 40 | | | | | |
| 86,3 | 88,3 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 88,3 | 91,8 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 91,8 | 93,2 | V3B | 3,0 | 45 | | | | | |
| 93,2 | 95,0 | V3B | 3,0 | 0 | | | | | |
| 95,0 | 96,7 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 96,7 | 100,3 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 100,3 | 101,3 | V3B | 2,0 | 20 | | | | | |
| 101,3 | 103,2 | V3B | 3,0 | 0 | | | | | |
| 103,2 | 111,4 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 111,4 | 112,5 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 112,5 | 119,5 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 119,5 | 131,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 131,0 | 133,6 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 133,6 | 152,5 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 152,5 | 160,0 | V3B | 2,0 | 50 | | | | | |
| 160,0 | 162,1 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 162,1 | 166,5 | V3B | 2,0 | 25 | | | | | |
| 166,5 | 168,1 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 168,1 | 169,4 | V3B | 2,0 | 0 | | | | | |
| 169,4 | 171,8 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |
| 171,8 | 176,9 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 176,9 | 185,6 | V3B | 2,0 | 40 | | | | | |
| 185,6 | 189,4 | V3B | 3,0 | 50 | | | | | |
| 189,4 | 202,2 | I3 | 1,0 | | | | | 15% de phénocristaux de feldspaths roses, magnétique | |
| 202,2 | 207,0 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 207,0 | 208,4 | V3B | 2,0 | 30 | | | | | |
| 208,4 | 214,7 | V3B | 3,0 | 50 | | | | | |
| 214,7 | 217,6 | V3B | 3,0 | 0 | | | | | |
| 217,6 | 220,8 | I3A lx | 3,0 | 0 brun | | | | | |
| 220,8 | 228,6 | I3A lx | 3,0 | 40 brun | | | | | |
| 228,6 | 229,6 | I3A lx | 2,0 | 0 brun | | | | | |

| FA-56 | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|------|--------|------|--|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | |
| 229,6 | 235,5 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | |
| 235,5 | 239,6 | V3B | 3,0 | 0 | | QZCB | amas | PY+ CB+++ SR+++; 2,25 g/t Au sur 3,9 m | |
| 239,6 | 245,2 | V3B | 3,0 | 40 | | | | | |
| 245,2 | 248,3 | V3B | 2,0 | 35 | | | | | |
| 248,3 | 259,0 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | |
| 259,0 | 263,4 | V2 x | 4,0 | 35 | | | | | |
| 263,4 | 267,1 | V2 x | 4,0 | 25 | | | | | |
| 267,1 | 269,1 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | | |
| 269,1 | 269,9 | V2 x | 3,0 | 40 | | | | | |
| 269,9 | 280,8 | V2 x | 2,0 | 40 | | | | | |
| 280,8 | 289,2 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | |
| 289,2 | 295,1 | V2 x | 3,0 | 35 | | | | | |
| 295,1 | 299,7 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | |
| 299,7 | 301,5 | V2? | 4,0 | 50 | | | | | |
| 301,5 | 302,5 | V2? | 4,0 | 0 | | | | | |
| 302,5 | 303,5 | V2? | 4,0 | 45 | | | | | |
| 303,5 | 324,0 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | |
| 324,0 | 326,3 | V2 x | 3,0 | 0 | | | | | |
| 326,3 | 327,7 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | |
| 327,7 | 329,5 | V2 l | 3,0 | 60 | | | | | |
| 329,5 | 329,8 | PQ | 2,0 | | | | | | |
| 329,8 | 331,7 | V2 l | 3,0 | 45 | | | | | |
| 331,7 | 335,8 | PQ | 2,0 | | | | | | |
| 335,8 | 346,3 | V2 l | 3,0 | 35 | | | | | |
| 346,3 | 365,8 | PQ | 2,0 | 45 | | | | | |
| 365,8 | 368,2 | PQ | 2,0 | 0 | | | | | |
| 368,2 | 377,6 | PQ | 2,0 | 45 | | | | | |
| 377,6 | 379,2 | V2 l | 3,0 | 45 | | | | | |
| 379,2 | 385,2 | V2 l | 3,0 | 0 | | | | | |
| 385,2 | 386,4 | V2 l | 3,0 | 50 | | | | | |
| 386,4 | 389,5 | V2 l | 3,0 | 45 | | | | | |
| 389,5 | 393,7 | V2 l | 4,0 | 45 | | | | | |
| 393,7 | 395,6 | V2 l | 4,0 | 0 | | | | | |
| 395,6 | 401,1 | V2 l | 4,0 | 45 | | | | | |
| 401,1 | 414,5 | V2 l | 4,0 | 35 | | | | | |
| 414,5 | 416,0 | V2 l | 4,0 | 0 | | | | | |
| 416,0 | 425,7 | V2 l | 4,0 | 45 | | | | | |
| 425,7 | 427,5 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | QZCB | amas | PY++ CB++ CC++; 1,13 g/t Au sur 3,65 m | |
| 427,5 | 429,8 | I3A lx | 3,0 | 30 | brun | QZCB | amas | | |
| 429,8 | 431,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | |
| 431,0 | 436,7 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | |
| 436,7 | 441,3 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | | |
| 441,3 | 446,4 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | |
| 446,4 | 457,3 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | | |
| 457,3 | 459,1 | V3B | 2,0 | 60 | | | | | |
| 459,1 | 461,4 | V3B | 1,0 | | | | | | |
| 461,4 | 469,9 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | |

| FA-56 | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|----|------|--------|------|--|
| DE | A | Roche | IDEF | Sp | LX | Veines | Type | Particularité |
| 469,9 | 470,9 | V3B | 2,0 | 20 | | | | |
| 470,9 | 472,8 | V3B | 2,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,09 g/t Au sur 4,85 m |
| 472,8 | 474,9 | V3B | 2,0 | 40 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,09 g/t Au sur 4,85 m |
| 474,9 | 476,4 | V3B | 3,0 | 0 | | QZCB | amas | PY++ CB+++ SR+++; 1,09 g/t Au sur 4,85 m |
| 476,4 | 478,0 | V2 x | 3,0 | 50 | | | | |
| 478,0 | 496,5 | V2 x | 2,0 | 30 | | | | |
| 496,5 | 497,7 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 497,7 | 499,7 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 499,7 | 501,8 | I3A lx | 1,0 | | brun | | | |
| 501,8 | 502,2 | I3A lx | 2,0 | 30 | brun | | | |
| 502,2 | 502,9 | I3A lx | 3,0 | 60 | brun | | | |
| 502,9 | 504,8 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | |
| 504,8 | 505,8 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | QZCB | amas | PY++ CB++ FU+; 1,13 g/t Au sur 3,0 m |
| 505,8 | 507,2 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | QZCB | amas | PY++ CB++ FU+; 1,13 g/t Au sur 3,0 m |
| 507,2 | 507,7 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | QZCB | amas | PY++ CB++ FU+; 1,13 g/t Au sur 3,0 m |
| 507,7 | 508,8 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | |
| 508,8 | 509,7 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | |
| 509,7 | 512,6 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | |
| 512,6 | 527,3 | I3A lx | 2,0 | 60 | brun | QZCB | amas | PY+ CB++ SR+; 1,29 g/t Au sur 4,65 m |
| 527,3 | 532,8 | V2 l | 2,0 | 55 | | | | |
| 532,8 | 540,9 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | |
| 540,9 | 542,9 | PF | 1,0 | | | | | |
| 542,9 | 546,0 | V2 x | 2,0 | 50 | | | | |
| 546,0 | 547,5 | PF | 1,0 | | | | | |
| 547,5 | 553,7 | V2 x | 2,0 | 60 | | | | |
| 553,7 | 555,7 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 555,7 | 556,6 | V3B | 2,0 | 40 | | | | |
| 556,6 | 557,4 | I1 | 2,0 | 40 | | | | Dyke felsique massif |
| 557,4 | 558,3 | V3B | 2,0 | 40 | | | | |
| 558,3 | 559,0 | V3B | 2,0 | 0 | | | | |
| 559,0 | 565,0 | V3B | 2,0 | 70 | | | | |
| 565,0 | 627,9 | V3B | 1,0 | | | | | |

| DB-70 | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------------|-----|----------|-------|--------|------|---|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | D | P | A |
| | 3,5 | 12,7 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 12,7 | 17,1 I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | | | | |
| | 17,1 | 20,8 V2 x | 4,0 | variable | | | | plis centimétriques intenses | | | | |
| | 20,8 | 24,2 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 24,2 | 41,7 V2 x | 4,0 | variable | | | | plis centimétriques intenses | | | | |
| | 41,7 | 47,2 I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| | 47,2 | 47,5 I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | | | | |
| | 47,5 | 53,0 I3A lx | 0,0 | | | | | 5% MG | | | | |
| | 53,0 | 57,0 I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | | | | |
| | 57,0 | 64,0 I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| | 64,0 | 74,6 I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| | 74,6 | 75,1 I2 | 1,0 | | | | | lamprophyre? | | | | |
| | 75,1 | 76,6 V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 76,6 | 81,6 V3B | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 81,6 | 84,4 V2 x | 4,0 | 40 | | | | plis métriques communs | | | | |
| | 84,4 | 85,3 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 85,3 | 86,6 V2 x | 4,0 | 40 | | | | plis métriques communs | | | | |
| | 86,6 | 87,4 I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | Cs intense | | | | |
| | 87,4 | 88,3 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 88,3 | 90,8 I3A lx | 3,0 | 0 | brun | | | Cs intense | | | | |
| | 90,8 | 93,4 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 93,4 | 110,8 I3A lx | 4,0 | 0 | brun | | | Cs intense | | | | |
| | 110,8 | 119,1 PQ | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 119,1 | 127,4 I3A lx | 4,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| | 127,4 | 130,5 I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| | 130,5 | 136,7 I3A lx | 4,0 | variable | brun | | | plis centimétriques fréquents | | | | |
| | 136,7 | 146,0 PQ | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 146,0 | 148,4 V2 x | 4,0 | 45 | | | | plis métriques fréquents | | | | |
| | 148,4 | 153,2 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 153,2 | 154,6 V2 x | 4,0 | 45 | | | | plis métriques fréquents | | | | |
| | 154,6 | 159,1 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 159,1 | 160,2 V2 x | 4,0 | 45 | | | | plis métriques fréquents; faciès à gros cristaux de QZ (< 1 cm) | | | | |
| | 160,2 | 165,4 I2 | 0,0 | | | | | lamprophyre? | | | | |
| | 165,4 | 168,0 V2 x | 4,0 | 70 | | | | | | | | |
| | 168,0 | 170,9 I2 | 0,0 | | | | | lamprophyre? | | | | |
| | 170,9 | 181,0 V2 x | 4,0 | 60 | | | | | | | | |
| | 181,0 | 188,8 PQF | 1,0 | | | | | pas de PY | | | | |
| | 188,8 | 200,1 V2 x | 5,0 | 45 | | | | FU+; 75% VNQZCB | | | | |
| | 200,1 | 204,5 V2 x | 4,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 204,5 | 215,0 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 215,0 | 227,5 V2 l | 4,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 227,5 | 262,8 V2 x | 4,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 262,8 | 266,0 I3A lx | 4,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| | 266,0 | 289,0 V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 289,0 | 310,0 V2 x | 4,0 | 30 | | | | Cs intense | | | | |
| | 310,0 | 328,0 V2 x | 5,0 | 45 | | | | Cs intense | | | | |

| DB-71 | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------------|-----|----|-------|--------|------|---|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | D | P | A |
| | 4,2 | 6,5 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 6,5 | 13,0 I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| | 13,0 | 23,8 I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| | 23,8 | 26,5 I3A lx | 3,0 | 40 | blanc | | | | | | | |
| | 26,5 | 40,3 I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | | | | | |
| | 40,3 | 56,3 I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| | 56,3 | 63,5 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 63,5 | 66,5 V2 x | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 66,5 | 68,0 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 68,0 | 96,1 V2 x | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 96,1 | 98,7 PF | 0,5 | | | | | | | | | |
| | 98,7 | 103,0 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 103,0 | 112,0 V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 112,0 | 119,0 V2 x | 3,0 | 40 | | | | 1% VLTL | | | | |
| | 119,0 | 123,4 V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 123,4 | 132,0 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 132,0 | 142,6 V1 x | 4,0 | 45 | | | | Cs intense | | | | |
| | 142,6 | 144,3 I1 | 0,0 | | | | | semblable au dyke felsique massif de Chevrier | | | | |
| | 144,3 | 147,5 V1 x | 4,0 | 45 | | | | Cs intense | | | | |
| | 147,5 | 153,4 PQF | 1,0 | | | | | recoupe pyritisation | | | | |
| | 153,4 | 160,1 V1 x | 4,0 | 45 | | | | Cs intense | | | | |
| | 160,1 | 168,7 I3A lx | 4,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| | 168,7 | 176,0 V2 x | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 176,0 | 179,3 I3A lx | 4,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| | 179,3 | 188,0 V2 x | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 188,0 | 196,7 I3A | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 196,7 | 205,3 I3A | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 205,3 | 209,3 I3A | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 209,3 | 209,9 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 209,9 | 212,8 I3A | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 212,8 | 215,7 PF | 0,0 | | | | | recoupe minéralisation | | | | |
| | 215,7 | 216,6 V2 x | 3,0 | 55 | | | | | | | | |
| | 216,6 | 218,3 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | | | | | |
| | 218,3 | 240,8 V2 x | 3,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 240,8 | 255,1 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | | | | | |
| | 255,1 | 281,7 V2 x | 3,0 | 55 | | | | CB+ | | | | |
| | 281,7 | 292,0 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | CC+ | | | | |
| | 292,0 | 297,4 PQ | 3,0 | 55 | | | | PY+; jusqu'à 1,13 g/t Au sur 1,5 m | | | | |
| | 297,4 | 297,7 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | | | | | |
| | 297,7 | 303,3 V3B | 3,0 | 55 | | | | | | | | |
| | 303,3 | 305,7 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | | | | | |
| | 305,7 | 313,2 PQ | 3,0 | 55 | | | | PY+; jusqu'à 1,15 g/t Au sur 1,6 m | | | | |
| | 313,2 | 315,4 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | | | | | |
| | 315,4 | 318,3 PQ | 3,0 | 55 | | | | PY+; jusqu'à 1,28 g/t Au sur 1,5 m | | | | |
| | 318,3 | 323,6 I3A lx | 3,0 | 55 | brun | | | | | | | |
| | 323,6 | 324,7 PQ | 3,0 | 55 | | | | PY+; jusqu'à 0,70 g/t Au sur 1,25 m | | | | |

DB-71

[illegible]

| DB-73 | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------------|-----|----|-------|--------|------|---------------------------------------|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | D | P | A |
| | 4,72 | 30,0 V2 x | 4,0 | 15 | | | | plis métriques fréquents | | | | |
| | 30,0 | 42,5 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 42,5 | 49,2 V2 x | 4,0 | 15 | | | | plis métriques fréquents | | | | |
| | 49,2 | 51,0 I3A lx | 4,0 | 30 | blanc | | | | | | | |
| | 51,0 | 87,7 V2 x | 5,0 | 30 | | | | Cs intense | | | | |
| | 87,7 | 95,4 V2 x | 4,0 | 30 | | | | Cs intense | | | | |
| | 95,4 | 98,1 PQF | 2,0 | | | | | | | | | |
| | 98,1 | 101,0 V2 x | 4,0 | 30 | | | | Cs intense | | | | |
| | 101,0 | 106,5 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 106,5 | 115,7 V2 x | 4,0 | 30 | | | | Cs intense | | | | |
| | 115,7 | 121,6 I3A | 1,5 | | | | | 2% MG | | | | |
| | 121,6 | 124,7 V2 x | 5,0 | 10 | | | | | | | | |
| | 124,7 | 127,5 V3B | 1,5 | | | | | | | | | |
| | 127,5 | 133,0 V2 x | 5,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 133,0 | 142,0 V2 x | 5,0 | 0 | | | | | | | | |
| | 142,0 | 146,2 V2 x | 5,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 146,2 | 152,0 V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 152,0 | 157,0 V2 | 3,0 | 30 | | | | | | | | |
| | 157,0 | 164,2 V2 | 5,0 | 15 | | | | plusieurs failles | | | | |
| | 164,2 | 206,0 V2 x | 5,0 | 25 | | | | | | | | |
| | 206,0 | 211,5 V2 x | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| | 211,5 | 235,0 I3A lx | 3,0 | 30 | brun | | | | | | | |
| | 235,0 | 237,0 V2 x | 4,0 | 20 | | | | plis métriques intenses | | | | |
| | 237,0 | 241,0 V2 x | 4,0 | 0 | | | | plis métriques intenses | | | | |
| | 241,0 | 246,1 V2 x | 4,0 | 20 | | | | plis métriques intenses | | | | |
| | 246,1 | 250,4 V2 x | 4,0 | 15 | | | | | | | | |
| | 250,4 | 259,5 V2 x | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 259,5 | 268,0 V2 x | 3,0 | 0 | | | | | | | | |
| | 268,0 | 271,6 V2 x | 3,0 | 35 | | | | | | | | |
| | 271,6 | 275,3 V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 275,3 | 280,0 V2 x | 3,0 | 40 | | | | gros phénocristaux de quartz (< 1 cm) | | | | |
| | 280,0 | 288,0 V2 x | 4,0 | 40 | | | | gros phénocristaux de quartz (< 1 cm) | | | | |
| | 288,0 | 299,8 V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 299,8 | 303,8 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 303,8 | 310,3 V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 310,3 | 311,5 V2 x | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 311,5 | 318,0 I2 | 0,0 | | brun | | | | | | | |
| | 318,0 | 328,4 V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 328,4 | 335,9 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 335,9 | 340,2 PQF | 1,0 | | | | | recoupe pyritisation | | | | |
| | 340,2 | 342,4 I3A | 1,0 | | | | | recoupe pyritisation | | | | |
| | 342,4 | 343,3 PQF | 2,5 | | | | | recoupe pyritisation | | | | |
| | 343,3 | 346,9 I3A | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 346,9 | 378,5 V2 x | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 378,5 | 382,0 V2 x | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 382,0 | 397,6 V2 x | 5,0 | 20 | | | | plis métriques fréquents | | | | |

| DB-73 | | | | | | | | | | D | P | A |
|-------|-------|------------|----|-----|----|--------|------|------------------------|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | |
| | 397,6 | 399,2 V2 x | | 4,0 | 20 | | | | | | | |
| | 399,2 | 416,1 V2 x | | 5,0 | 20 | | | 1% TL | | | | |
| | 416,1 | 460,1 V2 x | | 4,0 | 35 | | | | | | | |
| | 460,1 | 463,1 PF | | 1,0 | | | | recoupe minéralisation | | | | |
| | 463,1 | 496,0 V2 x | | 4,0 | 25 | | | Cs intense | | | | |
| | 496,0 | 536,2 V2 x | | 4,0 | 25 | | | CB+ | | | | |
| | 520,0 | 536,2 V2 x | | 4,0 | 25 | | | CC+ | | | | |
| | 536,2 | 540,3 V3B | | 4,0 | 30 | | | | | | | |
| | 540,3 | 544,4 V2 x | | 4,0 | 40 | | | | | | | |
| | 544,4 | 547,2 V3B | | 3,0 | 30 | | | | | | | |
| | 547,2 | 553,4 V3B | | 4,0 | 30 | | | | | | | |
| | 553,4 | 606,8 V2 x | | 4,0 | 30 | | | | | | | |
| | 606,8 | 615,7 V3B | | 3,0 | 35 | | | | | | | |
| | 615,7 | 622,7 V3B | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 622,7 | 625,7 V3B | | 3,0 | 35 | | | | | | | |
| | 625,7 | 633,0 PQF | | 1,0 | | | | PY++ | | | | |
| | 633,0 | 638,0 V3B | | 3,0 | 35 | | | | | | | |
| | 638,0 | 641,6 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 641,6 | 668,3 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 668,3 | 669,5 V3B | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 669,5 | 671,5 PQF | | 1,0 | | | | PY++ | | | | |
| | 671,5 | 677,3 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 677,3 | 686,7 V3B | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 686,7 | 739,9 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 739,9 | 747,4 V3B | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 747,4 | 750,8 PQ | | 3,0 | 35 | | | Mini Chevrier Sud | | | | |
| | 750,8 | 767,0 V3B | | 2,0 | 40 | | | | | | | |
| | 767,0 | 775,2 V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 775,2 | 778,1 PQ | | 3,0 | 35 | | | Mini Chevrier Sud | | | | |
| | 778,1 | 779,3 PQF | | 3,0 | 35 | | | Mini Chevrier Sud | | | | |
| | 779,3 | 784,7 PQ | | 3,0 | 35 | | | Mini Chevrier Sud | | | | |
| | 784,7 | 786,2 V3B | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 786,2 | 793,4 V3B | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 793,4 | 802,3 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 802,3 | 805,3 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 805,3 | 813,9 V3B | | 3,0 | | | | | | | | |
| | 813,9 | 818,4 I3A | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 818,4 | 827,4 I3A | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 827,4 | 843,4 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |

DB-74

| DB-74 | | | | | | | | | | | D | P | A | |
|-------|-------|--------|-----|----|-------|--------|------|---|--|--|---|---|---|--|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | | | |
| 3,4 | 56,6 | I3A lx | 3,0 | 30 | blanc | | | | | | | | | |
| 56,6 | 77,5 | V2 x | 3,0 | 20 | | | | | | | | | | |
| 77,5 | 99,6 | V3B | 2,0 | 20 | | | | | | | | | | |
| 99,6 | 108,1 | V2 x | 2,5 | 20 | | | | TL localement | | | | | | |
| 108,1 | 112,7 | I3A | 2,0 | 40 | | | | | | | | | | |
| 112,7 | 144,4 | V2 x | 2,0 | 20 | | | | plis pluri-métriques | | | | | | |
| 144,4 | 154,4 | V2 x | 1,0 | | | | | | | | | | | |
| 154,4 | 158,8 | PF | 1,0 | | | | | | | | | | | |
| 158,8 | 201,7 | V2 x | 3,5 | 45 | | | | Cs localement; TL localement | | | | | | |
| 201,7 | 243,5 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | | | | | | | |
| 243,5 | 251,3 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | | | | | | |
| 251,3 | 260,9 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | | | |
| 260,9 | 276,7 | V2 x | 3,5 | 30 | | | | plis métriques; TL localement | | | | | | |
| 276,7 | 287,3 | V2 x | 3,5 | 30 | | | | plis métriques; TL localement; faciès à gros phénocristaux de quartz (< 1 cm) | | | | | | |
| 287,3 | 332,3 | V2 x | 3,5 | 30 | | | | plis métriques; TL localement | | | | | | |
| 332,3 | 340,4 | PQF | 1,0 | | | | | | | | | | | |
| 340,4 | 355,7 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | | | |
| 355,7 | 378,5 | V2 x | 5,0 | 30 | | | | | | | | | | |
| 378,5 | 391,0 | V2 x | 5,0 | 40 | | | | | | | | | | |
| 391,0 | 412,5 | I3A lx | 5,0 | 35 | brun | | | | | | | | | |
| 412,5 | 412,9 | PF | 3,0 | 40 | | | | recoupe minéralisation | | | | | | |
| 412,9 | 413,4 | I3A lx | 5,0 | 35 | brun | | | | | | | | | |
| 413,4 | 425,3 | V2 x | 5,0 | 40 | | | | | | | | | | |
| 425,3 | 444,8 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | CB+ | | | | | | |
| 444,8 | 455,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | CC+ | | | | | | |
| 455,0 | 468,8 | I3A lx | 3,0 | 40 | blanc | | | | | | | | | |
| 468,8 | 508,7 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | | | |
| 508,7 | 512,3 | PQ | 1,0 | | | | | PY+ | | | | | | |
| 512,3 | 513,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | | | |
| 513,0 | 513,8 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | | | | | | | |
| 513,8 | 515,5 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | | | | | | | |
| 515,5 | 525,0 | I3A lx | 2,0 | 40 | blanc | | | | | | | | | |
| 525,0 | 545,8 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | | | |
| 545,8 | 564,0 | I3A | 1,0 | | blanc | | | | | | | | | |
| 564,0 | 609,0 | I3A | 2,0 | | blanc | | | | | | | | | |

DB-75

DB-75

| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | D | P | A |
|----|-------|-------|--------|-----|----|--------|------|------------------------|---|---|---|
| | 3,7 | 43,4 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | |
| | 43,4 | 48,2 | V1 x | 3,0 | 35 | | | | | | |
| | 48,2 | 71,6 | V1 x | 4,0 | 40 | | | | | | |
| | 71,6 | 77,5 | I3 | 2,0 | | | | | | | |
| | 77,5 | 84,7 | PQF | 0,0 | | | | | | | |
| | 84,7 | 87,7 | V1 x | 4,0 | 40 | | | | | | |
| | 87,7 | 119,2 | V1 x | 4,0 | 40 | | | | | | |
| | 119,2 | 121,7 | I3A | 4,0 | 40 | brun | | | | | |
| | 121,7 | 144,1 | V1 x | 4,0 | 40 | | | | | | |
| | 144,1 | 146,0 | PF | 1,0 | | | | recoupe minéralisation | | | |
| | 146,0 | 151,0 | V1 x | 4,0 | 40 | | | | | | |
| | 151,0 | 197,9 | PQF | 3,0 | 45 | | | faiblement minéralisé | | | |
| | 197,9 | 242,9 | V2 x | 3,0 | 40 | | | CB+ | | | |
| | 242,9 | 285,2 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | CC+ | | | |
| | 285,2 | 286,0 | PF | 0,0 | | | | recoupe minéralisation | | | |
| | 286,0 | 304,6 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | |
| | 304,6 | 312,2 | V3B | 3,0 | 55 | | | | | | |
| | 312,2 | 316,3 | V2 x | 3,0 | 55 | | | | | | |
| | 316,3 | 322,0 | V3B | 3,0 | 55 | | | | | | |
| | 322,0 | 338,3 | V3B | 2,0 | 55 | | | | | | |
| | 338,3 | 345,0 | V3B | 2,0 | 55 | | | | | | |
| | 345,0 | 349,3 | PF | 0,0 | | | | | | | |
| | 349,3 | 356,0 | V3B | 2,0 | 55 | | | | | | |
| | 356,0 | 357,4 | V3B | 3,0 | 55 | | | | | | |
| | 357,4 | 362,4 | V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | |
| | 362,4 | 365,2 | V3B | 3,0 | 45 | | | | | | |
| | 365,2 | 369,4 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | | |
| | 369,4 | 388,5 | I3A lx | 2,0 | 45 | brun | | | | | |
| | 388,5 | 397,3 | V3B | 2,0 | | | | | | | |
| | 397,3 | 451,4 | V3B | 1,0 | | | | | | | |

| DB-77 | | | | | | | | | | D | P | A |
|-------|-------|--------|-----|----------|-------|--------|------|---------------------------|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | |
| 3,6 | 12,0 | V2 x | 3,0 | 30 | | | | plis métriques localement | | | | |
| 12,0 | 34,0 | V2 x | 2,0 | 0 | | | | plis métriques localement | | | | |
| 34,0 | 82,2 | V2 x | 3,0 | 30 | | | | plis métriques localement | | | | |
| 82,2 | 86,3 | PQF | 2,0 | 35 | | | | | | | | |
| 86,3 | 94,5 | V1 x | 3,0 | 30 | | | | plis métriques localement | | | | |
| 94,5 | 102,6 | V2 l | 3,0 | 35 | | | | plis métriques communs | | | | |
| 102,6 | 122,7 | V2 l | 3,0 | 35 | | | | plis métriques communs | | | | |
| 122,7 | 131,2 | V1 x | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 131,2 | 147,5 | PQF | 1,5 | 50 | | | | PY+ | | | | |
| 147,5 | 149,5 | V1 x | 4,0 | variable | | | | | | | | |
| 149,5 | 151,4 | V1 x | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 151,4 | 155,0 | I2 | 0,0 | | | | | recoupe PY+ | | | | |
| 155,0 | 158,1 | V1 x | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 158,1 | 161,3 | V2 l | 4,0 | 30 | | | | | | | | |
| 161,3 | 165,5 | V1 x | 4,0 | 30 | | | | | | | | |
| 165,5 | 175,6 | V2 l | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| 175,6 | 199,8 | V1 | 5,0 | 40 | | | | | | | | |
| 199,8 | 202,6 | PF | 1,0 | | | | | recoupe minéralisation | | | | |
| 202,6 | 225,6 | V1 | 5,0 | 40 | | | | | | | | |
| 225,6 | 235,5 | V2 x | 4,0 | 35 | | | | CB+ | | | | |
| 235,5 | 248,7 | V3B | 4,0 | 35 | | | | CC+ | | | | |
| 248,7 | 277,1 | V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| 277,1 | 281,8 | V1 x | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 281,8 | 290,1 | V3B | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 290,1 | 306,0 | V2 x | 3,0 | 35 | | | | | | | | |
| 306,0 | 307,0 | V2 x | 3,0 | 35 | | | | | | | | |
| 307,0 | 326,5 | V2 x | 2,0 | 40 | | | | | | | | |
| 326,5 | 337,6 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| 337,6 | 339,3 | PQF | 3,0 | 35 | | | | PY+ | | | | |
| 339,3 | 346,1 | I3A lx | 2,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| 346,1 | 363,7 | V3B | 2,0 | 35 | | | | | | | | |
| 363,7 | 364,6 | PQF | 1,0 | | | | | PY+; VLQZCP | | | | |
| 364,6 | 367,6 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | |
| 367,6 | 414,3 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | |
| 414,3 | 416,8 | V3B | 2,0 | 35 | | | | | | | | |
| 416,8 | 419,2 | PQ | 2,0 | 35 | | | | PY+; 0,33 g/t Au | | | | |
| 419,2 | 420,0 | V3B | 2,0 | 35 | | | | | | | | |
| 420,0 | 440,2 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | |
| 440,2 | 456,6 | V3B | 3,0 | 40 | | | | plis métriques localement | | | | |
| 456,6 | 469,0 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | plis métriques localement | | | | |
| 469,0 | 471,4 | V1? | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| 471,4 | 507,1 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| 507,1 | 508,5 | I3A lx | 2,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| 508,5 | 512,7 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| 512,7 | 525,2 | I3A lx | 2,0 | 50 | blanc | | | | | | | |
| 525,2 | 534,1 | PQF | 2,0 | 45 | | | | enclaves de I3A lx | | | | |

DB-77

[illegible]

| HA-76 | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|------------|----|-----|----------|--------|------|------------------------|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | D | P | A |
| | 18,4 | 24,0 V2 x | | 5,0 | 40 | | | | | | | |
| | 24,0 | 25,7 V2 x | | 4,0 | 40 | | | | | | | |
| | 25,7 | 56,5 V2 x | | 4,0 | 40 | | | | | | | |
| | 56,5 | 57,7 V2 x | | 4,0 | 30 | | | | | | | |
| | 57,7 | 75,0 V2 x | | 4,0 | 40 | | | | | | | |
| | 75,0 | 82,5 V2 x | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 82,5 | 86,7 V2 x | | 3,0 | 20 | | | | | | | |
| | 86,7 | 93,2 V2 x | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 93,2 | 98,5 V1 x | | 5,0 | 0 | | | | | | | |
| | 98,5 | 109,2 PQF? | | 2,0 | 50 | | | très altéré | | | | |
| | 109,2 | 113,7 V2 x | | 5,0 | 30 | | | | | | | |
| | 113,7 | 117,6 V2 x | | 4,0 | 55 | | | | | | | |
| | 117,6 | 122,7 V2 x | | 5,0 | 25 | | | | | | | |
| | 122,7 | 134,4 V2 x | | 3,0 | 50 | | | | | | | |
| | 134,4 | 135,9 V2 l | | 4,0 | 50 | | | | | | | |
| | 135,9 | 158,0 V2 l | | 4,0 | 50 | | | | | | | |
| | 158,0 | 176,2 V2 x | | 5,0 | 35 | | | | | | | |
| | 176,2 | 181,8 V2 x | | 4,0 | 35 | | | | | | | |
| | 181,8 | 195,7 V2 x | | 3,0 | 35 | | | CB+ | | | | |
| | 195,7 | 201,5 V3B | | 4,0 | 35 | | | CC+ | | | | |
| | 201,5 | 206,6 V2 x | | 4,0 | 35 | | | | | | | |
| | 206,6 | 218,9 V3B | | 4,0 | 35 | | | | | | | |
| | 218,9 | 224,0 l3A | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 224,0 | 242,6 l3A | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 242,6 | 243,9 PF | | 1,0 | | | | recoupe minéralisation | | | | |
| | 243,9 | 249,9 l3A | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 249,9 | 252,6 l3A | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 252,6 | 259,5 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 259,5 | 270,6 V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 270,6 | 275,0 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 275,0 | 275,8 V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 275,8 | 280,4 PF | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 280,4 | 282,3 V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 282,3 | 297,0 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 297,0 | 299,0 V2 x | | 3,0 | 40 | | | | | | | |
| | 299,0 | 303,7 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 303,7 | 312,1 V2 x | | 2,0 | 35 | | | | | | | |
| | 312,1 | 340,8 V2 x | | 3,0 | 35 | | | | | | | |
| | 340,8 | 341,1 V3B | | 3,0 | variable | | | | | | | |
| | 341,1 | 347,0 V3B | | 2,0 | variable | | | | | | | |
| | 347,0 | 353,0 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 353,0 | 367,5 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 367,5 | 373,5 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 373,5 | 386,6 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |
| | 386,6 | 391,0 V3B | | 1,0 | | | | | | | | |
| | 391,0 | 399,0 V3B | | 2,0 | | | | | | | | |

HA-76

[illegible]

| HA-100 | | | | | | | | | | D | P | A |
|--------|-------|--------------|-----|----------|----|--------|------|---|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | |
| | 3,4 | 38,0 V2 x | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 38,0 | 67,6 V2 x | 2,0 | 25 | | | | | | | | |
| | 67,6 | 83,2 V2 x | 3,0 | 25 | | | | | | | | |
| | 83,2 | 90,7 I2 | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 90,7 | 132,9 V2 x | 2,0 | 45 | | | | plis métriques localement | | | | |
| | 132,9 | 166,5 V2 x | 1,0 | 0 | | | | 2% TL | | | | |
| | 166,5 | 179,4 V2 x | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 179,4 | 182,3 PQF | 2,0 | 50 | | | | | | | | |
| | 182,3 | 289,4 V2 x | 3,0 | 0 | | | | Cs localement intense | | | | |
| | 289,4 | 307,2 V2 x | 4,0 | 30 | | | | | | | | |
| | 307,2 | 314,2 V2 x | 3,0 | 50 | | | | plis centimétriques communs | | | | |
| | 314,2 | 333,0 V2 x | 4,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 333,0 | 334,8 PQF | 2,0 | | | | | | | | | |
| | 334,8 | 340,8 V2 x | 4,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 340,8 | 343,0 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 343,0 | 343,3 V2 x | 4,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 343,3 | 346,1 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 346,1 | 369,0 V2 x | 5,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 369,0 | 369,2 I3A lx | 5,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 369,2 | 369,6 I3A lx | 3,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 369,6 | 372,1 I3A lx | 2,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 372,1 | 372,7 I3A lx | 3,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 372,7 | 373,2 I3A lx | 4,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 373,2 | 375,4 V2 x | 5,0 | 25 | | | | | | | | |
| | 375,4 | 375,8 I3A lx | 3,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 375,8 | 377,7 I3A lx | 2,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 377,7 | 378,3 I3A lx | 3,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 378,3 | 383,1 V2 x | 5,0 | variable | | | | | | | | |
| | 383,1 | 384,5 I3A lx | 3,0 | 25 brun | | | | | | | | |
| | 384,5 | 389,1 V2 x | 5,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 389,1 | 390,0 I3A lx | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 390,0 | 397,5 I3A lx | 2,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 397,5 | 410,0 I3A lx | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 410,0 | 443,8 I3A lx | 2,0 | | | | | | | | | |
| | 443,8 | 445,5 PQF | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 445,5 | 462,4 I3A lx | 2,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 462,4 | 463,9 V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| | 463,9 | 477,7 PQF | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 477,7 | 481,7 V2 x | 5,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | |
| | 481,7 | 483,6 PQF | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 483,6 | 489,4 V2 x | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| | 489,4 | 494,7 V2 x | 3,0 | 0 | | | | Cs intense localement | | | | |
| | 494,7 | 495,0 I2 | 1,0 | | | | | | | | | |
| | 495,0 | 498,2 V2 x | 3,0 | 0 | | | | Cs intense localement | | | | |
| | 498,2 | 504,0 I2/PQF | 2,0 | 25 | | | | alternance de dykes centimétriques intermédiaires magnétiques et de PQF | | | | |
| | 504,0 | 512,8 V2 x | 3,0 | 20 | | | | | | | | |

| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | D | P | A |
|--------|--------|--------|----|-----|---------|--------|------|--|---|---|---|
| 512,8 | 515,7 | I3A lx | | 4,0 | 15 | brun | | plis métriques communs | | | |
| 515,7 | 517,9 | V2 x | | 4,0 | 15 | | | plis métriques communs | | | |
| 517,9 | 530,0 | I3A lx | | 4,0 | 15 | brun | | plis métriques communs | | | |
| 530,0 | 546,0 | V3B | | 4,0 | 15 | | | plis métriques communs | | | |
| 546,0 | 550,9 | I3A lx | | 4,0 | 15 | brun | | plis métriques communs | | | |
| 550,9 | 555,4 | V2 x | | 4,0 | 5 | | | plis métriques communs | | | |
| 555,4 | 564,1 | I3A lx | | 3,0 | 15 | brun | | plis métriques communs | | | |
| 564,1 | 575,5 | V2 x | | 4,0 | 10 | | | | | | |
| 575,5 | 576,4 | I2 | | 1,0 | | | | magnétique | | | |
| 576,4 | 638,7 | PQF | | 1,0 | | | | | | | |
| 638,7 | 643,0 | PQF | | 1,0 | | | | phénocristaux de quartz plus grossier; contacts nets | | | |
| 643,0 | 652,5 | PQF | | 3,0 | 25 | | | | | | |
| 652,5 | 653,0 | PQF | | 1,0 | | | | phénocristaux de quartz plus grossier; contacts nets | | | |
| 653,0 | 679,2 | PQF | | 2,0 | 40 | | | | | | |
| 679,2 | 683,7 | PQF | | 3,0 | 40 | | | | | | |
| 683,7 | 685,6 | I3A lx | | 3,0 | 45 | brun | | | | | |
| 685,6 | 688,7 | V2 x | | 4,0 | 45 | | | | | | |
| 688,7 | 705,0 | I3A lx | | 3,0 | 30 | brun | | | | | |
| 705,0 | 708,1 | V2 x | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 708,1 | 715,3 | PQ | | 3,0 | 15 | | | phénocristaux de quartz (< 1 cm) | | | |
| 715,3 | 730,0 | PQ | | 4,0 | 30 | | | plis métriques communs | | | |
| 730,0 | 768,7 | PQ | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 768,7 | 771,0 | PQ | | 3,0 | 90 | | | | | | |
| 771,0 | 772,1 | PF | | 3,0 | 90 | | | | | | |
| 772,1 | 800,8 | PQ | | 4,0 | 0 | | | | | | |
| 800,8 | 802,0 | PF | | 1,0 | | | | recoupe pyritisation | | | |
| 802,0 | 808,0 | PQ | | 4,0 | 0 | | | | | | |
| 808,0 | 836,0 | PQ | | 3,0 | 0 | | | | | | |
| 836,0 | 842,5 | PQ | | 3,0 | 45 à 90 | | | | | | |
| 842,5 | 858,5 | PQ? | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 858,5 | 871,3 | PQ? | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 858,5 | 894,8 | PQ? | | 5,0 | 30 | | | | | | |
| 894,8 | 899,7 | PF | | 1,0 | | | | recoupe minéralisation | | | |
| 899,7 | 914,2 | PQ? | | 5,0 | 30 | | | CB+ | | | |
| 914,2 | 915,0 | V3B | | 5,0 | 30 | | | CC+ | | | |
| 915,0 | 932,8 | V3B | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 932,8 | 934,1 | V2 x | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 934,1 | 934,8 | V3B | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 934,8 | 935,7 | I3A lx | | 4,0 | 30 | brun | | | | | |
| 935,7 | 940,3 | V3B | | 4,0 | 30 | | | | | | |
| 940,3 | 954,0 | V3B | | 3,0 | 30 | | | | | | |
| 954,0 | 973,8 | V3B | | 2,0 | | | | | | | |
| 973,8 | 986,1 | V3B | | 1,0 | | | | | | | |
| 986,1 | 987,8 | PQ | | 1,0 | | | | PY+ | | | |
| 987,8 | 1057,8 | V3B | | 1,0 | | | | VLQZCCPYCPGL à 1050 m (4,75 g/t Au; 9,8 g/t Ag) | | | |
| 1057,8 | 1071,9 | V3B | | 1,0 | | | | | | | |

HA-100[illegible]

| HA-101 | | | | | | | | | | D | P | A |
|--------|-------|--------|-----|--------|-------|--------|------|--|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | |
| 4,0 | 29,9 | I3A lx | 1,0 | | blanc | | | | | | | |
| 29,9 | 70,7 | V2 I | 2,0 | 35 | | | | monogénique | | | | |
| 70,7 | 153,0 | V2 I | 1,0 | | | | | polygénique | | | | |
| 153,0 | 171,0 | V2 I | 2,0 | 45 | | | | polygénique | | | | |
| 171,0 | 250,4 | V2 x | 2,0 | 25 | | | | | | | | |
| 250,4 | 252,6 | PF | 1,0 | | | | | | | | | |
| 252,6 | 256,0 | V2 x | 2,0 | 25 | | | | | | | | |
| 256,0 | 270,2 | I3A | 2,0 | 20 | | | | | | | | |
| 270,2 | 283,4 | V2 x | 3,0 | 35 | | | | | | | | |
| 283,4 | 314,5 | V2 x | 3,0 | 0 à 45 | | | | plis métriques fréquents | | | | |
| 314,5 | 350,0 | I3A lx | 3,0 | 40 | brun | | | | | | | |
| 350,0 | 390,8 | V2 x | 3,0 | 0 | | | | Cs intense localement; 1% TL | | | | |
| 390,8 | 402,2 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| 402,2 | 403,5 | PQ | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| 403,5 | 438,5 | PQ | 3,0 | 45 | | | | 1% VLTL | | | | |
| 438,5 | 486,3 | PQ | 3,0 | 0 à 45 | | | | 1% VLTL | | | | |
| 486,3 | 497,7 | PQF | 1,0 | | | | | recoupe PQ | | | | |
| 497,7 | 509,0 | PQ | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 509,0 | 512,0 | PQ | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 512,0 | 538,3 | PQ | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 538,3 | 543,5 | I3A lx | 4,0 | 35 | brun | | | | | | | |
| 543,5 | 554,5 | PQ | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 554,5 | 559,0 | V3B | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 559,0 | 561,0 | V3B | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 561,0 | 564,9 | V2 x | 4,0 | 35 | | | | | | | | |
| 564,9 | 567,5 | PF | 1,0 | | | | | recoupe minéralisation | | | | |
| 567,5 | 573,9 | V2 x | 4,0 | 40 | | | | CB+ | | | | |
| 573,9 | 575,1 | I3A lx | 4,0 | 45 | brun | | | CC+ | | | | |
| 575,1 | 576,8 | V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| 576,8 | 586,8 | I3A lx | 4,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| 586,8 | 607,1 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| 607,1 | 615,4 | V2 I | 4,0 | 45 | | | | | | | | |
| 615,4 | 648,8 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| 648,8 | 652,2 | PQ | 3,0 | 45 | | | | minéralisé jusqu'à 1,32 g/t Au sur 1,2 m | | | | |
| 652,2 | 652,8 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| 652,8 | 657,4 | PQ | 3,0 | 45 | | | | minéralisé jusqu'à 1,32 g/t Au sur 1,2 m | | | | |
| 657,4 | 662,5 | I3A lx | 3,0 | 45 | brun | | | | | | | |
| 662,5 | 664,7 | V3B | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| 664,7 | 667,0 | V2 I | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| 667,0 | 668,0 | V3B | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| 668,0 | 669,6 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| 669,6 | 700,7 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | |
| 700,7 | 704,3 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| 704,3 | 705,3 | PF | 1,0 | | | | | recoupe PY+++ | | | | |
| 705,3 | 710,0 | V3B | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| 710,0 | 710,6 | PQ | 2,0 | 45 | | | | PY+; 0,62 g/t sur 0,6 m | | | | |

| HA-102 | | | | | | | | | | | D | P | A |
|--------|-------|--------|-----|----------|-------|--------|------|--|--|--|---|---|---|
| DE | A | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | | |
| 8 | 117,0 | V2 b | 1,0 | | | | | | | | | | |
| 117,0 | 123,0 | V2 b | 2,0 | | | | | | | | | | |
| 123,0 | 159,9 | V2 b | 1,0 | | | | | | | | | | |
| 159,9 | 165,5 | I3 | 0,0 | | blanc | | | | | | | | |
| 165,5 | 167,7 | V2 b | 3,0 | 60 | | | | | | | | | |
| 167,7 | 191,6 | I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | | | | | |
| 191,6 | 202,8 | V2 b | 2,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 202,8 | 208,5 | I3A lx | 2,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 208,5 | 213,5 | PQ | 2,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 213,5 | 219,5 | I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | | | | | |
| 219,5 | 222,5 | PQ | 2,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 222,5 | 228,6 | I3A lx | 2,0 | 45 | blanc | | | | | | | | |
| 228,6 | 241,0 | V2 x | 2,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 241,0 | 285,0 | V2 x | 2,0 | 0 | | | | TL dans VNQZ | | | | | |
| 285,0 | 335,9 | V2 x | 2,0 | 45 | | | | TL dans VNQZ | | | | | |
| 335,9 | 354,5 | V2 x | 3,0 | 60 | | | | TL dans VNQZ | | | | | |
| 354,5 | 382,3 | V2 x | 3,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | | |
| 382,3 | 390,2 | V3B | 1,0 | | | | | | | | | | |
| 390,2 | 401,0 | V3B | 3,0 | 0 | | | | Cs intense | | | | | |
| 401,0 | 404,2 | V3B | 3,0 | 60 | | | | | | | | | |
| 404,2 | 412,5 | V2 x | 4,0 | 50 | | | | | | | | | |
| 412,5 | 423,1 | V2 x | 4,0 | 70 | | | | | | | | | |
| 423,1 | 431,5 | PQF | 1,0 | | | | | | | | | | |
| 431,5 | 456,0 | V2 x | 4,0 | 70 | | | | | | | | | |
| 456,0 | 465,5 | V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 465,5 | 470,7 | V3B | 3,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 470,7 | 473,5 | I3A lx | 4,0 | 65 | brun | | | | | | | | |
| 473,5 | 476,0 | PQF | 1,0 | | | | | | | | | | |
| 476,0 | 477,4 | V2 x | 4,0 | 70 | | | | | | | | | |
| 477,4 | 479,8 | PF | 1,0 | | | | | | | | | | |
| 479,8 | 490,2 | V2 x | 4,0 | 55 | | | | | | | | | |
| 490,2 | 491,0 | I3 | 0,0 | | | | | | | | | | |
| 491,0 | 497,7 | PQF | 0,0 | | | | | | | | | | |
| 497,7 | 509,0 | V2 x | 4,0 | 65 | | | | | | | | | |
| 509,0 | 513,3 | V2 x | 2,0 | | | | | | | | | | |
| 513,3 | 521,6 | V2 x | 4,0 | variable | | | | plis centimétriques intense | | | | | |
| 521,6 | 540,8 | I3A | 4,0 | variable | | | | plis centimétriques intense | | | | | |
| 540,8 | 542,4 | V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 542,4 | 557,5 | V2 x | 4,0 | 65 | | | | | | | | | |
| 557,5 | 573,8 | I3A lx | 4,0 | 35 | brun | | | | | | | | |
| 573,8 | 577,0 | V2 x | 4,0 | 45 | | | | | | | | | |
| 577,0 | 579,7 | I3 | 1,0 | 55 | | | | magnétique | | | | | |
| 579,7 | 584,7 | V2 x | 5,0 | 50 | | | | | | | | | |
| 584,7 | 590,4 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | | | | | | |
| 590,4 | 600,5 | V2 x | 4,0 | 50 | | | | Cristaux de quartz atteignent 1 cm de diamètre | | | | | |
| 600,5 | 603,9 | I3A lx | 3,0 | 50 | brun | | | | | | | | |

| HA-102 | | | | | | | | | | | D | P | A |
|--------|-------|--------|----|-----|----|--------|------|---|--|--|---|---|---|
| DE | À | Roche | ID | Sp | LX | Veines | Type | Particularité | | | | | |
| 603,9 | 611,9 | I3A lx | | 2,5 | 50 | brun | | QZ bleu | | | | | |
| 611,9 | 612,4 | I3A lx | | 2,0 | 50 | brun | | QZ bleu | | | | | |
| 612,4 | 619,5 | I3a lx | | 2,5 | 50 | brun | | QZ bleu | | | | | |
| 619,5 | 622,8 | V2 x | | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| 622,8 | 627,2 | I3A lx | | 4,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| 627,2 | 633,3 | V2 x | | 4,0 | 50 | | | | | | | | |
| 633,3 | 639,9 | I3A lx | | 4,0 | 50 | brun | | | | | | | |
| 639,9 | 659,8 | V2? | | 3,0 | 50 | | | | | | | | |
| 659,8 | 682,7 | PQ? | | 3,0 | 45 | | | | | | | | |
| 682,7 | 702,7 | PQ? | | 3,0 | 45 | | | Au visible à 682.8 m | | | | | |
| 702,7 | 714,0 | PQ? | | 2,0 | 45 | | | | | | | | |
| 714,0 | 740,7 | PQ? | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 740,7 | 742,0 | PQF | | 1,0 | | | | dyke PY++; contacts nets; grain plus grossier qu'encaissant | | | | | |
| 742,0 | 743,5 | PQ? | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 743,5 | 748,7 | PQF | | 2,0 | | | | dyke PY++; contacts nets; grain plus grossier qu'encaissant | | | | | |
| 748,7 | 763,5 | PQ? | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 763,5 | 765,0 | PF | | 1,0 | | | | recoupe minéralisation | | | | | |
| 765,0 | 772,1 | PQ? | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 772,1 | 782,3 | V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 782,3 | 785,3 | PQF | | 3,0 | 40 | | | PY++ | | | | | |
| 785,3 | 793,4 | PQF | | 2,0 | 40 | | | PY++ | | | | | |
| 793,4 | 802,6 | V3B | | 2,0 | 40 | | | | | | | | |
| 802,6 | 805,1 | V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 805,1 | 817,5 | PQ | | 3,0 | 40 | | | PY+; jusqu'à 1,0 g/t Au sur 0,7 m | | | | | |
| 817,5 | 818,0 | V3B | | 3,0 | 40 | | | CB+ | | | | | |
| 818,0 | 820,4 | V3B | | 3,0 | 40 | | | CC+ | | | | | |
| 820,4 | 823,0 | PQ | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 823,0 | 825,8 | V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 825,8 | 831,3 | V3B | | 2,0 | 40 | | | | | | | | |
| 831,3 | 831,6 | V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 831,6 | 835,9 | V3B | | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| 835,9 | 837,2 | I3A lx | | 4,0 | 40 | | | | | | | | |
| 837,2 | 844,7 | I3A lx | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 844,7 | 848,8 | PQF | | 1,5 | | | | | | | | | |
| 848,8 | 854,6 | V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 854,6 | 863,4 | V3B | | 2,0 | 40 | | | | | | | | |
| 863,4 | 864,3 | V3B | | 3,0 | 40 | | | | | | | | |
| 864,3 | 877,6 | PQ | | 3,0 | 40 | | | PY+ | | | | | |
| 877,6 | 879,0 | V3B | | 2,0 | | | | | | | | | |
| 879,0 | 887,0 | V3B | | 1,0 | | | | | | | | | |
| 887,0 | 897,0 | I3A | | 1,0 | | | | | | | | | |
| 897,0 | 930,0 | V3B | | 1,0 | | | | | | | | | |
| 930,0 | 934,0 | V3B | | 3,0 | | | | | | | | | |
| 934,0 | 954,6 | V3B | | 1,0 | | | | | | | | | |