

MB 96-36

CONTEXTE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURAL DES GITES DE DUVAN ET DE DUREINE, REGION DE LA SARRE, ABITIBI, QUEBEC

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

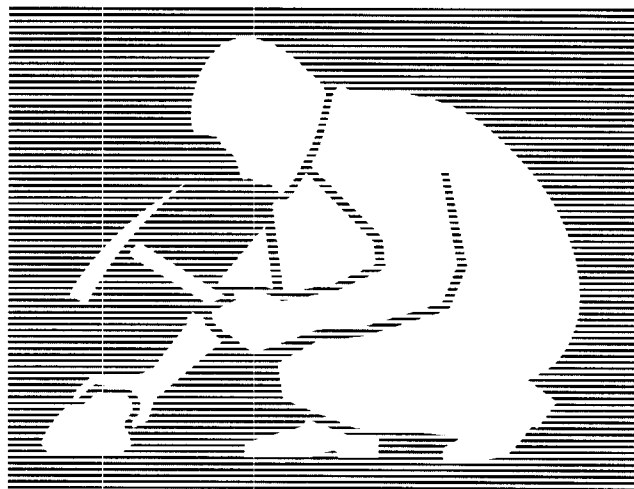
Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Contexte lithologique et structural des gîtes de Duvan et de DuReine, région de La Sarre, Abitibi, Québec

Alain Tremblay
Sébastien Maisonneuve
Sylvain Lacroix



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 Jean-Yves Labbé avant la remise de la version finale au ministère.

MB 96-36

1996



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines



Les auteurs

(septembre 1996)

Alain TREMBLAY, Sébastien MAISONNEUVE
INRS-Géoressources, Centre géoscientifique de Québec
2535, boul. Laurier, Sainte-Foy, Qc, G1V 4C7
tel : 418 654-2604

et

Sylvain LACROIX
Ministère des Ressources naturelles du Québec
Service géologique du Nord-Ouest
19, rue Perreault Ouest, Suite 330
Rouyn-Noranda, Qc, J9X 6N5
tel : 819 762-1748

TABLE DES MATIERES

	page
Table des matières.....	2
Liste des figures.....	4
Liste des tableaux et annexes.....	5
1.0 INTRODUCTION.....	6
1.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	6
1.1.1 Lithostratigraphie.....	6
1.1.2 Roches plutoniques.....	8
1.1.3 Structure et métamorphisme.....	9
1.1.4 Contexte métallogénique.....	10
1.2 REMERCIEMENTS.....	11
2.0 LE GÎTE DE DUVAN.....	12
2.1 GÉOCHIMIE DES ROCHES ENCAISSANTES.....	12
2.2 DÉCAPAGE #1.....	15
2.2.1 Lithologies-hôtes.....	15
2.2.2 Structures dominantes.....	18
2.2.3 Minéralisation.....	19
2.3 DÉCAPAGE #2.....	22
2.3.1 Lithologies-hôtes.....	22
2.3.2 Structures dominantes.....	24
2.3.3 Minéralisation.....	25
2.4 DÉCAPAGE #3.....	26
2.4.1 Lithologies-hôtes.....	26
2.4.2 Structures dominantes.....	26
2.4.3 Minéralisation.....	28
2.5 SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION.....	29

3.0 LE GÎTE DE DUREINE	34
3.1 GÉOCHIMIE DES ROCHES ENCAISSANTES	34
3.2 DÉCAPAGE #9	38
3.2.1 Structure et géométrie des veines de quartz.....	38
3.2.2 Minéralisation.....	44
3.3 DÉCAPAGES #3 ET #4	45
3.3.1 Structure et géométrie des veines de quartz.....	45
3.3.2 Minéralisation.....	47
3.4 DÉCAPAGES #1 ET #8	49
3.4.1 Structure et géométrie des veines de quartz.....	49
3.4.2 Minéralisation.....	52
3.5 SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION	53
4.0 DISCUSSION ET CONCLUSION	56
RÉFÉRENCES	59

LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Géologie de la région de LaSarre et localisation des gîtes de Duvan et de DuReine.
- Figure 2. Diagramme Zr/TiO_2 versus SiO_2 pour les roches volcaniques du gîte de Duvan.
- Figure 3. a) Diagramme de terres rares pour les basaltes de Duvan. b) Diagramme de terres rares pour les tufs de Duvan.
- Figure 4. Carte géologique détaillée du décapage #1, gîte de Duvan. a) Partie Sud du décapage #1. b) Partie Nord du décapage #1.
- Figure 5. Photographies des structures et des minéralisations caractéristiques du gîte de Duvan.
- Figure 6. Carte géologique détaillée du décapage #2, gîte de Duvan.
- Figure 7. Carte géologique détaillée du décapage #3, gîte de Duvan.
- Figure 8. Index de Shand pour les roches du pluton de DuReine.
- Figure 9. Diagramme de terres rares pour les roches du pluton de DuReine.
- Figure 10. Pluton de DuReine. a) Diagramme Nb versus Y. b) Diagramme Rb versus Y+Nb.
- Figure 11. Carte géologique détaillée du décapage #9, gîte de DuReine.
- Figure 12. Photographies des structures et des veines caractéristiques du gîte de DuReine.
- Figure 13. Interprétation schématique du décapage #9, gîte de DuReine.
- Figure 14. Carte géologique détaillée des décapages #3 et #4, gîte de DuReine.
- Figure 15. Interprétation schématique des décapages #3 et #4, gîte de DuReine.
- Figure 16. Carte géologique détaillée du décapage #1, gîte de DuReine.
- Figure 17. Carte géologique détaillée du décapage #8, gîte de DuReine.
- Figure 18. Interprétation schématique de l'origine des veines minéralisées du gîte de DuReine.
- Figure 19. Contexte temporel et structural des minéralisations des gîtes de Duvan et de DuReine dans la région de LaSarre.

LISTE DES TABLEAUX ET ANNEXES

- Tableau 1. Teneurs en métaux de base des échantillons minéralisés du gîte de Duvan.
- Tableau 2. Contexte lithologique et structural comparatif des décapages du gîte de Duvan.
- Tableau 3. Teneurs en métaux de base des échantillons minéralisés du gîte de DuReine.
- Annexe 1. Liste des fiches de gîte et typologie des indices minéralisés de la région de LaSarre.
- Annexe 2. Résultats d'analyses géochimiques des roches métavolcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan.
- Annexe 3. Résultats d'analyses géochimiques des dykes du gîte de Duvan.
- Annexe 4. A) Résultats d'analyses géochimiques des roches intrusives du pluton de DuReine.
B) Résultats d'analyses géochimiques des amphibolites et des dykes d'aprites du gîte de DuReine.

1.0 INTRODUCTION

Ce rapport fait suite à des travaux menés conjointement par le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ) et le Centre Géoressources de l'Institut national de la recherche scientifique (INRS-Géoressources). Les travaux ont été réalisés dans le cadre d'une maîtrise entreprise par S. Maisonneuve à l'INRS-Géoressources et ont visé essentiellement à revisiter et caractériser les principaux gîtes et indices minéralisés de la partie ouest du feuillet SNRC 32E14 au 1:50,000 (LaSarre).

Les principaux sites minéralisés de la zone d'étude sont les gîtes de Duvan et de DuReine, tous deux situés à moins de 40 km à l'ouest de la ville de LaSarre. Sauf exception, tous les autres indices minéralisés de la région s'apparentent à l'une ou l'autre de ces minéralisations. Nos travaux ont donc été principalement concentrés sur la métallogénie et la caractérisation structurale de ces deux gîtes. Les principaux objectifs de ce projet sont les suivants; (i) réviser, documenter et classifier les différents indices minéralisés de la région de LaSarre; (ii) déterminer le contexte structural des gîtes de Duvan et Du Reine; (iii) proposer un modèle métallogénique pour ces deux types de gîtes; et (iv) situer ces minéralisations dans le cadre de l'évolution métamorphique et structurale régionale telle que définie par Lacroix (1995).

1.1 GEOLOGIE REGIONALE

Le socle rocheux de la région de LaSarre appartient à la Ceinture de Roches Vertes de l'Abitibi, une séquence de roches volcaniques et sédimentaires archéennes de la province du Supérieur. Les séquences lithologiques étudiées sont incluses dans la zone externe de Dimroth et al. (1983) ainsi que dans la Zone Volcanique Sud de Ludden et al. (1986). Du nord vers le sud, Lacroix (1995) a identifié quatre principaux assemblages lithologiques (Fig. 1): les basaltes et rhyolites de Normétal, et les groupes de Chicobi, de Mine Hunter et de Stoughton-Roquemaure. À l'ouest de LaSarre, certaines de ces unités sont recoupées par des intrusions granitiques (*sensu largo*) syn-orogéniques. L'ensemble de la région est sillonné par des dykes de diabase d'âge Protérozoïque recoupant les roches extrusives et intrusives ainsi que les structures régionales.

1.1.1 Lithostratigraphie

Les basaltes et rhyolites de Normétal (Lacroix, 1995) et le Groupe de Chicobi (Hocq, 1990) affleurent dans la partie nord-est de la région, au nord de la faille Macamic (Fig. 1). Les rhyolites de Normétal sont datées à 2727 \pm 2.6/-2.1 Ma (Mortensen, 1993) et à 2722 \pm 3 Ma

(Zhang et al., 1993), et reposent en contact chevauchant sur le Groupe de Chicobi le long de la faille de Nord-Chicobi. Le Groupe de Chicobi est constitué d'une alternance de grès, de siltstone et d'argillite. Au sud-est, il est limité par la faille Macamic.

Le Groupe de Mine Hunter (Dimroth et Rocheleau, 1979), daté à $2729,6 \pm 1,4$ Ma (Mortensen, 1993), est hôte de la minéralisation du gîte de Duvan. Il constitue plus de 50% des roches volcaniques de la région de LaSarre (Fig. 1). Il est principalement composé de rhyolites, d'andésites massives ou porphyriques, de basaltes massifs ou coussinés, et d'une faible proportion de tufs de composition felsique à intermédiaire et de formations de fer interstratifiés avec les rhyolites. Selon Bonneau (1992), le Groupe de Mine Hunter est une série calco-alcaline représentant les vestiges d'un volcanisme d'arc. Stratigraphiquement, Dimroth et al. (1982) situe le Groupe de Mine Hunter sous le Groupe de Stoughton-Roquemaure, alors que Hocq (1990) croit plutôt que ces deux unités sont en contact tectonique. La cartographie et les analyses géochimiques des roches volcaniques autour du pluton de LaReine (Lacroix, 1995) ont montré que celles-ci sont constituées de basaltes et komatiites appartenant au Groupe de Stoughton-Roquemaure (Eakins, 1972) dont l'âge minimal a été estimé à 2714 ± 2 Ma (Corfu et al., 1989).

1.1.2 Roches plutoniques

Les roches intrusives constituent une importante proportion du socle rocheux de la région de LaSarre (Lacroix, 1995). À l'ouest de LaSarre, les plutons affleurent essentiellement au sud de la faille Macamic (Fig. 1), et recoupent les roches des groupes de Mine Hunter et de Stoughton-Roquemaure. Ces masses intrusives syn-orogéniques sont les plutons du Lac Abitibi, de LaReine, de DuReine, de Colombourg, de Palmarolle, de Dupuy et de la Rivière Calamité (Fig. 1). À l'extrémité nord-ouest du pluton syn-volcanique de la Rivière Calamité, un petit pluton sans nom appartient possiblement à la famille des plutons syn-orogéniques.

Les plutons du Lac Abitibi et de LaReine sont essentiellement constitués de tonalite leucocrate et mésocrate à biotite, datée à 2696 ± 2 Ma (W. Davis, communication personnelle dans Lacroix, 1995) et à 2694.8 ± 1.7 Ma respectivement, et d'une phase granodioritique à biotite-hornblende ayant été datée à 2689.8 ± 1 Ma dans le pluton du Lac Abitibi (Mortensen, 1993). Les plutons de Palmarolle, Dupuy et de DuReine sont essentiellement de composition granodioritique. Le pluton de DuReine, hôte de la minéralisation aurifère du gîte de DuReine, est situé à environ 1 km au nord du pluton de LaReine dont il représente possiblement une apophyse. Se basant sur différentes datations isotopiques disponibles pour les plutons syn-orogéniques de la région

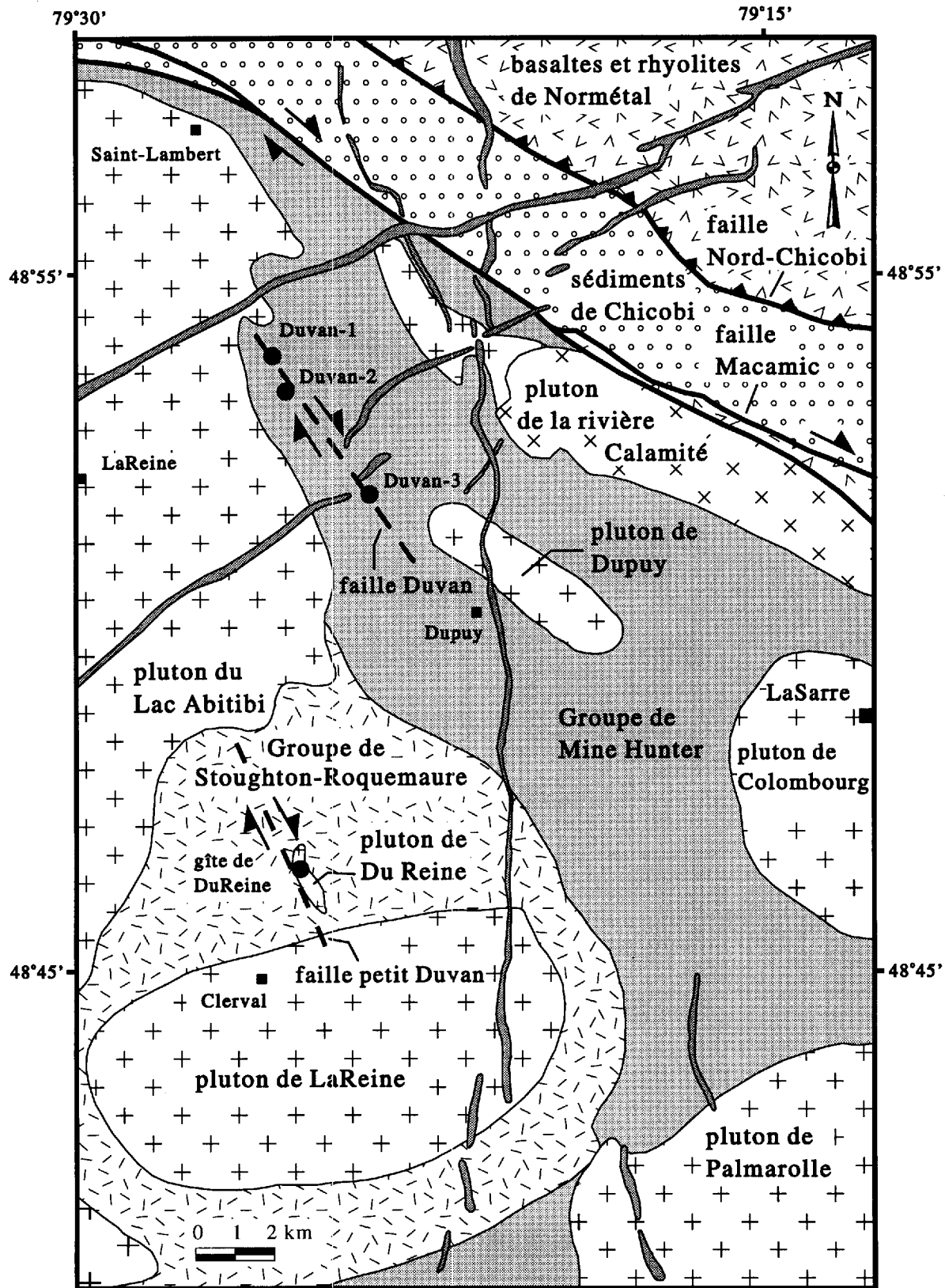


FIGURE 1 : Carte géologique de la région à l'ouest de LaSarre et localisation des gîtes de Duvan et de DuReine. Modifiée de Lacroix (1995).

de LaSarre, Lacroix (1995) propose que la phase granodioritique de ces intrusions est légèrement plus jeune que la phase tonalitique et suggère que le magmatisme syn-orogénique fut complété dans un intervalle de temps d'environ 6 Ma, soit de 2697-95 Ma à environ 2690 Ma.

1.1.3 Structure et métamorphisme

Les roches de la région d'étude ont été intensément métamorphosées et déformées. Contrastant fortement avec les autres secteurs de la Ceinture de Roches Vertes de l'Abitibi qui sont généralement caractérisés par des assemblages métamorphiques du schiste vert, le métamorphisme régional atteint le grade de l'amphibolite et, localement, des migmatites (Lacroix, 1995). Le métamorphisme amphibolitique régional, fréquemment rétrogradé à des faciès du schiste vert, est considéré comme contemporain d'une phase de déformation D_2 et de la mise en place des plutons syn-orogéniques (Lacroix, 1995).

Les structures associées à la phase de déformation D_1 sont principalement observées dans les roches affleurant au nord-est de la faille Macamic (Fig. 1). La schistosité S_1 , orienté NW-SE avec un pendage d'environ 60° vers le NE, est particulièrement bien développée dans les basaltes de Normétal. Au sud-ouest de la faille Macamic, l'anticlinal du Lac Abitibi, affectant les roches du Groupe de Stoughton-Roquemaure affleurant à quelques kilomètres au sud du pluton de LaReine, est attribué à la phase D_1 (Lacroix, 1995). Selon Lacroix et Sawyer (1995), les structures D_1 de la région de LaSarre résultent d'un épisode précoce de failles de chevauchement à vergence vers le sud et le sud-ouest, et sont caractéristiques de toute la partie nord-ouest de la Ceinture de Roches Vertes de l'Abitibi.

Au sud de la faille Macamic, les structures D_1 sont fortement transposées et souvent oblitérées par une phase de déformation subséquente (D_2). La phase D_2 est caractérisée par la présence de zones de cisaillement ductile à ductile-fragile orientées approximativement NNW-SSE, qui sont principalement situées au sud-ouest de la faille Macamic (Fig. 1). La faille Macamic correspond à un important corridor de déformation en cisaillement dextre (Labbé, 1994; Lacroix et Sawyer, 1995) qui, dans la région de LaSarre, affecte à peu près toute la bande de sédiments du Groupe de Chicobi. Les failles Duvan et Petit Duvan font partie d'une famille de failles NNW-SSE qui sont subparallèles et contemporaines de la faille Macamic (Lacroix, 1995). Toutes ces zones de cisaillement sont caractérisées par une foliation subverticale orientée NNW-SSE et porteuses de linéations minérales et de linéations d'allongement plongeant faiblement vers le NNW. La faille Duvan, structure-hôte de la minéralisation du gîte de Duvan, ainsi que la faille

Dupuy représentent vraisemblablement des structures directement tributaires de la faille Macamic. Un autre système de failles orientées ENE-WSW et à pendage faible à modéré vers le NW, telles que les failles du Lac Abitibi, de La Reine, de Nepawa et de Le Moine (Lacroix, 1995), est contemporain des failles NW-SE et résultent d'une structuration complexe associée à des mouvements normaux et inverses.

Dans la région de LaSarre, l'évolution métamorphique des roches supracrustales au cours de la phase D_2 est synchrone de la mise en place et du refroidissement des plutons syn-orogéniques qui ont eu une influence thermique majeure au cours de l'évolution structurale des roches encaissantes (Lacroix, 1995). En de nombreuses localités, cette interprétation est corroborée par le parallélisme et le passage graduel entre des foliations et linéations magmatiques vers des foliations formées à l'état solide dans les secteurs environnants les plutons syn-orogéniques, et par de fréquentes relations de recoupement réciproque entre les zones de cisaillement D_2 et les différentes générations d'injections plutoniques de bordure.

1.1.4 Contexte métallogénique

Dans la région de LaSarre et ses environs immédiats, les principaux gisements métallifères mis en valeur jusqu'à maintenant sont la mine de Normétal au nord, et les mines Hunter et Lyndhurst au sud. À l'ouest de LaSarre, il existe plus d'une dizaine d'indices minéralisés répertoriés dans les fiches de gîte du MRNQ (Annexe 1). Ces sites minéralisés sont regroupés sous 3 types de minéralisations distinctes; (i) minéralisations en sulfures polymétalliques associées à des assemblages basaltiques-rhyolitiques (Groupe de Mine Hunter) ou sédimentaires (Groupe de Chicobi) cisailés; (ii) minéralisations aurifères associées à des veines de quartz recoupant des plutons felsiques; et (iii) minéralisations nickélicifères associées à des roches ultramafiques. La grande majorité des indices minéralisés de la région étudiée correspond aux deux premiers types de minéralisations, et sont typiquement représentés par les gîtes de Duvan et de DuReine, respectivement. Se basant sur la similitude lithologique des roches-hôtes, Lacroix (1995) a proposé que l'horizon minéralisé du gîte de Duvan représente un équivalent stratigraphique des niveaux minéralisés de la mine Hunter. Les minéralisations filoniennes aurifères sont spatialement associées à certains plutons syn-orogéniques tels que ceux du Lac Abitibi, de LaReine et de DuReine, ce dernier ayant fourni des teneurs économiques en Au (Long, 1991). De plus, certains autres indices tels que celui de LaReine (32D/14-039) et celui de Route

45-Sud (32D/14-028) possèdent un intérêt économique significatif à cause de leur similitude et de leur proximité avec les gîtes de DuReine et de Duvan.

À cause de leur représentativité pour la métallogénie de la région de LaSarre et de leur intérêt économique, nous avons effectué des travaux détaillés sur les gîtes de DuReine et de Duvan. De plus, ces gîtes ayant fait l'objet de travaux d'exploration minière ces dernières années, des décapages relativement frais ainsi que des données de forage ont permis d'obtenir des données suffisantes à l'élaboration d'une étude permettant une meilleure définition de leur contexte structural.

1.2 REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier M. Guy Hébert de la compagnie Altavista pour avoir autorisé l'accès à la propriété minière de la compagnie sur le pluton de DuReine, ainsi que M. Gino Roger d'Exploration Noranda Ltée pour sa disponibilité et la documentation fournie sur le gîte de Duvan. Nous remercions aussi Ghislain Tourigny et Francis Chartrand pour leur visite au cours des travaux de terrain. Rémy Jenkins a participé aux travaux à titre de géologue-assistant, son intérêt et sa disponibilité ont été grandement appréciés. Nous remercions aussi Jean-Yves Labbé pour la lecture critique de ce document.

2.0 LE GÎTE DE DUVAN

Découvert en 1925, le gîte cuprifère de Duvan est situé à environ 40 km au nord-ouest de LaSarre, dans la partie sud du canton de Desméloizes. Les zones minéralisées sont situées le long d'une zone de cisaillement correspondant marquant la faille Duvan (Lacroix, 1995), incluant le site de la mine Duvan qui est aisément accessible via le 2^{ième} rang au nord du village de LaReine. La mine Duvan possède actuellement des réserves estimées à 113,000 tonnes de minerai à 2.5% Cu et 100 g/t Ag (Roger, 1992). En 1992, Noranda Exploration Ltée effectua des travaux d'exploration sur la mine Duvan et les environs, incluant des levés géologiques et géophysiques ainsi que 3 décapages mécaniques en divers sites minéralisés le long de la faille Duvan (Roger, 1992). Les corps lenticulaires et discontinus de sulfures massifs et de magnétite affleurent au sein d'une séquence de roches pyroclastiques felsiques à intermédiaires et de metabasaltes appartenant au Groupe de Mine Hunter.

Nous avons cartographié et échantillonné les trois sites de décapage mécanique de Noranda Exploration Ltée. Ces trois sites, identifiés ci-dessous comme les décapages #1, #2 et #3, forment un alignement orienté NW-SE sur une distance d'environ 4.5 km le long de la faille Duvan (Fig. 1). Le décapage #1, situé à l'extrémité nord-ouest de cet alignement, est le plus proximal par rapport au pluton du Lac Abitibi, alors que le décapage #3, situé à l'extrémité sud-est, est plus éloigné. Les décapages #2 et #3 correspondent respectivement aux sites de la mine Duvan et du prospect Bornite Copper (Roger, 1992).

2.1 GÉOCHIMIE DES ROCHES ENCAISSANTES

Nous avons analysé quelques échantillons de roches métavolcaniques du Groupe de Mine Hunter (Annexe 2), ainsi que différents types de dykes (Annexe 3) recoupant la séquence volcanique. La composition normative des dykes varie de dioritique à granodioritique et tonalitique. Les dykes dioritiques sont généralement foliés et subparallèles au grain structural, alors que les dykes felsiques (granodioritique à tonalitique; Annexe 3) sont, le plus souvent, peu ou pas déformés (voir plus bas).

Sur un diagramme Zr/TiO_2 versus SiO_2 (Fig. 2), les roches volcaniques forment une séquence sub-alcaline. Les termes extrusifs mafiques sont de composition basaltique alors que les roches tuffacées sont de composition andésitique à rhyolitique (Annexe 2). Les basaltes montrent de faibles teneurs en TiO_2 (<1%). Les teneurs en terres rares, mesurées sur deux échantillons, montrent des courbes roches/chondrites approximativement horizontales (Fig. 3a) à des niveaux d'abondance typiques des basaltes de rides mid-océaniques (MORB; environ 10

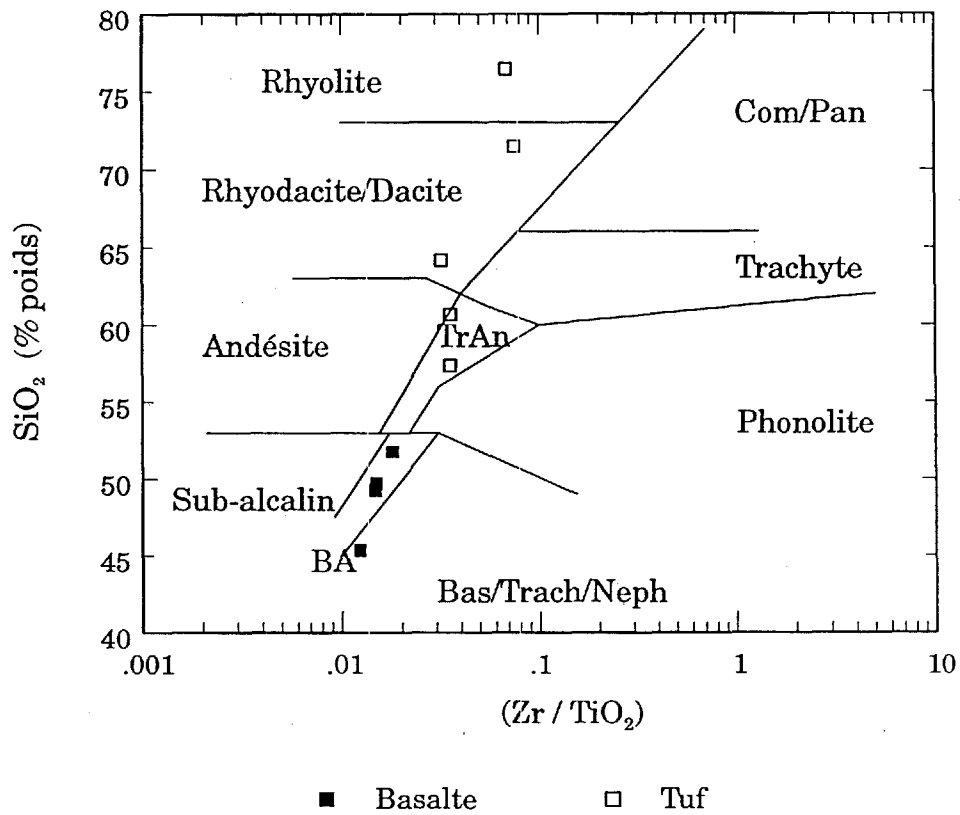


FIGURE 2. Diagramme Zr/TiO_2 versus SiO_2 pour les roches métavolcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan. La composition des roches tuffacées varie d'andésitique à rhyolitique.

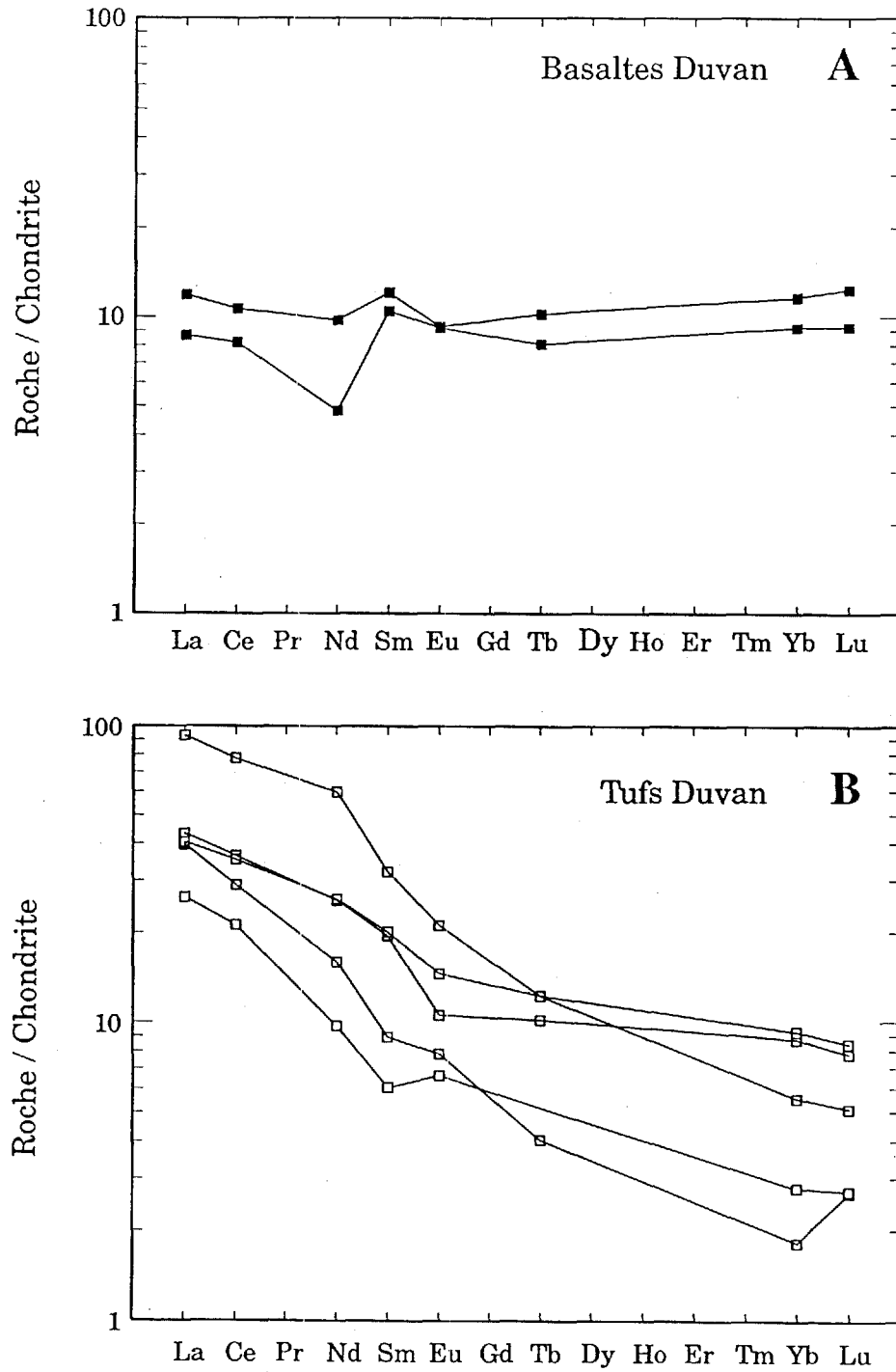


FIGURE 3. A) Diagramme de la teneur en terres rares par rapport aux chondrites pour les metabasaltes du gîte de Duvan. B) Diagramme de la teneur en terres rares par rapport aux chondrites pour les métatufs intermédiaires à felsiques du gîte de Duvan.

X chondrites, Pearce 1982). Les teneurs en éléments en traces tels que Y et Zr (Annexe 2) sont cependant plus élevées que dans les MORB, ce qui explique la tendance subalcaline de ces basaltes (Fig. 2).

Les échantillons de tufs sont de composition très variable (Annexe 2). Les teneurs en SiO_2 varient de 57% à 76%, et reflètent la variation compositionnelle des roches encaissant la minéralisation. Les teneurs en terres rares montrent des courbes roches/chondrites fortement enrichies en terres rares légères à des niveaux d'abondance de l'ordre de 30 à 100 X chondrites (Fig. 3b). Les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ sont supérieurs à 10. Les tufs les plus mafiques, de composition andésitique, sont fortement enrichis en terres légères par rapport aux laves basaltiques adjacentes, suggérant un découplage pétrologique entre les laves basaltiques et les roches pyroclastiques. Cette interprétation semble confirmée par des rapports Zr/Y significativement distincts pour chacune des séquences; 2.74 à 4.5 (i.e. affinité tholéitique) dans les basaltes par rapport à une valeur moyenne de 8.5 (i.e. affinité calco-alcaline) dans la séquence pyroclastique (Annexe 2).

2.2 DÉCAPAGE #1

Le décapage #1 est situé à environ 1 km au nord-ouest de la mine Duvan (Fig. 1). Le décapage fut effectué afin de vérifier l'origine d'une anomalie Beep Mat (Roger, 1992). Sur ce décapage, une minéralisation en magnétite et en sulfures est encaissée au sein d'une séquence de roches pyroclastiques métamorphisées au grade de l'amphibolite.

2.2.1 Lithologies-hôtes

Les roches du décapage #1 forment une séquence de métatufs à cendres de composition intermédiaire et de métatufs felsiques finement laminés. La seule structure primaire localement préservée est la stratification qui est généralement parallèle à la foliation métamorphique. Des interlits de métatufs mafiques (amphibolites) d'épaisseur centimétrique sont présents au sein du faciès laminé de composition felsique. Les niveaux d'amphibolites forment un pseudo-litage métamorphique et sont intensément plissés, boudinés et transposés parallèlement à la foliation (Fig. 4). En lames minces, le métatuf felsique est constitué de quartz (70-80%), plagioclase (15-20%), biotite (2-3%), épidote (1-2%), muscovite (1%), chlorite (1%), minéraux opaques et grenat (traces). Les grains de quartz sont finement grenus (~0.1 mm) et sont allongés parallèlement à la foliation. Le métatuf à interlits mafiques est composé de 45-50% de quartz, de 15-20% de biotite,

de 5-10% de hornblende, de 5-7% d'épidote, de 15-25 % de plagioclase et de traces de grenat, muscovite, chlorite et minéraux opaques. Les grains de biotite et de hornblende sont automorphes et mesurent de 0.4 à 4 mm de diamètre. Les interlits mafiques sont définis par des bandes millimétriques riches en biotite, amphibole et épidote.

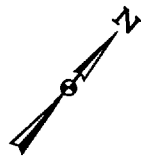
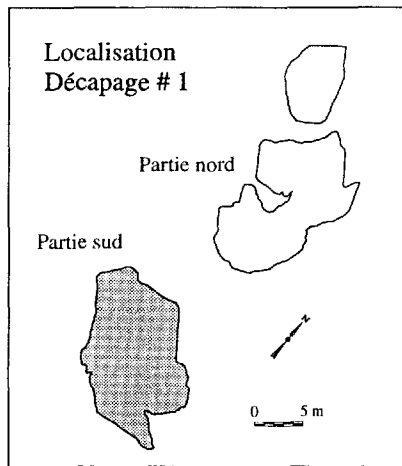
Les roches métavolcaniques sont recoupées par des dykes de composition felsique à intermédiaire qui sont, soit modérément cisailés et déformés, soit non-affectés par les fabriques présentes dans les roches métavolcaniques (Fig. 4). L'épaisseur des dykes varie de quelques centimètres à plus de 30 cm. Leur orientation est souvent sub-parallèle à la foliation dominante mais certains dykes recoupent les structures métamorphiques des roches encaissantes. Les relations de recoupement visible sur la décapage indiquent que les dykes se sont mis en place au cours de différents incréments d'une déformation progressive contemporaine du métamorphisme (voir ci-après).

En lames minces, les dykes felsiques sont constitués de quartz, de plagioclase, d'épidote, de biotite, de hornblende et de sphène. Les dykes felsiques sont parfois porphyrique et constitués de 30-40% de phénocristaux de plagioclase, d'épidote, de biotite et de hornblende d'environ 2 mm de diamètre. Les cristaux de plagioclases sont généralement zonés. Les dykes intermédiaires sont caractérisé par la présence d'une foliation pénétrative soulignée par l'étirement des grains de quartz (35-45%) et par l'alignement de minéraux mafiques (55-65%) tels que biotite, hornblende et épidote.

2.2.2 Structures dominantes

Dans les roches métavolcaniques, les structures dominantes sont représentées par une foliation mylonitique syn-métamorphique orientée NW-SE, sub-verticale ou pentant fortement vers le SW, et une linéation minérale plongeant modérément vers le NW (Fig. 4b). Des plis isoclinaux, affectant le pseudo-litage métamorphique et dont l'amplitude varie de quelques centimètres à quelques mètres, sont également présents. La plongée des plis étant sub-parallèles à la linéation minérale, ils sont interprétés comme des plis en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1980).

Les dykes felsiques les plus anciens forment de petites injections lenticulaires et discontinues, d'épaisseur centimétrique, qui sont plissés ou cisailées parallèlement à la foliation métamorphique. D'autres dykes sont affectés par de minces zones de cisaillement ductile qui s'anastomosent selon une direction sub-parallèle au grain structural dominant. Certains de ces dykes sont boudinés et montrent des structures en *pinch-and-swell* (Hanmer & Passchier, 1991).



LÉGENDE

SYMBOLES LITHOLOGIQUES

- tuf felsique à cendres
- tuf felsique à interlits de tuf mafique
- dyke felsique
- dyke felsique porphyrique
- dyke intermédiaire folié

MINÉRALISATION

- minéralisation massive (> 50 % Py, Mt)
- 10 à 50 % pyrite
- < 10 % pyrite
- Mt magnétite
- Py pyrite
- △ bréchiq
- ⊙ localisation des échantillons de géochimie



SYMBOLES STRUCTURAUX

- schistosité
- trace de la schistosité
- surface axiale et plongée des plis P2

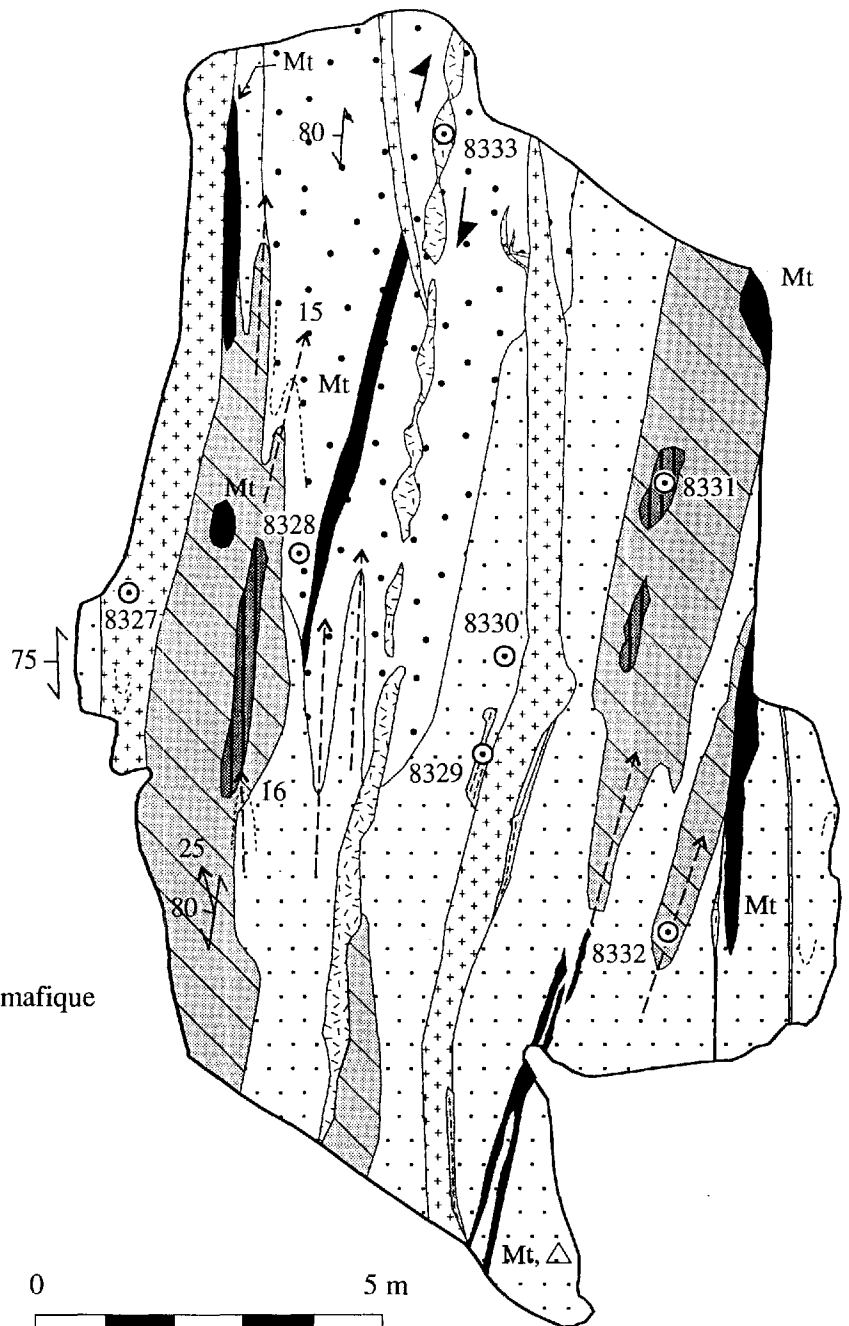


FIGURE 4a. Carte géologique détaillée de la partie sud du décapage # 1. Gîte de Duvan (modifiée de Roger, 1992).

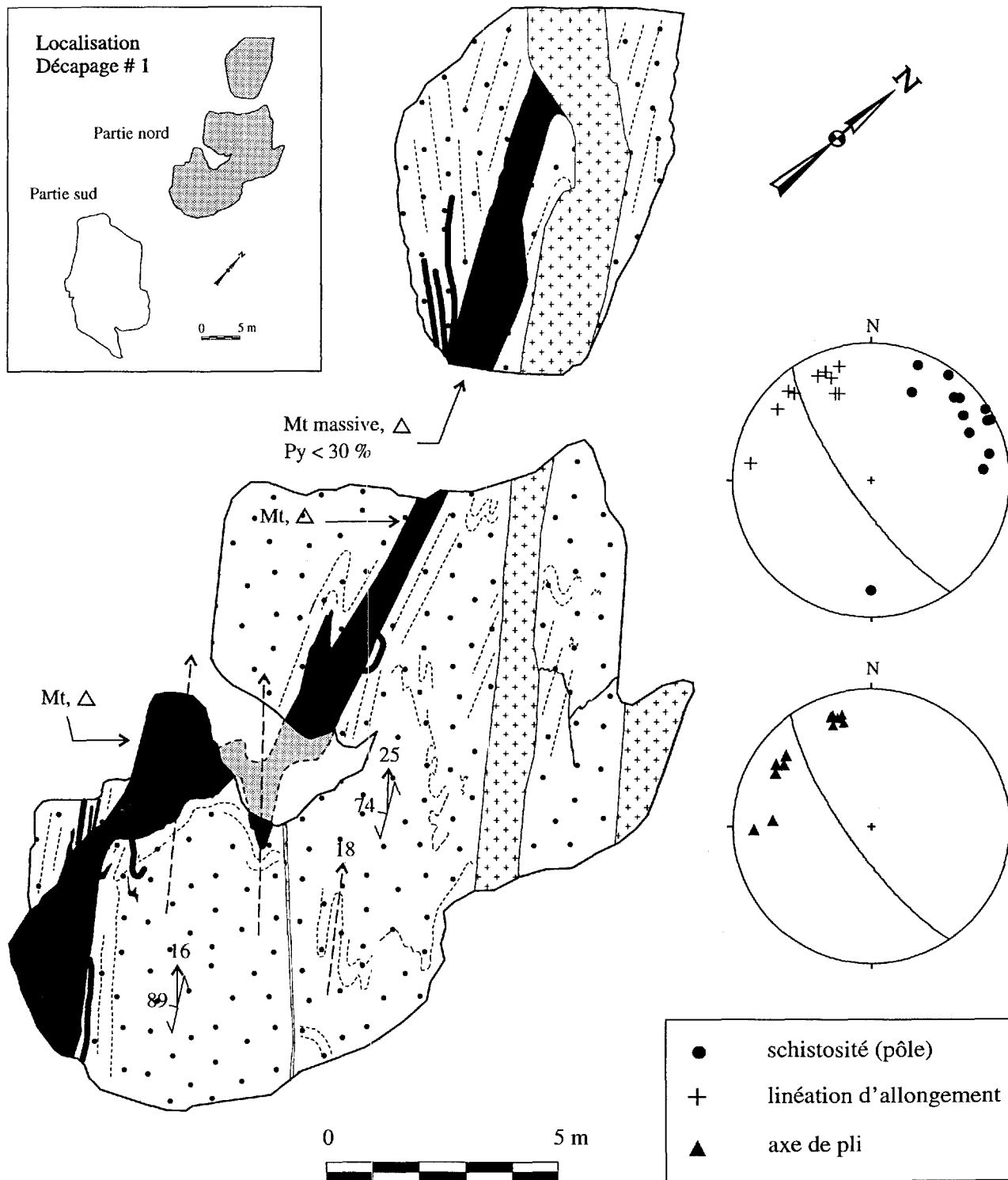


FIGURE 4b. Carte géologique détaillée de la partie nord du décapage # 1. Gîte de Duvan (modifiée de Roger, 1992).

Localement, la géométrie de veines d'extension contemporaine du boudinage indique clairement un mouvement décrochant dextre (Fig. 5a). Enfin, certains autres dykes felsiques recoupent les structures pré-existantes et ne montrent aucune évidence de déformation à l'état solide (Fig. 4).

2.2.3 Minéralisation

Sur la base de leurs caractéristiques minéralogiques et structurales, nous avons reconnu deux faciès de minéralisations distinctes sur ce décapage; (i) *sulfures stratiformes* plissés, et (ii) *brèche tabulaire à magnétite*. Les teneurs en métaux de base mesurées sur des échantillons provenant des différents décapages du gîte de Duvan sont compilées sur le tableau 1.

Les *sulfures stratiformes* sont présents dans la partie sud du décapage (Fig. 4a). Les horizons sulfurés sont soulignés par des zones discontinues d'altération rouille sub-parallèles au pseudo-litage des roches encaissantes. La minéralisation est encaissée dans des métatufs felsiques et constitue des horizons de sulfures semi-massifs à disséminés de 5 à 20 cm d'épaisseur. L'une de ces zones de sulfures épouse la forme des plis isoclinaux présents dans l'encaissant (Fig. 4a). Dans la partie sud-est de l'affleurement, les sulfures massifs sont concentrés dans la charnière de l'un de ces plis.

La minéralisation est principalement constituée de pyrrhotite, de pyrite et de magnétite avec des quantités faibles de chalcopryrite, de sphalérite, de bornite, de tétrahédrite (\pm tennantite) et de pentlandite. Les échantillons Duvan 1A-7 et 1A-8 ont donné des teneurs en Cu de 83 et 900 ppm, respectivement (Tableau 1). La chalcopryrite, la bornite et la tétrahédrite forment généralement des inclusions au sein des grains de pyrite. La pyrrhotite forme des grains xénomorphes entourant la pyrite, la sphalérite et la magnétite. La pentlandite est présente en inclusions dans la pyrrhotite et forme des textures en flamme. La pyrrhotite est souvent remplacée par de la pyrite (ou de la marcassite). Les observations minéragraphiques suggèrent deux associations minéralogiques; une première caractérisée par la formation de sphalérite, pyrite, bornite, tétrahédrite, magnétite et pyrrhotite, et une seconde essentiellement caractérisée par la précipitation de pyrite (ou marcassite) et de chalcopryrite. D'après les relations texturales observées, la paragenèse semble s'établir comme suit: quartz / chalcopryrite¹, bornite, sphalérite, tétrahédrite \pm tennantite / pyrite¹ / pyrrhotite, magnétite (?) \rightarrow pyrite² (ou marcassite), chalcopryrite². Les sulfures et la magnétite sont associées à des minéraux d'origine hydrothermale (quartz, muscovite, chlorite) englobant localement des fragments de métatuf de la roche encaissante. L'origine de ces deux associations minéralogiques est présentement incertaine. Une étude

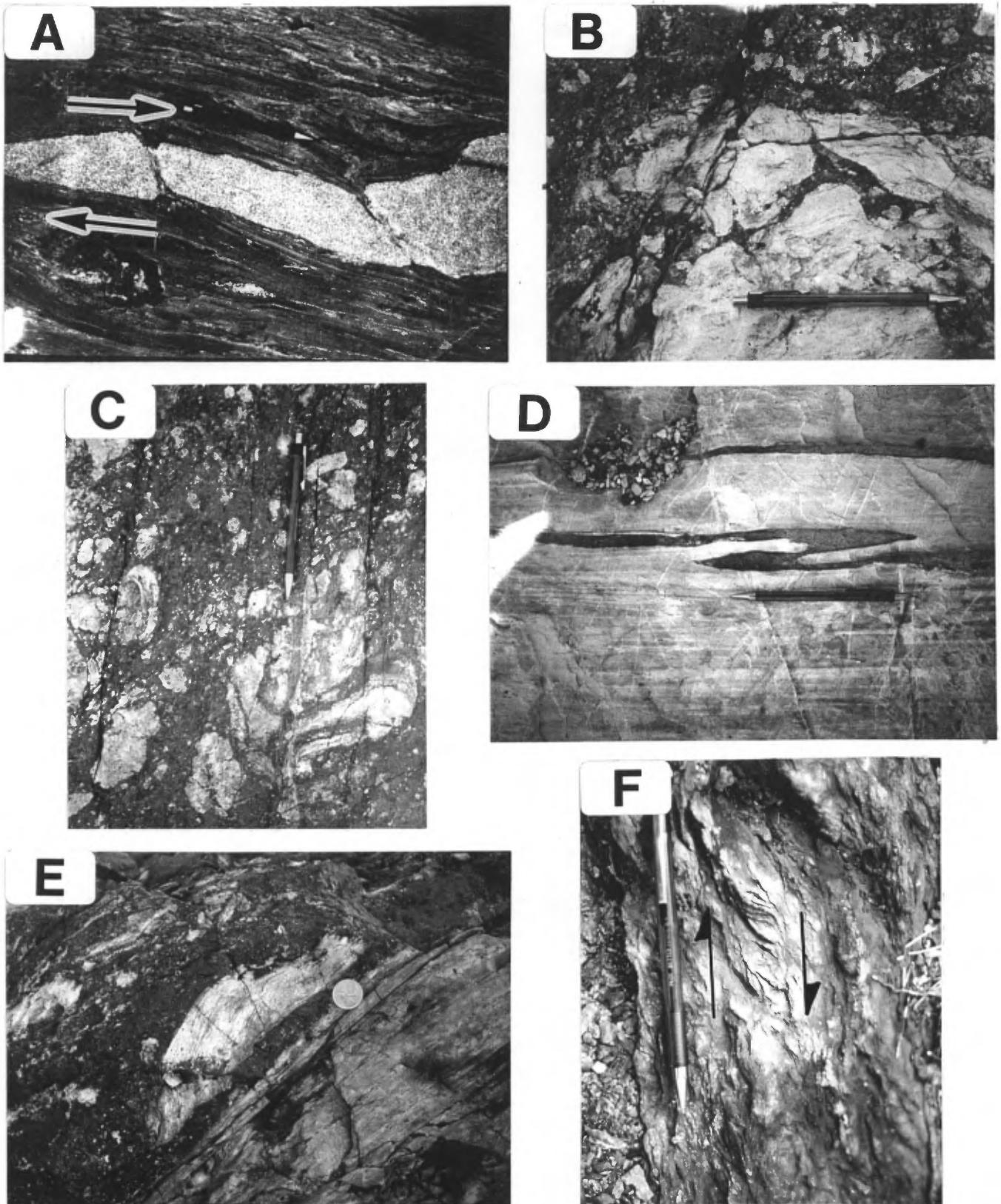


FIGURE 5. Gîte de Duvan. a) Dyke felsique syn-cinématique sur le décapage # 1. Notez les veines de tension indiquant un mouvement dextre. Vue en plan. b) Brèche à matrice de magnétite du décapage # 1. c) Brèche à magnétite du décapage # 1. Remarquez la présence de fragments métamorphiques. d) Pli dextre dans les tufs felsiques laminés encaissant le filon minéralisé du décapage # 2. Vue en plan. e) Texture bréchique du filon minéralisé du décapage # 2. Le fragment est une roche métavolcanique similaire au tuf de l'encaissant. f) Fabrique C/S indiquant un mouvement dextre au sein d'une zone de cisaillement rétrograde du décapage # 3. Vue en plan.

approfondie des textures microscopiques des sulfures, oxydes et de la gangue sera nécessaire afin de déterminer si elles représentent deux épisodes de minéralisations distincts par rapport à la déformation des roches encaissantes.

TABLEAU 1. Teneurs en métaux de base des échantillons minéralisés des différents décapages du gîte de Duvan.

# décapage	1	1	2	2	2	2	2	2	3	3
# échantillon	1A-7	1A-8	D-1	D-2	D-3	2N-14	2N-25	2S-18	3-8	3-10
# BAROQ	8331	8332	8334	8335	8336	8343	8346	8344	4704	4706
(ppm)										
Cu	83	900	19%	3600	158	700	1000	4.7%	6000	2100
Pb	n.d.	n.d.	1.7%	367	n.d.	n.d.	83	1400	n.d.	36
Zn	132	130	5.2%	222	214	220	46	7800	1%	4.6%
Ag	n.d.	1.2	37	4.1	1.0	1.2	1.5	11	6.2	5.5
Au	n.d.	n.d.	11ppb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

La *brèche à magnétite* affleure dans la partie nord du décapage (Fig. 4b). Cette brèche forme un corps sub-vertical, orienté NW-SE, dont l'épaisseur varie de 50 cm à près de 1 mètre. La brèche dessine un pli dextre plongeant modérément à fortement vers le NW (Fig. 4b). Bien que certaines lentilles de magnétite soient localement sub-parallèles aux structures dominantes de l'encaissant (notamment sur la partie SW du décapage), le principal horizon de magnétite recoupe nettement la foliation. Au contact entre la brèche et l'encaissant volcanique, il est fréquent d'observer des veines de magnétite recoupant les roches-hôtes, et représentant des structures d'injection et de remplissage de fractures s'enracinant dans l'horizon filon principal (Fig. 5b). La brèche contient de 10 à 20% de fragments centimétriques, foliés ou dépourvus de fabriques, de roches volcaniques similaires à l'encaissant (Fig. 5c). Du matériel quartzeux de la taille de petits cailloux et de granules est aussi présent au sein de la brèche. La matrice est essentiellement constituée de magnétite (85-90%) et de quartz (15-10%) à texture saccharoïde.

L'analyse microscopique de deux échantillons choisis de la brèche à magnétite suggère une composition minéralogique à quartz (40-50%), muscovite (5-20%), magnétite (15-40%),

chlorite (2-10%), biotite (1-2%). La magnétite forme ~95% des minéraux opaques. La sphalérite, la chalcoppyrite et la pyrite sont peu abondants (<5%). De petits filons de magnétite recoupent les fragments de métatufs. La précipitation de quartz semble tardive par rapport à la magnétite et aux sulfures; des cristaux xénomorphes de quartz forment une phase intergranulaire autour de grains de magnétite automorphe. Les relations texturales observées suggèrent la paragenèse suivante: chalcoppyrite, sphalérite / magnétite / quartz.

2.3 DÉCAPAGE #2

Le décapage #2 correspond au site de la mine Duvan (Fig. 1). Noranda Explorations Ltée y effectua un décapage afin de mettre à jour l'horizon minéralisé de la mine (Roger, 1992). Ce décapage expose une minéralisation à magnétite et sulfures encaissée dans des roches volcaniques de composition et de grade métamorphique similaires à ceux du décapage #1 (Fig. 6).

2.3.1 Lithologies-hôtes

Les roches métavolcaniques du décapage #2 sont des tufs felsiques à cendres et à lapillis interlités de tufs mafiques (amphibolites) identiques à ceux du décapage #1, des tufs felsiques à lapillis et à blocs, et des basaltes (Fig. 6). Les métatufs à cendres sont massifs ou finement laminés, alors que les interlits mafiques sont d'épaisseur centimétrique et constitués d'amphibolite à hornblende-grenat-biotite-quartz. Comme sur le décapage #1, les interlits mafiques sont fortement transposés et plissés (Fig. 5d). Les métatufs à lapillis et à blocs possèdent une matrice de composition intermédiaire et les blocs sont de composition felsique. Les fragments sont fortement étirés et définissent une linéation plongeant modérément vers le NW. Les metabasaltes à coussins affleurent dans la partie NE du décapage où ils sont en contact avec les lithologies felsiques. Les coussins sont fortement aplatis et étirés dans le plan de foliation et le grand axe des coussins définit une linéation d'allongement vers le NW. Roger (1992) mentionne que, dans les environs de la mine Duvan, les coussins de cette unité indiquent une polarité stratigraphique vers le NE. Le metabasalte est constitué de hornblende (65-70%), épidote (15-20%), plagioclase (5%) et quartz (3-4%) fortement allongés parallèlement à la foliation.

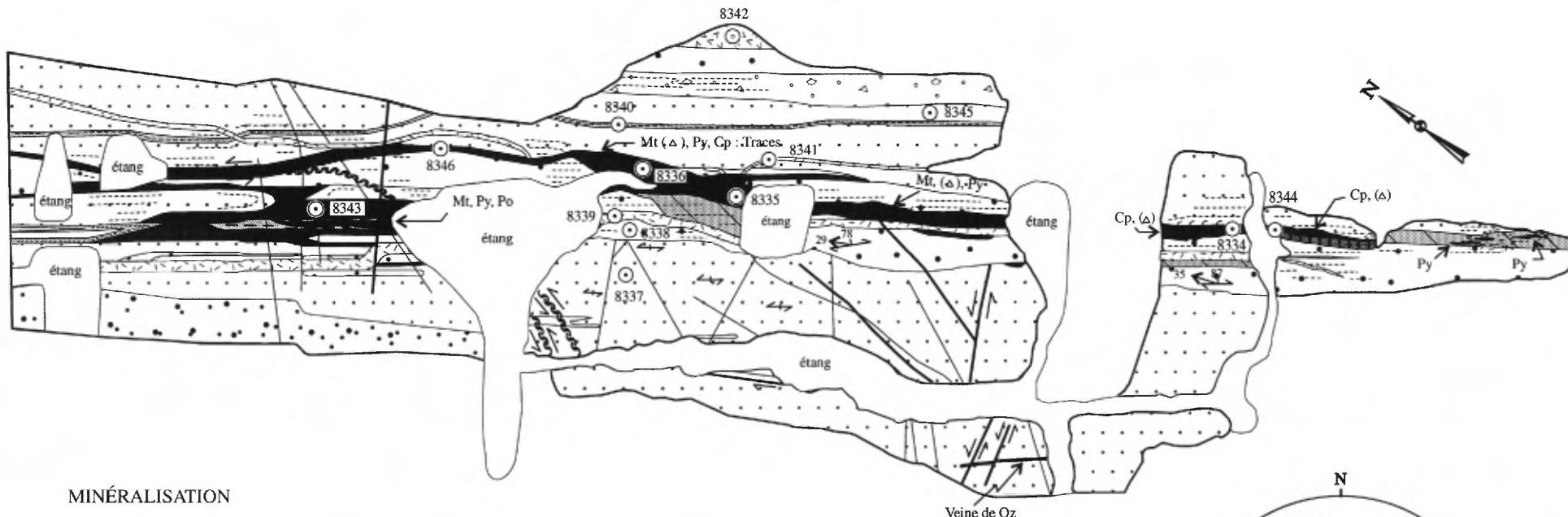
Comme sur le décapage #1, les roches volcaniques du décapage #2 sont recoupées par différentes générations de dykes de composition variable (Fig. 6). Les dykes les plus anciens sont de composition intermédiaire et, au même titre que les roches encaissantes, ils sont fortement

foliés. Ils sont constitués de quartz (35%), chlorite (15%), hornblende (15%), biotite (10%), épidote (10%), carbonate (3-5%), plagioclase (10-15%), muscovite (<1%) et de minéraux opaques. La foliation est nettement définie par l'étirement et l'allongement des minéraux. Les dykes felsiques sont peu ou pas déformés, ils recoupent ou sont recoupés par la minéralisation (Fig. 6). L'un des dykes felsiques recoupant la minéralisation atteint une épaisseur d'environ 1 mètre. La composition de ces dykes felsiques est identique à ceux du décapage précédent.

2.3.2 Structure dominantes

L'orientation de la foliation mylonitique et de la linéation minérale dans les roches volcaniques est identique à celle du décapage précédent (Fig. 6). Des plis asymétriques dextres isoclinaux (Fig. 5d), ainsi que des plis intrafoliaux affectant le pseudo-litage, sont présents, surtout à l'extrémité SE du décapage. Comme sur le décapage #1, l'axe de ces plis est sub-parallèle à la linéation définie par les minéraux métamorphiques et l'étirement des blocs et des coussins (Fig. 6). Au sein des roches métavolcaniques, nous avons observé diverses évidences indiquant que la déformation syn-métamorphique procède de mouvements décrochants dextres. Le sens de mouvement est indiqué par la vergence des plis, et par des structures d'enroulement et des ombres de pression asymétriques associées à des porphyroblastes de grenat.

Comme précédemment, les dykes montrent divers types de relations de recoupement avec la structure des roches encaissantes d'une part, et avec la minéralisation d'autre part. Les dykes mafiques à intermédiaires sont généralement sub-parallèles à la foliation, et ne forment qu'un angle faible (<10°) avec le pseudo-litage. Certains dykes felsiques, recoupant nettement la foliation métamorphique, sont cependant recoupés par la minéralisation. Du côté NE de la zone minéralisée, nous avons cartographié l'un de ces dykes; ce dyke, recoupant le pseudo-litage des roches encaissantes, est tronqué et bréchifié au contact avec la minéralisation (Fig. 6). De plus, des fragments de roches identiques à ce dyke sont présents au sein de la zone minéralisée. Par contre, un autre dyke, de composition identique au premier et d'une épaisseur d'environ 1 mètre, recoupe la zone minéralisée (Fig. 6). De telles relations suggèrent que la minéralisation est post-métamorphique et contemporaine d'une activité magmatique felsique et de la déformation, ou alors que la minéralisation a été remobilisée au cours de la déformation après l'emplacement d'une première génération de dykes felsiques.



24

MINÉRALISATION

minéralisation massive (> 50 % Py, Mt, Cp, Po)

10 à 50 % pyrite

< 10 % pyrite

Cp chalcopryrite

Mt magnétite

Po pyrrhotite

Py pyrite

Qz quartz

△ bréchiq

⊙ localisation des échantillons de géochimie

LÉGENDE

SYMBOLES LITHOLOGIQUES

tuf felsique à cendres

tuf intermédiaire ± grenat

tuf à blocs et lapillis

métabasalte (amphibolite)

dyke intermédiaire folié

dyke felsique

SYMBOLES STRUCTURAUX

schistosité

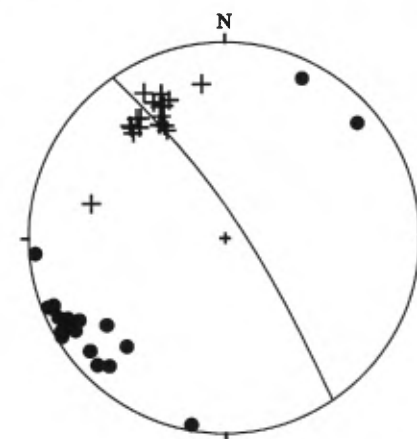
trace de la schistosité

zone de cisaillement fragile-ductile

faille

joint

0 5 m



● schistosité
+ linéation d'étirement

FIGURE 6. Carte géologique détaillée du décapage # 2. Gîte de Duvan (modifiée de Roger, 1992).

2.3.3 Minéralisation

La zone minéralisée de la mine Duvan est encaissée au sein de roches métavolcaniques felsiques et intermédiaires, et est structuralement identique au faciès de *brèche à magnétite* du décapage #1. Elle affleure de façon presque continue sur une distance de plus de 50 mètres et varie de 1 mètre à quelques centimètres d'épaisseur (Fig. 6). La zone minéralisée est sub-verticale et orientée NW-SE, approximativement parallèle au grain structural régional. Elle est constituée d'une brèche à magnétite, sulfures et quartz contenant, comme sur le décapage #1, des fragments foliés ou massifs (10 à 20%) de lithologies similaires aux roches encaissantes (Fig. 5e). Des fragments de dykes felsiques sont aussi présents. Les fragments sont sub-anguleux à sub-arrondis et atteignent localement une dizaine de centimètres de diamètre. Macroscopiquement, la matrice est constituée de magnétite (40-60%), de sulfures (30-40%) et de quartz (<20%). Les sulfures sont cependant plus abondants à l'extrémité SE du décapage. Les relations de recoupement entre la zone minéralisée et la structure des roches encaissantes sont visibles en de nombreux endroits, et des structures d'injection et de fracturation secondaires telles que décrites sur le décapage précédent sont présentes.

La partie sud du décapage est caractérisée par une zone de sulfures semi-massifs de 20 à 30 centimètres d'épaisseur. Au microscope, cette zone est principalement constituée de quartz (55-65%), sulfures (30-40%), biotite (2-5%), de chlorite et de muscovite. Les grains de quartz sont xénomorphes et entourent les sulfures. La chalcopyrite forme de 50 à 60% des sulfures. La sphalérite (15-20%), la pyrite (20-30%), la galène (5%) et la bornite (2%) sont également présents. Des textures d'exsolution de chalcopyrite au sein de la sphalérite sont localement visibles. Certaines fractures recoupant les grains de pyrite sont remplies de sphalérite±chalcopyrite ou de bornite. Les observations minéragraphiques permettent de proposer la paragenèse suivante: pyrite / sphalérite, chalcopyrite, bornite / galène / quartz. Les teneur en métaux de base de deux échantillons choisis (D-1 et D-2) provenant de ce secteur sont présentées sur le tableau 1.

En lames minces, la gangue de la zone minéralisée des parties centrale et nord du décapage #2 est constituée de quartz (50-55%), muscovite (10%), minéraux opaques (15%), chlorite (3-5%), biotite (3-5%) et épidote (3-5%). Les minéraux opaques sont la pyrite (40%), la sphalérite (20%), la magnétite (40%), ainsi que des traces de pyrrhotite, chalcopyrite et bornite. Les relations minéragraphiques indiquent une paragenèse à pyrrhotite, chalcopyrite, bornite /

pyrite / magnétite / sphalérite / quartz. Les teneurs mesurées sur les échantillons provenant de ce secteur (D-3, 2N-14, 2N-25 et 2S-18) sont compilées sur le tableau 1.

2.4 DÉCAPAGE #3

Le décapage #3 correspond au prospect Bornite Copper (Roger, 1992). Il est situé sur la bordure nord du premier rang à 3 km à l'ouest de l'intersection avec la route 111. Une minéralisation à magnétite et sulfures encaissée dans des metabasaltes y est exposée.

2.4.1 Lithologies-hôtes

La roche-hôte de la minéralisation est différente de celle des autres décapages du gîte de Duvan. Il s'agit d'un basalte amphibolitisé, finement grenu et riche en hornblende, plagioclase, grenat, biotite et quartz. Les grenats montrent des évidences de rétrogression en chlorite. Il s'agit d'un basalte amphibolitisé qui est constitué de hornblende (35-40%), épidote (25-30%), quartz (30%), carbonate (3-5%), chlorite (2-3%), et grenat. En lames minces, le litage métamorphique se traduit par une alternance de rubans de quartz et de minéraux mafiques parallèles à la schistosité.

Dans la partie Ouest du décapage, le basalte est recoupé par une intrusion tonalitique blanchâtre finement grenue (Fig. 7). Cette tonalite ne montre pas de foliation pénétrative mais des contacts incurvés et irréguliers entre l'intrusion et l'encaissant volcanique suggèrent une déformation subséquente à sa mise en place. Des tufs de composition felsique affleurent directement au sud du décapage.

2.4.2 Structures dominantes

Les roches du décapage #3 sont schistosées. La foliation dominante est orientée NW-SE (Fig. 7) et est définie par un assemblage métamorphique à hornblende-grenat-plagioclase-chlorite-quartz. Comme sur les décapages précédents, cette foliation est porteuse d'une linéation minérale faiblement plongeante vers le NW. Des plis isoclinaux de faible amplitude, dont la plongée est sub-parallèle à la linéation minérale, sont localement présents.

La principale caractéristique structurale du décapage #3 réside dans la présence de zones anastomosées de cisaillement fragile à fragile-ductile qui recoupent la foliation métamorphique et sont spatialement associées à la minéralisation (Fig. 7). Ces zones de cisaillement possèdent une orientation NNW-SSE et pentent modérément à fortement vers le WSW (Fig. 7). Les

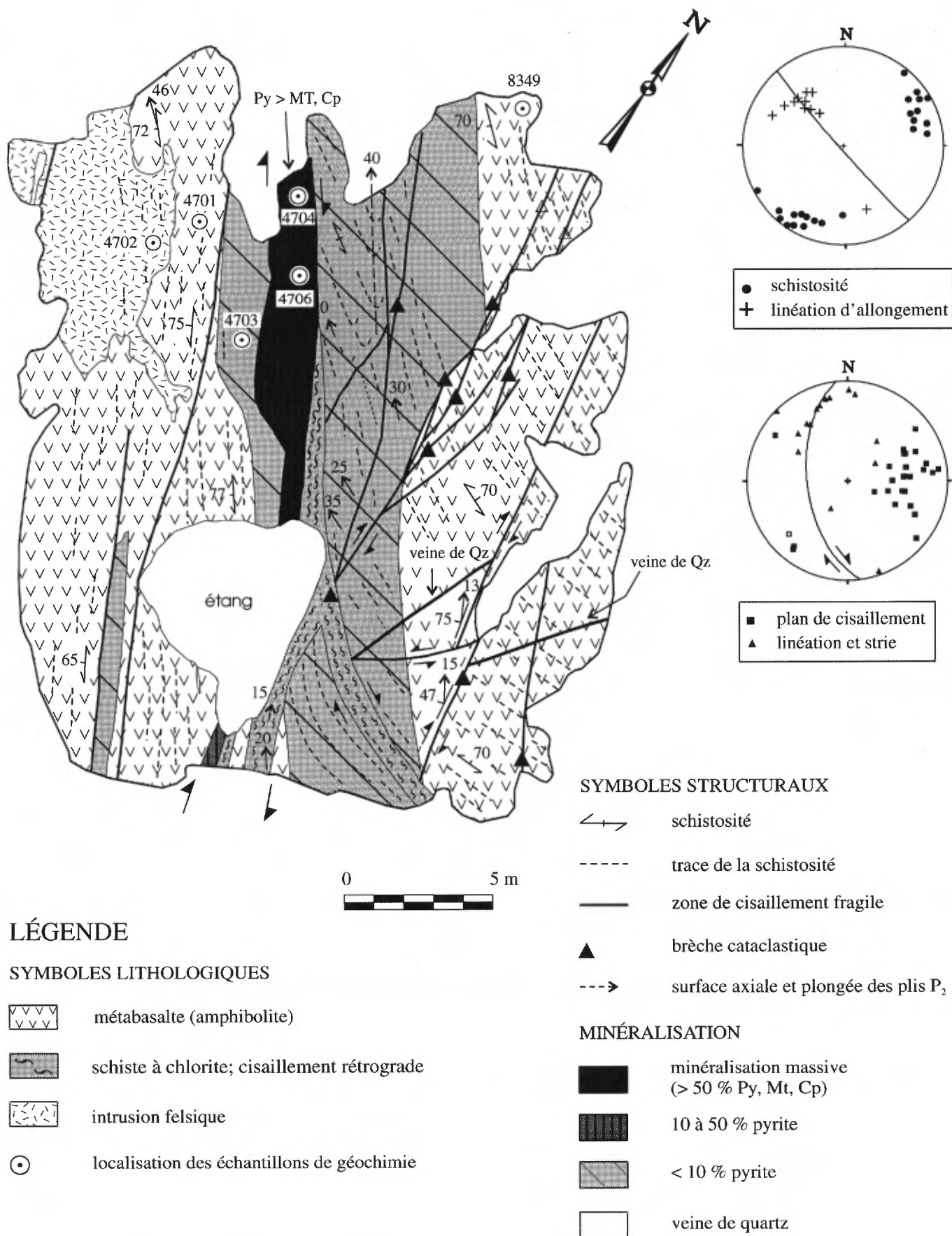


FIGURE 7. Carte géologique détaillée du décapage # 3. Gîte de Duvan (modifiée de Roger, 1992).

cisaillements fragiles-ductiles sont sub-parallèles à la minéralisation et soulignés par des zones de déformation riches en chlorite, épidote et quartz soulignant une rétrogression au faciès du schiste vert des amphibolites. Des fabriques C/S indiquant un mouvement décrochant dextre sont préservées au sein de ces zones de cisaillement rétrograde (Fig. 5f). D'autres cisaillements fragiles secondaires sont marqués par la présence de niveaux discontinus de brèches cataclastiques (Fig. 7), ainsi que par des surfaces de faille striées. Les brèches cataclastiques font quelques centimètres d'épaisseur et sont constituées de fragments anguleux de basaltes foliés dans une matrice grenue constituée de fragments basaltiques millimétriques, de chlorite et de carbonates. Les stries de faille sont faiblement plongeantes vers le NNW (Fig. 7), et les mouvements apparents indiqués par le déplacement de marqueurs dans la roche encaissante sont décrochants dextres. Les relations angulaires et cinématiques entre les zones de cisaillement fragile-ductile rétrograde et les failles fragiles soulignées par les brèches cataclastiques et les surfaces striées suggèrent que cet ensemble de structures forment un système conjugué de cisaillement synthétique et antithétique centré sur la zone minéralisée.

2.4.3 Minéralisation

Comme sur les décapages précédents, la zone minéralisée du prospect Bornite Copper recoupe la foliation des roches encaissantes. L'horizon minéralisé est tabulaire, d'une épaisseur d'environ 1 mètre, et est orienté NW-SE. La minéralisation est caractérisée par une fabrique bréchique et contient des fragments foliés de roches métavolcaniques (<10%) dans une matrice à magnétite et sulfures. Contrairement aux décapages précédents, les sulfures (60-70%) sont plus abondants que la magnétite (20-30%) au sein de la zone minéralisée. Localement, des sulfures sont disséminés dans les metabasalts encaissant qui sont, en de rares endroits, recoupés par de minces filons de magnétite et de pyrite. La zone minéralisée principale est constituée de quartz (35%), épidote (5-25%), chlorite (15-20%) et de minéraux métalliques (20-40%). En ordre d'abondance décroissante, les minéraux métalliques sont la pyrite, la sphalérite, la magnétite, la chalcopryrite et la pyrrhotite. Les échantillons 3-8 et 3-10 (Tableau 1), prélevés dans la zone minéralisée principale, ont donné des teneurs en Cu de 6,000 et 2,000 ppm, et des teneurs en Zn de 1% et 4.6 %, respectivement.

Sur le décapage #3, la minéralisation à magnétite-sulfures est bordée par une zone de cisaillement chloriteuse au sein de laquelle les metabasalts à grenat de l'encaissant sont rétrogressés à un assemblage métamorphique du schiste vert (chlorite-épidote-quartz) sur une

épaisseur de 30 à 40 centimètres. Les relations structurales préservées sur ce décapage suggère que la zone minéralisée est contemporaine d'une déformation rétrograde en décrochement dextre.

2.5 SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

Les principales caractéristiques des décapages du gîte de Duvan sont résumées sur le tableau 2. À l'exception du faciès de *sulfures stratiformes* du décapage #1, la minéralisation forme des corps tabulaires recoupant la foliation mylonitique des roches métavolcaniques encaissantes, et est caractérisée par un faciès de *brèche à matrice de magnétite et de sulfures* qui, sur tous les décapages, contient des fragments foliés de roches métavolcaniques (Figs 5c et 5e). La nature et la proportion relative des minéraux métalliques formant la matrice de ce faciès bréchique varient d'un décapage à l'autre (voir Tableau 2). À première vue, il semble peu probable qu'il existe un contrôle lithologique sur la distribution de ce faciès minéralisé étant donné qu'il recoupe le pseudo-litage des roches encaissantes et que la nature des roches-hôtes est variable d'un décapage à l'autre. L'existence de sulfures volcanogènes n'est cependant pas exclue étant donné la présence d'un faciès de *sulfures stratiformes* sur le décapage #1.

TABLEAU 2. Contexte lithologique et structural comparatif des décapages du gîte de Duvan.

	DÉCAPAGE #1	DÉCAPAGE #2	DÉCAPAGE #3
Roches-hôtes	Tuf felsique et intermédiaire	Tuf felsique et intermédiaire	Basalte
Morphofaciès	Cendres/lapillis	Cendres/lapillis/blocs	Massif?
Métamorphisme	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite/Schiste vert
Déformation	Ductile Mylonite	Ductile Mylonite	Ductile-fragile Mylonite/cataclasite
Plutonisme	Dykes précoces et tardifs	Dykes précoces et tardifs	Intrusion tardive
	MINÉRALISATION		
Morphologie	Stratiforme/ horizon tabulaire	Horizon tabulaire	Horizon tabulaire
Faciès	Stratiforme Bréchique	Bréchique	Bréchique
Orientation	NNW-SSE	NNW-SSE	NNW-SSE
Structure	Concordant/ discordant, plissé	Discordant	Discordant
Métaux	Mt >> Su	Mt ~ Su	Su >> Mt

Les horizons bréchiqes riches en magnétite sont caractéristiques des décapages #1 et #2. Les sulfures, et surtout la chalcopyrite, sont toutefois plus abondants sur le décapage #2. L'horizon minéralisé du décapage #3 est caractérisé par une diminution significative de la magnétite associée aux sulfures. L'association de la minéralisation et des roches-hôtes du gîte de Duvan avec une large zone de cisaillement dextre caractérisée par une évolution métamorphique rétrograde complique l'interprétation de l'origine de la minéralisation. À ce stade-ci de nos travaux, deux modèles métallogéniques nous semblent possibles.

Modèle 1: Minéralisation hydrothermale

Sur chacuns des décapages, la texture de la minéralisation du faciès bréchiq, de même que les relations structurales entre celle-ci et les roches encaissantes suggèrent que les métaux sont d'origine hydrothermale. Structuralement, le faciès bréchiq pourrait être contemporain et tributaire d'une même phase de déformation et d'hydrothermalisme. D'un décapage à l'autre, il existe cependant des variations significatives dans le style des structures caractérisant les roches encaissantes et des structures associées à la minéralisation. Différents types de structures mineures (Fig. 5; veines de tension, fabriques C/S, plis) indiquent la prédominance d'un régime de déformation en cisaillement dextre contemporain du métamorphisme régional d'une part, et de la mise en place de la minéralisation d'autre part. Le plissement dextre, fortement plongeant vers le NW, affectant le faciès de brèche à magnétite du décapage #1 (Fig. 4b) possède un regard structural et une plongée axiale compatibles avec un tel régime. Ce pli résulte probablement d'un incrément tardif de la déformation en décrochement dextre. Étant donné leur proximité ainsi que les similitudes lithologiques et structurales des roches-hôtes, nous croyons que le faciès de brèche à magnétite des décapages #1 et #2 représente le même horizon minéralisé. Il est probable que d'autres plis dextres affectent cet horizon minéralisé. La présence de tels plis permettrait d'expliquer la plongée abrupte vers le NW de la lentille minéralisée de la mine Duvan, telle qu'illustrée sur la coupe longitudinale présentée par Roger (1992). Le style de déformation préservé sur le décapage #3 possède un caractère beaucoup plus fragile que sur les autres décapages. Dans l'hypothèse d'une minéralisation hydrothermale, une telle variation peut être attribuable à l'existence d'incrémentes relativement tardifs de la déformation en cisaillement dextre et/ou à des conditions de température ambiante plus faibles que sur les autres décapages lors de la minéralisation.

Les relations structurales observées sur le décapage #1 indiquent que la déformation en cisaillement dextre est contemporaine de la mise en place de dykes felsiques. Par ailleurs, sur le décapage #2, ces mêmes dykes recoupent le faciès bréchique de la minéralisation ou sont recoupés par celui-ci (Fig. 6). Il s'agit là de relations critiques qui suggèrent que ce faciès est contemporain d'une certaine activité magmatique. Sachant que ces dykes sont génétiquement associés aux plutons syn-orogéniques de la région de LaSarre, et considérant que ces derniers sont contemporains de la déformation régionale (D_2 ; Lacroix, 1995), il est donc possible que le faciès bréchique de la minéralisation du gîte de Duvan résulte de fluides hydrothermaux tardi-orogéniques mis en place au cours d'incrément tardifs d'une déformation non-coaxiale centrée sur la zone de cisaillement de Duvan.

Le modèle d'une minéralisation hydrothermale implique que la zone de cisaillement dextre associée à la faille Duvan a été active pendant et après la mise en place de plutons syn-orogéniques. Dans un tel contexte tectonique, l'intensité de la recristallisation métamorphique ainsi que le style structural des roches volcaniques encaissantes sera variable en fonction de la proximité des intrusions qui agissent comme sources de chaleur au cours de la déformation progressive. Cette interprétation semble corroborée par les données géobarométriques de Lacroix et al. (en préparation) qui indiquent que le métamorphisme régional est essentiellement isobarique, et que la température est le principal paramètre contrôlant les variations de grade métamorphique à l'ouest de LaSarre. Les données géobarométriques sont cohérentes avec le modèle de Lacroix (1995) selon qui la déformation régionale (D_2), de laquelle sont tributaires les zones de cisaillement NW-SE comme les failles Macamic et Duvan, est contemporaine de la mise en place des plutons. Ainsi, lors de la mise en place des plutons syn-orogéniques, les roches situées près des contacts avec les intrusions auront enregistré un grade métamorphique plus élevé qu'ailleurs. Etant donné une température de déformation relativement élevée, ces mêmes roches seront aussi caractérisées par des structures plus ductiles que dans les secteurs éloignés des intrusions.

Les variations structurales observées sur les décapages #1 à #3 sont cohérentes avec l'existence d'un gradient thermique décroissant entre ces deux décapages au cours de la déformation. Les roches métavolcaniques des décapages #1 et 2 ont préservé des fabriques mylonitiques de haute température alors que celles du décapage #3 montrent des structures de rétrogression métamorphique à faible température (i.e. schiste vert). Dans l'hypothèse d'une minéralisation hydrothermale, le gîte de Duvan se forme au cours d'incrément tardifs de la

déformation régionale, alors que le corridor de déformation ductile en cisaillement dextre est progressivement confiné à des zones de déformation fragile-ductile et fragile de plus en plus étroites à cause d'une diminution progressive de l'activité plutonique syn-orogénique d'une part, et de la température décroissante des roches encaissantes d'autre part. Au cours de la déformation progressive en cisaillement dextre centrée sur la faille Duvan, des fluides magmatiques et hydrothermaux syn- et tardi-cinématiques ont pu être drainés vers la zone de déformation, ces fluides étant soulignés par la présence de dykes felsiques syn- à post-cinématiques et de corps tabulaires à magnétite et sulfures. Les fluides hydrothermaux responsables de la minéralisation, ainsi que les métaux formant cette minéralisation, peuvent être d'origine plutonique *sensu largo* (i.e. liquides et/ou fluides tardi-magmatiques) et/ou provenir du lessivage des roches volcaniques encaissantes. L'absence de veines et d'une altération importante dans les roches encaissant le gîte de Duvan est cependant difficile à reconcilier avec le modèle d'une minéralisation hydrothermale.

Modèle 2: Minéralisation volcanogène remobilisée

La présence de la minéralisation du gîte de Duvan au sein d'une séquence lithologique essentiellement bimodale (basalte-rhyolite) contenant des faciès volcanoclastiques et/ou pyroclastiques relativement proximaux (tufs à lapillis et à blocs), ainsi que le caractère tabulaire, et localement stratiforme de la minéralisation sont des observations qui militent en faveur de la remobilisation d'une minéralisation volcanogène syngénétique. Selon cette hypothèse, la faible épaisseur des horizons tabulaires formant le corps de la minéralisation pourrait résulter de la déformation et de la remobilisation de celles-ci le long du cisaillement dextre de la faille Duvan. L'existence d'une minéralisation volcanogène relativement distale (par exemple; au bas d'une pente, e.g. *down-slope massive sulphide*) pourrait expliquer l'absence d'altération dans les roches encaissantes ainsi que la faible épaisseur des horizons de sulfures et d'oxydes massifs à semi-massifs. La déformation ultérieure en cisaillement simple pourrait aussi être responsable de l'aplatissement et d'une importante dislocation d'horizons minéralisés originalement plus épais, et de la remobilisation à l'état solide des sulfures et oxydes à une certaine distance d'hypothétiques cheminées d'altération. Comme le modèle d'une minéralisation hydrothermale, cette interprétation permettrait d'expliquer les relations de discordance entre les horizons minéralisés et les roches encaissantes.

De fortes teneurs en Cu et la présence de magnétite dans le minerai du gîte de Duvan souligne une analogie avec le dépôt volcanogénique d'Ansil (Riverin et al., 1990) situé dans la séquence des mines de Rouyn-Noranda. Selon l'hypothèse d'une minéralisation volcanogène similaire à celle d'Ansil, il est donc probable que le gîte de Duvan représente plutôt les vestiges d'un dépôt proximal, et que l'identification d'une altération volcanogène a été inhibée par l'analyse sélective d'échantillons dépourvus de grenats. Si cette hypothèse génétique est valable, les horizons de tufs felsiques proximaux devraient être considérés comme le principal guide d'exploration; de plus gros dépôts pouvant s'être formés dans une partie plus épaisse de la séquence pyroclastique. Une forte teneur en Cu (~10%) représente un atout de ce type de dépôt. L'association spatiale apparente des sulfures avec la magnétite pourrait être utilisée (levés magnétiques ou gravimétriques) afin de tester la présence d'autres dépôts de ce type le long de la faille Duvan et dans d'autres secteurs du Groupe de Mine Hunter à l'ouest de LaSarre.

En résumé, bien qu'un modèle de minéralisation hydrothermale contemporaine de la déformation nous semble présentement fournir les conditions génétiques permettant d'expliquer la majeure partie des caractéristiques morphologiques et structurales du gîte de Duvan, les données actuelles ne nous permettent pas d'exclure un modèle favorisant la remobilisation de sulfures volcanogènes. Une étude approfondie des textures microscopiques et minéragraphiques des sulfures, des oxydes et des minéraux de gangue sera nécessaire afin de déterminer si les différents faciès de minéralisation représentent un épisode unique, ou deux épisodes d'une minéralisation antérieure (volcanogène) ou contemporaine (filonienne) de la déformation régionale.

3.0 LE GÎTE DE DUREINE

Le gîte de DuReine est une minéralisation aurifère associée à des veines de quartz recoupant le pluton de DuReine (Fig. 1), qui est situé à environ 17 km à l'ouest de LaSarre dans le canton de LaReine. En 1933, un échantillon en tas prélevé en surface pour fin d'analyse des métaux a livré 1.44 oz/t Au et 2.92 oz/t Ag.

Le pluton de DuReine est une petite masse intrusive, d'une superficie d'environ 1 km², recoupant les roches du Groupe de Stoughton-Roquemaure à moins de 1 km au nord du pluton de LaReine (Fig. 1). Les veines minéralisées sont situées dans les parties centrales et septentrionales du pluton, à proximité du contact avec les roches volcaniques encaissantes. Au cours de récents travaux d'exploration, la compagnie Minorca a excavé un total de 12 décapages qui ont été échantillonnés et cartographiés en détail (Long, 1991; voir la Fig. 18 pour la localisation des décapages). En 1995, les droits miniers ont été acquis par Mines Altavista Inc. qui a effectué une autre série de décapages au cours de l'été 1995.

Nous avons complété l'analyse structurale et visité chacun des décapages cartographiés par Long (1991) afin de déterminer la géométrie et l'origine des veines aurifères. Ce rapport présente les principales caractéristiques de cinq de ces décapages où sont exposés les meilleurs affleurements. Dans ce rapport, la numérotation des décapages visités est la même que celle de Long (1991).

3.1 GÉOCHIMIE DES ROCHES ENCAISSANTES

Nous avons analysé 9 échantillons de roches plutoniques recoupées par les veines minéralisées du gîte de DuReine (Annexe 4). Trois de ces échantillons (#1-3) sont des roches peu ou pas altérées, alors que les six autres échantillons (#6-9) sont altérés et carbonatisés et ont été recueillis au sein d'une zone d'altération centrée sur le contact entre le pluton et les roches volcaniques. Tel qu'indiqué par leur composition normative (Annexe 4), les roches saines sont granodioritiques à tonalitiques alors que les roches altérées varient de granitiques à tonalitiques. La composition de certains échantillons plus fortement altérés correspond à celle des albitites.

Les teneurs en SiO₂ varient de 74 à 76% dans les roches saines, et de 61 à 66% dans les roches plutoniques altérées. Ces dernières sont riches en Al₂O₃ (16 à 20%) alors que les roches saines possèdent des teneurs en alumine qui sont plus faibles (14-15%; Annexe 4). Si les roches altérées représentent des granodiorites métasomatisées, cette altération est caractérisée par une diminution significative des teneurs en SiO₂ et une augmentation marquée

en Al_2O_3 . Etant donné la stabilité de l'alumine en ce qui concerne la remobilisation métasomatique, il est cependant plus probable que les roches altérées représentent plutôt un protolithe de composition distincte des roches saines. Cette hypothèse est confirmée par les teneurs en Fe_2O_3 et en MgO qui sont plus faibles dans les échantillons de roche saine par rapport aux échantillons altérés (Annexe 4). Le rapport $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ est aussi systématiquement plus faible dans les granodiorites saines. A ce stade de nos travaux, nous ne pouvons cependant exclure la possibilité que les signatures géochimiques observées résultent essentiellement de variations volumiques associées au lessivage de la silice dans les roches altérées.

Les échantillons analysés possèdent un indice d'aluminosité (*Shand's index*; Fig. 8) typique des granitoïdes peralumineux. Sur la figure 8, les échantillons de roches altérées sont cependant caractérisés par des variations significatives du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ qui reflètent la remobilisation des alcalis. En termes d'éléments en traces, les roches altérées sont plus riches en Ni (>30 ppm) et en Co (>10 ppm) que les roches saines (10-15 ppm et <4 ppm, respectivement). Au même titre que les éléments majeurs, les teneurs en Ni et Co suggèrent une composition originelle distincte de celle des roches saines. Les teneurs en Rb, Ba, Sr, Ta, Nb, Hf, Zr et Y montrent des niveaux d'abondance comparables dans les roches saines et les roches altérées (Annexe 4), ce qui suggère que ces roches appartiennent à une même suite magmatique. Les échantillons analysés sont enrichis en terres rares légères (Fig. 9). Les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ sont généralement supérieurs à 30. Les niveaux d'abondance varient de 40 à 80 X chondrites pour les terres rares légères et de 1 à 3 X chondrites pour les terres rares lourdes. Les courbes de rapports roches/chondrites de la granodiorite fraîche et des roches altérées sont parallèles entre elles (Fig. 9), confirmant la cosanguinité de la séquence magmatique. Les niveaux d'enrichissement sont toutefois plus élevés dans les roches altérées que dans la granodiorite. Les teneurs en terres rares sont semblables à celles des plutons de LaReine et du Lac Abitibi (Lacroix, 1995) et se comparent à la suite TTGM de Feng et Kerrich (1992).

Sur les diagrammes Nb versus Y (Fig. 10a) et Rb versus Y+Nb (Fig. 10b), les roches du pluton de DuReine occupent les champs de composition des granites d'arc volcanique et des granites syn-collisionnels définis par Pearce et al. (1984). Etant donné que le pluton de DuReine représente possiblement une apophyse du pluton de LaReine, et que ce dernier fait partie d'une suite de plutons syn-tectoniques, les diagrammes discriminants de la figure 10 sont cohérents avec une mise en place pénécontemporaine de la déformation régionale comme proposé par Lacroix (1995).

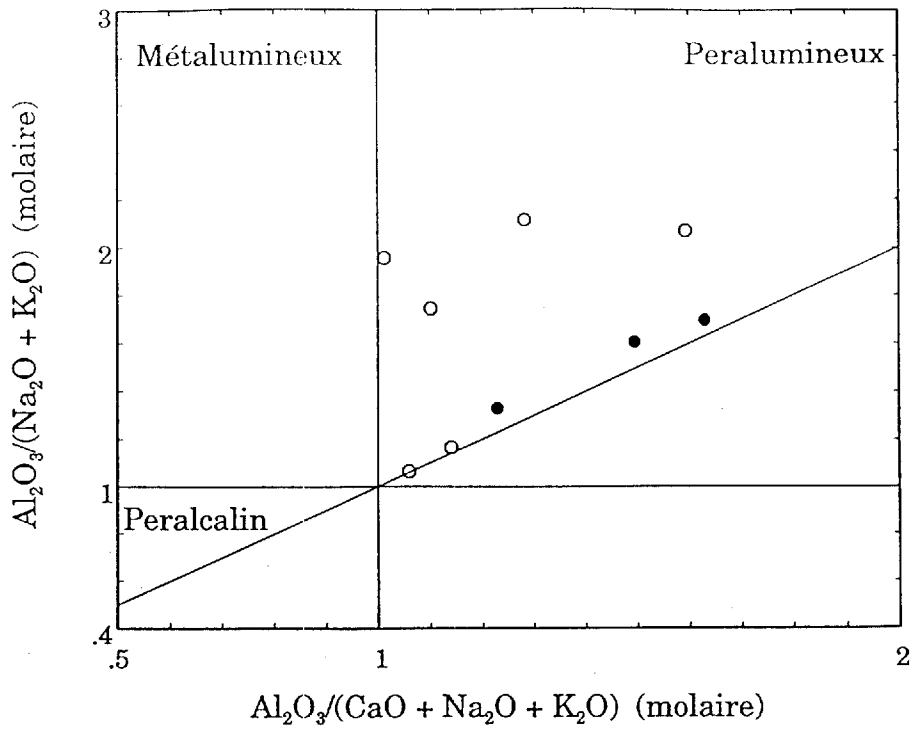


FIGURE 8. Index de Shand pour les roches intrusives du pluton de DuReine sur le site des décapages étudiés. Notez l'appauvrissement en alcalis des roches altérées.

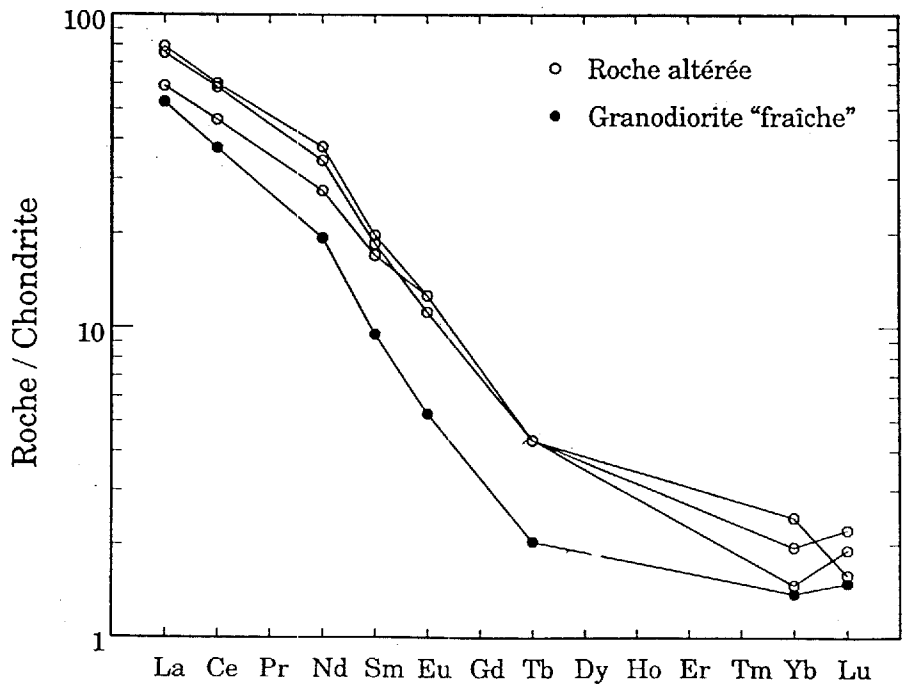
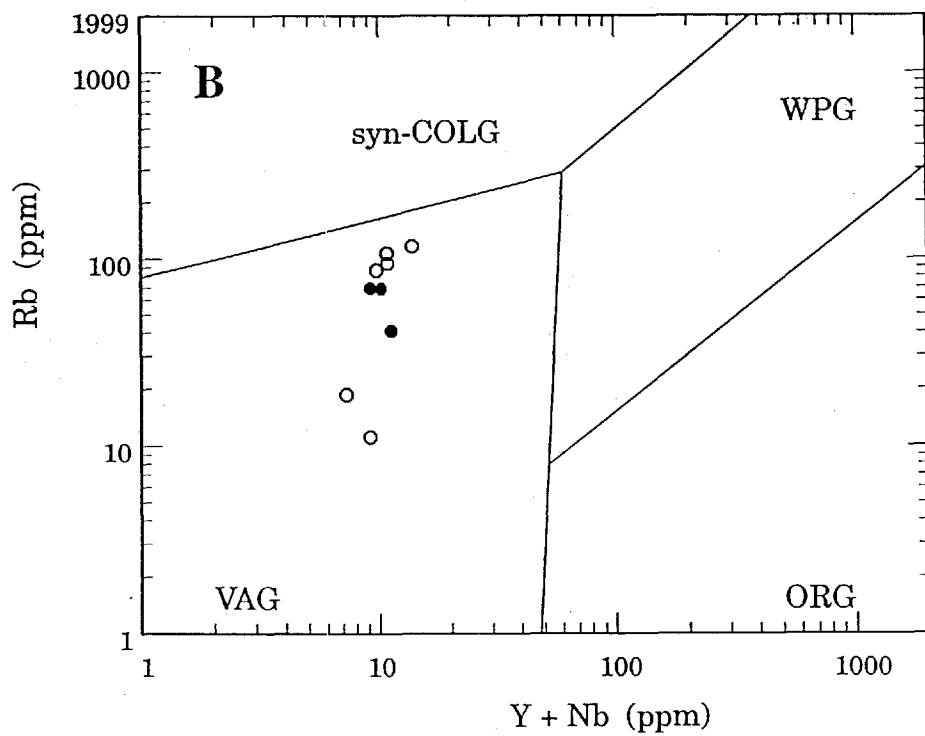
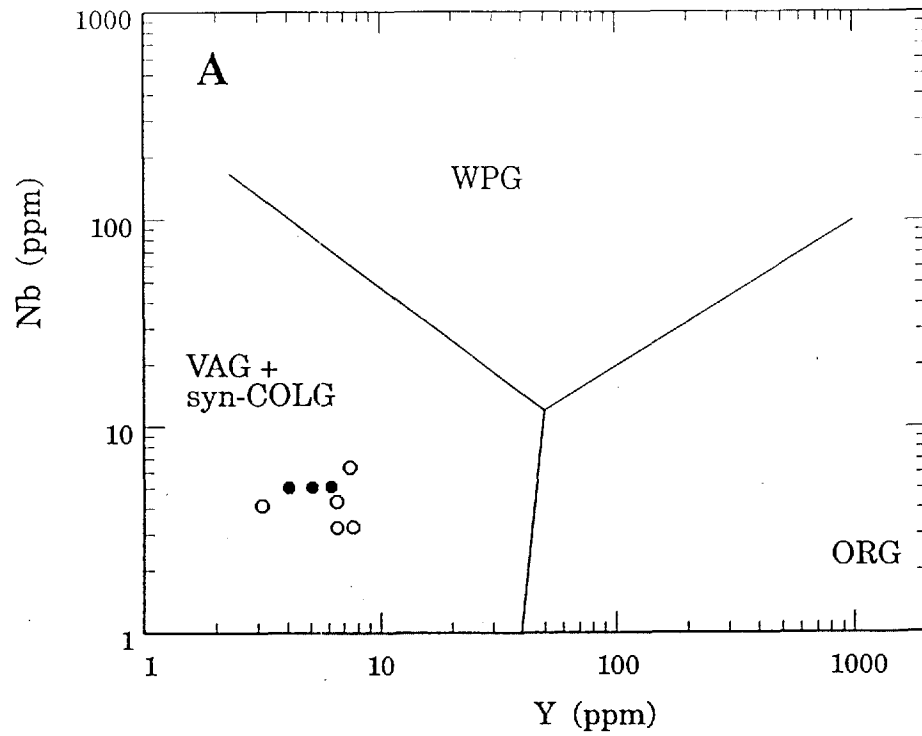


FIGURE 9. Diagramme de teneur en terres rares par rapport aux chondrites des roches intrusives du pluton de DuReine sur le site des décapages étudiés. Notez le parallélisme des courbes.



● Granodiorite "fraîche" ○ Roche altérée

FIGURE 10. Roches intrusives du pluton de DuReine. A) Diagramme de Nb versus Y. B) Diagramme de Rb versus Y + Nb.

3.2 DÉCAPAGE #9

Le décapage #9 est situé sur le site d'un ancien puits d'exploitation effectué au cours des années '30. De l'or visible y a été observé en quelques endroits et des teneurs de l'ordre de 30 oz/t Au sont rapportées (Long, 1991). Un dense réseau de veines de quartz, d'épaisseur et d'orientation variables est exposé (Fig. 11). La roche encaissante est une granodiorite/tonalite carbonatisée. Elle est caractérisée par une surface d'altération brunâtre, une cassure blanchâtre et une texture finement grenue. En lames minces, la roche est constituée de feldspath séricitisé (45-55%), de quartz (35-45%), de carbonate (10-15%) et de pyrite disséminée. Les grains de quartz sont généralement inférieurs à 0.25 mm de diamètre, et sont caractérisés par une extinction faiblement ondulante. La texture primaire des feldspaths est totalement oblitérée par l'altération secondaire. La foliation est peu pénétrative et définie par l'alignement de la séricite et des minéraux opaques.

A l'extrémité sud-ouest du décapage, le contact avec les roches métavolcaniques du Groupe de Stoughton-Roquemaure est exposé (Fig. 11). Ce contact correspond à une faille orientée approximativement NW-SE, et modérément à fortement pentée vers le NE. La roche affleurant dans le mur de la faille est un schiste à chlorite-quartz-carbonate fortement folié. Vers le SW, cette roche passe graduellement à une amphibolite (métabasalte) partiellement rétrogradée au faciès du schiste vert (Lacroix, 1995). Une roche ultramafique serpentinisée et cisailée affleure aussi à proximité du contact avec le pluton. Au microscope, le schiste mafique du décapage #9 est caractérisé par l'assemblage minéralogique suivant: chlorite (20-25%), quartz (20-25%), carbonate (45-55%) et muscovite (0-5%). La foliation, espacée de moins de 1 mm, est nettement définie par de minces films de chlorite. Les carbonates forment des plages d'environ 0.3 mm grossièrement allongées dans le sens de la foliation.

3.2.1 Structure et géométrie des veines de quartz

Les roches métavolcaniques du mur de la faille soulignant le contact avec le pluton de DuReine (Fig. 11) sont caractérisées par une schistosité orientée approximativement NNE-SSW, pentant faiblement ($\sim 30^\circ$) WNW, et qui est porteuse d'une linéation minérale plongeant vers le SE. Aux environs immédiats du contact, la schistosité est réorientée NW-SE et des stries faiblement plongeantes vers le SE sont présentes. Des veines d'extension à quartz-carbonate, d'épaisseur centimétrique et orientées N200/70°W, recoupent le schiste à chlorite-quartz-carbonate du mur. Immédiatement au contact avec le pluton, d'autres veines à quartz-carbonate-fuchsite-tourmaline-

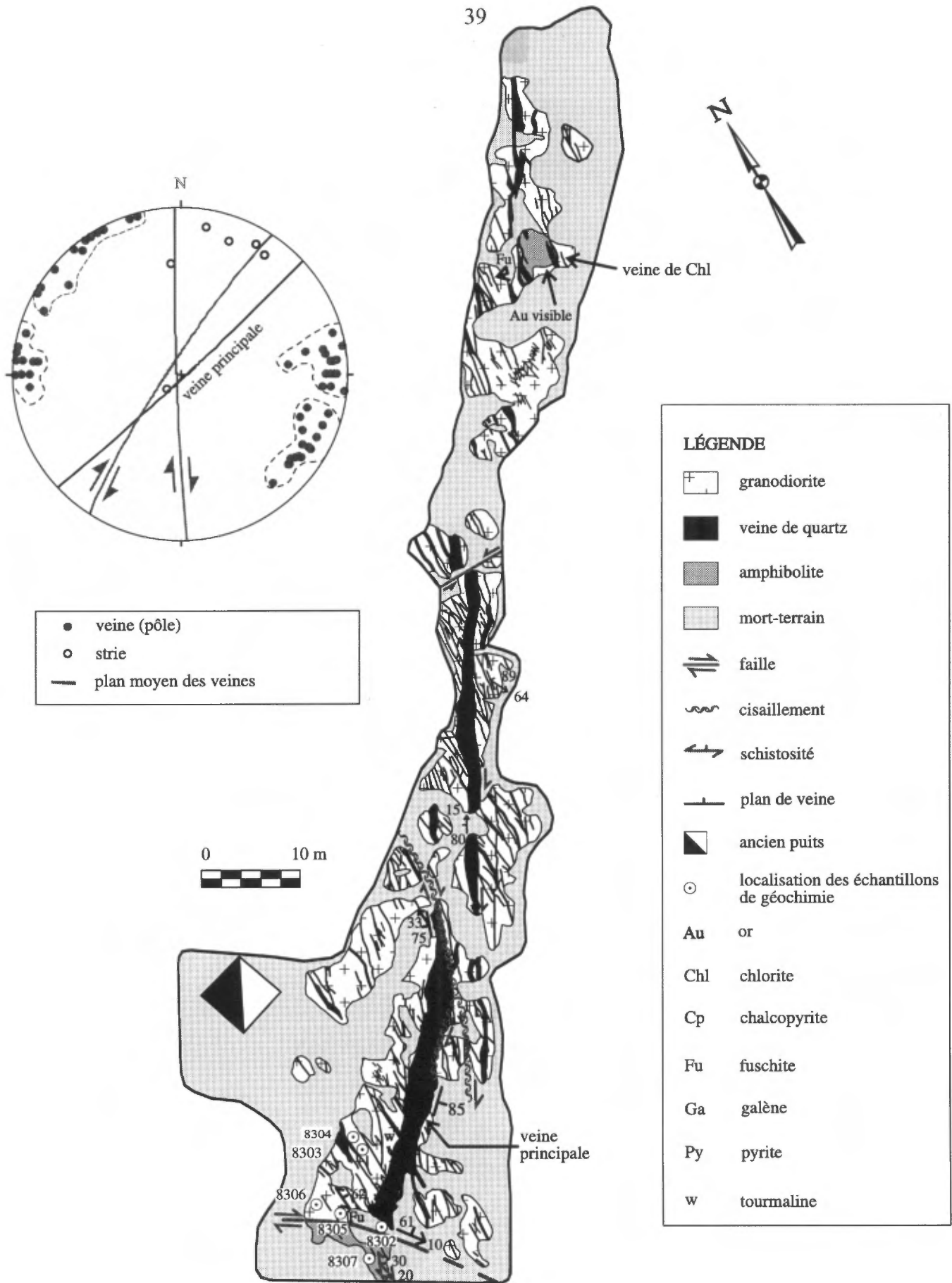


FIGURE 11. Carte géologique détaillée du décapage # 9. Gîte de DuReine (modifiée de Long, 1991).

muscovite, de 15 à 20 cm d'épaisseur, sont présentes dans le plan de faille. Dans les roches du toit de la faille, il est possible de discerner une fabrique planaire (i.e. clivage espacé à serré) dont l'orientation est sub-parallèle au plan de faille. Dans le toit comme dans le mur, cette fabrique recoupe ou est recoupée par des veines de quartz.

Au contact avec les roches métavolcaniques, le pluton de DuReine est intensément altéré et fracturé (Fig. 11). L'altération se traduit essentiellement par une forte carbonatisation. Sur une distance d'environ 1,5 mètres du contact, des veines d'orientation et de dimension très variables (centimétriques à décimétriques), à quartz-carbonate ou à quartz-tourmaline, sont abondantes et forment un stockwerk de veines et veinules de quartz. De plus, cette partie du décapage est dominée par une veine de quartz subverticale, de 1.5 à 2 mètres d'épaisseur (Fig. 11), qui s'étend sur une distance de 15 à 20 mètres selon une orientation NE-SW (Fig. 12a). Cette veine est constituée de quartz laiteux et d'un peu de tourmaline. Des textures indiquant du remplissage de fractures en extension sont fréquentes. Dans le stockwerk adjacent à la veine principale, nous avons noté deux orientations dominantes formant un système de veines conjuguées; (i) veines subverticales Nord-Sud, et (ii) veines NE-SW subverticales ou fortement pentées ($\sim 80^\circ$) vers le NW (sub-parallèles à la veine principale; Fig. 11). Le recoupement mutuel de ces deux systèmes de veines indique une origine commune et un développement contemporain. Certaines de ces veines possèdent une texture fibreuse indiquant qu'elles résultent d'un remplissage de fractures d'extension. Les veines du stockwerk sont localement recoupées par la veine principale mais, le plus souvent, le système de veines conjuguées s'enracine dans cette dernière.

A environ 20 mètres au nord-est du contact avec les roches métavolcaniques, l'orientation de la veine principale montre une inflexion brusque d'environ 30° vers le NNE (de N050 à N020; Fig. 11). Elle se prolonge selon cette direction sur quelques mètres en diminuant progressivement d'épaisseur. Au point d'inflexion ainsi dans le segment orienté N020, les bordures de la veine principale sont caractérisées par des structures de cisaillement et des surfaces striées. Au delà du point d'inflexion de la veine principale, les veines de quartz sont moins abondantes mais plus ordonnées que dans la section précédente du décapage. Leur texture ainsi que leur orientation varient significativement par rapport au secteur précédent. Nous y avons identifié 3 principales familles de veines de quartz qui sont, par ordre décroissant d'épaisseur et d'abondance; (1) veines de cisaillement orientées N020 à N030; (2) veines massives d'orientation N-S; et (3) veines et veinules d'extension orientées N055. Les veines de cisaillement sont rubannées parallèlement au contact avec l'encaissant (Fig. 12b). Elles atteignent 50 centimètres d'épaisseur

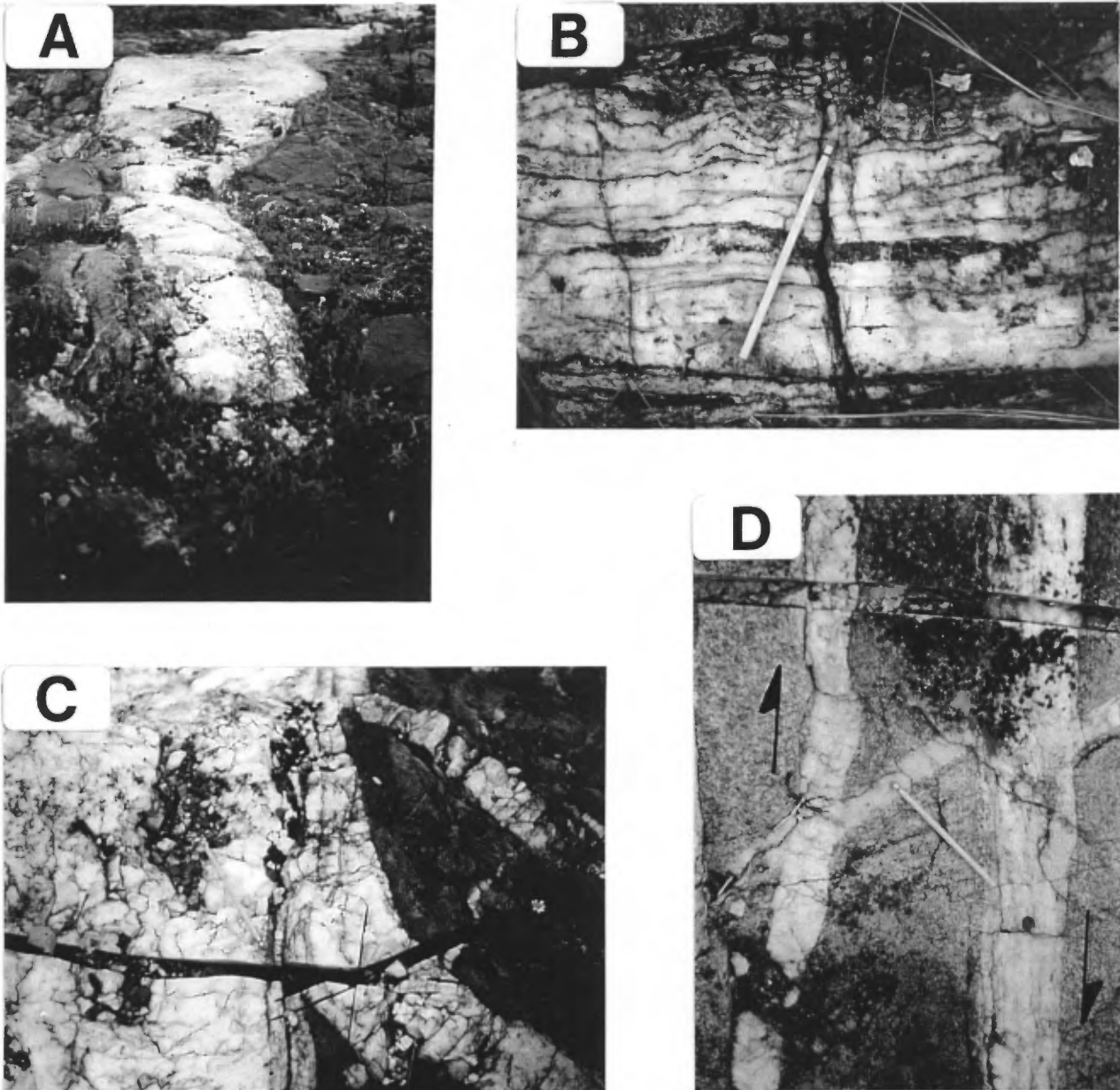


FIGURE 12. Gîte de DuReine. a) Veine principale dans le toit de la faille marquant le contact entre le pluton et les roches volcaniques sur le décapage # 9. Remarquez une brusque bifurcation dans l'orientation de la veine au niveau du marteau. Vue vers le SW. b) Veine de cisaillement des décapages # 3 et # 4. Notez le rubanement et la présence d'enclaves de granodiorite. Vue en plan. c) Entraînement dextre des veines conjuguées associées à la veine principale sur le décapage # 9. Notez la présence de rubanement en bordure de la veine principale. Vue en plan vers le NE. d) Veines de cisaillement et veines d'extension sur les décapages # 3 et # 4. Notez le mouvement dextre indiqué par le déplacement de la veine d'extension. Vue en plan vers le NE.

et sont continues sur plusieurs mètres, parfois sur plusieurs dizaines de mètres. Ces veines sont porteuses de stries faiblement plongeantes vers le NE (Fig. 11). Le déplacement de veines pré-existantes et l'entraînement des veines conjuguées (Fig. 12c) indiquent qu'elles se sont formées au cours d'un cisaillement dextre. Les veines N-S sont peu rubannées mais localement porteuses de stries sub-horizontales. Le recoupement mutuel indique qu'elles forment un système conjugué avec les veines précédentes. Les veines et veinules d'extension à N055 sont peu abondantes, et dépourvues de stries et de structures de rubanement. Localement, certaines veines de cisaillement sont affectées par de petites failles senestres approximativement orientées Est-Ouest; le déplacement apparent mesuré sur l'une des ces failles est d'environ 1 mètre (Fig. 11).

La densité des veines et de la fracturation diminue de façon significative à l'extrémité nord-est du décapage (Fig. 11). On y retrouve cependant des enclaves d'amphibolite rétrogradée en schiste à chlorite. La roche intrusive encaissante y est aussi fortement altérée. Long (1991) mentionne d'ailleurs que cette section du décapage est située près du contact avec les roches encaissantes. Certaines enclaves ont jusqu'à 1 mètre de diamètre. Les contacts avec l'encaissant plutonique sont diffus et imprécis. Ces enclaves sont recoupées par des veines de quartz-carbonate et des veinules de quartz-tourmaline. Localement, nous avons observé des veinules de pseudotachylite à chlorite+/-quartz recoupant le pluton ainsi que les enclaves, mais recoupées par les veines à quartz-tourmaline.

Les relations géométriques entre les différentes familles de veines et les différentes fabriques suggèrent que ces structures sont pénécontemporaines et génétiquement tributaires l'une de l'autre. La présence de stries sub-horizontales au contact entre le pluton et les roches métavolcaniques, ainsi que sur plusieurs veines de cisaillement, indiquent que le régime de déformation est essentiellement décrochant. Il n'y a pas de contraintes précises en ce qui concerne la cinématique de la faille principale. Cependant, les veines de cisaillement à N030, ainsi que les veines orientées N-S, résultent d'une déformation en décrochement dextre (Fig. 11). Sur la base de considérations structurales et tectoniques régionales (voir plus bas), nous croyons que la faille principale est aussi un décrochement dextre (Fig. 13). La structure générale du décapage #9 est interprétée comme étant le résultat d'une faille de décrochement dextre de premier ordre centrée sur le contact entre le pluton et les roches volcaniques, à laquelle sont associées des structures synthétiques et antithétiques de second et de troisième ordre (Fig. 13).

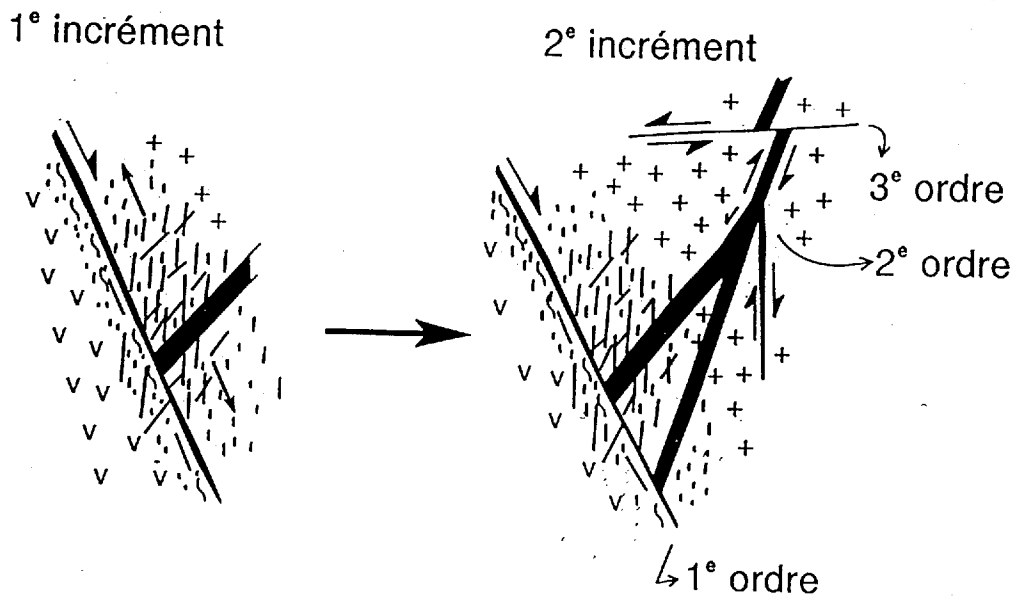


FIGURE 13. Interprétation schématique de la géométrie et de l'origine des veines de quartz sur le décapage # 9. Les différentes générations de veines sont attribuées à une déformation cassante incrémentale menant à la formation de structures de deuxième et troisième ordre associées à une faille décrochante dextre au contact entre le pluton de DuReine et les roches volcaniques encaissantes.

3.2.2 Minéralisation

La minéralogie des veines minéralisées est dominée par le quartz (>95%). D'autres minéraux comme la muscovite, la fuchsite, le carbonate, la tourmaline, la chlorite et les sulfures (principalement de la pyrite) sont également présents. En ce qui concerne le quartz, les joints de grains sont suturés mais le taux de recristallisation demeure faible. Les grains présentent une extinction ondulante. La présence de bandes de déformation témoignent d'une déformation plastique.

Les sulfures (pyrite ± chalcopyrite ± sphalérite) se retrouvent préférentiellement dans les veines de cisaillement alors que les veines en extension sont communément stériles. Les lames minces des veines du décapage #9 ne contiennent pas d'or. Les analyses effectuées indiquent d'ailleurs de très faibles teneurs en or (≤ 0.1 g/t; Tableau 3). À l'affleurement, nous avons cependant trouvé de l'or visible dans une veine de quartz située à l'extrémité est du décapage (Fig. 11). Un échantillon de tonalite fortement carbonatisée, prélevé sur le décapage #12 à quelques mètres au nord-ouest du décapage #9 (voir la Fig. 18 pour une localisation), a fourni une teneur élevée en Au de 37.9 ppm (Tableau 3).

TABLEAU 3. Teneurs en métaux de base et en Au des échantillons minéralisés des différents décapages du gîte de DuReine.

# décapage	3	4	6	8	8	9	9	12
# échantillon	3-1	4-1	6-1	8-4	8-5	9-2	9-11	12-1
# BAROQ	8310	8309	8308	8319	8320	8302	8307	8323
(ppm)								
Cu	84	25	n.d.	n.d.	7	n.d.	227	n.d.
Pb	3000	8200	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	1100	3400	n.d.	n.d.	15	n.d.	371	83
Ag	7.4	92	n.d.	n.d.	1.5	n.d.	n.d.	n.d.
Au	1.3	12	0.4	0.5	0.7	0.1	0.1	37.9

Note : les échantillons 3-1, 4-1, 6-1, 8-4, 8-5, 9-2, et 9-11 sont des veines de quartz, alors que l'échantillon 12-1 est une tonalite altérée du décapage #12. n.d.: non-déecté.

3.3 DÉCAPAGES #3 ET #4

Les décapages #3 et 4 sont situés à environ 450 mètres au nord du précédent. Ils possèdent une longueur combinée d'approximativement 100 mètres sur une largeur moyenne de 8 mètres. Ces décapages sont situés à peu près au coeur du pluton de DuReine (voir la Fig. 18). Vers l'ouest, la distance jusqu'au contact avec le Groupe de Stoughton-Roquemaure est d'environ 150 à 200 mètres. Des teneurs en Au très variables (<.03 à 2.19 oz/t Au) sont rapportées par Long (1991). L'or est associé à des veines de quartz recoupant la roche intrusive (Fig. 14).

La roche encaissante est une granodiorite peu altérée si ce n'est de minces zones de lessivage adjacentes aux veines de quartz. La texture est modérément grenue. En lames minces, la roche est constituée de 50-55 % de plagioclase faiblement séricitisé, de 35-40% de quartz, de 10-15% de muscovite ainsi que des traces de chlorite, carbonate, biotite et pyrite. L'altération en séricite est diffuse et affecte environ 10 % de la surface des grains de plagioclase. Les grains de plagioclase et de quartz sont peu fracturés. Les grains de quartz varient de xénomorphes à automorphes alors que les plagioclases sont généralement automorphes. La chlorite est associée à la muscovite. Les textures primaires de l'intrusion sont bien préservées et aucune foliation n'est présente.

3.3.1 Structure et géométrie des veines de quartz

Ces décapages sont caractérisés par des veines de cisaillement et des veines d'extension (Fig. 14) recoupant une roche isotrope. La densité des veines est beaucoup plus faible que sur le décapage précédent. La granodiorite encaissante est d'aspect massif et ne montre aucune évidence de déformation pénétrative.

Les veines de cisaillement sont porteuses de la minéralisation sur ces décapages. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à près de 30 centimètres. Elles sont rubannées (Fig. 12b) et continues sur plusieurs dizaines de mètres (Fig. 14). Elles contiennent parfois des fragments anguleux de granodiorite arrachée de l'encaissant (Fig. 12b). Ces veines de cisaillement forment un réseau conjugué caractérisé par deux orientations principales; N230/80°NW et N205/75°NW (Fig. 14). Elles sont porteuses de nombreuses surfaces striées. Les stries plongent faiblement à modérément vers le NE et le SW. Au contact avec ces veines, la granodiorite encaissante est localement cisailée sur quelques millimètres d'épaisseur. Localement, les décapages exposent des zones de terminaison latérale des veines de cisaillement. Celles-ci se caractérisent par une diminution progressive de l'épaisseur des veines

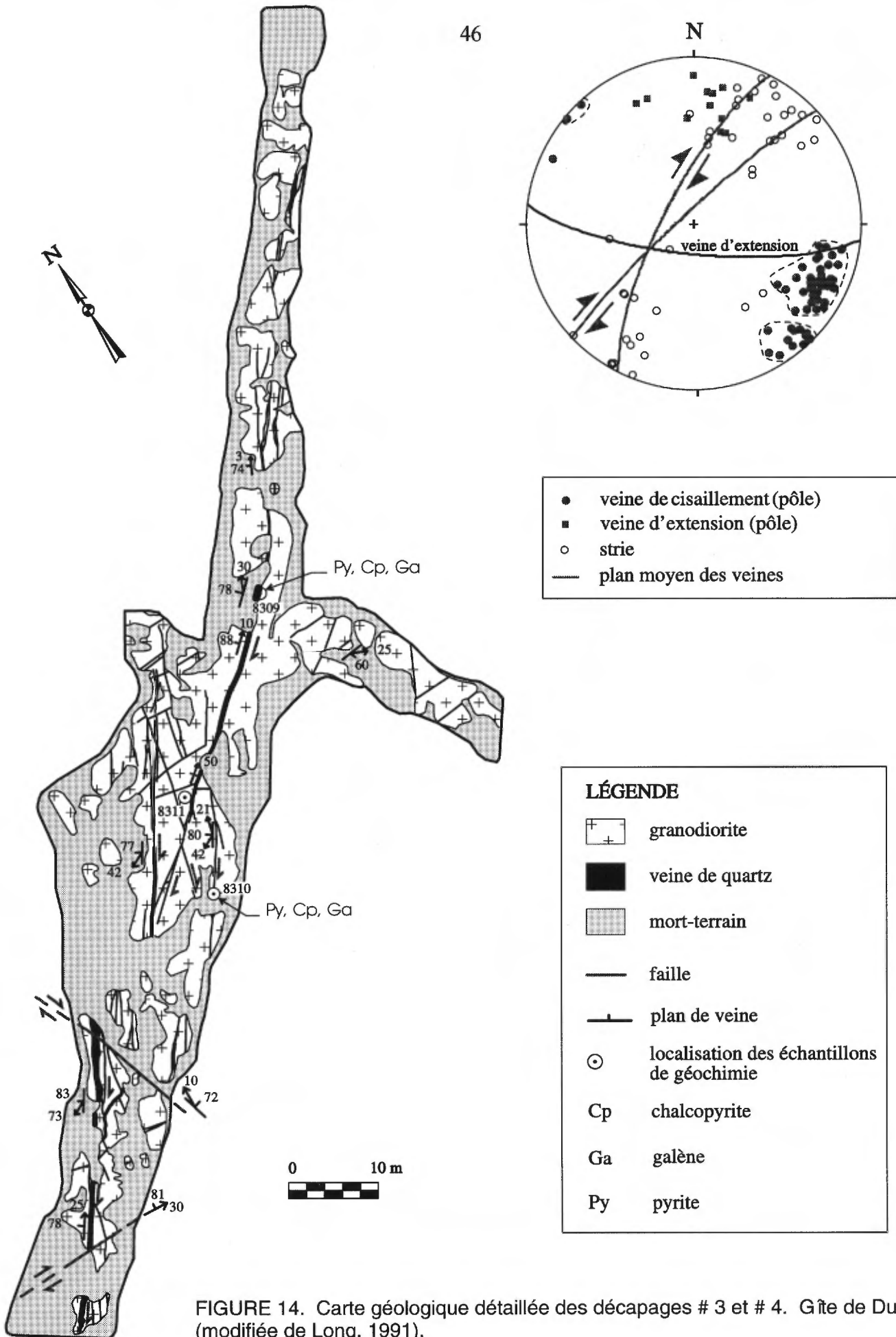


FIGURE 14. Carte géologique détaillée des décapages # 3 et # 4. Gîte de DuReine (modifiée de Long, 1991).

de quartz, et par le développement de structures d'accommodation typiques, telles que des veines d'extension conjuguées et des fractures de cisaillement secondaire. À certains endroits, la rotation des fractures de cisaillement souligne des terminaisons de type *horsetail*, telles que décrites par Ramsay et Allison (1979).

Les veines d'extension sont massives et d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Elles forment un angle élevé avec les veines de cisaillement. Leur orientation moyenne est N105/60°S. Ces veines sont généralement stériles. Elles recoupent et sont aussi recoupées par les veines de cisaillement. Les relations de recoupement indiquent que les veines de cisaillement résultent d'une déformation en décrochement dextre (Fig. 12d).

La géométrie et la cinématique des veines de cisaillement et d'extension des décapages #3 et 4 sont schématiquement illustrées sur la figure 15. L'orientation des stries (Fig. 14) et le sens du déplacement des veines d'extension (Fig. 12d) indiquent que les veines de cisaillement sont associées à un régime de déformation décrochant dextre. Les veines d'extension sont contemporaines de cette déformation. En accord avec cette interprétation, il est à noter que sur le stéréonet des données structurales (Fig. 14), la densité maximale dans l'orientation des stries correspond à peu près au pôle moyen des veines d'extension.

3.3.2 Minéralisation

Les veines minéralisées des décapages #3 et #4 sont essentiellement constituées de quartz et de faibles quantités de muscovite et de sulfures ($\leq 1\%$). Au microscope, les grains de quartz sont grossiers (≤ 8 mm) et sont faiblement recristallisés. Le quartz montre une extinction ondulante et des bandes de déformation intragranulaire sont localement présentes. L'analyse minéragraphique montre que la pyrite, la chalcopryrite, la galène, la sphalérite et la tétrahédrite forment des amas irréguliers dans des fractures recoupant les grains de quartz. La sphalérite, la chalcopryrite et la tétrahédrite apparaissent principalement sous forme d'inclusions au sein de la pyrite, alors que la galène présente l'aspect d'un remplissage de fissures recoupant des grains de pyrite. Les contacts entre les différentes phases sulfurées sont francs et suggèrent une précipitation à l'équilibre. Au microscope, l'échantillon 4-1 contient environ une dizaine de grains d'or de 0.1 mm de diamètre qui sont situés dans des fractures recoupant la pyrite. Cet échantillon a livré des teneurs de 12 g/t Au et de 92 g/t Ag (Tableau 3). Selon nos observations, la paragenèse des veines minéralisées est la suivante: quartz / chalcopryrite et tétrahédrite \pm tennantite / sphalérite - pyrite / or / galène.

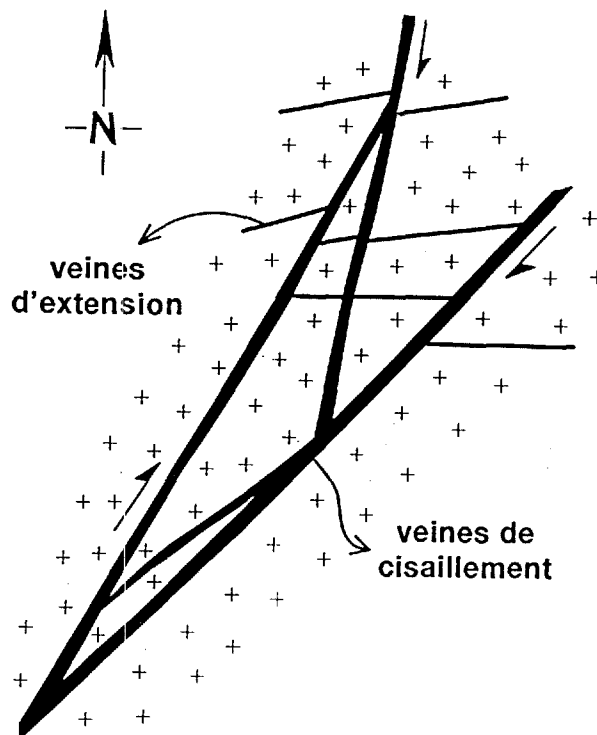


FIGURE 15. Interprétation schématique de la géométrie et de l'origine des veines de quartz sur les décapages # 3 et # 4. Les veines de cisaillement forment un système conjugué et sont génétiquement associées à des veines d'extension.

3.4 DÉCAPAGES #1 ET #8

Les décapages #1 et #8 sont situés, respectivement, à environ 50 mètres au nord et à l'ouest des décapages précédents (voir la Fig. 18). Ils sont tous deux situés à proximité du contact nord-ouest entre le pluton de DuReine et les roches encaissantes qui, à cet endroit, est orienté NNE-SSW. De l'or visible et des teneurs atteignant 3.36 oz/t Au sont rapportées sur le décapage #1 (Long, 1991).

3.4.1 Structure et géométrie des veines de quartz

Comme sur les décapages précédents, l'or est associé à des veines de quartz recoupant le pluton. La roche-hôte est une granodiorite généralement peu altérée, de composition tout à fait similaire à celle des décapages #3 et #4. La demie nord-est du décapage #1 est dominée par une veine de quartz de 1 à 2 mètres d'épaisseur (Fig. 16). La veine est orientée NE-SW, pend modérément vers le NW, et est porteuse de stries sub-horizontales à subverticales (Fig. 16). À mi-longueur du décapage, la veine est tronquée par des failles cassantes orientées approximativement N030 à N070 et pentant modérément à fortement vers le NW et le NNW. Les surfaces de failles sont porteuses de stries fortement plongeantes vers le nord et le nord-ouest qui indiquent localement un mouvement inverse vers le SE. Des veines et des veinules de pseudotachylite recoupent la principale veine de quartz à proximité des failles cassantes. La demie sud-ouest du décapage est quant à elle caractérisée par des veines de quartz d'épaisseur centimétrique dont l'orientation, le pendage et la texture sont similaires aux veines de cisaillement des décapages #3 et 4 (Fig. 16).

Sur le décapage #8 (Fig. 17), la roche-hôte est localement beaucoup plus altérée et fracturée que sur le décapage #1, ce qui reflète la proximité du contact avec les roches encaissantes tel que suggéré par Long (1991). Comme sur le décapage #9, la zone altérée est caractérisée par la présence d'enclaves de schistes à chlorite-carbonate (Fig. 17). Comme sur le décapage #1, la demie nord-est est recoupée par des veines de quartz (de l'ordre de 30 cm d'épaisseur) orientées NE-SW et pentant modérément vers le NW. Ces veines sont cependant caractérisées par la présence des cristaux automorphes millimétriques de plagioclase tapissant certaines cavités. De plus, contrairement aux veines du décapage précédent, ces veines de quartz sont dépourvues de surfaces striées. L'aspect massif des veines, ainsi que la présence de cavités comblées par des cristaux automorphes de quartz et de plagioclase, indiquent qu'elles originent d'un remplissage de fractures d'extension. De façon similaire au décapage #1, ces

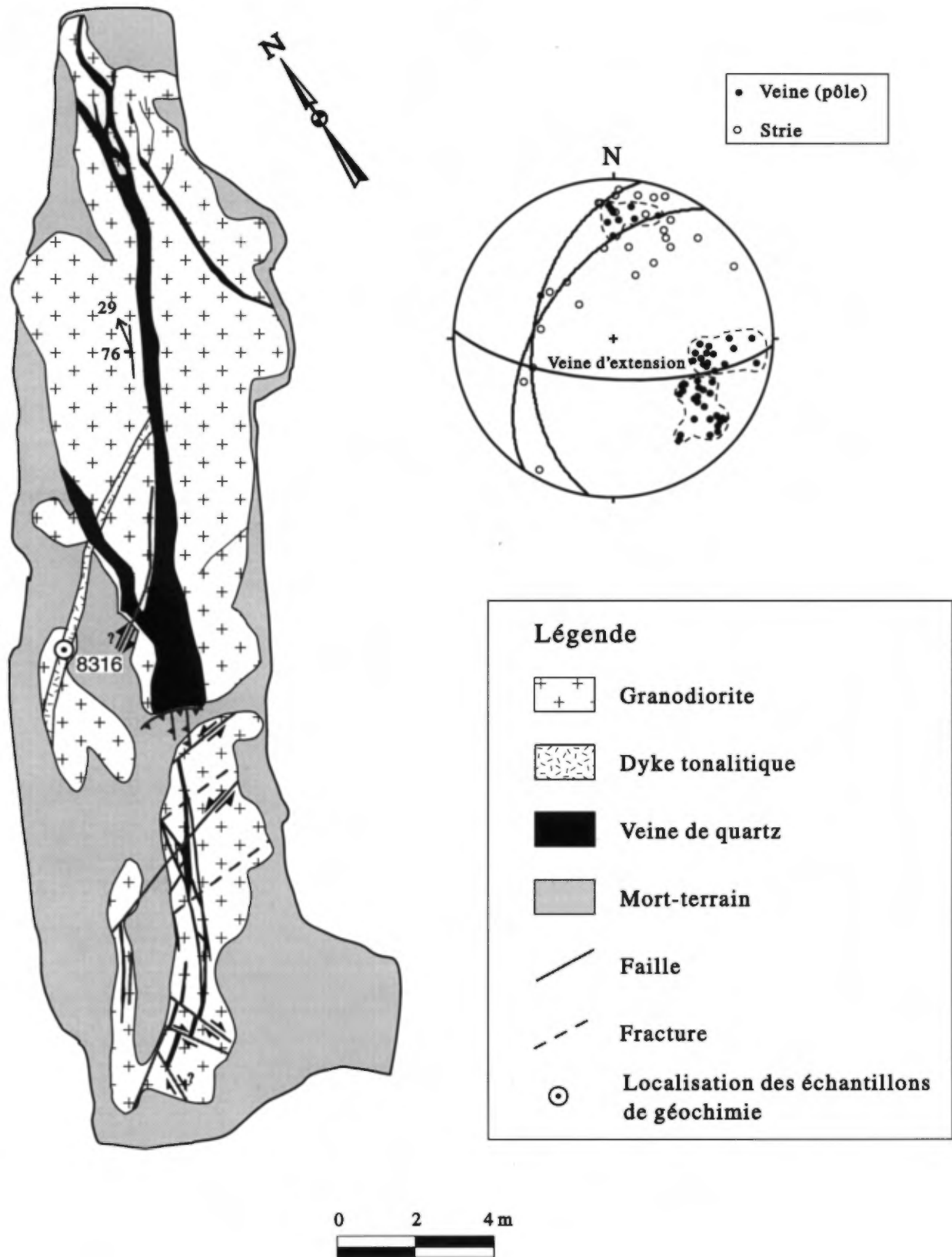


FIGURE 16. Carte géologique détaillée du décapage # 1. Gîte de DuReine. Mêmes symboles structuraux que sur la figure 11 (modifiée de Long, 1991).

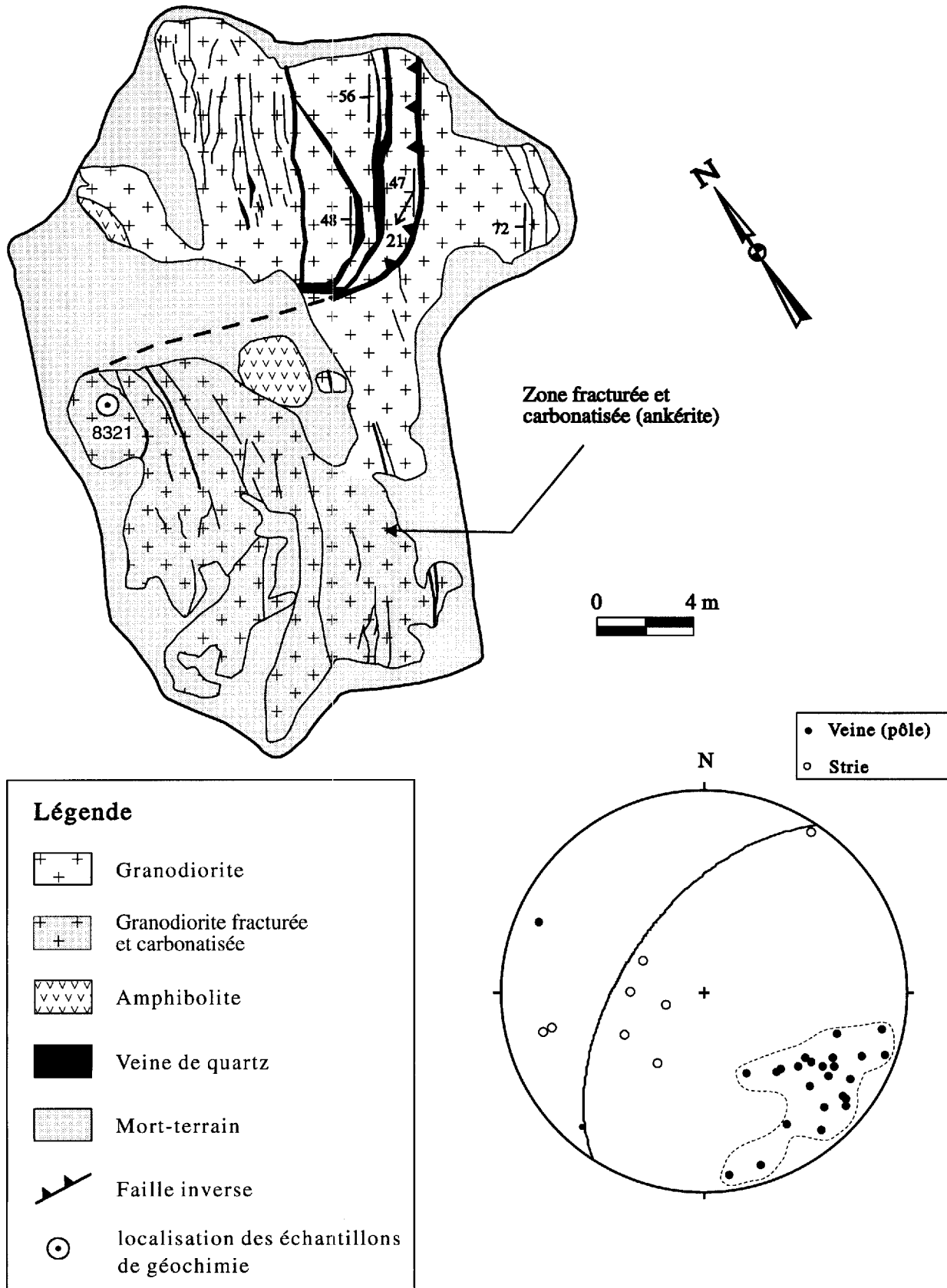


FIGURE 17. Carte géologique détaillée du décapage # 8. Gîte de DuReine. Mêmes symboles structuraux que sur la figure 11 (modifiée de Long, 1991).

veines de quartz sont abruptement tronquées par des failles cassantes NE-SW. Les stries de faille sont fortement plongeantes et suggèrent des mouvements inverses ou normaux. L'entraînement des veines de quartz tronquées par les failles cassantes indique cependant un mouvement inverse vers le SE (Fig. 17).

La géométrie des veines aurifères des décapages #1 et #8 est plus complexe que sur les décapages précédents. Leur orientation initiale semble avoir été modifiée par des failles cassantes ultérieures. Les données de terrain sont parfois contradictoires en ce qui concerne la cinématique des failles cassantes mais, le plus souvent, les indications de mouvement inverse vers le SE sont prédominantes. Sur le décapage #8, la présence d'une enclave de schiste à chlorite-carbonates et l'intensité de l'altération des roches-hôtes soulignent la proximité du contact avec les roches volcaniques encaissantes. Nous croyons que les veines de quartz présentes sur ces décapages résultent d'un cisaillement ou d'une extension contemporaines des structures préservées sur les autres décapages. Cependant, les indices d'une modification structurale postérieure à la formation des veines sont nombreuses, et il est probable que les failles cassantes recoupant les veines de quartz résultent de mouvements inverses tardifs, ou d'une réactivation de la faille marquant le contact NNE du pluton de DuReine.

3.4.2 Minéralisation

La veine minéralisée correspondant à l'échantillon 1-1 du décapage #1 (Tableau 3) est essentiellement constituée de quartz et d'une faible quantité de muscovite et de rutile ($\leq 2\%$). Cet échantillon n'a livré que de faibles teneurs en métaux de base et en Au (Tableau 3).

Les échantillons 8-4 et 8-5 sont des veines de quartz de 2 à 4 cm de largeur qui proviennent du décapage #8. Ces échantillons ont livré des teneurs de 0.5 et 0.7 g/t Au, respectivement. Au microscope, l'échantillon 8-4 est composé de quartz (70-80%), de carbonate (15-20%), de muscovite (2-5%), de plagioclase (1-2%) et de minéraux opaques. Le quartz montre des frontières de grains à 120° suggérant une cristallisation à l'équilibre dans un milieu en extension. Les grains de quartz possèdent un diamètre inférieur à 4 mm. Des grains d'or d'environ 0.1 mm de diamètre, associés à de la pyrite, ont été localement observés en lames minces. L'échantillon 8-5 possède une minéralogie plus diversifiée: quartz (70-80%), hornblende (10-15%), carbonate (2-3%), chlorite (1%) et sulfures (2-3%). Les sulfures présents sont principalement de la pyrite en grains de l'ordre de 2 mm, et de faibles quantités de sphalérite, de chalcopyrite et de bornite.

3.5 SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

Deux types de veines de quartz recoupent les roches intrusives du pluton de DuReine: des veines d'extension et des veines de cisaillement formées en régime décrochant dextre. Les veines d'extension sont généralement massives alors que les veines de cisaillement sont rubannées et porteuses de stries sub-horizontales. La densité de fracturation est plus élevée au contact entre le pluton et les roches encaissantes et, outre une intense altération, ce contact est caractérisé par la présence de veines et de veinules en extension formant un stockwerk (i.e. décapage #9; Fig. 11). Au coeur du pluton, les veines d'extension représentent des structures subsidiaires de veines de cisaillement NE-SW (i.e. décapages #3-4; Fig. 14). Les veines de cisaillement sont d'épaisseur variable (quelques centimètres à >1 mètre) et sont présentes sur chacun des décapages étudiés. Ces veines sont généralement porteuses de la minéralisation. Elles sont orientées NE-SW et subverticales ou fortement pentées vers le NW. L'orientation des stries présentes sur ces veines est NE-SW et, à l'exception du décapage #1, les stries sont sub-horizontales ou faiblement plongeantes vers le NE ou le SW (Figs 11 et 14).

Le contact entre le pluton de DuReine et les roches volcaniques encaissantes est faillé. Cette faille est marquée par une importante zone d'altération (carbonatation, silicification) au sein des roches adjacentes. Cette altération est attribuée à la circulation de fluides le long du contact et des failles secondaires associées à ce contact. Il est probable que ces fluides sont génétiquement et temporellement associés à la minéralisation aurifère. Nous ne possédons pas d'information précise sur le volume de roches plutoniques altérées au sein de cette zone. Sur le décapage #9 (Fig. 11), ainsi que sur les décapages #11 et #12 (non-montrés), les roches plutoniques encaissant les veines minéralisées sont totalement ou fortement altérées. Ces décapages sont à peu près perpendiculaires à la limite ouest du pluton, ce qui indique que l'épaisseur de la zone altérée est supérieure à 100 mètres. Les décapages #3 et #4, situés à environ 250-300 mètres du contact, indiquent cependant que les roches au coeur du pluton sont peu altérées. Nous croyons donc que la zone d'altération soulignant les bordures SW et NW du pluton de DuReine affecte un volume de roches d'une épaisseur moyenne de 100 à 200 mètres.

Les veines aurifères recoupant le pluton de DuReine sont le résultat d'un régime de déformation incrémentale en décrochement dextre. Nous croyons que les veines de cisaillement dextre orientées NE-SW sont des structures synthétiques de deuxième ordre génétiquement associées à une faille de décrochement marquant le contact entre le pluton et les roches volcaniques sur le décapage #9 (Fig. 18). L'interprétation d'un décrochement dextre au niveau

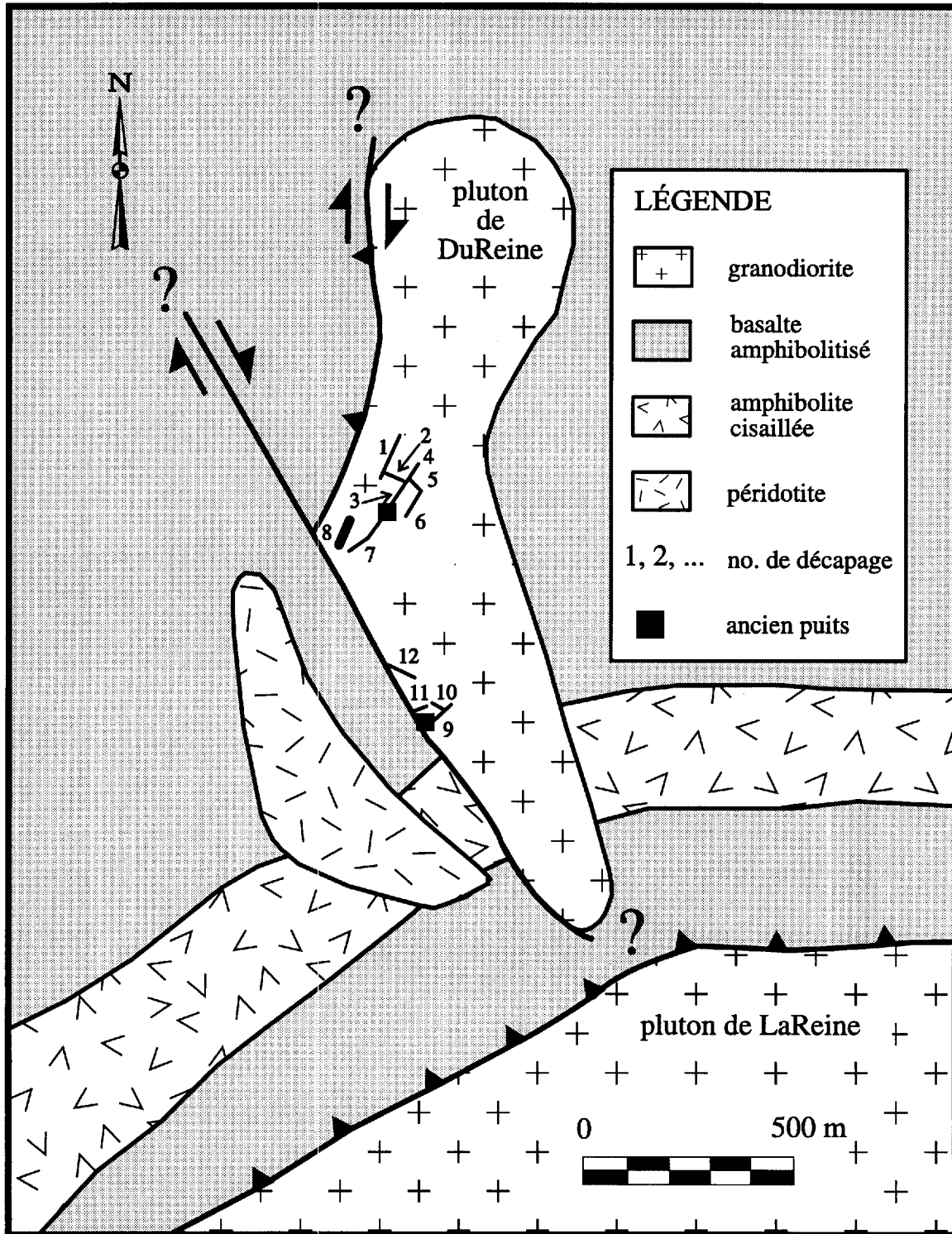


FIGURE 18. Carte synthétique des structures caractérisant le pluton de DuReine. Les contacts SW et NW sont marqués par des failles décrochantes dextres, lesquelles sont associées aux veines minéralisées recoupant le pluton. Une probable réactivation en faille inverse vers le sud souligne le contact NW du pluton. Les numéros indiquent la localisation des décapages du gîte de DuReine.

de ce contact est cohérent avec la cinématique de la déformation régionale, de même qu'avec une rotation apparente dextre de la foliation régionale à l'ouest du pluton de DuReine (Lacroix, 1995). Tel que suggéré par l'intensité de l'altération sur les bordures du pluton, les fluides responsables de la minéralisation ont circulé de façon préférentielle le long de ces contacts et lessivé les roches adjacentes. À cause d'une pression de fluide élevée, et parce que les roches plutoniques sont un matériau géologique beaucoup plus compétent que les roches métavolcaniques encaissantes, les roches du pluton de DuReine ont développé des fractures de cisaillement et d'extension ayant permis le drainage des fluides minéralisés. Des failles cassantes relativement mineures se sont localement superposées sur les fractures et les veines pré-existantes au cours d'incrément tardifs de la déformation progressive. Le confinement de ces dernières failles au contact NW du pluton de DuReine (i.e. décapages #1 et #8) suggèrent une réactivation tardive associée à des mouvements inverses vers le sud (Fig. 18).

Lacroix (1995) souligne que la mise en place des plutons syn-tectoniques de la région de LaSarre, tels que celui de LaReine, est contemporaine de la phase de déformation D_2 . Or, cette phase de déformation est essentiellement caractérisée par la présence de plis et de corridors de déformation ductile à ductile-fragile formés sous un régime de décrochement dextre. Pour le pluton de LaReine, cette évolution tectonique se traduit par une transition graduelle entre des structures magmatiques au centre du pluton, vers des structures mylonitiques de haute température sur la bordure interne, et à des structures mylonitiques de basse température sur la bordure externe du pluton (Lacroix, 1995). Comme le pluton de DuReine représente, selon toute vraisemblance, une apophyse du pluton de LaReine, le modèle suggéré pour la minéralisation aurifère du gîte de DuReine est cohérent avec l'interprétation tectonique régionale d'une part, et les structures préservées au sein du pluton de LaReine d'autre part. Evidemment, en ce qui concerne le pluton de DuReine, les veines minéralisées représentent des structures essentiellement fragiles formées à basse température.

4.0 DISCUSSION ET CONCLUSION

Les minéralisations des gîtes de Duvan et de DuReine possèdent d'intéressantes similitudes structurales par rapport au contexte tectonique régional. Chacun de ces gîtes est spatialement associé à un corridor de déformation en décrochement dextre orienté NW-SE (Fig. 19). Pour chacun des gîtes, les structures affectant ou contrôlant la minéralisation sont géométriquement et cinématiquement compatibles avec le contexte tectonique de la phase de déformation D_2 . Selon Lacroix (1995), D_2 est principalement caractérisée par une activité plutonique contemporaine d'un métamorphisme de grade amphibolitique à schiste vert et d'une déformation ductile à ductile-fragile essentiellement décrochante.

La présence de dykes felsiques non-métamorphisés recoupant la foliation métamorphique des roches volcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan indique que l'activité plutonique s'est poursuivie après que les conditions maximales de métamorphisme aient été atteintes (Fig. 19). Par ailleurs, le faciès de brèche à magnétite de la minéralisation du gîte de Duvan recoupe nettement la fabrique métamorphique des roches encaissantes et témoigne localement de conditions rétrogrades de métamorphisme. D'autre part, les horizons minéralisés recoupent ou sont recoupés par des dykes felsiques de composition similaire, ce qui suggère que la minéralisation hydrothermale (modèle 1) ou la remobilisation du minerai volcanogène (modèle 2) du gîte de Duvan est pénécontemporaine de stades régressifs du plutonisme syn-orogénique (Fig. 19). Les structures préservées sur le gîte de Duvan indiquent de plus que la déformation en décrochement dextre s'est poursuivie pendant et après la mise en place de la minéralisation.

Le gîte de DuReine témoigne de conditions de température de déformation et de minéralisation plus faibles que sur le gîte de Duvan. Cependant, les structures-hôtes de la minéralisation indiquent aussi la prédominance d'une déformation décrochante dextre lors de la mise en place des filons de quartz aurifères (Fig. 19). Le modèle favorisé (Fig. 18) implique l'existence de failles de décrochement dextre orientée NW-SE et possiblement NE-SW, représentant des structures de premier ordre pour le gîte de DuReine, sur les contacts Ouest et NW du pluton de DuReine. La cinématique et l'orientation de ces structures de premier ordre sont donc, au même titre que pour le gîte de Duvan, compatibles et cohérentes avec la tectonique régionale. Les contraintes d'âge relatif de la minéralisation aurifère sont cependant moins précises que sur le gîte de Duvan. Etant donné le caractère essentiellement fragile des structures-hôtes de la minéralisation et l'absence de déformations plastiques au sein du pluton de DuReine, la mise en place des veines de quartz semble essentiellement tardive par rapport à la déformation régionale. Compte tenu du contexte tectonique régional, deux hypothèses permettant d'expliquer

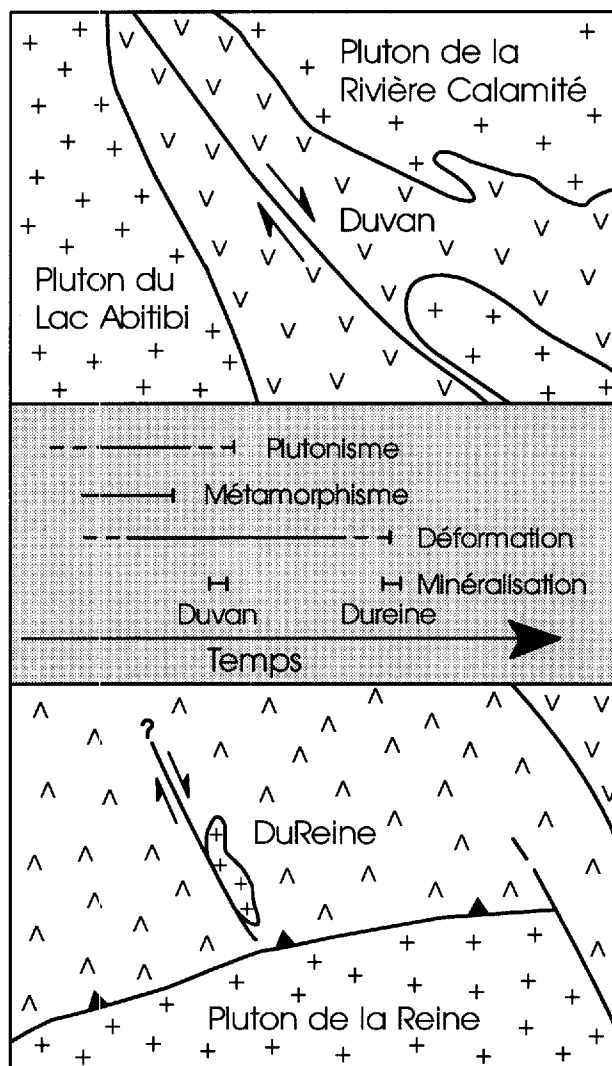


FIGURE 19. Carte géologique schématique illustrant le contexte structural et temporel des minéralisations des gîtes de Duvan et DuReine. L'hydrothermalisme (modèle 1) ou la remobilisation (modèle 2), responsables du gîte de Duvan, sont considérés comme contemporains des stades régressifs du plutonisme syn-tectonique de la région de LaSarre. Le gîte de DuReine appartient probablement à des stades tardifs de la déformation D_2 qui est elle-même, en partie, contemporaine du plutonisme syn-tectonique.

la nature essentiellement cassante de la minéralisation sont cependant possibles; (i) la minéralisation est tardi-cinématique et significativement plus jeune que l'hydrothermalisme ou la remobilisation des sulfures du gîte de Duvan (Fig. 19), ou (ii) la minéralisation est pénécontemporaine du gîte de Duvan mais, étant située plus loin de la source de chaleur (i.e. plutons syn-tectoniques), elle correspond conséquemment à des conditions de température plus faibles. Evidemment, la présence d'un pluton syn-orogénique (pluton de LaReine) immédiatement au sud du gîte de DuReine (Fig. 1) est en contradiction apparente avec la seconde hypothèse.

En résumé, à l'ouest de LaSarre, les principaux indices minéralisés sont typiquement représentés par les gîtes de Duvan et de DuReine (Annexe 1). Le gîte de Duvan est une minéralisation à Cu-Zn associée à des horizons tabulaires de magnétite et sulfures à texture bréchique qui recoupent des roches métavolcaniques felsiques et mafiques. Les horizons minéralisés sont spatialement, et probablement génétiquement associés à un corridor NW-SE de déformation décrochante dextre, ductile à ductile-fragile, soulignant la faille Duvan. Le gîte de DuReine est constitué de veines de quartz aurifères recoupant le pluton de DuReine. Les différentes générations de veines de quartz résultent de fractures de cisaillement et de fractures d'extension associées à une déformation incrémentale centrée sur des failles de décrochement dextre orientées NW-SE et NE-SW.

RÉFÉRENCES

- Bonneau, R.M., 1992.** Minéralisation cuprifère dans le Groupe archéen de Hunter Mine: exemple de l'indice Richard et de la mine Lyndhurst, région de Rouyn-Noranda, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 88 pages.
- Cobbold, P.R. and Quinquis, H., 1980.** Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y. and Jensen, L.S., 1989.** U/Pb zircon geochronology southwestern Abitibi greenstone belt, Superior province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1747-1763.
- Dimroth, E. et Rocheleau, M., 1979.** Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec. Congrès de l'Association géologique du Canada, Québec; Livret-guide, Excursion A-1.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N., 1982.** Evolution of the South-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part 1: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. and Rocheleau, M., 1983.** Evolution of the outh-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 2: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1355-1373.
- Eakins, P.R., 1972.** Canton de Roquemaure, comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des Richesses Naturelles, Rapport Géologique 150.
- Feng, R. and Kerrich, R., 1992.** Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology*, 98: 23-70.
- Hanmer, S. and Passchier, C., 1991.** Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 72 pages.
- Hocq, M., 1990.** Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DV 89-04.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. and Horiuchi, M., 1976.** Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26: 105-117.
- Jensen, L.S., 1978.** Archean komatiitic, tholeiitic, calcalkalic and alkalic volcanic sequences in the Kirkland Lake area. Totonto '78 fieldtrip guidebook; A.L. Currie et W.O. Mackasey (editors), p. 37-259.
- Labbé, J.-Y., 1994.** Evolution des failles de la sous-province de l'Abitibi: exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Thèse de Doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, 271 pges.

Lacroix, S., 1995. Synthèse structurale et des plutons du secteur à l'ouest de LaSarre. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, MB 95-39.

Lacroix, S. and Sawyer, E.W., 1995. An Archean fold-thrust in the southern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: 97-112.

Lacroix, S., Sawyer, E.W. and Chown, E.H., (en préparation). A coupled system of pluton emplacement with dextral strike-slip and low-angle extensional faults during Late Archean transpression, south-central Abitibi greenstone belt.

Long, G., 1991. Minorca Resources Ltd. Report on the geological mapping and stripping program, Santa Anna property, LaReine township, Québec, NTS: 32D/14.

Ludden, J., Hubert, C. and Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi Greenstone Belt of Canada. *Geological Magazine*, 123: 153-156.

Mortensen, J.K., 1993. U/Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 29-41.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. *Dans Andesites*, R.S. Thorpe (editor), John Wiley & Sons, New York, pp. 525-548.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Ramsay, J.G. and Allison, I., 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilurgen*, 59: 251-279.

Riverin, G., Labrie, M., Salmon, B., Cazavant, A., Asselin, R. and Gagnon, M., 1990. The geology of the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Québec. *CIMM Special Volume 43*, p. 143-152.

Roger, G., 1992. Explorations Noranda Limitée. Rapport sur les travaux d'exploration effectués en 1992: Propriétés Duvan Copper, cantons de DesMéloizes et de LaReine, région de LaSarre. GM 51666.

Zhang, Q., Machado, N., Ludden, J.N., and Moore, D., 1993. Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojevis Group and the Normetal mine area, Abitibi, Québec. GAC-MAC Annual Meeting, Program and Abstracts, p. A114.

**Annexe 1. Liste des fiches de gîte et typologie des indices minéralisés de la région de
LaSarre**

Identification et N° fiche	Localisation	Type de minéralisation*	Minéraux associés	Date découverte/ Date révision
Du Reine (Manley) 32D14-037	4 km au NE de Clerval	1	Qz, Py, Cp, Ga, Au	1923 / 1995
Riv. Maine-Nord 32D/11-002	4 km à l'ouest de Sainte- Hélène	1	Qz, Au	1939 (?) / -----
Dupuy-SO 32D/14-036	1 km au sud du gîte de Du Reine	1	Qz, Py, Cp	1939 / -----
Riv. Maine 32D/14-038	1.5 km à l'est du gîte de Du Reine	1	Qz, Py, Po, Cp, W, To, Cb	1944 / -----
La Reine 32D/14-039	6 km à l'est du gîte de Du Reine	1	Qz, Py, Mo, Ga, Cp, Au	1937 / 1995
Duvan 32D/14-017	7,5 km au NE du village de La Reine	2	Py, Cp, Mg, Po, Ag,	1928 / 1995
Ontario-Québec- Est 32D/13-001	7 km au NW de Saint- Lambert	2	Py, Cp, Sp	1928 / -----
LaReine 32D/14-016	2 km au SE de Saint- Lambert	2	Py, Sp, Cp, Ga	1927 / -----
Desmeloizes-V-39 32D/14-018	8 km au SE de Saint- Lambert	2	Py, Sp, Cp, Ga, Po	1930-40 / -----
Dupuy-ouest 32D/14-027	10 km à l'ouest de Dupuy	dyke pegmatitique	Ga, Sp, Py, Fl	1919 / -----
route 45-sud 32D/14-028	6-7 km à l'est du village de La Reine	2	Py, Po, Cp, Sp	1955 / 1995
Bornite Copper 32D/14-029	8 km à l'est du village de La Reine	2	Py, Cp, Sp, Mt	1951 / 1995

Annexe 1 (suite)

Identification et N° fiche	Localisation	Type de minéralisation*	Minéraux associés	Date découverte/ Date révision
Dupuy-NE 32D/14-030	0,5 km à l'est de Dupuy	2	Py, Sp	1927 / 1995
Chabouillez-ouest 32D/14-001	1,5 km au nord de Saint-Lambert	sédimentaire	Cp, Sp, Ga	1961 / -----
LaReine-Est-1 32D/13-002	4,5 à 5 km au NW de Saint-Lambert	3	Py, Po (Ni)	1956 / -----
Clerval-nord 32D14-035	1,5 km au nord de Clerval	(?)	Ca, Py, Cp, Sp	1951 / -----

* Correspond aux 3 groupes de minéralisation définis dans le rapport.

ANNEXE 2. Résultats d'analyses géochimiques des roches métavolcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
# analyse	8342	8349	4701	4703	8328	8330	8338	8337	8345
	Déc#2	Déc#3	Déc#3	Déc#3	Déc#1	Déc#1	Déc#2	Déc#2	Déc#2
	basalte	basalte	basalte	basalte	tuf	tuf	tuf	tuf	tuf
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	49.27	45.36	49.71	51.77	64.15	76.47	57.37	60.66	71.49
TiO ₂	0.78	0.99	0.78	0.75	0.84	0.39	0.62	0.82	0.43
Al ₂ O ₃	15.31	14.44	14.63	15.35	17.49	13.89	15.21	18.31	16.16
Fe ₂ O ₃ ¹	12.67	20.07	11.66	11.25	4.93	0.94	8.20	5.76	1.96
MnO	0.19	0.83	0.20	0.21	0.13	0.02	0.21	0.09	0.11
MgO	8.10	5.80	7.38	6.76	1.69	0.44	5.85	1.78	0.49
CaO	10.14	10.34	12.68	8.89	6.99	2.91	7.38	8.09	3.74
Na ₂ O	2.44	1.64	2.29	3.81	3.00	4.27	4.23	3.22	4.02
K ₂ O	1.03	0.48	0.15	0.49	0.65	0.57	0.72	1.10	1.47
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.51	0.72	0.12	0.10	0.20	0.16	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	1.66	1.85	1.72	2.30	0.87	0.62	1.29	1.95	1.24
Éléments en trace (ppm)									
Ni	116	166	147	197	46	11	188	28	17
Co	53	43	53	54	14	5	36	14	3
Sc	41	41	n.d.	36	16	3	18	13	5
V	261	260	251	237	108	36	136	132	51
Cu	51	170	n.d.	162	13	2	n.d.	11	10
Zn	91	457	122	457	67	8	162	54	44
Rb	33	10	5	13	21	17	21	32	57
Ba	117	71	28	94	149	154	229	187	373
Sr	142	133	164	164	305	262	602	327	348
Ga	15	20	15	20	20	18	14	21	19
Ta	n.d.	0.20	n.d.	n.d.	0.61	0.40	0.20	0.51	0.41
Nb	3.0	5.1	3.1	5.1	6.1	5.0	3.1	7.2	6.1
Hf	1.22	1.64	n.a.	n.a.	3.36	3.12	2.25	3.68	3.68
Zr	69	74	70	81	163	161	133	174	194
Y	20	27	18	18	19	6	15	21	4
Th	0.30	0.12	n.d.	n.d.	2.64	1.81	3.78	2.97	2.05
U	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.d.	0.80	0.71	1.13	0.72
La	2.84	3.89	2	6	14.23	13.08	30.62	13.30	8.69
Ce	7.10	9.22	7	13	31.52	25.16	67.37	30.69	18.41
Nd	3.04	6.14	n.d.	n.d.	16.27	10.06	37.77	16.37	6.14
Sm	2.13	2.46	n.d.	n.d.	3.97	1.81	6.53	4.09	1.23
Eu	0.71	0.72	n.d.	n.d.	0.81	0.60	1.63	1.13	0.51
Tb	0.41	0.51	n.a.	n.a.	0.51	0.20	0.61	0.61	n.d.
Yb	2.03	2.56	n.a.	n.a.	1.93	0.40	1.22	2.05	0.61
Lu	0.31	0.42	n.a.	n.a.	0.26	0.09	0.17	0.29	0.09
Zr/Y	3.45	2.74	3.89	4.50	8.58	26.83	8.87	8.29	48.5
IAI	42.05	34.39	33.47	36.34	18.98	12.33	36.14	20.30	20.16

n.d.: élément non détecté (teneur sous le seuil de détection)

n.a.: élément non analysé

IAI: Index d'altération (Ishikawa et al., 1976)

ANNEXE 3. Résultats d'analyses géochimiques des dykes du gîte de Duvan.

	1	2	3	4	5	6	7
# analyse	8327	8329	8333	8339	8340	8341	4702
	Déc#1	Déc#1	Déc#1	Déc#2	Déc#2	Déc#2	Déc#3
Éléments majeurs (%)							
SiO ₂	66.21	59.42	67.45	70.05	59.75	69.34	68.82
TiO ₂	0.54	0.75	0.28	0.36	0.50	0.26	0.26
Al ₂ O ₃	15.70	15.44	18.66	15.99	14.34	15.62	16.58
Fe ₂ O ₃ ¹	4.38	6.74	1.87	2.32	5.97	5.76	1.85
MnO	0.05	0.12	0.04	0.05	0.15	0.05	0.20
MgO	2.15	5.45	0.93	1.21	7.19	0.91	1.11
CaO	4.72	6.45	4.85	3.24	6.54	2.19	3.47
Na ₂ O	4.74	3.22	5.04	5.77	4.44	3.49	5.41
K ₂ O	1.37	2.17	0.79	0.92	0.89	2.35	1.41
P ₂ O ₅	0.14	0.22	0.08	0.09	0.24	0.04	0.90
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	1.27	1.61	0.58	1.21	3.06	3.01	1.56
Éléments en trace (ppm)							
Ni	48	125	19	26	203	49	20
Co	14	31	6	10	31	6	3
V	87	165	42	55	115	40	40
Cu	n.d.	n.d.	1	n.d.	10	528	1
Zn	76	119	52	48	145	49	63
Rb	37	68	31	23	38	58	37
Ba	341	541	519	335	259	679	511
Sr	463	792	771	591	675	437	653
Ga	19	23	22	23	16	23	23
Nb	4.0	n.d.	n.d.	3.1	4.2	n.d.	n.d.
Zr	151	152	132	163	156	135	134
Y	10	11	3	7	12	6	3
Zr/Y	15.10	13.82	44.00	23.29	13.00	22.50	44.67
IAI	27.12	44.07	14.81	19.12	42.39	36.47	22.11
Composition normative							
Quartz	21.5	12.95	23.38	24.51	9.48	33.99	25.26
Corindon	-	-	0.77	-	-	3.35	1.9
Orthoclase	8.1	12.87	4.69	5.43	5.3	13.93	8.33
Albite	40.1	27.24	42.65	48.85	37.54	29.51	45.81
Anorthite	17.55	21.3	23.95	15.05	16.6	10.92	11.65
Diopside	2.75	5.93	-	-	10.5	-	-
Hypersthène	4.09	10.85	2.32	3.02	13.03	2.26	2.75
Hématite	4.38	6.74	1.87	2.32	5.97	5.76	1.85
Ilménite	0.12	0.3	0.09	0.12	0.37	0.13	0.43
Sphène	1.18	1.46	-	0.51	0.75	-	-
Apatite	0.34	0.53	0.19	0.22	0.57	-	2.17

n.d.: élément non détecté (teneur sous le seuil de détection)

n.a.: élément non analysé

IAI: Index d'altération (Ishikawa et al., 1976)

ANNEXE 4a. Résultats d'analyses géochimiques des roches intrusives du pluton de DuReine. Échantillons 1-3: roches peu altérées; échantillons 4-9: roches altérées.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
# analyse	8317	8311	8315	8321	8303	8305	8306	8324	8323
	Déc#1	Déc#3	Déc#3	Déc#8	Déc#9	Déc#9	Déc#9	Déc#11	Déc#12
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	76.01	74.70	75.59	63.84	65.52	66.61	65.24	66.22	61.36
TiO ₂	0.23	0.23	0.21	0.72	0.51	0.48	0.53	0.11	0.47
Al ₂ O ₃	14.61	15.37	14.81	20.01	18.13	16.60	19.50	19.61	20.24
Fe ₂ O ₃ ^t	1.98	1.90	1.12	4.52	3.57	2.91	3.78	2.59	3.46
MnO	n.d.	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	n.d.	n.d.	0.05
MgO	0.58	0.47	0.33	1.24	2.07	2.22	0.17	n.d.	2.07
CaO	0.19	0.39	0.50	1.59	3.07	4.35	0.20	0.03	3.73
Na ₂ O	3.17	3.84	5.69	2.01	1.84	2.27	9.54	10.92	4.30
K ₂ O	3.15	3.01	1.64	5.88	5.12	4.38	0.95	0.47	4.17
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.08	0.16	0.13	0.14	0.10	0.05	0.16
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	1.92	2.01	1.56	5.22	6.54	7.57	2.74	1.51	6.99
Éléments en trace (ppm)									
Ni	14	7	11	49	53	50	80	34	51
Co	4	4	4	23	12	14	29	34	11
Sc	2	2.5	3	6.4	7	7	2	n.d.	7
V	37	19	31	213	144	57	33	14	85
Cu	n.d.	12	n.d.	n.d.	3	12	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	39	44	20	82	87	59	13	n.d.	83
W	n.a.	n.a.	n.a.	19.06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	9.74
Mo	8.12	4.07	5.11	8	n.d.	n.d.	12.45	7.08	6.49
Ag	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.7
Au	n.a.	n.a.	n.a.	1.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	37.9
Rb	69	69	41	116	107	94	19	11	87
Ba	493	652	409	610	610	517	111	667	642
Sr	101	193	112	61	119	239	156	131	216
Ga	25	19	20	41	35	23	22	23	29
Ta	n.d.	0.20	n.d.	n.d.	0.22	0.22	n.d.	n.d.	0.22
Nb	5.1	5.1	5.1	6.4	4.3	3.3	4.1	5.1	3.2
Hf	n.a.	2.75	n.a.	n.a.	3.35	2.93	n.a.	n.a.	2.71
Zr	122	122	112	148	151	141	145	95	130
Y	5	4	6	7	6	8	3	4	6
Th	4.06	3.56	5.11	n.d.	3.45	3.80	n.d.	n.d.	2.60
U	n.a.	0.61	n.a.	0.64	0.86	0.87	n.a.	n.a.	n.d.
La	17	17.30	32	12	24.83	26.04	9	5	19.48
Ce	32	32.57	57	29	50.73	52.07	20	9	40.04
Nd	n.d.	12.21	n.d.	n.d.	21.59	23.87	n.d.	n.d.	17.31
Sm	n.d.	1.93	10	n.d.	3.78	4.01	n.d.	n.d.	3.46
Eu	n.d.	0.41	n.d.	n.d.	0.86	0.98	n.d.	n.d.	0.43
Tb	n.a.	0.10	n.a.	n.a.	0.22	0.22	n.a.	n.a.	0.22
Yb	n.a.	0.31	n.a.	n.a.	0.54	0.33	n.a.	n.a.	0.43
Lu	n.a.	0.05	n.a.	n.a.	0.05	0.07	n.a.	n.a.	0.08
Zr/Y	24.4	30.5	18.67	21.14	25.17	17.63	48.33	23.75	21.67
Composition normative									
Quartz	44.43	39.42	34.8	24.75	25.87	24.30	5.67	0.98	9.69
Corindon	5.79	5.19	2.91	7.77	4.25	0.48	2.63	1.20	2.18
Orthoclase	18.62	17.83	9.74	34.78	30.28	25.94	5.65	2.75	24.66
Albite	26.79	32.46	48.14	17.02	15.53	19.18	80.73	92.38	36.35
Anorthite	0.58	1.69	2.1	7.03	14.57	20.89	0.38	-	17.71
Hypersthène	1.44	1.17	0.81	3.09	5.16	5.54	0.41	-	5.15
Hématite	1.98	1.9	1.12	4.52	3.57	2.91	3.78	2.59	3.46
Ilménite	-	0.05	0.05	0.09	0.11	0.11	0.03	-	0.13
Rutile	0.23	0.21	0.19	0.67	0.45	0.42	0.51	0.1	0.4
Apatite	0.21	0.18	0.2	0.38	0.31	0.34	0.26	0.14	0.39

n.d.: élément non détecté (teneur sous le seuil de détection)

n.a.: élément non analysé

ANNEXE 4b. Résultats d'analyses géochimiques des amphibolites et des dykes d'aplite du gîte de DuReine.

	1	2	3	4	5
# analyse	83222	8307	8325	8316	8304
	Déc#8	Déc#9		Déc#1	Déc#9
	enclave mafique	schiste à chlorite	amphibolite	dyke	dyke
Éléments majeurs (%)					
SiO ₂	50.23	42.87	63.89	77.90	76.40
TiO ₂	0.50	0.66	15.80	0.01	0.10
Al ₂ O ₃	5.14	7.90	4.99	14.03	14.61
Fe ₂ O ₃ ⁺	11.76	13.30	3.42	0.32	0.63
MnO	0.25	0.25	5.72	n.d.	n.d.
MgO	22.40	18.47	3.75	0.09	0.20
CaO	9.72	16.53	1.76	0.15	0.20
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0.50	6.44	6.81
K ₂ O	n.d.	0.01	0.08	1.02	0.97
P ₂ O ₅	n.d.	0.01	0.08	0.04	0.05
Total	100	100	100	100	100
PAF	23.7	23.0	1.27	0.86	1.19
Éléments en trace (ppm)					
Ni	159046	1286	34	7	10
Co	107	106	51	n.d.	n.d.
Sc	21	25	n.d.	n.d.	2
V	152	181	101	14	28
Cu	109	227	36	13	7
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	207	371	78	11	5
W	n.a.	6.46	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	9.28	10.33	11	5.05	n.d.
Ag	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au	n.a.	0.1	n.a.	n.a.	n.a.
K	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	n.d.	n.d.	58	31	29
Ba	363	9	416	71	143
Sr	278	581	410	60	133
Ga	11	15	19	19	19
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.61
Nb	n.d.	n.d.	3	7.1	5.1
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.66
Zr	54	77	130	40	79
Y	8	12	12	6	5
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.37
U	n.a.	0.26	n.a.	n.a.	1.43
La	n.d.	n.d.	8	n.d.	8.17
Ce	n.d.	n.d.	20	n.d.	18.39
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.15
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.84
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.31
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.20
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.51
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d.
Zr/Y	6.83	6.42	10.83	6.67	15.8

n.d.: élément non détecté (teneur sous le seuil de détection)

n.a.: élément non analysé