

# MB 97-32

CONTEXTE STRUCTURAL ET METALLOGENIQUE DES INDICES AURIFERES DU COULOIR DE DEFORMATION FANCAMP

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp

Marc I. Legault

Réal Daignault

Jean-François Couture

Centre d'études sur les ressources minérales, UQAC



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par les auteurs sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires aux auteurs de la part de Claude Dion avant la remise de la version finale au ministère.

MB 97-32

1997





## RÉSUMÉ

Le projet Fancamp, impliquant la Corporation Minière Inmet, Géonova Exploration, le MRNQ et l'UQAC, s'inscrit dans le cadre d'une étude doctorale à l'UQAC. Ce projet vise à déterminer les caractéristiques structurales et métallogéniques du couloir de déformation de Fancamp. La région étudiée est située dans le canton Fancamp à environ 30 km au sud de Chibougamau. Elle couvre la partie NO du feuillet SNRC 32G/09 et la partie SE du feuillet 32G/10.

Les roches volcaniques de la région appartiennent au Groupe de Roy qui comprend des basaltes, des gabbros et des volcanoclastites. Ces roches sont recoupées par les plutons de La Dauversière (2720 Ma), de Verneuil et de Muscocho (2701 Ma), et par le stock de Chico. Cette étude démontre que le pluton syn-volcanique de La Dauversière est chimiquement différent des plutons syn-tectoniques de Muscocho, Verneuil et Chico. Les données géochimiques des dykes felsiques du secteur montrent que la plupart de ceux-ci ont une affinité avec le pluton de La Dauversière. Il est proposé que les dykes des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud sont comagmatiques avec le pluton de La Dauversière.

Le couloir de déformation de Fancamp (CDF), d'orientation NE, se superpose à la schistosité principale et s'exprime différemment selon qu'il recoupe ou non des zones de déformation précoces (ZDP) interprétées par la présence d'une fabrique planaire intense désignée Sp. Dans ces zones, la linéation d'étirement (Lé) est abrupte et est fortement développée. Le CDF se manifeste par le plissement des unités lithologiques et de la fabrique ancienne et par le développement d'un clivage de crénulation Cs. À l'extérieur des ZDP, seule une déflexion des unités lithologiques et de la schistosité régionale est observée. Le CDF est interprété comme une zone de raccourcissement. Plusieurs indices d'or sont spatialement associés au CDF, dont le gisement de Chevrier (1,1 Mt à 6,4 g/t Au) et le gisement de Chevrier Sud (230 Mt à 0,3 g/t Au).

L'examen des différents indices présents à l'intérieur du CDF a permis d'identifier deux types majeurs de minéralisation aurifère. Un premier type est associé à de la pyrite disséminée et à une forte altération en séricite, tandis que le deuxième est associé à des veines de quartz-ankérite et une forte altération en ankérite et en séricite. L'examen de ces indices a

aussi permis d'établir qu'il y a eu plus d'un événement de minéralisation aurifère dans le secteur.

Le gisement de Chevrier est associé à des veines de quartz-ankérite logées dans des cisaillements discrets au contact entre deux lithologies ou totalement dans le gabbro. La présence des veines à l'intérieur de cisaillements, l'existence de veines d'extension perpendiculaires à la linéation d'étirement et l'assemblage de minéraux d'altération semblent indiquer une grande similarité avec les minéralisations filoniennes mésothermales de l'Abitibi. Le gisement de Chevrier Sud, par contre, est associé à une enveloppe de pyrite disséminée de plus de 100 mètres de puissance. L'environnement géologique, la minéralisation disséminée, la minéralogie et l'altération sont typiques de la minéralisation de type pyriteux comme celle retrouvée dans le camp de Bousquet. De plus, des dykes felsiques recoupent la minéralisation, ce qui indiqueraient que celle-ci est d'âge syn-volcanique. La géométrie des deux gisements est fortement influencée par la déformation associée au couloir de déformation de Fancamp.



## TABLE DES MATIÈRES

1.0. INTRODUCTION .....	1
2.0. HISTORIQUE.....	1
3.0. PROBLÉMATIQUE .....	1
4.0. GÉOLOGIE RÉGIONALE .....	1
5.0. CARACTÉRISATION DES UNITÉS VOLCANOCLASTIQUES .....	2
6.0. PLUTONISME .....	3
6.1. PLUTONS.....	3
6.2. DYKES FELSIQUES .....	5
7.0. STRUCTURE.....	6
8.0. MINÉRALISATION .....	7
8.1. CARACTÉRISATION DES INDICES AURIFÈRES .....	8
<i>INDICE EAST SHOWING</i> .....	8
<i>INDICE WEST SHOWING</i> .....	9
<i>INDICE LIPSETT</i> .....	9
<i>INDICE COYOTE</i> .....	10
<i>INDICE DES TRANCHÉES</i> .....	11
<i>INDICE MURGOR B</i> .....	11
<i>INDICE MURGOR C</i> .....	12
8.2. GISEMENT DE CHEVRIER.....	12
<i>LOCALISATIONS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i> .....	12
<i>MINÉRALISATION</i> .....	12
<i>STRUCTURE</i> .....	13
<i>ALTÉRATION</i> .....	13
8.3. GISEMENT DE CHEVRIER SUD .....	15
<i>LOCALISATIONS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i> .....	15
<i>MINÉRALISATION</i> .....	15
<i>DYKES FELSIQUES</i> .....	15
<i>STRUCTURE</i> .....	15
<i>ALTÉRATION</i> .....	16
9.0. DISCUSSION ET SOMMAIRE .....	17
9.1. MAGMATISME FELSIQUE .....	17
9.2. DÉFORMATION .....	17
9.3. MINÉRALISATION .....	18
REMERCIEMENTS .....	19
RÉFÉRENCES.....	19

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique de la région de Chibougamau.....	22
Figure 2 : Carte géologique sommaire de la région à l'étude.....	23
Figure 3 : Diagrammes des compositions chimiques des volcanoclastites.....	24
Figure 4 : Diagrammes des compositions minéralogiques et chimiques des plutons.....	25
Figure 5 : Diagrammes des compositions chimiques des plutons.....	26
Figure 6 : Diagrammes des compositions chimiques des dykes felsiques.....	27
Figure 7 : Diagrammes de Harker des dykes felsiques.....	28
Figure 8 : Carte de trajectoire de la foliation principale.....	29
Figure 9 : Cartes géologique et de trajectoire de l'indice "East Showing".....	30
Figure 10 : Cartes d'altération de l'indice "East Showing".....	31
Figure 11 : Cartes géologiques et d'altération de l'indice "West Showing".....	32
Figure 12 : Carte géologique de l'indice Lipssett.....	33
Figure 13 : Carte géologique de l'indice Coyote.....	34
Figure 14 : Carte géologique de l'indice des Tranchées.....	35
Figure 15 : Cartes géologique, de trajectoire et d'altération de l'indice Murgor B.....	36
Figure 16 : Carte géologique de l'indice Murgor C.....	37
Figure 17 : Section minéralogique et géochimique du forage DO-31.....	38
Figure 18 : Section minéralogique et géochimique du forage DO-35.....	39
Figure 19 : Section du forage DB-70 montrant la relation entre les dykes felsiques et la minéralisation.....	40
Figure 20 : Section 34+50 W du gisement Chevrier Sud.....	41
Figure 21 : Section minéralogique du forage DB-70.....	42
Figure 22 : Section géochimique du forage DB-70.....	43
Figure 23 : Section minéralogique du forage DB-73.....	44
Figure 24 : Section géochimique du forage DB-73.....	45

**LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1 : Analyses géochimiques des échantillons de pluton, de dyke felsique et de volcanoclastite.....	47
Tableau 2 : Analyses géochimiques des échantillons provenant des différentes minéralisations.....	51
Tableau 3 : Tableau synthèse des indices aurifères.....	55





## 1.0. INTRODUCTION

Ce rapport se veut un sommaire des résultats des travaux de terrain effectués lors de la phase II du projet. Le couloir de déformation de Fancamp est situé à 30 km au sud de Chibougamau (Fig. 1). La plupart de la région se situe sur les propriétés de la Corporation Minière Inmet où plusieurs indices aurifères ont été identifiés. Ce projet, qui résulte d'une entente tripartite entre la Corporation Minière Inmet, le MRNQ et l'UQAC, fait partie d'une étude doctorale à l'Université du Québec à Chicoutimi. Il vise principalement à définir les éléments structuraux et métallogéniques du couloir de déformation de Fancamp et, plus particulièrement, à caractériser les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Les travaux de l'été 1995 furent axés sur 1) la délimitation du couloir de déformation de Fancamp (CDF) et des zones de déformation précoce (ZDP), 2) sur l'examen détaillé des indices aurifères associés spatialement au CDF, et 3) l'échantillonnage des plutons, des dykes felsiques et des volcanoclastites.

## 2.0. HISTORIQUE

Les premières découvertes d'or dans la région remontent à 1949. La compagnie Calmor Mines Limited mis alors au jour les indices "East Showing" et "West Showing". 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. Les travaux d'Inmet le long du CDF ont débuté en 1985 dans le secteur de l'indice aurifère "East Showing". Les travaux se sont poursuivis vers l'ouest lorsque Inmet a optionné la propriété Diana-Obatogamau de la compagnie Ressources Diana. Des travaux de cartographie et de géophysique ont été effectués en 1988 et une campagne de forage a suivi en 1989 qui a mené à la découverte du gisement de Chevrier. Suite à cette découverte, les propriétés adjacentes ont été acquises dans la région. Les travaux sur la propriété Dolbo (sud-ouest du gisement de Chevrier) ont débuté en janvier 1993 avec un levé de polarisation provoquée. Le forage du meilleur conducteur a mené à la découverte du gisement de Chevrier Sud. Géonova Exploration a

optionné les propriétés en 1995 et continue l'exploration autour des deux gisements.

## 3.0. PROBLÉMATIQUE

Les gisements aurifères disséminés sont reconnus comme un type de minéralisation important à l'Archéen. Les camps miniers de Bousquet et d'Hemlo sont des exemples de ces rares gisements aurifères à fort tonnage associés à une minéralisation disséminée dans des schistes à séricite. Pour ce type de gisement, il est généralement accepté que l'amas pyriteux et l'altération sont d'origine syn-volcanique (Marquis et al., 1990; Tourigny et al., 1989, 1993; Kuhns et al., 1994). Cependant l'origine de l'or demeure encore fortement débattu: syn-volcanique localement remobilisé (Stone, 1990; Tourigny et al., 1989, 1993; Kuhns et al., 1994) ou épigénétique syn-tectonique (Hugon, 1986; Marquis et al., 1990).

Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud du couloir de déformation de Fancamp sont des minéralisations semblables à ceux des camps miniers de Bousquet et d'Hemlo. Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud présentent cependant des niveaux de déformation et de métamorphisme moins élevés que les minéralisations retrouvées dans ces camps. Le projet de recherche proposé consiste en une étude métallogénique et structurale des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Les objectifs de cette étude visent à déterminer la genèse ainsi que les contrôles des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, et ainsi adapter les guides pour l'exploration minière dans la région.

## 4.0. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le couloir de déformation de Fancamp est situé dans la partie orientale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi, telle que définie par Chown et al. (1992). Il recoupe les roches volcaniques du Groupe de Roy qui comprend les Formations d'Obatogamau (basalte/gabbro), de Waconichi (andésite à rhyolite) et de Gilman (basalte/gabbro)(Fig. 1). La Formation de Waconichi est divisée en deux types (Lemoine et Queylus) d'après leur différence du point de vue des faciès et de leur chimisme (Daigneault et Allard, 1990). Cette subdivision du Waconichi en deux groupes 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 couloir de déformation de Fancamp se situe entre quatre intrusions d'âges syn-volcanique à syn-tectonique,

---

<sup>1</sup> Les travaux exécutés par la Corporation Minière Inmet 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).

soit le stock de Chico et le pluton Muscocho au nord et les plutons de La Dauversière et de Verneuil au sud-est et au sud (Fig. 1).

Plusieurs plis prédéformation régionale sont préservés dans la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990). Ces plis sont orientés N-S à NNO et aucune schistosité n'y est associée. Un de ces plis, le synclinal de Muscocho, se retrouve entre le pluton de La Dauversière et le pluton de Muscocho (Fig. 1). Ses deux flancs sont recoupés par la schistosité régionale. Celle-ci est en général d'orientation E-O, sauf à proximité des intrusions felsiques où elle semble se mouler aux contacts de ceux-ci (Daigneault et Allard, 1990). Ce plan de déformation est l'élément planaire dominant dans la région de Chibougamau et il est de plan axial aux plis mésoscopiques et mégascopiques. Les plutons de Verneuil et de La Dauversière occupent le centre de l'anticlinal de La Dauversière, lequel possède une orientation plutôt E-O (Fig. 1). Des failles longitudinales E-O sont aussi associées à la schistosité régionale. Ces failles se manifestent par d'importantes zones de cisaillement riches en carbonate. Deux de ces failles, la faille de Kapunapotagen et la faille de Guercheville, délimitent la région étudiée au nord et au sud respectivement (Fig. 2). Une compilation de la géologie régionale se trouve dans Daigneault et Allard (1990).

## 5.0 CARACTÉRISATION DES UNITÉS VOLCANOCLASTIQUES

Les campagnes de cartographie détaillée par la Corporation Minière Inmet de 1985 à 1993 et les travaux reliés à ce projet ont permis de mieux documenter la géologie locale (Fig. 2). L'environnement géologique de la région se résume à un empilement de roches volcaniques et intrusives mafiques interdigitées avec des volcanoclastites felsiques à intermédiaires (Fig. 2). Toutes les lithologies sont métamorphosées au faciès des schistes verts, sauf celles localisées en bordure des intrusions qui sont au faciès des amphibolites. Le lecteur est référé à Legault *et al.* (1995) pour plus de détail sur la description des unités lithologiques. À cause de la relation spatiale entre plusieurs minéralisations aurifères et les unités volcanoclastiques, ces dernières ont fait l'objet d'une étude plus détaillée.

Dans la région à l'étude, les unités de roches volcaniques felsiques à intermédiaires regroupent

principalement des volcanoclastites de composition et de puissance très variables. Elles sont surtout composées de volcanoclastites à grains fins et de tufs à lapilli et à blocs. Une description plus détaillée de ces roches est retrouvée dans Daigneault et Allard (1990) et Legault *et al.* (1995).

Les volcanoclastites ont une affinité calco-alcaline et varient en composition de basalte à rhyolite (Fig. 3A). Les analyses chimiques de plusieurs horizons échantillonnés montrent des similitudes entre la plupart de ces roches et les volcanoclastites de la Formation de Waconichi de type Queylus tel que définies par Daigneault et Allard (1990; Fig. 3B, 3C). Toutefois, quatre échantillons ont des caractéristiques chimiques qui s'apparentent au Waconichi de type Lemoine. Ces échantillons proviennent d'affleurements situés près du pluton de Verneuil, un sur le flanc NO et les autres sur le flanc SO. Deux de ces échantillons proviennent de lits relativement minces (< 5 m) qui semblent d'extension plutôt limitée, tandis que les deux autres semblent être de puissance plus importante. Il est intéressant de noter que Murgor Ressources Inc., lors de leur exploration autour de l'indice Murgor B, a intersecté à l'aide de 7 forages un horizon riche en zinc dont la meilleure intersection est de 3,7% Zn sur 1,65 m (Atkins, 1986). Cet horizon a une extension d'au moins 1,3km, mais n'a pas été testé sous 100 m de profondeur.

Quatre horizons de volcanoclastite de puissance et d'étendue assez importante ont pu être distingués suite à la cartographie de 1994 et de 1995 (Fig. 2). Un premier horizon (A) se situe dans la région du stock de Chico et semble être recoupé par celui-ci. Cet horizon est observé seulement près de l'intrusion où il est très déformé et semble avoir une puissance entre 500 et 1000 m. Ces volcanoclastites sont de composition plutôt mafique (Fig. 3). Étant donné sa position stratigraphique à l'intérieur du synclinal de Muscocho, cet horizon est le plus vieux des quatre. Les autres horizons sont présentés en ordre stratigraphique ascendant.

Un deuxième horizon (B) longe le contact du pluton de Verneuil, près des indices Murgor B et C. Il possède une étendue plus importante que le premier, mais présente une puissance semblable. La composition de l'horizon B est surtout intermédiaire (Fig. 3). Toutefois, un des échantillons montre une composition rhyolitique (95072) explicable par la grande quantité de fragments de chert dans ce tuf à lapilli.

L'horizon C passe au sud des indices "East Showing" et "West Showing" pour ensuite tourner vers le sud et se faufiler entre les plutons de La Dauversière et de Verneuil. L'horizon C' dans la partie ouest de la région à l'étude passe à l'est du pluton de Muscocho, puis à l'ouest du gisement de Chevrier Sud pour aboutir contre le pluton de Verneuil. Ces deux horizons ont été corréllés par Daigneault et Allard (1990) et représente la Formation de Waconichi tel que défini dans les secteurs Queylus et Haüy. Cet horizon est d'une très grande étendue et d'une épaisseur plus ou moins constante (environ 500 m). La composition de cet horizon est surtout intermédiaire (Fig. 3), sauf pour l'échantillon 94250 qui représente un filon-couche rhyolitique (Daigneault et Allard, 1990).

Le quatrième horizon (D) est de plus faible épaisseur (< 200 m), mais son étendue est assez importante (> 10 km). On le retrouve dans la partie centrale de la région à l'étude et il affleure assez bien dans le secteur des indices Coyote et des Tranchées. Cet horizon a une composition intermédiaire assez uniforme (Fig. 3).

Les horizons A à D montrent une progression ascendante de l'ordre stratigraphique. Ils semblent aussi montrer une évolution quant à leur composition chimique. En excluant les deux échantillons de composition rhyolitique qui ne sont pas représentatifs de leur horizon respectif, on peut remarquer une évolution générale plus ou moins linéaire d'une composition mafique vers une composition plus felsique de l'horizon le plus vieux (A) vers le plus jeune (D) (Fig. 3D). Cette variation pourrait représenter l'évolution du magma d'une même chambre magmatique car le comportement des différents éléments suggère que les différents horizons sont co-magmatiques.

## 6.0. PLUTONISME

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. L'étude pétrographique et lithogéochimique de ces dykes et des plutons felsiques avoisinants vise à établir la filiation des dykes avec les plutons. 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.

## 6.1. Plutons

Quatre intrusions felsiques 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. Le pluton de La Dauversière ( $2720 \pm 1$  Ma; Mortensen, 1993) se situe au SE de la région à l'étude et il couvre une superficie d'environ 100 km<sup>2</sup>. Cette intrusion de forme sub-circulaire est décrite comme étant une tonalite à biotite avec un coeur granodioritique (Bellavance, 1984; Racicot et al., 1984). Huit échantillons provenant de la bordure et du centre du pluton furent examinés et ceux-ci donnent des compositions variant de tonalite à granodiorite (Fig. 4A). 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 brune-rouge en lame mince, est le seul minéral mafique majeur observé et il compte pour 10 à 30 % de la roche. L'intrusion possède une auréole de métamorphisme de contact restreinte (<500 m) au faciès des amphibolites (hornblende) qui est recoupé par plusieurs dykes d'aplite (Hébert, 1980). Le pluton possède une foliation interne parallèle au contact et est mylonitisé et fortement folié près de celui-ci.

Le pluton de Verneuil se situe au centre de la région à l'étude. Il a une forme sub-circulaire et il couvre une superficie d'environ 64 km<sup>2</sup>. Cette intrusion est décrite comme étant un granite à biotite (Holmes, 1959; Hébert, 1976). Huit échantillons prélevés provenant du secteur NO du pluton ont une composition variant de granodioritique à tonalitique (Fig. 4A). La biotite est de couleur verte en lame mince et représente de 10 à 20% de la roche. 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 encaissante 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.

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 km<sup>2</sup>. Il est décrit comme ayant une composition de granodiorite à biotite (Hébert, 1978). Cinq échantillons prélevés dans le secteur nord de l'intrusion montrent une composition variant de

granodioritique à tonalitique (Fig. 4A). Le stock de Chico possède au total de 5 à 15% de biotite verte et de hornblende. Plusieurs dykes de pegmatite sont observés à l'intérieur du stock près de sa bordure. Sur quelques affleurements au SE de l'intrusion, on reconnaît une foliation bien développée qui est sub-parallèle à un couloir de déformation d'orientation N020° qui recoupe et déplace le stock (Tait, 1992). À l'extérieur 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 (hornblende) est présente, mais son étendue semble limitée (< 200 m).

Le pluton de Muscocho (2701 Ma; Mortensen, 1993) se situe au nord de la région à l'étude et couvre une superficie d'environ 28 km<sup>2</sup>. De forme subcirculaire, il est décrit comme étant une granodiorite (Holmes, 1959; Racicot et al., 1984) ou une diorite (Hébert, 1978). Huit échantillons prélevés dans le secteur sud du pluton indiquent une composition variant de monzogranite à monzodiorite à quartz (Fig. 4A). Il contient de 10 à 20% de hornblende. 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%) et d'une auréole de métamorphisme (grenat-hornblende-plagioclase; Daigneault et Allard, 1983) superposée à la déformation régionale. Ce dernier point suggère la nature tardive du pluton par rapport à la déformation régionale et à la mise en place des autres plutons (Chown et al., 1992).

Plusieurs caractéristiques de ces intrusions granitoïdes peuvent être soulignées. Du point de vue minéralogique, les quatre plutons sont de composition à peu près semblable, sauf pour la nature des minéraux mafiques. Alors que le pluton de Muscocho se distingue par la présence de hornblende seulement, les trois autres intrusions contiennent de la biotite. Cependant, le pluton de La Dauversière possède une biotite brune-rouge, 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, a de faibles valeurs de  $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$  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  $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ . 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  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , 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 dont la composition est plus riche en magnésium et en  $Fe^{2+}$  (Fig. 4B). On peut aussi remarquer que 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. 4C). 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 (rapport moléculaire  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O > 1$ ), tandis que tous les échantillons du pluton de Verneuil sauf l'échantillon 94131 sont métalumineux.

Chimiquement, les plutons ont tous une affinité calco-alcaline (Fig. 5A, 5B). La plupart des échantillons montrent peu d'évidences d'altération avec des valeurs de perte au feu inférieures à 1,5%, sauf l'échantillon 94161 du pluton de Verneuil avec une P.A.F. = 2,74%. À l'examen des éléments majeurs, on remarque que le pluton de La Dauversière se distingue des autres intrusions par un contenu en alcalins ( $Na_2O + K_2O$ ) inférieur et un rapport  $FeO/MgO$  plus élevé (Fig. 5A, 5B). Sur des diagrammes de Harker, deux lignes évolutives clairement différentes sont visibles (Fig. 5D). Les échantillons du pluton de La Dauversière définissent une de ces lignes évolutives, tandis que les échantillons des trois autres intrusions déterminent l'autre. Le pluton de La Dauversière montre aussi des valeurs plus faibles en Rb, Ba, Ni et  $P_2O_5$ , et plus élevées en Li en comparaison avec les autres plutons (Tableau 1). La distinction la plus frappante est cependant la concentration de strontium (Fig. 5C). Le pluton de La Dauversière se caractérise par des valeurs de strontium inférieures à 350 ppm, tandis que les trois autres intrusions ont des concentrations supérieures à 500 ppm. Comme le strontium se substitue au calcium dans la structure du plagioclase, ces deux éléments devraient varier proportionnellement. On note en effet une bonne corrélation entre le calcium et le strontium pour les échantillons provenant d'une même intrusion (Fig. 5C). On peut voir que les plutons de Verneuil, de Muscocho et de Chico semblent avoir des valeurs de strontium semblables à celles 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 % pd. respectivement). Cependant la variation de calcium ne peut pas expliquer la différence dans les concentrations de strontium entre le pluton de La Dauversière et les autres intrusions. Les valeurs de  $P_2O_5$  sont aussi plus ou moins semblables pour les quatre intrusions. Donc la variation du Sr ne peut être associée à sa substitution au calcium dans l'apatite. La différence de concentration de strontium semble ainsi être reliée davantage à une caractéristique du magma plutôt qu'à la quantité de plagioclase ou d'apatite présente dans l'échantillon ou au degré d'altération, car aucune relation n'existe entre les valeurs de P.A.F. et de Sr. Étant donné que le coefficient de partage Kd du strontium pour les plagioclases est supérieur à 1 (Hanson, 1978), la différence du contenu en strontium peut être expliqué de deux façons. Le plagioclase était une phase résiduelle plus importante lors de la fusion partielle pour les plutons syn-volcaniques que pour les plutons syn-tectoniques ou il y a un effet de différenciation du plagioclase pour le pluton de La Dauversière.

Ces différences chimiques et minéralogiques permettent très bien de distinguer le pluton syn-volcanique de La Dauversière du pluton syn-tectonique de Muscocho tels que définis par Chown et al. (1992). D'après les données chimiques de cette étude et les observations pétrographiques et de terrain, les plutons de Verneuil et de Chico sont aussi classifiés comme des intrusions syn-tectoniques. Cependant seule des datations précises de ces deux intrusions pourraient confirmer cette hypothèse.

## 6.2. Dykes felsiques

Les dykes felsiques de la région à l'étude sont majoritairement porphyriques. Ils présentent presque toujours des phénocristaux de plagioclase. Plusieurs ont des phénocristaux de quartz et certains possèdent aussi des phénocristaux de biotite et, localement, d'amphibole. Le feldspath potassique est présent dans quelques dykes seulement et ces dykes sont identifiés comme les dykes FK (feldspath potassique). Ces derniers sont spatialement associés aux plutons de Verneuil, de Muscocho et de Chico. Ces dykes se retrouvent à moins de 500 m des contacts intrusifs et se distinguent des autres dykes par la présence de phénocristaux de biotite verte (en lame mince) faiblement altérés et déformés et une matrice

faiblement recristallisée. Cependant, les dykes FK localisés très près des contacts du pluton peuvent être très déformés et altérés. La biotite verte est observée dans d'autres dykes felsiques, mais celle-ci est habituellement très altérée et alignée parallèlement à la foliation. La pyrite est observée en quantité assez importante (1-2%) dans certains dykes localisés à proximité des minéralisations (gisements Chevrier et Chevrier Sud, indices "East Showing", Murgor C et Lac Baker). Aucun dyke contenant de la pyrite en quantité significative (> 1%) n'a été observé à plus de 100 m d'un indice.

Chimiquement, les différences observées dans les plutons sont aussi présentes dans les dykes, ce qui permet de distinguer les dykes FK des autres dykes sans feldspath potassique (SFK). Cependant les différences ne sont pas aussi nettes que celles observées entre le pluton de La Dauversière et les plutons syn-tectoniques. Ceci est dû en partie à la composition variable des dykes ( $SiO_2 = 56,2$  à  $76,6\%$  poids), mais aussi au fort degré d'altération et de déformation de certains dykes (jusqu'à  $11,1\%$  poids P.A.F.) et à l'abondance variable des divers types de phénocristaux.

Tous les dykes felsiques montrent une affinité calco-alcaline (Fig. 6A, 6B). Les dykes FK se distinguent en général par leur composition chimique particulière qui s'apparente à celle des plutons de Muscocho, de Verneuil et de Chico. Dans le cas du diagramme Sr versus CaO, les dykes FK ont en général des compositions semblables aux plutons syn-tectoniques (Fig. 6C). Les dykes FK ont de faibles concentrations de calcium pour des valeurs de strontium qui ne sont pas distinguables de celles des dykes SFK. Certains dykes SFK avec de fortes concentrations de calcium possèdent cependant des valeurs de strontium élevées. Sur la figure 6C se dégagent deux tendances qui définissent deux groupes distincts. Pour des faibles valeurs de calcium (<  $2,0\%$  poids), les deux tendances se confondent. Sur le diagramme  $FeO/MgO+FeO$  versus  $Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3$ , les dykes FK ont des rapports  $Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3$  semblables à ceux des plutons syn-tectoniques (Fig. 6D). La plupart de ces dykes montrent aussi des rapports  $FeO/MgO+FeO$  semblables. Les deux échantillons de dyke leucocrate avec de forts rapports Fe/Mg sont les mêmes qui ont des faibles concentrations de CaO. Les dykes SFK montrent des rapports  $FeO/MgO+FeO$  généralement élevés semblables à ceux du pluton de La Dauversière. Cependant, plusieurs de ces dykes ont des valeurs inférieures à 0,5. Malgré la variation de la composition chimique

des dykes SFK, ceux-ci montrent des affinités avec le pluton de La Dauversière par leur faible concentration de Sr et des rapports FeO/MgO généralement élevés (Fig. 6C, 6D).

Sur les diagrammes de Harker, les dykes FK montrent des tendances qui s'apparentent à celles des plutons syn-tectoniques (Fig. 7). Cependant, les dykes SFK montrent une grande variation de composition. Étant donné que le contrôle sur les dykes SFK est en général faible, il est difficile d'expliquer les raisons pour lesquels il y a une telle variation dans les compositions de ces dykes. Deux localités ont une densité de dykes SFK suffisante pour permettre de discriminer des sous-familles d'intrusion: aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud et à l'indice Murgor C.

Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud sont distants d'environ 1 km, mais on y observe les deux mêmes sous-familles de dykes qui montrent des relations de recoupement semblables. Les deux séries de dykes sont facilement reconnaissables en forages. Les dykes à phénocristaux de quartz (QP) sont de couleur gris-blanc à blanc et contiennent plus de 5% de phénocristaux de quartz (1 à 10 mm). Les dykes à phénocristaux de plagioclase (FP) sont de couleur rose-brun, ne contiennent aucun phénocristaux de quartz et possèdent des enclaves de basalte. La coloration pour le feldspath potassique de ces deux sous-types de dyke indique l'absence totale de ce minéral. Les dykes QP sont minéralisés à quelques endroits, tandis que les dykes FP recourent systématiquement la minéralisation et les dykes QP. La relation de recoupement entre les dykes et la minéralisation est cependant plus évidente pour le gisement de Chevrier Sud que pour le gisement de Chevrier à cause de la nature de la minéralisation.

Bien que macroscopiquement et microscopiquement ces deux types de dyke sont très différents, chimiquement ils ne sont pas différenciables. Les dykes FP sont chimiquement plus homogènes, mais leur composition est semblable à celle des dykes QP (Figs. 6, 7). La présence de phénocristaux de quartz ne se traduit donc pas par une composition chimique différente. Elle serait plutôt due à des conditions physico-chimiques (température, pression, temps de résidence dans la chambre magmatique) différentes durant l'emplacement et la cristallisation des dykes. La composition des deux types de dykes se rapproche davantage de celle du pluton de La Dauversière que de celle des plutons syn-tectoniques. (Figs. 6, 7).

## 7.0. STRUCTURE

La compréhension de l'évolution structurale de la région à l'étude est d'importance primordiale, étant donné que les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud se trouvent à l'intérieur du CDF.

L'orientation des couches dans la région à l'étude est N-S, ce qui diffère de l'orientation E-O généralement retrouvé dans la Sous-province de l'Abitibi. Dans la partie orientale du secteur, les sommets sont vers le NO et les regards structuraux sont vers l'ouest, tandis que dans la partie occidentale, les sommets et les regards structuraux pointent vers l'est (Legault *et al.*, 1995). Cette inversion de polarité est reliée à la présence du synclinal de Muscocho associé à un premier événement de déformation  $D_1$ . Aucune schistosité n'est associée à cette phase de plissement. Le litage du flanc occidental du synclinal de Muscocho est d'orientation N-S et est recoupé 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 autour du pluton de La Dauversière pour devenir NNE. Là encore, la schistosité principale recoupe la stratification.

La schistosité principale est généralement bien développée dans l'ensemble de la région. La carte des trajectoires de la schistosité principale est présentée à la figure 8. Cette carte relie par une ligne, l'attitude moyenne du plan de foliation principale. La région se caractérise par une fabrique planaire principale d'orientation plus ou moins E-O dans les secteurs est et nord de la région, alors qu'elle est d'environ N060° dans le secteur SO. Cependant, quelques exceptions à cette règle sont observées. Autour des plutons de La Dauversière et de Verneuil et du stock de Chico, la schistosité est parallèle aux contacts dans l'encaissant immédiat et n'est donc pas nécessairement d'orientation E-O. Cette relation n'a pas été observée autour du pluton de Muscocho. Une 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. 8). La formation de la schistosité principale ( $S_p$ ) est associée à un événement de déformation  $D_2$ .

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 foliation et linéation d'étirement sont observées un peu partout dans la région à l'étude. Ces zones sont semblables aux couloirs de déformation E-O retrouvés dans la Sous-province de l'Abitibi et elles sont nommées zones de déformation précoce (ZDP) par rapport à un événement de déformation tardif qui sera décrit plus loin. La continuité de l'orientation de la schistosité 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. Deux types de zone de déformation sont observés dans le secteur: 1) celles associées aux contacts de plutons et 2) celles associées au couloir d'orientation NE. Les zones de déformation associées aux plutons ont été observées autour des plutons de La Dauversière et de Verneuil, et du stock de Chico. La schistosité à l'intérieur de ces zones est parallèle aux flancs des plutons, mais lorsque l'on s'éloigne de ceux-ci, la schistosité se ré-oriente graduellement pour devenir plus ou moins E-O. Les zones de déformation associées au couloir d'orientation NE recoupent tous les types de lithologie et ne semblent pas montrer une géométrie régulière (Fig. 8). Celles-ci coïncident avec des zones d'altération intense et, par endroits, à des zones minéralisées.

Un troisième événement de déformation ( $D_3$ ) est observée à l'intérieur du couloir d'orientation NE qui est reconnu comme le couloir de déformation de Fancamp (CDF). Cette déformation a comme effet de plisser la fabrique principale ( $S_p$ ) et les contacts lithologiques ainsi que de créer des kinks bands et des clivages de crénulation ( $C_s$ ) d'orientation NE (Fig. 8). Ces derniers ne se développent que dans des ZDP à l'intérieur du CDF. Dans les secteurs où la déformation précoce est faible, l'effet de la déformation de Fancamp se résume à une rotation ou un plissement de la schistosité régionale. En fait, les limites du CDF ont été fixées là où l'on commence à noter une perturbation importante de l'attitude de la schistosité principale (Fig. 8). Des plissements mineurs avec plan axial NE sont observés à l'extérieur du CDF mais dans des zones fortement déformées seulement.

On note que dans les parties sud et centrale 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 Rale. Les travaux d'Inmet effectués dans la région dans les années 80 et 90 ont indiqué que la faille de Fancamp représente en fait une série de cisaillements

ductiles-cassants anastomosés. Cependant, ces cisaillements sont en fait des ZDP qui ont été plissés durant l'événement de déformation  $D_3$  et qui donnent ainsi l'allure de cisaillements anastomosés. La faille de Fancamp telle que définit par Holmes (1959) marque la limite SE du CDF à l'extrémité SO de la région à l'étude. On y observe une augmentation de l'intensité de la déformation  $D_2$ . Dans les parties centrale et nord, on perd la trace de la faille de Fancamp et le CDF est associé à des horizons de volcanoclastites qui coïncident avec des ZDP.

Le CDF a une puissance très variable; il a plus de 2km dans la région du gisement de Chevrier, mais a moins de 200 m à l'ouest du gisement de Chevrier Sud (Fig. 2). La puissance du CDF semble varier en fonction de l'étendue des ZDP. Au gisement de Chevrier Sud, le CDF coïncide avec une ZDP.

Dans la partie SO de la région à l'étude, le CDF rencontre le couloir de déformation associé à la faille de Guercheville (Fig. 2). Dans ce secteur, la schistosité associée à la faille de Guercheville est fortement plissée, ce qui indique que l'événement de déformation  $D_3$  est tardif par rapport à cette dernière structure. La présence du CDF au sud de la faille de Guercheville devra donc être vérifiée pour affirmer qu'une relation de recoupement existe entre ces deux structures. 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 "East Showing", seuls de faibles plissements des unités lithologiques et de la schistosité principale permettent de déduire la présence du CDF.

Le CDF se caractérise donc par la superposition de deux événements de déformation. Un premier événement ( $D_2$ ) est responsable de la formation de la schistosité pénétrative E-O qui devient localement plus intense pour former des ZDP. Cet événement est relié à un raccourcissement N-S (Chown et al., 1992). Le deuxième événement ( $D_3$ ) est responsable du plissement de la schistosité et des unités lithologiques ainsi que de la formation d'un clivage NE. Cet événement serait relié à un raccourcissement NO-SE.

## 8.0. MINÉRALISATION

Des levés détaillés ont été effectués sur les indices aurifères choisis en fonction de leur pertinence à l'étude. Les indices ont été échantillonnés afin de caractériser la nature de la minéralisation, des altérations et des protolites. Ce travail de détail permettra d'établir la relation entre les événements de



déformation, de métamorphisme, de minéralisation et de magmatisme felsique. Les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud sont les minéralisations aurifères les plus importantes de la région à l'étude mais ils sont surtout connus à partir des forages. Quelques forages provenant de ces gisements ont été examinés afin de définir les relations entre la minéralisation, la déformation, l'altération et les dykes felsiques. Une étude plus détaillée de ces deux gisements est prévue pour l'été 1996.

### 8.1. Caractérisation des indices aurifères

Les indices majeurs visités durant l'été 1994 ont été étudiés plus en détail à l'été 1995. De plus, quatre autres indices du secteur furent visités. Ces visites ont permis la ré-évaluation des types de minéralisation: type filonien ("East Showing", "West Showing", Coyote, Lipssett B, Minefinders A, Minefinders B, Murgor B, Murgor C, lac Baker et Lenora) et type disséminé ("RO Showing", Lipssett, des Tranchées).

Dans le cas de plusieurs indices, l'altération en carbonate de fer est associée à une altération en séricite. Comme la minéralisation aurifère est encaissée dans des gabbros aux indices "East Showing", "West Showing" et Lipssett et que la séricite est le seul minéral potassique observé en lame mince, les valeurs de potassium devraient être proportionnelles à l'abondance de séricite. Un spectromètre à rayon gamma portatif fut utilisé afin de caractériser l'altération. Le spectromètre à rayon gamma (modèle GR256 fabriqué par Exploranium Ltd.) fut utilisé afin de déterminer semiquantitativement les concentrations de potassium, d'uranium et de thorium pour des volumes de roche équivalents à une demi-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 analyses chimiques provenant de l'échantillonnage des indices lors de cette étude indiquent aussi des valeurs comparables aux résultats de spectromètre à rayon gamma. Les résultats sont exprimés sous la forme de K, eU et eTh parce que les mesures pour U et Th sont faites sur  $^{214}\text{Bi}$  et  $^{208}\text{Tl}$ , respectivement, et suppose un équilibre radioactif. Les mesures pour le potassium sont faites directement sur  $^{40}\text{K}$ . La limite de détection pour le K est de 0,1 % et pour l'eU et l'eTh est de 0,1 ppm. Les méthodes analytiques sont décrites dans Killeen (1979).

Seuls les indices étudiés durant l'été 1995 seront décrits dans cette section. Le lecteur est referé à Legault *et al.* (1995) pour plus de détails sur certains de ces indices. Le tableau 3 résume les caractéristiques de la minéralisation, de la structure et de l'altération associées à chaque indice ou zone riche en sulfures.

#### INDICE "EAST SHOWING "

L'indice "East Showing" se situe à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp, dans la partie orientale de la région à l'étude (Figure 2, indice A). La minéralisation aurifère est associée à une large veine (20 à 200 cm) de quartz massive qui s'étend sur plus de 90 m dans une direction E-O et un pendage fort vers le sud (Fig. 9). Celle-ci est généralement encaissée dans un gabbro, mais on la retrouve localement au contact entre le gabbro et un dyke felsique. L'or est associé à la présence de pyrite (1-5%) qui se retrouve principalement dans les épontes et dans les enclaves de roche encaissante dans les veines. L'or se retrouve en inclusions dans la pyrite ou dans les fractures des grains de pyrite et de quartz.

Une zone d'altération riche en ankérite, en séricite, en pyrite et en quantité moindre en chlorite et en leucoxène est associée aux veines de quartz. Le gabbro encaissant les veines de quartz est constitué de proportions variables d'ankérite (30 à 50%), de pyrite (0 à 5%), de séricite (5 à 30%) et de chlorite (5 à 10%). La titanomagnétite est presque totalement remplacée par le leucoxène. L'association entre la pyrite et la titanomagnétite et le leucoxène suggère que celle-ci remplace les oxydes de fer - titane. La pyrite montre des ombres de pression assez bien développées parallèlement à la schistosité principale. Les grains d'ankérite sont recristallisés le long de leurs bordures et la schistosité  $S_p$  est définie par la chlorite et la séricite. Afin de vérifier l'étendue de l'altération en séricite, un levé au spectromètre à rayon gamma a été effectué pour estimer le contenu en potassium (Fig. 10). Ce levé démontre que l'altération en carbonate de fer est associée à une distribution semblable en séricite (Fig. 10). Sachant que les volcanoclastites au sud de l'indice ont des eTh > 3 ppm et que cet élément est généralement immobile, les mesures de eTh inférieures à 0,1 ppm de la roche encaissante au sud de la veine de quartz suggèrent qu'il s'agit bien d'un gabbro et que l'altération prononcée en séricite qui caractérise ce secteur n'est pas due à une différence de protolite. L'altération en pyrite est surtout confinée près des veines de quartz, mais on retrouve aussi la pyrite

disséminée un peu partout dans les zones fortement altérées.

Les veines de quartz sont subparallèles en direction à la schistosité principale ( $S_p$ ) dont l'intensité augmente à l'approche des veines. L'encaissant au sud des veines est aussi fortement déformé et l'intensité de la schistosité est forte. Cependant, le pendage nord de la foliation présente une relation angulaire avec les veines qui sont inclinées vers le sud. La schistosité  $S_p$  ainsi que la veine de quartz sont plissées à l'échelle métrique et millimétrique et le plan axial est orientée N-S à NE-SO (Fig. 9). La minéralisation aurifère du "East Showing" est précoce à cet événement de déformation tardif que nous associons à l'événement  $D_3$ . Les minéraux d'altération sont clairement alignés selon la schistosité principale. La minéralisation est donc précoce ou synchrone à l'événement de déformation  $D_2$ . Un gradient de déformation et d'altération positif est observé à l'approche des veines de quartz. La relation angulaire en section entre la schistosité et la veine de quartz est comparable aux fabriques C-S observées dans les zones de cisaillement inverse (Ramsay et Graham, 1970). Ces observations suggèrent que les veines de quartz se sont mises en place durant le cisaillement et que la minéralisation est probablement de type mésothermal et synchrone à la déformation  $D_2$ .

#### *INDICE "WEST SHOWING"*

L'indice "West Showing" se retrouve au NO de la partie orientale du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2, indice B). Cet indice est constitué de deux cisaillements plus ou moins E-O (20 à 200cm de largeur), espacées d'environ 50 m (Fig. 11). Le cisaillement nord recoupe un contact gabbro-basalte, tandis que le cisaillement sud représente le contact entre le gabbro et une unité basaltique. La minéralisation en or est associée à la pyrite et aux veines de quartz (< 15 cm de large) encaissées dans les cisaillements. Nos observations indiquent que l'or est présent en inclusions dans la pyrite seulement.

Une zone d'altération riche en ankérite, en séricite, en pyrite, en leucoxène, en chlorite et, à quelques endroits, en fuchsite est associée aux cisaillements. Les minéraux du gabbro "frais" sont presque totalement remplacés à l'intérieur des cisaillements par les minéraux d'altération. Les gabbros altérés sont constituées de proportions variables d'ankérite (40 à 60%), de pyrite (0 à 2%), de séricite (5 à 10%), de quartz (0 à 10%) et de chlorite (10 à 30%). Le plagioclase et les minéraux ferro-magnésiens sont presque totalement disparus. La titanomagnétite est

presque totalement remplacée par le leucoxène. L'association de la pyrite à la titanomagnétite et au leucoxène suggère que celle-ci remplace les oxydes de fer - titane. La pyrite montre des ombres de pression assez bien développées parallèlement à la schistosité principale E-O qui est définie par la chlorite, la séricite et le leucoxène. La zone d'altération est en général plus large dans les basaltes que dans le gabbro. Ceci est surtout évident lorsque l'on examine les valeurs du potassium (Fig. 11). L'altération en pyrite est surtout confinée aux cisaillements, tandis que l'altération en fuchsite est observée à l'extrémité ouest du cisaillement sud seulement.

La zone cisailée au nord de l'affleurement décapé a une orientation de N100° et a un fort pendage vers le nord. La zone cisailée au sud possède une orientation de N125° avec un fort pendage vers le nord. Ces cisaillements sont caractérisés par une schistosité  $S_p$  très intense. À l'intérieur et près des cisaillements, la foliation est parallèle à l'attitude des cisaillements. Loin des zones de cisaillement, la schistosité demeure sub-parallèle aux cisaillements et varie entre N090° et N130° (Fig. 11). Des plissements d'échelle millimétrique affectent la schistosité  $S_p$  mais ceux-ci sont peu nombreux. Les plans axiaux de ces plis sont d'orientation NE.

Les plissements millimétriques de  $S_p$  résultent d'un événement de déformation tardif que nous relierions à l'événement  $D_3$ . Cette déformation affecte très peu la minéralisation. Étant donné que les minéraux d'altération sont alignés dans la schistosité  $S_p$ , l'événement  $D_3$  est clairement tardif par rapport à la minéralisation. Celle-ci est soit précoce ou synchrone à l'événement de déformation  $D_2$  qui est responsable de la formation de la schistosité  $S_p$ . Étant donné que la minéralisation aurifère est encaissée dans les cisaillements et que l'altération semblable à celle du "East Showing" est distribuée plus ou moins symétriquement autour des cisaillements, on interprète le "West Showing" comme une minéralisation de type mésothermal synchrone à la déformation  $D_2$ .

#### *INDICE LIPSETT*

L'indice Lipsett se retrouve dans la partie centrale de la région, à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2, indice D). Il y a deux zones de cisaillement orientées N015° sur cet indice, mais seulement la structure à l'ouest est aurifère (Fig. 12). Ces structures sont totalement encaissées dans un gabbro. La minéralisation en or est associée à la

pyrite disséminée (5 à 20 %). L'or n'a pas été observé en lames minces. On note la présence commune de cristaux de quartz cristallisés en espace libre à l'intérieur de la partie centrale de la zone minéralisée.

À l'intérieur du cisaillement, on retrouve une zone d'altération associée au coeur minéralisé lui-même et une autre associée à la partie du cisaillement non-minéralisé. Le coeur minéralisé est constitué de proportions variables de pyrite (5 à 20%), de séricite (0 à 20%), de quartz (5 à 20%) et de chlorite (environ 40%). Ces proportions dépendent principalement du degré de remplacement du gabbro. Le plagioclase, l'actinote et la titanomagnétite sont totalement disparus dans les zones riches en pyrite. L'altération développée dans la partie du cisaillement non-minéralisé est riche en chlorite (50%), ferro-dolomie (25%), plagioclase (10%), leucoxène (5%), magnétite (5%) et séricite (5%). L'altération en ankérite est absente dans cet indice. Des mesures de spectrométrie à rayon gamma ont été effectuées sur les deux cisaillements pour déterminer la présence d'un halo d'altération en séricite autour de ceux-ci. Les résultats démontrent l'absence de séricite dans le cisaillement non-minéralisé et une altération en séricite très restreinte autour du coeur minéralisé (Fig. 12).

Le cisaillement aurifère a de 3 à 4m d'épaisseur avec un coeur minéralisé de moins d'un mètre de puissance. On observe des ombres de pression de chlorite faiblement développées autour de la pyrite. La chlorite, le quartz et la séricite présents dans le coeur minéralisé montrent peu d'évidences de déformation en comparaison avec la partie non-minéralisée du cisaillement. Le cisaillement se scinde en quatre branches vers le sud. La schistosité associée à ce cisaillement est sub-verticale et parallèle en direction au cisaillement. Elle varie de N354° à N104° (Fig. 12) et est affectée par un plissement à plan axial NE. La linéation d'étirement est très bien développée. Elle plonge modérément vers le NE.

Bien que l'effet de la déformation de Fancamp sur l'indice Lipsett est visible à grande échelle, on peut déceler à quelques endroits sur l'affleurement des clivages de crénulation qui peuvent être associés à cet événement. Bien que le coeur minéralisé soit encaissé dans un cisaillement, l'absence d'altération en carbonate de fer et de veines de quartz est atypique des minéralisations mésothermales classiques. De plus, les minéraux d'altération sont faiblement déformés, ce qui semble indiquer que la

minéralisation s'est peut-être mise en place après la déformation D<sub>2</sub>.

#### INDICE COYOTE

L'indice Coyote se retrouve dans la partie centrale du secteur, à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2, indice E). La minéralisation de cet indice est constituée de veines de quartz dont la plus large fait un peu plus d'un mètre d'épaisseur (Fig. 13). Les veines sont encaissées dans une séquence de tuf à blocs, basalte et gabbro. Celles-ci sont généralement sub-parallèles à la schistosité en orientation et en pendage. Ces veines contiennent de trace à 5% de pyrite et de la tourmaline par endroits. L'éponte des veines contient, localement, des poches riches en pyrite (jusqu'à 20%). Ces zones pyriteuses ne sont pas associées aux veines de quartz. Cette pyrite se retrouve communément en nodules de plus de 1 cm dont le centre est érodé par l'altération superficielle. Une lame mince provenant d'une poche de pyrite présente des cristaux de pyrite avec des inclusions d'or.

Bien que l'altération associée aux veines de quartz semble faible, les roches encaissantes sont fortement et uniformément altérées. L'examen en lame mince des échantillons de basalte montre que celui-ci est constitué de chlorite (50 à 60%), de calcite (20 à 30%) et de quartz (5 à 20%). Le gabbro et le tuf à blocs sont en apparence aussi altérés l'un que l'autre.

L'indice Coyote est logé dans une zone de cisaillement orientée NNO-SSE. La déformation est uniforme à travers l'affleurement. La schistosité principale NNO-SSE est plissée et le plan axial des plis est d'orientation NNE-SSO (Fig. 13). Un clivage de crénulation NE est localement présent. Les veines de quartz sont également plissées par ce deuxième événement de déformation. Sur un agrandissement des veines de quartz, on remarque que celles-ci sont boudinées (Fig. 13). On retrouve aussi par endroits des veines d'extension perpendiculaires à la schistosité qui recoupent les grosses veines de quartz. Les zones pyriteuses, retrouvées dans le basalte seulement, définissent des laminations (< 1 cm). Celles-ci sont parallèles à la schistosité et sont plissées par l'événement tardif. La linéation d'étirement observée sur le plan S<sub>p</sub> est assez bien définie et sa plongée est en général abrupte vers le nord (Fig. 13).

La relation entre les veines de quartz, les zones pyriteuses et la schistosité principale indique que la minéralisation aurifère à l'indice Coyote est précoce

ou synchrone à la schistosité  $S_p$  et donc à l'événement  $D_2$ . L'événement de déformation tardif qui est responsable du plissement de  $S_p$  et de la formation des clivages de crénulation est identifié comme l'événement  $D_3$  et est donc tardif par rapport à la minéralisation. L'absence d'altération en ankérite et de gradient de déformation et d'altération autour des veines de quartz est atypique des minéralisations aurifères de type mésothermal classique.

#### *INDICE DES TRANCHÉES*

L'indice des Tranchées se trouve dans la partie centrale de la région, à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2, indice F). Cet indice est caractérisé par une minéralisation de type disséminé logée au contact entre un tuf à blocs et un gabbro (Fig. 14). L'or est associé à des veinules de quartz et à de la pyrite disséminée (2 à 10%). La minéralisation la plus importante (5-10% Py) est localisée dans le gabbro au contact avec le tuf à blocs.

Le gabbro est fortement altéré en séricite (45%), en chlorite (20%), en quartz (20%) et en leucoxène (5%). L'altération en carbonate est presque inexistante à cet indice. Le tuf à blocs près du contact est plus altéré en séricite comparé à l'échantillon un peu plus loin du contact. Le gabbro semble aussi plus altéré au contact.

Cet indice est logé dans une zone de cisaillement orientée NO-SE. L'unité de tuf semble être la même que celle observée à l'indice Coyote. La déformation est plus ou moins uniforme à travers l'affleurement, bien qu'elle soit beaucoup plus évidente dans le gabbro à cause de la présence des minéraux mafiques. La schistosité principale, d'orientation générale NO-SE, est définie par la séricite et la chlorite. Elle est aussi plissée et le plan axial des plis est orienté NE-SO (Fig. 14). On observe aussi par endroits un clivage de crénulation NE. La linéation d'étirement observée sur la schistosité  $S_p$  est très bien définie dans le gabbro et sa plongée est en général abrupte vers le nord.

La minéralisation est associée à une forte altération en séricite et celle-ci est alignée dans la schistosité principale associée à l'événement  $D_2$ . Le plissement de la schistosité  $S_p$  par un événement relié à  $D_3$  indique clairement que cet événement est tardif par rapport à la minéralisation aurifère à l'indice des Tranchées. La minéralisation est soit précoce ou synchrone à l'événement de déformation  $D_2$ . La concentration de la minéralisation et de l'altération

suggèrent fortement que les fluides minéralisateurs ont utilisé le contact entre le gabbro et le tuf comme tuyauterie.

#### *INDICE MURGOR B*

L'indice Murgor B se retrouve dans la partie occidentale de la région à l'étude, au sud du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2, indice I). La minéralisation est associée à des veines irrégulières de quartz, d'ankérite, de tourmaline et de pyrite (Fig. 15). Ces veines possèdent par endroits une texture bréchique avec des fragments mafiques contenant plus de 5% de pyrite disséminée et de la chalcopryrite en trace. Les veines ont moins d'un mètre en puissance et sont d'étendue plutôt limitée. Elles sont encaissées dans les gabbros et dans les basaltes. L'or est en général associé à la pyrite et la teneur d'or des veines semblent être proportionnelle au pourcentage de pyrite présent (Atkins, 1986).

Une altération importante en ankérite dans le gabbro et le basalte est associée aux veines de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite (Fig. 15). Cette altération en ankérite est associée à une altération en séricite, albite et pyrite. Cependant, certaines veines minéralisées ne montrent aucune bordure d'altération (Fig. 15). Les fragments à l'intérieur des veines minéralisées sont altérés en ankérite, séricite, albite et pyrite. La pyrite forme des agrégats grossiers et contient tous les minéraux d'altération déjà cités sous forme d'inclusions.

Les veines de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite sont encaissées dans une zone de déformation de près de 200 mètres de large qui longe le flanc NO du pluton de Verneuil. Cette zone fut longtemps interprétée comme étant la faille de Fancamp (Holmes, 1959). Cependant, nos observations au cours des deux dernières années indiquent que cette zone fait partie des ZDP qui longent la bordure du pluton de Verneuil. À l'indice Murgor B, la schistosité est plus ou moins d'orientation NE (Fig. 15). La linéation d'étirement dans le plan de la schistosité est bien définie et elle plonge modérément vers l'ouest. Cette fabrique est perturbée par des plissements. Deux familles de plis sont reconnues: N-S et E-O. L'intensité, le style et la forme semblables de ces plis semblent indiquer qu'ils sont synchrones malgré les variations importantes de l'orientation des plans axiaux. Ces plis pourraient être associées à un épisode de relaxation et de réajustement à la fin de l'événement de déformation associé à la formation de la schistosité principale et de la ZDP. Dans des blocs provenant de la rampe, on a pu observer que les

fragments mafiques dans les veines de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite possèdent une schistosité très bien développée d'orientation variable d'un fragment à l'autre. Ceci indique que la bréchification de l'encaissant s'est produit pendant ou après la déformation  $D_2$ , ce qui donne un âge minimum pour les veines de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite. Certaines veines minéralisées sont aussi boudinées parallèlement à la schistosité  $S_p$ . Cette dernière observation placerait ainsi la minéralisation probablement vers la fin de la déformation  $D_2$ .

Les relations structurales observées à l'indice Murgor B permettent d'établir une chronologie des événements géologiques du secteur. Les veines de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite se sont mises en place durant la déformation  $D_2$ . La concentration importante d'albite et de tourmaline suggère un apport magmatique aux fluides minéralisateurs.

#### *INDICE MURGOR C*

L'indice Murgor C se retrouve dans la partie occidentale de la région à l'étude, à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2, indice J). Deux types de minéralisation aurifère sont présents à l'indice Murgor C. Un type est associé à des veines d'albite-pyrite (Murgor  $C_1$ ), tandis que l'autre est associé à des veines de quartz (Murgor  $C_2$ ; Fig. 16). Les valeurs aurifères de ce dernier type sont associées à la pyrite dans l'encaissant, tandis que pour le premier type, l'or est associé aux veines elles-mêmes. Ces deux types de minéralisation aurifère sont encaissés dans un tuf cendreuse de composition andésitique qui est semblable à la matrice des tufs à blocs avoisinants. De l'or fut observé dans une fracture d'un grain de pyrite de l'échantillon provenant de l'éponte d'une veine de quartz.

Les minéraux de gangue dans les veines d'albite-pyrite sont l'albite, la pyrite, la séricite et le quartz, tandis que la séricite et la pyrite sont des minéraux d'altération retrouvés dans l'encaissant des veines de quartz. Cet encaissant est tellement à grains fins que l'identification des minéraux est difficile. On remarque cependant la rareté des carbonates associés aux deux types de minéralisation.

Les minéralisations de l'indice Murgor C sont encaissées à l'intérieur d'une zone de déformation d'orientation NO-SE qui longe le flanc SO du pluton de Verneuil. À l'indice Murgor C, la schistosité principale est complètement transposée par un plissement intense de sorte que son orientation est NE-SO. Des vestiges de l'orientation originale de la

schistosité, soit NO-SE, sont préservés localement sur l'affleurement. Ces vestiges correspondent aux charnières de plis isoclinaux. Le plissement de cette schistosité est associé à la déformation  $D_3$ . Tous les dykes felsiques observés à cet indice sont affectés par la même schistosité que les roches encaissantes. Le fait qu'un dyke à phénocristaux de plagioclase recoupe une veine d'albite-pyrite et qu'une veine de quartz recoupe un autre dyke de composition minéralogique et chimique semblable suggère que les veines de quartz sont tardives par rapport aux veines d'albite-pyrite (Fig. 16). Des veinules de quartz ont aussi été observées recoupant les veines d'albite-pyrite, ce qui confirme cette relation. Les veines de quartz sont fortement plissées près des charnières des plis isoclinaux et sont boudinées.

En tenant compte des relations de recoupement observées sur l'indice, on peut affirmer que les veines d'albite-pyrite sont précoces par rapport à la déformation  $D_2$  responsable de la formation de la schistosité  $S_p$ . Les veines de quartz sont tardives par rapport aux veines d'albite-pyrite. L'alignement de la séricite et de la pyrite dans la schistosité  $S_p$  des épontes de ces veines indique que la mise en place de ces veines est précoce ou synchrone à la déformation  $D_2$ .

## **8.2. Gisement de Chevrier**

### *LOCALISATIONS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE*

Le gisement de Chevrier se situe à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp, dans la partie centrale de la région à l'étude (Fig. 2). La direction des couches de ce secteur est compliquée par la présence d'une intrusion gabbroïque de dimension assez importante dont l'orientation est approximativement N-S à NE-SO. On retrouve aussi dans le secteur des basaltes et une intrusion felsique à phénocristaux de quartz. L'ensemble des lithologies est affecté par une schistosité  $S_p$  d'orientation E-O.

### *MINÉRALISATION*

Le gisement de Chevrier est présentement la plus importante minéralisation du secteur à l'étude. Les ressources géologiques sont estimées à 8,3 Mt à 2,3g/t Au (Dupuis, 1992) avec un coeur de 1,1 Mt à 6,4g/t (The Northern Miner, octobre 1995). Ces estimations sont basées sur plus de 40 forages totalisant plus de 13 000 mètres. Seuls deux petits affleurements du gisement sont présents en surface.

Nos observations indiquent que la minéralisation est associée à des veines de quartz-ankérite. Bien que dans certains forages les veines de quartz-ankérite ne forment qu'un faible pourcentage des zones minéralisées, les valeurs aurifères sont intimement associées à celles-ci, soit dans les épontes des veines ou dans les veines elles-mêmes. Les veines ne contiennent généralement pas de valeurs aurifères, sauf lorsqu'on y retrouve des fragments d'encastant pyritisé ou de l'or visible. L'or a été observé en lames minces dans les fractures de la pyrite, au contact des cristaux de pyrite, en inclusions globulaires dans la pyrite et dans les veines de quartz-ankérite à l'interface de cristaux de quartz. De plus, plusieurs veines aurifères sont aussi présentes dans les forages en dehors de la zone Chevrier telle que défini par Inmet (Dupuis, 1992). Ces veines sont surtout localisées au NO du gisement. Par exemple, le forage DO-31, de direction NO, a intersecté la zone Chevrier entre 372,5 et 390,9 mètres. Cependant, il a aussi intersecté cinq veines aurifères (0,31 à 0,98 g/t sur 0,45 à 1,15 m) entre 394,6 et 404,4 mètres. Ces veines aurifères situées en dehors de la zone Chevrier n'ont pas été incorporées dans le calcul des réserves du gisement de Chevrier.

Outre la zone Chevrier qui se retrouve en général au contact entre un gabbro et une intrusion felsique à phénocristaux de quartz, les veines aurifères se situent systématiquement aux contacts lithologiques. Par exemple, dans le forage D0-35, en plus de la so-disante "zone Chevrier" (239,9 à 243,8 m; 1,64 g/t Au sur 3,9 m) totalement encastée dans un gabbro, une zone minéralisée (47,6 à 52,7 m; 3,38 g/t Au sur 5,1 m) se trouve au contact entre un gabbro et un tuf à lapilli, une autre (221,9 à 230,2 m; 10,1 g/t Au sur 8,3 m) entre un tuf à lapilli et un gabbro et une dernière (339,8 à 347,6 m; 1,06 g/t Au sur 7,8 m) au contact entre un basalte et un dyke à phénocristaux de quartz.

### STRUCTURE

L'examen des forages du gisement de Chevrier nous a permis d'observer une variation importante de l'angle entre l'axe de la carotte et la schistosité principale ainsi que la présence de deux fabriques dans certaines sections aurifères. L'intensité de la schistosité principale augmente aussi à l'approche des structures minéralisées. Les deux affleurements du gisement de Chevrier montrent des zones de déformation où la schistosité est d'orientation NE.

L'examen des affleurements entourant le gisement de Chevrier démontre que la schistosité régionale est

plissée dans ce secteur. Cependant, la faible quantité d'affleurements empêche l'évaluation du style de plissement. Ce plissement de la schistosité explique ainsi les variations d'orientation de la schistosité observée en forage. Les clivages de crénulation et les plis NE sur les deux affleurements du gisement de Chevrier sont en accord avec la signature associée à la déformation D<sub>3</sub>. Étant donné que le gabbro altéré est beaucoup plus apte à la déformation que le gabbro frais, il n'est pas surprenant d'observer des clivages de crénulation NE seulement dans les zones minéralisées. La pyrite (0,5 à 3 mm; 1 à 15%) se retrouve finement disséminée et alignée dans la schistosité principale. La schistosité est définie par l'alignement des grains de carbonate, de séricite et de leucoxène, en plus de la pyrite. De plus, les veines sont majoritairement parallèles à la schistosité principale et, à quelques endroits, on a observé en forages des veines d'extension perpendiculaires à celles-ci.

### ALTÉRATION

Les roches encastant les veines de quartz aurifères sont fortement altérées en pyrite, carbonate, séricite, albite, leucoxène et, par endroits, fuchsite. Deux sections de forage sont présentées dans ce rapport. Une section (DO-31) présente une zone aurifère au contact entre un gabbro et une intrusion felsique (Fig. 17). L'autre (DO-35) présente une veine aurifère encastée dans un gabbro (Fig. 18). Les profondeurs indiquées en mètres représentent la distance du collet du forage jusqu'au centre de l'échantillon. Les échantillons sont en général de 20 à 30 centimètres de long.

Magnan (1990) et Dupuis (1992) ont identifié une zonation d'ordre métrique de l'altération autour des structures minéralisées. De l'extérieur vers l'intérieur, on retrouve le faciès chlorite+calcite, suivi du faciès ankérite+séricite+chlorite+fuchsite, puis de la zone minéralisée qui présente le faciès ankérite+séricite+pyrite+fuchsite. Le forage DO-31 à la figure 17 illustre bien cette zonation. En s'approchant de la zone minéralisée, on note aussi une augmentation de la déformation dans le gabbro ainsi qu'une augmentation générale de l'altération de la magnétite en leucoxène (Fig. 17). Le leucoxène tend à être blanc dans les zones non-minéralisées, tandis qu'il est plutôt beige dans les zones minéralisées. La raison de ce changement de couleur demeure inconnue. La zonation de l'altération dans l'intrusion felsique est compliquée par l'omniprésence de séricite et l'absence de chlorite (Fig. 17). En lame mince, la pyrite remplace la

magnétite et le leucoxène dans la zone minéralisée. De la chalcopryrite et de la pyrrhotine se retrouvent en très faible quantité surtout en inclusions dans la pyrite. Bien que la chalcopryrite se retrouve par endroits en grains distincts, la pyrrhotine est dans tous les cas en inclusions globulaires dans la pyrite.

L'échantillonnage du forage DO-31 permet aussi d'étudier la variation chimique à travers une zone minéralisée typique (Fig. 17). En examinant les éléments immobiles tels que le titane et le vanadium, on peut conclure que cette zone minéralisée est encaissée dans un gabbro. D'après la figure 17, les variations chimiques sont plus marquées dans le gabbro. Le  $\text{SiO}_2$  montre une diminution dans la zone minéralisée, tandis que le  $\text{Na}_2\text{O}$  est lessivé dans le gabbro et l'intrusion felsique encaissant la minéralisation. Le sodium est enrichi dans la zone minéralisée et doit se trouver dans la séricite (paragonite?), car le plagioclase n'est pas présent. On note une augmentation appréciable du contenu en potassium dans la zone minéralisée et près d'une veine minéralisée située à 402 mètres. Les concentrations de potassium sont en accord avec la distribution de séricite. Les hautes valeurs de soufre sont restreintes à la zone minéralisée. Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{S}$  montre une diminution dans le gabbro à l'approche de la zone minéralisée. Le  $\text{CO}_2$  montre une augmentation vers cette dernière, tandis que le rapport  $\text{CO}_2/\text{CaO}$  molaire définit assez bien le type de carbonate observé en forages (Davies *et al.*, 1982). Kishida et Kerrich (1987) ont proposé l'utilisation d'indices de saturation en certains éléments mobiles comme outils pour analyser les variations géochimiques reliées à l'altération hydrothermale. Cette méthode a l'avantage d'associer les observations pétrographiques aux données géochimiques et permet de comparer l'altération de roches d'origines différentes. Dans l'intrusion felsique et dans la zone minéralisée, l'ankérite est dominante et ce phénomène est associé à un rapport élevé de  $\text{CO}_2/\text{CaO}$  molaire ( $> 1,5$ ). Le gabbro à l'écart de la zone minéralisée, présente un rapport moindre ( $< 1$ ), lequel est associé à la présence de calcite comme carbonate dominant. L'absence de calcite dans l'intrusion felsique à l'écart de la zone aurifère est peut-être due à sa très forte altération indiquée par des quantités importantes de séricite plus ou moins uniforme tout le long du dyke. Les rapports  $\text{Na}/\text{Al}$  et  $3\text{K}/\text{Al}$  molaire sont utilisés comme indice de saturation en albite et en séricite respectivement. Ces rapports montrent des variations semblables aux valeurs de  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ .

L'or et d'autres éléments chalcophiles (As, Sb, W) montrent un enrichissement dans la zone aurifère avec un maximum près du contact entre l'intrusion felsique et le gabbro. L'argent montre des valeurs sous la limite de détection à travers la section, soit  $< 0,5$  ppm. On doit encore souligner l'importance du contact entre les deux unités lithologiques, car c'est à ce point que se situe le maximum d'altération et de minéralisation en or. Ceci semble donc indiquer que les fluides minéralisateurs ont utilisé ce contact comme conduit. Le fluide hydrothermal semble avoir été enrichi en Au, As, W, S et  $\text{CO}_2$ . Le potassium et d'autres éléments lithophiles (Ba, Rb, Sr) ont possiblement été lessivés de l'intrusion felsique et ajoutés à la zone minéralisée. Les valeurs les plus faibles de ces éléments dans l'intrusion felsique proviennent de l'échantillon au contact avec la zone aurifère. Les concentrations de lanthane et de césium de l'intrusion felsique sont enrichies dans les échantillons les plus près du contact et ont donc probablement été ajoutés par le fluide hydrothermal.

L'altération associée à la veine minéralisée du forage DO-35 montre plusieurs différences avec l'altération typique des zones minéralisées de la zone Chevrier (Fig. 18). Cette veine de quartz-calcite est encaissée dans une zone de déformation dont l'intensité est plus ou moins uniforme de 235 à 250 mètres, soit l'intervalle d'échantillonnage. La zone altérée se caractérise principalement par l'absence de séricite dans les épontes du gabbro. Cette absence est associée à des valeurs très faibles en potassium ( $< 0,02$  % pd.). La transformation de la magnétite en leucoxène ne montre pas de relation bien définie autour de cette veine. On remarque une augmentation marquée de la quantité de pyrite, tourmaline et plagioclase dans les épontes de la veine et une hausse moindre de la proportion de carbonates. Le quartz montre une forte diminution dans les épontes, tandis que la chlorite montre une diminution plus subtile. Cette veine n'est pas associée à une altération zonée. Celle-ci est semblable au faciès chlorite-calcite retrouvé autour des veines quartz-ankérite de ce gisement.

Chimiquement, la baisse en quartz dans les épontes est associée à un lessivage de la silice. Cette baisse est aussi associée à une baisse dans le rapport  $\text{SiO}_2/\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{S}$ . Dans les épontes, on note une augmentation considérable du soufre et du sodium. On semble noter également une baisse des valeurs de sodium juste avant son enrichissement. Cette augmentation de sodium dans les épontes pourrait donc être due à une remobilisation. Le  $\text{CO}_2$  montre

une augmentation dans une éponte seulement, tandis que le faible rapport de  $\text{CO}_2/\text{CaO}$  mol. ( $< 1$ ) suggère que le carbonate est principalement de la calcite. Les éléments tels l'As et le W sont enrichis avec l'or dans les épontes de la veine. Le fluide hydrothermal était donc riche en As, Au, W et S ainsi qu'en B à cause de la présence de la tourmaline.

L'alignement des minéraux d'altération et de la pyrite aurifère dans la schistosité principale indique que la minéralisation est soit synchrone ou précoce par rapport à la déformation  $D_2$ . La présence des veines à l'intérieur de cisaillements, l'existence de veines d'extension perpendiculaires à la schistosité et l'assemblage de minéraux d'altération semblent indiquer une grande similarité avec les minéralisations filoniennes mésothermales de l'Abitibi (Roberts, 1987). Cependant, on note deux types de minéralisations aurifères: celui associé aux veines de quartz-ankérite (type majeur) et celui associé aux veines de quartz-calcite (type mineur). Ces deux types se distinguent par leurs assemblages d'altération. L'étude de d'autres sections indiquera si ces variations sont causées par la composition des lithologies présentes ou par des fluides hydrothermaux différents. Le gisement de Chevrier semble donc être constitué de plusieurs veines de quartz logées dans des cisaillements discrets au contact entre deux lithologies ou totalement dans le gabbro. Par conséquent, le contexte stratigraphique et structural du secteur devient très important.

### 8.3. Gisement de Chevrier Sud

#### LOCALISATIONS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le gisement de Chevrier Sud se situe à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp, dans la partie centrale de la région à l'étude (Fig. 2). La direction des couches de ce secteur suit une orientation NE-SO. L'empilement est constitué de volcanoclastites felsiques et de basaltes dans lesquelles se sont mis en place des filons-couches gabbroïques. On retrouve aussi dans certains forages une intrusion felsique de plus de 100 mètres de puissance apparente. L'ensemble des lithologies est affecté par une schistosité  $S_p$  d'orientation  $N060^\circ$ .

#### MINÉRALISATION

Le gisement de Chevrier Sud représente la plus récente découverte aurifère sur les propriétés d'Inmet. Les ressources géologiques sont estimées à 230 Mt à 0,3 g/t Au (R. Ouellet, comm. pers. 1994). Cet estimé est basé sur plus de 10 forages totalisant plus de 6800

mètres. Seuls deux petites îles ( $< 4 \text{ m}^2$ ) affleurant à peine permettent l'observation du gisement en surface.

La minéralisation aurifère est associée à une large ( $> 200 \text{ m}$ ) enveloppe séricitisée et pyritisée, superposée à un centre felsique intrusif et, possiblement, en partie extrusif. Des valeurs aurifères plus élevées sont retrouvées dans les basaltes près du contact avec les volcanoclastites. L'or et l'argent natif ont été observés en lames minces à quelques endroits. Ceux-ci se retrouvent en inclusions globulaires dans des grains de pyrite. La chalcopryrite est commune à certains endroits ( $< 0,5 \%$ ) et la pyrrhotine est observée en inclusions dans la pyrite. Il ne semble pas avoir de relation directe entre la minéralisation aurifère à Chevrier Sud et la présence de veines de quartz-ankérite. Bien que celles-ci sont omniprésentes sous forme de veinules, on n'observe pas de relation directe entre les veinules et le pourcentage de pyrite. Basée sur les différentes observations citées ci-haut, la minéralisation aurifère de Chevrier Sud est différente de celle du gisement de Chevrier.

#### DYKES FELSIQUES

Les dykes felsiques observés dans les forages de Chevrier Sud sont identiques à ceux du gisement de Chevrier (voir la section PLUTONISME portant sur les dykes felsiques). Bien qu'il n'est pas clair que les dykes QP soient minéralisés au gisement de Chevrier, ces dykes sont encaissés dans des zones de pyrite disséminée et ils sont minéralisés à Chevrier Sud. La concentration de pyrite est uniforme dans les secteurs où il y a des dykes QP et on retrouve aussi des valeurs aurifères intéressantes dans les dykes (Fig. 19). Cependant, les dykes FP recoupent la minéralisation disséminée et ne sont pas minéralisés (Fig. 19). Les deux types de dyke montrent une foliation plus ou moins bien développée ce qui indique qu'ils ont subi l'événement de déformation  $D_2$ . Cependant, les dykes QP sont beaucoup plus déformés que les dykes FP.

#### STRUCTURE

Dans ce secteur, le couloir de déformation de Fancamp est défini par l'enveloppe pyritisée du gisement de Chevrier Sud. À l'extérieur du gisement, les roches ont une schistosité variant de NE à E-O et sont généralement peu déformées. Le gisement de Chevrier Sud est logé dans une zone de déformation intense de quelques centaines de mètres de largeur. Deux fabriques sont présentes en affleurements et en lames minces. La première fabrique pénétrative ( $S_p$ )



est très bien définie par l'alignement de la séricite et les ombres de pression autour des grains de pyrite. Celles-ci sont composées, en ordre décroissant, de quartz, de muscovite, de carbonates et de chlorite. La schistosité  $S_p$  est recoupée par un clivage tardif ( $C_s$ ) d'orientation NE. Ce clivage devient très intense par endroits et rend l'identification de la schistosité principale parfois difficile. Certains forages montrent bien l'augmentation de la déformation à l'approche des zones mineralisées. La section du forage DB-70 est un exemple où l'intensité de la déformation et de l'altération semblent être solidaires.

### ALTÉRATION

Les roches à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud sont fortement altérées en pyrite, carbonate et séricite. Deux sections de forage (DB-70 et DB-73) sont présentées dans cette étude (Fig. 20). L'examen de lames minces provenant de ces sections a permis d'établir la présence d'une grande zone d'altération superposée à de plus petites zones aurifères (Fig. 21 à 24). L'altération en séricite couvre plus de 300 mètres, mais elle est plus intense dans les volcanoclastites que dans les basaltes, suggérant ainsi un certain contrôle lithologique (Figs. 21 et 23). La concentration de la chlorite est aussi fonction de la lithologie. On la retrouve en faible quantité dans les volcanoclastites et dans les dykes, tandis que dans les basaltes elle peut former jusqu'à 70% de la roche. L'altération en carbonate est très variable et n'est pas fonction de la lithologie comme le sont l'altération en séricite et en chlorite. L'altération en leucoxène est beaucoup moins importante ici qu'au gisement de Chevrier. L'altération en pyrite forme une zone uniforme d'environ 250 mètres dans le forage DB-70, mais elle est beaucoup moins uniforme dans le forage DB-73. Dans les deux cas, la pyrite est plus abondante (environ 10%) près du contact entre les volcanoclastites et les basaltes. Cette abondance de pyrite est plus ou moins associée avec la plus grande zone aurifère du gisement de Chevrier Sud. À plusieurs endroits, la pyrite remplace la magnétite et le leucoxène. Il n'est donc pas surprenant que celle-ci soit plus abondante dans les roches mafiques que dans les roches felsiques. Cependant, il y a dans ces forages d'autres zones aurifères de plus faible puissance qui ne sont pas nécessairement associées à de fortes concentrations de pyrite. À certains endroits, des roches peu altérées possèdent de fortes valeurs en or (par ex. DB-70-23; 2,3 g/t Au).

Les données chimiques indiquent que l'échantillonnage du forage DB-70 couvre bien la totalité du gisement de Chevrier Sud, tandis que le

forage DB-73 semble débiter à l'intérieur du halo d'altération (Figs. 22 et 24). Les variations chimiques observées s'expliquent par des variations lithologiques. Le  $SiO_2$  discrimine bien les roches felsiques des roches mafiques. Dans la zone altérée du forage DB-70, de manière générale, le  $K_2O$  augmente et le  $Na_2O$  diminue (Fig. 22). Cependant certains échantillons montrent une relation inverse. Bien que les concentrations de soufre augmentent dans la zone altérée, les valeurs de  $CO_2$  sont très erratiques. En général, les rapports molaires  $CO_2/CaO$  augmentent dans les roches felsiques et diminuent dans les basaltes. Comme dans le cas des sections de zones mineralisées du gisement de Chevrier, ce rapport varie surtout en fonction du contenu en CaO dans la roche étant donné que les concentrations de  $CO_2$  sont comparables entre les volcanoclastites et les basaltes. Ceci implique que, dans les roches felsiques, on a surtout de l'ankérite et de la dolomie tandis que dans les roches mafiques, la calcite est le carbonate principal. La coloration des carbonates indique que c'est bien la relation qui existe dans les roches. On note aussi en général une baisse du rapport Na/Al molaire et une augmentation du rapport 3K/Al molaire associé à la zone pyritisée. Ces variations semblent être associées à des variations dans la composition de la séricite. Le rapport  $SiO_2/CO_2+H_2O+S$  ne montre pas de comportement clair qui pourrait être relié aux zones aurifères.

Le comportement des éléments traces dans le gisement de Chevrier Sud diffère de celui décrit pour le gisement de Chevrier. Des concentrations assez importantes d'argent (jusqu'à 18 ppm) sont présentes dans le gisement de Chevrier Sud (Fig. 22 et 24). Bien que certaines zones aurifères sont dépourvues d'argent, d'autres zones montrent des rapports Au/Ag très faibles (jusqu'à 0,1), ce qui est atypique des minéralisations en or mésothermales classiques (Robert et Brown, 1986a). En outre, les zones aurifères sont aussi caractérisées par une augmentation du contenu en arsenic et en tungstène. Cependant, l'amplitude de ces augmentations est faible, surtout pour le tungstène. L'antimoine et le tellure montrent des variations qui ne sont pas associées aux zones aurifères. Les zones riches en cuivre et en zinc sont plus ou moins associées aux zones aurifères. Les valeurs de Mo et de Pb sont toutes sous la limite de détection (<4ppm et <12ppm respectivement).

L'environnement géologique, la minéralisation disséminée, la minéralogie et l'altération sont typique de la minéralisation de type pyriteux de Robert

(1990). L'or et l'argent ont été observés qu'en inclusions dans la pyrite, ce qui indique que ceux-ci sont précoces ou synchrones par rapport à la pyritisation de l'encaissant. L'évaluation de la relation entre la pyritisation et la schistosité principale devient donc très importante. L'alignement des minéraux d'altération et de la pyrite aurifère dans la schistosité principale indique que la minéralisation est soit synchrone ou précoce par rapport à la déformation  $D_2$ .

## 9.0. DISCUSSION ET SOMMAIRE

### 9.1. Magmatisme felsique

Au cours de cette étude, nous avons identifié quatre niveaux de volcanoclastites d'étendue et de puissance assez importante. De façon générale, leur composition chimique passe de mafique à felsique en montant dans la stratigraphie. Ceci suggère que ces volcanoclastites proviennent d'une même chambre magmatique qui devient progressivement plus felsique par différenciation. La manifestation d'une telle chambre magmatique serait une intrusion synvolcanique polyphasée. La seule intrusion de ce type dans la région est le Complexe Eau Jaune. Tait (1992) présente des analyses chimiques pour les tonalites du Complexe Eau Jaune, ainsi que des descriptions pétrographiques pour les tonalites et les diorites. Des analyses chimiques plus complètes pour l'ensemble des types de roche présents dans le Complexe Eau Jaune sont nécessaires afin d'affirmer si une relation existe entre les volcanoclastites et ce complexe intrusif. Ces analyses pourraient aussi indiquer si le pluton de La Dauversière est comagmatique avec le Complexe Eau Jaune.

Cette étude démontre très bien les différences chimiques et minéralogiques entre les plutons synvolcaniques (La Dauversière) et les plutons syn-tectoniques (Verneuil, Chico et Muscocho). Ceux-ci peuvent être distingués grâce à la couleur de la biotite, ainsi que certains éléments majeurs ( $K_2O$ ,  $FeO/MgO$ ,  $Fe_2O_3/FeO$ ) et traces (Sr, Rb, Ba, Ni, Li,  $P_2O_5$ ). Ces différences s'appliquent jusqu'à un certain point aux dykes felsiques présents dans la région. Certains dykes situés près des contacts des plutons syn-tectoniques montrent des affinités avec ces derniers. Les deux familles de dykes observées aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud ont des affinités chimiques avec le pluton syn-volcanique de La Dauversière et sont possiblement du même âge.

### 9.2. Déformation

La cartographie détaillée effectuée par la Corporation Minière Inmet combinée à nos travaux ont permis d'illustrer la complexité structurale du couloir de déformation de Fancamp. 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 NNE-SSO, a été mieux délimitée à la suite de nos travaux de l'été 1995. Ce pli résulte du premier événement de déformation ( $D_1$ ) dans la région à l'étude. Daigneault et Allard (1990) suggèrent que ces plis précoces ont pu être engendrée par un creux au sein de la topographie du socle ou par un raccourcissement précoce de direction E-O. Une autre interprétation est que ce pli résulte d'un effet de dôme associé à la mise en place des intrusions synvolcaniques (Complexe Eau Jaune et pluton de La Dauversière). Si tel est le cas, une structure anticlinale devrait exister au sud du pluton de Verneuil.

Le deuxième événement de déformation ( $D_2$ ) dans la région à l'étude se manifeste par la schistosité principale ( $S_p$ ), le métamorphisme aux faciès des schistes verts et des plis mégascopiques et mésoscopiques d'orientation E-O. Cet événement est relié à la déformation régionale causée par un raccourcissement N-S. Des zones de déformation précoces (ZDP) sont contemporaines à cet événement de déformation. Certaines d'entre elles sont intimement associées aux bordures des plutons. L'autre type de zone de déformation précoce est spatialement relié à des grandes zones d'altération. La relation entre ces zones de forte déformation et l'altération est évidente à la plupart des indices et aux gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Bien que la foliation et la linéation d'étirement sont beaucoup mieux développées dans ces zones d'altération qu'ailleurs, elles sont dans tous les cas compatibles avec la déformation  $D_2$ . Ces zones sont semblables aux couloirs de déformation E-O retrouvés dans la Sous-province de l'Abitibi.

Le troisième événement de déformation ( $D_3$ ) observé dans la région à l'étude est la déformation de Fancamp. Cet événement serait associé à un raccourcissement NO-SE et on lui attribue les plis, les kink bands et les clivages de crénulation ( $C_s$ ) d'orientation NE affectant la schistosité principale. Cet événement semble aussi avoir eu l'effet de serrer davantage le synclinal de Muscocho. Les plis, les kinks bands et les clivages de crénulation sont

concentrés dans ce que nous appelons le couloir de déformation de Fancamp (CDF). Dans les secteurs où la déformation régionale est faible, on observe qu'une inflexion de la schistosité principale et de la direction des couches. Dans les endroits où la déformation régionale est forte (c.-à.-d. les ZDP), la schistosité principale et les contacts lithologiques sont fortement affectés. Des exemples de l'effet de Fancamp sur des zones de déformation précoce sont observés aux indices Coyote, des Tranchées et Murgor C. Il est bon de remarquer que le couloir de déformation de Fancamp coïncide avec une zone où se retrouve plusieurs zones de déformation précoce, une forte densité de dykes felsiques ainsi qu'une proportion plus élevée de volcanoclastites. 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. Les effets de l'orogène grenvillienne peuvent également être observés dans la région, mais ceux-ci se résument en général à des failles NNE plutôt cassantes.

### 9.3. Minéralisation

Plusieurs minéralisations aurifères ont fait l'objet d'une étude détaillée, dont les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud. Les relations chronologiques entre la minéralisation aurifère et la schistosité principale aux indices de Murgor B et C indiquent clairement la présence de plus d'un événement de minéralisation. La minéralisation aurifère à l'indice Murgor B est associée à des fragments schisteux dans une matrice de quartz-ankérite-tourmaline-pyrite. L'orientation aléatoire de la schistosité de différents blocs indique une minéralisation tardive par rapport à la déformation  $D_2$  responsable de la schistosité  $S_p$ . La minéralisation aurifère à l'indice Murgor C, est associée à des veines d'albite-pyrite-or qui sont recoupées par un dyke felsique affecté par la schistosité  $S_p$ . Cette minéralisation est donc précoce par rapport à la déformation  $D_2$ .

Dans la région à l'étude, nous observons deux grandes familles de minéralisation aurifère. La première famille inclut le gisement de Chevrier Sud, l'indice Lipsett et l'indice des Tranchées. Ces minéralisations sont associées à de la pyrite disséminée dans un encaissant où les veines de quartz sont en quantité mineure (type disséminé). Le minéral d'altération dominant est la séricite. Une deuxième famille de minéralisation est associée à des veines de quartz (type filonien) et à une altération intense en carbonate de fer et en séricite. Les indices "East Showing", "West Showing", Murgor  $C_1$  et

Murgor B ainsi que le gisement de Chevrier appartiennent à cette catégorie. Les indices Murgor  $C_1$  et Coyote sont plus ou moins uniques dans la région à l'étude.

D'après nos observations, les gisements de Chevrier et de Chevrier Sud sont des styles de minéralisation différents. Ceci est possiblement relié qu'à la différence lithologique des encaissants. À Chevrier Sud, la présence de dykes felsiques qui recourent la minéralisation et qui ont une affinité avec le pluton syn-volcanique de La Dauversière suggère que la minéralisation aurifère de ce gisement est d'âge syn-volcanique. Basé sur une comparaison avec les minéralisations récentes, le gisement de Chevrier Sud pourrait représenter un porphyre aurifère ou une minéralisation épithermale à haute fugacité de soufre. Cependant la zone aurifère majeure n'est pas centrée sur une intrusion felsique et on retrouve des valeurs d'argent assez élevées. Ces deux points semblent exclure le modèle de porphyre aurifère. Le modèle épithermal à forte fugacité de soufre mérite d'être examiné de plus près, bien que le niveau de déformation élevé rend difficile sa reconnaissance. Pour l'instant, le gisement de Chevrier Sud sera considéré comme une minéralisation de filiation magmatique. Le gisement de Chevrier semble représenter une minéralisation de type mésothermal (Robert et Brown, 1986a, 1986b). Cependant, la présence d'un tel gisement à l'écart des grandes structures E-O de l'Abitibi est inusitée.

L'impact de cette étude sur l'exploration des extensions de ces deux gisements se situe surtout sur une meilleure compréhension de la géométrie de ceux-ci. Les veines de quartz-ankérite du gisement de Chevrier semble être compatible structurellement avec la schistosité principale  $S_p$ . Nous avons aussi démontré que les minéraux d'altération sont alignés dans la schistosité  $S_p$ . La présente configuration des structures minéralisées devrait donc être influencée par les déformations  $D_2$  et  $D_3$ . L'effet du plissement associé à l'événement  $D_3$  explique la variation de l'angle entre la schistosité  $S_p$  et l'axe des carottes de forage ainsi que la difficulté de corréliser les forages d'une même section. Le tracé de la schistosité principale et des contacts lithologiques du secteur est très mal connu et l'orientation des structures minéralisées demeure incertaines même si l'enveloppe contenant les structures semble être d'orientation NE-SO. Le gisement de Chevrier Sud a aussi été affecté par les deux événements majeurs de déformation, soit  $D_2$  et  $D_3$ . La zone aurifère principale se situe près du contact entre les

volcanoclastites et les basaltes, à l'intérieur de ces derniers. Comme à Chevrier, le tracé de la schistosité principale est mal connu. Cependant, les contacts lithologiques et la structure minéralisée sont ici corrélables d'une section à l'autre. Une compilation détaillée de l'angle de la schistosité principale avec l'axe de la carotte, des différents types de lithologie et du degré de déformation devra être effectuée à l'aide des forages et des affleurements des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud afin de mieux définir le contexte structural et géologique des structures minéralisées. Ceci devrait par la suite permettre la localisation des extensions des structures connues et permettre la découverte de nouvelles structures minéralisées.

### Remerciements

La Corporation Minière Métall, Géonova Exploration et le MRNQ sont remerciés pour le financement et l'appui logistique, ainsi que l'accès aux données. Nous remercions MM. Rodrigue Ouellet et Pierre Lévesque de la Corporation Minière Inmet pour leurs commentaires et les nombreux échanges d'information concernant les travaux de la CMM sur le couloir de Fancamp. Claude Dion du MRNQ est aussi remercié pour ses services durant le travail d'été, ainsi que pour ses commentaires sur le présent rapport. Le spectromètre à rayon gamma fut emprunté de Brian Charbonneau de la Commission Géologique du Canada. Nous tenons aussi à remercier Patrick Mercier-Langevin pour son excellent travail durant l'été en tant qu'assistant géologue.

### Références

- ATKINS, W.M., 1986 - Fancamp Township project Exploration Report. Murgor Resources Inc. Rapport interne. 41 pages.
- BELLAVANCE, Y., 1984 - Étude pétrographique et structurale du batholite de La Dauversière. Projet de fin d'étude. Université du Québec à Chicoutimi. 70 pages.
- CHARBONNEAU, B.W. - FORD, K.L. - CAMERON, G.W., 1981 - Equilibrium between U and eU ( $^{214}\text{Bi}$ ) in surface rocks of Canada. Geological Survey of Canada; Paper 81-1C, pages 45-50.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - MORTENSEN, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2211-2225.
- DAIGNEAULT, R. - 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, Québec; DPV 83-11, pages 1-18.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1990 - Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM89-03, 275 pages.
- DAVIES, J.F. - WHITEHEAD, R.E.S. - CAMERON, R.A. - DUFF, D., 1982 - Regional and local patterns of  $\text{CO}_2$ -K-Rb-As alteration: A guide to gold in the Timmins area. Dans: Geology of Canadian Gold Deposits, Hodder, R.W. - Petink, W. (Éditeurs), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, pages 130-143.
- DUPUIS, L., 1992 - Géochimie de la zone Chevrier et des roches encaissantes. Rapport interne. Minnova Inc. Division d'exploration. 51 pages.
- FRASER, R.J., 1993 - The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: a possible Archean porphyry system. Economic Geology; volume 88, pages 1685-1699.
- HANSON, G.N., 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters; volume 38, pages 26-43.
- 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 de 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 du Québec; DPV-723, 47 pages.
- HOLMES, S., 1959 - Région de Fancamp-Haïy, 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.

HUGON, H., 1986 - The Hemlo deposits, Ontario, Canada: A central portion of a large scale, wide zone of heterogeneous ductile shear. Dans: Gold '86, A.J. Macdonald (éditeur), Konsult International, pages 379-387.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.

KILLEEN, P.G., 1979 - Gamma-ray spectrometric methods in uranium exploration - application and interpretation. Dans: Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores, P.J. Hood (éditeur), Geological Survey of Canada, Economic Geology Report; volume 31, pages 163-229.

KISHIDA, A. - KERRICH, R., 1987 - Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. Economic Geology; volume 82, pages 649-690.

KUHNS, R.J. - SAWKINS, F.J. - ITO, E., 1994 - Magmatism, metamorphism and deformation at Hemlo, Ontario, and the timing of Au-Mo mineralization in the Golden Giant Mine. Economic Geology; volume 59, pages 720-756.

LALONDE, A.E. - 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; volume 31, pages 203-217.

LEGAULT, M.I., 1993 - Petrology and geochemistry of sedimentary rocks of the Timiskaming Group, Kirkland Lake region, Abitibi greenstone belt. Université d'Ottawa; mémoire de maîtrise, 123 pages.

LEGAULT, M.I. - COUTURE, J.-F. - 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.

MAGNAN, M., 1990 - Pétrographie, minérigraphie et lithogéochimie d'un gabbro aurifère cisailé et altéré. Canton de Fancamp, région de Chibougamau. Université Laval. Projet de fin d'étude. 20 pages.

MARQUIS, P. - BROWN, A.C. - HUBERT, C. - RIGG, D.M., 1990 - Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami Mine, Abitibi greenstone belt, Québec. Economic Geology; volume 85, pages 746-764.

MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau - Matagami - Joutel region. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 30, pages 11-28.

OUELLET, R., 1986 - Rapport sur les travaux effectués en 1985 - Projet Diana. Rapport interne. Corporation Falconbridge Copper, Division Exploration. 58 pages.

RACICOT, D. - CHOWN, E.H. - HANEL, T., 1984 - Plutons of the Chibougamau - Demaraisville belt: a preliminary survey. Dans: Chibougamau. Stratigraphy and mineralization, Guha, J. - Chown, E.H. (Éditeurs), Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 178-197.

RAMSAY, G.J. - GRAHAM, R.H., 1970 - Strain variation in shear belts. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 7, pages 786-813.

ROBERT, F., 1990 - An overview of gold deposits in the eastern Abitibi Subprovince. Dans: La ceinture polymétallique du nord-ouest Québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. CIM; Special Volume 43, pages 93-105.

ROBERT, F. - BROWN, A.C., 1986a - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Québec. Part I: Geologic relations and formation of the vein system. Economic Geology; volume 81, pages 578-592

ROBERT, F. - BROWN, A.C., 1986b - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone belt, Québec. Part II: Vein paragenesis and hydrothermal alteration. Economic Geology; volume 81, pages 593-616.

ROBERTS, R.G., 1988 - Archean lode gold deposits. Dans: Ore deposits Models, Roberts, R.G. - Sheehan, P.A. (Éditeurs), Geological Association of Canada, pages 1 - 20.

STONE, W.E., 1990 - Archean volcanism and sedimentation in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Québec: Implications for stratigraphy and gold concentration. Geological Society of America Bulletin; volume 102, pages 147-158.

STRECKEISEN, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews; volume 12, 1-33.

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.

TOURIGNY, G. - BROWN, A.C. - HUBERT, C. - CRÉPEAU, R., 1989 - Synvolcanic and syntectonic gold mineralization at the Bousquet Mine, Abitibi greenstone belt, Québec. Economic Geology; volume 54, pages 1875-1890.

TOURIGNY, G. - DOUCET, D. - BOURGET, A., 1993 - Geology of the Bousquet 2 Mine: an example of a deformed, gold-bearing, polymetallic sulfide deposit. Economic Geology; volume 88, pages 1578-1597.

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.

WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 201 pages 325-343.

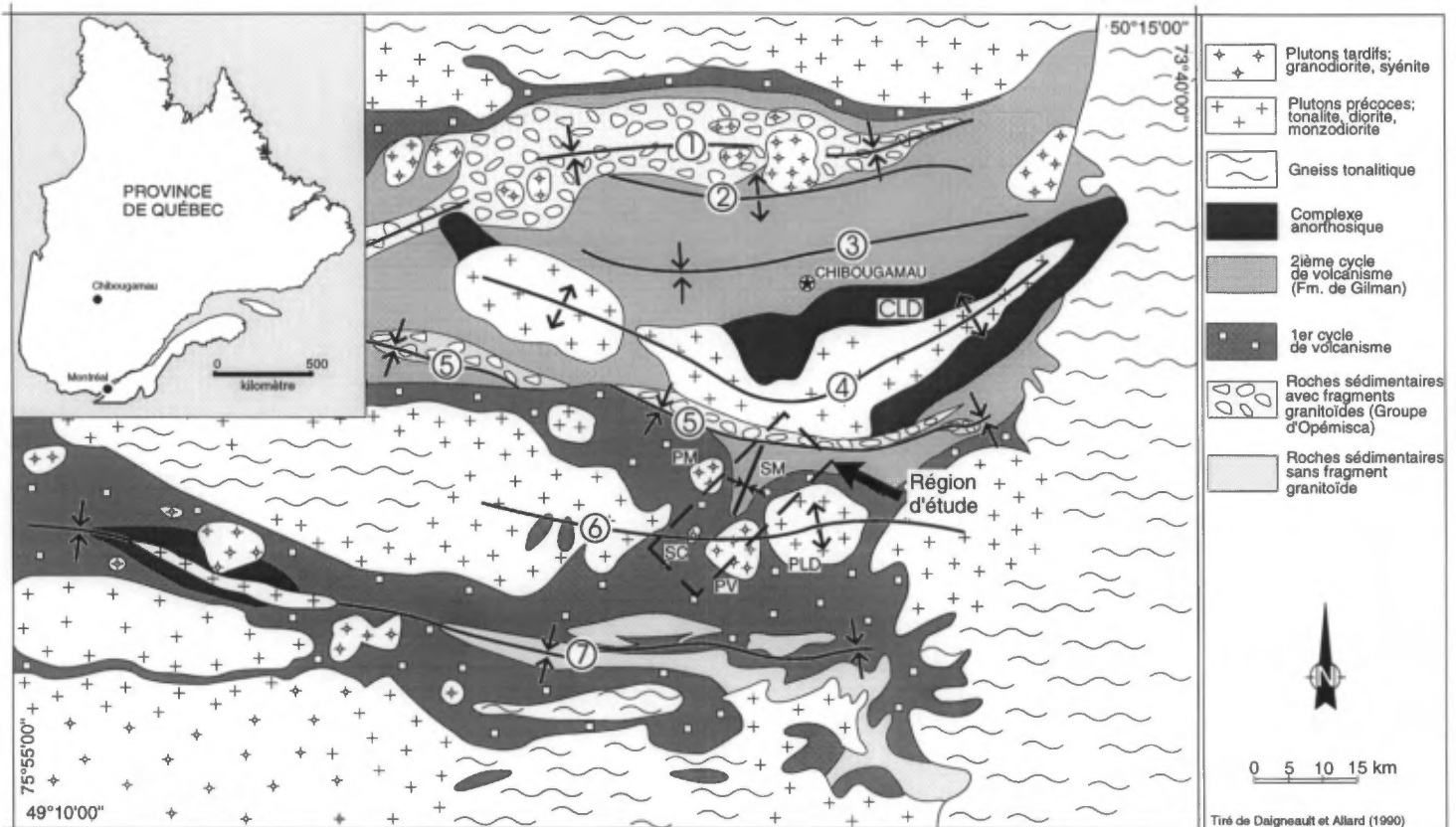


Figure 1. Carte géologique régionale de la partie NE de la Sous-province de l'Abitibi, 1 = Synclinal de Waconichi, 2 = Anticlinal de Waconichi, 3 = Synclinal de Chibougamau, 4 = Anticlinal de Chibougamau, 5 = Synclinal de Chapais, 6 = Anticlinal de La Dauversière, 7 = Synclinal de Druilletes, CLD = Complexe du Lac Doré, SM = Synclinal de Muscocho, PLD = Pluton de La Dauversière, PV = Pluton de Verneuil, PM = Pluton de Muscocho, SC = Stock de Chico. Tiré de Daigneault et Allard (1990).

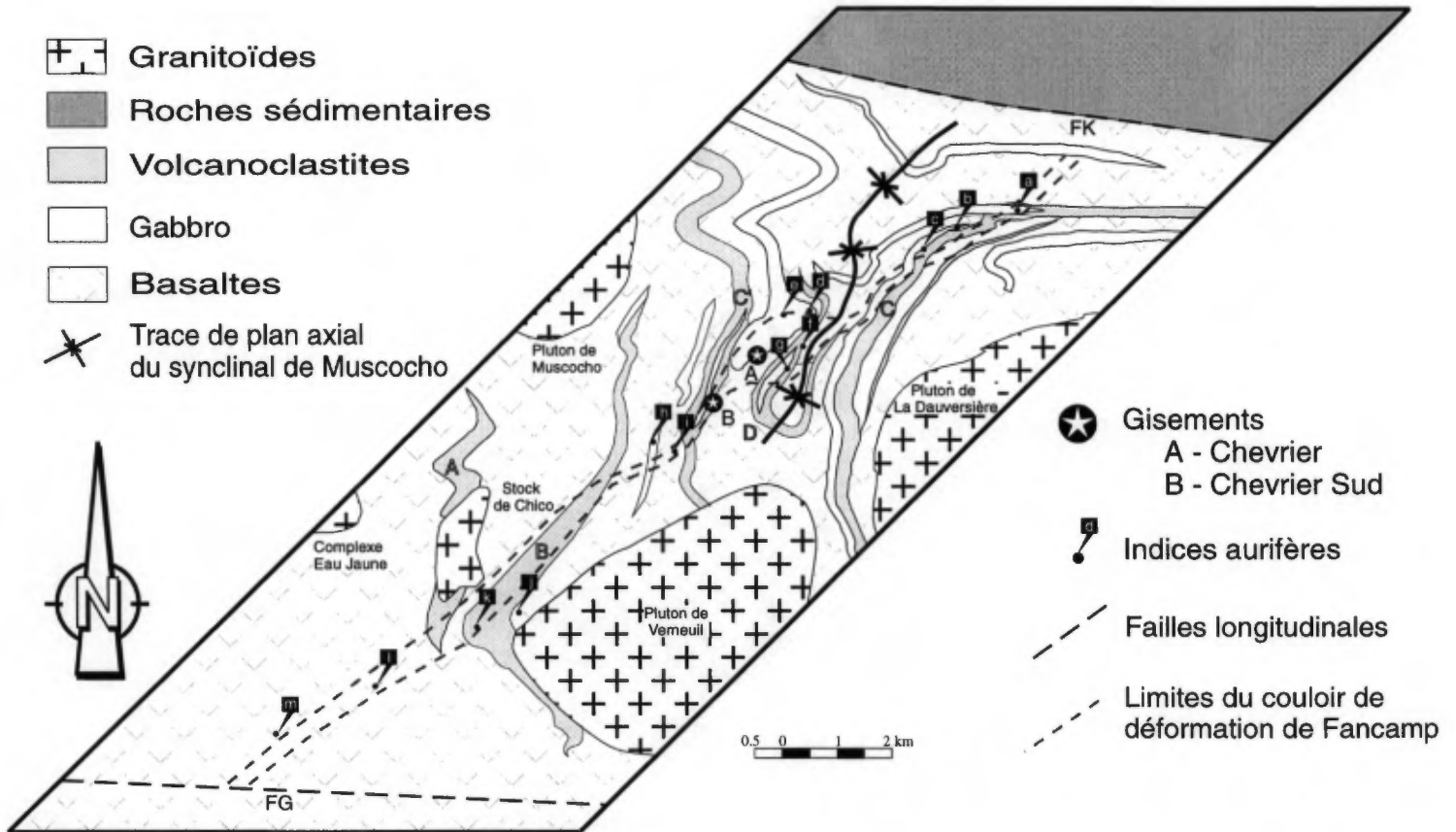


Figure 2. Géologie locale de la région d'étude modifiée de la carte de compilation de Corporation Minière Inmet. Indices et zones examinés durant les étés 1994 et 1995: a) East Showing; b) West Showing; c) RO Showing; d) Lipsett B; e) Lipsett; f) Coyote; g) des Tranchées; h) Minefinders A; i) Minefinders B; j) Murgor B; k) Murgor C; l) lac Baker; m) Lenora;. FG - Faille Guercheville; FK - Faille Kapunapotagen.



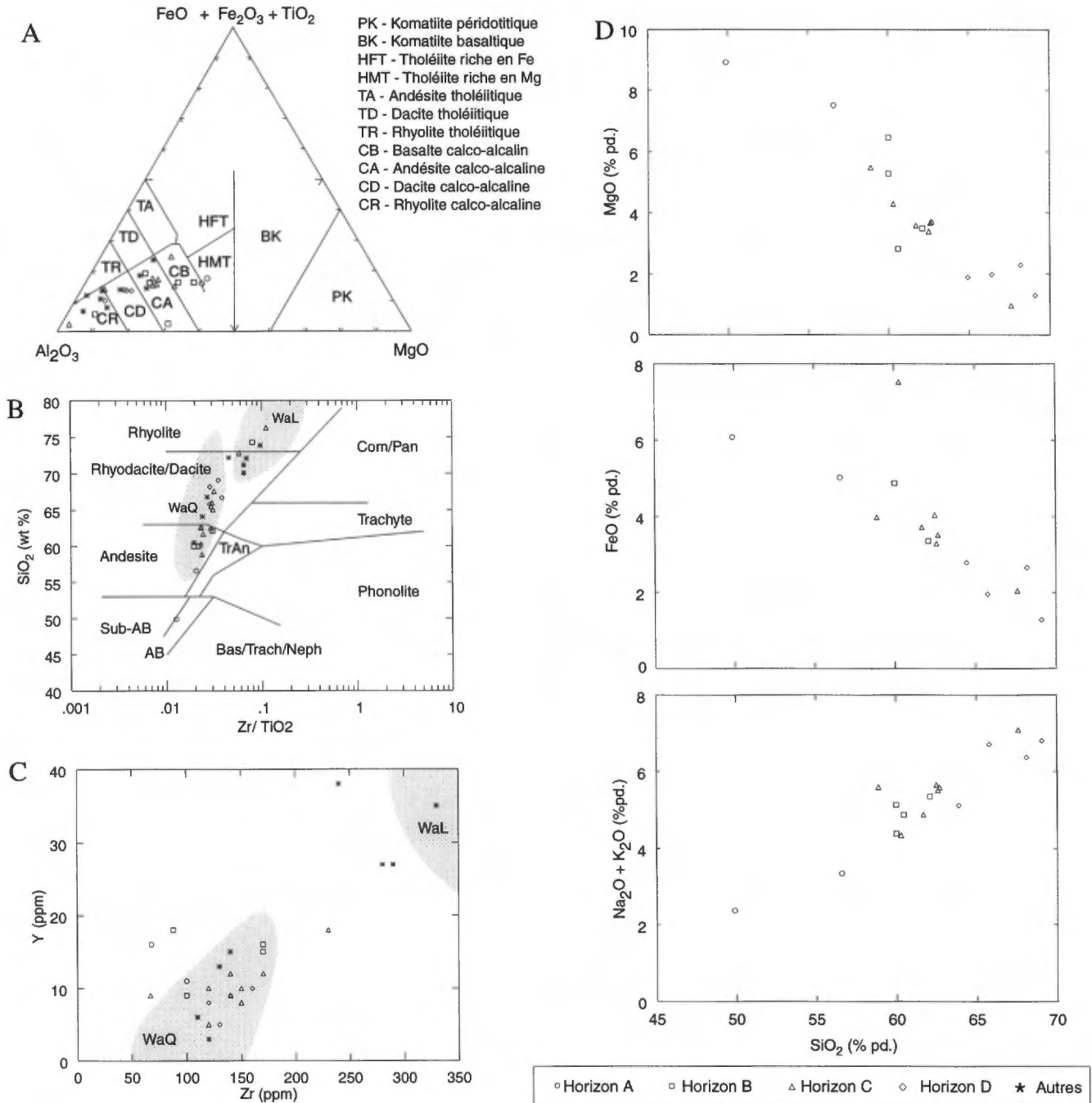


Figure 3. Diagrammes de Jensen (A),  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (B) Y versus Zr (C) et diagrammes de Harker montrant la variation en MgO,  $\text{TiO}_2$  et  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  des différents horizons de volcanoclastite (D). On observe bien la transition de mafique vers felsique de l'horizon D. Les champs du diagramme A proviennent de Jensen (1976) tandis que les champs du diagramme B proviennent de Winchester et Floyd (1977). Les champs pour les types Lemoine (Wal) et Queylus (WaQ) de la Formation de Waconichi proviennent de Daigneault et Allard (1990).

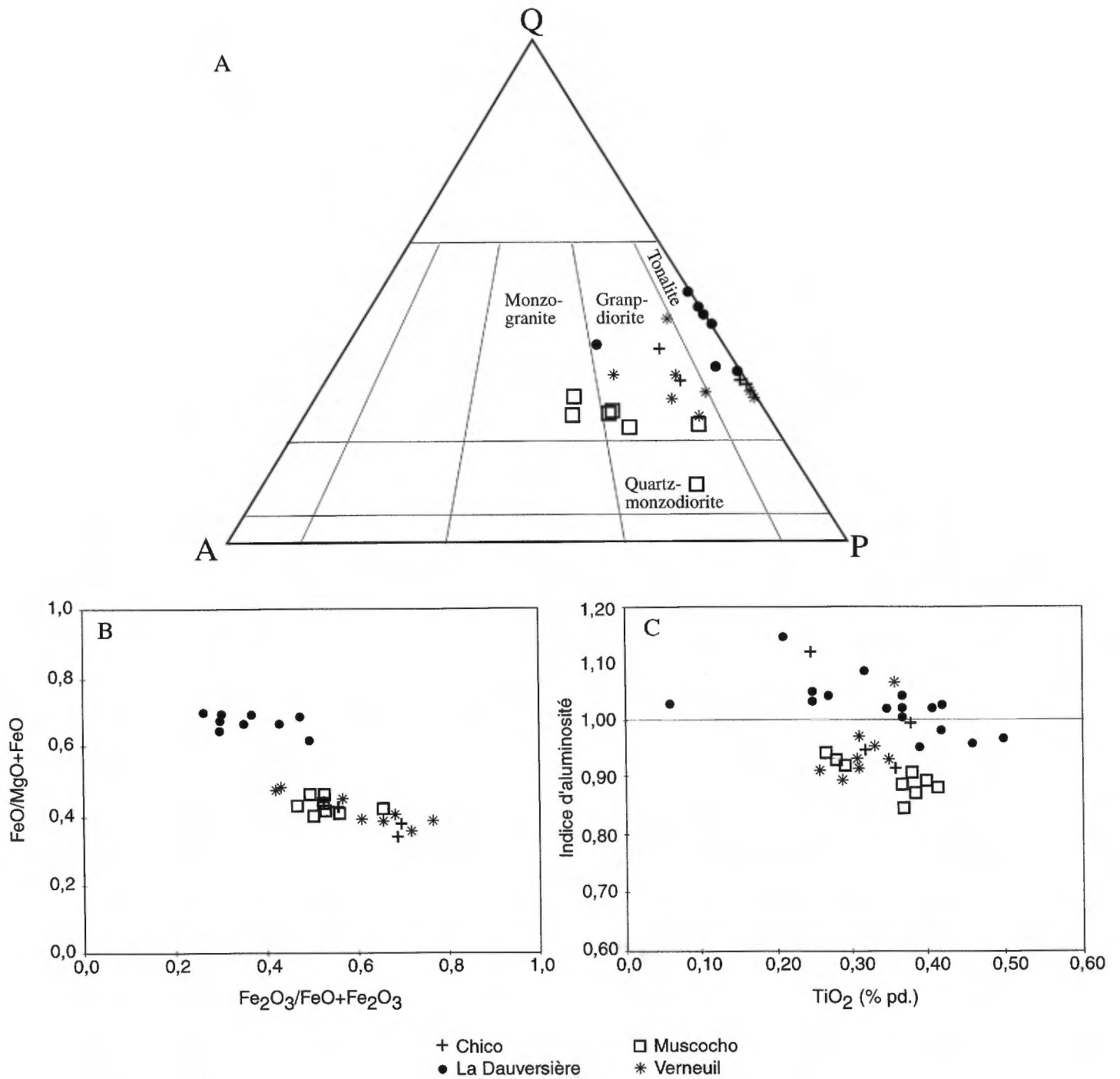


Figure 4. Diagramme modal Q(quartz)- A(feldspaths alcalin)- P(plagioclase) de Streckeisen (1976) (A),  $\text{FeO}/\text{MgO} + \text{FeO}$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  (B) et indice d'aluminosité ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  moléculaire) versus  $\text{TiO}_2$  (C) pour les quatre plutons. Le feldspath potassique fut coloré et les proportions des minéraux ont été estimées à partir de sections polies.

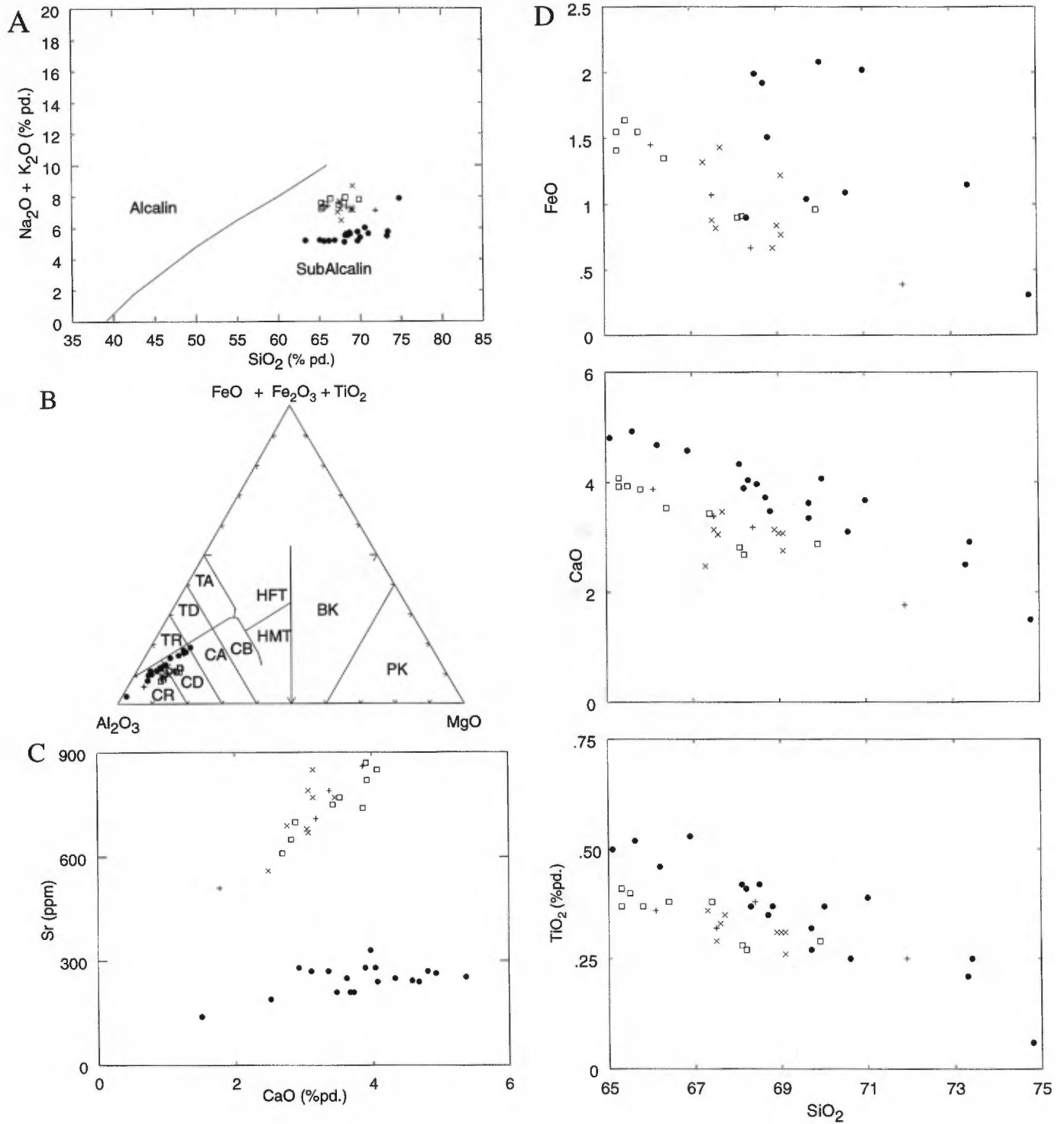


Figure 5. Diagrammes d'Irvine et Baragar (A), de Jensen (B), de Sr versus CaO (C) et de Harker pour le FeO, le MgO et le  $\text{TiO}_2$  (D) pour les intrusions granitoïdes. Les lignes qui délimitent les champs sont tirées de Irvine et Baragar (1971) (A) et Jensen (1976) (B). Voir la figure 4 pour la légende.

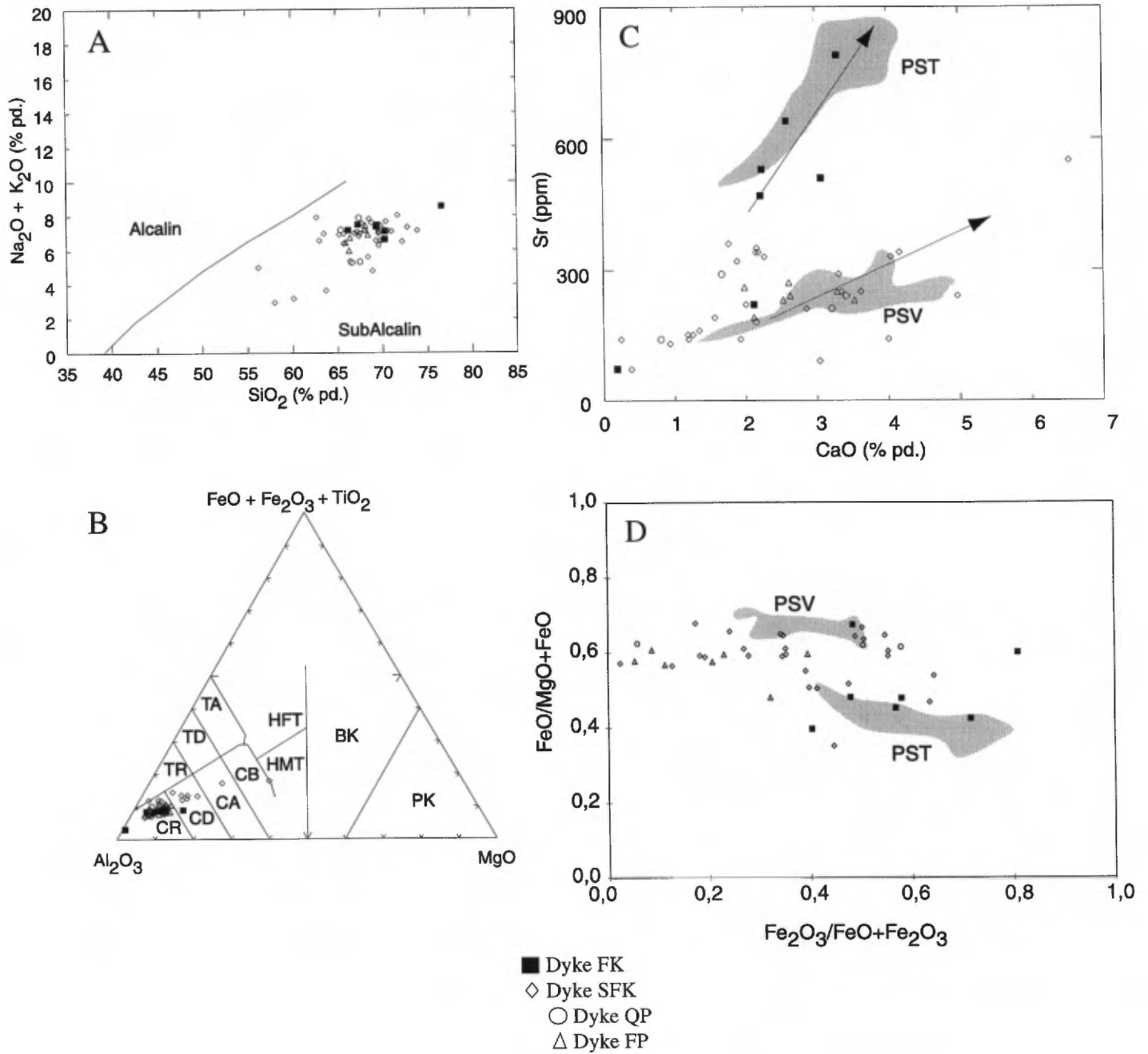


Figure 6. Diagrammes d'Irvine et Barragar (A), de Jensen (B), de Sr versus CaO (C) et de  $\text{FeO}/\text{MgO} + \text{FeO}$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (D) pour les dykes felsiques. Les lignes qui délimitent les champs sont tirées de Irvine et Barragar (1971) et de Jensen (1976). PSV - champ des plutons syn-volcaniques; PST - champ des plutons syn-tectoniques.

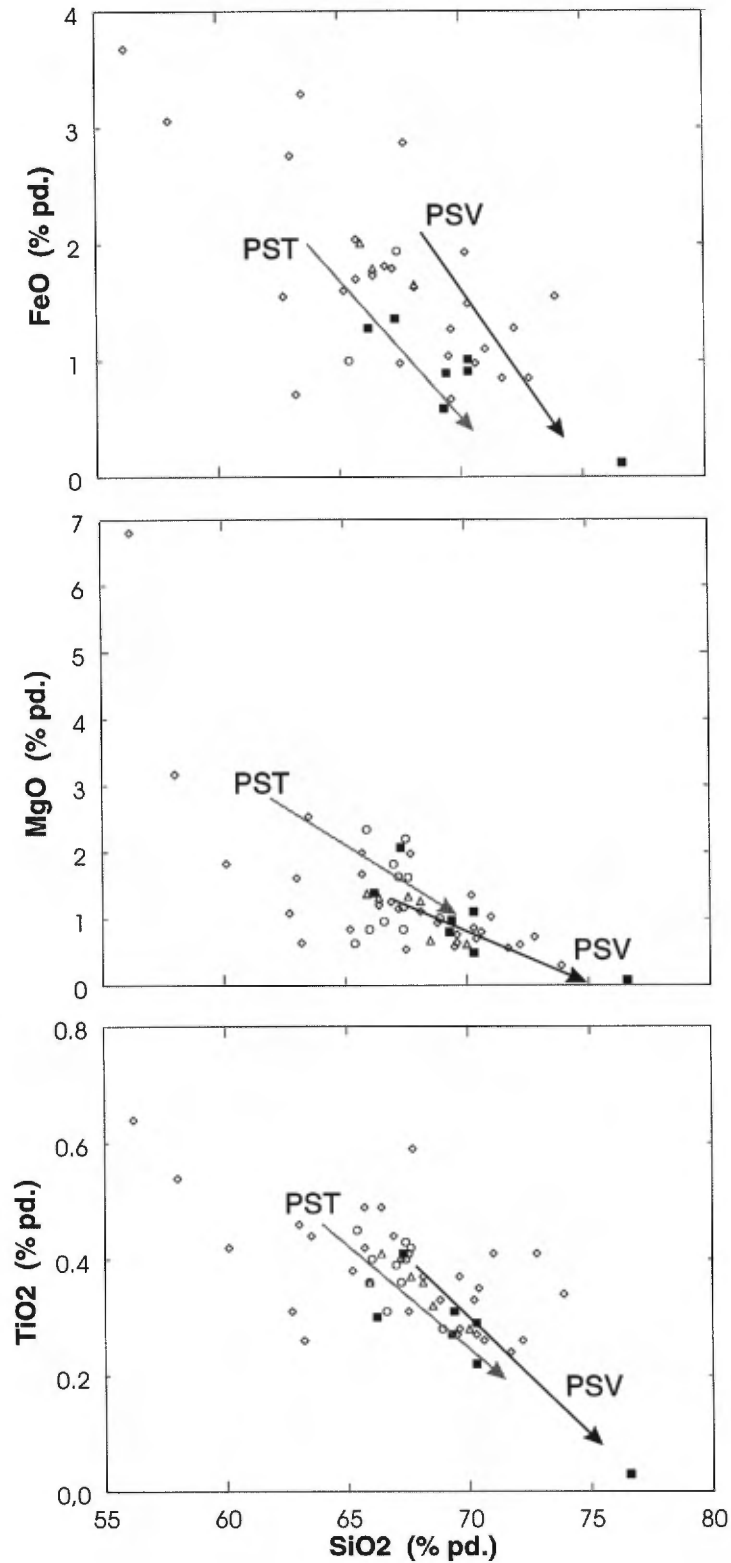


Figure 7. Diagrammes de Harker montrant les variations de FeO, MgO et TiO<sub>2</sub> des dykes felsiques et des tendances pour les plutons syn-volcaniques (PSV) et pour les plutons syn-tectoniques (PST). Voir la figure 6 pour la légende.

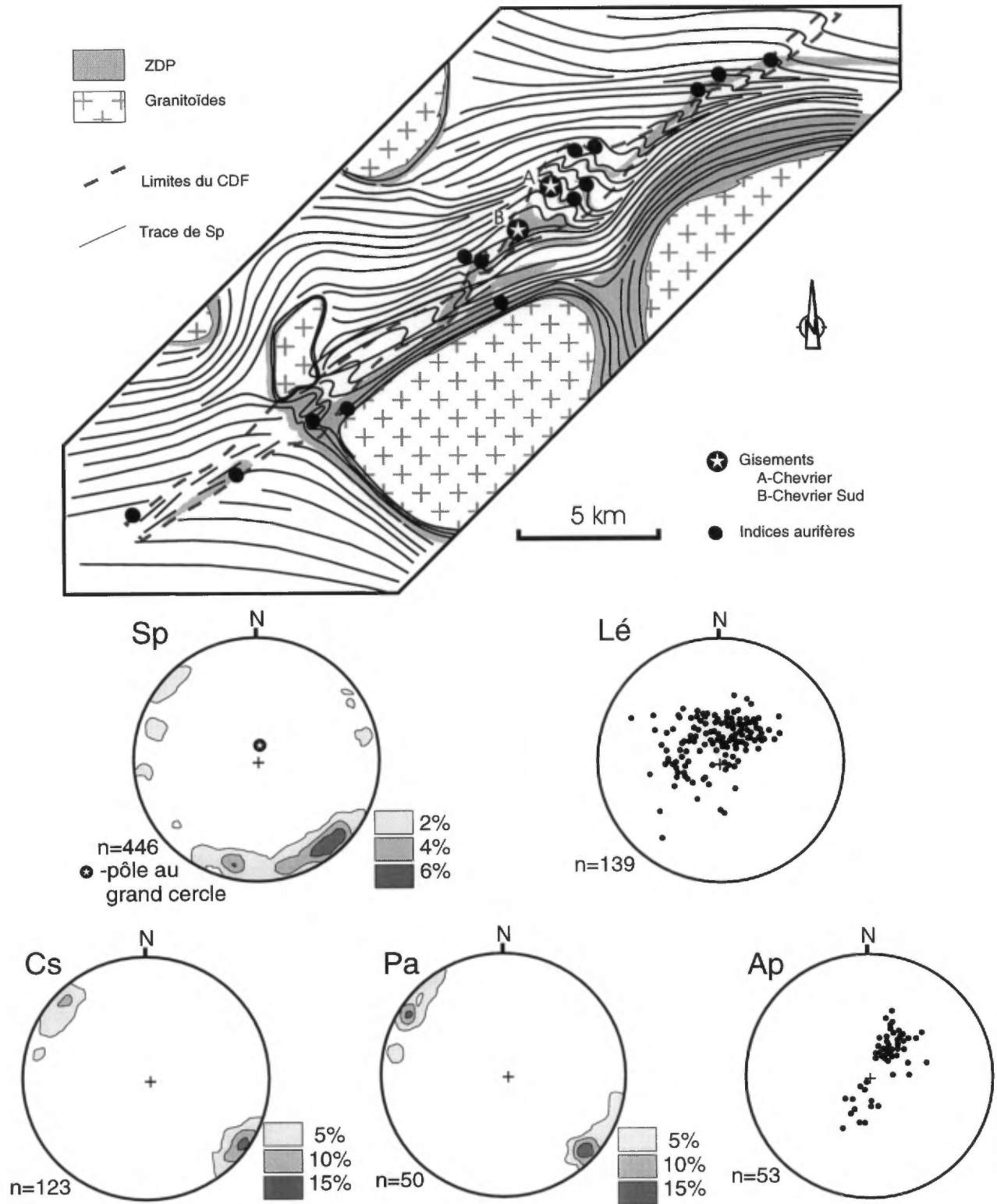


Figure 8. Carte de trajectoire de la schistosité principale de la région à l'étude. Les stéréogrammes de la schistosité principale (Sp), de la linéation d'étirement (Lé), du clivage secondaire (Cs), de plan axial (Pa) et de l'axe de pli (Ap) sont basés sur les mesures à l'intérieur du CDF effectuées 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%.

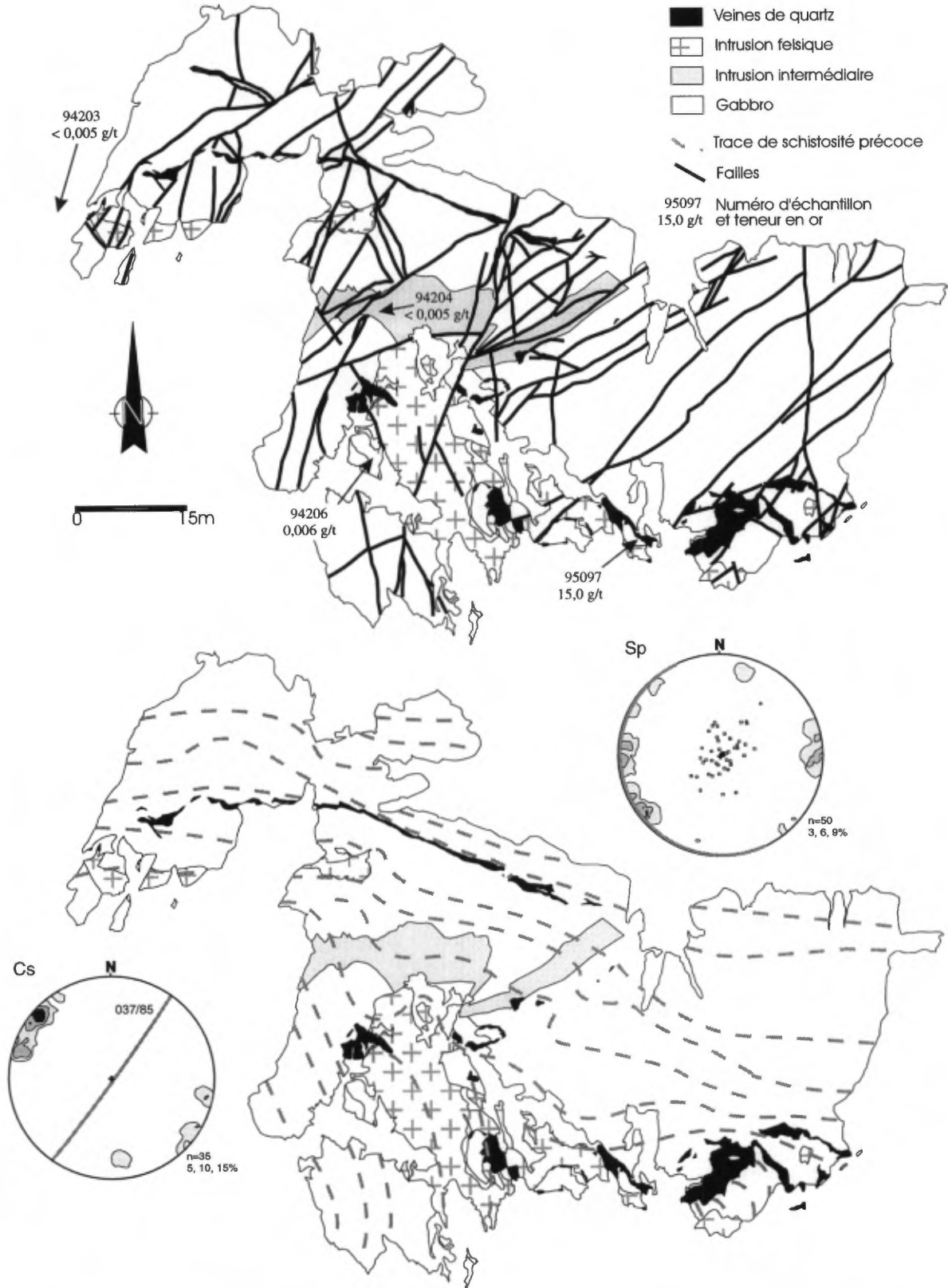


Figure 9. Carte géologique (haut) et carte de tracé de la schistosité principale (bas) du décapage principal de l'indice "East Showing". Modifié de Ouellet (1986). Le stéréogramme montre la distribution selon un grand cercle des mesures de schistosité. Le pôle de ce grand cercle (•) est vertical et est co-linéaire avec les linéations d'étirement (□).

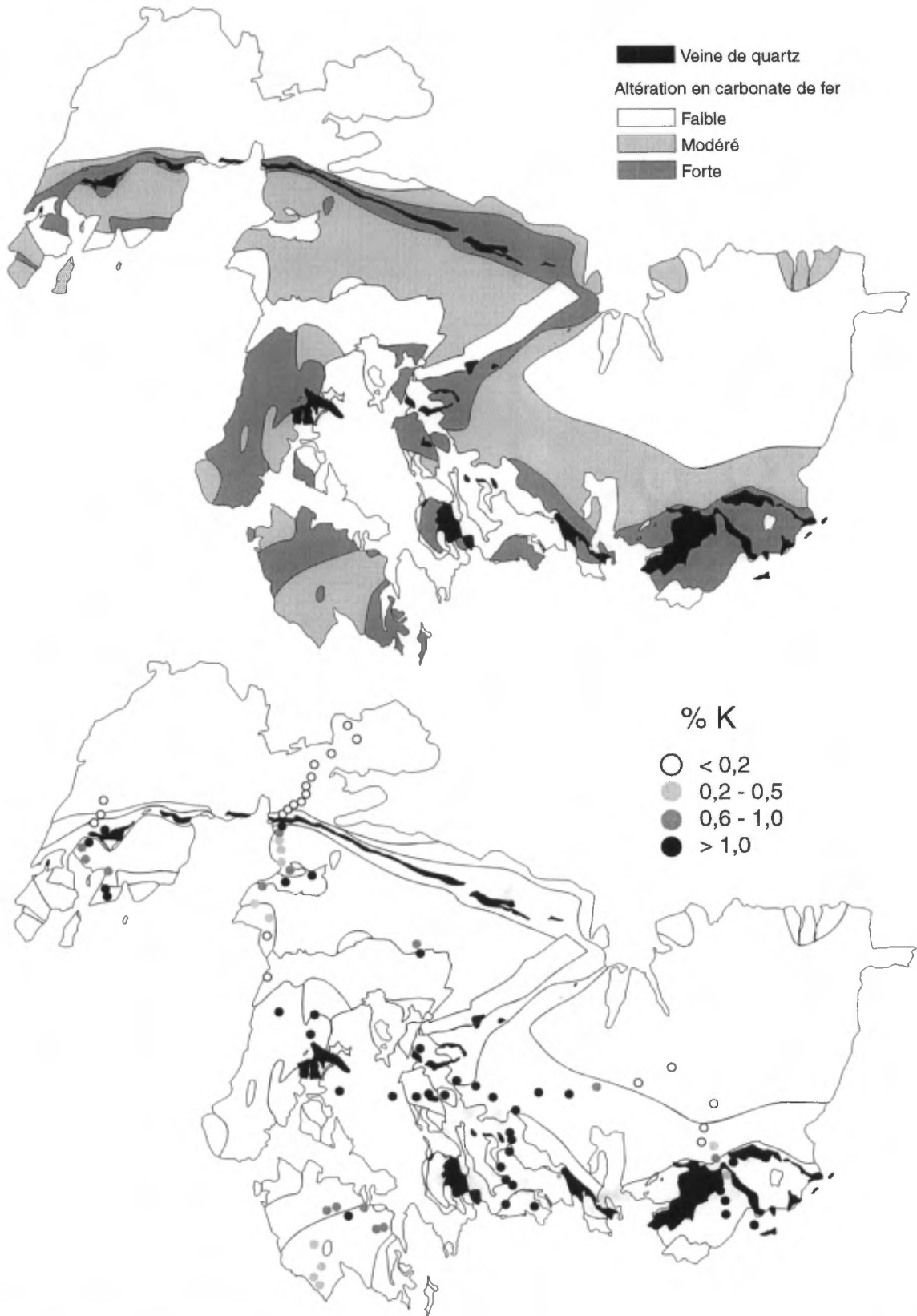


Figure 10. Carte d'altération du décapage principal de l'indice "East Showing". L'altération en carbonate de fer est estimée visuellement, tandis que les valeurs de potassium déterminées à l'aide d'un spectromètre à rayon gamma devraient être proportionnelles au pourcentage de séricite.



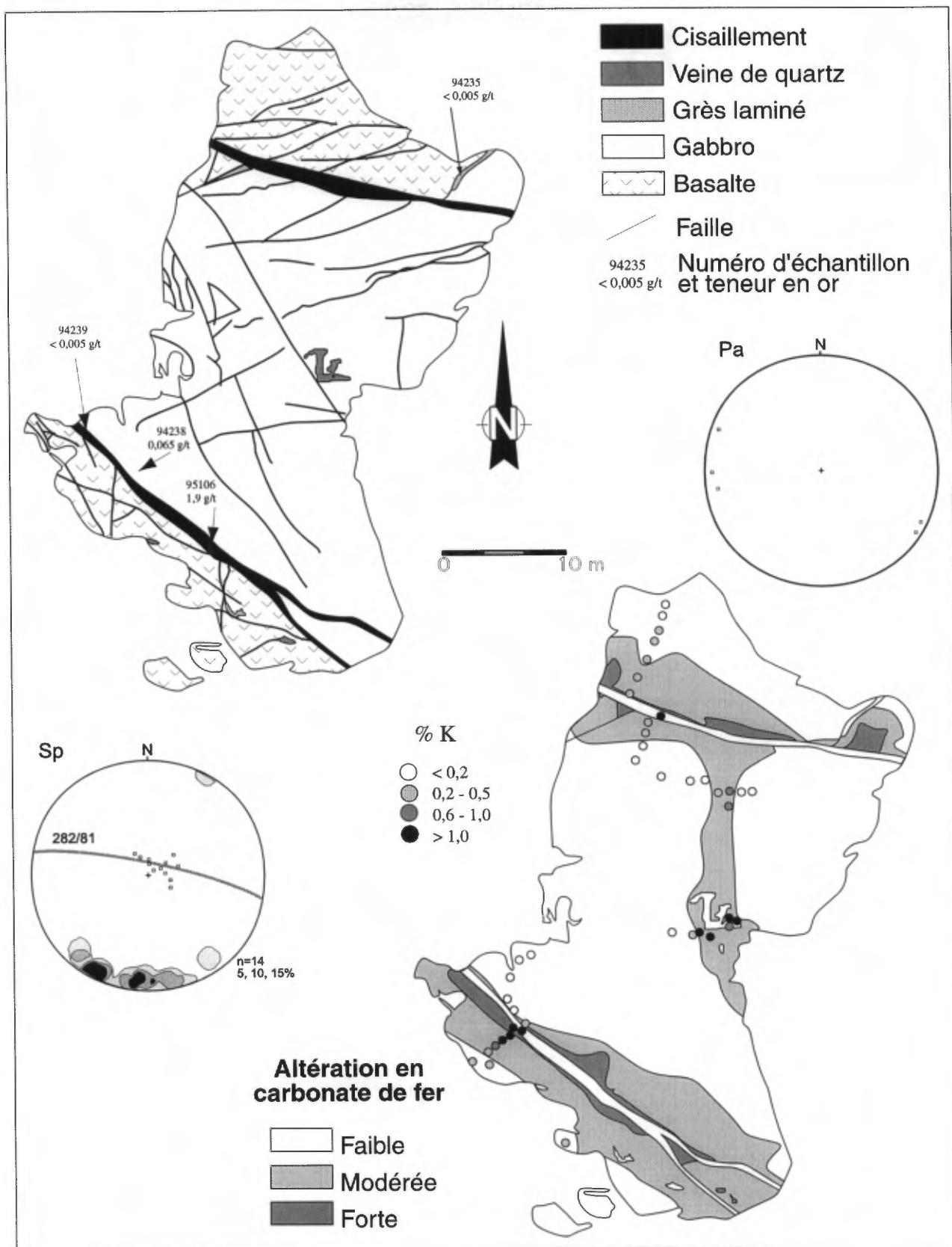


Figure 11. Carte géologique (haut) et d'altération (bas) de l'indice "West Showing". Modifiée de Ouellet (1986). La schistosité principale est plus ou moins constante avec une linéation d'étirement (□) abrupte. L'altération en carbonate de fer est estimée visuellement, tandis que les valeurs de potassium mesurées à l'aide d'un spectromètre à rayon gamma devraient être proportionnelles au pourcentage de séricite.

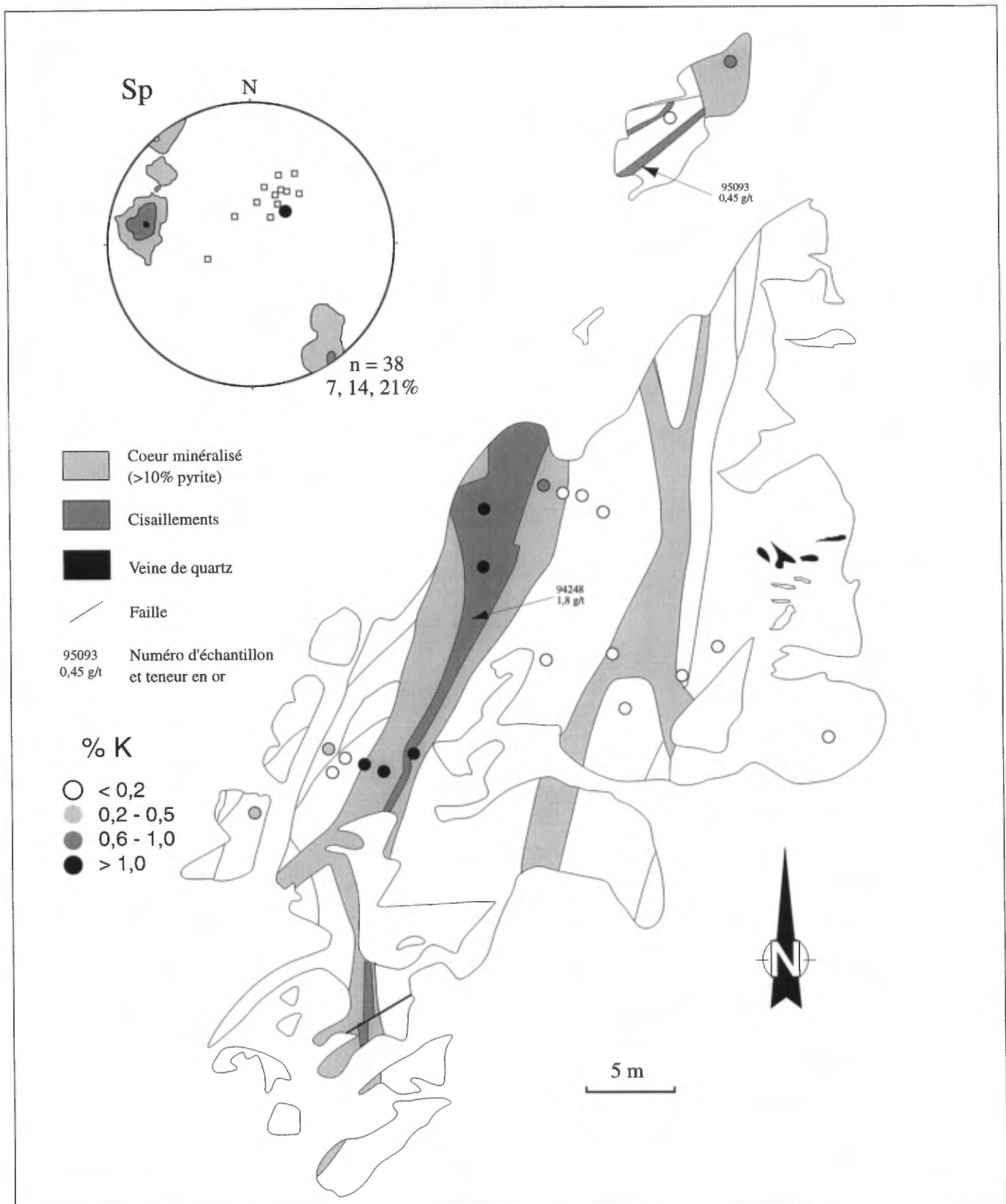


Figure 12. Carte géologique de l'indice Lipsett. Modifiée de Vincent (1989). Les valeurs de potassium mesurées à l'aide d'un spectromètre à rayon gamma devraient être proportionnelles au pourcentage de séricite. Les mesures de schistosités principales définissent un amorce de distribution en grand cercle. Les linéations d'étirement ( $\square$ ) sont colinéaires avec le pôle du grand cercle ( $\bullet$ ).

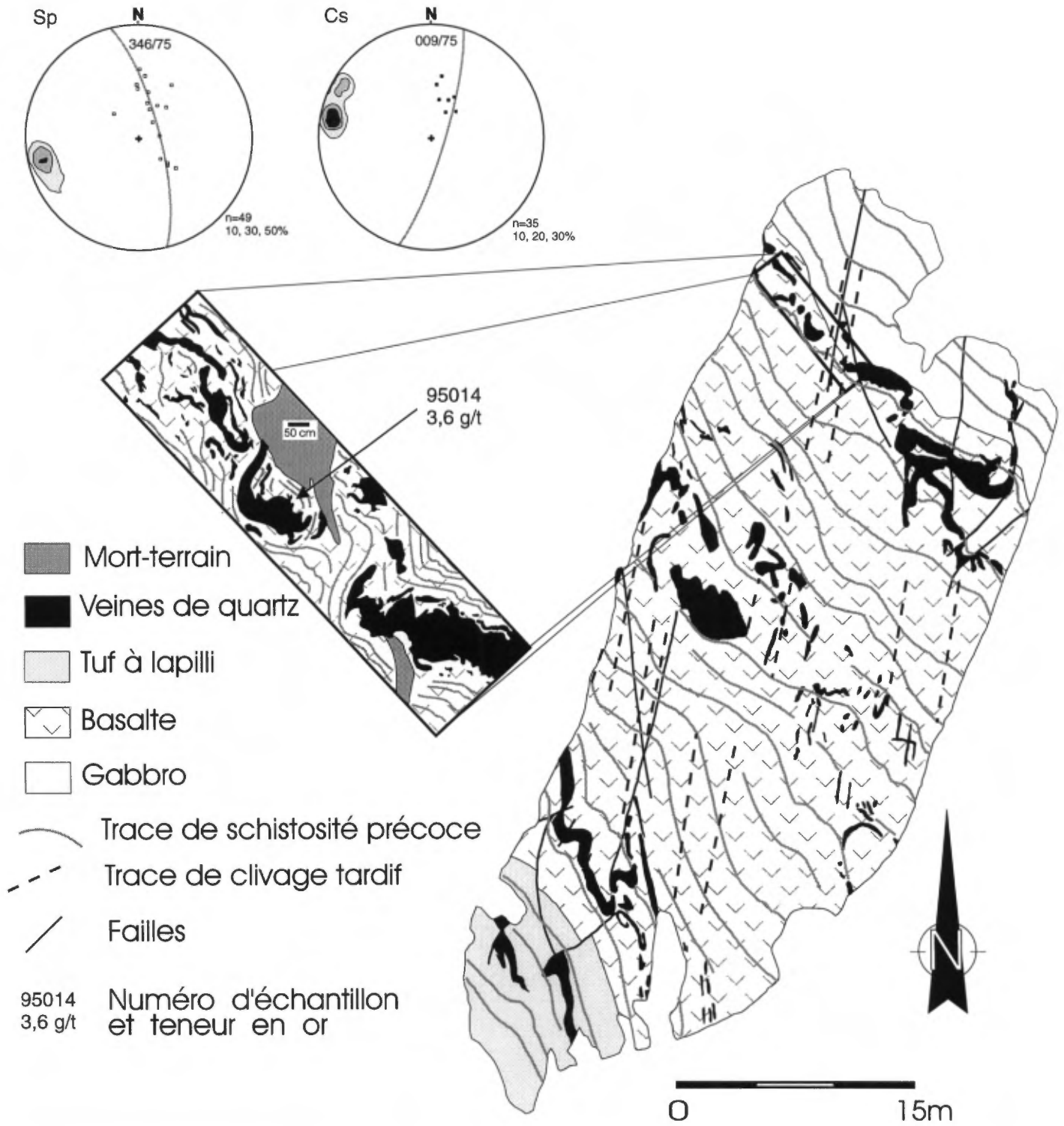


Figure 13. Carte géologique de l'indice Coyote. Remarquez le léger plissement de la schistosité précoce et la présence d'un clivage de crénelation. On remarque aussi que les veines sont fortement affectées par la schistosité.

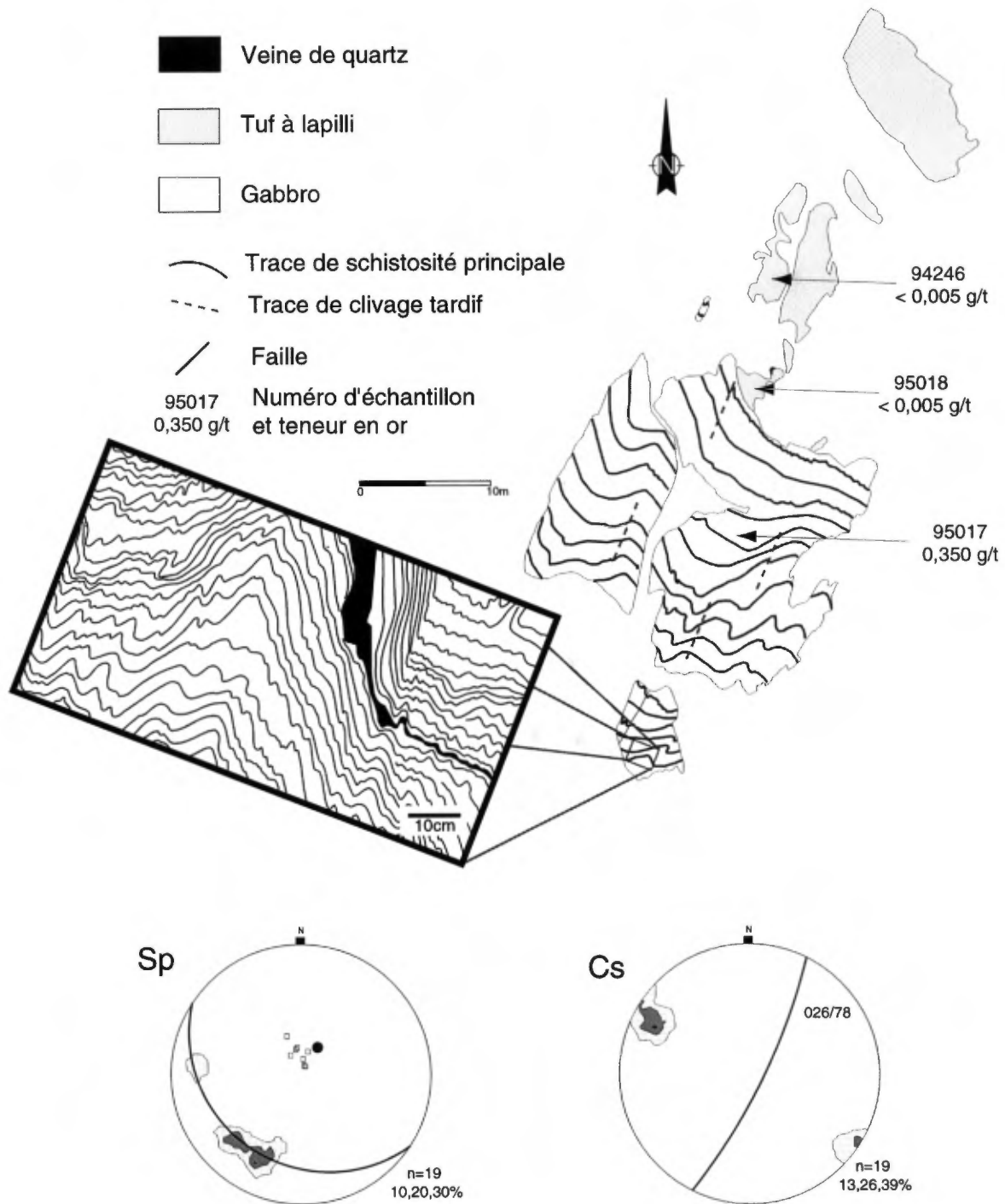


Figure 14. Carte géologique de l'indice des Tranchées. Remarquez le plissement de la schistosité précoce qui est illustré par l'amorce d'une distribution en grand cercle des mesures de schistosité. Les linéations d'étirement (□) sont co-linéaires avec le pôle du grand cercle (●).



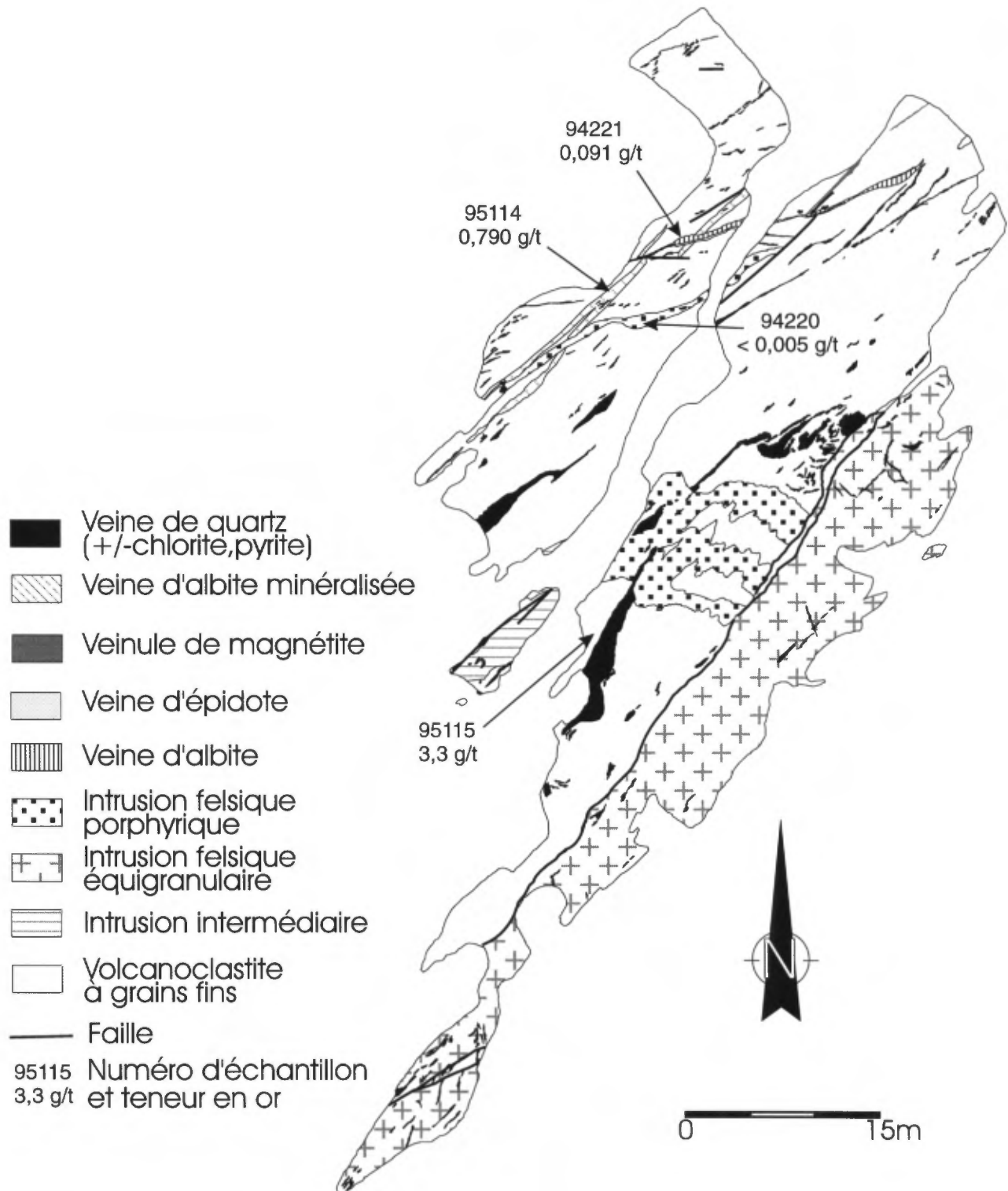


Figure 16. Carte géologique de l'indice Murgor C. Modifiée de Hopson (1991).

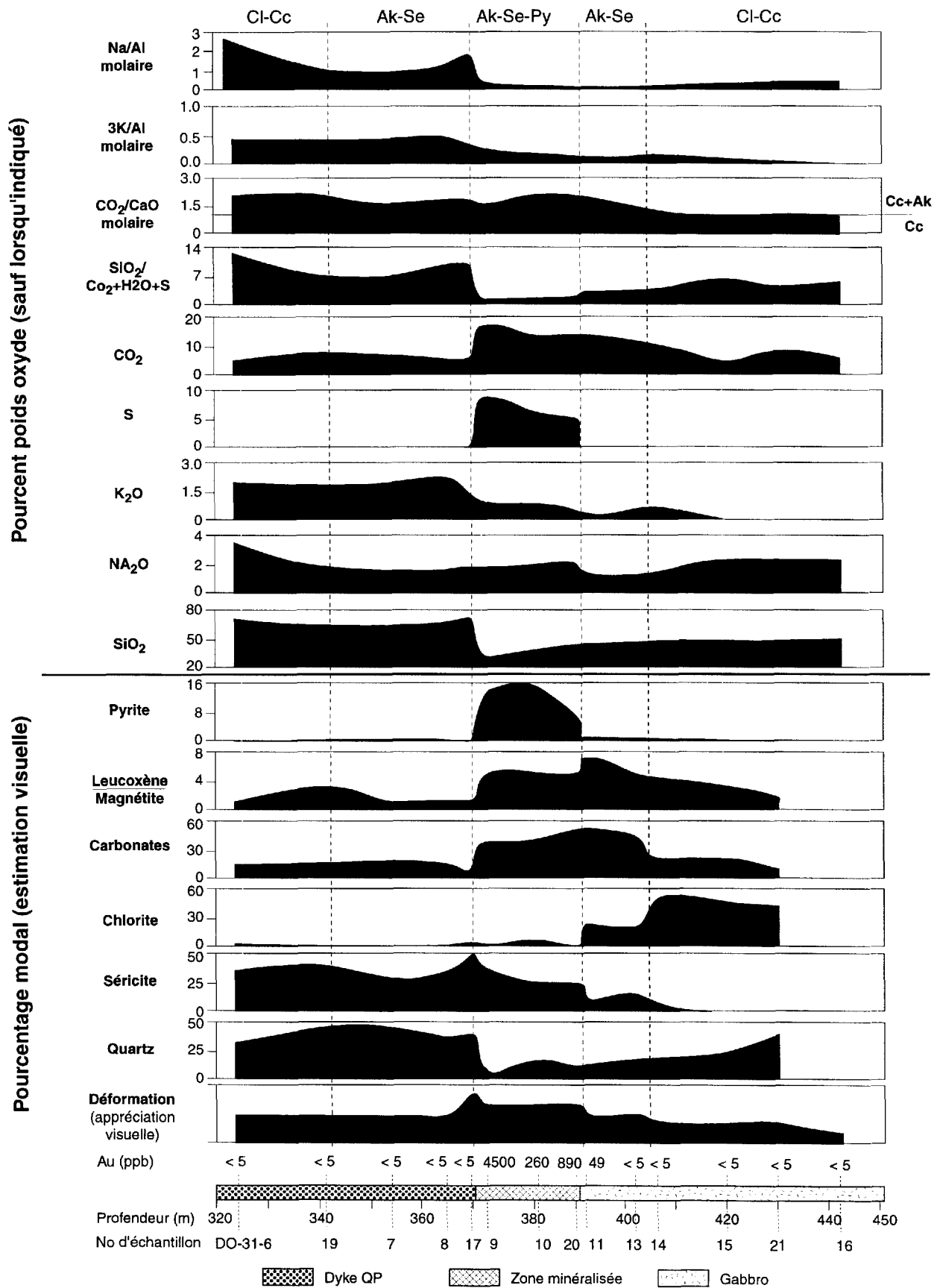


Figure 17. Section de forage DO-31 montrant les variations minéralogiques et chimiques à travers les faciès d'altération associée à la zone aurifère de Chevrier. Cl-chlorite; Cc-calcite; Ak-ankérite; Se-séricite; Py-pyrite.

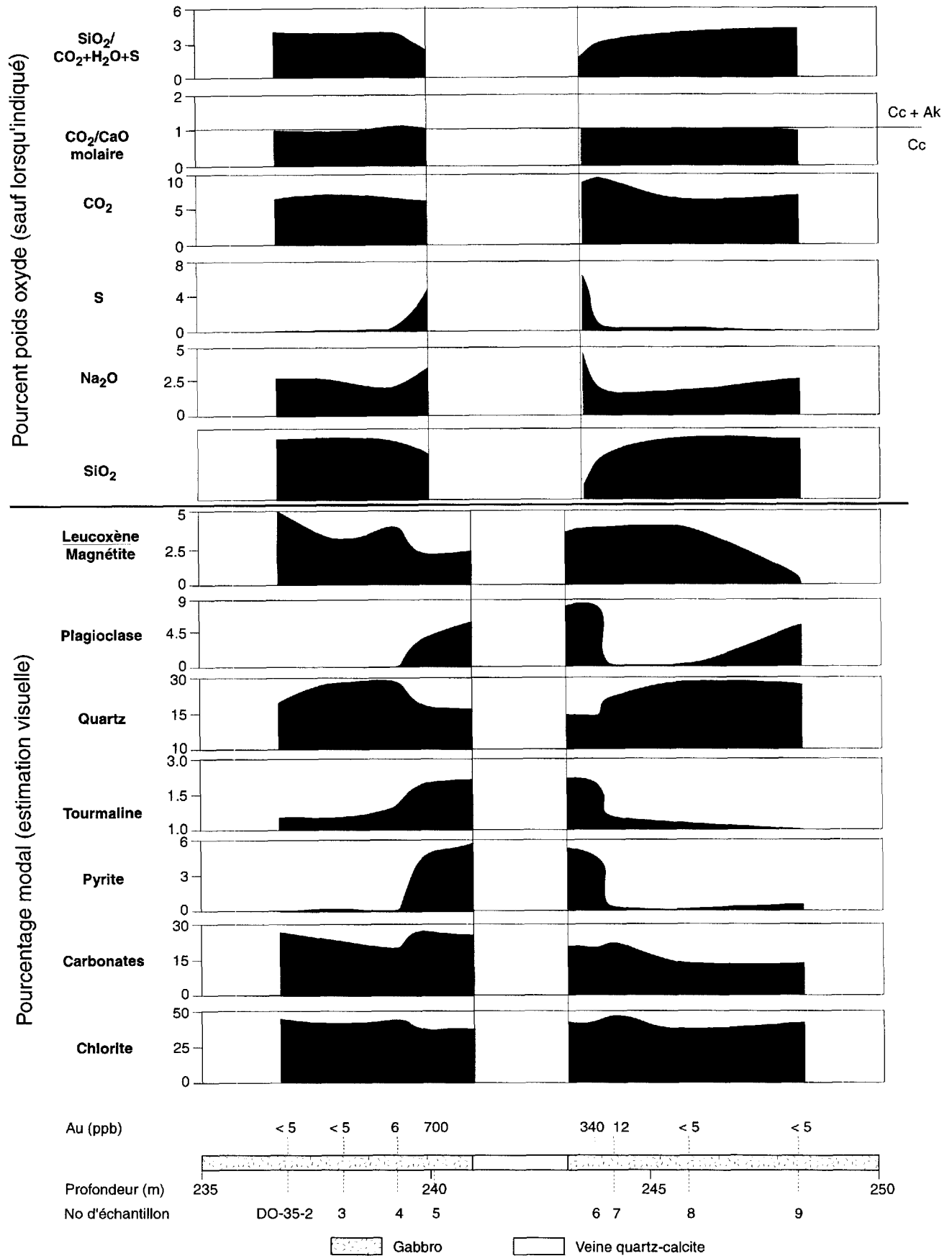


Figure 18. Section de forage DO-35 montrant les variations minéralogiques et chimiques à l'approche d'une veine de quartz-calcite dans le secteur de la zone Chevrier.



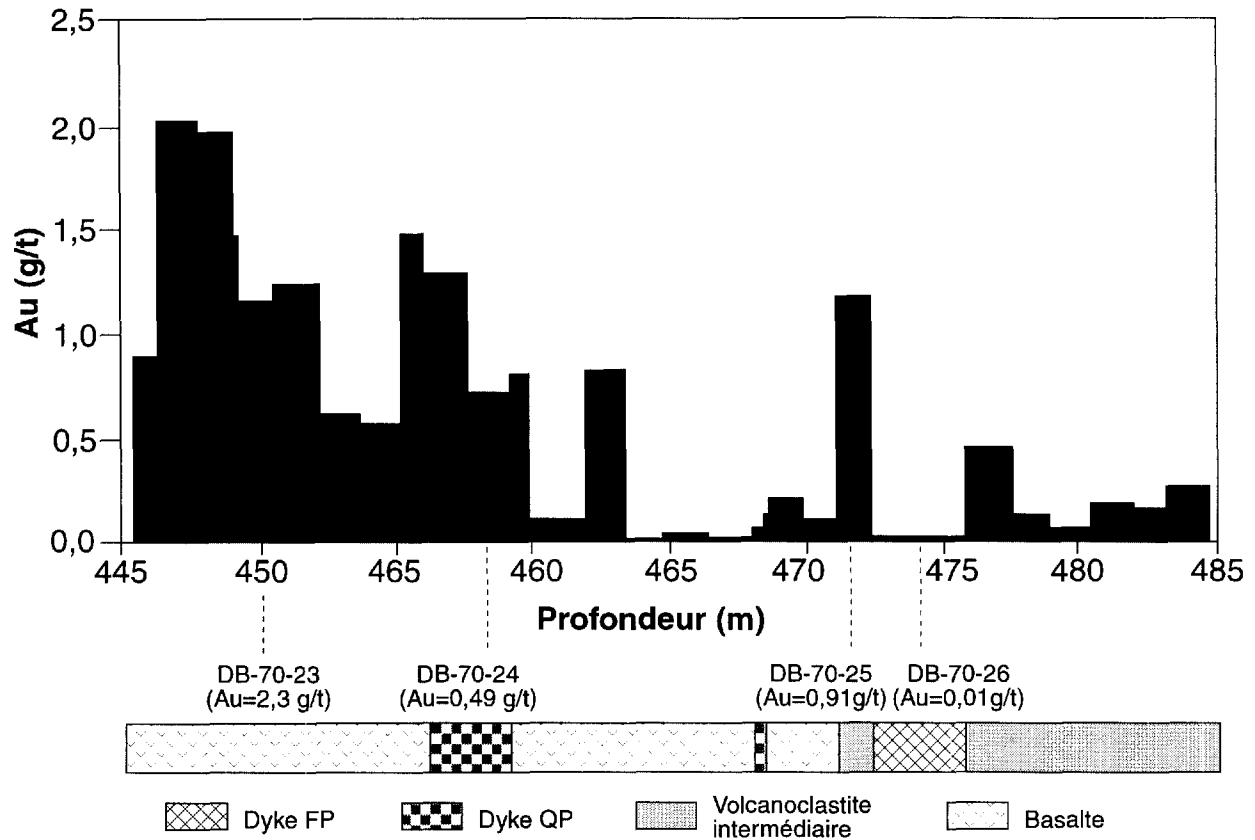


Figure 19. Section du forage DB-70 recoupant le gisement Chevrier Sud montrant la relation entre les dykes à phénocristaux de quartz (QP), les dykes à phénocristaux de plagioclase (FP) et la minéralisation aurifère. Les valeurs aurifères de l'histogramme proviennent d'Inmet, tandis que les quatre échantillons illustrés proviennent de cette étude et apporte un certain contrôle sur les valeurs aurifères d'Inmet.

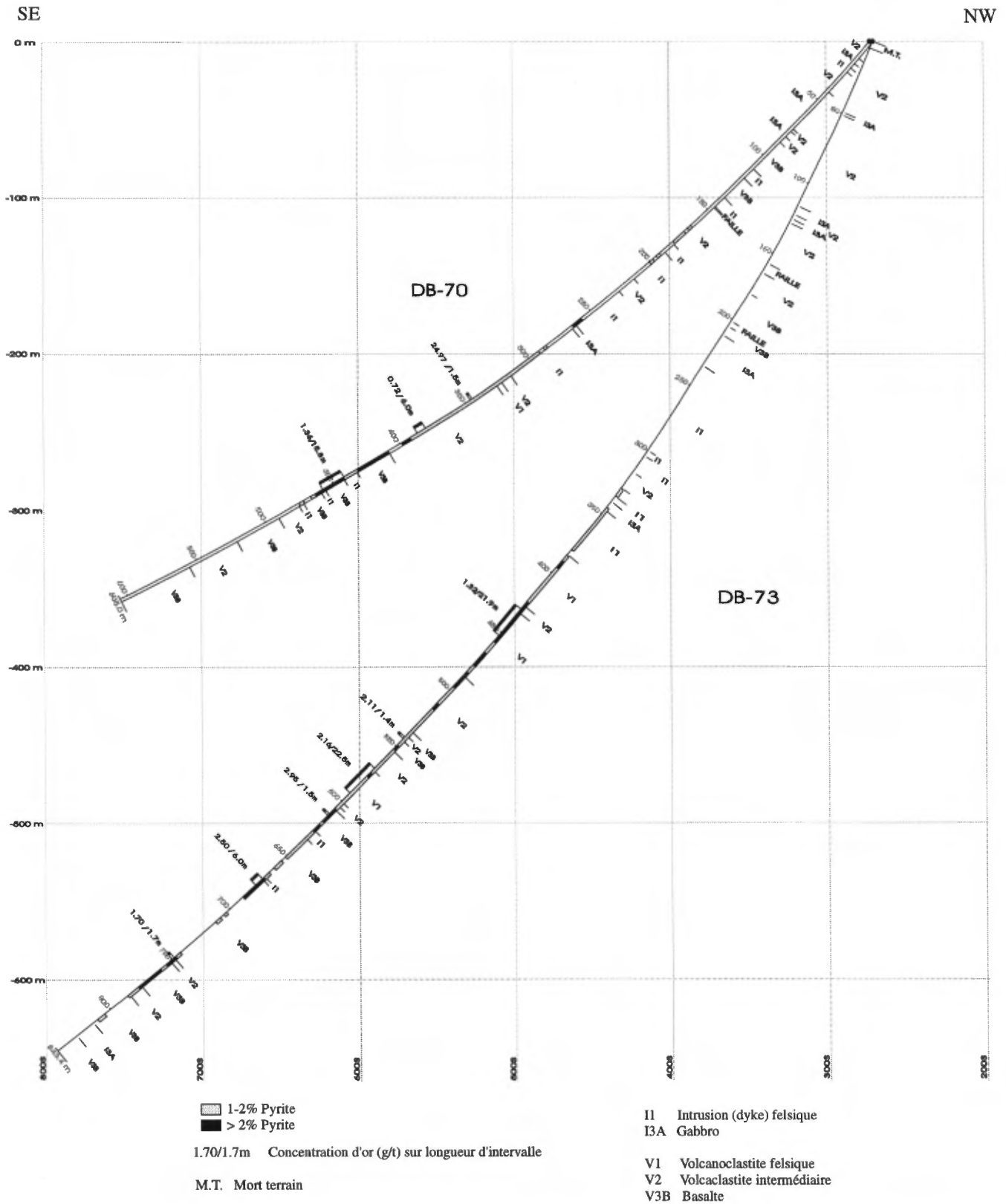


Figure 20. Section 34+50 W avec les forages DB-70 et DB-73 montrant la géologie, les zones riches en pyrite et en or. La section provient d'Inmet (Vincent, 1993) modifiée selon les observations de l'auteur.

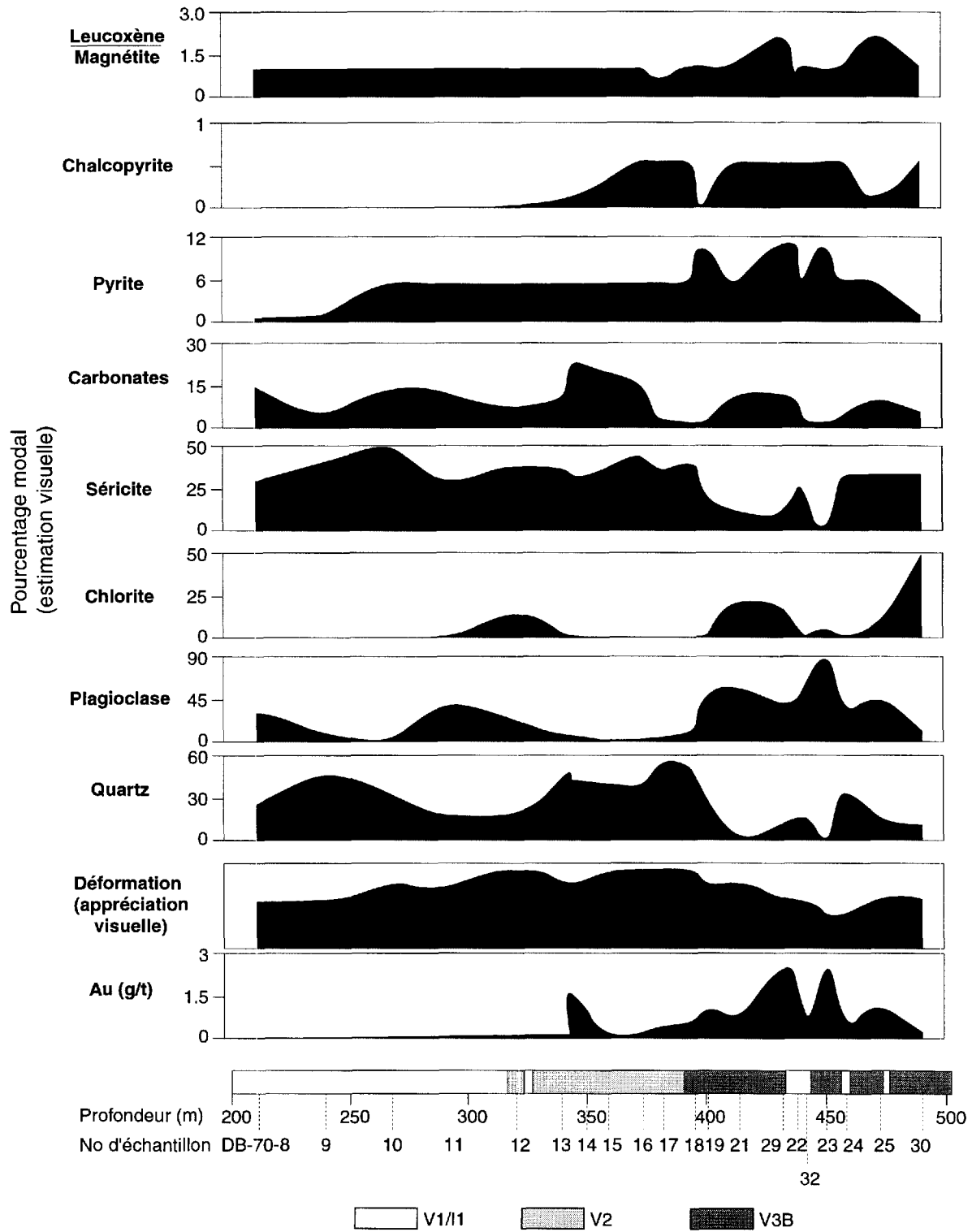


Figure 21. Section de forage DB-70 montrant les variations minéralogiques à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud.

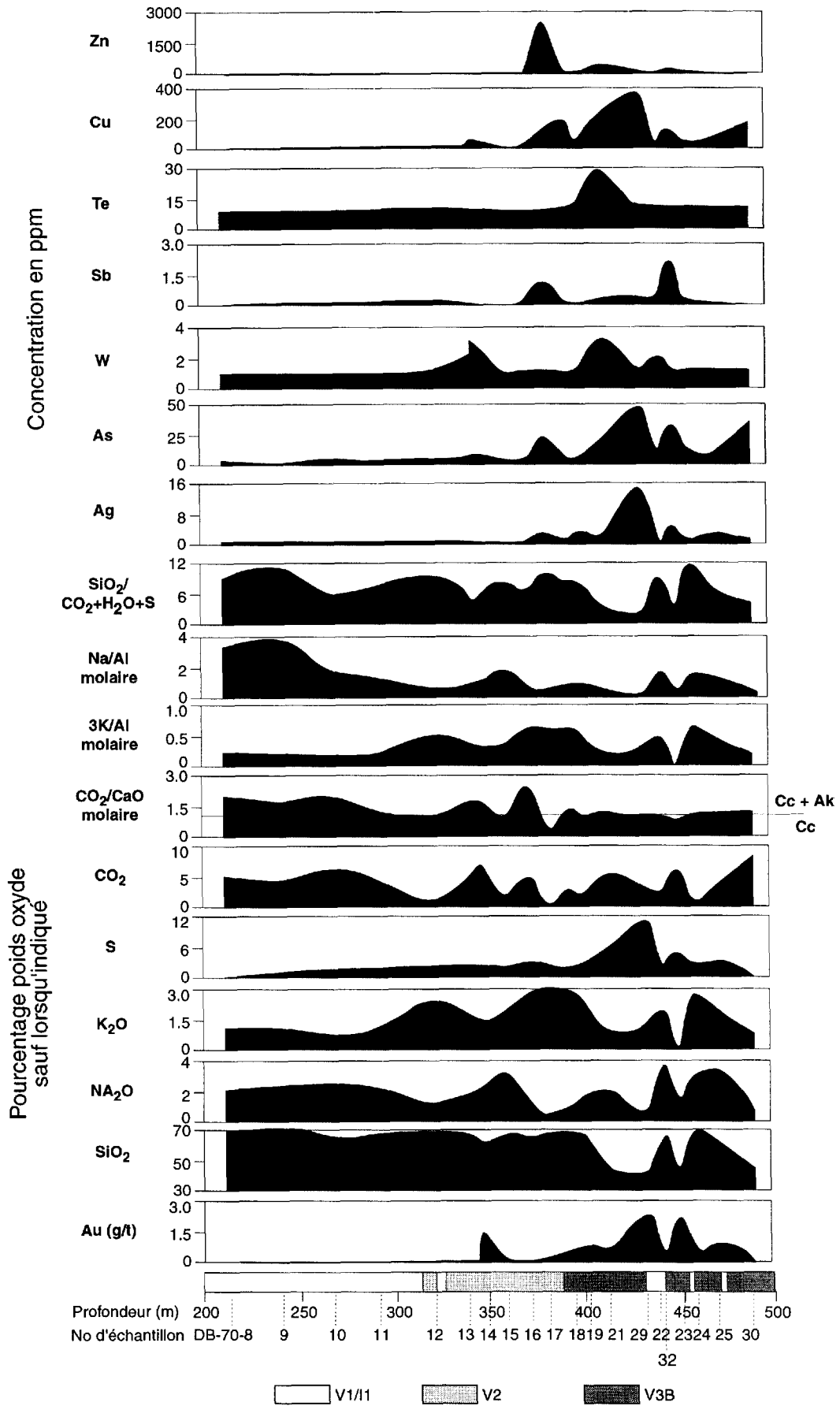


Figure 22. Section de forage DB-70 montrant les variations minéralogiques à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud.

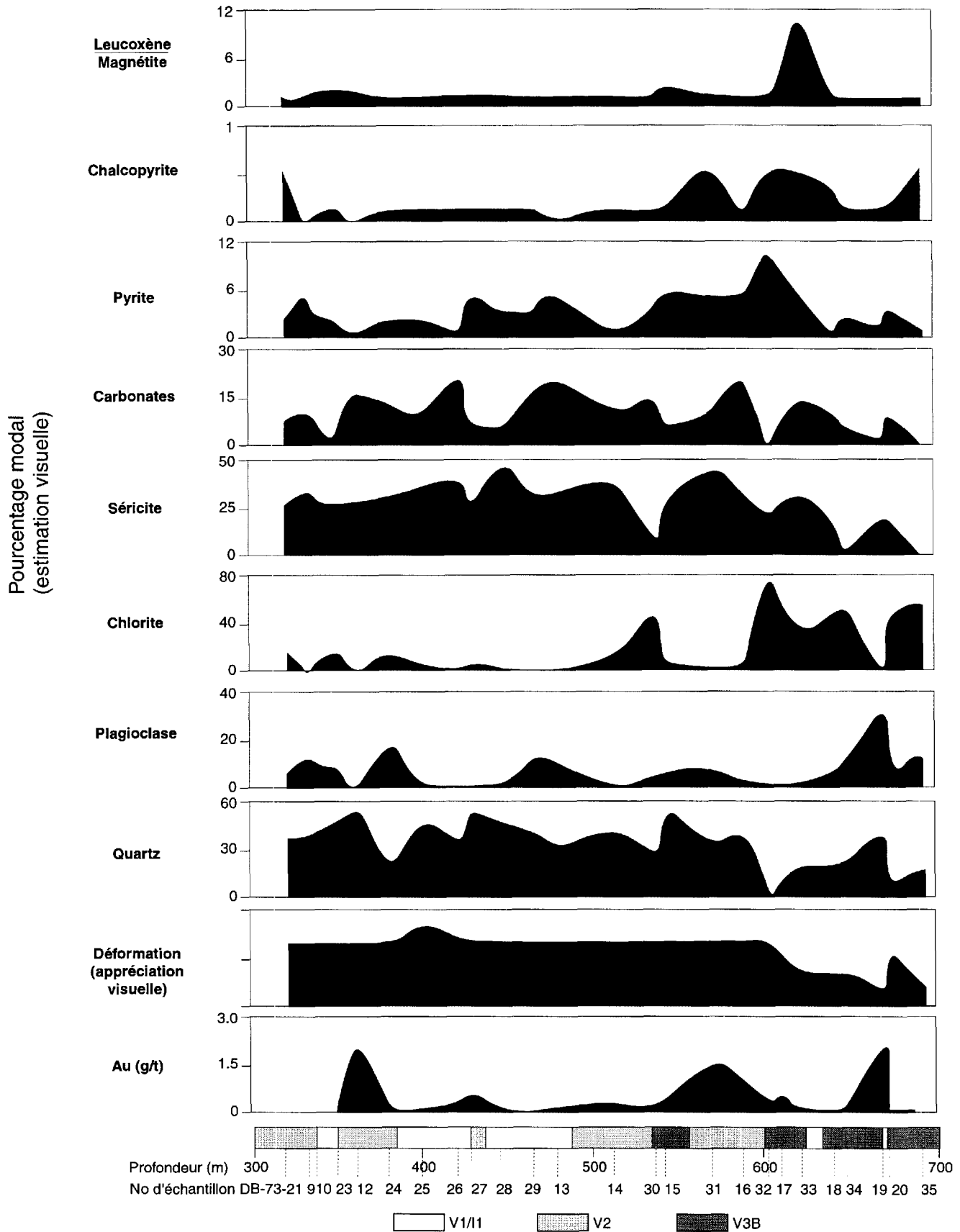


Figure 23. Section de forage DB-73 montrant les variations minéralogiques à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud.

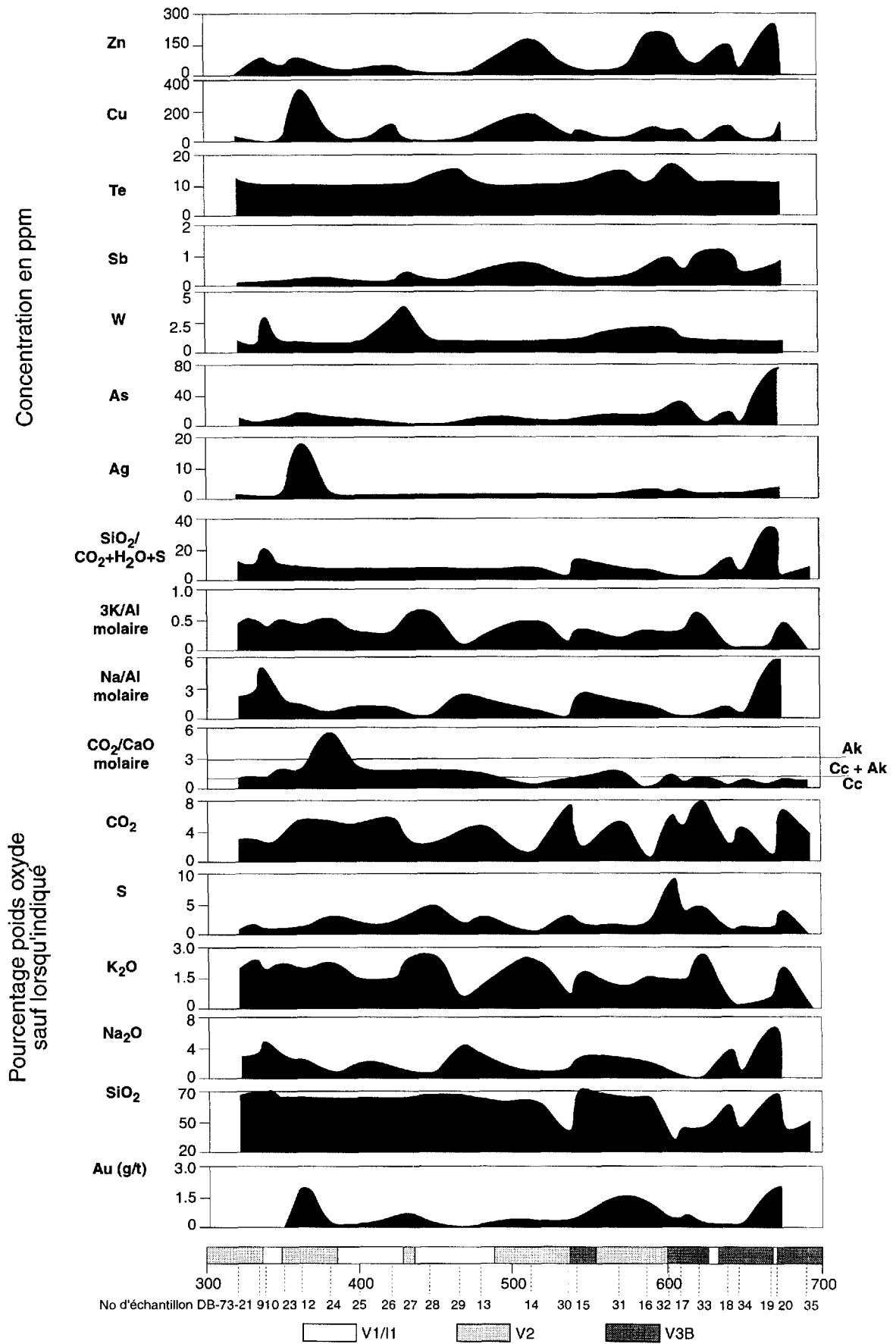


Figure 24. Section de forage DB-73 montrant les variations chimiques à l'intérieur du gisement de Chevrier Sud.

### Légende pour Tableau 1 et 2

#### Méthode d'analyse

Tous les analyses chimiques furent déterminés par le Centre de Recherches minérales du MRN.

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

Chico = stock de Chico

DF = dyke felsique

I3A = gabbro

La Dv = pluton de La Dauversière

Musc = pluton de Muscocho

Tuf = volcanoclastite à grains fins intermédiaire à felsique

V3B = basalte

Vern = pluton de Verneuil

Min\*\* = MB - Murgor B; LB - Lac Baker; ES - "East Showing"; MC1 - Murgor C<sub>1</sub>; MC2 - Murgor C<sub>2</sub>; WS - "West Showing"; LP - Lipsett; CO - Coyote; TR - des Tranchées; LE - Lenora; CS - Chevrier Sud; MIB - Minefinders B; CH - Chevrier.

#### Abbréviations

--- = soufre trop élevé ( $S > 0.20$  % poids) pour mesurer FeO donc  $Fe_2O_3 = Fe_2O_{3tot}$  pour ces échantillons.

n.d. = non déterminé





# échantillon	95109	95113	95120	95121	DB-70-26	DB-73-22	DB-75-1	DO-46-2	FA-51-2	95048	95085	95124	95064	95065	95066	95067
Roche	DF	DF	DF	DF	FP	FP	FP	FP	FP	I3A	I3A	I3A	La Dauv.	La Dauv.	La Dauv.	La Dauv.
Profondeur					474,1	628,3	144,3	199,0	314,2							
<b>A01</b>																
SiO2 (% pd.)	63,0	71,0	67,5	65,2	68,4	65,9	66,3	66,4	68,0	51,7	48,0	46,0	73,4	68,5	71,0	74,8
TiO2	0,46	0,41	0,31	0,38	0,35	0,36	0,35	0,41	0,35	1,46	1,71	0,67	0,25	0,42	0,39	0,06
Al2O3	15,2	14,7	15,2	15,6	15,4	15,5	15,5	15,3	15,00	12,8	10,8	15,1	14,5	16,0	14,6	13,8
Fe2O3 (% pd.)	0,70	1,00	1,19	0,51	1,06	0,60	0,64	<0,10	0,16	1,14	19,60	2,17	0,50	0,74	0,89	0,18
FeO	2,76	1,10	0,98	1,60	1,62	2,01	1,35	1,79	1,68	13,8	---	7,59	1,15	1,99	2,02	0,31
MnO	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,20	0,22	0,17	0,01	0,03	0,04	0,01
MgO	1,61	1,03	0,54	0,84	1,10	1,37	1,46	1,31	1,09	5,66	3,94	9,10	0,63	0,85	0,93	0,14
CaO	2,89	1,19	3,04	4,00	2,12	3,29	3,53	2,53	2,63	4,63	6,03	9,37	2,92	3,97	3,67	1,50
Na2O	5,08	5,63	4,46	4,82	5,19	4,78	3,95	5,09	5,83	3,16	2,35	2,37	4,40	4,42	4,57	3,85
K2O	1,49	1,47	2,52	2,09	1,71	1,68	2,03	1,64	1,37	0,02	0,05	0,24	1,38	1,12	1,08	4,04
P2O5	0,13	0,06	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,11	0,08	0,10	0,15	0,04	0,06	0,10	0,09	0,01
P.A.F.	5,30	1,21	3,84	4,63	3,15	3,77	4,72	4,74	3,80	3,68	7,42	5,97	0,85	0,79	0,74	0,59
<b>A03</b>																
Ba (ppm)	203	366	335	290	446	349	592	400	320	26	10	103	323	291	247	721
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	10	65	11	11	19	13	12	23	25	26	32	11	25	11	9	15
Co	11	<3	<3	7	7	9	8	8	8	35	56	41	<3	7	6	<3
Cu	8	6	51	60	<1	11	<1	18	23	63	179	81	<1	<1	<1	1
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	3	36	5	7	10	5	8	14	15	3	4	<2	16	5	3	10
Li	4	6	7	8	5	5	9	3	4	5	8	16	32	40	37	9
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	5	5	5	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	28	10	8	9	14	16	18	28	18	33	25	158	<1	<1	<1	<1
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	6	6	4	4	3	4	4	3	3	44	44	26	<1	5	4	<1
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3
V	92	24	41	46	33	51	44	36	33	375	463	200	17	39	33	5
Zn	29	18	20	24	31	52	62	26	34	122	136	76	45	64	61	17
<b>A04</b>																
Ga (ppm)	22	11	13	17	15	17	20	16	19	14	20	11	17	17	17	10
Nb	9	16	9	5	7	3	4	4	<3	12	13	9	5	5	7	6
Rb	42	30	59	65	48	53	54	48	33	3	<3	7	44	31	39	64
Sn	35	<10	<10	22	22	14	19	<10	<10	22	<10	<10	19	<10	19	<10
Sr	160	150	90	140	190	250	230	230	240	55	83	140	280	330	210	140
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	<10	<10	<10	14	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10
Th	<3	<3	4	<3	5	<3	<3	<3	3	<3	<3	3	<3	<3	<3	<3
Y	10	28	13	6	5	6	4	5	5	41	56	19	4	4	6	5
Zr	110	280	100	110	130	100	110	140	130	100	110	45	130	200	170	48
<b>A06</b>																
Au (ppb)	<5	<5	5	<5	13	8	<5	<5	5	<5	8	<5	<5	<5	<5	<5
As (ppm)	<1	<1	<1	<1	1	1	3	1	4	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1
Br	<1	<1	1	2	2	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	2	<1	<1	1	4	5	4	3	2	<1	<1	<1	<1	1	2	2
Sb	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,3	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2
U	0,6	1,3	0,4	0,4	1,1	0,7	0,6	1,2	1,1	0,2	<0,2	<0,2	0,5	0,4	0,4	0,5
W	<1	<1	<1	2	<1	1	<1	<1	2	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1
<b>A09</b>																
S	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,06	0,17	0,02	0,04	0,19	0,50	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>B13</b>																
CO2 (% pd.)	4,31	0,18	2,83	3,56	1,80	2,33	3,09	4,06	2,99	0,60	4,62	2,69	0,22	0,15	0,15	0,15
<b>B14</b>																
Cr (ppm)	30	<20	<20	<20	<20	<20	36	32	<20	<20	<20	398	<20	<20	<20	<20

# échantillon	94209	95078	95079	95080	95081	95036	95051	DB-70-24	HA-100-1	HA-102-5	94175	94216	95003	95004	95008
Roche	Muscocho	Muscocho	Muscocho	Muscocho	Muscocho	QP	QP	QP	QP	QP	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf
Profondeur								458,3	599,0	474,5					
<b>A01</b>															
SiO2 (% pd.)	68,1	68,2	65,3	65,5	65,8	67,4	65,4	67,5	69,7	70,1	65,8	60,5	71,2	72,1	56,6
TiO2	0,28	0,27	0,37	0,40	0,37	0,40	0,45	0,41	0,29	0,24	0,46	0,67	0,43	0,42	0,49
Al2O3	15,2	15,4	15,8	16,0	16,0	15,5	16,1	15,3	15,2	15,0	15,5	14,9	14,6	14,3	14,8
Fe2O3 (% pd.)	1,75	1,16	1,49	1,83	1,47	0,12	1,38	4,46	1,01	0,36	1,83	0,34	1,01	0,66	1,10
FeO	0,90	0,91	1,41	1,64	1,55	1,94	1,00	---	0,99	1,38	2,01	5,41	2,16	0,99	5,03
MnO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,06	0,10	0,05	0,02	0,12
MgO	1,24	1,32	2,01	1,95	1,84	1,17	0,63	2,20	0,61	1,02	2,01	2,68	0,88	1,40	7,51
CaO	2,82	2,69	4,08	3,93	3,87	2,15	3,21	0,81	1,67	1,99	3,09	4,01	1,95	0,58	6,92
Na2O	5,29	5,23	5,41	5,12	5,22	7,37	4,81	2,74	5,17	5,24	5,77	3,76	5,86	1,25	2,53
K2O	2,32	2,72	2,18	2,20	2,31	0,51	2,37	2,58	2,26	1,38	0,94	1,09	1,03	4,57	0,82
P2O5	0,09	0,10	0,14	0,14	0,13	0,12	0,14	0,15	0,06	0,27	0,15	0,08	0,08	0,08	0,10
P.A.F.	1,02	0,94	1,03	0,70	0,89	2,48	4,24	4,05	2,84	3,09	2,00	5,71	0,71	2,52	3,02
<b>A03</b>															
Ba (ppm)	558	556	446	546	509	218	535	440	586	310	287	176	375	572	200
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	39	27	42	45	43	25	21	22	16	10	67	28	39	62	25
Co	6	6	12	13	11	8	7	10	<3	4	11	22	4	4	33
Cu	5	6	5	7	6	8	12	41	5	38	34	1	<1	<1	7
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	19	13	23	23	21	14	12	9	8	5	36	14	19	33	10
Li	22	18	24	27	24	3	3	9	4	9	8	28	9	34	21
Mo	4	<4	6	4	5	<4	<4	<4	<4	<4	5	5	<4	6	7
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	19	21	31	31	30	16	18	20	<1	9	30	53	<1	2	217
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	4	3	5	5	5	3	4	4	2	3	6	13	5	7	16
Sm	5	3	5	4	5	<2	3	3	<2	<2	5	5	3	8	<2
V	43	43	62	63	61	37	41	55	19	30	60	108	26	24	118
Zn	50	45	62	62	61	54	32	54	45	51	70	76	41	39	85
<b>A04</b>															
Ga (ppm)	16	16	20	13	17	14	16	14	18	15	11	13	10	11	14
Nb	<3	<3	<3	<3	4	10	12	8	4	4	<3	10	14	18	5
Rb	63	86	65	61	67	14	67	63	61	34	16	35	38	130	17
Sn	<10	<10	<10	<10	21	29	14	14	14	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	650	610	850	820	740	180	210	140	290	260	560	94	220	48	350
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	11	<10	<10	<10	15	17	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<3	<3	<3	<3	<3	3	<3	7	<3	<3	<3	<3	6	9	<3
Y	<3	<3	<3	<3	4	9	8	9	<3	7	5	13	27	27	11
Zr	87	80	96	86	110	130	150	120	110	96	130	130	280	290	100
<b>A06</b>															
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	12	490	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
As (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	2	8	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Br	1	2	1	<1	<1	<1	<1	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	<1	<1	<1	4	3	3	2	3	2	2	<1	<1	1	3	1
Sb	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	13	<10	<10	<10	<10
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	0,8	0,9	0,9	0,8	0,7	1,1	1,0	1,0	0,7	0,4	0,9	0,3	1,4	1,6	0,6
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<b>A09</b>															
S	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	0,03	1,95	<0,01	0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>B13</b>															
CO2 (% pd.)	0,14	0,15	0,15	0,18	0,20	1,48	2,85	0,64	1,66	1,79	0,28	3,47	0,28	0,45	0,18
<b>B14</b>															
Cr (ppm)	31	<20	<20	51	23	<20	28	<20	<20	26	51	64	<20	<20	325

# échantillon	95009	95011	95040	95049	95072	95074	95086	95102	95111	95023	95024	95025	95094	94174	95077
Roche	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Verneuil	Verneuil	Verneuil	Verneuil	V3B	V3B
Profondeur															
<b>A01</b>															
SiO2 (% pd.)	49,9	62,5	68,2	64,1	74,3	60,0	62,7	67,6	62,6	67,5	67,6	67,7	69,0	42,3	54,8
TiO2	0,54	0,79	0,42	0,50	0,11	0,88	0,65	0,38	0,61	0,29	0,33	0,35	0,31	1,20	0,77
Al2O3	16,4	15,2	14,7	16,2	13,7	15,0	14,8	15,0	14,7	15,7	15,7	15,8	15,1	18,7	15,0
Fe2O3 (% pd.)	1,90	1,23	0,86	2,28	0,55	5,56	1,78	1,49	1,34	1,89	2,67	1,08	1,34	4,36	1,47
FeO	6,08	4,04	2,71	1,70	0,67	---	3,51	2,04	3,29	0,88	0,82	1,43	0,84	9,75	5,63
MnO	0,14	0,09	0,03	0,05	0,02	0,11	0,08	0,05	0,07	0,03	0,04	0,05	0,04	0,20	0,15
MgO	8,92	3,40	2,30	1,86	1,00	5,28	3,71	0,96	3,68	1,29	1,29	1,52	1,28	6,80	1,71
CaO	9,70	3,95	1,63	5,78	1,08	4,08	4,77	3,28	4,46	3,14	3,05	3,46	3,07	8,69	6,08
Na2O	1,46	4,18	6,05	3,81	3,20	1,75	4,28	7,00	4,28	6,11	5,40	4,96	5,08	1,18	2,91
K2O	0,91	1,47	0,43	1,29	2,54	3,38	1,30	0,09	1,23	1,59	1,82	1,53	2,21	<0,01	1,79
P2O5	0,11	0,19	0,15	0,15	0,02	0,16	0,19	0,12	0,18	0,11	0,12	0,13	0,11	0,06	0,25
P.A.F.	3,59	2,36	2,14	2,17	1,82	3,61	2,20	1,89	2,40	1,35	1,14	0,81	1,08	5,15	8,08
<b>A03</b>															
Ba (ppm)	137	334	164	269	376	622	338	42	248	288	530	359	490	10	508
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	14	45	41	28	21	35	49	25	35	24	23	31	27	17	106
Co	41	18	13	8	<3	27	21	6	34	8	8	10	8	53	21
Cu	81	48	<1	7	6	56	23	6	32	12	14	<1	5	56	81
Dy	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	6	21	18	15	11	16	26	13	17	13	10	13	14	2	58
Li	23	10	9	7	9	22	7	4	6	25	26	30	29	7	27
Mo	7	5	6	4	<4	9	7	<4	5	<4	4	5	5	7	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	180	73	31	15	2	58	85	11	86	14	16	21	15	170	56
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	23	11	6	5	2	12	11	4	8	3	4	4	4	52	23
Sm	<2	5	4	4	3	6	6	<2	5	2	2	4	3	<2	9
V	154	123	60	61	12	120	97	46	87	39	42	49	42	360	94
Zn	75	73	46	65	23	92	89	26	76	49	46	68	57	105	103
<b>A04</b>															
Ga (ppm)	9	18	16	16	15	14	14	12	13	16	17	17	16	18	17
Nb	5	7	5	<3	15	15	7	4	6	<3	<3	<3	<3	5	15
Rb	27	49	7	35	92	93	27	<3	35	33	44	43	53	<3	61
Sn	20	<10	<10	14	<10	<10	<10	30	12	36	<10	<10	<10	<10	15
Sr	220	430	320	470	85	150	420	370	350	850	680	770	670	370	310
Ta	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<3	<3	3	<3	5	4	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Y	16	18	8	3	18	15	10	5	9	<3	<3	<3	<3	23	48
Zr	68	230	120	120	88	170	150	120	140	98	100	120	110	64	320
<b>A06</b>															
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	9	<5
As (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	13	<1	<1	<1	<1	2	<1
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Cs	<1	<1	<1	3	3	<1	2	<1	<1	<1	1	<1	2	2	4
Sb	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	11	<10	<10	<10	<10	13	<10
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2
U	<0,2	1,2	0,8	0,6	1,7	0,9	1,0	0,7	0,8	0,6	0,8	0,9	0,6	<0,2	1,3
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<b>A09</b>															
S	0,01	<0,01	<0,01	0,08	<0,01	0,55	<0,01	<0,01	0,08	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,09	0,19
<b>B13</b>															
CO2 (% pd.)	0,26	0,25	0,57	0,30	0,48	0,30	0,29	0,99	0,45	0,41	0,27	0,15	0,14	0,47	6,49
<b>B14</b>															
Cr (ppm)	380	99	44	31	<20	186	125	<20	137	<20	36	35	25	356	52

**Tableau 2. Résultats des analyses géochimiques des échantillons provenant  
des différentes minéralisations.**

Numéro	95014	95017	95018	95020	95088	95093	95097	95099	95100	95101	95104	95106	95114	95115	DB-70-10	DB-70-13
Type	MinCO	MinTR	MinTR	MinLE	MinLB	MinLP	MinES	MinCS	MinCS	MinCS	MinMIB	MinWS	MinMC1	MinMC2	Tuf	Tuf
Profondeur															267,8	344,0
<b>A01</b>																
SiO2 (% pd.)	46,5	58,1	64,9	26,4	---	41,1	---	65,0	65,1	43,7	23,2	39,6	42,1	48,1	63,4	62,5
TiO2	0,46	0,86	0,44	1,16	---	1,94	---	0,35	0,39	0,74	0,13	1,23	0,65	0,64	0,34	0,38
Al2O3	3,50	12,80	16,60	15,90	---	12,30	---	14,40	16,80	12,00	4,14	13,60	17,80	20,90	14,50	14,30
Fe2O3	29,90	12,10	1,25	10,80	---	18,60	---	3,82	2,57	9,96	22,00	6,96	15,40	12,20	2,38	4,63
FeO	---	---	2,74	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
MnO	0,03	0,08	0,05	0,16	---	0,24	---	0,05	0,04	0,15	1,08	0,16	0,06	0,05	0,03	0,03
MgO	1,88	3,77	2,68	4,85	---	5,30	---	2,00	2,30	6,07	5,80	1,69	1,65	2,48	2,26	2,16
CaO	0,10	1,05	0,66	13,80	---	7,21	---	2,37	1,84	10,60	16,90	16,20	3,16	0,76	3,96	3,95
Na2O	0,34	0,57	2,23	2,40	---	1,27	---	3,13	3,01	0,41	0,13	1,72	3,42	0,74	2,44	1,90
K2O	0,10	2,72	3,82	1,07	---	0,02	---	1,82	2,41	1,06	<0,01	0,96	4,49	6,62	0,71	1,48
P2O5	<0,01	0,05	0,16	0,06	---	0,10	---	0,10	0,12	0,04	0,03	<0,01	0,42	0,17	0,11	0,16
P.A.F.	16,40	7,11	3,24	22,70	---	11,20	---	6,23	5,16	14,50	25,80	16,20	10,00	6,09	8,61	8,78
<b>A03</b>																
Ba (ppm)	---	---	1100	198	---	5	---	326	335	285	5	106	---	166	160	400
Be	<1	<1	<1	<1	---	<1	---	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	3	4	<2	3	---	<2	---	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	8	8	29	8	---	20	---	30	19	10	25	<5	43	37	28	50
Co	397	82	10	55	---	54	---	8	7	62	20	47	50	37	8	9
Cu	512	26	2	160	---	199	---	16	6	153	55	69	22	10	10	18
Dy	<1	<1	<1	<1	---	<1	---	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	---	<5	---	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	<2	2	14	3	---	2	---	16	10	6	16	5	23	14	17	30
Li	11	11	10	13	---	9	---	10	13	26	6	11	14	32	24	25
Mo	<4	<4	<4	<4	---	<4	---	<4	5	<4	<4	<4	17	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	---	<25	---	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	86	45	44	209	---	45	---	12	10	166	54	87	52	8	12	32
Pb	<12	<12	<12	<12	---	<12	---	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	---	<10	---	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	17	37	9	50	---	56	---	4	3	37	8	29	13	11	3	6
Sm	<2	<2	<2	<2	---	<2	---	<2	3	<2	<2	<2	3	<2	<2	5
V	86	228	69	292	---	559	---	37	46	202	31	189	88	97	34	47
Zn	21	49	39	45	---	119	---	53	98	282	72	31	36	65	12	15
<b>A04</b>																
Ga (ppm)	<3	18	23	17	---	18	---	14	15	9	<3	17	26	31	16	18
Nb	12	10	9	7	---	13	---	5	4	8	10	7	14	13	<3	4
Rb	8	57	100	35	---	<3	---	43	52	33	<3	25	93	240	13	36
Sn	<10	30	18	21	---	15	---	30	17	10	10	34	13	13	13	27
Sr	9	9	43	120	---	27	---	280	250	140	260	140	71	42	470	370
Ta	<5	<5	<5	<5	---	<5	---	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	<10	12	<10	---	<10	---	15	<10	<10	11	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<3	<3	6	3	---	3	---	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4	<3	<3
Y	22	28	8	21	---	41	---	7	4	19	15	26	32	18	4	4
Zr	42	65	160	73	---	96	---	110	120	47	66	73	150	180	110	120
<b>A06</b>																
Au (ppb)	3600	350	<5	12	<5	450	15000	55	40	430	<5	1900	790	3300	25	82
As (ppm)	62	460	24	230	5	100	66	2	25	6	4	11	3	5	3	5
Br	1	1	<1	1	6	<1	6	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	<1	<1	3	2	<1	<1	1	2	2	<1	<1	<1	1	5	<1	2
Sb	0,2	1,3	<0,1	0,8	0,3	0,4	0,5	0,2	<0,1	0,5	<0,1	0,4	0,1	0,1	0,2	0,2
Se	140	<10	<10	<10	<10	<10	46	<10	16	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	4	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	0,8	<0,2	0,8	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,6	0,6	<0,2	0,4	<0,2	1,1	0,6	0,6	0,6
W	1	5	3	7	<1	8	15	3	1	1	<1	15	3	3	1	2
<b>A09</b>																
S	21,20	4,66	0,20	1,97	---	3,23	---	1,82	0,46	1,99	2,98	1,80	9,37	3,88	1,42	2,26
<b>B02</b>																
Ag (ppm)	3,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	4,3	<0,5	---	<0,5	<0,5	7,5	<0,5	9,8	<0,5	<0,5
<b>B13</b>																
CO2 (% pd.)	0,14	0,65	0,17	20,40	---	5,26	---	3,69	2,76	9,81	24,50	14,00	2,52	0,12	6,22	5,66
<b>B14</b>																
Cr (ppm)	153	33	61	335	---	240	---	24	20	266	23	176	20	<8	31	55

Numéro	DB-70-14	DB-70-16	DB-70-18	DB-70-21	DB-70-23	DB-70-25	DB-70-29	DB-70-30	DB-70-32	DB-70-9	DB-73-18	DB-73-20	DB-73-21
Type	Tuf	Tuf	Tuf	V3B	V3B	Tuf	V3B	V3B	Tuf	Tuf	Tuf	V3B	Tuf
Profondeur	344,9	373,0	395,0	413,2	450,3	472,0	432,6	490,3	441,9	241,8	641,8	674,3	319,9
<b>A01</b>													
SiO2 (% pd.)	58,0	63,8	64,8	43,1	42,3	58,6	38,9	42,8	64,7	69,4	60,3	42,9	66,0
TiO2	0,40	0,35	0,34	0,83	0,73	0,46	0,74	0,75	0,34	0,29	0,53	0,74	0,32
Al2O3	13,60	14,60	15,40	15,00	13,60	14,20	13,40	14,30	14,50	14,50	14,10	13,70	14,30
Fe2O3	4,41	3,98	3,44	12,60	11,50	6,15	16,90	0,84	4,30	1,03	1,40	11,80	2,79
FeO	---	---	---	---	---	---	---	9,77	---	---	4,65	---	---
MnO	0,05	0,04	0,08	0,17	0,24	0,09	0,15	0,18	0,04	0,02	0,13	0,21	0,05
MgO	2,99	2,32	1,96	7,32	6,28	3,34	7,36	5,92	1,56	1,27	4,23	7,07	1,93
CaO	5,52	2,61	3,08	5,69	11,90	4,16	5,21	9,64	2,83	3,21	5,24	8,11	3,59
Na2O	1,81	1,03	0,91	1,81	1,23	3,32	0,88	0,55	3,54	2,28	3,77	0,12	3,31
K2O	1,39	2,80	2,81	0,73	<0,01	1,56	0,95	0,68	1,96	1,02	0,02	1,97	1,83
P2O5	0,30	0,12	0,10	0,04	0,04	0,12	0,04	0,05	0,14	0,13	0,15	0,03	0,11
P.A.F.	11,00	7,69	6,33	11,80	11,40	7,29	14,40	12,30	5,13	6,04	4,35	12,60	4,93
<b>A03</b>													
Ba (ppm)	364	390	410	---	3	364	---	316	190	194	12	240	411
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	101	31	33	7	<5	36	25	<5	34	21	30	<5	23
Co	13	8	8	55	49	13	51	42	4	<3	17	47	11
Cu	57	15	166	184	91	56	356	156	39	3	2	27	37
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	60	18	20	<2	<2	18	4	<2	19	14	18	<2	15
Li	20	10	15	28	18	11	33	28	4	29	7	13	11
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	32	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	43	25	24	154	133	49	156	132	11	2	98	173	19
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	7	5	6	30	30	10	35	34	3	2	17	33	6
Sm	11	3	5	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	3	<2	2
V	45	41	44	221	209	73	222	210	35	27	106	20*	40
Zn	25	22	100	308	223	42	155	82	35	10	61	258	77
<b>A04</b>													
Ga (ppm)	14	17	11	19	8	11	16	7	16	15	12	13	14
Nb	4	8	6	8	8	10	9	7	8	<3	8	8	3
Rb	34	62	69	22	<3	44	35	24	54	20	3	54	38
Sn	24	19	18	<10	<10	35	17	30	14	44	28	16	12
Sr	320	180	160	150	260	140	140	110	140	450	110	39	280
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	<10	<10	29	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<3	<3	<3	<3	<3	5	<3	<3	<3	<3	12	<3	<3
Y	9	9	5	21	20	11	22	20	7	4	18	19	5
Zr	120	110	120	53	44	110	48	42	120	92	110	4*	96
<b>A06</b>													
Au (ppb)	1500	36	500	660	2300	910	2400	8	560	<5	<5	2000	6
As (ppm)	7	3	4	18	31	6	45	33	10	1	2	77	3
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	3	3	4	2	<1	5	3	1	3	1	<1	3	3
Sb	0,2	0,1	0,1	0,3	2,1	0,1	0,4	0,2	0,3	0,2	1,0	0,6	0,1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	0,9	0,7	0,8	<0,2	<0,2	0,7	<0,2	<0,02	0,6	0,6	0,5	<0,2	0,5
W	3	<1	1	3	1	1	<1	<1	2	1	<1	<1	<1
<b>A09</b>													
S	2,45	2,72	1,94	4,97	4,30	2,60	11,0	0,17	2,30	0,30	<0,01	3,24	0,34
<b>B02</b>													
Ag (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	2,2	3,0	1,7	14,0	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,5	0,5
<b>B13</b>													
CO2 (% pd.)	7,68	4,90	2,65	4,78	6,10	3,54	3,26	7,94	2,16	4,30	1,97	6,53	3,22
<b>B14</b>													
Cr (ppm)	108	45	40	265	208	66	181	190	23	12	141	200	57

Numéro	DB-73-23	DB-73-24	DB-73-25	DB-73-26	DB-73-27	DB-73-28	DB-73-29	DB-73-30	DB-73-31	DB-73-32	DB-73-33	DB-73-34	DB-73-35
Type	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	V3B	Tuf	V3B	V3B	V3B	V3B
Profondeur	348,4	380,3	399,4	422,2	428,5	447,6	465,5	536,6	570,3	603,7	622,6	648,5	693,4
<b>A01</b>													
SiO2 (% pd.)	65,5	67,3	65,7	64,1	65,3	66,5	66,1	42,8	64,9	37,2	43,9	43,7	47,2
TiO2	0,34	0,32	0,30	0,31	0,34	0,29	0,35	0,75	0,32	0,79	0,74	0,78	0,78
Al2O3	15,20	14,70	15,50	13,80	14,20	13,00	15,30	14,50	14,40	15,20	14,10	14,40	14,90
Fe2O3	3,30	4,58	2,85	3,56	5,28	5,97	2,99	10,31	2,89	16,60	10,24	2,95	1,89
FeO	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	8,68	8,56
MnO	0,04	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,15	0,04	0,10	0,17	0,23	0,19
MgO	1,93	1,66	1,50	1,93	1,90	1,36	1,21	6,74	1,70	6,55	3,66	8,12	7,41
CaO	2,11	1,19	3,25	3,99	1,97	1,57	2,46	8,82	3,77	6,02	9,83	9,08	9,42
Na2O	3,16	1,14	2,20	1,85	1,03	0,94	4,49	1,46	2,41	0,66	0,30	1,01	0,25
K2O	2,19	2,22	1,31	1,37	2,29	2,57	0,49	0,53	0,90	1,28	2,64	<0,01	<0,01
P2O5	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,12	0,04	0,11	0,04	0,04	0,04	0,03
P.A.F.	5,14	5,89	7,54	8,56	6,76	6,84	5,73	13,00	7,35	14,80	13,40	9,11	7,75
<b>A03</b>													
Ba (ppm)	426	202	414	327	234	---	146	252	372	---	---	3	3
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	27	24	32	22	36	31	15	<5	45	11	<5	15	<5
Co	8	12	5	7	8	7	<3	61	6	76	59	73	38
Cu	36	349	62	23	122	21	17	186	71	91	86	121	126
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	15	11	20	12	20	18	9	3	27	5	<2	<2	<2
Li	7	17	29	18	15	9	23	34	21	37	13	13	12
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	20	17	8	17	18	10	9	145	21	187	126	164	162
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	5	5	4	4	6	4	3	35	4	36	33	41	41
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	48	43	33	35	44	36	39	210	37	216	214	250	249
Zn	89	99	29	30	51	25	10	180	37	207	92	160	150
<b>A04</b>													
Ga (ppm)	19	18	17	12	16	19	17	10	15	17	11	12	15
Nb	4	5	<3	<3	6	6	<3	<3	4	6	8	9	8
Rb	53	49	24	25	55	69	8	10	19	39	85	<3	<3
Sn	20	25	35	23	18	14	23	12	23	13	16	23	15
Sr	220	250	460	400	230	170	460	580	410	140	69	130	160
Ta	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	13	<10	<10	<10	15	<10	<10
Th	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Y	6	4	3	<3	5	8	5	14	5	15	21	21	21
Zr	100	100	94	84	110	110	110	35	110	53	43	47	48
<b>A06</b>													
Au (ppb)	11	1900	85	130	270	560	27	300	500	1000	450	32	<5
As (ppm)	9	17	9	7	3	5	<1	4	8	9	33	17	<1
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	2	2	3	1	2	3	<1	<1	2	3	4	<1	<1
Sb	0,1	0,2	0,2	0,1	<0,1	0,3	0,2	0,7	0,2	0,6	0,4	1,0	0,7
Se	<10	<10	11	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,8	<0,2	0,7	0,2	<0,2	<0,2	<0,2
W	3	1	<1	<1	3	4	<1	1	<1	2	<1	1	<1
<b>A09</b>													
S	0,85	2,84	1,70	1,76	2,54	4,24	1,62	2,37	1,47	8,54	4,20	0,80	0,10
<b>B02</b>													
Ag (ppm)	<0,5	18,0	<0,5	<0,5	<0,5	1,0	<0,5	<0,5	0,8	1,7	1,5	<0,5	<0,5
<b>B13</b>													
CO2 (% pd.)	3,43	5,21	4,89	6,05	3,26	2,29	3,71	7,07	4,94	5,78	7,71	4,55	3,58
<b>B14</b>													
Cr (ppm)	38	50	31	24	53	23	28	217	28	233	215	217	231

Numéro	DO-31-17	DO-31-19	DO-31-20	DO-31-21	DO-35-2	DO-35-3	DO-35-4	DO-35-5	DO-35-6	DO-35-7	DO-35-8	DO-35-9	FA-51-3
Type	QP	QP	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	MinCH
Profondeur	370,0	340,8	390,7	430,0	236,7	238,1	239,3	240,1	243,6	244,0	245,7	248,3	313,3
<b>A01</b>													
SiO2 (% pd.)	67,4	61,7	38,5	43,9	43,9	44,0	43,4	41,5	36,9	41,1	43,5	43,2	---
TiO2	0,31	0,29	0,95	0,86	0,73	0,72	0,77	0,80	0,74	0,69	0,74	0,74	---
Al2O3	14,10	14,70	12,80	12,50	14,00	13,50	13,70	14,70	13,50	12,20	13,20	14,30	---
Fe2O3	0,10	0,19	10,80	1,42	1,16	0,53	1,04	11,50	10,20	10,70	0,73	0,41	---
FeO	2,19	2,16	---	9,61	9,39	8,97	9,77	---	---	---	10,20	8,90	---
MnO	0,04	0,06	0,17	0,18	0,15	0,15	0,14	0,11	0,12	0,17	0,18	0,17	---
MgO	1,27	2,37	5,15	5,29	7,31	6,82	7,83	6,24	5,14	7,02	7,95	8,41	---
CaO	3,89	4,59	9,24	10,80	8,29	9,51	8,08	8,14	10,90	11,60	8,08	8,62	---
Na2O	1,94	1,74	2,07	2,30	2,69	2,42	1,94	3,41	4,39	1,69	1,76	2,57	---
K2O	1,22	1,90	0,43	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	---
P2O5	0,08	0,10	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	---
P.A.F.	7,14	8,93	18,70	11,00	10,90	11,70	11,30	13,00	15,00	13,70	11,30	10,70	---
<b>A03</b>													
Ba (ppm)	322	320	---	3	6	6	6	---	---	4	8	9	---
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	---
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	---
Ce	24	10	11	21	7	<5	6	7	10	7	6	6	---
Co	9	5	54	37	43	41	50	66	47	65	52	45	---
Cu	9	7	113	138	82	142	95	26	186	251	249	136	---
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	---
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	---
La	14	6	<2	6	<2	<2	<2	3	6	2	4	<2	---
Li	18	13	16	17	28	21	29	23	14	20	25	21	---
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	---
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	---
Ni	12	11	78	56	144	135	146	144	135	135	153	161	---
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	---
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	---
Sc	4	2	39	39	35	28	34	39	34	37	43	39	---
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	---
V	33	28	259	254	220	191	221	215	178	204	239	245	---
Zn	35	83	46	67	65	60	64	46	42	62	73	67	---
<b>A04</b>													
Ga (ppm)	11	16	12	11	11	10	7	14	10	7	14	10	---
Nb	<3	<3	6	9	11	6	9	8	7	8	8	7	---
Rb	25	49	12	3	<3	<3	4	<3	<3	<3	<3	4	---
Sn	33	21	24	13	16	27	29	<10	14	21	34	10	---
Sr	350	460	190	67	96	92	76	98	92	54	38	67	---
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	---
Te	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	---
Th	<3	<3	<3	<3	<3	4	7	3	<3	<3	<3	<3	---
Y	5	<3	21	27	22	21	25	21	24	21	20	19	---
Zr	87	89	51	56	47	43	46	49	54	47	49	42	---
<b>A06</b>													
Au (ppb)	<5	1900	890	<5	<5	<5	6	700	340	12	<5	<5	21000
As (ppm)	2	<1	36	2	<1	<1	1	58	58	3	<1	<1	170
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	1	3	<1	<1	1
Cs	2	4	<1	1	<1	<1	<1	<1	2	1	<1	2	2
Sb	<0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	0,6
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	25
Tm	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	0,6	0,6	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
W	<1	<1	19	<1	<1	<1	<1	5	10	<1	<1	<1	42
<b>A09</b>													
S	0,17	<0,01	4,85	0,10	0,07	0,11	0,17	4,48	6,07	0,43	0,17	0,07	---
<b>B02</b>													
Ag (ppm)	<0,5	1,3	<0,5	1,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3,7
<b>B13</b>													
CO2 (% pd.)	5,59	7,04	13,90	7,94	6,67	7,35	6,68	6,64	8,87	9,49	6,55	6,72	---
<b>B14</b>													
Cr (ppm)	26	16	101	53	245	180	221	224	227	223	241	225	---

Tableau 3. Tableau synthèse des types de minéralisation, des sulfures associés, des minéraux d'altération et de gangue, de la déformation subie par la minéralisation, des types majeurs d'encaissants, la présence d'intrusion felsique, les éléments ajoutés et lessivés dans l'encaissant suite à l'altération et le rapport Au/Ag pour les indices et les zones examinés en 1995. À noter que les minéraux et les encaissants pour chaque indice ou zone sont en ordre décroissants d'abondance.

Indice ou zone	Type	Sulfures	Altération	Gangue	Déf. subie	Encaissant	Dyke felsique	Éléments ajoutés	Éléments lessivés	Au/Ag
East Showing	Filonien	Py-(Cp)-(Po)	Ak-Se-Cl-Lx	Q-Ak	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	I3A	Oui	K, CO <sub>2</sub> , S, Ba, Rb, W	Fe, Na, Zn	3,5
West Showing	Filonien	Py-(Cp)	Ak-Se-Cl-Lx-Fc	Q-Ak	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	I3A-V3B	Non	K, CO <sub>2</sub> , S, Ba, Rb, As, W	Fe, Mg, Na	0,25
Lipsett	Disséminé	Py-(Cp)-(Po)	Se-Cl-Qz	---	D <sub>3</sub>	I3A	Non	K, S, Ba, Rb, As, W	Ca, Na, Sr, Cu, Zn	> 1
Coyote	Filonien	Py-(Cp)	Cl-Cc-Qz	Qz-(Tm)	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	V3B-I3A-V2	Non	---	---	1,0
des Tranchées	Disséminé	Py-(Cp)-(Po)	Se-Cl-Qz-Lx	---	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	I3A-V2	Non	K, S, Ba, Rb, As, W	Ca, Na, Sr, Cu, Zn	> 0,7
Minefinders B	Filonien	Py-(Cp)	Ac-Cl	Qz-Cc-Ab	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	V3B	Non	CO <sub>2</sub> , S	Si, Al, Na	---
Murgor B	Filonien	Py-(Cp)	Ak-Se-Ab	Qz-Ak-Tm	D <sub>2</sub>	V3B-I3A	Oui	K, CO <sub>2</sub> , S, Ba, Rb	---	13,8
Murgor C <sub>1</sub>	Filonien	Py	---	Ab-Se-Qz	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	V2	Oui	---	---	> 1,6
Murgor C <sub>2</sub>	Filonien	Py	Se-Cl-Ep	Qz-(Ak)	D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub>	V2	Oui	K, S, Rb, As	Ca, Na, Ba, Sr	0,33
Lac Baker	Filonien	Py	Cl-Bo	Qz	D <sub>2</sub>	V3B	Oui	---	---	---
Lenora	Filonien	Py-Cp	Ak-Se	Qz-Ak	D <sub>2</sub>	V3B	Non	K, CO <sub>2</sub> , S, Rb, As, W	Si	---

Py-Pyrite; Cp-Chalcopyrite; Po-Pyrrhotine; ( ) - Trace

Ak-Ankérite; Se-Séricite; Cl-Chlorite; Lx-Leucoxène; Cc-Calcite; Fc-Fuchsite; Ab-Albite; Qz-Quartz

Tm-Tourmaline; Bo-Biotite; Ac-Actinote; Ep-Épidote

I3A-Gabbro; V3B-Basalte; V2-Volcanoclastite intermédiaire