

ET 90-05

GEOLOGIE DE LA MINE DOYON (REGION DE CADILLAC)

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.

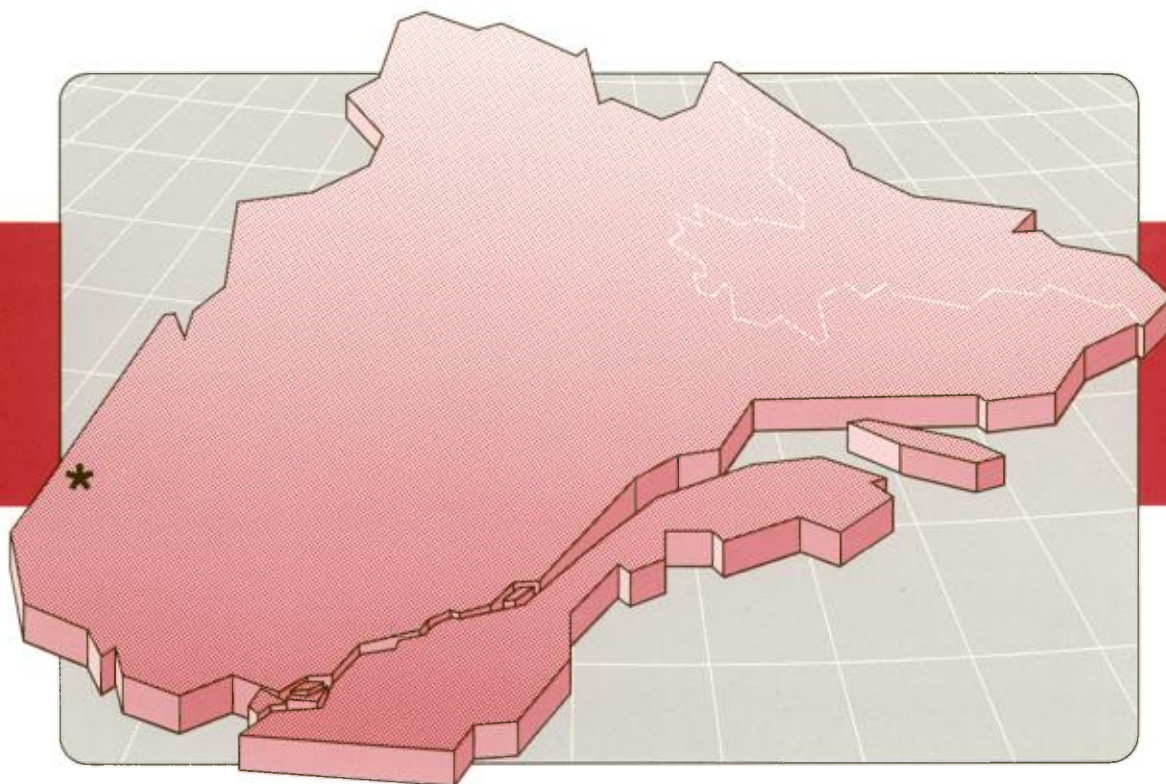
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la mine Doyon (région de Cadillac)

Armand Savoie
Pierre Trudel
Pierre Sauvé
Larry Hoy
Kheang Lao

ET 90-05



Géologie de la mine Doyon

(région de Cadillac)

**Armand Savoie
Pierre Trudel
Pierre Sauvé
Larry Hoy
Kheang Lao**

ET 90-05

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef : A. Simard

Manuscrit soumis le 90-02-12

Accepté pour publication le 90-03-21

Lecteur critique

P. Pilote

Éditeur

Géo-textes

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada — Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

La mine Doyon, en exploitation depuis 1979, est située dans le quart nord-est du canton de Bousquet, à environ 40 km à l'est de la ville de Rouyn-Noranda, au Québec. Les statistiques de production à la fin de 1989 indiquent que 10,3 millions de tonnes de minerai, d'une teneur moyenne de 5,9 g/t Au, ont été traitées et que les réserves, jusqu'à une profondeur de 450 m, sont d'environ 10,4 millions de tonnes d'une teneur moyenne de 6,6 g/t Au.

Tous les indices et les zones minéralisées sont situés à l'intérieur des roches métavolcaniques archéennes du Groupe de Blake River et à l'intérieur des roches intrusives felsiques du complexe de Mooshla. Le Groupe de Blake River se caractérise par un volcanisme bimodal : des roches basaltiques d'affinité tholéiitique, incluant des quantités mineures de roches de composition rhyolitique, sont recouvertes par une séquence de roches de composition dacitique et rhyolitique d'affinité calco-alcaline. Dans la région de la mine Doyon six unités ont été identifiées.

À l'emplacement de la mine Doyon, trois zones minéralisées sont présentement en exploitation. La zone n° 1 est située dans un schiste à séricite et elle est caractérisée par la présence de veines de pyrite-quartz qui sont subparallèles à la schistosité locale (090°/65°S). La zone n° 2, qui contient la plus grande partie de la minéralisation, est caractérisée par la présence de veines et de veinules de quartz-pyrite et de quartz-pyrite-chalcopryrite logées à l'intérieur de roches volcanoclastiques acides; ces veines forment un angle de 15° avec la direction de la schistosité régionale et ont un pendage de 55°S (105°/55°S). La zone ouest est constituée de veines de quartz-pyrite et de quartz-pyrite-chalcopryrite d'orientation NNW-SSE; elle est située principalement à l'intérieur des roches intrusives du complexe de Mooshla.

Les observations de terrain montrent que la minéralisation aurifère, à la mine Doyon, est tarditectonique et tardimétamorphique. En effet, les veines minéralisées de la zone n° 2 recourent nettement la schistosité régionale et sont postérieures au plissement. Par contre, ces veines sont recoupées par les failles tardives de direction NE comme la faille Doyon et celle de Rivière Bousquet. De même, on observe en bordure des veines de la zone ouest une transformation des assemblages minéralogiques formés lors du métamorphisme régional. Par ailleurs, un métamorphisme rétrograde a affecté les veines minéralisées, tout autant que leurs roches encaissantes.

Les études d'inclusions fluides et d'isotopes stables suggèrent que toutes les veines de la propriété, qu'elles soient stériles ou minéralisées, ont été formées par un même système hydrothermal de très grande dimension. À l'intérieur de ce système, la minéralisation d'intérêt économique est restreinte aux zones de plus haute température (plus de 300 °C), alors que les veines stériles témoignent de températures de formation d'environ 200 °C. L'étendue du système, sa température compatible avec les conditions du métamorphisme régional et la teneur relativement élevée des fluides minéralisateurs en K et en S par rapport au Na et au Cl suggèrent pour la minéralisation aurifère une origine métamorphogénique.

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Localisation et accès	1
Historique de la découverte	2
Travaux géologiques antérieurs	4
GÉOLOGIE LOCALE	5
Introduction	5
Roches sédimentaires	5
Groupe de Kewagama	5
Groupe de Cadillac	6
Roches volcaniques (Groupe de Blake River)	7
Basaltes du secteur nord (unité 1)	7
Tuf rhyolitique à cristaux de quartz (unité 2)	10
Tuf à blocs et tuf mafique (unité 3)	12
Unité felsique minéralisée (unité 4)	13
Volcanoclastites felsiques (sous-unité 4a)	13
Schiste à séricite (sous-unité 4b)	13
Volcanoclastites intermédiaires à mafiques (unité 5)	14
Rhyodacite (unité 6)	15
Roches intrusives	16
Complexe intrusif de Mooshla	16
Diorite quartzifère	16
Leucotonalite	16
Tonalite porphyrique	17
Dykes de diabase	17
Géochimie des éléments des terres rares	18
Métamorphisme	19
ANALYSE STRUCTURALE	21
Introduction	21
Structures associées à S_1	22
Schistosité et clivage	22
Plis	23
Failles	23
Structures postérieures à S_1	24
Schistosités tardives	24
Failles	24
Plis mineurs	26
Indices de polarité	26
Linéations d'étirement	26

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	29
Description des zones minéralisées	29
Zone n° 1	29
Zone n° 2	32
Zone ouest (zone n° 3).....	33
Minéralogie des zones minéralisées	34
Zone n° 1	34
Veines des zones n° 2 et ouest	34
Altération des épontes	36
Zones n° 1 et 2	36
Assemblages minéralogiques	36
Roches à aluminosilicates	37
Schistes à muscovite et chlorite-muscovite sans plagioclase.....	38
Roches altérées à plagioclase	38
Schistes à grenat et chloritoïde	38
Altération en épidote nodulaire	39
Distribution du carbonate	39
Altération tardive	39
Aspects chimiques de l'altération	39
Zone ouest	40
ÉTUDES SPÉCIFIQUES	41
Inclusions fluides	41
Techniques analytiques.....	41
Échantillons étudiés	41
Types de quartz	41
Relations quartz-sulfures-Au	45
Types d'inclusions fluides	46
Zone n° 3	47
Veines minéralisées	47
Abondance des inclusions fluides	47
Phase carbonique.....	49
Salinité du fluide aqueux	49
Conditions thermiques	49
Analyses chimiques	50
Veines stériles	53
Zone n° 2	55
Veines stériles situées à l'extérieur des zones minéralisées	56
Discussion	57
Fluides des zones n° 3 et 2	58
Veines minéralisées et stériles de la mine Doyon	58
Veines stériles situées à l'extérieur des zones minéralisées	58
Résumé et conclusion	59
Dispersion primaire de l'or	61
Géochimie du minerai	61
Isotopes stables	61

DISCUSSION	63
RÉFÉRENCES	65
ANNEXE : Résultats des analyses chimiques	67

La mine Doyon est la propriété conjointe de Cambior et de Minerais Lac, et est exploitée par cette dernière société. C'est la plus importante mine d'or au Québec et l'une des rares où l'exploitation se fasse principalement dans une fosse à ciel ouvert (figure 1). Depuis 1986, l'exploitation souterraine prend progressivement de l'ampleur et l'on visait à atteindre une production de 3 000 tonnes par jour vers la fin de 1989 (figure 2).

Les statistiques de production incluant les projections pour 1989 (tableau 1) indiquent que depuis le début de son exploitation (en 1979), 10,3 Mt de minerai d'une teneur moyenne de 5,9 g/t ont été traitées (57,0 t Au) et les réserves jusqu'à une profondeur de 450 m sont estimées à 10,4 Mt de minerai d'une teneur moyenne de 6,6 g/t Au (60,0 t Au).

Ce rapport constitue une synthèse de la géologie, de la structure et de la métallogénie de ce gisement. Il fait partie d'une étude plus vaste des gîtes d'or du Québec confiée par le ministère de l'Énergie et des Ressources à l'Institut de recherche en exploration minière (IREM).



FIGURE 1 — Vue de la partie ouest de la fosse à ciel ouvert.



FIGURE 2 — Au premier plan, puits vertical de la mine Doyon (une vue de la partie nord de la fosse à ciel ouvert).

TABLEAU 1 — Production minérale de la mine Doyon

Année	Production (t)*	Or (kg)	Teneur moyenne (g/t Au)
1979	45 350	653,2	14,40
1980	380 713	2 840,1	7,46
1981	526 908	3 356,4	6,37
1982	811 166	4 639,9	5,72
1983	1 036 548	4 737,0	4,57
1984	1 147 955	6 141,6	5,35
1985	1 120 471	5 636,0	5,03
1986	1 273 576	7 157,5	5,62
1987	1 368 377	8 360,8	6,11
1988**	1 431 800	8 590,8	6,00
Total	9 142 864	52 113,3	5,70

* tonnes métriques.

** estimation.

Localisation et accès

La mine Doyon est située à l'intérieur du quart nord-est du canton de Bousquet à environ 40 km à l'est de la ville de Rouyn-Noranda (figure 3). La propriété minière couvre une superficie de 20 km² et comprend le bail minier n° 695 et le bloc minier n° 16.

La mine Doyon est relativement facile d'accès. À partir de Rouyn-Noranda ou de Val-d'Or on emprunte, jusqu'au kilomètre 586, la route 117 reliant ces deux villes. On tourne ensuite au nord sur une route secondaire reliant le village de Montbrun à la route 117. La propriété minière est située à environ 6 km de cette intersection.

Du point de vue géologique, elle se situe dans la partie sud de la sous-province d'Abitibi qui fait partie de la province géologique du Supérieur du Bouclier canadien.

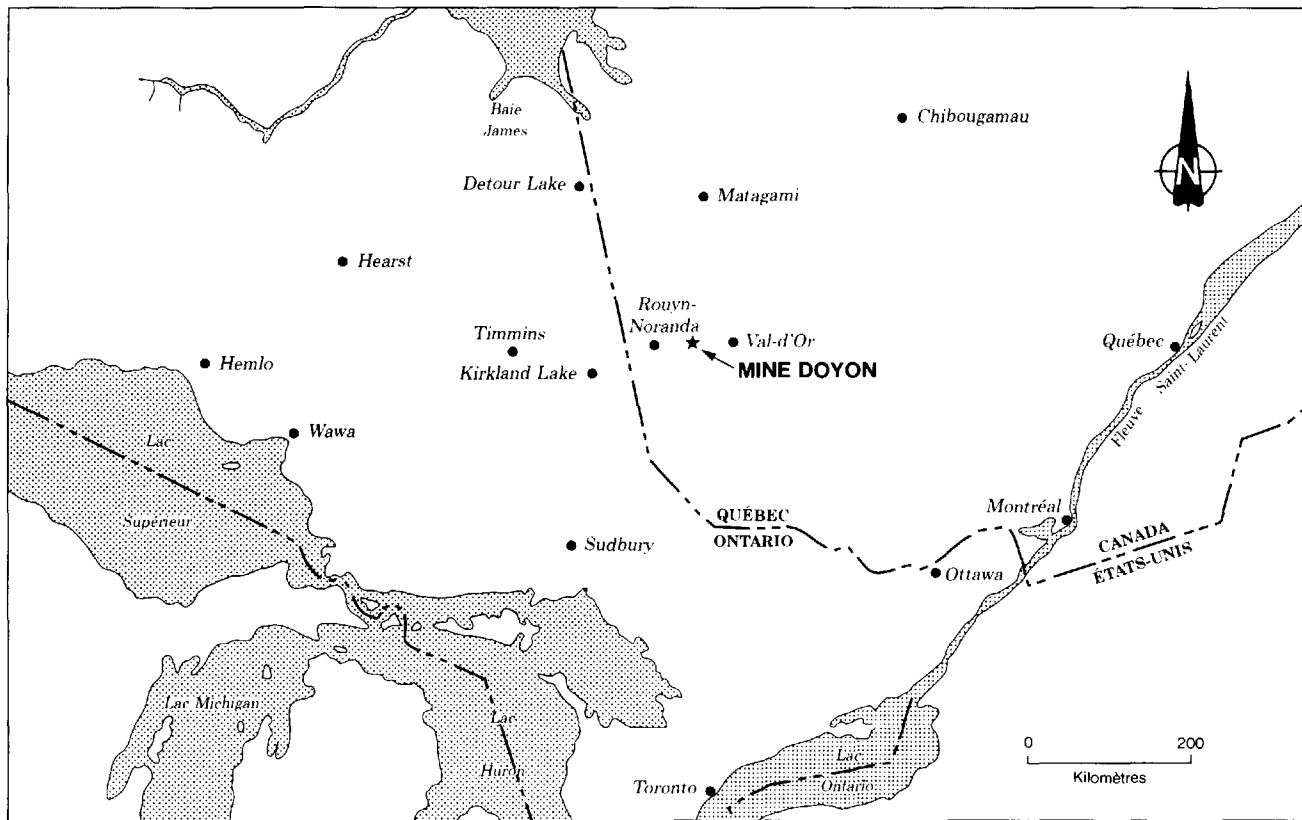


FIGURE 3 — Carte de localisation de la mine Doyon.

Historique de la découverte

Les premiers travaux d'exploration sur la propriété de la mine Doyon datent du début des années 1910. Ce n'est cependant qu'à partir de 1930 que l'exploration de ce secteur prit vraiment de l'ampleur.

Entre les années 1933 et 1940, les sociétés les plus actives furent Mooshla Gold Mines et O'Leary Malartic Mines. La première effectua de nombreux travaux d'exploration (tranchées, forages) dont le fonçage de deux puits dans le stock de granitoïde de Mooshla (figure 4). Le premier, d'une profondeur de 114 m, permit l'exploitation à trois niveaux (30, 70 et 106 m) de veines centimétriques (N-S) de quartz-pyrite-chalcopryrite, rendant possible l'extraction de 4 444 t de minerai contenant 120,2 kg Au (teneur moyenne de 27,0 g/t). Le second, situé à 0,8 km plus au nord, était un puits d'exploration de 25 m de profondeur destiné à vérifier la continuité de veines de quartz-pyrite aurifères, localisées à l'intérieur d'une zone de cisaillement. De 1956 à 1971, quelques levés magnétiques et électromagnétiques, ainsi que huit sondages de vérification furent effectués dans le secteur situé autour de ce puits.

Durant la même période, la société O'Leary Malartic Gold Mines a foncé un puits de 64 m de profondeur en plus de pratiquer 244 m de galeries au niveau 61 m de l'indice Westwood Cadillac (figure 4). En 1938, on y a extrait 2,88 t de minerai dont on a tiré 568 g Au (teneur moyenne de 197 g/t). De 1940 à 1944, O'Brien Gold

Mines et par la suite Siscoe Gold Mines prirent une option sur cette propriété pour y effectuer quatre sondages d'exploration (551 m), sans résultats concluants.

La campagne d'exploration qui mena directement à la découverte des présentes zones minéralisées débuta en 1972, lorsque la Société québécoise d'exploration minière (SOQUEM) signa un accord avec Silverstack Mines. Les premiers résultats de travaux d'évaluation menèrent à une entente avec Odyne exploration et développement pour l'acquisition de seize claims incluant le site d'exploitation de l'actuel gisement. À ce dernier emplacement, seize forages furent effectués de 1972 à 1975. En 1977, Long Lac Mineral Exploration prit le contrôle de Silverstack et l'exploration reprit sur la propriété minière. Au total, 120 nouveaux sondages furent effectués.

En 1979, la Société québécoise d'exploration minière et Long Lac Mineral Exploration signèrent une entente dans le but de développer et d'exploiter la mine Doyon. Après les travaux de construction et d'enlèvement des morts-terrains et après les tests de pré-production en 1979, la production de minerai (zone n° 2) débuta de façon régulière le 26 février 1980. Par la suite, l'exploitation de la zone n° 1 commença en 1982. De 1982 à 1983, la production de minerai fut portée progressivement de 1 500 à 3 000 t (courtes) par jour. De ces 3 000 tonnes, 1 500 furent traitées sur place, 1 000 à l'usine de la East Malartic et 500 à la fonderie de Noranda.

Les travaux souterrains débutèrent par la construction d'une rampe (avril 1983) ce qui permit l'exploration

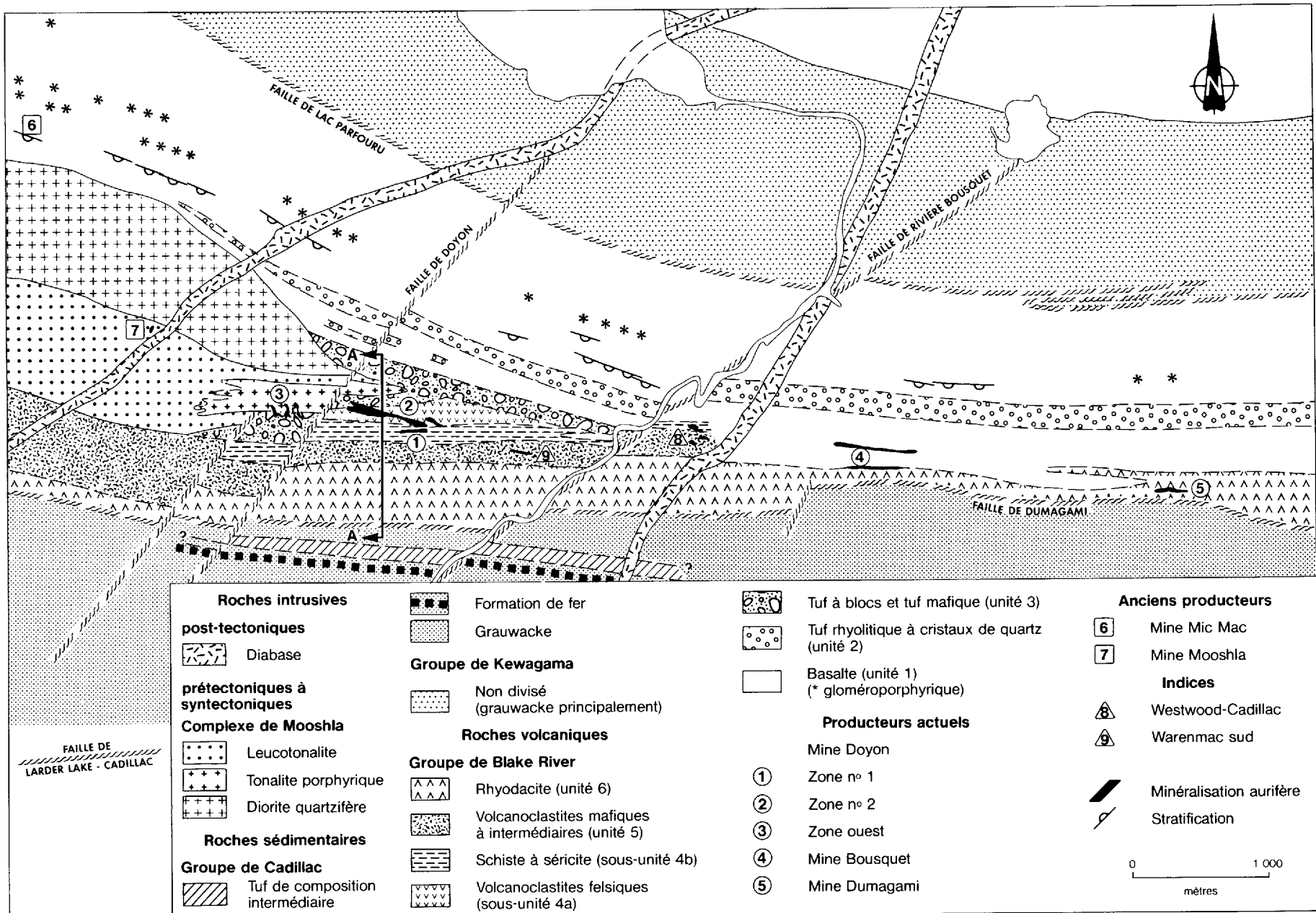


FIGURE 4 — Géologie du quart nord-est du canton de Bousquet (d'après Savoie *et al.* [1986]). La coupe AA' est représentée à la figure 38.

du niveau 4 (340 m). À l'automne de 1983, les propriétaires de la mine Doyon annoncèrent la découverte de veines nord-sud situées à l'ouest de la fosse actuelle (zone ouest ou zone n° 3). Un embranchement de la rampe fut pratiqué plus avant dans cette direction au niveau 2 (120 m) afin de vérifier la continuité de ces zones. La production actuelle de la mine Doyon est de près de 4 000 t (courtes) par jour, et avec l'augmentation de la capacité de l'usine de traitement à la fin de 1987, tout le minerai est maintenant traité sur place.

Travaux géologiques antérieurs

La seule étude d'envergure régionale à avoir été effectuée dans ce secteur est celle de Gunning (1941). Il a cartographié l'ensemble des cantons de Bousquet et de Joannès et de ce fait, l'ensemble de la propriété minière. Il a également inclus à cette étude une brève description des principaux indices minéralisés connus à l'époque dans ce secteur.

Les études spécifiques effectuées à la propriété de la mine Doyon sont peu nombreuses. Les premiers travaux

remontent au début des années trente. Ce sont principalement des travaux de cartographie de détail effectués par les sociétés minières et portant sur les indices minéralisés situés autour du gisement exploité actuellement.

Depuis la découverte de la mine Doyon, deux études ont été présentées par les gens de l'industrie. La première est celle de Filion *et al.* (1976) qui, peu de temps après la découverte, ont publié un article résumant les différents travaux qui ont mené à la découverte de ce gisement, et donnant une brève description de la géologie des zones minéralisées. Par la suite, Guha *et al.* (1982) ont publié une étude préliminaire décrivant une partie de la minéralisation et les différentes altérations hydrothermales qui lui sont associées et donnant des résultats d'analyses de quelques inclusions fluides.

Descarreux (1982) a effectué une étude lithogéochimique de l'altération portant sur l'ensemble de la propriété Doyon. Viens (1983) et Perrault *et al.* (1984) ont étudié la distribution de l'or dans les roches hôtes de la zone n° 2. Récemment, Savoie *et al.* (1986) ont décrit de façon plus détaillée la géologie et les zones minéralisées de la mine Doyon.

Introduction

La géologie de la région de la mine Doyon est schématisée à la figure 4. Trois grands ensembles lithologiques y sont représentés. Les roches volcaniques du Groupe de Blake River occupent la plus grande partie de la propriété minière. Elles sont bordées au nord et au sud par des roches sédimentaires appartenant respectivement au Groupe de Kewagama et au Groupe de Cadillac. Les roches volcaniques du Groupe de Blake River sont également recoupées dans le secteur ouest de la propriété minière par les roches intrusives du complexe de Mooshla. Toutes les roches de ces ensembles lithologiques sont d'âge archéen et sont recoupées par deux dykes de diabase d'âge protérozoïque et d'orientation NE-SW.

Roches sédimentaires

GROUPE DE KEWAGAMA

Les roches sédimentaires du Groupe de Kewagama occupent la partie nord de la propriété minière. Les seuls affleurements que l'on a pu observer sont situés près de la zone de contact entre ces roches et les roches volcaniques du Groupe de Blake River. Ces affleurements sont généralement de mauvaise qualité et de dimensions réduites. Ils sont formés en majorité de grauweekes finement lités recoupés par endroits de dykes (d'ordre centimétrique à métrique) de porphyres feldspathiques.

Un échantillon de métagrauweeke schisteux présentant des plis en «kink» a été examiné au microscope. Quelques grains clastiques (environ 0,3 mm) de plagioclase (10 %, en partie An_4) et de quartz (2 %) sont visibles, mais les grains plus fins se perdent dans la matrice foliée et recristallisée (0,02 mm). Cette dernière est constituée de quartz et de plagioclase avec de la chlorite (10 %), de la clinzoïsité (5 %), un peu de biotite partiellement chloritisée (1 %), de la muscovite (moins de 1 %), de la titanite et des traces d'apatite, de zircon, d'ilménite, de pyrrhotite, de pentlandite, de chalcopryrite et de pyrite. L'échantillon est recoupé par plusieurs veinules microscopiques d'orthose et de préhnite et par quelques autres d'albite pure (An_0). Ces veinules tardives sont associées ou postérieures aux «kinks» puisque certaines recoupent ces mêmes «kinks». Elles sont postérieures au maximum thermique du métamorphisme régional (voir plus loin la section intitulée «Métamorphisme»).

Les grauweekes sont bien lités et interstratifiés par endroits de niveaux pélitiques (figure 5). Plusieurs veines de quartz laiteux sont présentes. Ces veines sont déformées (donc de pré-tectoniques à syntectoniques), mais ne renferment pas de minéralisation aurifère (figure 6).

La zone de contact entre le Groupe de Kewagama et le Groupe de Blake River est un zone de faille, comme le

suggère l'intense déformation près de la zone de contact (figure 7). Il est donc difficile d'établir les relations stratigraphiques qui existent entre ces deux groupes.

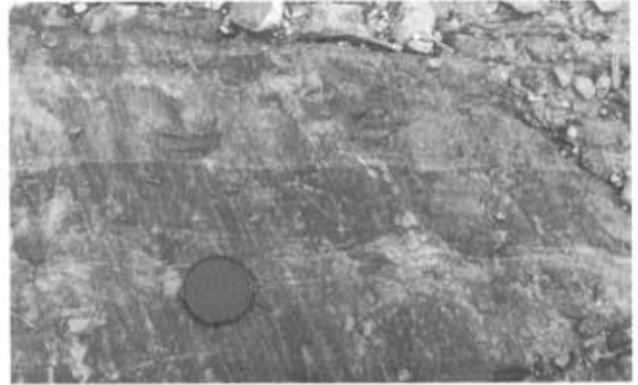


FIGURE 5 — Interlit de pélite (plus foncé) dans le grauweeke du Groupe de Kewagama.



FIGURE 6 — Veine de quartz, boudinée, parallèle à la stratification (et à la schistosité) dans les sédiments du Groupe de Kewagama.



FIGURE 7 — Intense déformation ductile dans les volcanites du Groupe de Blake River, près du contact avec le Groupe de Kewagama.

GROUPE DE CADILLAC

Les sédiments du Groupe de Cadillac occupent la partie sud de la région cartographiée. Ils se composent principalement de grauweekes et de schistes micacés finement grenus auxquels sont associés une faible proportion de conglomérat, de fins niveaux graphiteux, ainsi que deux formations magnétiques de fer. Les roches sédimentaires sont divisées en deux unités par une bande de roches volcaniques schisteuses, probablement tufacées et de composition intermédiaire.

Les «grauweekes» sont généralement formés d'une alternance de lits de composition gréseuse et pélitique dont l'épaisseur peut varier de 1 à 10 cm. Des niveaux gréseux, pouvant atteindre plus d'un mètre de puissance, sont également présents. Dans les niveaux gréseux, des grains clastiques de plagioclase et de quartz (la plupart ayant de 0,1 à 0,5 mm) sont visibles dans une matrice quartzofeldspathique recristallisée et contenant une petite quantité de phyllosilicates. Le plagioclase clastique n'est pas uniforme dans une même lame mince. Certains grains sont limpides, mais la plupart contiennent de fines inclusions de séricite. La composition du plagioclase varie de An_0 à An_{20} . Les lits pélitiques sont riches (de 25 à 90 %) en biotite, en chlorite et en muscovite avec des petits grains très fins de quartz et de plagioclase. Ils ne gardent aucune trace de la granulométrie d'origine, et les phyllosilicates sont bien orientés dans la schistosité. Parfois, la muscovite et la chlorite fines définissent la schistosité tandis que la biotite forme des porphyroblastes d'environ 0,5 mm au travers de la schistosité. Les autres minéraux présents, la plupart à l'état de traces, sont le carbonate, la clinozoïsite, le leucoxène, l'ilménite, l'apatite, l'allanite, la tourmaline et le zircon. Les échantillons du Groupe de Cadillac qui ont été examinés sont pauvres en épidote et en calcite et nettement moins calciques que l'échantillon du Groupe de Kawagama décrit plus haut (voir section précédente). Nous n'avons retrouvé qu'un seul affleurement de conglomérat dans le secteur. Ses composantes majeures sont de la grosseur des cailloux (de 2 à 3 cm), mais quelques blocs ont plus de 10 cm de longueur. Les cailloux sont constitués de fragments de roches volcaniques felsiques et mafiques, de roches «granitiques» et même de roches sédimentaires de type grauweeke. Une lame mince présente surtout des fragments de dacite aphanitique et de dacite microporphyrrique. Un grain possède une texture granophyrique. Quelques petits fragments lenticulaires sont constitués uniquement de chlorite et de biotite. La matrice, peu abondante, est un grauweeke avec grains clastiques de plagioclase et de quartz de 0,2 à 1,0 mm de diamètre.

Les formations de fer consistent principalement en une série de petits niveaux (de 1 à 5 cm) riches en magnétite. Dans la propriété minière, on retrouve deux horizons principaux que l'on peut suivre sur les cartes géophysiques; leur orientation varie de $N90^\circ$ à $N110^\circ$ et, d'après leurs empreintes géophysiques, ils semblent être de forme lenticulaire. La bande la plus au nord est située à la bordure sud de l'horizon de tuf de composition inter-

médiaire alors que la seconde, la plus importante, se situe à environ 150 m plus au sud. Cette dernière est fortement plissée tout comme les niveaux adjacents de grauweekes. La magnétite est en grains subidiomorphes d'environ 0,01 à 0,02 mm de diamètre. Elle est concentrée (de 15 à 40 %) dans de minces couches de quartz fin, sans doute du chert recristallisé, et de quartz-chlorite-biotite. Ces couches sont interstratifiées avec des lits pélitiques contenant un peu de magnétite disséminée (de 1 à 5 %). La chlorite et la biotite sont plus fortement pléochroïques que dans les roches pélitiques sans magnétite. L'ilménite en fines plaquettes est rare dans les lits de quartz-magnétite et abondante dans les schistes pélitiques à magnétite. La formation de fer est par endroits minéralisée en pyrite et en or. Les veines de quartz sont nombreuses dans ce secteur du Groupe de Cadillac (figure 8).

L'horizon volcanique principal du Groupe de Cadillac consiste en un schiste à plagioclase-quartz-chlorite (de 10 à 50 % de chlorite) contenant des quantités moindres de mica blanc, de carbonate et d'épidote, et un peu de rutile. La texture d'origine est détruite. La roche est souvent hétérogène avec des ségrégations plus riches en chlorite, en mica et en carbonate qui correspondent peut-être à la texture bréchique d'origine. Le plagioclase est fin, allongé dans la schistosité et il contient de fines inclusions de séricite. Il n'est pas mâclé et sa composition n'a pas été déterminée. En plus de l'horizon volcanique principal, des roches volcaniques de composition intermédiaire à felsique se retrouvent çà et là parmi les roches sédimentaires situées au nord de l'horizon volcanique.

Le contact entre le Groupe de Cadillac et l'unité felsique supérieure appartenant au Groupe de Blake River n'a pu être observé en surface, mais plusieurs sondages le recourent. Il est, dans son ensemble, généralement franc et marqué par la présence d'une étroite zone minéralisée (d'environ 0,5 à 1 m) contenant jusqu'à 50 % de pyrrhotite et de pyrite. Même si cet horizon a été recoupé à plusieurs reprises, aucune valeur anormale en or n'est associée à ces sulfures.



FIGURE 8 — Veines de tension en échelons (obliques au litage) et veines de cisaillement (parallèles au litage) dans les sédiments du Groupe de Cadillac.

Roches volcaniques (Groupe de Blake River)

À la mine Doyon, tout comme dans la région de Rouyn-Noranda, le Groupe de Blake River est caractérisé par un volcanisme de type bimodal (Thurston *et al.*, 1985). Des coulées basaltiques sont recouvertes par des roches fragmentaires dont la composition varie d'andésitique à rhyolitique. Des quantités mineures de roches fortement altérées et dont la composition varie de felsique à mafique sont également présentes en bordure des zones minéralisées.

La puissance apparente de ce Groupe augmente dans la région d'est en ouest, passant de 1,5 km à plus de 4,5 km. La cartographie de détail ainsi que l'observation de nombreux forages ont permis de distinguer six différentes unités lithologiques. Ces unités (figure 4) seront décrites telles qu'on les rencontre successivement du nord vers le sud, c'est-à-dire de la base vers le sommet de la séquence présumée. En effet, les quelques sommets identifiés dans la propriété indiquent une polarité vers le sud, mais la séquence est recoupée par plusieurs zones d'intense déformation ductile qui rendent moins claires les relations stratigraphiques entre les différentes unités.

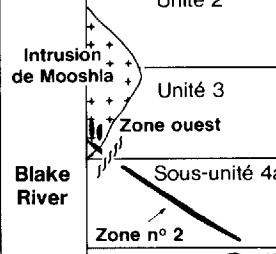
La distribution des unités lithologiques est présentée au tableau 2, tandis que leur composition chimique moyenne est donnée au tableau 3. Les analyses chimiques des roches de chaque unité sont présentées à l'annexe.

BASALTES DU SECTEUR NORD (UNITÉ 1)

Cette unité de 1,3 km constitue plus de la moitié de la puissance apparente du Groupe de Blake River. Elle se caractérise par des coulées massives en alternance avec des coulées coussinées dont les épaisseurs varient de 5 à 50 m. Cependant, à cause du faible pourcentage d'affleurements, il est difficile d'évaluer avec précision l'importance relative de chacun de ces faciès. De minces niveaux de brèches de coulée ont également été observés ainsi que des quantités mineures d'horizons tufacés et de grauwackes fins.

Les laves massives se présentent sous deux faciès différents. Dans le premier cas, il s'agit d'une lave dont la granulométrie varie de fine à très fine. Le plus souvent, il s'avère impossible de distinguer la composition minéralogique à l'œil nu. Le second faciès se compose d'une lave dont la granulométrie varie de 1 à 3 mm. Il est difficile de déterminer si, dans ce cas, il s'agit de filons-

TABLEAU 2 — Distribution des unités lithologiques, du nord au sud, mine Doyon

Groupe	Unité lithologique	Épaisseur apparente	Étendue ou continuité	Altération	Lithologies	Minéraux significatifs
Kewagama		1 500 m			«Grauwackes schisteux»	Biotite-chlorite
	Unité 1 (sommet vers le sud)	Basalte du secteur nord 800 à 1400 m	Grande persistance latérale		Basalte, un peu de grauwacke et de tuf	Roche verte : albite + chlorite, actinolite + épidote
	Unité 2	Rhyolite à cristaux de quartz 200 m				Rhyolite homogène à bréchique, ± foliée
	Unité 3	Tuf à blocs de composition intermédiaire 300 m	Unités volcaniques variées et lenticulaires	En bordure	Tuf à blocs, tuf à lapillis, tuf, lave intermédiaire à mafique	Épidote nodulaire, carbonate
	Sous-unité 4a	Volcanoclastites felsiques 70 m		Zone altérée	Schiste à séricite, ± plagioclase	Séricitisé
	Sous-unité 4b	Schiste à séricite 50 à 150 m		Zone très altérée	Schiste à séricite, schiste à chlorite-séricite, ± alumino-silicates	Fortement séricitisé, alumino-silicates
	Unité 5	Roches andésitiques 100 m		En bordure	Schiste à chlorite-muscovite, ± plagioclase, tuf, brèche, coulées de composition basaltique à dacitique	Carbonate, grenat, chloritoïde, albite + chlorite + épidote
	Unité 6	Rhyodacite 50 à 500 m			Rhyodacite homogène à bréchique	Microcline, biotite et chlorite foncées
Cadillac	Bande nord	150 à 300 m			Grauwackes et volcanites	Biotite-chlorite et biotite-muscovite
	Volcanites	100 m			Schiste à chlorite-plagioclase	
	Bande sud	> 500 m			Grauwacke, formation de fer	

TABEAU 3 — Composition chimique moyenne des roches volcaniques et intrusives*

	Basaltes tholéïtiques	Rhyolites avec cristaux de quartz	Tufs à blocs	Volcano- clastites felsiques	Schistes à séricite	Schistes à chlorite	Roches andésitiques	Rhyodacites	Volcanites (Cadillac)	Diorites (Mooshla)	Leucoto- nalites (Mooshla)
	(unité 1)	(unité 2)	(unité 3)	(sous-unité 4a)	(sous-unité 4b)	(sous-unité 4b)	(unité 5)	(unité 6)	(Cadillac)	(Mooshla)	(Mooshla)
Composition chimique moyenne (%)											
SiO ₂	50,25	76,34	55,76	67,72	65,00	56,04	57,99	70,75	57,59	58,59	70,77
TiO ₂	1,16	0,36	1,09	0,76	0,99	1,86	1,01	0,51	0,93	0,95	0,44
Al ₂ O ₃	12,98	12,25	16,94	17,39	17,87	17,54	16,38	15,63	18,26	15,56	15,34
Fe ₂ O ₃	2,64	1,86	2,58	2,25	2,49	2,55	2,50	1,91	2,42	2,44	1,94
FeO	12,65	1,23	7,64	2,76	4,27	9,27	7,13	0,97	4,82	4,86	2,40
MnO	0,24	0,03	0,12	0,10	0,08	0,22	0,22	0,07	0,09	0,10	0,08
MgO	7,40	0,59	5,22	3,01	3,68	6,88	4,40	0,93	5,09	3,68	0,70
CaO	9,96	2,09	5,99	1,67	1,64	2,65	6,02	3,00	5,62	7,23	2,30
Na ₂ O	2,19	3,22	2,96	1,17	1,10	1,43	2,47	2,00	3,55	4,32	3,81
K ₂ O	0,32	1,85	1,43	3,13	2,48	2,13	1,71	3,47	1,39	0,88	2,15
H ₂ O ⁺	1,11	0,50	1,02	1,42	1,94	2,29	0,04	0,54	1,51	0,51	0,34
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,26	0,23	0,34	0,30	0,29	0,15	0,28	0,41	0,07
Total	100,98	100,17	100,95	101,24	101,58	101,79	100,16	100,35	101,55	100,34	100,34
CO ₂	2,36	1,48	2,15	1,01	0,99	1,87	2,86	2,14	1,74	2,3	1,27
S	0,12	0,36	1,26	2,92	3,74	3,89	0,97	0,15	0	0,58	0,13
Au (ppb)	10	345	89	420	154	208	205	40	0	39	38
Ag (ppb)	870	500	996	743	700	909	978	400	500	822	384
n**	(31)	(5)	(31)	(43)	(45)	(12)	(18)	(16)	(2)	(18)	(19)
Minéraux normatifs (%)											
Quartz	0,5	45,2	7,7	40	38,2	18,2	13,5	33,2	9,7	11,0	34
Orthose	1,9	11,0	8,4	18,5	14,7	12,8	10,0	20,7	8,2	5,0	12,4
Albite	18,6	27,0	25,3	10,0	9,3	12,0	21,0	23,7	29,9	36,0	32,0
Anorthite	—	10,4	29,7	8,3	8,0	13,0	29,7	14,9	27,8	21,0	11,4
Corindon	—	1,2	2,1	9,0	10,4	8,0	0,5	1,7	0,7	—	2,6
Wollastonite	10,0	—	—	—	—	—	—	—	—	6,5	—
Enstatite	18,5	1,5	13,0	7,5	9,2	17,2	11,0	2,3	12,7	9,2	1,7
Ferrosilite	19,0	0,2	10,7	1,9	4,1	11,9	9,2	—	5,3	5,3	2,1
Magnétite	3,7	2,8	3,7	3,2	3,6	3,7	3,7	1,7	3,5	3,5	2,8
Hématite	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—
Ilménite	2,2	0,7	2,1	1,4	1,9	3,5	1,9	1,0	1,8	1,8	0,8
Apatite	0,5	0,4	0,5	0,5	0,7	0,6	0,6	0,3	0,6	1,0	—

* Résultats tirés de l'annexe.

** n = nombre d'échantillons.

couches ou bien de coulées de lave, car il est rare que l'on puisse observer les zones de contact.

Les laves coussinées sont toujours de granulométrie fine ou très fine et elles sont rarement vacuolaires, amygdaloïdes ou porphyriques. Les coussins sont de grosseur variable (de 30 cm à plus de 3 m), mais leurs bordures sont toujours minces (de 1 à 2 cm) et constituées de matériel hyaloclastique plus ou moins épidotisé, chloritisé ou biotitisé. Ces coussins sont généralement très aplatis (de 1/5 à 1/10, figure 9) et parfois très schisteux, ce qui rend difficile l'utilisation des critères de polarité normaux. Un seul horizon de lave coussinée, localisé dans la partie centrale de l'unité, est bien préservé (figure 10). Cet horizon a été suivi depuis l'ancienne mine Mic-Mac à l'ouest, jusqu'à la rivière Bousquet à l'est. La forme des coussins (pédoncule et partie convexe), ainsi que la présence de quelques chambres de quartz, indiquent que, dans ce secteur, les sommets sont vers le sud. Il y a aussi un niveau de basalte magnétique qui peut être détecté sur plusieurs kilomètres par des levés au magnétomètre. Quelques brèches de coulée sont localisées en bordure de certains horizons coussinés. Elles sont pour la plu-



FIGURE 9 — Coussins très aplatis dans des basaltes (unité 1) du Groupe de Blake River.



FIGURE 10 — Coussins bien formés indiquant une polarité vers le sud. Unité 1 du Groupe de Blake River.

part peu épaisses (quelques centimètres à quelques mètres) et elles ne présentent pas d'extension latérale importante. Il en est de même pour les quelques horizons de tufs qui ont pu être observés.

Quelques niveaux de laves gloméroporphyriques affleurent entre 700 et 900 m au sud de la zone de contact, entre le Groupe de Blake River et le Groupe de Kewagama. Ces laves sont caractérisées par des amas de cristaux automorphes à subautomorphes de feldspath de couleur blanc beige (figure 11). Ces cristaux, dont la grosseur varie de 0,5 à 4 cm (moyenne de 1 à 2 cm), ont une concentration moyenne se situant entre 3 et 5 %, mais par endroits, ils peuvent constituer entre 30 à 50 % de la roche. À l'intérieur de la propriété minière, ces phénocristaux se retrouvent dans tous les faciès des volcanites mafiques, mais ils sont cependant associés à des coulées bien précises. Ces coulées gloméroporphyriques, dont la puissance se situe entre 25 et 100 m, forment des niveaux-repères qui peuvent être suivis sur plus de 10 km.

Quelques couches d'épaisseur métrique de grauwacke fin sont interstratifiées avec les roches basaltiques de la partie nord de l'unité. Elles contiennent des grains clastiques (0,5 mm) de plagioclase et de quartz dans une matrice foliée quartzofeldspathique avec biotite, clinozoisite, et un peu de chlorite et de sphène.

Les basaltes sont constitués des minéraux typiques du faciès métamorphique des schistes verts. Les textures grenues d'origine sont en règle générale bien préservées; les textures fines le sont moins. Les phénocristaux de plagioclase des laves gloméroporphyriques (figure 12) ont une forme euédrique parfaitement conservée, mais ils sont remplacés par l'albite et la clinozoisite avec, parfois, un peu de chlorite, de carbonate ou de séricite. Des échantillons de lave à grain moyen ont conservé une texture subophitique et contiennent un peu de quartz primaire interstitiel. Les laves fines présentent souvent des pseudomorphes, des baguettes de plagioclase de 0,05 mm de longueur et des grains de leucoxène un peu plus petits, mais la forme des grains ferromagnésiens

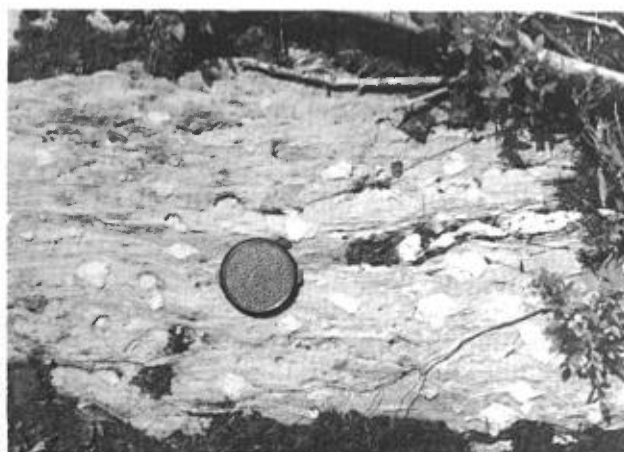


FIGURE 11 — Niveau-repère de lave gloméroporphyrique à l'intérieur de l'unité 1 du Groupe de Blake River.

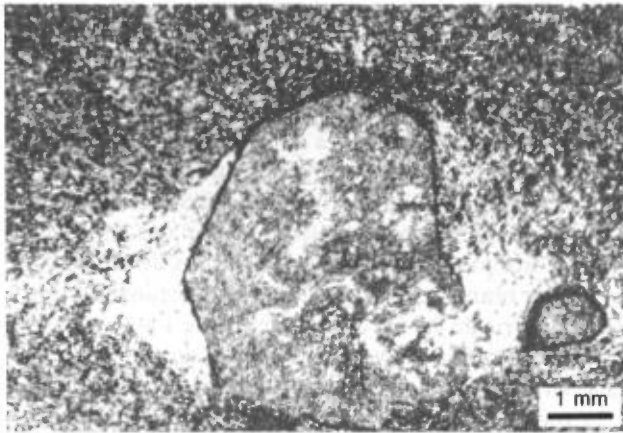


FIGURE 12 — Basalte glomérôphorique de l'unité 1 du Groupe de Blake River. Phénocristaux de plagioclase remplacés par l'albite et la clinozoïte dans une matrice fine (clinozoïsite + chlorite + albite + leucoxène) légèrement foliée. Ombres de pression riches en quartz et carbonate (échantillon n° 83-67, lumière naturelle).

s'est perdue. Les minéraux mafiques, qui forment près de 50 % de la roche, sont la chlorite et l'amphibole en proportions très variables. La chlorite est presque toujours présente. Elle semble particulièrement abondante dans les roches schisteuses et carbonatées quoique certaines roches non schisteuses puissent aussi être très chloriteuses. Son pléochroïsme varie de faible à fort, probablement selon la teneur en fer. L'amphibole est le plus souvent de l'actinolite très pâle, mais de la hornblende moyennement à fortement pléochroïque en bleu et vert est présente par endroits. Les autres minéraux présents sont le quartz secondaire, l'ilménite, le leucoxène, la calcite et, parfois, la biotite. Les basaltes sont pour la plupart sans magnétite, mais certains des échantillons contiennent de 5 à 10 % de magnétite octaédrique. La magnétite s'accompagne souvent de chlorite fortement pléochroïque et d'épidote.

Les analyses chimiques (tableau 3 et annexe) montrent que les laves mafiques du secteur nord sont des basaltes à basse teneur en alumine (50 % de SiO_2 et 12,5 % de Al_2O_3). Ils sont légèrement saturés en silice (0,5 % de quartz normatif) et ils présentent des variations assez marquées du rapport $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ (de 0,19 à 0,43). Le diagramme AFM de la figure 13 montre que les basaltes du secteur nord sont riches en fer et d'affinité clairement tholéïitique.

TUF RHYOLITIQUE À CRISTAUX DE QUARTZ (UNITÉ 2)

Cette unité, dont l'épaisseur maximale est d'environ 200 m, peut être tracée à partir de la ligne séparant le canton de Bousquet en deux parties jusqu'au centre du canton de Cadillac, soit sur plus de 15 km. Elle est constituée, en majeure partie, de roches bréchiques de composition felsique entre lesquelles on retrouve de minces niveaux de roches volcaniques mafiques. Des roches semblables, mais dont la puissance et l'étendue sont beaucoup plus limitées, sont présentes au nord de l'unité principale.

Des phénocristaux de quartz gris bleuté, visibles à l'oeil nu, caractérisent la rhyolite. La roche possède une patine dont la couleur varie du blanc au crème, mais en cassure fraîche sa couleur est plutôt vert pomme et parfois grisâtre. La rhyolite peu ou pas foliée et qui contient de 5 à 10 % de muscovite peut passer graduellement à un faciès très schisteux avec environ 15 à 25 % de mica. La texture d'origine est alors entièrement détruite, sauf pour les phénocristaux de quartz. Les roches les mieux conservées peuvent être homogènes ou nettement bréchiques en lames minces. Elles sont souvent légèrement hétérogènes avec des fragments mal définis suggérés par de légers changements de composition et de granulométrie. Elles contiennent habituellement entre 5 à 15 % de quartz et autant de plagioclase en phénocristaux mesurant de 0,3 à 3 mm de diamètre. Plusieurs grains sont clairement résorbés et arrondis (figure 14). Quelques-uns sont brisés. Le plagioclase se compose d'albite contenant environ 10 % de fines inclusions de carbonate et de séricite. Ces cristaux baignent dans une matrice quartzofeldspathique très fine (0,01 mm). Dans un cas, un arrangement radial de fibres de quartz et de feldspath forme des sphérolites d'environ 0,1 mm qui témoignent de l'origine vitreuse de la rhyolite. De fines veinules de quartz sont nombreuses par endroits. La matrice contient un peu de muscovite, de la chlorite pléochroïque (3 %) et des traces de clinozoïsite, d'ilménite, de leucoxène, de grains opaques, d'apatite, de zircon et d'allanite. Quelques échantillons contiennent de la biotite brun foncé. Avec l'augmentation de la schistosité, les phénocristaux de plagioclase sont brisés et séricitisés. Ils deviennent moins évidents et ils peuvent disparaître. Les cristaux de quartz sont mieux conservés, mais ils peuvent se recristalliser en amas de grains polygonaux. La muscovite orientée qui marque la schistosité peut être répandue dans toute la roche; elle peut aussi être concentrée dans des surfaces parallèles d'espacement d'ordre centimétrique.

Les analyses chimiques (tableau 3 et annexe) indiquent que la rhyolite est très siliceuse (76 % de SiO_2). C'est la plus siliceuse parmi toutes celles des unités locales du Blake River, et il est donc normal que les phénocristaux de quartz y soient si apparents. Il est intéressant de noter que l'unité volcanique la plus felsique recouvre directement la plus basique sans aucun membre intermédiaire. La rhyolite est sodique (3,2 % de Na_2O et 1,8 % de K_2O) et elle n'est pas franchement tholéïitique ni calco-alcaline sur un diagramme AFM (figure 13).

La pétrogenèse de l'unité est problématique. Cependant, sa nature bréchique et vitreuse par endroits laisse peu de doute sur son caractère extrusif. La présence de blocs à l'intérieur de l'unité, dans le secteur de la mine Bousquet (Tourigny, 1984), indique qu'il s'agit probablement de roches volcanoclastiques. L'étendue latérale des horizons felsiques par rapport à leur puissance apparente est également un argument en faveur de cette origine, puisque, de façon générale, la viscosité du magma correspondant est très élevée.

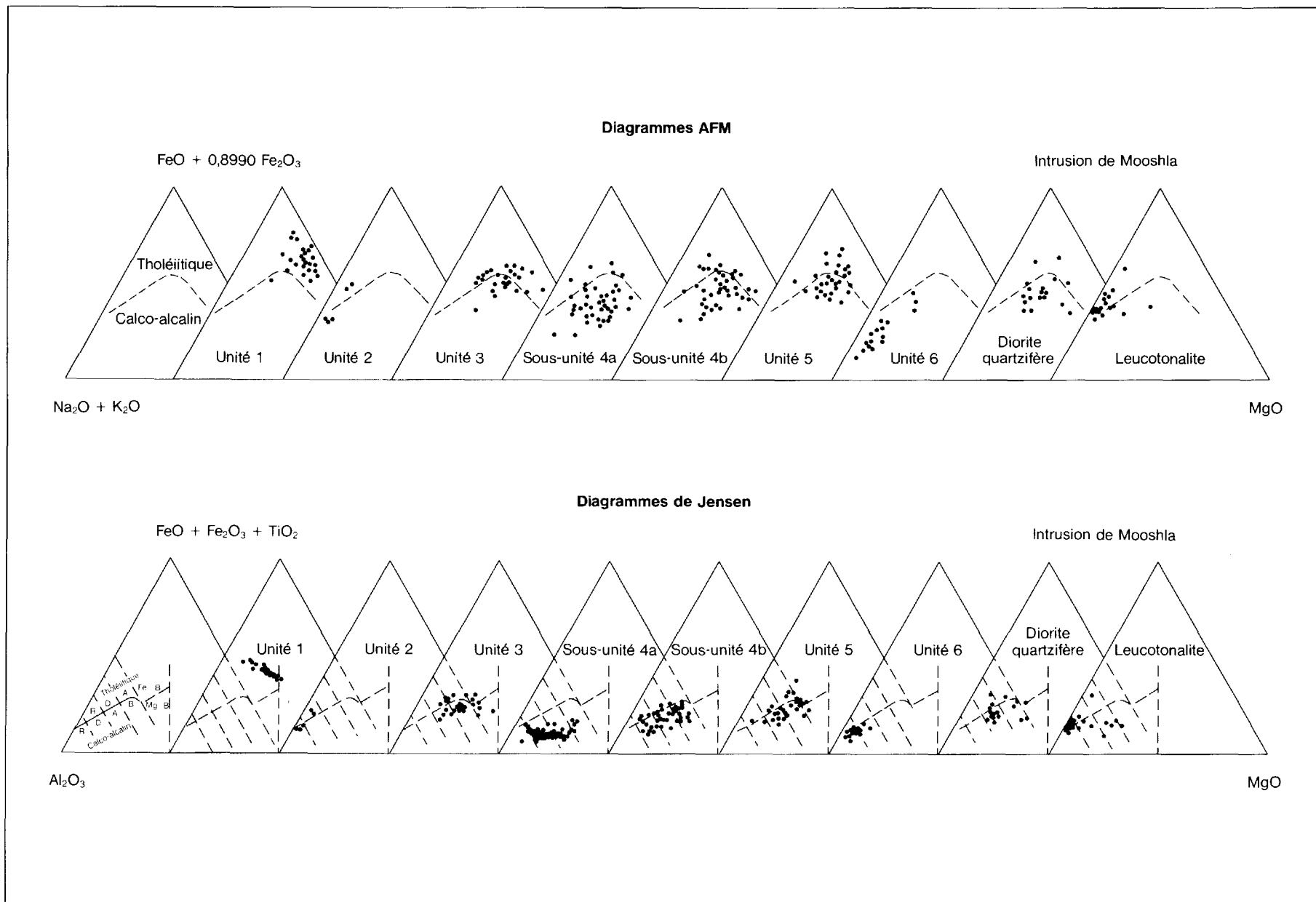


FIGURE 13 — Diagrammes AFM et diagrammes de Jensen pour les roches volcaniques et intrusives de la propriété Doyon (R = rhyolite; D = dacite; A = andésite; B = basalte; Mg-B = basalte magnésien; Fe-B = basalte ferrifère).

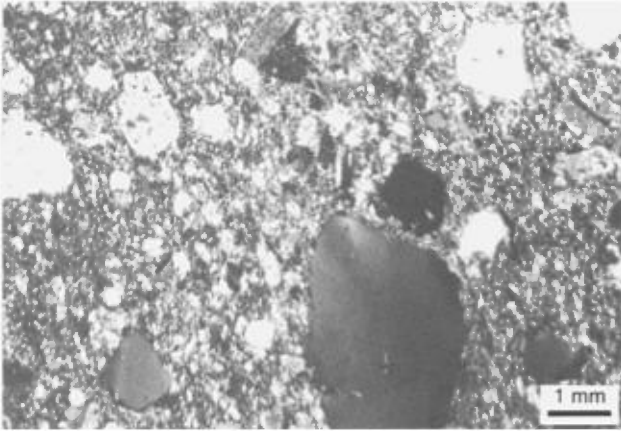


FIGURE 14 — Rhyolite à cristaux de quartz de l'unité 2 du Groupe de Blake River. Phénocristaux de quartz et d'albite dans une matrice quartzofeldspathique (échantillon n° B-3-1-528, nicols croisés).

TUF À BLOCS ET TUF MAFIQUE (UNITÉ 3)

Cette unité, dont l'épaisseur est supérieure à 300 m dans la partie centrale de la propriété minière, est tronquée dans le secteur ouest par les roches intrusives du complexe de Mooshla. L'unité est constituée en majeure partie des d'horizons de tufs à lapillis et à blocs, entre lesquels s'intercalent de minces niveaux de tufs fins, dont l'épaisseur varie de 1 à 3 m. Les contacts entre ces niveaux sont francs pour la plupart, quoique des passages graduels soient observés par endroits. La cartographie de détail de quelques affleurements suggère que, dans l'ensemble, ces niveaux sont de forme lenticulaire. Les tufs sont recoupés par des petits dykes de composition dioritique.

Les blocs et lapillis sont hétérogènes, du point de vue de leur composition et de leur texture. Les fragments dacitiques forment la majeure partie des blocs. De couleur crème à vert pâle et de relief positif, ils se distinguent nettement du matériel interstitiel chloritisé qui est d'un vert plus foncé. Ils présentent des degrés d'épidotisation très variables, pouvant atteindre presque 100 % dans certains cas (figure 15). Les fragments d'andésite se con-

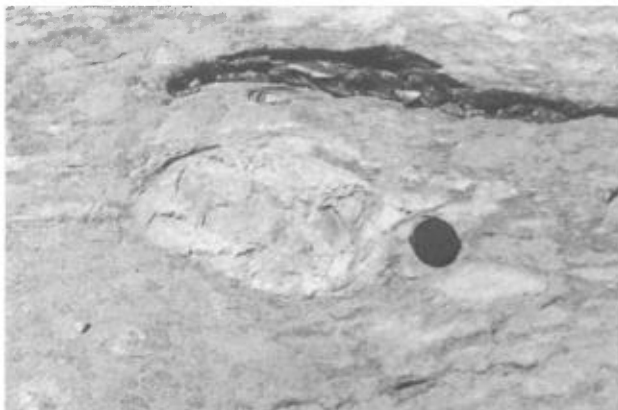


FIGURE 15 — Fragment totalement épidotisé dans le tuf à blocs de l'unité 3 du Groupe de Blake River.

fondent facilement avec la partie fine, car ils sont tous les deux, en règle générale, en relief nul ou négatif et de couleurs similaires. En ce qui concerne la texture, les fragments peuvent être aphanitiques, porphyriques ou poncés et ce, même s'ils sont de composition similaire. Sous l'effet de la tectonique, ils ont été aplatis en forme de crêpes, et les plus mafiques sont plus déformés que ceux qui sont plus acides. La matrice est constituée d'un tuf fin, chloriteux, contenant parfois des phénocristaux d'ordre millimétrique de feldspath épidotisé. Certains tufs contiennent jusqu'à 3 % de magnétite disséminée.

Les tufs et les tufs à blocs situés au nord de la zone minéralisée n° 2 sont constitués surtout de plagioclase, de quartz et de chlorite (de 10 à 30 %) avec des quantités fort variables de carbonate (de 0 à 25 %) et d'épidote (de 1 à 25 %). Le rutile est commun (1 %) ainsi qu'un peu de pyrite fine (de 1 à 3 %, 1 mm). La muscovite est peu abondante (de traces à 2 %). L'allanite est commune et un peu de zircon a été observé. Un échantillon pris à peu de distance du gisement contient 3 % d'anhydrite et 5 % de pyrite. La distribution inégale de l'épidote qui se concentre en masses ou en nodules d'ordre millimétrique ou centimétrique (figure 16) ainsi que la teneur variable en carbonate indiquent une remobilisation des constituants par l'activité hydrothermale (voir plus loin dans le chapitre portant sur la géologie économique la section intitulée «Altération en épidote nodulaire»). À certains endroits, des évidences de soudure des fragments suggèrent une origine pyroclastique pour le tuf à blocs (figure 17).

L'analyse chimique indique que la composition moyenne de l'unité de tuf à blocs est andésitique (56 % de SiO_2 , tableau 3). Sur un diagramme AFM (figure 13), ce groupe de roches chevauche la limite entre le champ tholéiitique et le champ calco-alkalin. Il se distingue des basaltes tholéiitiques du secteur nord par une teneur nettement plus élevée en Al_2O_3 (16,9 % contre 13,0 %). Il est étonnant de constater que la plupart des blocs sont felsiques, alors que l'ensemble est de composition intermédiaire à mafique. Il est possible qu'un nombre important d'échanges chimiques soient intervenues entre les blocs et la matrice lors du volcanisme sous-marin, comme il

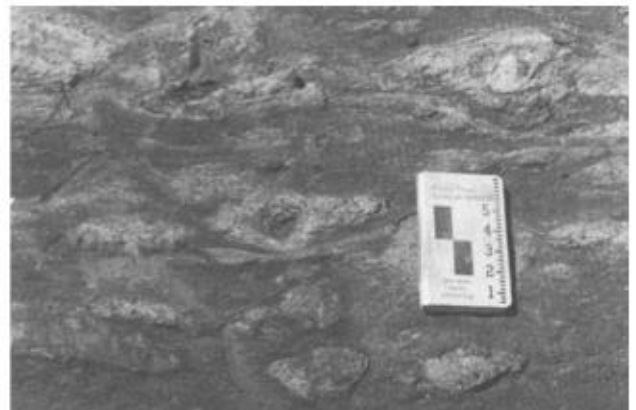


FIGURE 16 — Altération en épidote nodulaire dans le tuf à blocs de l'unité 3 du Groupe de Blake River.

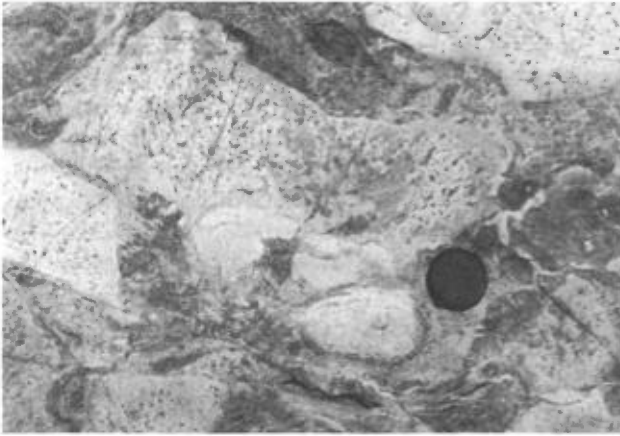


FIGURE 17 — Fragments soudés dans le tuf à blocs de l'unité 3 du Groupe de Blake River.

s'en produit parfois en bordure des coussins (Dimroth *et al.*, 1983). La teneur moyenne de 1,3 % en S indique que les tufs à blocs ont été altérés de façon appréciable.

UNITÉ FELSIQUE MINÉRALISÉE (UNITÉ 4)

Cette unité est porteuse des zones minéralisées n° 1 et n° 2. Elle consiste principalement en une roche leucocrate, de composition felsique, et elle est caractérisée par une grande variation du degré d'altération et de tectonisme. Basées sur l'abondance de mica blanc et sur la fissilité des roches, celles-ci sont regroupées en deux sous-unités. La partie sud (sous-unité 4b) possède une forte schistosité pénétrative, et les roches sont appelées schistes à séricite. La partie nord (sous-unité 4a, volcanoclastites felsiques) présente, en règle générale, une schistosité moins intense à cause de sa moins grande concentration en mica blanc. Elle est moins schisteuse que la partie sud, et leurs gisements sont un peu différents. La zone de contact entre les deux sous-unités est progressive.

Quelques grandes lentilles de schiste foncé à chlorite-séricite sont paraconcordantes à la schistosité. Elles sont assez homogènes et de composition intermédiaire. Elles peuvent être soit intrusives soit effusives.

Volcanoclastites felsiques (sous-unité 4a)

Les roches volcanoclastiques felsiques sont porteuses de la majeure partie de la zone minéralisée n° 2. Elles sont fragmentaires, mais il est difficile de distinguer ce qui est pyroclastique de ce qui est tectonique. Les plans de schistosité, plus espacés que dans la sous-unité 4b, sont souvent anastomosés avec des îlots quartzofeldspathiques ou quartziques séparés par des lamines séricitiques. Des blocs, qui semblent d'origine volcanique et dont la taille peut dépasser 15 cm, sont observés par endroits. Leur composition est la même que celle de la matrice. Les fragments, quelle que soit leur origine, sont plus abondants et plus gros dans un secteur coïncidant avec le gisement n° 2 (Guha *et al.*, 1982). Leur taille diminue vers l'est et vers l'ouest.

L'étude des lames minces indique que la texture primaire est largement oblitérée et recristallisée. Quelques

lames présentent des petits amas ovoïdes de quartz polygonal qui sont apparemment des amygdales. Un peu de quartz se présente également en petits amas lenticulaires et discontinus, en plages irrégulières et en amas ayant une forme de losange d'ordre centimétrique. Ce sont, en partie, des veines et veinules brisées ou boudinées par la déformation. Les parties les mieux conservées se retrouvent dans certaines plages quartzofeldspathiques à grains très fins (0,02 mm) avec des intercroissances complexes de quartz et de feldspath. Seulement quelques microphénocristaux de plagioclase ont été identifiés. Le plus souvent, la partie quartzofeldspathique s'est recristallisée en un enchevêtrement de grains plus grenus, allotriomorphes et équidimensionnels pour la plupart. Les roches sont surtout constituées de plagioclase (en partie oligoclase) et de quartz avec une faible quantité de muscovite (de 5 à 15 %), un peu de chlorite, de rutile, de pyrite, d'apatite, de carbonate et des traces de clinzoïsite et de tourmaline. Certains assemblages contiennent peu ou pas de plagioclase, mais une plus grande quantité de muscovite. La composition minéralogique d'échantillons typiques est donnée plus loin au tableau 6. La pyrite, qui constitue un aspect très important de l'altération, est décrite avec la minéralisation (voir plus loin le chapitre intitulé «Géologie économique»).

Schiste à séricite (sous-unité 4b)

Le schiste à séricite est porteur de la zone minéralisée n° 1. Cet horizon est connu, à la mine Doyon, sous le nom de zone altérée. Son épaisseur atteint 150 m dans le secteur des zones minéralisées, alors qu'il n'est que de 50 m à l'ouest et à l'est de celui-ci. Le contact sud avec l'unité 5 est franc et il est marqué par une zone fortement silicifiée (> 80 % de SiO₂) d'environ 20 à 30 cm d'épaisseur.

Le schiste à séricite présente une schistosité pénétrative intense qui est crénelée par endroits. Toutes traces des textures d'origine sont oblitérées. La roche est principalement un schiste à quartz-muscovite-pyrite-rutile avec des traces de chlorite. Elle est habituellement sans plagioclase et contient souvent des quantités variables (de 0 à 30 %) de porphyroblastes d'alumino-silicates largement altérés. La description des assemblages minéralogiques est faite plus loin à la section intitulée «Altération des épontes» au chapitre portant sur la géologie économique. Nous verrons que les porphyroblastes d'andalousite et de kyanite, qui se sont formés à haute température, semblent synchroniques. Les minéraux secondaires ou pseudomorphes, et en particulier la kaolinite, sont tardocinématiques ou postcinématiques à des températures beaucoup plus basses. Les schistes présentent parfois une ségrégation des constituants minéralogiques formant des lamines discontinues (dont l'épaisseur est de l'ordre du millimètre ou du centimètre) riches en quartz, en muscovite, en pyrite ou en alumino-silicates. Les quelques unités de schistes intermédiaires à chlorite-séricite sont semblables aux schistes à muscovite avec, en plus, 10 à 30 % de chlorite. Elles contiennent également des porphyroblastes d'alumino-silicates altérés.

Les schistes à séricite contiennent en moyenne 65 % de SiO₂. Les volcanoclastites felsiques de la sous-unité 4a

ont une teneur de 67,7 % en SiO_2 . Les analyses individuelles montrent une très grande dispersion sur les diagrammes AFM et sur ceux de Jensen (figure 13). Ce phénomène résulte de l'altération qui se caractérise surtout par l'enlèvement de Na et Ca, et par l'addition de K et S. L'altération est plus intense dans le schiste à séricite que dans les volcanoclastites felsiques de la sous-unité 4a.

VOLCANOCLASTITES INTERMÉDIAIRES À MAFIQUES (UNITÉ 5)

Cet horizon, dont l'épaisseur maximale ne dépasse pas 100 m, se situe immédiatement au sud de la zone altérée. Il est l'hôte des indices minéralisés Warrenmac et Westwood-Cadillac (figure 4).

L'unité est composée de lithologies diverses qui dépendent de la composition d'origine ainsi que de l'altération. La schistosité pénétrative est le plus souvent très bien développée, mais elle peut être moyennement ou même faiblement développée à certains endroits. Certaines roches parmi les mieux conservées sont moyennement schisteuses, mais homogènes avec des amygdales de quartz aplaties dans la schistosité. Elles passent graduellement à des brèches monogéniques de même composition dans lesquelles les fragments sont également amygdaloïdes. Il s'agit apparemment de coulées de lave massive et bréchique. Des roches fines, sans fragments et plus schisteuses, sont peut être des tufs. Une altération de couleur rouille est évidente dans la partie sud de la fosse à ciel ouvert. Elle est due à l'abondance de dolomite ferrière à la bordure nord de l'unité 5 près des zones minéralisées.

À l'est de la mine, un grand affleurement, situé à la bordure nord de l'unité 5, est constitué de schistes rubanés où des lamines d'ordre centimétrique, foncées et chloriteuses, alternent avec des lamines pâles sériciteuses. Au premier abord, ces lamines ressemblent à un litage, mais elles sont lenticulaires. Ces schistes, très altérés et tectonisés, contiennent par endroits des grenats et forment un horizon distinctif, pouvant atteindre 1 m d'épaisseur dans la partie est de la propriété minière (figure 18). Les grenats sont de subautomorphes à xéno-

morphes, et leur diamètre, en règle générale, varie entre 1 et 5 mm. Des agrégats de petits cristaux forment de minces niveaux qui s'orientent approximativement N110°. Ils sont tronqués par des microfractures qui sont subparallèles à la schistosité principale dont l'attitude à cet endroit est à N95°/80°S. Cet horizon peut être suivi jusqu'à l'extrémité ouest de l'indice Warrenmac-sud. Dans ce secteur, sa puissance est cependant plus grande. Des horizons semblables ont été identifiés sans le secteur de la mine Bousquet.

De nombreuses veines de quartz et quartz-tourmaline-carbonate, subparallèles ou recoupant légèrement la schistosité, sont présentes dans l'ensemble de l'unité 5 (figure 19). Elles sont plissées et boudinées, donc pré-tectoniques. Un second réseau (veines de quartz et veines de quartz-calcite) faiblement incliné (de 20 à 30°) vers le nord a aussi été observé. Dans ce dernier cas, il s'agit de veines tarditectoniques qui ont rempli un système de joints de tension. Toutes ces veines sont peu ou pas minéralisées en sulfures (< 1 % de pyrite).

Les roches de l'unité 5 montrent de nombreuses variations dans leur composition minéralogique, mais elles gravitent autour de deux pôles : (1) les andésites à albite-chlorite-clinozoïsite (\pm quartz) et (2) les schistes et roches laminées à chlorite-plagioclase-muscovite + quartz + carbonate. La différence principale réside dans la quantité de muscovite. Les andésites sont des roches peu métasomatisées qui, près de la mine, se retrouvent dans la partie sud de l'unité 5. Les schistes à chlorite-plagioclase-muscovite, qui incluent les roches à grenat, sont très altérées. Elles sont surtout situées dans la partie nord de l'unité. L'altération intense de la zone minéralisée s'est donc étendue jusque dans l'unité 5.

Les andésites contiennent pour la plupart de 5 à 20 % de phénocristaux d'albite ayant de 0,5 à 4 mm de longueur dans une mésostase finement grenue, parfois microlitique. Cette dernière présente de fines baguettes d'albite dans une pâte riche en quartz, en chlorite et en clinozoïsite. Les baguettes peuvent présenter une texture fluïdale, quoique l'orientation préférentielle puisse aussi être causée par le tectonisme. Les amygdales de quartz sont

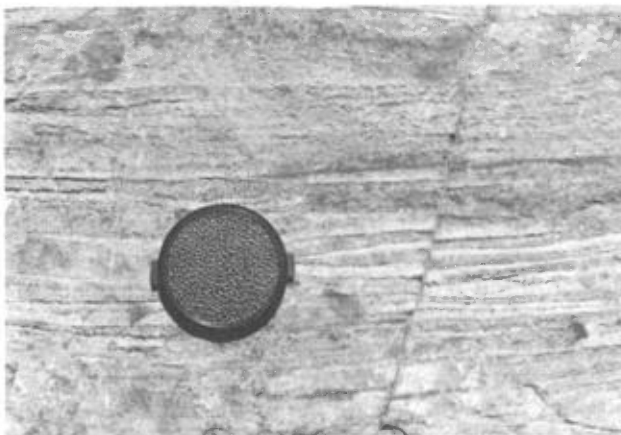


FIGURE 18 — Schiste à grenat de l'unité 5 du Groupe de Blake River.



FIGURE 19 — Veine de quartz-tourmaline stérile dans l'unité 5 du Groupe de Blake River.

de petits amas de 1 à 3 mm de grains polygonaux. La biotite est présente dans quelques échantillons qui comptent parmi les moins altérés et les plus felsiques. De plus, les roches andésitiques contiennent un peu de carbonate (3 %), des grains opaques (3 %) incluant de l'ilménite, et des traces d'apatite et d'allanite.

Les textures primaires sont effacées dans le schiste à chlorite-plagioclase-muscovite. Les lamines chloriteuses déjà mentionnées peuvent contenir 30 % de chlorite, mais peu de muscovite. Les lamines sériciteuses ont jusqu'à 50 % de muscovite et 5 % de chlorite. Ces minéraux sont alignés dans la schistosité qui est souvent soulignée par des plaquettes orientées d'ilménite partiellement transformée en rutile. Le plagioclase moyennement calcique (oligoclase-andésine) forme de petits grains (0.1 mm) allongés dans la schistosité. Il est absent de certains échantillons. Le carbonate, qui inclut calcite et dolomite ferrifère, est en quantité variable (de 2 à 10 %). Le grenat n'a été trouvé que dans ce schiste. Le chloritoïde est beaucoup plus répandu que le grenat, mais il n'est présent qu'en traces (voir plus loin la section intitulée «Altération des épontes» dans le chapitre portant sur la géologie économique). La pyrite est commune, ainsi que des traces d'apatite, d'allanite et de tourmaline.

Quelques roches andésitiques peu séricitisées montrent une distribution de la clinozoïsite en petits amas millimétriques inégalement répartis. Cette altération ressemble à celle trouvée dans le mur nord du gisement (unité 3), mais elle est bien moins marquée.

La composition chimique moyenne de l'unité correspond à celle d'une andésite (58 % de SiO_2 , tableau 3). Les analyses individuelles (voir l'annexe) couvrent cependant tout le spectre, allant du basalte (51 % de SiO_2) à la dacite (66 % de SiO_2) et l'unité est en fait assez diversifiée. Le basalte est distinct de celui de l'unité tholéïitique nord. Il est plus alumineux et ressemble à celui des tufs à blocs de l'unité 3. Les analyses chevauchent la limite entre le champ tholéïitique et le champ calco-alcalin sur le diagramme AFM (figure 13).

RHYODACITE (UNITÉ 6)

La partie sud du Groupe de Blake River est constituée d'une bande de roches felsiques dont la puissance, à l'intérieur de la propriété minière, varie entre 300 et 500 m, alors qu'elle n'est que de 50 m à l'est de la faille de Bousquet et de 125 m à l'extrémité sud-ouest de la propriété. Sa puissance atteint 200 m en direction du secteur de la mine Dumagami, située à 1,2 km à l'est de la mine Bousquet.

La rhyodacite est généralement massive et homogène, mais quatre niveaux fragmentaires ont été identifiés et seront décrits plus loin. La majeure partie de cette unité est composée d'une roche variant du gris au vert pâle et qui est caractérisée par une patine blanche. La granulométrie est fine et la texture est souvent porphyrique. La schistosité est généralement bien développée et pénétrative. La rhyodacite n'est généralement pas stratifiée, mais on a identifié deux minces horizons siliceux, massifs et homogènes. Le premier, dont la puissance est de 30 cm,

n'a été observé que sur un seul affleurement, tandis que le second (20 cm) se poursuit sur au moins 500 m.

Des niveaux à fragments sont situés près des limites nord et sud de l'unité. Les fragments sont monogéniques et de même composition que la matrice. Ils sont lenticulaires et aplatis dans le plan de la schistosité. Leurs dimensions peuvent atteindre 15 cm sur 3 cm, et ils présentent des contacts diffus et des terminaisons qui sont fréquemment fourchues. Il est possible que ces fragments soient le résultat d'une fragmentation de la roche due à des efforts tectoniques, mais ils peuvent aussi être d'origine pyroclastique. Le même type de fragments est présent près du centre de l'unité. À cet endroit, le caractère anguleux initial de certains fragments est partiellement conservé et il n'est visible que sur les plans de la schistosité principale. Nous avons observé un autre horizon à blocs à l'intérieur de l'unité. Celui-ci se distingue des précédents par la composition variable des blocs et la présence de blocs chertoux. La grosseur des fragments ainsi que la puissance de cet horizon semblent augmenter vers l'est. Dans le secteur de la mine Dumagami, il contient de nombreux blocs grossiers (> 30 cm) en plus de renfermer une quantité plus importante de phénocristaux de quartz. L'augmentation, vers l'est, de la taille des fragments suggère que leur source devait être dans cette direction.

La rhyodacite est une roche quartzofeldspathique extrêmement fine (0,01 mm) avec la plupart du temps de 5 à 15 % de phénocristaux de feldspath variant de 0,5 à 3 mm de longueur. Elle contient souvent une petite quantité (de 0 à 15 %) de quartz polygonal plus grenu que la mésostase, sous forme de fines veinules souvent brisées et discontinues, de plages irrégulières, d'ombres de pression en bordure des phénocristaux de feldspath et de petits amas d'ordre millimétrique ronds ou ovales. Ces derniers représentent des amygdales et non pas des phénocristaux de quartz. Les phénocristaux sont de l'albite, ayant parfois un peu de microcline à leur bordure et le long de petites fractures. Le microcline est visible par endroits dans la mésostase, mais sa quantité n'est pas connue car les grains sont généralement trop fins pour que la distinction entre le quartz et les deux feldspaths soit possible. Le microcline a été observé dans les roches les moins foliées. Par contre, la muscovite (de 5 à 20 %) se forme généralement en abondance avec le développement de la schistosité. La biotite et la chlorite, toutes deux fortement pléochroïques, constituent ensemble environ 5 % de la roche, quelquefois 10 %. La biotite est la plupart du temps plus abondante que la chlorite. Ces deux minéraux sont souvent en équilibre l'un avec l'autre mais, à certains endroits, la chlorite remplace partiellement ou entièrement la biotite. Les autres minéraux présents sont le carbonate (de 1 à 5 %), la clinozoïsite (de 0 à 2 %), des grains opaques (de traces à 2 %) comprenant la pyrite et des plaquettes d'ilménite, le leucoxène, l'apatite, le zircon et l'allanite.

La composition chimique moyenne de l'unité (tableau 3 : 71 % de SiO_2 , 2,8 % de Na_2O et 3,5 % de K_2O) correspond à une rhyodacite dans la classification chimique d'Irvine & Baragar (1971). Les analyses individuelles

forment un groupe très compact et suggèrent que toute l'unité est homogène et présente peu de variations chimiques. La rhyodacite est calco-alcaline (figure 13) et elle se situe dans la série potassique d'Irvine & Baragar (1971). Par sa teneur en potasse qui excède celle de la soude, la rhyodacite contraste fortement avec la rhyolite à cristaux de quartz de l'unité 2 et avec beaucoup d'autres roches felsiques archéennes de l'Abitibi qui sont souvent sodiques. Il y a eu apport métasomatique de K dans des zones schisteuses de la région. Nous croyons cependant que la forte teneur en K_2O est une caractéristique d'origine de la rhyodacite car, premièrement, la roche non foliée a une bonne teneur en K_2O indiquée par la présence de microcline et, deuxièmement, la teneur en K_2O varie peu dans les analyses individuelles.

Roches intrusives

COMPLEXE INTRUSIF DE MOOSHLA

Le pluton de Mooshla est une masse elliptique, ayant des dimensions approximatives de 2 km sur 4 km, et dont le grand axe s'oriente vers l'ESE-WNW. Sa pointe orientale seule est présente sur la propriété minière. L'intrusion est différenciée. La partie nord est composée de diorite quartzifère, la partie sud est une leucotonalite finement grenue et la pointe orientale est une tonalite porphyrique. Ce complexe intrusif serait synvolcanique selon Valliant & Hutchinson (1982) et selon Gaudreau (1986).

Diorite quartzifère

La diorite quartzifère est surtout connue par les forages, car elle affleure peu. Métamorphisée, elle n'est foliée que par endroits et sa texture primaire est en règle générale bien préservée (figure 20). À l'origine, elle était constituée d'environ 60 % de plagioclase, de 5 à 15 % de quartz interstitiel, de 15 à 25 % de grains ferromagnésiens, de 5 % de magnétite titanifère et d'ilménite, de 1 %

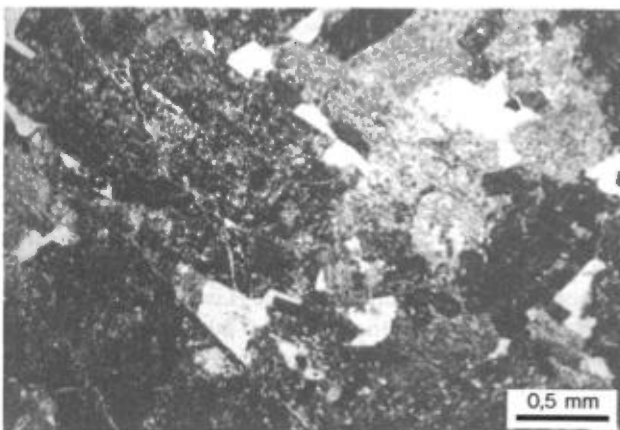


FIGURE 20 — Diorite quartzifère du complexe de Mooshla. Plagioclase automorphe saussuritisé (foncé) avec de la hornblende, de l'albite et du quartz interstitiel (échantillon n° T80-1-40, lumière naturelle).

d'apatite et de traces de sphène. Le plagioclase (de 1 à 5 mm) est composé d'une étroite couronne d'albite entourant un coeur idiomorphe de plagioclase altéré, maintenant constitué d'albite chargée d'une forte proportion de fines inclusions de clinozoïsite, de chlorite, de séricite et, parfois, de biotite ou d'amphibole. Quelques reliques de plagioclase primaire (An_{30} à An_5) sont conservées, mais seulement près de la bordure des grains. La texture interstitielle du quartz primaire est bien conservée. Les formes d'origine sont partiellement conservées dans les grains d'ilménite qui est incomplètement transformée en leucoxène. Elles sont aussi partiellement conservées dans la magnétite titanifère dont il ne reste que des lamelles d'ilménite dans la chlorite. Les roches les moins altérées contiennent de la hornblende d'un vert brunâtre entourée et remplacée par de la hornblende verte et par de l'actinolite incolore. Des pseudomorphes, constitués de plages nettes d'actinolite au coeur des cristaux de hornblende, proviennent sans doute du pyroxène. D'autres grains mafiques, probablement des pyroxènes, sont entièrement remplacés par des petits amas de chlorite et de quartz fins. L'altération est cependant un peu plus intense dans la majorité des lames minces étudiées, et il ne reste plus d'amphibole. Tous les grains mafiques sont transformés en agrégats, aux limites imprécises, constitués de petits grains de chlorite et de quartz avec des quantités fort variables de magnétite secondaire, de biotite, d'épidote et de carbonate. La biotite n'est pas primaire, car elle est rare ou absente dans les faciès les mieux conservés. Elle est probablement reliée à un apport métasomatique de K_2O . La magnétite secondaire a également une répartition irrégulière, mais qui n'a pas été étudiée. Elle est probablement reliée à un apport métasomatique, peut-être même à la minéralisation.

Leucotonalite

La partie sud de l'intrusion est composée d'une roche felsique contenant moins de 5 % de grains mafiques. La granulométrie est fine, même si l'unité a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. La couleur varie de gris clair à foncé (elle est plus rarement rosée ou verdâtre) et la roche présente en altération une patine blanche. Des petites taches chloriteuses et parfois pyritisées donnent à la roche un aspect moucheté. La roche est de faiblement à modérément foliée, mais le degré de fracturation est important.

Trois faciès texturaux ont été observés en lames minces. Le premier qui n'a été retrouvé que dans quelques rares cas, présente une texture hypidiomorphe finement grenue et bien conservée. Le plagioclase (60 %) est en plaquettes idiomorphes d'environ 0,3 mm de longueur séparées par du quartz (35 %) variant d'interstitiel à allotriomorphe. De rares phénocristaux de plagioclase de 0,5 à 2 mm ressortent de la masse plus fine. Ils sont bien plus riches en fines inclusions de clinozoïsite et de séricite que le plagioclase fin et ils devaient être plus calciques que ce dernier. Le deuxième présente une texture granophyrique qui est plus répandue que la précédente (figure 21). Des grains de plagioclase (environ 15 %),

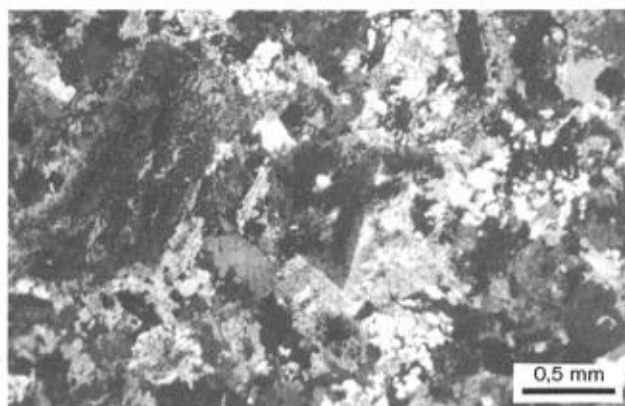


FIGURE 21 — Leucotonalite du complexe de Mooshla présentant une texture granophyrique composée essentiellement d'albite et de quartz (avec quelques phénocristaux de plagioclase saussuritisés). Échantillon n° 84-113, nicols croisés.

surtout idiomorphes allongés (1,3 mm de longueur), sont entourés d'une intercroissance granophyrique de quartz et de feldspath de laquelle ressortent quelques grains allotriomorphes de quartz d'environ 1 mm. Les gros grains de plagioclase sont constitués d'albite avec un peu d'inclusions secondaires de chlorite, d'épidote et de séricite. La matrice contient de petits grains irréguliers (5 % au total) de muscovite, de chlorite, de biotite, d'épidote, de carbonate, de pyrite, de minéraux opaques, de rutile, de titanite et des traces d'apatite, de zircon, de tourmaline et d'allanite. Le troisième représente la plupart des cas étudiés. La texture d'origine est largement détruite et la texture présente, plus ou moins foliée, résulte probablement de la déformation et de la recristallisation de la roche granophyrique. De nombreux grains de quartz équidimensionnels de 0,2 à 1 mm baignent dans une matrice de quartz-feldspath-séricite de granulométrie très variable. Par endroits, de petites plages présentent ce qui semble être des reliques de la texture granophyrique. La teneur en mica blanc s'accroît avec l'augmentation de la schistosité (de 5 à 10 ou 15 %). Des grains de quartz entourés par de petits filons anastomosés riches en muscovite représentent la déformation maximale. La biotite est absente dans les roches séricitisées.

Une zone de brèche intrusive est située près de la bordure nord de la masse leucotonalitique. À l'intérieur de cette brèche, on peut voir des fragments, plus ou moins digérés, d'une roche à grain fin très chloritisée qui peut être d'origine volcanique, mais qui pourrait aussi être reliée au faciès de bordure de l'intrusion de Mooshla. Une seconde brèche du même type est située dans la zone de contact entre la leucotonalite et la masse principale de diorite quartzifère. Les récents sondages montrent qu'il ne s'agit pas d'une seule bande, mais plutôt de plusieurs niveaux, de puissance variable, entre lesquels on retrouve d'autres niveaux de diorite quartzifère semblables à ceux qui sont présents plus au nord.

Tonalite porphyrique

La tonalite porphyrique est la roche hôte principale de la zone minéralisée ouest (figure 4). Elle est située à l'ex-

trémité SE du pluton et en constitue le faciès de bordure entre la leucotonalite granophyrique et les roches volcaniques. Un seul échantillon non métasomatisé a été examiné. Il est de composition intermédiaire entre la diorite quartzifère et la leucotonalite. À l'origine, la roche devait contenir environ 60 % de plagioclase dont 25 % en phénocristaux, de 20 à 25 % de quartz, 10 % de grains ferromagnésiens, 5 % d'oxydes de Fe et Ti et un peu d'apatite. La forme des phénocristaux automorphes (de 1 à 5 mm) est bien conservée. C'était peut-être un plagioclase intermédiaire à bordure sodique maintenant transformé en albite, cette dernière contenant de nombreuses inclusions secondaires de clinzoïsite, de séricite et de chlorite. Dans le reste de la roche, qui est constituée surtout de quartz, d'albite et de chlorite, la texture d'origine est mal conservée. Le quartz est en partie primaire dans les cas où il est interstitiel aux phénocristaux ou en intercroissance avec l'albite, mais il est en bonne part allotriomorphe et apparemment recristallisé. Des petits amas de chlorite-quartz-magnétite marquent l'emplacement des ferromagnésiens disparus. La biotite forme des grains pociloblastiques partiellement chloritisés qui atteignent 1 mm. Quelques grains de pyrite sont présents. Certains sont associés étroitement à un peu de muscovite et à des traces de chloritoïde qu'on ne retrouve pas ailleurs dans la roche.

L'altération de la tonalite porphyrique en bordure des veines de la zone ouest est décrite plus loin (voir dans le chapitre portant sur la géologie économique la section intitulée «Altération des épontes»).

La diorite quartzifère est de composition intermédiaire (60 % de SiO_2) et la leucotonalite est felsique (71 % de SiO_2 , tableau 3). Ces roches sont subalcalines. La diorite quartzifère est légèrement calco-alcaline, tandis que la leucotonalite se situe tout près de la limite entre le champ calco-alcalin et le champ tholéiitique du diagramme AFM de Irvine & Baragar (1971; figure 13). Le rapport Na/K est très variable dans les analyses individuelles de leucotonalite (voir annexe). Une addition métasomatique de K aux dépens de Na est évidente dans certains cas et elle correspond à la séricitisation déjà mentionnée. Les roches les moins altérées, dans la classification de Barker (1979) ont une composition plus tonalitique que granodioritique, mais elles sont très près de la limite entre ces deux types.

Selon Valliant & Hutchinson (1982) et Gaudreau (1986), le pluton de Mooshla est chimiquement semblable aux roches volcaniques environnantes. D'après les analyses de la mine Doyon, la diorite quartzifère a une composition proche de celle des volcanites intermédiaires sans leur être identique. De même, la leucotonalite est semblable à la rhyodacite, sauf que la rhyodacite est potassique, tandis que la leucotonalite est plutôt sodique.

DYKES DE DIABASE

Toutes les lithologies déjà décrites sont recoupées par deux dykes de diabase (figure 4). Ces dykes, dont la puissance moyenne est respectivement de 75 m et de 35 m,

possèdent une direction générale de N230° et, dans la région du gisement Mooshla-A (ancienne mine Mooshla), le dyke le plus à l'ouest a un pendage d'environ 70 à 80° vers le NW.

Ces dykes présentent des contacts bien nets avec les roches encaissantes et des bordures de trempe de quelques centimètres d'épaisseur. À l'intérieur, une texture diabasique ou ophitique typique est formée d'étroites baguettes de plagioclase de 1 à 5 mm de longueur incluses dans des grains de pyroxène variant d'interstitiels à poecilolithiques et atteignant parfois 4 mm. Le plagioclase (environ 55 %) est du labrador zoné (An₆₀) bordé d'andésine sodique. L'augite (de 20 à 25 %) est nettement rosée (peut-être titanifère). L'olivine (10 %) forme des grains équigranulaires de 1 à 2 mm. Un peu de hornblende brune (1 %) fortement pléochroïque borde l'augite par endroits. La biotite (5 %) d'un brun rougeâtre et fortement pléochroïque est souvent en contact avec les grains opaques (5 %) de magnétite titanifère et d'ilménite. L'apatite est relativement abondante. Le tiers environ de ces minéraux est altéré, et plus particulièrement l'olivine, le feldspath et la magnétite. Les minéraux d'altération sont variés et comprennent la hornblende verte, l'actinolite incolore, la biotite verte, la chlorite, la clinzoïsite, la magnétite fine (dans l'olivine), un peu de carbonate et d'autres minéraux extrêmement fins (peut-être argileux) dans le plagioclase.

Les deux dykes font partie d'un réseau de dykes de composition et d'orientation similaires, qui sont d'âge protérozoïque et qui sont présents dans l'ensemble de la ceinture abitibienne. Les contacts francs, l'absence de cisaillement, de foliation ou de brèche intrusive près des bordures, indiquent que ceux-ci se sont probablement mis en place dans des zones de tension. Pour l'instant, nous n'avons aucune évidence de mouvement relatif de part et d'autre de ces dykes.

Un point intéressant mérite cependant d'être noté. À la figure 4, on peut observer que ces deux dykes présentent une inflexion au niveau de la zone altérée. Nous croyons que ce déplacement relatif résulte de mouvements dextres tardifs le long de cette zone altérée que nous considérons comme une zone de faille. Les forages montrent que le dyke de diabase est fracturé à cet endroit, ce qui tend à renforcer notre hypothèse concernant la zone de faille.

Géochimie des éléments des terres rares

La géochimie des éléments majeurs pour les roches volcaniques et intrusives de la propriété Doyon a été décrite dans les sections précédentes. Cependant, à cause de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation, il peut devenir difficile d'établir l'affinité chimique des diverses unités sur la seule base de l'analyse des éléments majeurs. D'autre part, les éléments des terres rares sont relativement immobiles lors des processus d'altération et constituent de ce fait de bons indicateurs de l'affinité magmatique primaire des roches ignées.

Pour cette raison, et aussi pour comparer les enrichissements en éléments des terres rares dans le minerai et dans les roches encaissantes (voir plus loin la section intitulée «Géochimie du minerai» dans le chapitre portant sur les études spécifiques), nous avons analysé cinq échantillons des roches encaissantes des zones minéralisées n° 1 à 3 (tableau L de l'annexe). Ces échantillons ont été choisis à bonne distance des veines minéralisées, de façon à montrer une altération minimale. Les roches analysées sont les suivantes : deux échantillons (n° 1 et 2) de volcanoclastite mafique (unité 3) encaissant la zone n° 3, deux échantillons (n° 3 et 4) de volcanoclastite felsique (sous-unité 4a) encaissant la zone n° 2 et un échantillon (n° 5) de schiste à séricite (sous-unité 4b) encaissant la zone n° 1.

Les profils des éléments des terres rares de ces échantillons, normalisés par rapport à une chondrite (Taylor & Gorton, 1977), sont présentés à la figure 22. Ces profils sont fortement appauvris en éléments lourds par rapport aux éléments légers : leur rapport normalisé moyen La/Yb est de 9,5. À cet égard, les roches analysées sont semblables aux volcanites calco-alcalines du Groupe de Blake River dans la région de Rouyn-Noranda (Gélinas *et al.*, 1984) dont les rapports La/Yb varient entre 4,2 et 9,7. Par opposition, les volcanites tholéïitiques présentent des profils beaucoup plus plats, et leurs rapports La/Yb varient entre 1,9 et 3,4.

Ainsi, les analyses des éléments des terres rares suggèrent une affinité calco-alcaline pour les volcanites des unités 3 et 4, alors que le diagramme AFM n'était pas très probant à cet égard (figure 13).

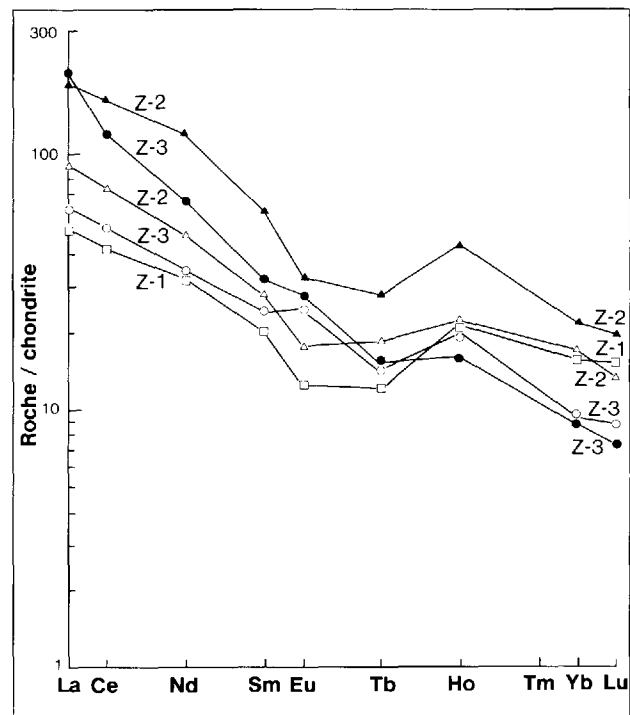


FIGURE 22 — Profils normalisés des éléments des terres rares pour les roches encaissantes des zones minéralisées n° 1 à 3 (Z-1 à Z-3) de la mine Doyon. Voir aussi le tableau L à l'annexe.

Métamorphisme

L'étude du métamorphisme régional revêt une importance particulière à la mine Doyon, car la minéralisation est probablement synmétamorphique (ce point sera explicité davantage dans le chapitre intitulé «Discussion»).

La région se situe dans le faciès métamorphique des schistes verts. La biotite brune, qui est commune dans toutes les lithologies sauf dans la grande zone d'altération des sous-unités 4a et 4b (tableau 4), indique que la zone de la biotite a été atteinte. La coexistence de biotite et de muscovite en équilibre indique que le maximum thermique était supérieur à environ 425 °C (d'après Winkler, 1979) pour une pression de 3 kbar correspondant à un enfouissement maximal de 10 km proposé par Dimroth *et al.*, 1983.

La biotite est essentiellement syncinématique. Elle est souvent alignée dans la schistosité, mais elle se présente fréquemment en petits porphyroblastes postérieurs à la schistosité qui est marquée par des grains beaucoup plus petits de muscovite et de chlorite. Ces porphyroblastes peuvent présenter une légère rotation et ils sont parfois déformés par une deuxième schistosité. La biotite est partiellement remplacée par la chlorite rétrograde à plusieurs endroits. Il est rare qu'elle soit entièrement remplacée. La répartition spatiale des zones rétrogrades n'est pas connue.

Les basaltes tholéitiques de l'unité 1 sont composés de l'assemblage albite-chlorite-actinolite-clinozoïsite typique du faciès des schistes verts. Par endroits, la hornblende bleue et verte est présente ou même abondante. Elle est, selon l'endroit, antérieure ou postérieure à l'actinolite. Elle indique l'approche du faciès amphibolite et suggère aussi des complications ou variations locales encore mal connues dans l'intensité du métamorphisme.

L'oligoclase et l'andésine métamorphiques sont présentes par endroits dans la région. Elles se forment par la «réaction de l'oligoclase» : albite + clinozoïsite = oligoclase ($An > 17$).

Cette réaction est caractéristique de la partie supérieure du faciès des schistes verts. La température de la réaction n'est pas établie. Winkler (1979) l'évalue à quelques dizaines de degrés de moins que les réactions formant la cordiérite et la staurotite, donc peut-être une température avoisinant les 500 °C.

L'oligoclase-andésine est présente dans la zone altérée principale (certaines roches à plagioclase de la sous-unité 4a et le schiste à chlorite-plagioclase-muscovite de l'unité 5) et dans les schistes mafiques à plagioclase-chlorite de la bande volcanique de Groupe de Cadillac. Nous verrons qu'elle est aussi présente en bordure des veines de la zone minéralisée ouest, mais qu'elle semble absente à plus grande distance. Par contre, l'albite et la clinozoïsite coexistent très fréquemment dans l'unité

TABLEAU 4 — Distribution des minéraux dans les unités lithologiques

	Complexe de Mooshla		Groupe de Cadillac			Groupe de Blake River						Groupe de Kewagama	
	Leucotonalite	Diorite quartzifère	Volcanites	Bande sud	Bande nord	Unité 6	Unité 5	Sous-unité 4b	Sous-unité 4a	Unité 3	Unité 2		Unité 1
Pyrite	■	■	
Muscovite	■	■	
Chlorite magnésienne								■	■				
Chlorite										■	■	■	
Biotite				-----	-----			-----	-----	
Rutile							
Ilménite				-----					-----	
Alumino-silicates*								-----					
Grenat								-----					
Chloritoïde								-----		..?			
Carbonate							■		■		
Microcline						-----							
Plagioclase (An ₀₋₂₀)												-----
Plagioclase (An ₂₀₋₃₅)						??				??	
Épidote-clinozoïsite			-----	-----
Actinolite		-----									-----	
Hornblende		

* Alumino-silicates : kaolinite, andalousite, kyanite, topaze, pyrophyllite, diaspoire.

tholéiitique nord, dans le pluton de Mooshla et dans les roches andésitiques non métasomatisées de l'unité 5. D'une manière générale, la température de «réaction de l'oligoclase» n'a donc pas été atteinte à ces endroits situés respectivement au nord, à l'ouest et au sud de la zone minéralisée. Il y a donc de fortes chances que la température ait été plus élevée dans la zone altérée que dans les roches environnantes et cela serait dû, selon toute probabilité, au passage des solutions hydrothermales.

Une altération rétrograde appréciable a affecté la zone altérée principale. Ce sujet sera examiné plus loin dans le chapitre portant sur la géologie économique.

La préhnite trouvée dans certaines veinules tardives des roches du Groupe de Kewagama est caractéristique de températures relativement basses, environ 300 °C ou moins (Winkler, 1979). C'est un autre signe d'altération rétrograde. Elle est contemporaine des «kinks bands» ou postérieure à ceux-ci.

Analyse structurale

Introduction

L'étude des structures mineures présentes dans la propriété minière semble indiquer que celles-ci reflètent un régime tectonique régional qui caractérise l'ensemble de la région de Rouyn-Noranda. Une des différences majeures réside dans l'intensité de déformation plus élevée à la mine Doyon par rapport à celle de l'ensemble de la région de Rouyn-Noranda. Quoique généralement forte, l'intensité de la déformation est également très variable dans l'ensemble de la propriété minière. De façon générale, les zones de contact entre les différentes unités lithologi-

ques et les zones de déformation ductile et ductile-fragile sont les secteurs où la déformation est la plus intense.

Parmi les caractéristiques structurales les plus évidentes, on remarque l'attitude subverticale des contacts lithologiques ainsi que l'omniprésence d'une forte schistosité qui est, en règle générale, subparallèle à ces contacts.

Toutes les structures observées sont décrites en détail ci-après. Les projections stéréographiques des mesures associées à chacune de ces structures sont présentées à la figure 23.

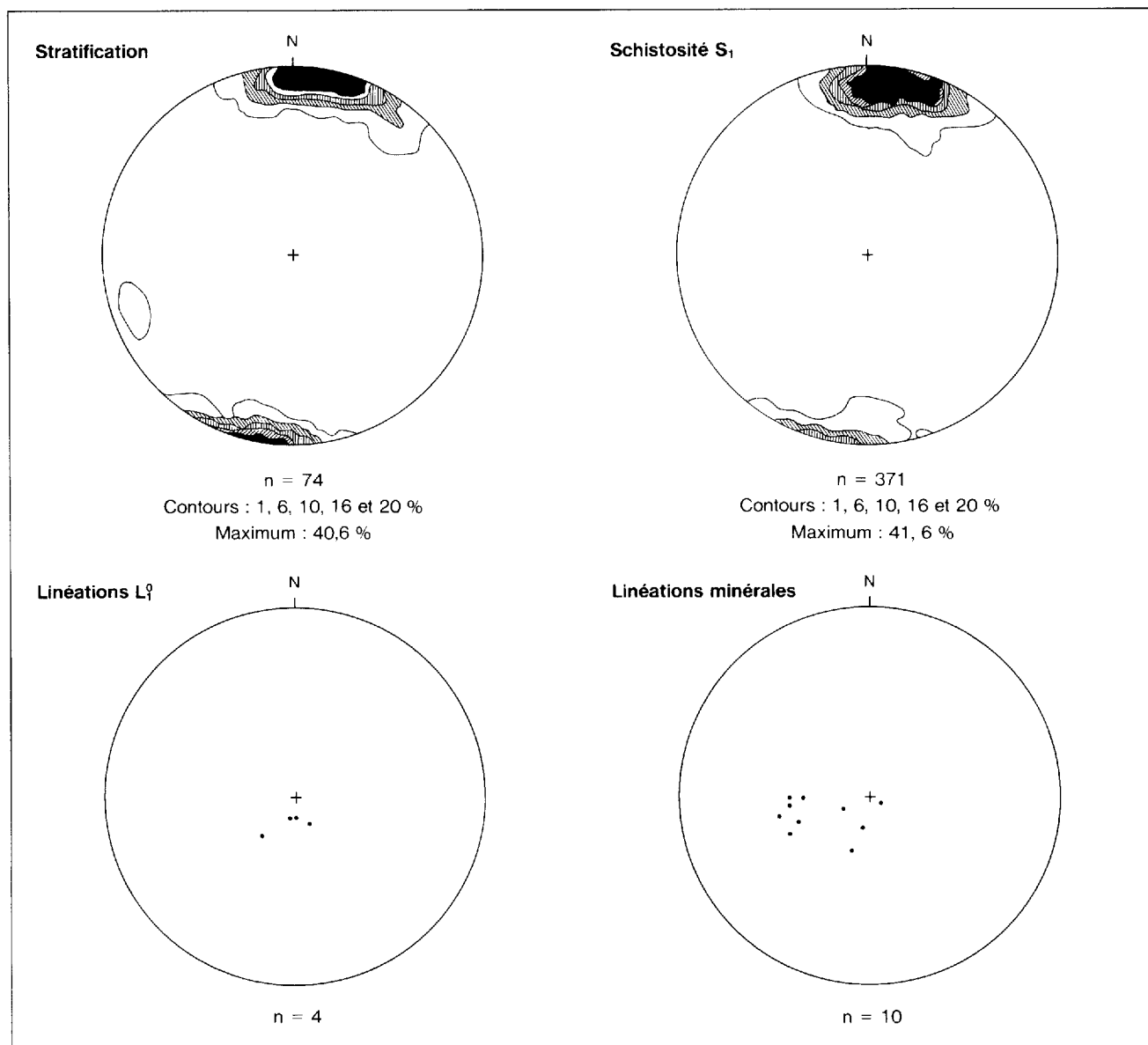


FIGURE 23 — Projection stéréographique des différents éléments structuraux (projections équiales, méthode de Schmidt, hémisphère inférieur).

Structures associées à S₁

SCHISTOSITÉ ET CLIVAGE

Toutes les lithologies, à l'exception des dykes de diabase protérozoïques, sont affectées par une schistosité régionale dont la direction varie de N80° à N120° et dont le pendage se situe entre 65 et 80° vers le sud ou le sud-ouest (figures 23 et 24). Le développement de cette schistosité S₁ est très variable dans l'ensemble de la propriété minière. Elle est faiblement développée dans la partie centrale du complexe intrusif de Mooshla, alors qu'elle est extrêmement bien développée en bordure des contacts stratigraphiques et des zones de failles. À l'échelle de l'affleurement, cette schistosité est en gros subparallèle aux contacts lithologiques (S₀, figure 23) sauf dans les zones de charnières de plis où S₁ est oblique à S₀. On remarque également que les plans de schistosité S₁ se moulent autour du complexe intrusif de Mooshla, de telle façon qu'ils deviennent parallèles au contact du pluton et tournent avec ce dernier.

Ces plans S₁ se présentent sous la forme d'une schistosité pénétrative dans les roches volcaniques intermédiaires à mafiques et dans les roches sédimentaires, ou

sous la forme d'un clivage espacé de type anastomosé dans les roches volcaniques felsiques et dans les roches intrusives. Dans ce dernier cas, les dimensions des microlithons sont d'ordre millimétrique à centimétrique (figure 25).



FIGURE 25 — Exemple d'un clivage espacé (S₁) de type anastomosé dans la leucotonalite du complexe de Mooshla.

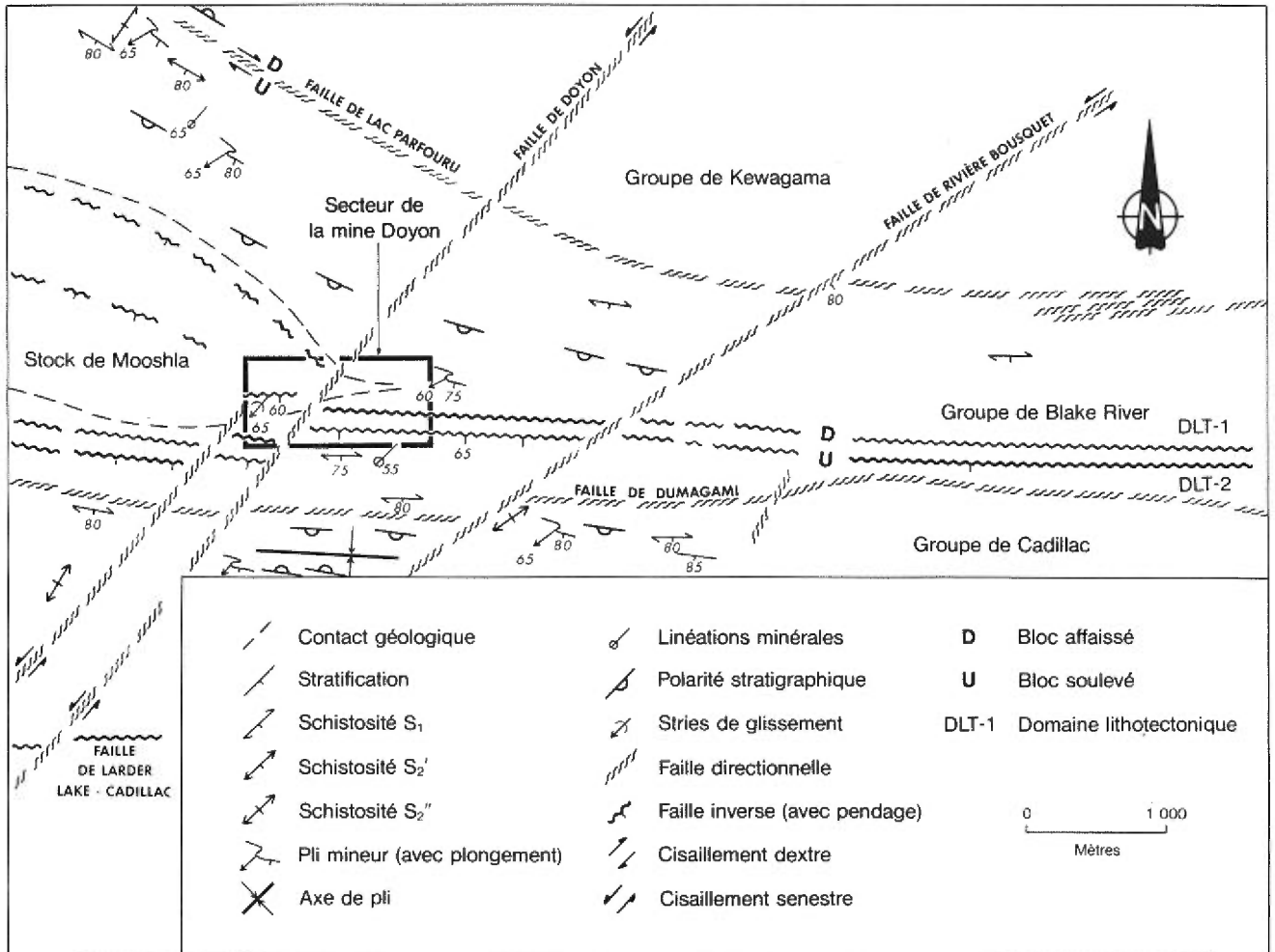


FIGURE 24 — Carte structurale schématique de la région de la mine Doyon.

PLIS

Dans le Groupe de Blake River, l'excellente continuité latérale des différents horizons-repères suggère qu'aucun pli majeur de première phase n'est présent à l'intérieur de la propriété minière. De plus, comme il est mentionné plus loin à la section intitulée «Indices de polarité» toutes les polarités identifiées dans les roches du Groupe de Blake River sont orientées vers le sud. Même si certaines unités ne présentent aucune évidence de polarité, et si la présence de plusieurs zones d'intense déformation ductile rend la stratigraphie incertaine, il semblerait que le Groupe de Blake River dans le secteur de la mine Doyon forme une séquence homoclinale à polarité vers le sud.

De petits plis variant d'isoclinaux à ouverts, asymétriques et en forme de «Z» (dextres), ont cependant été observés dans les roches sédimentaires (figure 26). Ces plis, dont l'amplitude est généralement inférieure à 1 m, possèdent S_1 comme schistosité de plan axial. Ils plongent fortement vers le SSW, comme l'indiquent les axes de plis et les linéations d'intersection L_1^0 entre les contacts lithologiques et la schistosité S_1 (figure 23).



FIGURE 26 — Charnière de plis mineurs affectant les grauwwacks du Groupe de Cadillac.

FAILLES

Une multitude de plans de faille ductile et ductile-fragile sont associés et subparallèles à la schistosité régionale S_1 . Ces structures linéaires en plan ont généralement une épaisseur d'ordre centimétrique et sont par endroits caractérisées par des fabriques de type C-S indiquant des mouvements dextres. Ces structures ont été identifiées aussi bien dans les roches volcaniques que dans les roches du complexe intrusif de Mooshla (figure 27).

L'horizon de schiste à séricite (sous-unité 4b) est une structure similaire quoique plus large (de 10 à 60 m). Elle marque le contact entre les domaines lithotectoniques DLT-1 et DLT-2 (figure 24) de Tourigny *et al.* (1989) et de Marquis *et al.* (1988). Elle est caractérisée par la formation de mylonite (figure 28), et les évidences de transposi-



FIGURE 27 — Zone de cisaillement (mouvement dextre) recoupant la leucotonalite du pluton de Mooshla.

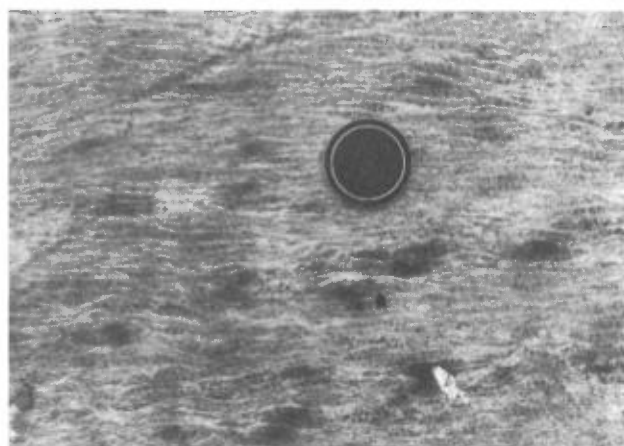


FIGURE 28 — Zone de mylonite dans le schiste à séricite de la sous-unité 4b.

tion y sont fréquentes (figures 29 et 30). Dans ce cas cependant, les évidences de terrain donnent à penser que cette structure serait une faille inverse.

Ces failles parallèles à la schistosité S_1 sont fréquemment porteuses de minéralisation aurifère (voir plus loin le chapitre intitulé «Géologie économique»).



FIGURE 30 — Détail d'une partie de la figure 29.

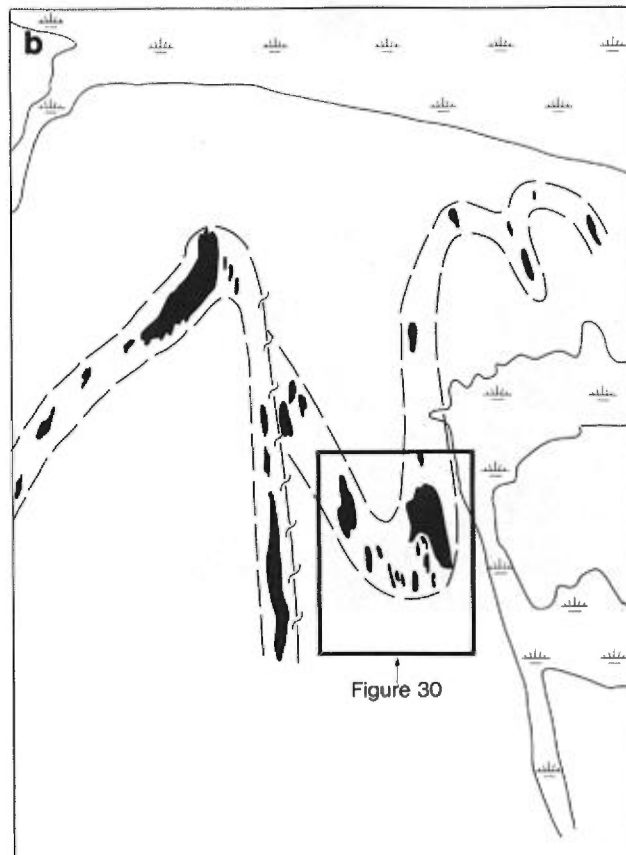


FIGURE 29 — En a, plissement et transposition en bordure de l'horizon de schiste à séricite (sous-unité 4b). En b, croquis expliquant les relations présentées en a.

Structures postérieures à S_1

Toutes les structures qui reprennent la schistosité principale S_1 et les contacts stratigraphiques sont incluses dans ce groupe. Toutefois, il est possible que certaines de ces structures soient synchrones à S_1 et qu'elles aient été réactivées après la formation de cette dernière.

SCHISTOSITÉS TARDIVES

On note la présence par endroits de plans de schistosités tardives (S_2' , S_2'' , etc.) qui se développent en bordure et à l'intérieur des zones de faille. Ces zones de faille sont orientées NE (failles de Doyon et de Bousquet) ou ESE-WNW (faille de Lac Parfouru, figure 24).

Ces diverses schistosités sont temporairement désignées comme S_2' , S_2'' , etc., parce qu'elles n'ont jamais été observées ensemble sur le terrain et que pour cette raison, il n'a pas été possible d'établir leur chronologie relative. Dans tous les cas, ces schistosités sont des clivages de crénulation qui reprennent la schistosité principale S_1 . Ces plans sont de faible intensité et ne sont développés que dans les zones de charnières de plis tardifs ainsi que dans les niveaux qui furent préalablement fortement schistosés.

FAILLES

Un réseau de microfailles anastomosées, subparallèles à la schistosité régionale, est présent dans l'ensemble

de la propriété minière. Deux orientations moyennes peuvent être mesurées sur le terrain (N80° et N100°), et ces plans sont fortement inclinés (de 75 à 85°) vers le sud. Ces failles sont particulièrement bien développées dans le secteur des zones minéralisées. Sur ces plans de faille, des stries de glissement, plongeant fortement vers le SSW et étant par endroits accompagnées de linéations minérales subparallèles, sont fréquemment visibles (figure 23). La direction et le plongement de ces linéations correspondent également à celles des zones minéralisées.

Ces linéations indiquent que les failles sont principalement des failles inverses ayant une faible composante de décrochement. Le système orienté à N80° est généralement le mieux développé. Le long de ce dernier, on observe généralement des mouvements de type senestre (< 2 m, figure 31), alors que des mouvements dextres résultent du système orienté à N100°. Les déplacements le long de ces structures sont dans la plupart des cas inférieurs à 1 m, mais certains peuvent atteindre plus de 50 m.

Les zones de contact entre les sédiments des groupes de Kewagama et de Cadillac et les roches volcaniques du Groupe de Blake River sont également caractérisées par des zones de faille. La faille de Lac Parfouru, reconnue par Hubert *et al.* (1984), marque la limite entre le Groupe de Kewagama et celui de Blake River. Dans la propriété minière, cette faille se caractérise par la présence d'une forte zone de transposition et par le développement de plis et de schistosités tardives (figure 32). Les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac sont séparées des roches volcaniques du Groupe de Blake River par la faille de Dumagami (Tourigny *et al.*, 1988). Cette zone de

faille est caractérisée par la présence d'une bande minéralisée en pyrite et pyrrhotite dont l'épaisseur varie entre 15 et 45 cm. L'attitude de cette bande minéralisée est N90°/80°S. L'importance des déplacements relatifs des différentes unités géologiques de part et d'autre de ces failles reste jusqu'ici inconnue.

Des failles senestres de direction NE représentent les fractures les plus tardives que l'on a pu observer. La présence de crochons (dans la schistosité) et de structures de type C-S indiquent que ce sont des cisaillements. Les déplacements apparents le long de ces structures sont, dans la plupart des cas, de l'ordre du mètre. Deux de ces failles (les failles de Doyon et de Bousquet, figures 24 et 33) témoignent cependant de déplacements horizon-

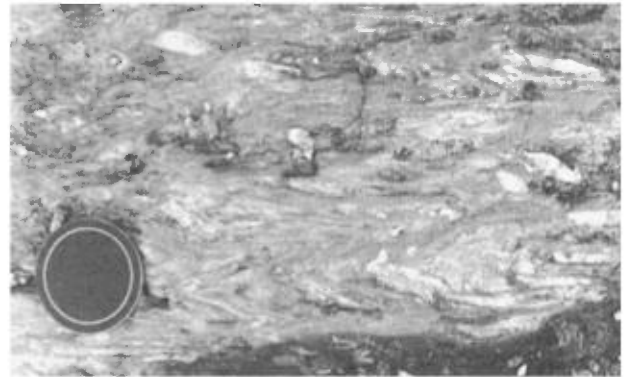


FIGURE 32 — Transposition et plissement associés à la faille de Lac Parfouru dans le secteur de la mine Doyon.



FIGURE 31 — Décrochement senestre le long d'une microfaille d'attitude N80°/85°SE.

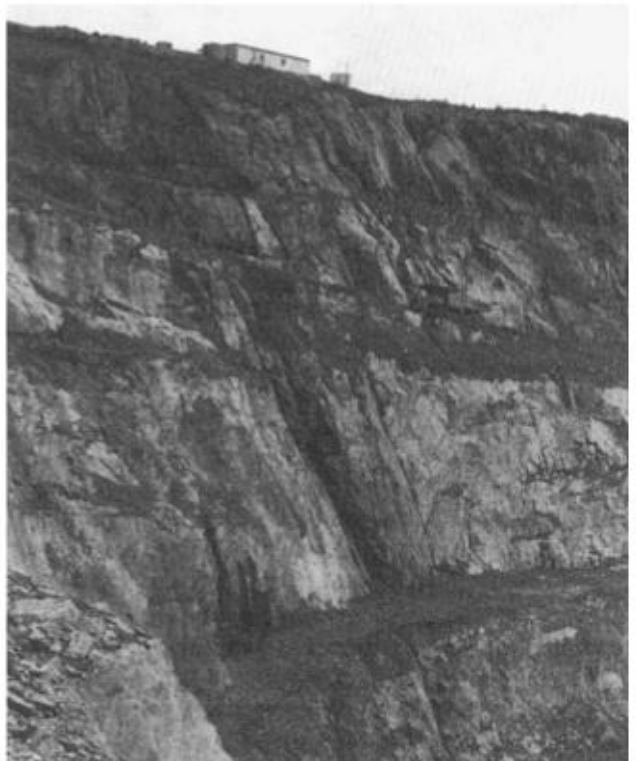


FIGURE 33 — Faille de Doyon, immédiatement à l'ouest du puits principal (vue en direction N40°).

taux plus importants, de l'ordre de 75 et 250 m respectivement. La variation d'épaisseur des unités lithologiques, de part et d'autre de celles-ci, semble indiquer également la présence d'une composante verticale du mouvement. La partie centrale de ces zones de faille est caractérisée par la présence de mylonites et de brèches tectoniques (figures 33 et 34). Comme nous le verrons plus loin, la faille de Doyon recoupe nettement la zone de minerai n° 2.



FIGURE 34 — Zone de mylonite dans la partie centrale de la faille de Doyon. Détail de la figure 33.

PLIS MINEURS

Deux réseaux conjugués de plis en «kinks» reprennent la schistosité S_1 . Les plans axiaux de ces plis sont orientés NW-SE («kinks» dextres) et NE-SW («kinks» senestres) avec un pendage abrupt vers le sud. Les axes de ces plis plongent, eux aussi, abruptement vers le sud. Par endroits, un réseau de «kinks» à plans axiaux et axes de plis subhorizontaux est également présent.

Des plis tardifs se sont également développés en bordure de la faille de Doyon et de la faille de Lac Parfouru. Dans ces deux cas, les plis sont restreints à un corridor d'une dizaine de mètres en bordure de ces structures. L'orientation des plans axiaux et des axes de plis est variable, ce qui implique qu'ils ont subi des rotations.

Indices de polarité

Les indices de polarité sont rares à l'intérieur du Groupe de Blake River. La présence de pédoncles et de chambres de quartz à l'intérieur de quelques horizons de laves en coussins (unité 1) indique des sommets vers le sud. Le passage de coulées tholéïitiques, au nord, à des roches fragmentaires calco-alkalines intermédiaires à felsiques, au sud, semble indiquer aussi une mégapolarité dans la même direction, à l'échelle de l'ensemble de la propriété minière.

Il semblerait donc que le Groupe de Blake River forme, dans le secteur de la mine Doyon, une séquence homoclinale à polarité sud. Cependant, l'absence de critères de polarité dans les unités 2 à 6, ainsi que la présence de failles longitudinales dans l'empilement volcanique ne permettent pas de confirmer cette hypothèse de façon certaine. À l'intérieur des unités sédimentaires des groupes de Kewagama et de Cadillac, les indices de polarité sont plus fréquents et mieux conservés. Ils se présentent principalement sous forme de granoclassements et de petits chenaux d'érosion. À l'intérieur de la propriété, les polarités observées dans le Groupe de Kewagama indiquent des sommets vers le nord (donc opposés à ceux observés dans le Groupe de Blake River). Par contre, dans le Groupe de Cadillac, les polarités sont vers le sud immédiatement au sud du Groupe de Blake River, et ensuite vers le nord, ce qui définit au moins à cet endroit une structure synclinale dans ce groupe sédimentaire (figure 24).

Linéations d'étirement

Aucune linéation d'étirement n'a été observée sur le terrain. Ce point est particulièrement bien illustré dans les figures 35 et 36. Ces photos montrent des tufs à blocs situés en bordure et à l'intérieur des zones les plus tectonisées. On remarque que les fragments présentent un fort aplatissement dans le plan XZ de l'ellipsoïde des contraintes, alors qu'aucun étirement préférentiel des blocs n'est observé dans le plan XY. On peut donc dé-



FIGURE 35 — Niveau de tuf à blocs de l'unité 4. Les blocs sont fortement aplatis dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation. Vue en plan, perpendiculaire à S_1 .



FIGURE 36 — Même niveau de tuf à blocs que celui de la figure 35. Les blocs ne sont pas déformés dans le plan XY de l'ellipsoïde de déformation. Vue d'une coupe parallèle à S_1 .

duire de cette observation que la déformation principale résulte surtout d'un régime de contraintes co-axiales plutôt que d'un cisaillement simple.

Géologie économique

Description des zones minéralisées

Trois zones minéralisées sont présentement en exploitation sur la propriété de la mine Doyon, soit les zones n^{os} 1, 2 et 3 (ou ouest). La carte géologique de ces zones est présentée à la figure 37. De plus, une coupe géologique de la zone n^o 2 est présentée à la figure 38, et une carte géologique détaillée de la zone ouest (zone n^o 3) apparaît à la figure 39. Les figures 40 et 41 présentent respectivement une coupe E-W et un plan des développements souterrains dans la zone ouest.

Le tonnage total (production et réserves connues jusqu'à une profondeur de 450 m) pour chacune de ces zones est respectivement de :

- 2,8 millions de tonnes à 5,3 g/t Au pour la zone n^o 1;

- 14,8 millions de tonnes à 5,1 g/t Au pour la zone n^o 2;
- 3,8 millions de tonnes à 10,5 g/t Au pour la zone ouest.

Le total général pour les trois zones est de 21,4 millions de tonnes à 6,1 g/t Au.

Les gisements de la mine Doyon sont clairement épi-génétiques, et le contrôle de la minéralisation aurifère est structural dans tous les cas, puisque l'or est présent dans des veines et veinules de quartz-sulfures recoupant les lithologies hôtes. Une description des trois zones présentement exploitées suit.

ZONE N^o 1

La zone n^o 1 se situe à l'intérieur de la sous-unité 4b (schiste à séricite). Elle est constituée de deux sous-

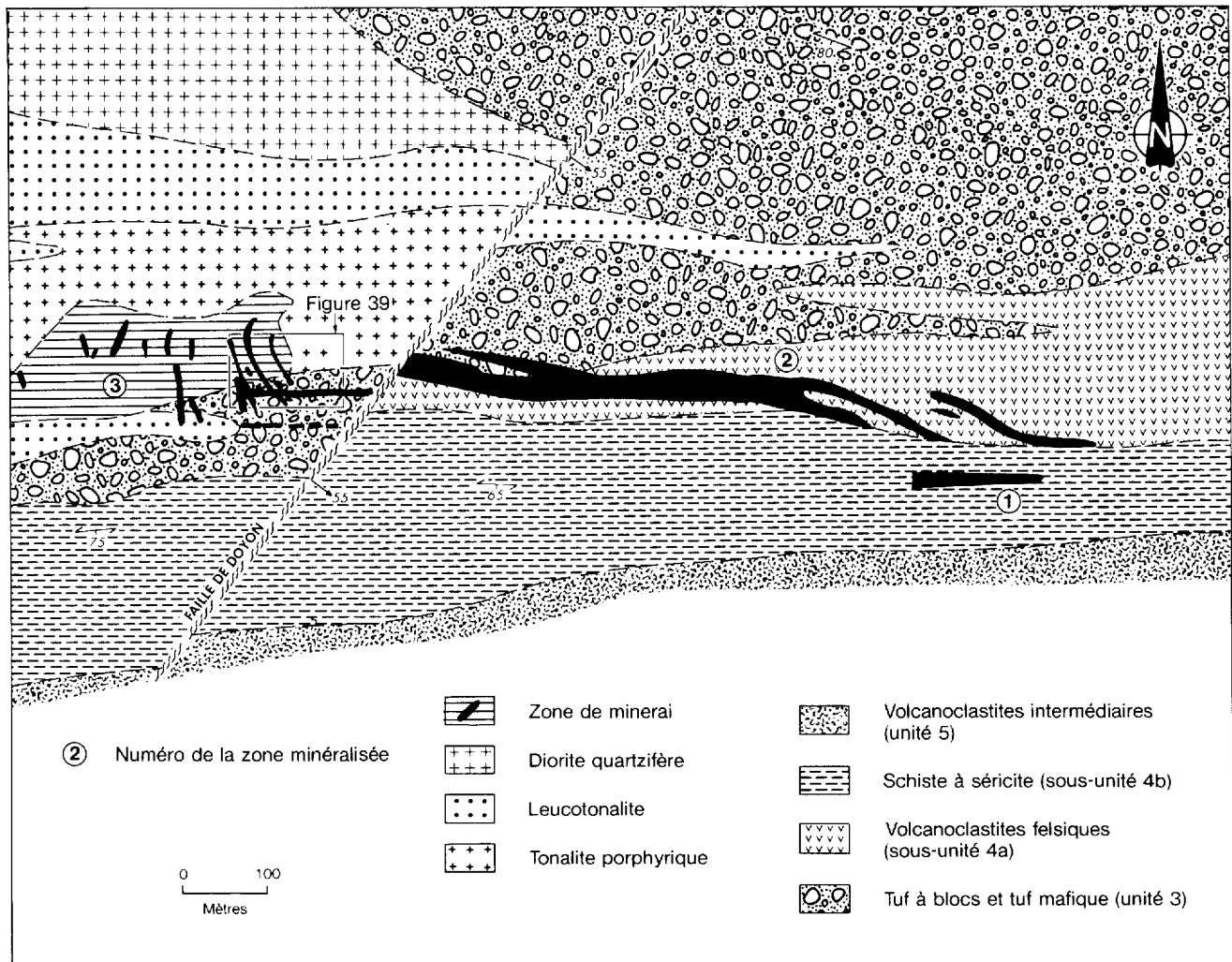


FIGURE 37 — Carte géologique détaillée du secteur des trois zones minéralisées de la mine Doyon.

zones (non montrées sur les figures). La première, la sous-zone n° 1,1 est d'une longueur de 180 m, et d'une largeur moyenne variant entre 10 et 15 m. Elle est orientée en moyenne à N90° et elle plonge d'environ 55° vers

l'WSW. Elle a été exploitée jusqu'à une profondeur de 130 m dans la fosse à ciel ouvert. La partie exploitée est au coeur d'une lentille fortement enrichie en pyrite disséminée (de 5 à 20 %). Elle coïncide avec la présence de

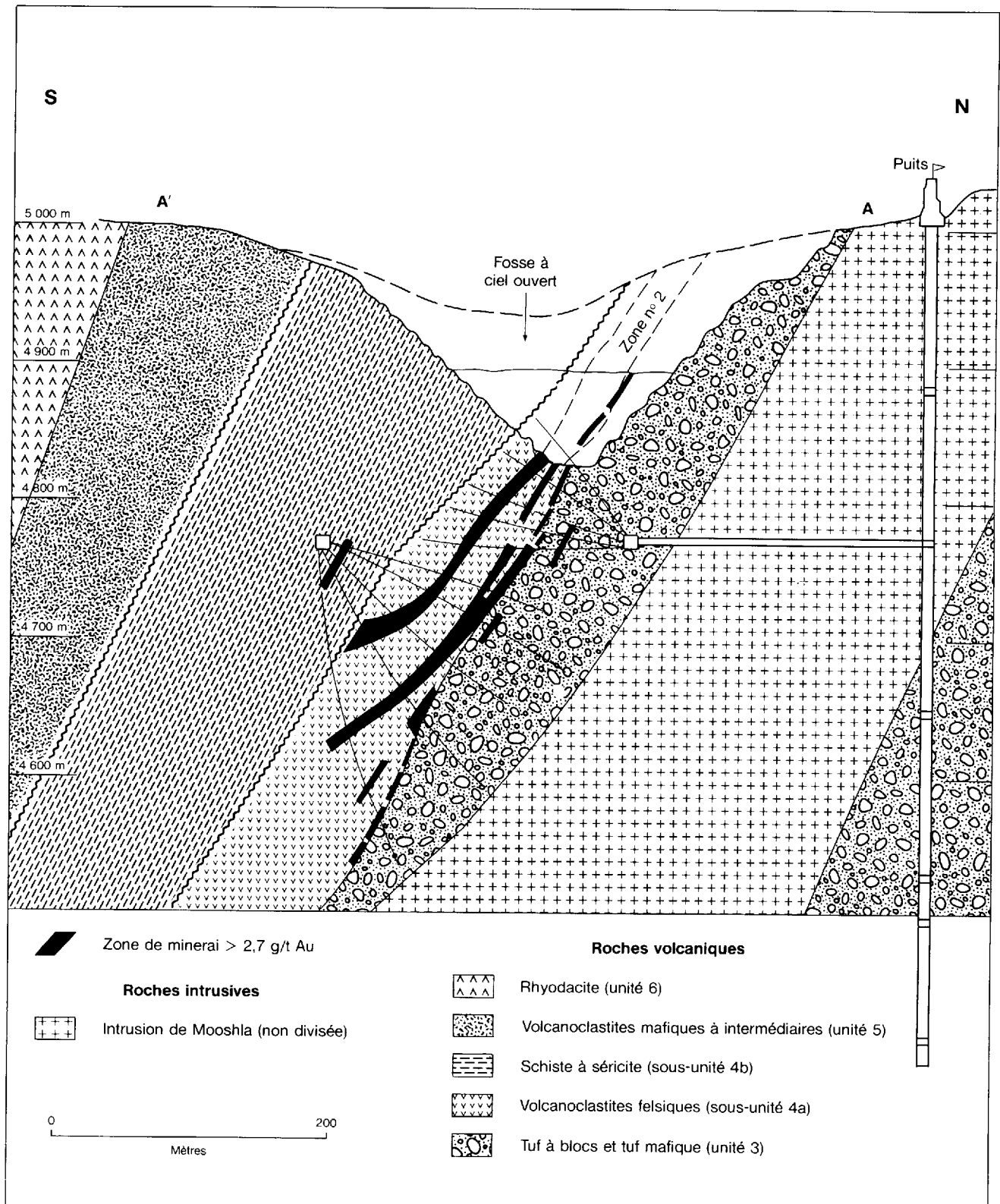


FIGURE 38 — Coupe géologique N-S passant par le puits Doyon (vue vers l'ouest). La coupe AA' est localisée à la figure 4.

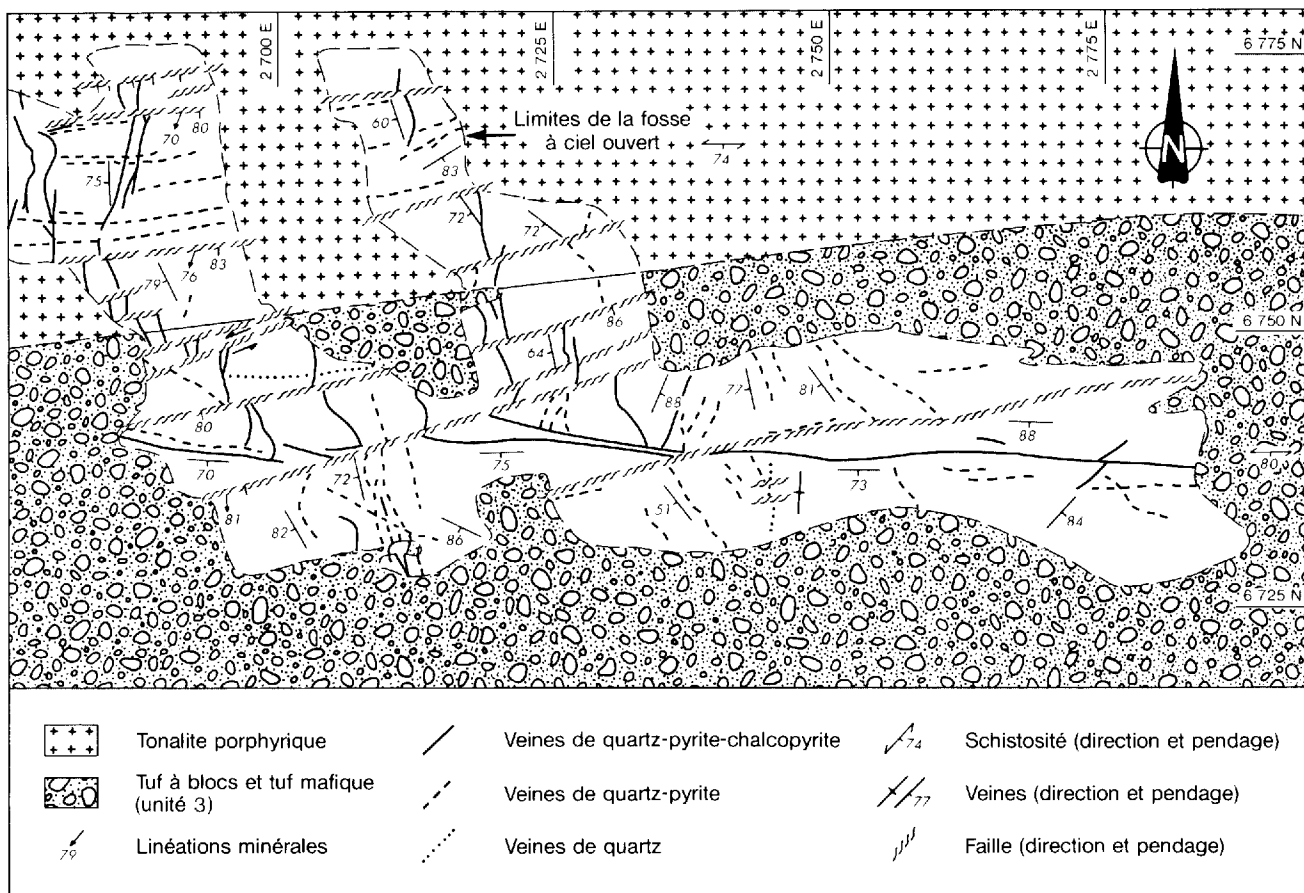


FIGURE 39 — Carte géologique détaillée de la zone ouest (zone n° 3) de la mine Doyon.

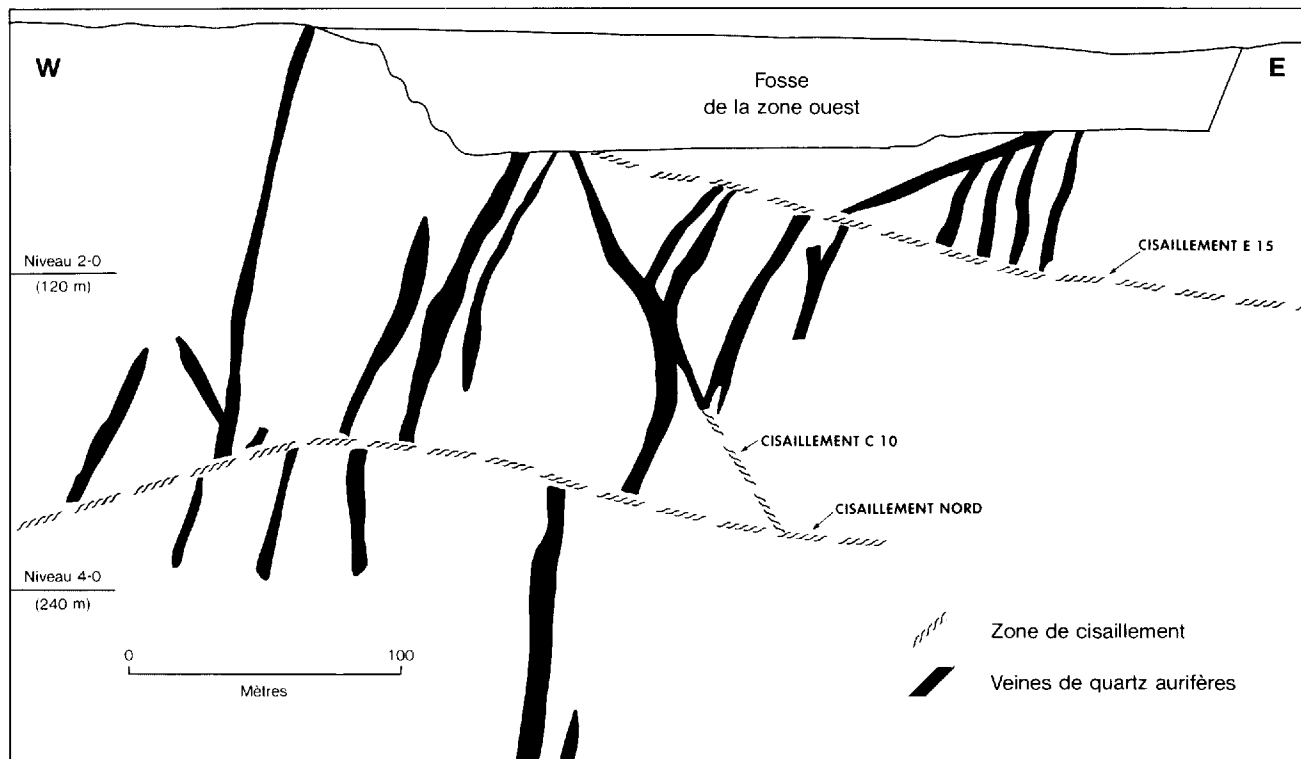


FIGURE 40 — Coupe verticale E-W de la zone ouest de la mine Doyon (coupe 6730 N).

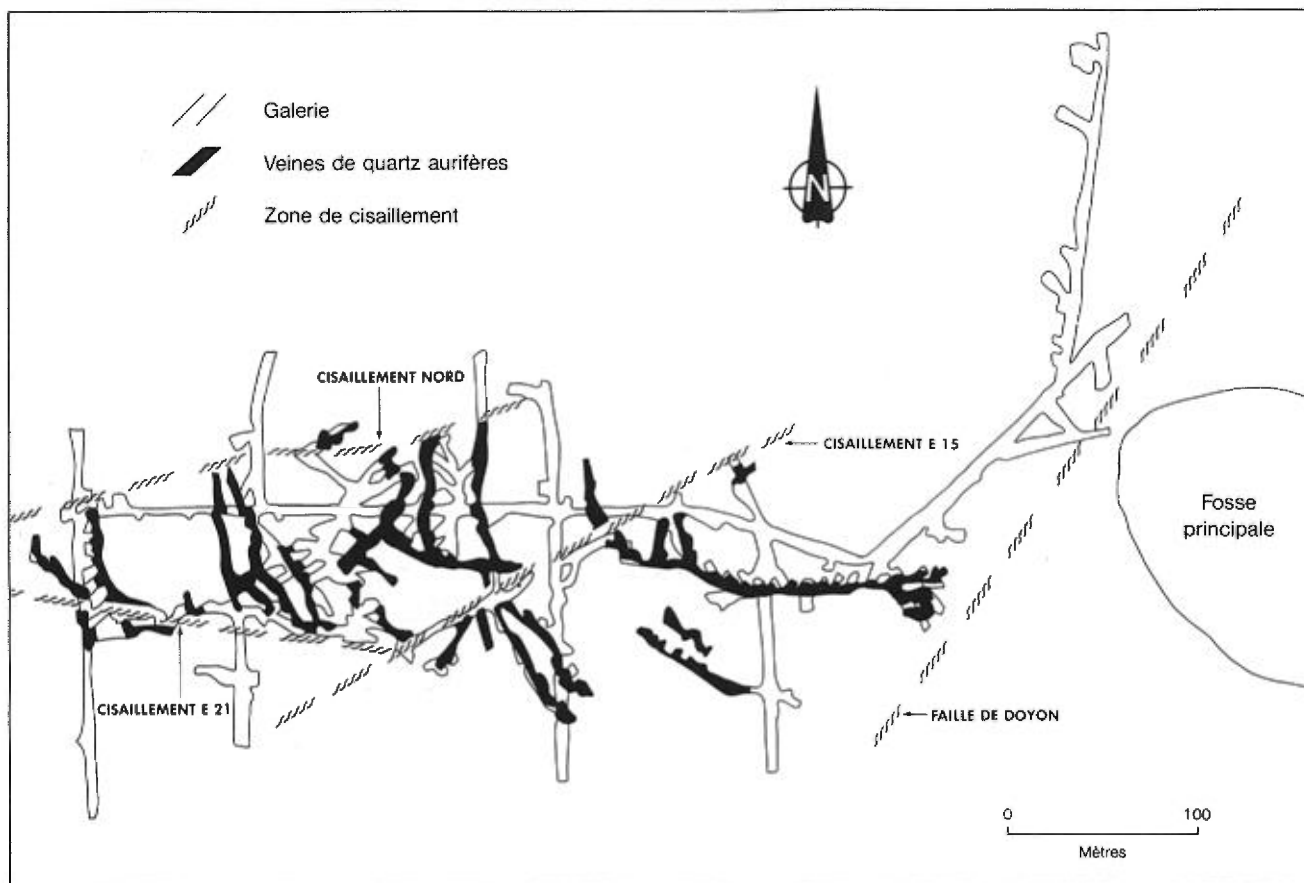


FIGURE 41 — Plan du niveau 2-0 (120 m) de la zone ouest de la mine Doyon.

nombreuses veinules ou laminations de pyrite-quartz d'ordre centimétrique (figure 42) renfermant en règle générale plus de 70 % de pyrite. Ces veinules ou laminations sont surtout parallèles à la schistosité ($N90^{\circ}/65^{\circ}S$). Les limites du minerai sont déterminées par l'analyse chimique.

La roche hôte de la sous-zone n° 1,2 est un schiste mafique altéré qui est situé à l'intérieur du schiste à séricite. Dans ce secteur, les lamines pyriteuses ou veines



FIGURE 42 — Dans la zone n° 1, veinules de quartz-pyrite parallèles à la foliation dans le schiste à séricite (sous-unité 4b).

sont semblables aux précédentes sauf que le pourcentage en quartz est généralement plus variable (maximum de 30 %).

ZONE N° 2

La zone n° 2 contient la majeure partie de la minéralisation présentement connue à la mine Doyon. Elle se situe surtout à l'intérieur de la sous-unité unité 4a (volcanoclastites felsiques) qu'elle recoupe à angle faible. Ainsi, son extrémité ouest pénètre légèrement les volcanoclastites intermédiaires de l'unité 3 avant de s'arrêter contre la faille de Doyon (figure 37). À l'est, la zone exploitable se termine contre le schiste à séricite de la sous-unité 4b qui, comme on le verra plus loin, est également une zone de faille. D'une longueur de 900 m et d'une largeur variant entre 15 à 60 m, cette zone a été suivie jusqu'à 400 m de profondeur selon une direction $N105^{\circ}$ et un plongement de 55° vers le SW.

La zone n° 2 est caractérisée par la présence de 2 à 8 % de pyrite disséminée. La cartographie de détail et l'observation des sondages suggèrent que le type le plus important de minéralisation se compose de veines et veinules d'ordre millimétrique à centimétrique de quartz-pyrite et de quartz-pyrite-chalcoppyrite (figures 43 et 44). Une série de veines subhorizontales de quartz («flats») est également présente, mais ces veines ne sont pas aurifères (figure 45). Les veines minéralisées possèdent une



FIGURE 43 — Veine riche en sulfures et en or dans la zone n° 2.



FIGURE 44 — Détail de la figure 43. Cette veine est exceptionnellement épaisse et les veinules présentes de part et d'autre sont plus caractéristiques de l'ensemble de la zone.

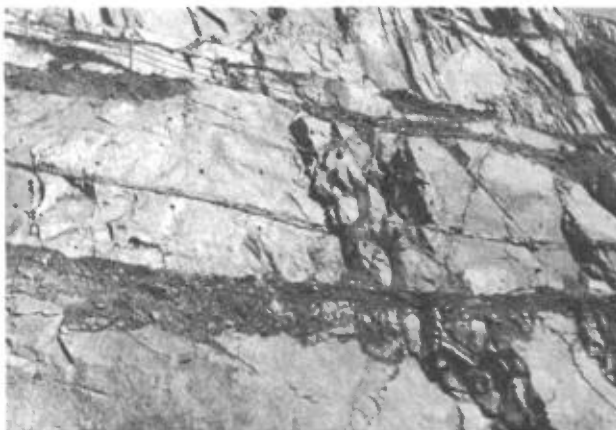


FIGURE 45 — Veines subhorizontales stériles dans la zone n° 2.

attitude $N105^{\circ}/55^{\circ}S$ et elles recoupent la schistosité ($N90^{\circ}/65^{\circ}S$) avec un angle faible en direction et en pendage. À l'extrémité de la zone, contre le schiste à séricite, le pendage des veines devient moins abrupt et celles-ci sont plissées et déplacées par de nombreuses microfai-

les senestres d'attitude $N80^{\circ}/80^{\circ}S$. Dans l'ensemble, la zone n° 2 est subparallèle à l'orientation des veines individuelles.

ZONE OUEST (ZONE N° 3)

La zone ouest, qui fut découverte en 1983, est située surtout dans la tonalite porphyrique, à la bordure SE du complexe intrusif de Mooshla et, aussi, mais de façon moins importante, dans les volcanites mafiques adjacentes appartenant à l'unité 3 (figures 37 et 46).

L'enveloppe de la zone minéralisée s'étend sur plus de 600 m de longueur (E-W) et sur une largeur d'environ 75 m. Elle se prolonge en profondeur sur plus de 400 m avec un plongement SW similaire à celui de la zone n° 2. La zone est ouverte en profondeur et vers l'ouest.

Cette zone est, comme la précédente, caractérisée par la présence de veines d'ordre centimétrique à décimétrique de quartz-pyrite-chalcopyrite (figure 47). Les veines sont très étroites, mais elles sont à haute teneur et se regroupent en ensembles de veines parallèles et rapprochées. Quelques ensembles de veines de 1 à 3 m d'épaisseur peuvent être suivis lors des travaux souterrains. Les



FIGURE 46 — Partie exploitée de la zone ouest (juin 1987).

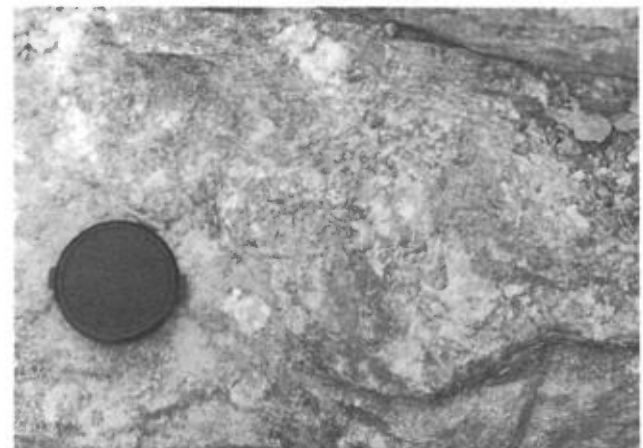


FIGURE 47 — Veine de quartz-pyrite-chalcopyrite de la zone ouest.

veines se subdivisent en deux groupes selon leur orientation. Le groupe le plus important varie en direction du NW au NNE, et il a un pendage fort vers l'ouest (figures 39 et 40). Des veines d'orientation approximative E-W et à pendage fort vers le sud caractérisent le deuxième groupe. Certaines peuvent être suivies jusqu'à la faille de Doyon; elles sont du même type que celles qu'on retrouve dans la zone n° 2 et elles correspondent probablement au prolongement des veines de cette zone du côté ouest de la faille.

Minéralogie des zones minéralisées

ZONE N° 1

La gangue de cette zone est constituée du schiste à séricite ou à chlorite-séricite dont la minéralogie est traitée plus loin à la section intitulée «Altération des épontes». Nous ne mentionnerons ici que les minéraux métalliques.

Rappelons que le minerai contient de 5 à 20 % de pyrite en grains disséminés, soit en lamines ou veinules de pyrite semi-massive. La pyrite disséminée (de 1 à 10 %) est en grains de 1 à 3 mm qui sont souvent allongés dans la schistosité (figure 48). Ces grains présentent des ombres de pression occupées par le quartz, la chlorite ou la muscovite. Parfois, les ombres de pression remplies de quartz s'allongent et passent progressivement à de fines veinules lenticulaires et concordantes. Il y a également progression entre ces veinules et des lamines discontinues de 1 ou 2 cm d'épaisseur constituées d'environ 70 % de pyrite et 30 % de quartz. Quelques veinules de même composition recoupent la foliation. Leur bordure montre des petites ondulations ou crénelations. La pyrite peut être idiomorphe à section rectangulaire. Le plus souvent, elle est en grains arrondis, parfois corrodés et fracturés, surtout si la kaolinite est abondante (figure 49). Les ombres de pression indiquent que la pyrite est antérieure ou contemporaine de la déformation principale. Les fractures remplies de kaolinite témoignent d'une

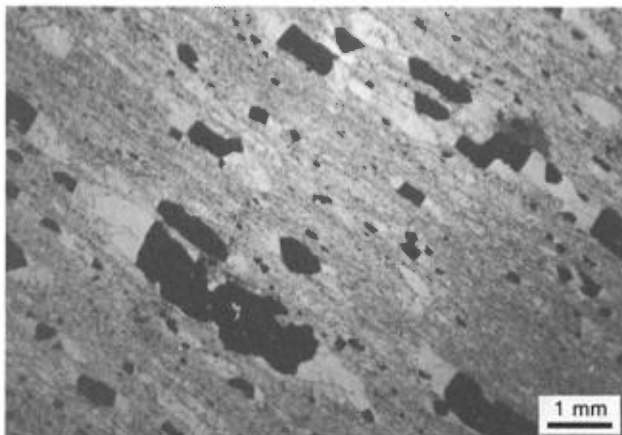


FIGURE 48 — Schiste à muscovite-quartz-pyrite (la muscovite est grise et la pyrite noire). La pyrite est allongée dans la schistosité et parfois idiomorphe, avec des ombres de pression occupées par le quartz (échantillon n° SECT-3, lumière naturelle).

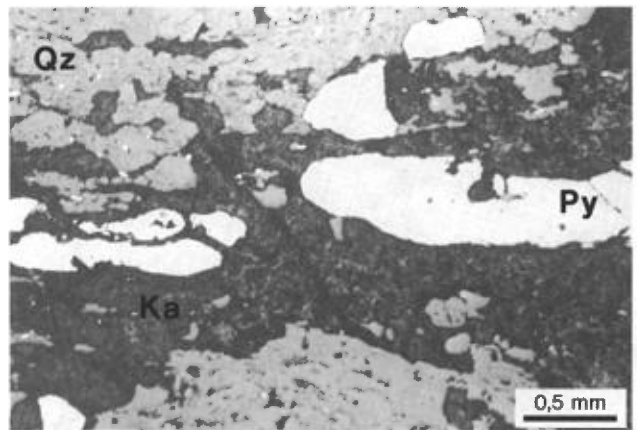


FIGURE 49 — Roche laminée à quartz-pyrite-kaolinite (le quartz est gris, la pyrite blanche et la kaolinite gris-foncé). La pyrite est allongée dans la schistosité, corrodée et veinée par la kaolinite (échantillon n° ALT-1, lumière réfléchie).

déformation cassante qui s'est poursuivie après le maximum thermique du métamorphisme.

Nous n'avons pas examiné d'échantillon provenant de la zone de minerai même. Des échantillons pris à proximité et qui contiennent jusqu'à 25 % de pyrite ne montrent que des traces de chalcopryrite (0,01 %). D'après la description de Guha *et al.* (1982), les minéraux métalliques seraient les mêmes que dans la zone n° 2, sauf que les tellurures sont moins abondants dans la zone n° 1. Ils rapportent de plus que l'or est finement disséminé et interstitiel aux grains de pyrite. On le retrouve également en bordure des grains et dans les clivages des silicates.

VEINES DES ZONES N° 2 ET OUEST

La zone n° 2 contient de la pyrite disséminée et en cha-pelets de grains dans la schistosité, mais en quantité bien moins grande que dans la zone n° 1. L'or y a été observé essentiellement dans des veines d'ordre centimétrique légèrement sécantes à la schistosité. La minéralisation de la zone ouest (ou n° 3) est en veines d'ordre centimétrique à décimétrique dans la tonalite porphyrique moins altérée que la roche hôte de la zone n° 2. Les veines des zones n° 2 et 3 sont semblables et elles seront décrites ensemble.

Voici quelques traits qui caractérisent ces veines :

- 1 - l'abondance de sulfures (pyrite et chalcopryrite forment ensemble de 10 à 75 % des veines, pour une moyenne de 20 à 25 %);
- 2 - l'abondance de chalcopryrite (de 2 à 15 %);
- 3 - la nature bréchiq ue des veines;
- 4 - la forte teneur en or (plusieurs dizaines de grammes par tonne).

La gangue est surtout constituée de quartz, de dolomite et de calcite. Le quartz grenu peut former des îlots ou fragments d'ordre centimétrique entourés de carbonate, de sulfures et de quartz fin. Sa granulométrie est variable, et il présente une extinction roulante variant de faible à extrême. La dolomite est souvent en grains d'or-

dre centimétrique. Des mesures à la microsonde indiquent qu'elle est ferrifère dans la zone ouest, et sans fer dans la zone n° 2 (tableau 5). La calcite est souvent en grains fins plus tardifs que la dolomite grenue. Elle est légèrement manganésifère. La chlorite est commune mais peu abondante. Elle est très pâle et magnésienne dans la zone n° 2, plus pléochroïque et ferrifère dans la zone n° 3. Il existe donc un certain équilibre entre la chlorite et la dolomite et, comme on le verra plus loin, entre la chlorite des veines et celle des épontes. La muscovite est peu abondante. Elle ressemble à celle des épontes et contient une petite quantité de baryum (0,3 %). Le rutile et la tourmaline ne sont présents qu'en traces. Quelques minéraux ont été observés dans des veinules d'ordre millimétrique qui peuvent être associées ou non à la minéralisation principale. Ils comprennent la fluorine, la clinozoisite et le plagioclase qui ont été observés près de la zone n° 2. L'anhydrite n'a pas été observée en veines, mais elle est présente par endroits en grains disséminés dans l'unité 3, à peu de distance de la zone n° 2.

La magnétite ainsi que l'hématite n'ont été observées que dans une seule lame polie qui provient d'une veine de la zone ouest recoupant des roches volcaniques peu

altérées. Ces oxydes semblent absents dans les veines et les roches très altérées des sous-unités 4a et 4b.

Le rapport chalcopryrite/pyrite varie généralement de 1/10 à 1/1. La pyrite est souvent en amas semi-massifs de grains grenus (de 1 à 5 mm) qui sont fréquemment recouverts par le carbonate et la chalcopryrite. La pyrite se retrouve aussi en grains isolés, arrondis et comme résorbés, baignant dans la chalcopryrite. Mais la chalcopryrite peut aussi parfois former des petites inclusions globulaires dans la pyrite. Des veinules de chalcopryrite peuvent recouper le carbonate.

La sphalérite forme environ 0,5 % des veines et elle peut être beaucoup plus abondante à certains endroits. Elle est la plupart du temps associée à la chalcopryrite, mais se retrouve parfois dans la pyrite. Elle est en règle générale incolore en lumière transmise. Une analyse à la microsonde indique l'absence de fer et la présence de Cd (0,5 %). Elle contient souvent de très fines inclusions (de 1 à 10 micromètres) de chalcopryrite réparties assez uniformément. Un type plus rare de sphalérite est coloré.

La pyrrhotite est très rare. Elle se rencontre en fines inclusions dans la pyrite, et seulement dans une faible proportion des lames polies étudiées. La galène et l'arsé-

TABEAU 5 — Formules chimiques de silicates et carbonates déterminées à l'aide de la microsonde

Lithologie/unité	Échantillon	Muscovite (base de 22 O)								
		(Na,	K,	Ba)	(Mg,	Fe,	Ti,	Al)	(Al,	(Si) ₈
Schiste à muscovite, unité 4	II	(,39	1,52	,02)	(,12	,08	,02	3,78)	(1,80	6,20)
Veines, zone n° 2	III	(,37	1,44	,16)	(,19	,09		3,73)	(1,86	6,14)
Veines, zone n° 2	IV	(,36	1,54	,03)	(,13	,08	,02	3,73)	(1,67	6,33)
Veines, zone n° 2	V	(,30	1,61	,02)	(,15	,17		3,71)	(1,78	6,25)
Veine, près de l'unité 5	VI	(,27	1,62	,02)	(,12	,39	,04	3,53)	(1,71	6,29)
Veine, zone n° 3 (ouest)	VII	(,21	1,57	,05)	(,22	,42	,03	3,49)	(1,75	6,25)
		Calcite								
		(Ca	Mg	Mn	Fe)	CO ₃				
Veines, zone n° 2	IV	(,96	,01	,03)					
Veines, zone n° 2	V	(,98		,02)					
Veines, près de l'unité 5	VI	(,95	,01	,03	,01)					
Veines, zone n° 3 (ouest)	VII	(,98	,01	,01	,003)					
		Chlorite (base de 28 O)								
		(Mg,	Mn,	Fe,	Al)	(Al	(Si) ₈	Mg/(Mg+Fe) (atomique)		
Tuf à blocs, unité 3	I	(6,66	,03	2,50	2,78)	(2,73	5,27)	0,73		
Schiste à muscovite, unité 4	II	(7,80	,03	1,19	2,78)	(2,42	5,58)	0,87		
Veines, zone n° 2	V	(6,24	,16	2,12	2,68)	(2,50	5,50)	0,77		
Veine, près de l'unité 5	VI	(5,10	,06	4,04	2,78)	(2,51	5,49)	0,56		
Veine, près de l'unité 5	VI	(6,19	,07	3,48	2,28)	(2,37	5,53)	0,64		
Veine, zone n° 3 (ouest)	VII	(6,30	,04	3,04	2,59)	(2,61	5,39)	0,67		
		Dolomite								
		(Ca	Mg	Mn	Fe)	CO ₃		Mg/(Mg+Fe) (atomique)		
Veines, zone n° 2	IV	(,51	,40	,05	,03)			0,93		
Veines, près de l'unité 5	VI	(,50	,23	,03	,23)			0,50		
Veines, zone n° 3 (ouest)	VII	(,53	,41	,01	,05)			0,89		

Description des échantillons :

- I - (R 919-37-57) : tuf à blocs, près de la zone n° 2 riche en quartz; carbonate, chlorite, anhydrite (3 %), pyrite (5 %) et rutile.
- II - (3B) : schiste à quartz-muscovite-pyrite-rutile; chlorite incolore.
- III - (616-86) : veine de la zone n° 2; quartz, un peu de carbonate, traces de muscovite, pyrite (15 %), or et tellurures abondants, BaO dans la muscovite (0,3 %).
- IV - (R-722-86-91,5) : veine, zone n° 2; quartz, carbonate, traces de muscovite, sulfures (15 %), or et tellurures.
- V - (R-886-87-75) : veine de quartz de 2 cm; beaucoup de tellurures, de l'or; dans un schiste à quartz-muscovite).
- VI - (721-86-525) : veine de quartz; dolomite grenue, calcite, traces de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de galène; près de la bordure sud de l'unité 4.
- VII - (2 C-10) : veine de la zone ouest, dans l'intrusion de Mooshla ou en bordure de l'intrusion; très riche en pyrite, chalcopryrite et or.

nopyrite sont plus rares encore. Nous les avons surtout observées en traces dans une veine non typique (par sa grande épaisseur) contenant un peu de pyrrhotite mais pas de pyrite. La bornite et la chalcosine sont présentes par endroits à la bordure des grains de chalcoppyrite et en fines veinules recoupant cette dernière. Ces minéraux sont tardifs.

Dans certaines lames polies, les tellures sont plus abondants que l'or, mais dans d'autres c'est le contraire qui se produit. Ils sont souvent en contact avec l'or et ils se présentent dans le même contexte textural et minéralogique que lui (figure 50). Nos observations préliminaires indiquent que la calavérite (AuTe_2), la tétradymite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) et la tellurobismuthite (Bi_2Te_3) sont les tellures les plus abondants. La petzite (Ag_3AuTe_2) est peu abondante et l'altaïte (PbTe) est rare.

Les veines sont à forte teneur en or, et celui-ci s'observe sans difficulté au microscope. Il est souvent associé de près à la chalcoppyrite (figures 51 et 52) et aux tellures. Il occupe des petites veinules tardives dans le quartz et il peut former des traînées de fines inclusions globulaires dans le quartz recristallisé. Il est souvent à la bordure de

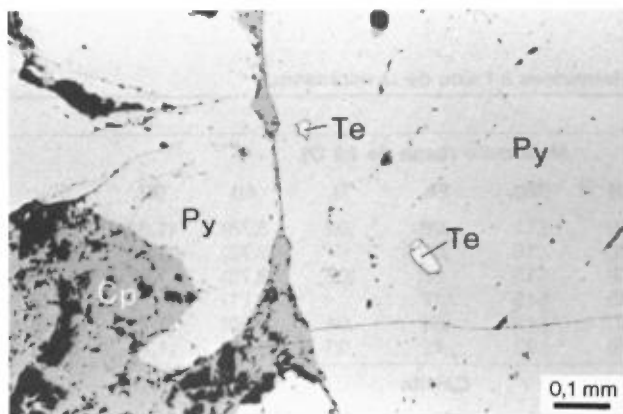


FIGURE 50 — Fines inclusions de tétradymite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) (Te, en blanc) dans la pyrite (Py, en gris pâle). L'or peut former des inclusions semblables. La chalcoppyrite (Cp) entoure les grains de pyrite (Py). Échantillon n° 2C-10, lumière réfléchie.

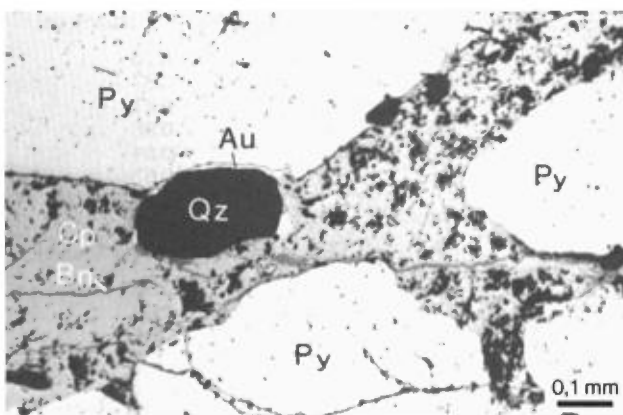


FIGURE 51 — Or (Au, en blanc) au contact d'un grain de quartz (Qz, en noir) avec la pyrite (Py) et la chalcoppyrite (Cp). La pyrite arrondie baigne dans la chalcoppyrite. Veinule tardive de bornite (Bn) dans la chalcoppyrite (Cp). Échantillon n° S-3A, lumière réfléchie.

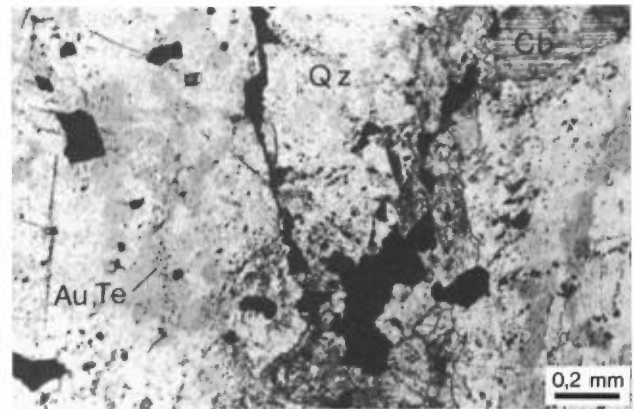


FIGURE 52 — Or (Au), tellures multiples (Te) et chalcoppyrite (en noir) en veinules dans le quartz (Qz) et le carbonate (Cb). Traînées de petits globules (points noirs) d'or et de tellures disposées le long de plans non cristallographiques dans le quartz. Échantillon n° 2C-10, lumière transmise.

grains durs comme la pyrite et le quartz, et il peut former des inclusions globulaires ou allongées dans la pyrite. Il est également présent dans le carbonate et dans les clivages de la chlorite et de la muscovite. Quelques grains d'or étudiés à la microsonde ont une teneur de 2 à 5 % Ag (% du poids).

En gros, l'ordre apparent de cristallisation basé sur le recouvrement mutuel des minéraux est: (1) quartz, (2) pyrite, (3) carbonate, (4) chalcoppyrite et (5) tellures et or.

Cet ordre ressemble singulièrement à un classement par ductilité des minéraux qui, par ailleurs, ont subi des contraintes tectoniques importantes indiquées par la nature bréchique des veines. Il n'a peut-être rien à voir avec l'ordre d'arrivée des éléments chimiques ou l'ordre de formation des minéraux. Ceux-ci ont probablement subi des déformations, des remobilisations locales et des recristallisations importantes depuis leur formation.

Altération des épontes

ZONES N° 1 ET 2

Assemblages minéralogiques

Près des gisements, l'altération est intense dans toute l'unité 4 et elle déborde à la bordure des unités 3 et 5. Elle est extrême dans la sous-unité 4b où elle se caractérise par l'absence habituelle de plagioclase et la présence fréquente d'alumino-silicates altérés. La pyrite est présente dans toute la zone d'altération, mais elle est plus abondante dans la sous-unité 4b qui est la plus altérée. Le carbonate se concentre surtout en bordure de la grande zone altérée.

Les assemblages minéralogiques nombreux deviennent simples puisque la muscovite se forme surtout aux dépens du plagioclase qui devient rare ou même absent. Avec l'altération plus intense, la muscovite fait place aux alumino-silicates qui semblent incompatibles avec le plagioclase. Le tableau 6 indique schématiquement la

TABLEAU 6 — Assemblages minéralogiques des roches altérées près des zones minéralisées n°s 1 et 2 (par ordre décroissant d'altération)

Protolite	Assemblages minéralogiques	Caractéristiques	Distribution/Unité
Felsique	1 - Roche foliée à quartz + alumino-silicates + rutile + pyrite	Alumino-silicates sans feldspath ni muscovite	Rare, sous-unité 4b
Felsique	2A - Schiste à quartz + muscovite + Al-Si + rutile + pyrite + traces de chlorite	Sans feldspath	Commun, sous-unité 4b
Mafique	2B - Schiste à quartz + chlorite + muscovite + Al-Si + rutile + pyrite		Rare, sous-unité 4b
Felsique	3A - Schiste à quartz + muscovite + rutile + pyrite	Muscovite, sans feldspath ni alumino-silicate	Très commun, sous-unités 4a et 4b
Mafique	3B - Schiste à quartz + chlorite + muscovite + rutile + pyrite	Muscovite, sans feldspath ni alumino-silicate	Très commun, sous-unités 4a et 4b
Felsique	4A - Schiste à quartz + plagioclase + muscovite + rutile + pyrite + traces de chloritoïde ± clinozoïsite	À feldspath et muscovite	Commun dans la sous-unité 4a, rare dans la sous-unité 4b
Mafique	4B - Schiste à chlorite + oligoclase + muscovite + quartz + rutile + pyrite + carbonate ± ilménite ± grenat ± chloritoïde		Bordure nord de l'unité 5
Mafique	5 - Roche à plagioclase + épidote + carbonate ± pyrite + ilménite/rutile	Épidote	Unités 3 et 5
Mafique	6 - Andésite à albite + chlorite + épidote + quartz + ilménite ± biotite	Peu altérée et peu de muscovite	Partie sud de l'unité 5

Alumino-silicates primaires : andalousite et kyanite presque entièrement altérées, traces de topaze.

Alumino-silicates secondaires : kaolinite, pyrophyllite et diaspore.

Carbonate : commun mais peu abondant dans les assemblages 1 à 3 et 4 (felsique) où il se retrouve surtout dans des veines et veinules et en grains disséminés en bordure des veinules (apport tardif?); abondant dans les unités lithologiques 3 et 5 en bordure de la zone d'altération principale; calcite et dolomite sans fer dans l'unité 4; calcite et dolomite ferrifère dans l'unité 5.

Chlorite : incolore et très magnésienne dans les roches felsiques de l'unité 4; très pâle et magnésienne dans les roches intermédiaires et mafiques de l'unité 4; modérément pléochroïque dans les roches altérées de l'unité 5; fortement pléochroïque (ainsi que la biotite) dans les roches felsiques peu altérées des unités 2 et 6.

Tourmaline : en traces seulement; incolore où la chlorite est incolore, pléochroïque ailleurs.

Autres minéraux accessoires : l'apatite est présente presque partout; l'allanite est commune; traces de florencite dans l'assemblage 1.

progression entre les divers assemblages. Tous les échantillons étudiés sont composés de l'un de ces assemblages ou de deux assemblages voisins.

Roches à alumino-silicates

Les alumino-silicates n'ont été observés que dans la sous-unité 4b (tableau 4 et assemblages 1 et 2 du tableau 6). Les roches, pratiquement sans muscovite et composées de quartz + alumino-silicates + pyrite + rutile, sont peu nombreuses. Les schistes à muscovite ou à chlorite-muscovite avec des quantités variables de porphyroblastes d'alumino-silicates pseudomorphosés sont nombreux (figures 53 et 54). Des veines de quartz-kyanite-pyrite avec des traces de tourmaline incolore et avec beaucoup de kaolinite secondaire sont associées à ces roches (figure 55).

Les alumino-silicates identifiés sont l'andalousite, la kyanite, la pyrophyllite, le diaspore, la kaolinite et des traces de topaze. L'andalousite et la kyanite, qui formaient les porphyroblastes, sont presque entièrement transformées en kaolinite et en mica blanc (pyrophyllite en partie). Les porphyroblastes sont synchronématiques par rapport à la schistosité. Le mica blanc et la kaolinite

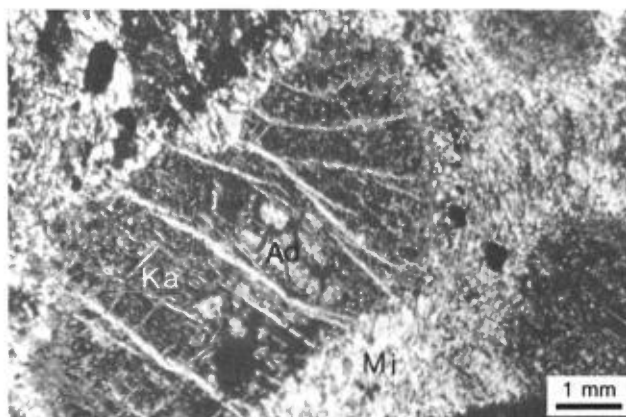


FIGURE 53 — Relique d'andalousite (Ad) au cœur d'un porphyroblaste pseudomorphosé par la kaolinite (Ka) et entouré de mica blanc (Mi). Échantillon n° 82-26, nicols croisés.

qui les remplacent ne sont pas affectés par la foliation et lui sont donc postérieurs.

Les roches à quartz + alumino-silicates + pyrite + rutile sont entièrement dépourvues d'alcalis. Les schistes avec muscovite en contiennent un peu plus.

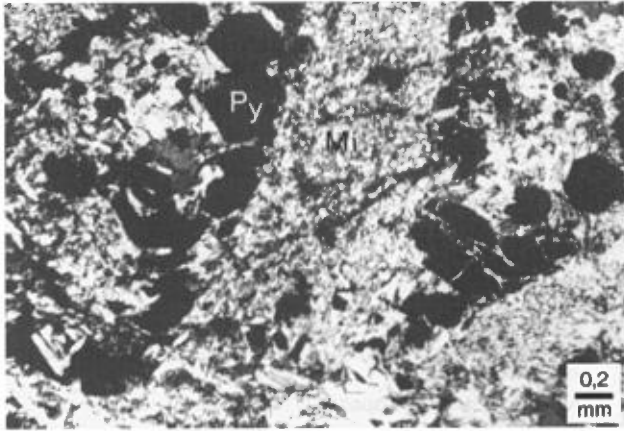


FIGURE 54 — Schiste à muscovite-quartz-pyrite. La pyrite (Py, en noir) marque le contour de porphyroblastes prismatiques entièrement remplacés par le mica blanc (Mi). Échantillon n° 721-567, nicols croisés.

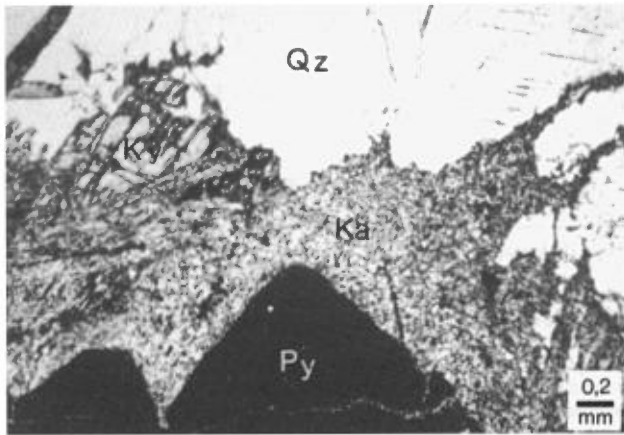


FIGURE 55 — Veine de quartz-kyanite-pyrite-kaolinite. La kaolinite (Ka) remplace partiellement la kyanite (Ky) et recoupe le quartz (Qz) et la pyrite (Py). Échantillon n° 721-68-635, nicols croisés.

Schistes à muscovite et à chlorite-muscovite sans plagioclase

Ces schistes, qui sont très abondants, passent d'une part, aux schistes avec aluminosilicates et d'autre part, aux schistes avec plagioclase.

Les schistes felsiques (assemblage 3A du tableau 6) sont constitués de quartz + muscovite + rutile + pyrite avec des traces de chlorite, d'apatite, de carbonate et, parfois, de tourmaline et d'allanite. Les schistes mafiques (assemblage 3B du tableau 6) contiennent, en plus, une quantité importante de chlorite. La muscovite (un peu de phengite) contient du sodium et un peu de baryum (tableau 5). Un peu de paragonite et de margarite peuvent aussi être présentes. La chlorite est très magnésienne dans les roches felsiques (tableau 5, $Mg/Mg+Fe = 0,87$). Elle est incolore même en lames minces épaisses. Sa biréfringence est un peu plus élevée que celle du quartz et son élongation est négative. La tourmaline est également incolore et probablement magnésienne. Dans les roches mafiques, la chlorite est légèrement pléochroï-

que et un peu moins magnésienne que dans les roches felsiques (tableau 5, $Mg/Mg+Fe = 0,73$).

La mesure de la composition de la muscovite indique que les schistes à muscovite ont une teneur en K_2O assez élevée (de 2 à 3 %), mais qu'ils contiennent très peu de soude (0,5 % ou moins). Le fer se retrouve presque entièrement dans la pyrite et il y en a très peu dans les silicates et les carbonates.

Roches altérées à plagioclase

Ces roches (assemblage 4 du tableau 6) contiennent de la muscovite, mais en quantité moindre que le schiste à muscovite sans plagioclase (environ 5 à 15 % contre 10 à 40 % respectivement). Elles sont abondantes dans la sous-unité 4a et à la bordure sud de l'unité 3. Les roches très felsiques ne comportent que peu de clinozoïsite ou pas du tout, et la composition moyenne de leur plagioclase est An_{17} d'après les travaux de diffraction X (G. Perrault, communication personnelle). Des échantillons plus calciques présentent une teneur modérée (10 %) en clinozoïsite ou zoïsite ($2V \approx 30^\circ$, biaxe positif) et un plagioclase modérément calcique (An_{20-33}). Ces roches sont altérées car, en plus de la muscovite, elles contiennent une chlorite très pâle, de la pyrite et du rutile.

Les roches à plagioclase ne présentent pas l'appauvrissement évident en soude des schistes sans plagioclase.

Schistes à grenat et chloritoïde

Le grenat est présent en bordure de la zone altérée (bordure nord de l'unité 5, assemblage 4B du tableau 6). La roche hôte (voir unité 5) est un schiste intermédiaire à mafique composé de quartz + chlorite + muscovite, avec ou sans plagioclase, et possédant un peu d'ilménite, d'épidote et de carbonate. Le grenat est en grains poeciloblastiques dans lesquels les inclusions de quartz comptent pour environ 50 % du volume (figure 56). La texture du grenat montre qu'il s'est développé par remplace-

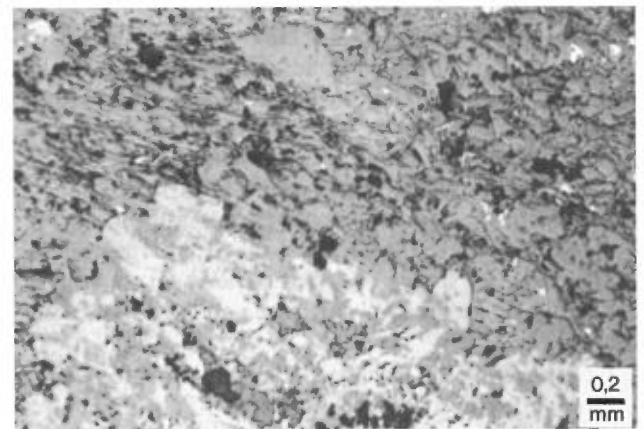


FIGURE 56 — Surface polie montrant un grenat spongieux (très pâle) rempli de quartz (gris) dans un schiste à quartz et chlorite (lamelles). Des formes lamellaires dans le grenat montrent qu'il a surtout remplacé la chlorite. Les points blancs sont du rutile et de l'ilménite. Échantillon n° 82-146B, lumière réfléchie.

ment des feuillettes de chlorite. De plus, on y retrouve des plaquettes ou feuillettes d'ilménite métamorphique alignés dans la schistosité. Le grenat est donc postérieur à la chlorite et à l'ilménite et il est tardicinématique.

Le chloritoïde est présent dans le même secteur que le grenat, mais il est beaucoup plus répandu. Il n'est cependant présent qu'en traces. Il recoupe la schistosité et semble, lui aussi, tardicinématique.

La chlorite associée aux schistes à grenat et à chloritoïde est moyennement pléochroïque, beaucoup plus que la chlorite magnésienne de l'unité 4, et sa biréfringence est presque nulle. Elle semble beaucoup plus ferrifère ici qu'au coeur de la zone altérée. La chlorite ferrifère est associée au grenat et au chloritoïde ferrifères.

Une autre texture très significative est observée dans ces roches en bordure de la zone d'altération. Le rutile, qui est omniprésent dans la zone altérée à l'exclusion de l'ilménite, ne remplace ici que partiellement les plaquettes caractéristiques d'ilménite métamorphique. L'altération semble donc même postérieure à la schistosité marquée par l'ilménite orientée.

Altération en épidote nodulaire

Cette altération (assemblage 5 du tableau 6), qui n'est peut-être pas reliée à l'altération principale, est caractérisée par la distribution inégale de l'épidote qui se concentre en petits amas de l'ordre du millimètre ou du centimètre. Elle est particulièrement marquée dans les tufs à blocs (unité 3) du mur nord de la zone n° 2 où des fragments parfois de l'ordre du centimètre sont largement épidotisés (figures 15 et 16). Elle est aussi présente dans les roches andésitiques (unité 5) au sud du gisement où l'épidote forme des amas (de l'ordre du millimètre) surtout observable au microscope. Cette altération n'est pas accompagnée de séricitisation, mais une autre altération plus subtile est peut être présente. Quelques amas de rutile de 1 à 5 mm représentent soit du sphène, pseudomorphosé ou soit de l'ilménite grenue pseudomorphosée. Mais rien dans les blocs de lave n'indique la présence à l'origine de roches cristallines grenues. Il s'agit peut-être d'une altération en épidote-sphène antérieure à l'altération principale, car l'altération précoce en épidote n'est pas rare dans les séquences volcaniques (voir entre autres Imreh, 1984).

Distribution du carbonate

Le carbonate est généralement peu abondant dans les roches très altérées et il est présent surtout dans les veines et veinules et en disséminations en bordure des veinules. Le calcium a été largement éliminé du coeur de la zone altérée, mais le carbonate est abondant en bordure de la zone et il constitue une part importante des veines minéralisées en or.

Altération tardive

Le volume d'alumino-silicates altérés en kaolinite, en pyrophyllite et en diaspoire est appréciable. La kaolinite est nettement instable dans les conditions de métamor-

phisme correspondant à la zone de la biotite. Cette altération secondaire s'est donc produite après le maximum thermique du métamorphisme, probablement lors d'une activité hydrothermale résiduelle.

L'oligoclase-andésine montre des signes d'altération en carbonate, en albite et en d'autres minéraux très fins. L'altération est sporadique, mais importante dans certains échantillons.

Plusieurs échantillons montrent deux ou même trois types de chlorite qui diffèrent par leur aspect. Souvent, la chlorite principale vue au microscope polarisant est optiquement positive tandis que la chlorite tardive est négative. De petites veinules de chlorite tardive sont clairement postérieures à la schistosité. L'altération tardive de la chlorite et du plagioclase n'est pas comparable avec l'altération principale.

Aspects chimiques de l'altération

Descarreaux (1982) a effectué une étude lithogéochimique de la zone altérée de l'ensemble de la propriété Doyon. Au moyen de 309 analyses d'éléments majeurs, il a démontré que les trois zones minéralisées étaient enveloppées dans un halo d'altération consistant en gains appréciables en S, K₂O et Al₂O₃ couplés à des pertes en Na₂O et CaO.

Notre étude pétrographique de l'altération permet d'expliquer toutes ces anomalies. L'anomalie la plus étendue et à l'intérieur de laquelle se situent toutes les autres est la perte de soude. La zone lessivée en Na₂O mesure 200 à 800 m de largeur et s'étend de la zone n° 3 à l'ouest jusqu'à la limite est de la propriété minière, soit sur une distance de 3 300 m. Elle correspond à la destruction du plagioclase et à son remplacement par la séricite. La zone appauvrie en chaux mesure la même largeur, mais son extension latérale est beaucoup plus restreinte (900 m). Le lessivage du calcium dans cette zone se traduit par une déstabilisation des silicates calciques (toute l'épidote et toute l'actinolite-hornblende, et une grande partie du plagioclase).

L'anomalie positive en alumine mesure 400 m de largeur sur 1 200 m de longueur. À notre avis, le caractère hyperalumineux des roches de cette zone (Al₂O₃ > CaO + Na₂O + K₂O) résulte plus du lessivage de Na₂O et du CaO mentionnés précédemment que d'un véritable enrichissement en aluminium. L'excès d'alumine sur les alcalis de cette zone se traduit par la formation d'alumino-silicates comme l'andalousite et la kyanite qui ont largement été remplacés par la kaolinite, la pyrophyllite et le diaspoire lors de l'altération rétrograde.

La zone enrichie en soufre mesure 300 m de largeur sur 2 300 m de longueur et est marquée par une beaucoup plus grande abondance de pyrite. Cette zone enrichie en pyrite n'est cependant pas enrichie en fer, ce qui signifie que la pyrite n'a pas été introduite dans ces roches, mais s'est plutôt formée par l'association du soufre aux minéraux ferrugineux originels. L'anomalie positive en potasse mesure 100 à 300 m de largeur et 1 600 m de longueur. Elle correspond à une augmentation marquée de la quantité de séricite dans la zone altérée.

ZONE OUEST

La texture et la composition de la tonalite porphyrique distante des veines ont déjà été décrites (voir la section intitulée «Tonalite porphyrique»). En bref, la forme des phénocristaux de plagioclase est bien conservée, mais le reste de la texture d'origine est détruit. Les phénocristaux consistent en de l'albite pseudomorphe chargée d'inclusions de clinozoisite, de séricite et de chlorite (figure 57). Par contre, des échantillons pris à quelques décimètres d'une veine montrent une recristallisation plus intense et la forme des phénocristaux d'origine est méconnaissable. Des grains équigranulaires de quartz et d'andésine zonée d'environ 0,5 mm (figures 58 et 59) baignent dans une pâte fine riche en quartz, en muscovite et en chlorite. Des regroupements de quelques grains de plagioclase marquent plus ou moins l'ancienne position des phénocristaux. La chlorite est légèrement pléochroïque, bien

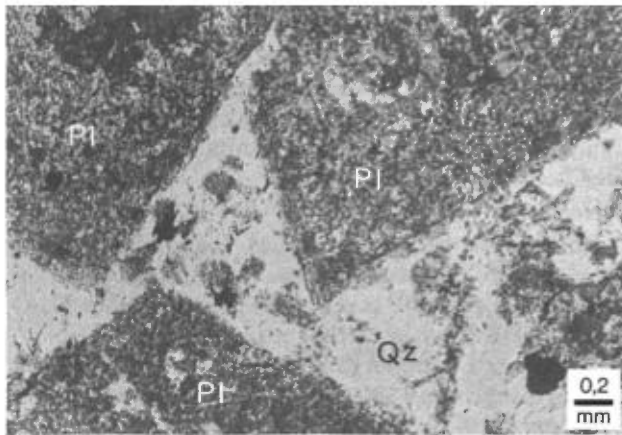


FIGURE 57 — Tonalite porphyrique distante des veines. Plagioclase automorphe (Pl) pseudomorphosé par l'albite + chlorite + clinozoisite + séricite dans une matrice riche en quartz (Qz) et albite avec chlorite et grains opaques. Échantillon n° DOY-2D, lumière naturelle.

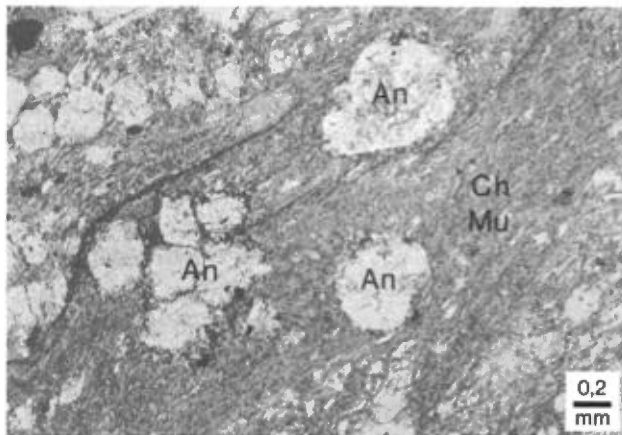


FIGURE 58 — Tonalite porphyrique près d'une veine minéralisée. Groupe de grains ronds d'andésine claire secondaire et groupe de grains de quartz. L'andésine (An) est dans une plage riche en chlorite-muscovite (Ch-Mu) qui représente probablement d'anciens phénocristaux de plagioclase. Échantillon n° 88-DO8, lumière naturelle.

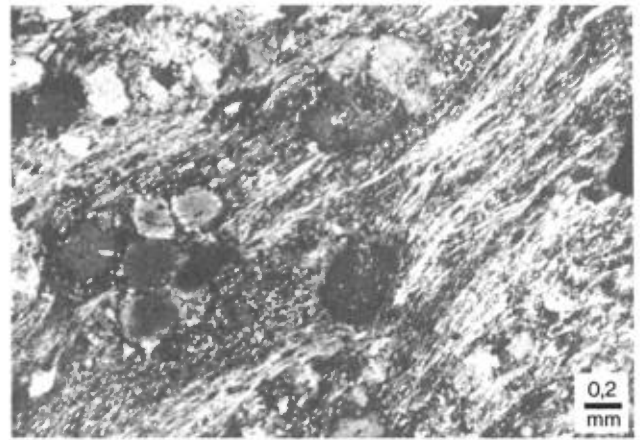


FIGURE 59 — Même champ que la figure 58 en nicols croisés. La zonalité inverse de l'andésine est visible (An_{40} au centre et An_{47} en bordure).

plus ferrifère (tableau 5) que dans la zone d'altération principale (unité 4). Les autres minéraux présents sont le carbonate, la clinozoisite, la biotite chloritisée, le rutile, l'apatite, l'allanite et la tourmaline. Une fracture avec carbonate et clinozoisite contient de la fluorine. À quelques centimètres de la bordure de la veine, l'éponte acquiert une forte schistosité qui coïncide avec une teneur en mica blanc beaucoup plus élevée. Les grains ronds de plagioclase zoné sont toujours présents. La pyrite disséminée forme de 1 à 2 % de l'éponte altérée.

Contrairement à la tonalite porphyrique, l'éponte a subi une addition évidente de K_2O , de CO_2 et de S sur des épaisseurs de l'ordre du centimètre au décimètre. Nous avons déjà mentionné (voir la section intitulée «Tonalite porphyrique») la présence de traces de chloritoïde et de muscovite associées à la pyrite dans la roche peu métasomatée distante des veines. La présence du chloritoïde indique que les silicates deviennent relativement plus alumineux, peut-être à cause de l'enlèvement du Na excédant l'apport de K. Ainsi, l'altération dans la zone ouest ressemble qualitativement à celle de la zone altérée principale (zone n° 2), même si l'intensité de l'altération n'est pas comparable.

Les grains ronds de plagioclase montrent une zonalité inverse accentuée à leur bordure (An_{40} au centre et An_{47} en bordure, mesures à la microsonde). Ces grains sont limpides, surtout à leur bordure et ils contrastent fortement avec le plagioclase saussuritisé du reste du pluton. Ils résultent, de toute évidence, d'une recristallisation liée à la formation des veines. Leur présence prouve deux choses :

- 1 - la température des veines semble avoir atteint la température de «réaction de l'oligoclase» (voir la section intitulée «Métamorphisme»);
- 2 - les veines sont synmétamorphiques ou postmétamorphiques, car l'andésine calcique des épontes n'est pas touchée par la saussuritisisation régionale qui affecte tout le reste du pluton de Mooshla.

Inclusions fluides

TECHNIQUES ANALYTIQUES

L'étude des inclusions fluides a été faite sur des lames épaisses et polies sur les deux faces. L'épaisseur de ces lames variait de 250 à 350 micromètres. Nous avons utilisé la méthode thermométrique traditionnelle (homogénéisation et fusion) et nous avons également fait des analyses chimiques semi-quantitatives sur un bon nombre d'inclusions.

Les mesures thermométriques ont été faites avec la platine chauffante-réfrigérante «Chaixmeca». La précision de ces mesures est de $\pm 0,2$ °C (entre -100 et $+100$ °C) et de $\pm 0,5$ °C (à ± 1 °C) entre 100 et 400 °C. La justesse de l'appareil est vérifiée périodiquement avec des étalons tels que le toluène (température de fusion $[T_m] = -95$ °C), le gaz carbonique ($T_m = -56,6$ °C), le tétrachlorure de carbone ($T_m = -22,8$ °C) et les produits «Merck» (T_m variant de 70 à 398 °C).

Dans le cas d'un fluide aqueux, les températures d'homogénéisation de la phase liquide et de la phase vapeur indiquent les températures minimales de formation, et les températures de fusion de la glace révèlent la salinité du fluide. Pour la phase CO_2 , sa pureté et sa densité peuvent être vérifiées respectivement par les températures de fusion et les températures d'homogénéisation.

Pour évaluer la salinité des inclusions aqueuses, nous utilisons le système étalon $H_2O-NaCl$ de Roedder (1962) si $T_m > -21,1$ °C (point eutectique du système); dans le cas où $T_m < -21,1$ °C, la salinité correspondante est déduite du système $H_2O-CaCl_2$ (le point eutectique de ce système est de $-49,9$ °C, [Crawford, 1981]). Pour les inclusions contenant du H_2O et du CO_2 , la salinité est déduite à partir du système $H_2O-NaCl-CO_2$ de Collins (1979). À cause de la présence de différents sels dans le fluide, la salinité des inclusions obtenue à partir des systèmes simples susmentionnés est une salinité équivalente. Cette salinité est exprimée en pourcentage du poids équivalent $NaCl$ ou équivalent $CaCl_2$.

L'analyse chimique semi-quantitative des inclusions fluides est faite à l'aide de la microsonde électronique. L'appareil fonctionne à 15 kV avec un courant d'échantillon de 20 nA. Le faisceau d'électrons est défocalisé pour couvrir toute la cavité de chaque inclusion analysée. Les éléments détectés sont ceux dont les numéros atomiques sont plus grand que 10 ($Z > 10$). Quant aux éléments plus légers (Li, B, C, O et F), leur présence n'est pas détectable par cette méthode. Il est important de noter que l'analyse est faite sur tout le contenu de chaque cavité y compris les minéraux captifs (halite, carbonates et sulfures) s'ils sont présents. Il est difficile d'évaluer l'erreur de la mesure de chaque élément dans les inclu-

sions fluides. Toutefois, il faut la considérer comme supérieure à celle généralement applicable aux mesures sur les surfaces polies.

ÉCHANTILLONS ÉTUDIÉS

En tout, treize échantillons ont été choisis pour l'étude des inclusions fluides dans le présent travail. Ces échantillons ont été prélevés dans des veines de quartz de la mine Doyon et dans des roches intrusives, volcaniques et sédimentaires avoisinantes. La localisation de ces échantillons est donnée à la figure 60 (deux échantillons provenant de carottes, les nos DO-52 et DO-53, appartiennent à la zone n° 3 [ouest], mais leur provenance exacte n'est pas montrée sur la figure). Ces treize échantillons peuvent être subdivisés en cinq groupes :

- 1 - échantillons minéralisés de la zone n° 3 (DO-1, DO-2B, DO-52 et DO-53) et deux échantillons stériles de la même zone (DO-2A et DO-3);
- 2 - les échantillons minéralisés de la zone n° 2 (DO-4 et DO-8);
- 3 - les échantillons provenant de veines stériles dans les volcanites mafiques (DO-16 et DO-49);
- 4 - l'échantillon d'une veine dans la diorite quartzifère pyritisée (DO-18A);
- 5 - les échantillons provenant de veines stériles dans les roches sédimentaires (DO-11 du Groupe de Cadillac et DO-13 du Groupe de Kewagama);

La composition minéralogique de ces échantillons est donnée aux tableaux 7 et 8. Dans les veines minéralisées, les sulfures dominent, tandis que dans les veines stériles, le quartz est le constituant principal. Les autres constituants mineurs sont le carbonate, la chlorite et quelques grains d'oxydes de fer.

TYPES DE QUARTZ

Dans les échantillons de veines de la mine et de roches avoisinantes, on distingue trois types de quartz (Q_1 , Q_2 et Q_3). Cette distinction est basée sur les aspects physiques du quartz (limpidité, fracturation, recouvrements), l'altération et la recristallisation, le degré de déformation (extinction roulante, présence de lamelles parallèles) et également l'association avec d'autres minéraux (carbonates, sulfures et fragments de roches).

Le quartz Q_1 est relativement précoce par rapport aux quartz Q_2 et Q_3 , mais sa quantité est minime dans les échantillons étudiés (figure 61). Par contre, les quartz Q_2 et Q_3 sont abondamment représentés. Le quartz Q_2 est plus précoce que le quartz Q_3 et présente les aspects suivants : (1) section sale et sombre due aux impuretés, (2) présence d'un front de séparation assez net entre les quartz Q_2 et Q_3 (figure 62) ou parfois présence d'un

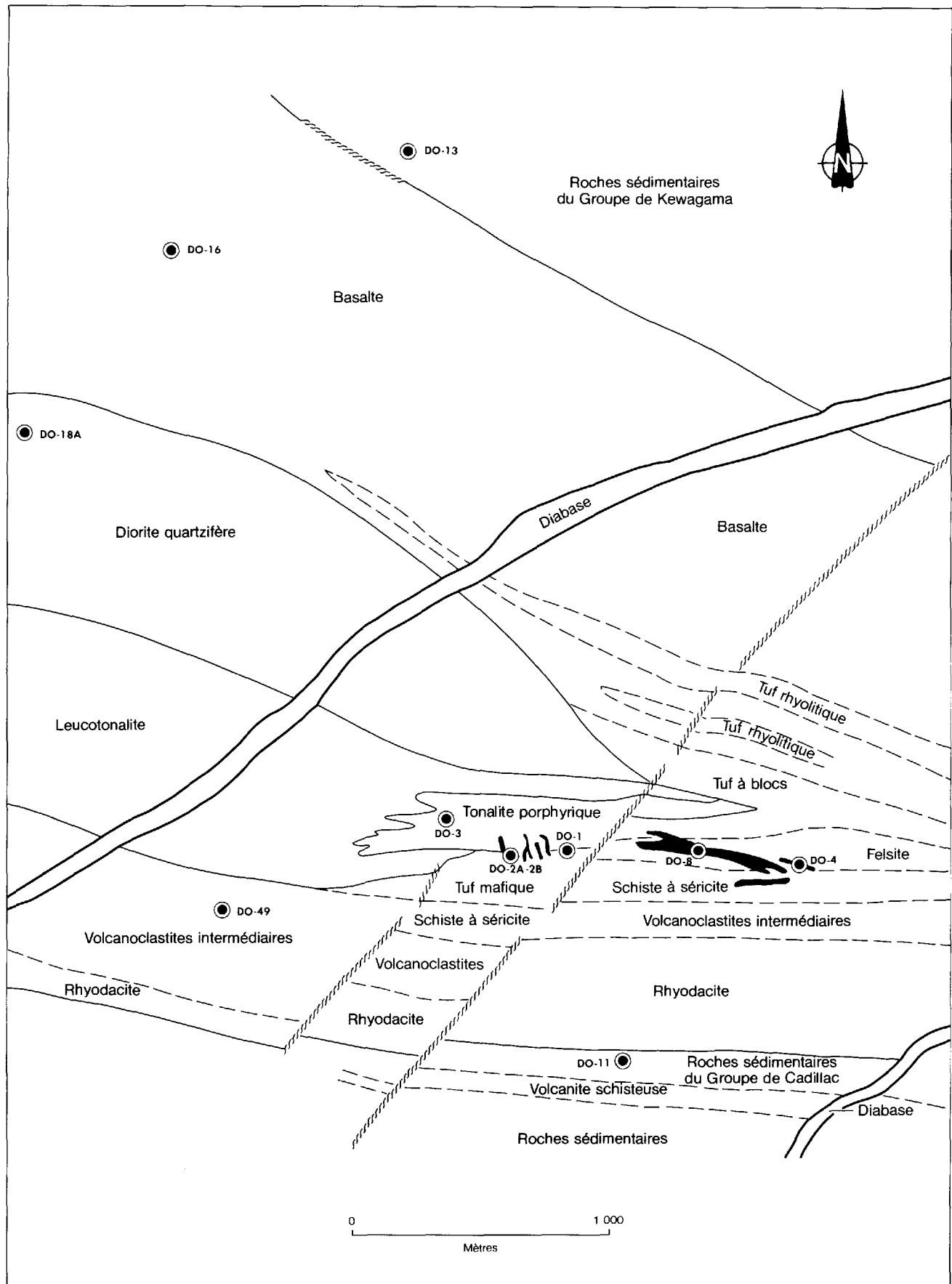


FIGURE 60 — Localisation des échantillons des veines minéralisées et stériles prélevés pour l'étude des inclusions fluides.

TABLEAU 7 — Composition minéralogique (% du volume) des veines minéralisées des zones nos 2 et 3 de la mine Doyon

Échantillon*	Quartz	Sulfures	Autres	Nature de l'échantillon
Zone n° 3				
DO-1	20 %	Py (50 %)** Cpy (15 %)	Carb, Chl et RC (15 %)	Veine EW/65°S, quartz gris
DO-2B	40 %	Py (50 %) Cpy (10 %)		Veine NS/75°W, quartz blanc
DO-52***	95 %	Py (5 %)	Au visible	Échantillon de carotte, quartz blanc
DO-53***	92 %	Py (3 %)	RC (5 %), tel- lures, Au visible	Échantillon de carotte, quartz gris
Zone n° 2				
DO-4	30 %	Py (40 %) Cpy (30 %)		Veine 120°/50°W, quartz blanc laiteux
DO-8	60 %	Py (30 %) Cpy (10 %)		Veine 112°/70°W, quartz blanc laiteux

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** (Py) pyrite, (Cpy) chalcopryrite, (Carb) carbonate, (Chl) chlorite et (RC) enclaves de roches.

*** Échantillons de carottes de sondages non localisés sur la figure 60.

TABLEAU 8 — Composition minéralogique (% du volume) des veines stériles recoupant la zone n° 3 de la mine Doyon et les roches avoisinantes

Échantillon*	Quartz	Sulfures	Autres	Nature de l'échantillon
Veines stériles de la zone n° 3				
DO-2A	60 %	Py (< 1 %)**	Carb (35 %) Chl (5 %)	Veine EW/65°S dans les fractures de cisaillement; Py dans la diorite
DO-3	90 %	—	Carb (10 %) Chl (tr) Bt (tr)	Veine subhorizontale, quartz blanc laiteux
Veines dans les volcanites				
DO-16	100 %	—		Veine 115°/80°S, quartz blanc laiteux
DO-49	100 %	—		Veine 10°/80°E, quartz blanc laiteux
Veine dans la diorite quartzifère				
DO-18A	98 %	Py (2 %)		Veine EW/85°S, Py dans la diorite quartzifère
Veines dans les roches sédimentaires				
DO-11 (Cadillac)	100 %	—		Veine 100°/70°S, quartz bleuté
DO-13 (Kewagama)	100 %	—		Veine 120°/80°S, quartz blanc laiteux

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** (Py) pyrite, (Carb) carbonate, (Chl) chlorite et (Bt) biotite.

passage graduel (figures 63 et 64), (3) plusieurs fractures dans un même réseau ou dans différents réseaux entrecroisés et extinction roulante très prononcée due à la déformation ou à la présence de lamelles subparallèles. Le quartz Q_2 de la mine Doyon est en quantité très variable d'un groupe d'échantillons à l'autre.

Le quartz tardif Q_3 possède les caractéristiques suivantes : (1) section plus limpide que celle du quartz Q_2 (figures 64 et 65), (2) fractures moins fréquentes et parfois complètement absentes dans certains grains (figure 66),

et (3) extinction généralement plus uniforme que le quartz Q_2 . Certains grains de quartz Q_3 présentent les mêmes orientations optiques que les grains de quartz Q_2 , mais différent de ces derniers par leur limpidité; ce quartz Q_3 peut être le résultat de l'altération de quartz Q_2 par un fluide tardif. La distribution du quartz Q_3 est très irrégulière et nous pouvons le retrouver dans des fractures qui traversent le quartz Q_2 , en contact franc (figure 62) ou en surcroissance autour de celui-ci (figures 64 et 67).

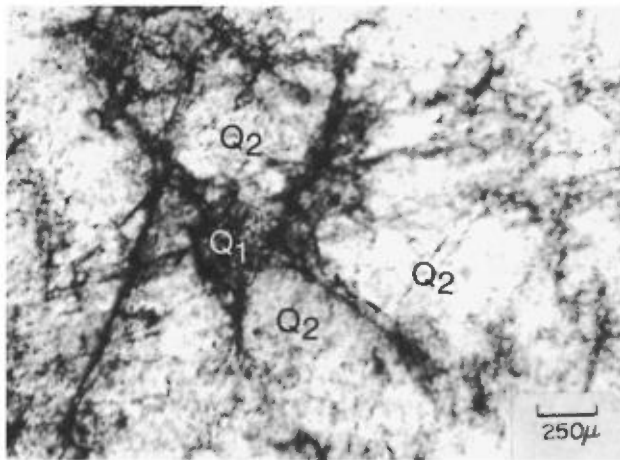


FIGURE 61 — Reliques de quartz précoce Q₁ dans le quartz relativement tardif Q₂. Échantillon n° DO-9, à la bordure sud de la zone n° 2 de la mine Doyon (non localisé à la figure 60).

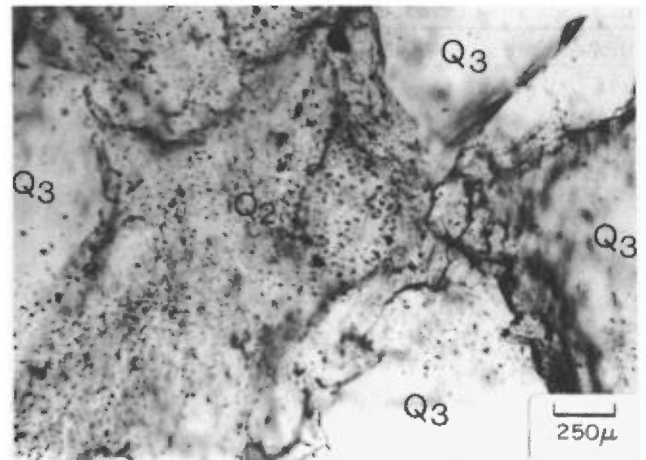


FIGURE 64 — Reliques de quartz Q₂ emprisonnées entre les grains de quartz Q₃. Le contact entre le quartz Q₂ et le quartz Q₃ est graduel. Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

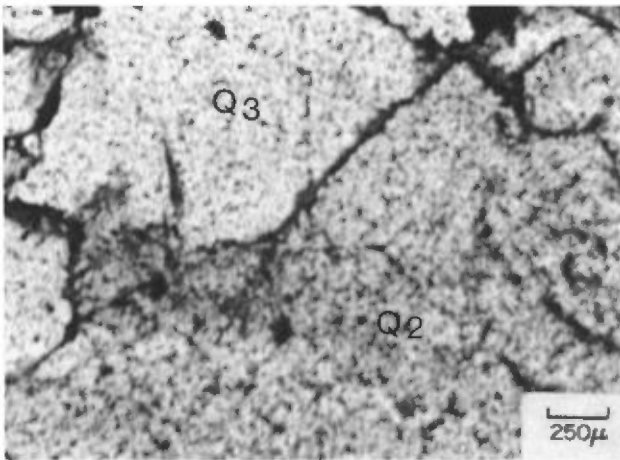


FIGURE 62 — Contact franc entre le quartz Q₂ et le quartz Q₃. Échantillon n° DO-18A, veine dans la diorite quartzifère du complexe de Mooshla, au nord-ouest de la mine Doyon.

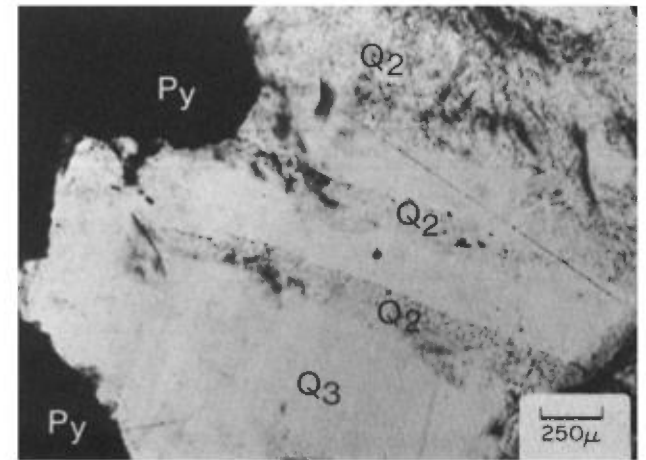


FIGURE 65 — Reliques de quartz Q₂ dans une section uniformément propre de quartz Q₃. Échantillon n° DO-1, veine de sulfures massifs de la zone n° 3 de la mine Doyon.

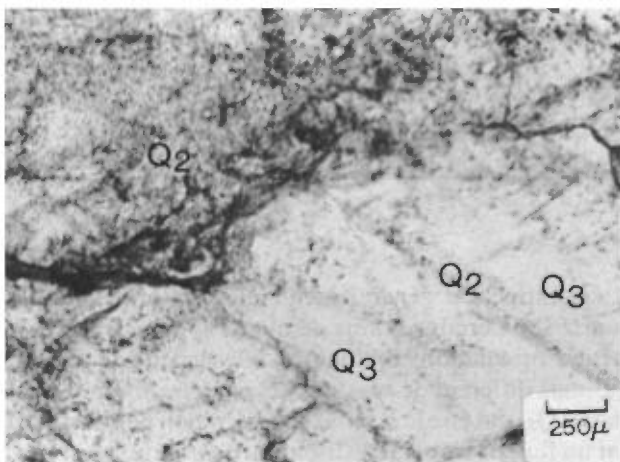


FIGURE 63 — Contact graduel entre le quartz Q₂ et le quartz tardif Q₃. Certaines reliques de quartz Q₂ se retrouvent également dans le quartz Q₃. Échantillon n° DO-2A, veine stérile de la zone n° 3 de la mine Doyon.

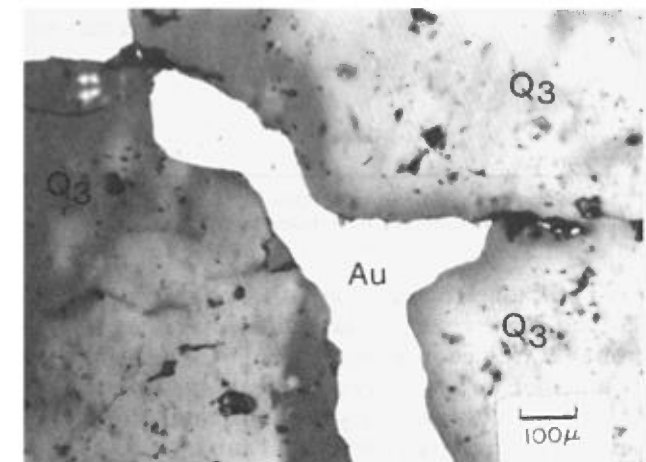


FIGURE 66 — Une veinule d'or (Au) logée entre les grains de quartz Q₃. Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

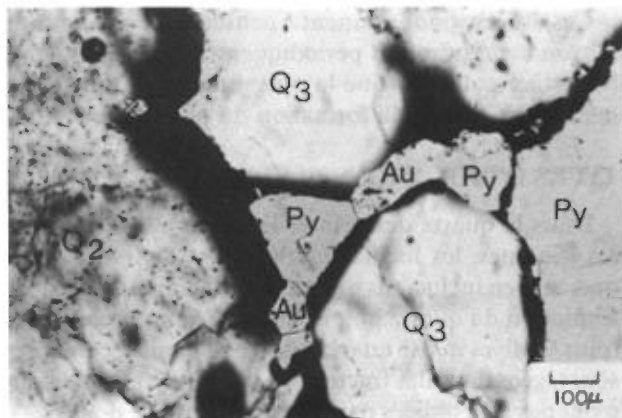


FIGURE 67 — Assemblage d'or-pyrite-quartz. Les grains d'or (Au) sont en contact franc avec les grains de pyrite (Py). Les grains des quartz Q₂ et Q₃ sont également en contact franc. Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

En bref, la préservation de deux types de quartz dans les veines à l'intérieur et hors de la mine nous permet de présumer de l'existence d'au moins deux périodes hydrothermales importantes lors de la formation de ces veines.

RELATIONS QUARTZ-SULFURES-AU

La minéralisation des veines de la mine Doyon est constituée principalement de quartz, de pyrite et de chalcoppyrite auxquels l'or est généralement associé. La quantité de quartz et la proportion de pyrite et de chalcoppyrite dans ces veines sont très variables (tableau 7).

L'or est visible à l'œil nu dans deux échantillons (DO-52 et DO-53) tandis que dans les autres, quelques particules peuvent être observées, mais seulement au microscope. La distribution de l'or est très irrégulière. Nous pouvons le retrouver entre les grains de quartz Q₃ (figures 64 et 67) ou dans la zone fracturée à travers le quartz Q₂ (figure 68). Dans l'échantillon n° DO-52, beaucoup de petits grains d'or se logent autour de gros grains de pyrite (figure 69) ou dans les fractures entre les grains de pyrite

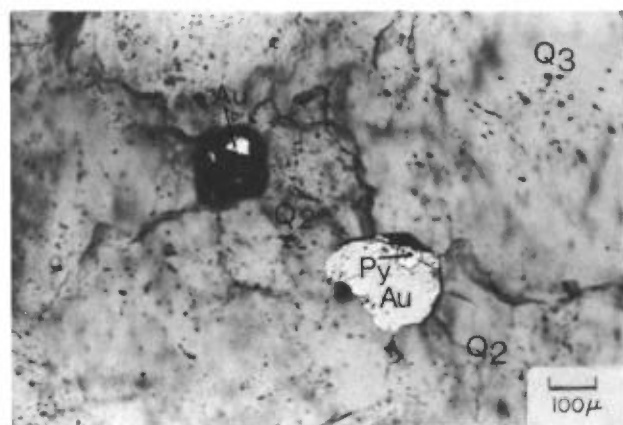


FIGURE 68 — Grains d'or logés entre les grains de quartz Q₂ et en contact partiel avec le quartz Q₃. Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

(figure 70). Les inclusions de grains d'or dans la pyrite sont rarement observées, mais des traînées de grains d'or le long de fractures précoces cicatrisées (figure 71) ou

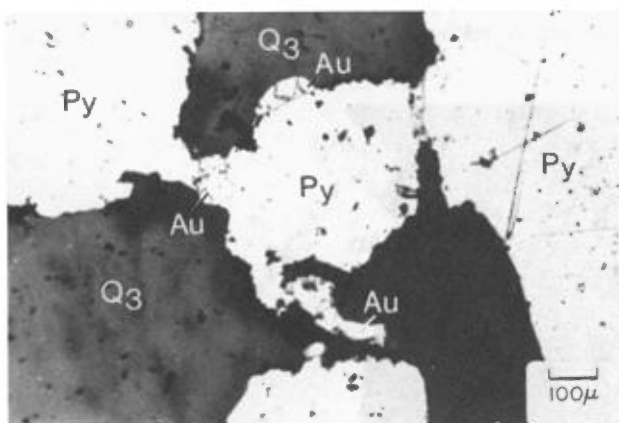


FIGURE 69 — Assemblage de quartz-pyrite-or. Les grains d'or (Au) sont généralement logés autour des grains de pyrite (Py). Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

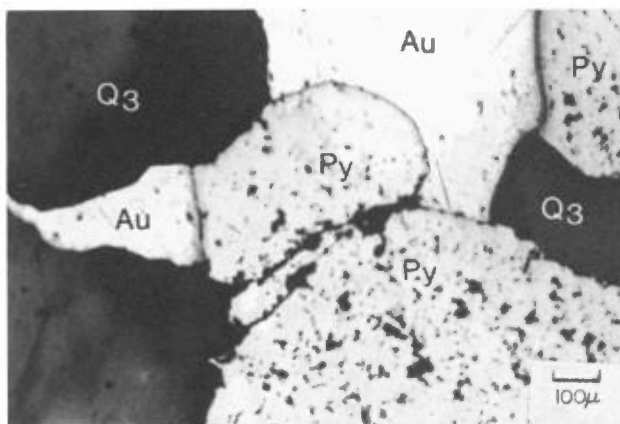


FIGURE 70 — Assemblage de quartz-pyrite-or. Les grains d'or (Au) peuvent être retrouvés entre les grains de pyrite (Py) ou entre les grains de quartz (Q₃). Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

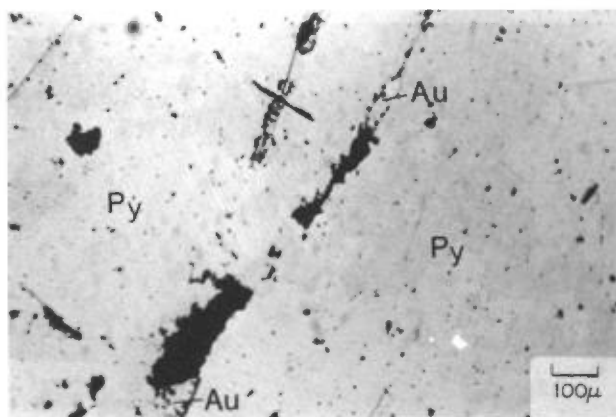


FIGURE 71 — Inclusions d'or (Au) suivant les fractures cicatrisées à travers un grain de pyrite (Py). Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

suivant des fractures tardives sont très communes (figure 72). En plus de l'association avec la pyrite et le quartz, l'or, à la mine Doyon, est également observé en petits grains dans le carbonate (figure 73) ou entre le carbonate et le quartz Q_3 (figure 74) et même dans les éponges de roche altérée.

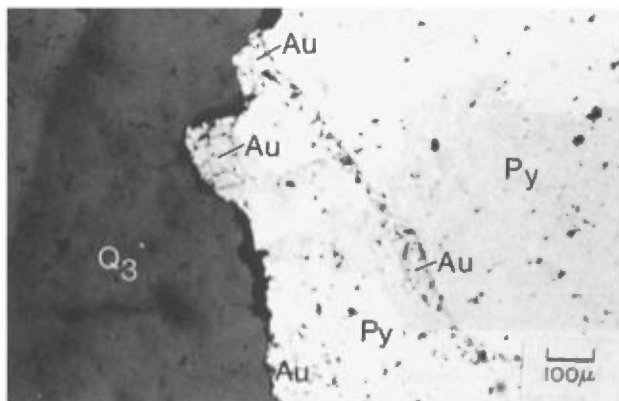


FIGURE 72 — Grains d'or entre le quartz Q_3 et la pyrite (Py) et également dans une fracture tardive à travers la pyrite. Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

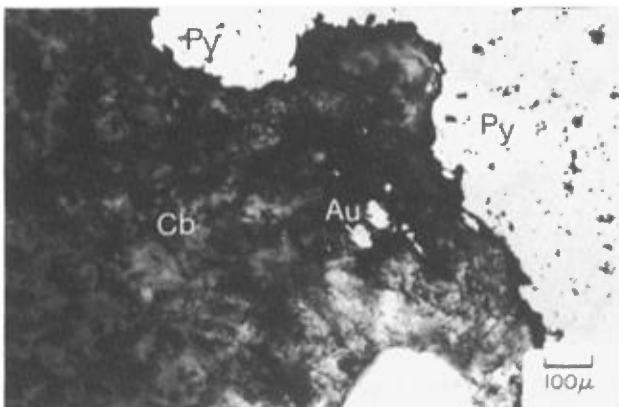


FIGURE 73 — Inclusions de grains d'or (Au) dans le carbonate (Cb). Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

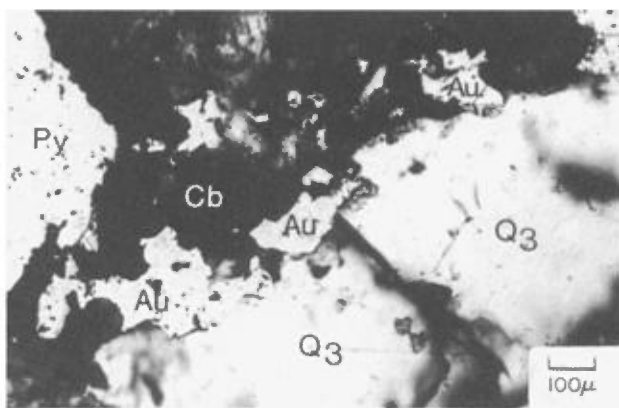


FIGURE 74 — Distribution des grains d'or (Au) entre le carbonate (Cb) et le quartz Q_3 . Échantillon n° DO-52, carotte de la zone n° 3 de la mine Doyon.

Ces observations donnent à penser que l'or à la mine Doyon a été introduit périodiquement par un système hydrothermal, mais que la plus grande quantité de ce métal était reliée à la formation du quartz Q_3 .

TYPES D'INCLUSIONS FLUIDES

Dans le quartz des veines de la mine et des roches avoisinantes, les inclusions fluides se divisent génétiquement en inclusions primaires (contemporaines de la formation du quartz hôte) et en inclusions secondaires (plus tardives que le quartz). Les inclusions secondaires sont logées dans des fractures cicatrisées; ces inclusions n'ont pas été étudiées parce qu'il est difficile de savoir à quel type de quartz elles seraient associées. Quant aux inclusions primaires, elles sont généralement distribuées de façon aléatoire (figure 75) et conséquemment elles sont en relation génétique avec le quartz hôte; ainsi ces inclusions ont fait l'objet d'études détaillées tant microscopiques que thermométriques.

Les fluides dans les inclusions de la mine Doyon sont constitués de H_2O et de CO_2 . Les fluides se présentent sous la forme de liquides ($[H_2O]l$ et $[CO_2]l$) et sous la forme de vapeurs ($[H_2O]v$ et $[CO_2]v$). De plus, certaines inclusions contiennent également un cristal de carbonate identifié d'après ses propriétés physiques et optiques (figure 76). En outre, un cristal de NaCl peut parfois être observé dans certaines inclusions aqueuses (figure 77).

Selon la proportion de $(H_2O)l$ et de $(CO_2)l$, les inclusions fluides dans le quartz des veines de la mine Doyon et des roches avoisinantes sont divisées de la façon suivante : (1) inclusions aqueuses contenant principalement $(H_2O)l$ (figure 75), (2) inclusions carboniques contenant principalement du CO_2 (figure 78) avec parfois une quantité mineure de H_2O et (3) inclusions aqua-carboniques contenant H_2O et CO_2 en quantités importantes ($H_2O > CO_2$ ou $H_2O < CO_2$, figures 79 et 80). Ces trois sortes d'inclusions (aqueuses, carboniques et aqua-carboniques) sont retrouvées dans les quartz Q_2 et Q_3 .

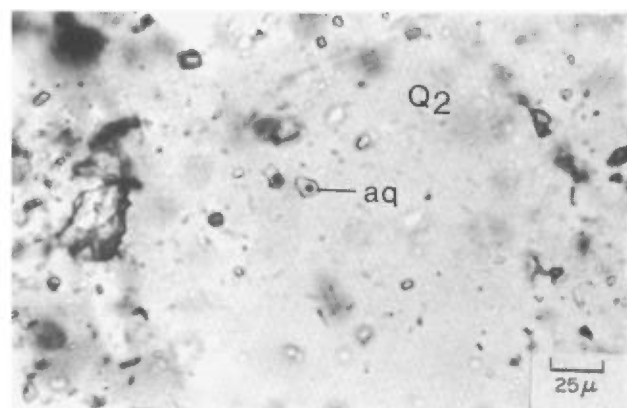


FIGURE 75 — Inclusions aqueuses (aq) dans le quartz Q_2 de la veine stérile DO-2A de la zone n° 3 de la mine Doyon.

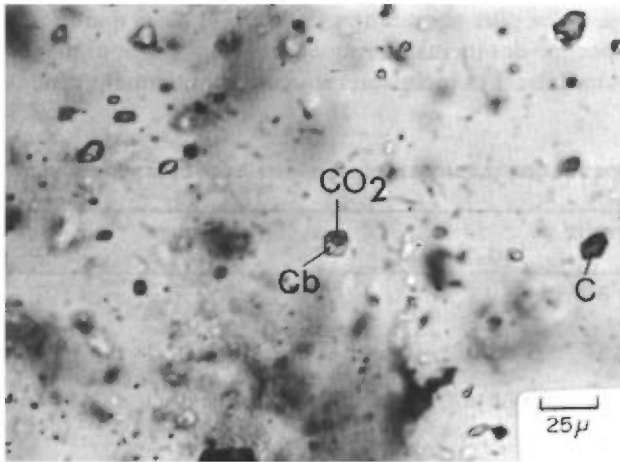


FIGURE 76 — Inclusion aquacarbonique (au centre) contenant un globule de CO_2 et un cristal de carbonate (Cb). Échantillon n° DO-2A, veine stérile de la zone n° 3 de la mine Doyon.

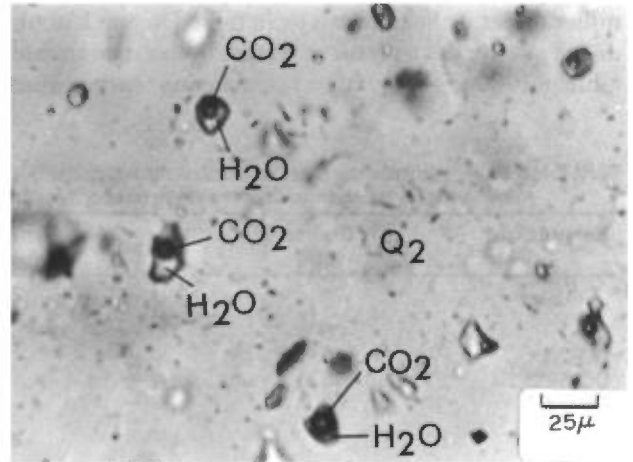


FIGURE 79 — Inclusions aquacarboniques dans le quartz Q_2 de l'échantillon n° DO-16 (veine stérile dans les volcanites au nord de la mine Doyon). La partie claire de la cavité est constituée de H_2O et la bulle sombre de CO_2 .

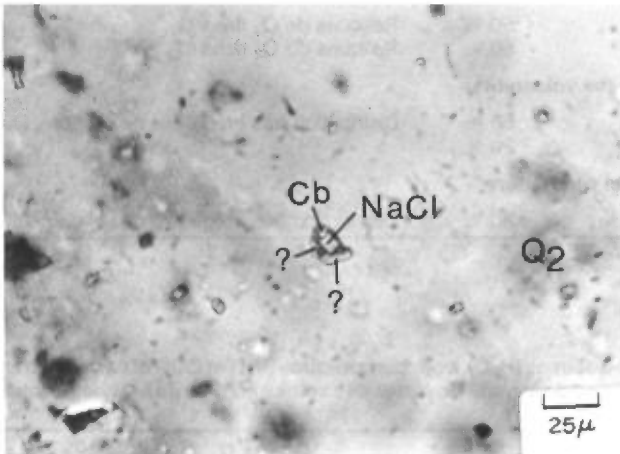


FIGURE 77 — Inclusion aqueuse contenant un cristal de NaCl et du carbonate (Cb) avec deux autres solides non identifiés (?). Échantillon n° DO-2A, veine stérile de la zone n° 3 de la mine Doyon.

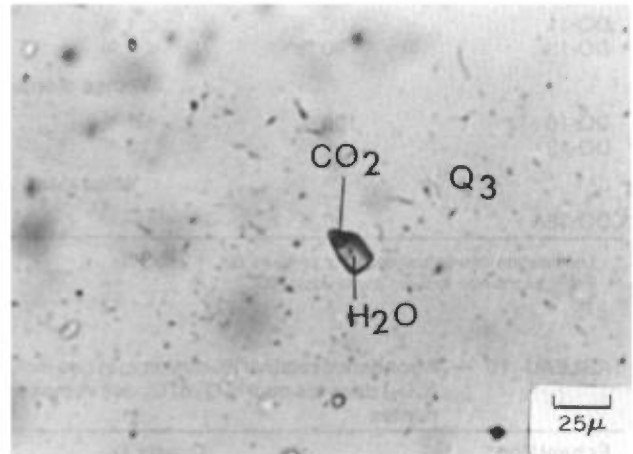


FIGURE 80 — Inclusion aquacarbonique (CO_2 et H_2O) dans le quartz Q_3 de l'échantillon n° DO-16 (veine stérile dans les volcanites au nord de la mine Doyon).

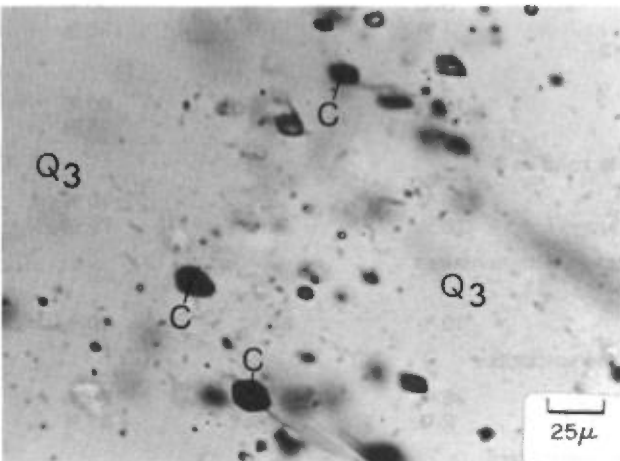


FIGURE 78 — Inclusions carboniques (C) dans le quartz Q_3 de l'échantillon n° DO-2A (veine stérile de la zone n° 3 de la mine Doyon).

ZONE N° 3

Veines minéralisées

Rappelons que les quatre échantillons minéralisés de la zone n° 3 (DO-1, DO-2B, DO-52 et DO-53) présentent une proportion minéralogique de quartz et de sulfures très variable : les sulfures dominent dans les échantillons n° DO-1 et DO-2B, tandis que le quartz domine dans les échantillons n° DO-52 et DO-53 (tableau 7). Nous avons mentionné dans la section « Types de quartz » que le quartz de ces échantillons peut se retrouver sous la forme de quartz précoce Q_2 et de quartz tardif Q_3 . Dans ces quatre échantillons, le quartz Q_3 est beaucoup plus abondant que le quartz Q_2 (tableau 9).

Abondance des inclusions fluides

Les inclusions aqueuses, aquacarboniques et carboniques se retrouvent dans les quartz Q_2 et Q_3 des veines

minéralisées de la zone n° 3 de la mine Doyon. L'abondance relative des trois sortes d'inclusions est donnée au tableau 10. Dans l'ensemble, les inclusions carboniques

sont les plus abondantes (90 à 98 %) alors que la proportion des inclusions aqueuses et aquacarboniques est similaire. Les inclusions aqueuses contiennent généra-

TABEAU 9 — Abondance relative (% du volume) des différents types de quartz dans les veines minéralisées de la mine Doyon et dans les veines stériles des roches avoisinantes

Échantillon*	Quartz total	Types de quartz			Remarques
		Q ₁	Q ₂	Q ₃	
Zone n° 3					
DO-1	20 %	—	4 %	16 %	Reliques de Q ₂ dans Q ₃
DO-2B	40 %	—	10 %	30 %	Reliques de Q ₂ dans Q ₃
DO-52**	95 %	—	35 %	60 %	Texture en mosaïque de Q ₂ et Q ₃
DO-53**	92 %	—	27 %	65 %	Texture en mosaïque de Q ₂ et Q ₃
Zone n° 2					
DO-4	30 %	—	15 %	25 %	Reliques de carbonate et de Q ₂ dans Q ₃
DO-8	60 %	—	20 %	40 %	
Veines stériles de la zone n° 3					
DO-2A	60 %	—	40 %	20 %	Chlorite dans Q ₂ et Q ₃
DO-3	90 %	—	45 %	45 %	Reliques de Q ₂ dans Q ₃
Veines stériles dans les roches sédimentaires					
DO-11	100 %	< 1 %	50 %	50 %	Reliques de Q ₂ dans Q ₃
DO-13	90 %	< 1 %	40 %	50 %	Reliques de Q ₂ dans Q ₃
Veines stériles dans les volcanites					
DO-16	100 %	< 1 %	45 %	55 %	Distribution très irrégulière de Q ₃ dans Q ₂
DO-49	100 %	3 %	77 %	20 %	
Veine dans la diorite quartzifère					
DO-18A	98 %	—	68 %	30 %	Distribution très irrégulière de Q ₃ dans Q ₂

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** Échantillons non localisés sur la figure 60.

TABEAU 10 — Abondance relative (% du volume) des inclusions aqueuses (H₂O), aquacarboniques (H₂O et CO₂) et carboniques (CO₂) dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines minéralisées de la mine Doyon et des veines stériles des roches avoisinantes

Échantillon*	Quartz Q ₂			Quartz Q ₃		
	Inclusions de H ₂ O	Inclusions de H ₂ O et CO ₂	Inclusions de CO ₂	Inclusions de H ₂ O	Inclusions de H ₂ O et CO ₂	Inclusions de CO ₂
Zone n° 3						
DO-1	< 2 %	< 3 %	95 %	2 %	3 %	95 %
DO-2B	< 5 %	< 5 %	90 %	2 %	3 %	95 %
DO-52**	1 %	1 %	98 %	5 %	5 %	90 %
DO-53**	< 1 %	< 1 %	98 %	1 %	1 %	98 %
Zone n° 2						
DO-4	< 5 %	< 5 %	90 %	10 %	10 %	80 %
DO-8	1 %	1 %	98 %	2 %	3 %	95 %
Veines stériles de la zone n° 3						
DO-2A	5 %	15 %	80 %	5 %	5 %	90 %
DO-3	1 %	1 %	98 %	10 %	15 %	75 %
Veines stériles dans les roches sédimentaires						
DO-11	40 %	50 %	10 %	10 %	80 %	10 %
Veines stériles dans les volcanites						
DO-16	10 %	25 %	65 %	25 %	50 %	25 %
DO-49	5 %	5 %	90 %	2 %	3 %	95 %
Veine dans la diorite quartzifère						
DO-18A	20 %	45 %	35 %	30 %	60 %	10 %

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** Échantillons non localisés sur la figure 60.

lement une faible quantité de vapeur souvent inférieure à 20 % du volume total de l'inclusion. Quant aux inclusions aquacarboniques, la proportion de CO_2 et de H_2O est très variable, c'est à dire 20 à 60 % du volume de la cavité; la grande proportion de CO_2 peut être due à la capture simultanée de cette phase avec H_2O . De petits cristaux souvent présents avec le fluide sont identifiés, d'après leurs caractéristiques physiques et optiques, comme du carbonate.

Phase carbonique

Dans la majorité des inclusions carboniques et aquacarboniques de la zone n° 3 de la mine Doyon, la phase carbonique (CO_2) est caractérisée par des températures d'homogénéisation de (CO_2)l et (CO_2)v comprises la plupart du temps entre 21 et 29 °C (figure 81, b₁ et b₂). Sur les diagrammes de cette figure, les inclusions carboniques et aquacarboniques n'ont pas été traitées séparément. D'après les températures de fusion observées dans cette zone (TmC de -56,5 °C; figure 82, a et b), la phase carbonique est relativement pure. En plus du CO_2 , certaines inclusions carboniques dans le quartz Q₃ de l'échantillon n° DO-52 contiennent du méthane caractérisé par des températures d'homogénéisation (ThC) allant de -88 à -92 °C (figure 81b₁); dans les autres échantillons, le méthane est absent.

Salinité du fluide aqueux

L'absence de cristaux de NaCl dans les inclusions aqueuses et aquacarboniques indique que la solution aqueuse, dans ces inclusions, n'atteint pas le point de saturation en NaCl (à 25 °C, le point de saturation de la solution aqueuse saline est de 26,6 % [% du poids NaCl]). La salinité déterminée dans la zone n° 3 varie généralement entre 13 et 21 % (figure 83, a et b). Rappelons que les inclusions aqueuses et aquacarboniques n'ont pas été traitées séparément sur les diagrammes parce que leur différence de salinité est très faible. L'échantillon n° DO-1 forme son propre champ de variation entre 17 et 21 %, tandis que les échantillons n° DO-2B et DO-52 ont des salinités comprises entre 13 et 17 %. La salinité moyenne du fluide aqueux pour chaque type de quartz de chaque échantillon est donnée au tableau 11.

Conditions thermiques

Les températures d'homogénéisation (Th) de la phase aqueuse des inclusions dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines minéralisées de la zone n° 3 de la mine Doyon sont données à la figure 84 (b₁ et b₂). Ces températures d'homogénéisation sont généralement inférieures à 250 °C. Dans le quartz Q₂, l'échantillon n° DO-1 avec ses températures d'homogénéisation variant de 140 à 190 °C se distingue nettement de l'échantillon n° DO-52 avec ses températures d'homogénéisation variant entre 220 et 250 °C. Par contre dans le quartz Q₃, les deux échantillons se situent dans un même intervalle compris entre 210 et 260 °C (figure 84, b₁). Pour l'échantillon n° DO-2B, les trois mesures sur la figure 84 proviennent d'inclu-

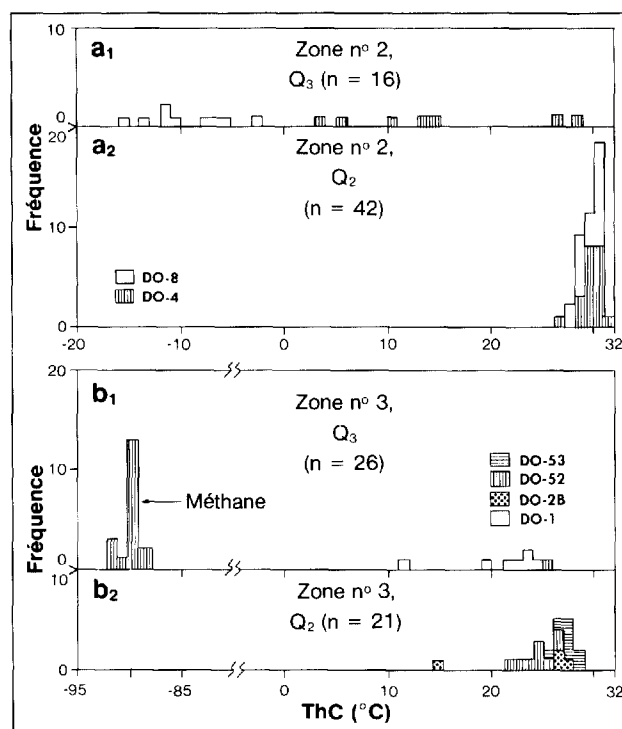


FIGURE 81 — Températures d'homogénéisation des phases carboniques (ThC) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ de la zone n° 2 (a₂ et a₁) et de la zone n° 3 (b₂ et b₁) de la mine Doyon.

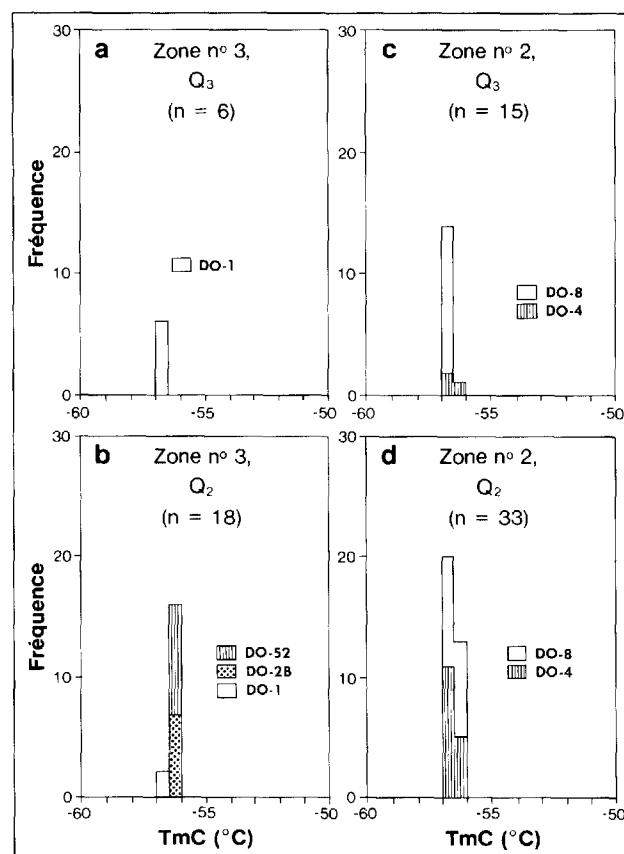


FIGURE 82 — Températures de fusion de CO_2 (TmC) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ de la zone n° 3 (a et b) et de la zone n° 2 (c et d) de la mine Doyon.

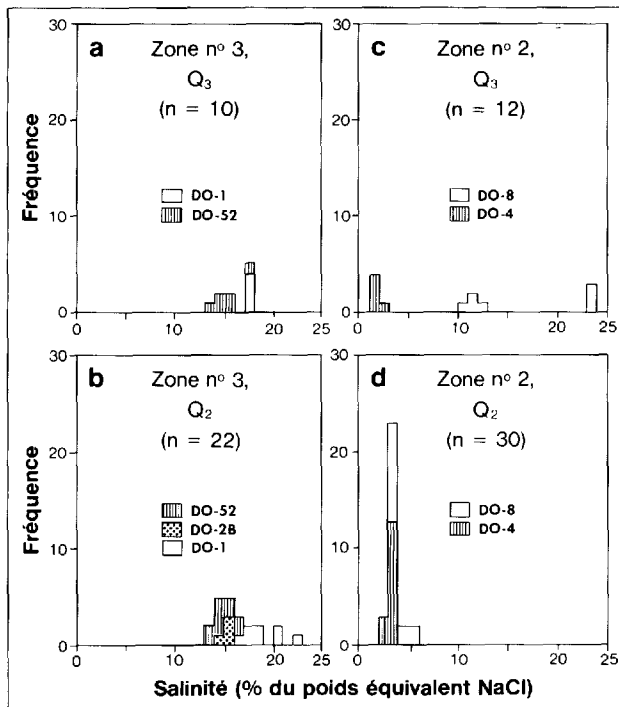


FIGURE 83 — Salinités (% du poids équivalent NaCl) des inclusions fluides dans les quartz Q_2 et Q_3 des veines minéralisées de la zone n° 3 (a et b) et de la zone n° 2 (c et d) de la mine Doyon.

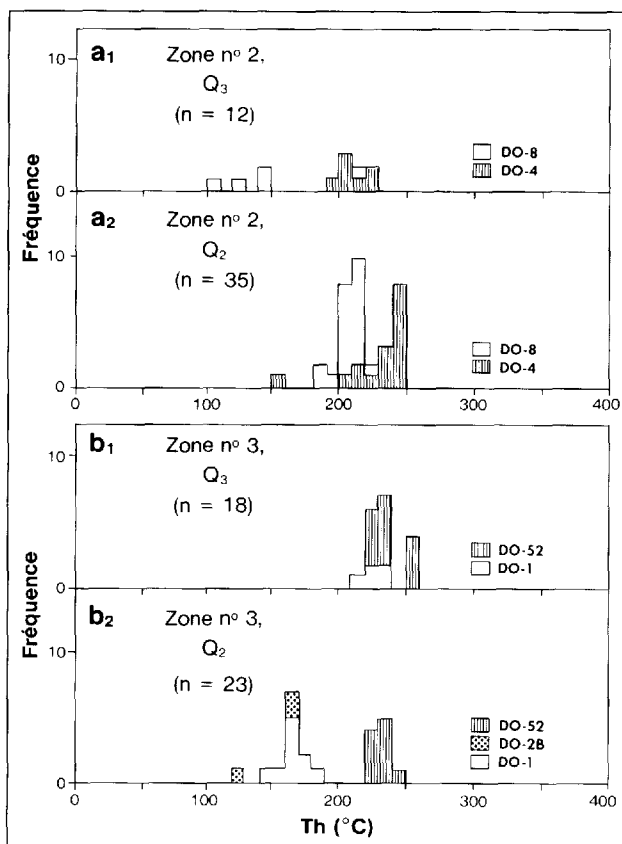


FIGURE 84 — Températures d'homogénéisation des phases aqueuses (Th) des inclusions fluides dans les quartz Q_2 et Q_3 des veines minéralisées de la zone n° 2 (a₁ et a₂) et de la zone n° 3 (b₁ et b₂) de la mine Doyon.

sions aquacarboniques. Mentionnons que les températures d'homogénéisation (Th) représentent des températures minimales de formation et que ces températures sont de beaucoup inférieures aux températures de formation (Tf) si le quartz hôte des inclusions a été formé sous de fortes pressions. Ainsi, pour estimer les températures de formation des quartz Q_2 et Q_3 , il est utile d'utiliser la technique d'intersection des isochores des inclusions aqueuses et carboniques coexistantes. Pour le détail de cette technique, voir Roedder & Bodnar (1980). Les systèmes étalons utilisés sont des systèmes $H_2O-NaCl$ de salinité comparable à celle des inclusions étudiées. Les températures de formation déduites sont données au tableau 12. Le quartz Q_2 des échantillons n° DO-1 et DO-2B a été formé à une température de 230 °C tandis que celui de l'échantillon DO-52 s'est formé à une température de 330 °C. Ainsi, le quartz Q_2 des veines minéralisées de la zone n° 3 n'a pas été formé à la même température dans tous les échantillons étudiés. Quant au quartz Q_3 , il a été formé à des températures de 330 °C pour les échantillons n° DO-1 et DO-52. Ainsi, il existe un écart de température de formation (Tf) de 100 °C entre les quartz Q_2 et Q_3 de l'échantillon n° DO-1 alors que cet écart est nul pour l'échantillon n° DO-52.

Analyses chimiques

Les analyses chimiques ont été effectuées sur des résidus de 24 inclusions de la zone n° 3. Les éléments analysés sont Na, K, Ca, Fe, Mn, S et Cl. Dans ces analyses, nous n'avons pas distingué les inclusions primaires ou secondaires, ni celles des quartz Q_2 ou Q_3 . Ainsi, nous examinons les résultats dans une optique globale pour chaque échantillon. L'abondance relative de chaque élément par rapport au total des alcalis (Na+K) est donnée aux figures 85 à 90 (en a). Les résultats suivants ont été obtenus pour la zone n° 3 :

1 - Dans toutes les veines de la zone n° 3 les fluides sont globalement plus riches en Na qu'en K (rapport des poids $(Na/[Na+K]) > 0,65$) (figure 85a). Même si le nombre d'analyses n'est pas élevé, la figure 85a tend à montrer une certaine différence entre l'échantillon n° DO-1 et les deux autres, les n° DO-2B et DO-52. Le fluide de l'échantillon n° DO-1, avec ses rapports $Na/(Na+K)$ de 0,65 à 0,80, contient plus de K que celui des échantillons n° DO-2B et DO-52 ($Na/[Na+K]$ de 0,85 à 1).

2 - En général, dans tous les échantillons, les rapports $Cl/(Na+K)$ sont inférieurs à 0,10 (figure 86a). Cette faible teneur en Cl est anormale comparée aux solutions hydrothermales récentes qui ont, en règle générale, un rapport $Cl/(Na+K) > 1,0$. Par contre, le soufre montre une large variation de 0,20 à 1,5 (figure 87a); normalement, le rapport $S/(Na+K)$ dans les fluides récents est inférieur à 0,20.

3 - Le Ca montre également une large variation de 0 à 2 (figure 88a). Cette grande abondance du Ca dans les inclusions fluides de la zone n° 3 peut être due à la présence de petits grains de carbonate dans les phases fluides. La valeur normale du rapport $Ca/(Na+K)$ dans les fluides récents est de moins de 0,20 (Sourirajan & Kennedy, 1962 et White *et al.*, 1971).

TABEAU 11 — Paramètres thermométriques des fluides des veines de la mine Doyon et des veines stériles des roches avoisinantes

Échantillon*	Pureté de CO ₂	Quartz Q ₂ Salinité (% poids NaCl)	Température de formation (Tf) (°C)	Pureté de CO ₂	Quartz Q ₃ Salinité (% poids NaCl)	Température de formation (Tf) (°C)
Zone n° 3						
DO-1	CO ₂ pur	19,0	225	CO ₂ pur	17,5	330
DO-2B	CO ₂ pur	15,0	230	n.d.**	n.d.	n.d.
DO-52***	CO ₂ pur et CH ₄	14,9	330	CO ₂ pur	14,7	335
DO-53***	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zone n° 2						
DO-4	CO ₂ pur	3,2	275	CO ₂ pur	1,6	275 à 315
DO-8	CO ₂ pur	3,9	240 à 260	CO ₂ pur	11,6	305 à 325
Veines stériles de la zone n° 3						
DO-2A	CO ₂ pur	5,5	180 à 215	CO ₂ pur	—	260
DO-3	CO ₂ pur	6,6	195	CO ₂ pur	2,8	278
Veines stériles dans les roches sédimentaires						
DO-11 (Cadillac)	Mélange	—	n.d.	Mélange	13,9	n.d.
DO-13 (Kewagama)	CO ₂ pur	13,7	265 à 310	CO ₂ pur	2,8	290
Veines stériles dans les volcanites						
DO-16	CO ₂ pur	5	202 à 215	CO ₂ pur	4	240 à 320
DO-49	CO ₂ pur	6,6	200 à 230	CO ₂ pur	3,4	265 à 290
Veine dans la diorite quartzifère						
DO-18A	CO ₂ pur	14,0	290	CO ₂ pur	8,5	330 à 345

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** n.d. : non déterminé.

*** Échantillons non localisés sur la figure 60.

TABEAU 12 — Températures de formation (Tf) des quartz Q₂ et Q₃ des veines minéralisées des zones nos 3 et 2 de la mine Doyon

Échantillon*	Groupe de mesures	Inclusions aqueuses		ThCO ₂ (°C)	Température de formation (Tf) (°C)
		Th (°C)	Salinité (% poids NaCl)		
Quartz Q₂, zone n° 3					
DO-1	1	166 (n = 10)	19,04 (n = 8)	n.d.**	225***
DO-2B	1	168,5 (n = 2)****	15,05 (n = 4)	26,4 (n = 4)	230
DO-52*****	1	233 (n = 10)	14,9 (n = 10)	24,4 (n = 9)	330
DO-53*****	1	n.d.	n.d.	27,5 (n = 8)	n.d.
Quartz Q₃, zone n° 3					
DO-1	1	224,5 (n = 4)	17,5 (n = 4)****	22,3 (n = 6)	330
DO-2B	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
DO-52*****	1	n.d.	n.d.	-90	n.d.
	2	238,5 (n = 13)	14,7 (n = 5)	25,7 (n = 1)	335
DO-53*****	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Quartz Q₂, zone n° 2					
DO-4	1	234 (n = 8)	3,2 (n = 10)	30 (n = 8)	273
	2	236 (n = 7)	3,2 (n = 5)	29,8 (n = 10)	279
DO-8	1	210 (n = 5)	4,0 (n = 2)	30,1 (n = 4)	248
	2	209 (n = 4)	3,9 (n = 3)	28,5 (n = 3)	260
	3	208 (n = 4)	3,9 (n = 4)	29,5 (n = 7)	247
	4	206 (n = 5)	3,7 (n = 5)	30,4 (n = 5)	238
Quartz Q₃, zone n° 2					
DO-4	1	208,4 (n = 7)	1,6 (n = 5)	13,5 (n = 2)	315
	2	n.d.	n.d.	27,7 (n = 2)	275
DO-8	1	130 (n = 4)	11,6 (n = 4)	12,3 (n = 5)	325
	2	n.d.	n.d.	-5,6 (n = 4)	305

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** n.d. : non déterminé.

*** Déterminée d'après une ThC de 26,0 °C (moyenne des autres échantillons).

**** D'après les inclusions aquacarboniques.

***** Échantillons non localisés sur la figure 60.

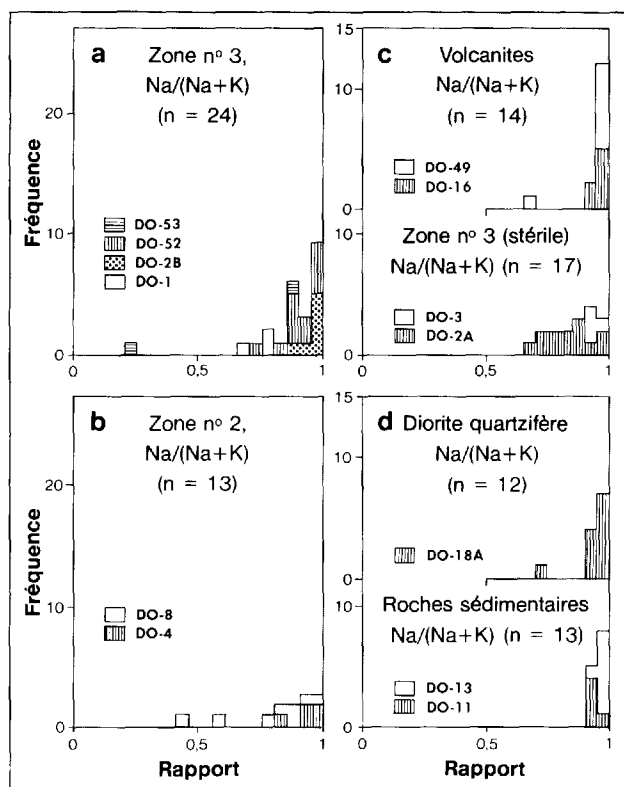


FIGURE 85 — Rapports des poids (Na/(Na+K)) des inclusions minéralisées de la zone n° 3 (en a) et de la zone n° 2 (en b), et des veines stériles des volcanites de la zone n° 3 (en c) et de la diorite quartzifère et des roches sédimentaires (en d) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

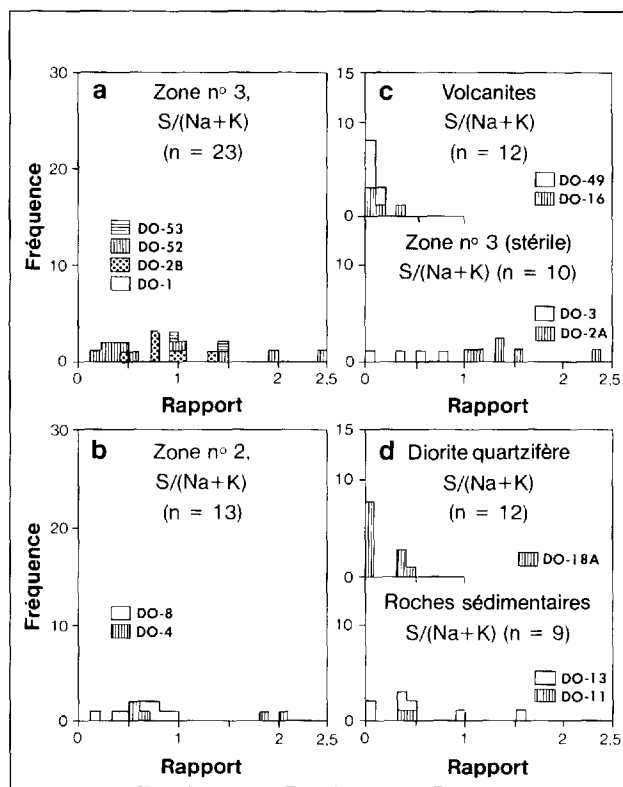


FIGURE 87 — Rapports des poids (S/(Na+K)) des inclusions minéralisées de la zone n° 3 (en a) et de la zone n° 2 (en b), et des veines stériles des volcanites de la zone n° 3 (en c) et de la diorite quartzifère et des roches sédimentaires (en d) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

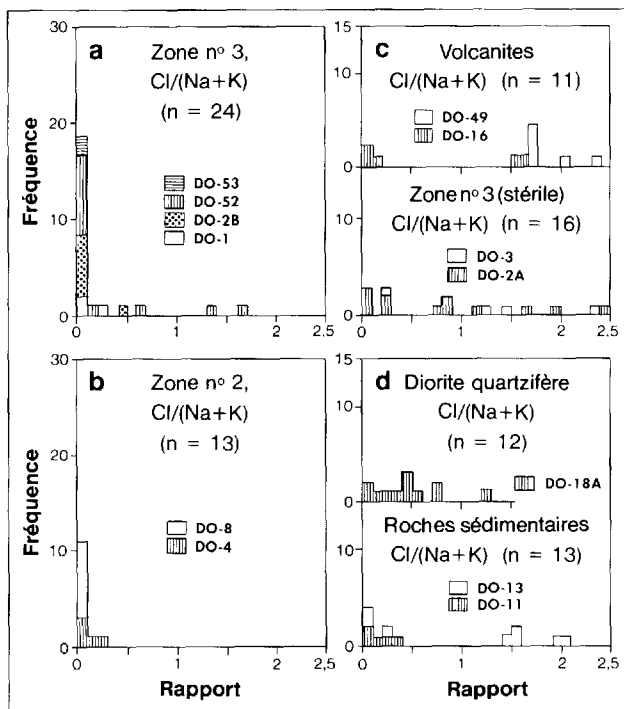


FIGURE 86 — Rapports des poids (Cl/(Na+K)) des inclusions minéralisées de la zone n° 3 (en a) et de la zone n° 2 (en b), et des veines stériles des volcanites de la zone n° 3 (en c) et de la diorite quartzifère et des roches sédimentaires (en d) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

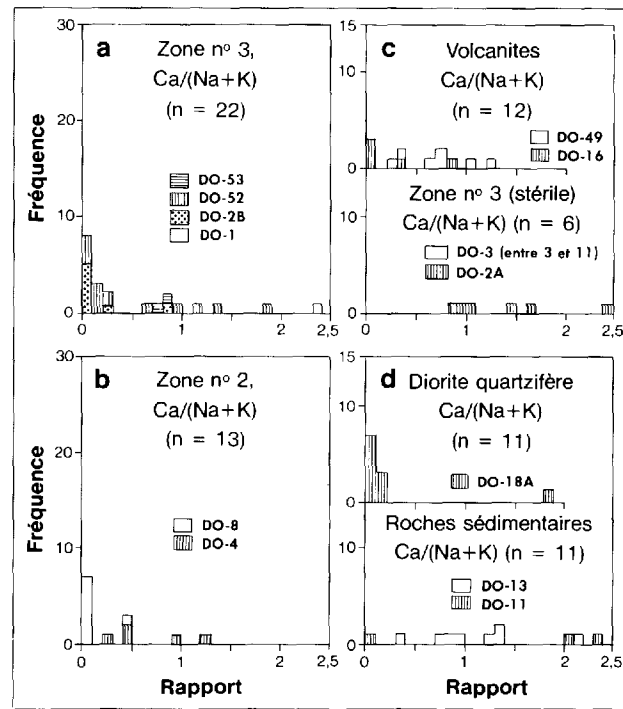


FIGURE 88 — Rapports des poids (Ca/(Na+K)) des inclusions minéralisées de la zone n° 3 (en a) et de la zone n° 2 (en b), et des veines stériles des volcanites de la zone n° 3 (en c) et de la diorite quartzifère et des roches sédimentaires (en d) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

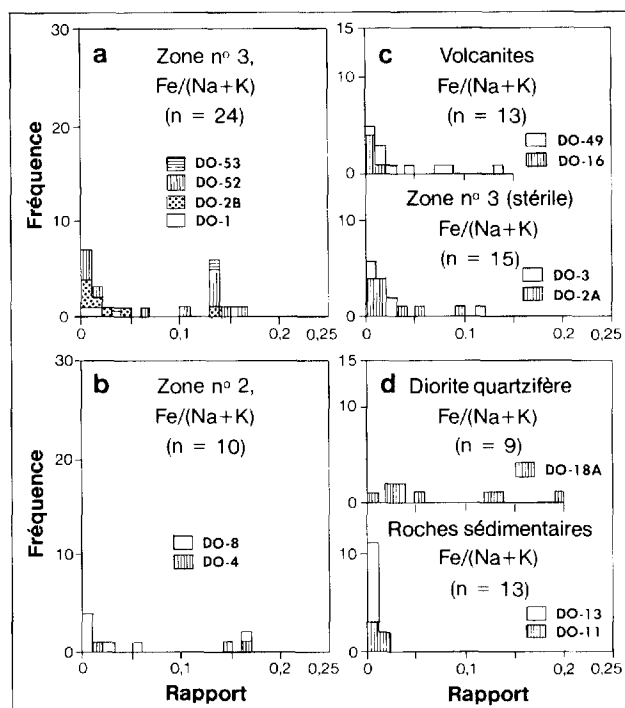


FIGURE 89 — Rapports des poids (Fe/[Na+K]) des inclusions minéralisées de la zone n° 3 (en a) et de la zone n° 2 (en b), et des veines stériles des volcanites de la zone n° 3 (en c) et de la diorite quartzifère et des roches sédimentaires (en d) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

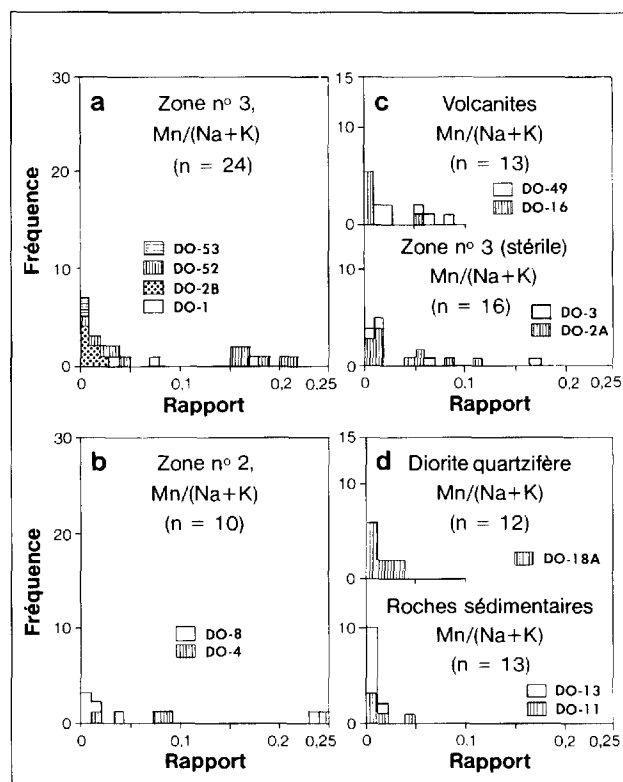


FIGURE 90 — Rapports des poids (Mn/[Na+K]) des inclusions minéralisées de la zone n° 3 (en a) et de la zone n° 2 (en b), et des veines stériles des volcanites de la zone n° 3 (en c) et de la diorite quartzifère et des roches sédimentaires (en d) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

4 - Le Fe et le Mn forment deux groupes sur les figures 89a et 90a (entre 0 et 0,05 et entre 0,1 et 0,2). Le deuxième groupe (> 0,1) peut être dû à la présence de petites particules d'oxydes dans les phases fluides.

En bref, les données mentionnées ci-haut montrent que les fluides des veines minéralisées de la zone n° 3 de la mine Doyon ont des salinités variant entre 15 et 19 % (du poids équivalent NaCl), et des températures situées entre 225 et 325 °C. De plus ils sont riches en Na et en S.

Veines stériles

Dans les veines non minéralisées de la zone n° 3 (échantillons n° DO-2A et DO-3), les deux quartz (Q₂ et Q₃) sont abondants (tableau 9). L'abondance relative des trois sortes d'inclusions (aqueuses, aquacarboniques et carboniques) dans les deux types de quartz est donnée au tableau 10. Mentionnons que les inclusions carboniques sont les plus abondantes (> 75 % de l'ensemble). Certaines inclusions aqueuses contiennent un cristal de NaCl dans la phase fluide, mais aucune mesure n'a été effectuée sur ces inclusions parce qu'elles sont très rares. Les données thermométriques sont présentées aux figures 91b, 92 (a₂ et b₂), 93 (a₂ et b₂) et 94b. Les données des analyses chimiques sont présentées aux figures 85c à 90c. Les résultats les plus pertinents sont :

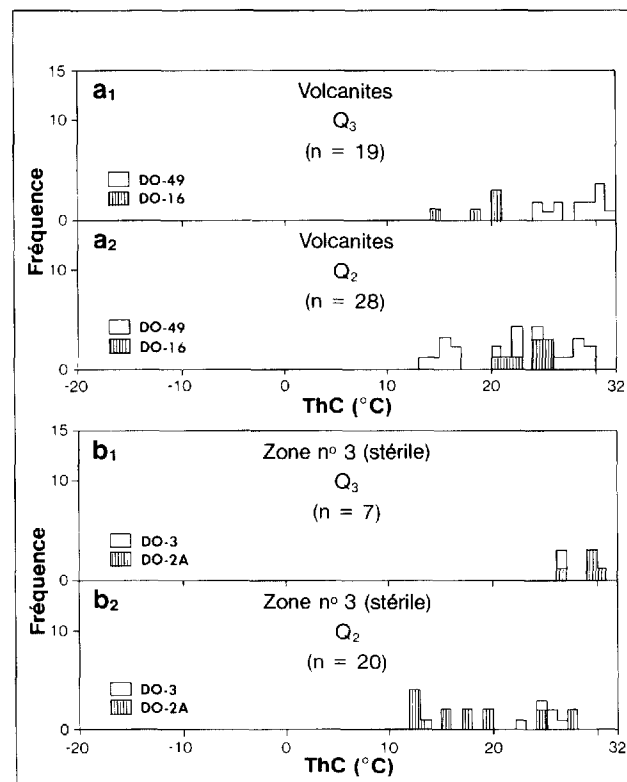


FIGURE 91 — Températures d'homogénéisation des phases carboniques (ThC) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines stériles des volcanites (a₁ et a₂) et de la zone n° 3 de la mine Doyon (b₁ et b₂).

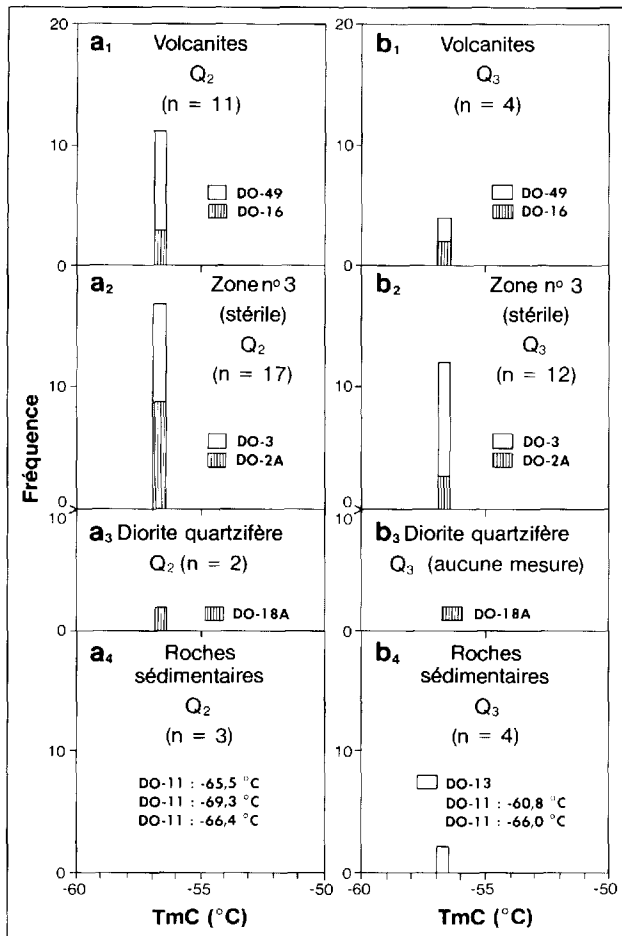


FIGURE 92 — Températures de fusion de CO₂ (TmC) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines stériles des volcanites (a₁ et b₁), de la zone n° 3 de la mine Doyon (a₂ et b₂), de la diorite quartzifère (a₃ et b₃) et des roches sédimentaires (a₄ et b₄) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

1 - La phase carbonique dans le quartz Q₂ et dans le quartz Q₃ est le CO₂ pur (figure 92, a₂ et b₂).

2 - La salinité du fluide dans le quartz Q₂ est généralement comprise entre 5 et 7 % pour les deux échantillons étudiés (figure 93a₂). Par contre, la salinité des inclusions dans le quartz Q₃ de l'échantillon n° DO-3 est seulement de 2 à 4 % (figure 93b₂).

3 - Les températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses (avec quelques inclusions aquacarboniques non traitées séparément à la figure 94b) forment deux groupes (de 110 à 180 °C dans le quartz Q₂ [figure 94b₂] et de 190 à 240 °C dans le quartz Q₃ [figure 94b₁]). Les températures de formation (Tf) déduites des systèmes H₂O-NaCl et CO₂ sont données au tableau 13. Le quartz Q₂ des échantillons n° DO-2A et DO-3 a été formé à des températures généralement comprises entre 180 et 215 °C tandis que le quartz Q₃ a été formé entre 260 et 280 °C.

4 - Les rapports Na/(Na+K) se situent entre 0,65 et 1 (figure 85c) tout comme pour les inclusions des veines minéralisées (figure 85a). L'échantillon n° DO-3 montre

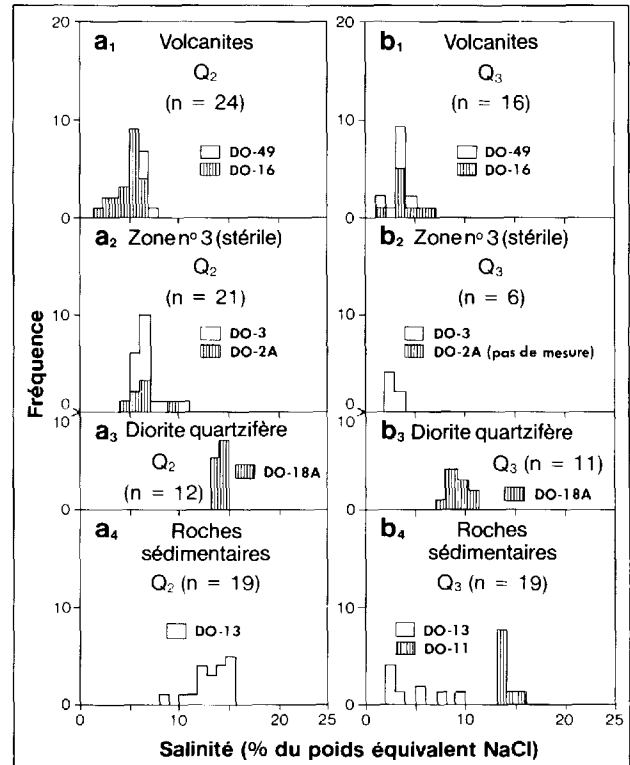


FIGURE 93 — Salinités (% du poids équivalent NaCl) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines stériles des volcanites (a₁ et b₁), de la zone n° 3 de la mine Doyon (a₂ et b₂), de la diorite quartzifère (a₃ et b₃) et des roches sédimentaires (a₄ et b₄) (échantillon n° DO-11, Groupe de Cadillac, et échantillon n° DO-13, Groupe de Kewagama).

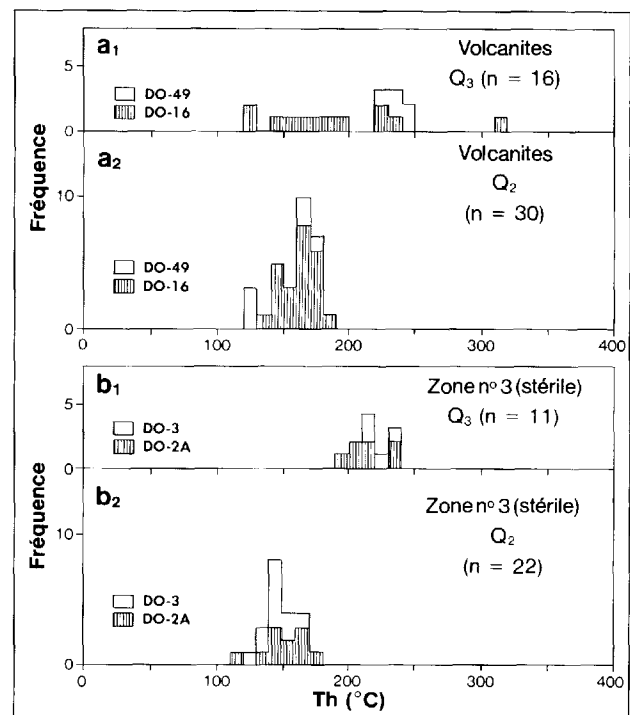


FIGURE 94 — Températures d'homogénéisation des phases aqueuses (Th) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines stériles des volcanites (a₁ et a₂) et de la zone n° 3 de la mine Doyon (b₁ et b₂).

TABLEAU 13 — Températures de formation (Tf) des quartz Q₂ et Q₃ des veines stériles de la zone n° 3 de la mine Doyon et des roches sédimentaires du Groupe de Cadillac et du Groupe de Kewagama

Échantillon*	Groupe de mesures	Inclusions aqueuses		ThCO ₂ (°C)	Température de formation (Tf) (°C)
		Th (°C)	Salinité (% poids NaCl)		
Quartz Q₂, veines stériles de la zone n° 3					
DO-2A	1	145 (n = 2)	—	17,4 (n = 2)	210**
	2	159 (n = 4)	5,4 (n = 2)	26,7 (n = 3)	205
	3	115 (n = 1)	5,5 (n = 2)	13,5 (n = 7)	180
	4	154 (n = 4)	7,4 (n = 3)	19,7 (n = 2)	215
DO-3	1	146 (n = 5)	6,7 (n = 4)	24,7 (n = 4)	195
	2	144 (n = 6)	6,6 (n = 10)	25,7 (n = 1)	190
Quartz Q₃, veines stériles de la zone n° 3					
DO-2A	1	214 (n = 7)	—	29,7 (n = 4)	260
DO-3	1	219 (n = 4)***	2,8 (n = 6)	26,4 (n = 4)	278
Quartz Q₂, veines dans les roches sédimentaires					
DO-11 (Cadillac)	1	—	—	-83,8	n.d.****
DO-13 (Kewagama)	1	167,7 (n = 6)	13,6 (n = 10)	—	265*****
	2	186 (n = 7)	13,8 (n = 8)	16,1 (n = 1)	310
Quartz Q₃, veines dans les roches sédimentaires					
DO-11 (Cadillac)	1	213,3 (n = 10)	13,9 (n = 10)	6,6 (n = 4)	440
	2	—	—	3,9 (n = 4)	455
DO-13 (Kewagama)	1	219 (n = 8)	6,8 (n = 4)	25,4 (n = 4)	295
	2	—	2,8 (n = 5)	—	285

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** Déterminée d'après une salinité de 5 % (du poids équivalent NaCl).

*** Moyenne des inclusions aqueuses et carboniques.

**** n.d. : non déterminé.

***** Déterminée d'après une ThCO₂ de 16,1 °C.

une variation plus restreinte (entre 0,90 et 1) que l'échantillon n° DO-2A.

5 - Le chlore (figure 86c) et le soufre (figure 87c) montrent de grandes variations (entre 0 et 2,5) sans avoir de tendance marquée. La proportion relative de Cl et de S dans les inclusions des échantillons n° DO-2A et DO-3 est donc très variable.

ZONE N° 2

L'abondance relative des quartz Q₂ et Q₃ dans les échantillons n° DO-4 et DO-8 de la zone n° 2 est donnée au tableau 9. Comme dans les veines minéralisées de la zone n° 3, le quartz Q₃ prédomine sur le quartz Q₂. Dans les deux types de quartz, les inclusions sont principalement des inclusions carboniques (de 80 à 98 % de l'ensemble), tandis que les inclusions aqueuses et aquacarboniques se retrouvent sans des proportions similaires (tableau 10).

Les données thermométriques des inclusions de la zone n° 2 sont présentées aux figures 81a, 82c et 82d, 83c et 83d, et 84a. Les données tirées des analyses sont présentées aux figures 85b à 90b. Les principaux résultats sont les suivants :

1 - La phase carbonique dans le quartz Q₂ présente des températures d'homogénéisation (ThC) se situant autour de 30 °C (figure 81a₂), tandis que cette même phase dans le quartz Q₃ montre des températures d'homogénéisation (ThC) très dispersées, jusqu'à -16 °C (figure 81a₁). Cette grande différence dans les températures d'homogénéisation est surtout reliée à la différence de pression lors de la formation du quartz.

2 - La phase carbonique est encore une fois composée de CO₂ pur, comme le montrent ses températures de fusion (TmC) de -56,5 °C (figure 82, c et d).

3 - Dans le quartz Q₂, la salinité est uniformément faible, variant de 3 à 6 % (figure 83d). Par contre dans le quartz Q₃, l'échantillon n° DO-4 possède une salinité moyenne de 1,6 % (figure 83c) et l'échantillon n° DO-8 une salinité distribuée en deux groupes, l'un à 11 % et l'autre à 23,3 %. Cette différence de salinité entre les quartz Q₂ et Q₃ dans l'échantillon n° DO-8 peut être due à des variations locales lors des différentes périodes de formation du quartz.

4 - Les températures d'homogénéisation (Th) des inclusions aqueuses dans le quartz Q₂ sont généralement comprises entre 180 et 250 °C (figure 84a₂) et dans le quartz Q₃ entre 100 et 230 °C (figure 84a₁). Comme les températures d'homogénéisation (ThC), les températures d'homogénéisation (Th) dans le quartz Q₃ sont plus dispersées que celles du quartz Q₂. Les températures de formation (Tf) déduites des inclusions aqueuses et carboniques sont données au tableau 12. Dans l'échantillon n° DO-8, les températures (Tf) varient de 240 à 260 °C dans le quartz Q₂ et de 305 à 325 °C dans le quartz Q₃. Quant à l'échantillon n° DO-4, la température (Tf) moyenne du quartz Q₂ est de 275 °C et celle du quartz Q₃ de 295 °C.

5 - Comme les veines de la zone n° 3, celles de la zone n° 2 sont riches en Na, généralement > 0,75 (figure 85b). Le rapport pour le chlore est en général très faible, moins de 0,10 (figure 86b). Dans le cas du soufre, il varie généralement de 0,50 à 1 (figure 87b).

VEINES STÉRILES SITUÉES À L'EXTÉRIEUR DES ZONES MINÉRALISÉES

Dans la présente section, nous traiterons de l'ensemble des veines encaissées par trois types de lithologies : (1) les échantillons n^{os} DO-16 et DO-49 des volcanites, (2) l'échantillon n^o DO-18A de la diorite quartzifère et (3) les échantillons n^{os} DO-11 et DO-13 des roches sédimentaires du Groupe de Cadillac et du Groupe de Kewagama respectivement. L'abondance des quartz Q₂ et Q₃ est donnée au tableau 9. En gros, le quartz Q₂ est aussi abondant que le quartz Q₃. Cependant, dans les échantillons n^{os} DO-49 et DO-18A, le quartz Q₂ est de deux à trois fois plus abondant que le quartz Q₃.

L'abondance relative des trois sortes d'inclusions (aqueuses, aquacarboniques et carboniques) est très variable (tableau 10). Contrairement à celles des échantillons provenant des zones minéralisées, les inclusions carboniques ne sont pas les plus abondantes. Les inclusions aquacarboniques, en moyenne, dominent légèrement. Les données thermométriques et les données tirées des analyses chimiques sont présentées aux figures 85c et 85d, 90c et 90d, 91a, 92, 93, 94, 95a et 95b, et 96. Les principaux résultats obtenus sont les suivants :

1 - Dans toutes les veines, sauf pour l'échantillon n^o DO-11, la phase carbonique est composée de CO₂ pur (TmC = -56,6 °C, figure 92). L'échantillon n^o DO-11 montre des températures de fusion de la phase carbonique (TmC) comprise entre -60 et -69,3 °C (figure 92, a₄ et b₄). Les températures inférieures à -56,6 °C indiquent

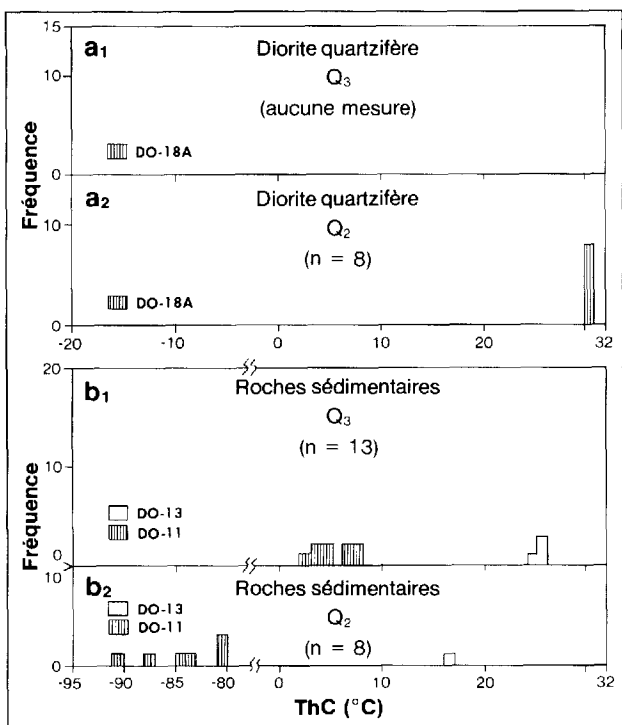


FIGURE 95 — Températures d'homogénéisation des phases carboniques (ThC) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines de la diorite quartzifère (a₁ et a₂) et des roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (DO-11) et du Groupe de Kewagama (DO-13) (b₁ et b₂)

que la phase CO₂ n'est pas pure. D'après les températures d'homogénéisation (ThC), certaines inclusions carboniques de l'échantillon n^o DO-11 seraient très riches en méthane.

2 - La salinité des fluides aqueux dans les veines stériles est très variable (< 7 % [du poids équivalent NaCl]) pour les échantillons n^{os} DO-16 et DO-49 (veines encaissées dans les volcanites; figure 93, a₁ et b₁). Elle se situe entre 8 et 15 % dans la veine n^o DO-18A encaissée dans la diorite quartzifère (figure 93, a₃ et b₃), entre 2 et 16 % dans la veine n^o DO-13 encaissée dans les roches sédimentaires du Groupe de Kewagama (figure 93, a₄ et b₄) et entre 13 et 15 % dans la veine n^o DO-11 encaissée dans les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (figure 93b₄). Ainsi, les veines stériles à l'extérieur de la propriété de la mine Doyon ont été formées par des fluides de salinités différentes.

3 - Au point de vue thermique, tous les échantillons, sauf l'échantillon n^o DO-18A, ont leurs températures d'homogénéisation (Th) dans le quartz Q₂ généralement inférieures à 200 °C (figures 94a₂ et 96b₂) et dans le quartz Q₃ généralement supérieures à 200 °C (figures 94a₁ et 94b₁). Pour l'échantillon n^o DO-18A, les températures

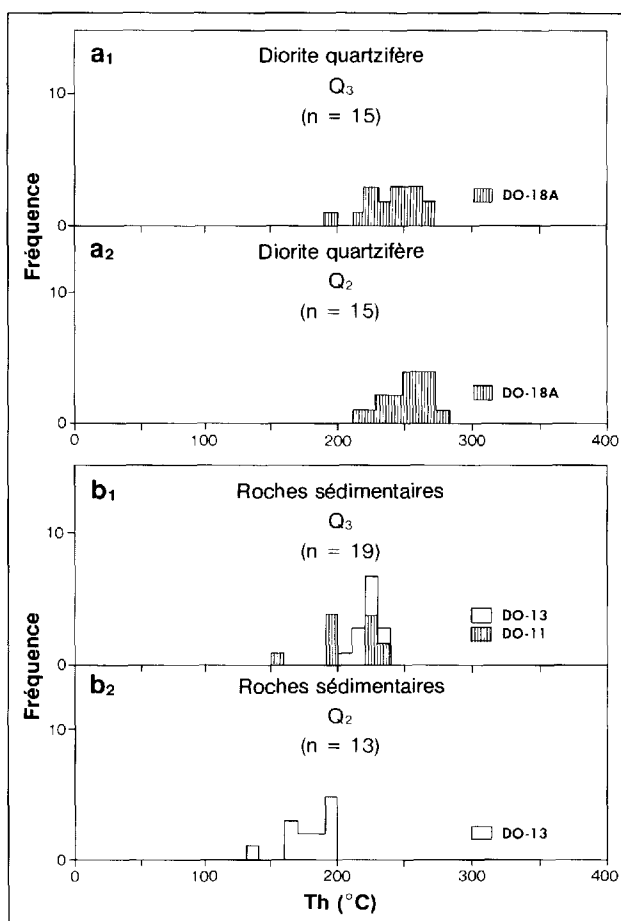


FIGURE 96 — Températures d'homogénéisation des phases aqueuses (Th) des inclusions fluides dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines de la diorite quartzifère (a₁ et a₂) et des roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (DO-11) et du Groupe de Kewagama (DO-13) (b₁ et b₂)

d'homogénéisation dans le quartz Q₂ et Q₃ se situent entre 210 et 280 °C (figure 96, a₁ et a₂). Les températures de formation (Tf) déduites des inclusions aqueuses et carboniques coexistantes sont données aux tableaux 13 et 14. Les températures de formation (Tf) de 440 à 455 °C du quartz Q₃ de l'échantillon n° DO-11 sont probablement surestimées par rapport aux autres valeurs. Cette surestimation est due principalement à l'impureté de la phase CO₂. Dans les autres échantillons, le quartz Q₃ a été formé à des températures légèrement supérieures à celles du quartz Q₂.

4 - Tout comme pour les veines minéralisées, les veines stériles situées à l'extérieur de la propriété de la mine Doyon sont également riches en Na (en général, rapport de Na/[Na+K] > 0,90; figure 85, c et d). Quant au Cl, il

est d'importance très variable : (a) rapport > 1,5 pour les veines dans les volcanites (figure 86c), (b) rapport < 0,80 pour la veine n° DO-18A et (c) rapport < 0,50 pour la veine n° DO-11 et rapport > 1,5 pour la veine n° DO-13 (figure 86d). Le soufre a un rapport généralement inférieur à 0,50 dans tous les cas (figure 87, c et d).

DISCUSSION

La présente section traite principalement des différences entre les fluides minéralisés de la mine Doyon et les fluides non minéralisés des roches environnantes. La plupart des paramètres thermométriques et chimiques utilisés dans cette discussion sont donnés aux tableaux 11 et 15.

TABLEAU 14 — Températures de formation (Tm) des quartz Q₂ et Q₃ des veines situées à l'extérieur de la propriété de la mine Doyon (dans les volcanites et dans la diorite quartzifère du complexe de Mooshla)

Échantillon*	Groupe de mesures	Inclusions aqueuses		ThCO ₂ (°C)	Température de formation (Tf) (°C)
		Th (°C)	Salinité (% poids NaCl)		
Quartz Q₂, veines dans les volcanites					
DO-16	1	152,4 (n = 12)	5,1 (n = 8)	22,9 (n = 2)	202
	2	171,4 (n = 9)	4,9 (n = 6)	24,2 (n = 1)	225
	3	163,3 (n = 3)	5,9 (n = 3)	25,0 (n = 4)	215
DO-49	1	127 (n = 3)	6,8 (n = 2)	15,5 (n = 2)	200
	2	168 (n = 3)	6,6 (n = 2)	28,7 (n = 6)	220
	3	—	—	23,03 (n = 6)	230
Quartz Q₃, veines dans les volcanites					
DO-16	1	170 (n = 6)	4,06 (n = 7)	19,5 (n = 4)	240
	2	229 (n = 5)	—	—	320
DO-49	1	230 (n = 2)	3,4 (n = 6)	29,9 (n = 9)	265
	2	—	—	25,6 (n = 5)	290
Quartz Q₂, veine dans la diorite quartzifère					
DO-18A	1	250 (n = 15)	14,08 (n = 12)	31,1 (n = 8)	290
Quartz Q₃, veine dans la diorite quartzifère					
DO-18A	1	244 (n = 10)	9,3 (n = 6)	—	345**
	2	239 (n = 5)	8,5 (n = 4)	—	330**

* Localisation des échantillons sur la figure 60.

** Déterminée d'après une ThCO₂ de 25 °C.

TABLEAU 15 — Abondance relative de Na, K, Ca, S et Cl des inclusions fluides des veines minéralisées de la mine Doyon et des veines stériles des roches avoisinantes

	Na/(Na+K)*	K/(Na+K)*	Ca/(Na+K)*	S/(Na+K)*	Cl/(Na+K)*
Veines minéralisées de la zone n° 3	0,75 à 1	0 à 0,25	0 à 1	0,1 à 1,5 (étalé)	< 0,1
Veines minéralisées de la zone n° 2	0,75 à 1	0 à 0,25	0 à 0,5	0,3 à 1 (étalé)	< 0,1
Veines stériles de la zone n° 3	0,70 à 1	0 à 0,30	Très variable	0 à 1,6 (étalé)	0 à 2,5 (étalé)
Veines stériles des volcanites	0,9 à 1	0 à 0,1	0 à 0,9	0 à 0,2	< 0,2 et 1,5 à 1,8
Veines stériles dans les roches sédimentaires	0,9 à 1	0 à 0,1	0 à 2,4	0 à 0,5	< 0,4 et 1,5 à 2
Veines stériles de la diorite quartzifère	0,9 à 1	0 à 0,1	0 à 0,2	< 0,1 et 0,3 à 0,5	0 à 0,8 (étalé)

* Rapport des poids.

Fluides des zones n° 3 et 2

Le premier paramètre commun entre les inclusions fluides des veines minéralisées de la zone n° 3 et de la zone n° 2 de la mine Doyon est la prédominance des inclusions carboniques (80 à 90 % de l'ensemble) par rapport aux inclusions aqueuses et aquacarboniques (tableau 10). Cette prédominance explique la grande abondance de la phase CO₂ par rapport à H₂O dans le système. L'un des mécanismes qui pourrait expliquer la coexistence de ces phases (CO₂ et H₂O) serait le phénomène de démixtion dans un système homogène (H₂O-CO₂) à la suite d'une baisse de température. La pureté de la phase CO₂ est très uniforme dans les deux zones, à l'exception d'un seul échantillon (DO-52) de la zone n° 3 qui montre la présence de méthane dans le quartz Q₃. L'origine de ce méthane n'est pas claire, mais cette présence est très locale et pourrait être due à une variation de l'état réducteur-oxydant du milieu.

D'autre part, les paramètres chimiques montrent que les fluides de la zone n° 3 et de la zone n° 2 sont semblablement riches en Na (en général > 0,75, tableau 15) et pauvres en Cl (en général < 0,1, tableau 15). Par contre, le soufre est très abondant et très variable dans les deux zones (étalement de 0,1 à 1,5, tableau 15).

Les contrastes entre ces deux zones sont les suivants : le degré de salinité se situe autour de 15 % dans la zone n° 3 et de 3,5 % dans la zone n° 2 (tableau 11). Cette différence très significative de la salinité peut résulter de deux causes : ou bien les deux fluides étaient distincts à l'origine, ou bien les deux fluides ont eu une même origine, mais des niveaux de mise en place différents. À notre avis, il est plus probable que les veines de la zone ouest se sont formées à une profondeur différente de celle des veines de la zone n° 2.

Quant aux températures de formation, elles présentent une légère différence entre les deux zones. La température maximale est de 330 °C pour la zone n° 3 et de 310 °C pour la zone n° 2. Cette différence n'est cependant pas significative, et la seule différence notable entre les fluides des zones n° 3 et 2 demeure leurs salinités nettement distinctes.

Veines minéralisées et stériles de la mine Doyon

Les données thermométriques et chimiques recueillies des inclusions fluides ne permettent pas de faire une nette distinction entre les fluides des veines minéralisées de ceux des veines stériles (DO-2A et DO-3). Plusieurs paramètres des fluides dans ces deux types de veines présentent les mêmes variations.

Premièrement, la dominance des inclusions carboniques dans les veines minéralisées se retrouve également dans les veines stériles n° DO-2A et DO-3 de la zone n° 3. Cette abondance de CO₂ semble constituer le cas général des veines présentes à la mine Doyon.

Deuxièmement, la salinité est l'un des principaux paramètres du fluide aqueux. Dans la zone n° 3, les veines stériles de salinité 6 % (tableau 11) diffèrent nettement des veines minéralisées de salinité supérieure à

15 %. Par contre, la salinité de 6 % des veines stériles diffère très peu de la salinité de 3,5 % des veines minéralisées de la zone n° 2. Ainsi, la salinité ne serait pas toujours un paramètre utile à la distinction entre veines minéralisées et veines stériles.

Toutefois, les températures de formation (tableau 11) indiquent que les veines stériles de la zone n° 3 ont des températures maximales (Tf) de 260 à 278 °C, généralement inférieures à celles des veines minéralisées de la zone n° 3 (330 °C) et à celles de la zone n° 2 (de 275 à 325 °C).

Chimiquement, les veines stériles de la mine Doyon ont des rapports pour le chlore plus variables (généralement de 0,5 à 2,5, tableau 15) que les veines minéralisées (< 0,1, tableau 15). Les autres éléments tels que S, Fe et Mn ont des concentrations semblables.

En résumé, les veines minéralisées de la mine Doyon ont été formées à plus haute température que les veines stériles et elles sont plus pauvres en Cl que ces dernières. Les autres paramètres des inclusions fluides sont comparables dans les deux cas. Le mode de gisement permet également de distinguer les deux types de veines. Les veines minéralisées ont généralement des pendages abrupts (figure 39) tandis que les veines subhorizontales (« flats ») sont stériles. De plus, les veines minéralisées sont beaucoup plus riches en sulfures que les veines stériles (tableaux 7 et 8).

Veines stériles situées à l'extérieur des zones minéralisées

Le tableau 11 montre que les températures maximales de formation des veines stériles (généralement entre 260 et 300 °C) sont légèrement inférieures à celles des veines minéralisées (généralement entre 300 et 335 °C). La différence de régime thermique entre ces deux groupes de veines est également confirmée par la plus grande abondance relative du quartz de faible température (Q₂) dans les veines stériles. Calculées à partir des données du tableau 9, les proportions de quartz Q₂/Q₃ varient de 1/5 à 1/2 pour les veines minéralisées et de 4/1 à 1/1 pour les veines stériles. Le régime thermique > 300 °C favorise donc une grande abondance de quartz Q₃ comme dans le cas des veines minéralisées, et le régime < 300 °C favorise une grande abondance de quartz Q₂ comme dans le cas des veines stériles. L'échantillon stérile n° DO-18A (température de formation de 330 à 345 °C) constitue une exception à cette règle.

Chimiquement, deux aspects majeurs sont à noter : l'abondance de K et l'abondance de S. Le tableau 15 indique que les fluides des veines minéralisées contiennent plus de K (< 0,25) que ceux des veines stériles (< 0,10). Ce léger enrichissement en K dans les fluides minéralisés se traduit par l'abondance de séricite dans les roches altérées associées à la minéralisation. Ainsi, l'abondance relative de K dans le fluide peut constituer un critère dans l'évaluation du potentiel aurifère des veines de quartz.

D'autre part, le soufre est aussi un élément important à considérer. Les valeurs S/(Na+K) supérieures à 0,5 sont observées dans les veines minéralisées, alors que dans

les veines stériles ces valeurs sont généralement inférieures à 0,5. Cette plus grande abondance de soufre dans le fluide des veines minéralisées se traduit par une teneur plus élevée en sulfures dans ces dernières (tableaux 7 et 8).

En résumé, les températures de formation plus élevées et les teneurs en K et en S supérieures caractérisent les inclusions fluides des veines minéralisées par rapport à celles des veines stériles.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

L'étude des inclusions fluides des veines minéralisées de la mine Doyon et des veines stériles des roches avoisinantes peut être résumée de la façon suivante (tableau 16) :

1 - Les veines minéralisées de la mine Doyon ont été formées lors de plusieurs périodes d'activité hydrothermale, et trois générations de quartz y ont été reconnues (le quartz Q₁ [le plus précoce], le quartz Q₂ et le quartz Q₃ [le plus tardif]). Le quartz Q₁ n'est cependant pas préservé en quantité suffisante pour permettre d'y étudier les inclusions fluides. Le quartz Q₃ a été formé à des températures plus élevées que le quartz Q₂ et la plus grande partie de la minéralisation aurifère est associée à ce quartz tardif.

2 - Les veines minéralisées ont été formées à des températures plus élevées (300 à 335 °C) que les veines stériles (260 à 300 °C) et les proportions des quartz Q₂/Q₃ y

sont plus faibles (de 1/5 à 1/2) que dans les veines stériles (de 4/1 à 1/1).

3 - Les inclusions dans les quartz Q₂ et Q₃ des veines minéralisées et dans ceux des veines stériles se distinguent en trois espèces (aqueuses, aquacarboniques et carboniques). Dans les veines minéralisées et stériles de la mine, les inclusions carboniques sont les plus abondantes (de 80 à 98 % de l'ensemble). Cela implique que les fluides de la mine Doyon étaient plus riches en CO₂ qu'en H₂O. Dans les différentes veines stériles, les fluides ont des proportions H₂O/CO₂ très variables (de H₂O < CO₂ à H₂O > CO₂) et les inclusions aquacarboniques dominent légèrement sur les inclusions carboniques.

4 - Les fluides des veines minéralisées de la zone n° 3 ont une salinité moyenne de 15 % contre 3,5 % pour ceux de la zone n° 2. De plus, le méthane est occasionnellement présent dans les veines de la zone n° 3, tandis que la phase carbonique dans la zone n° 2 consiste toujours en CO₂ pur. Ces données donnent à penser que les veines de la zone n° 3 ont une profondeur de formation différente de celle des veines de la zone n° 2.

5 - Les inclusions des veines stériles montrent des salinités très variables, de 3 à 14 %, ce qui indique qu'elles ont été formées par des fluides différents. L'évidence de la forte variation dans les proportions H₂O/CO₂ de ces fluides (tableau 10) tend à renforcer également cette hypothèse.

6 - Les inclusions dans les veines minéralisées sont plus riches en K et en S que dans les veines stériles. Ces

TABLEAU 16 — Résumé des caractéristiques des inclusions fluides dans les veines minéralisées et stériles de la mine Doyon

Système de veines	Salinité (% poids NaCl)	Température de formation	Phase carbonique
Veines minéralisées de la zone ouest (ou n° 3)	15	Q ₂ : 225 à 330 Q ₃ : 330	CO ₂ pur; méthane occasionnellement présent
Veines minéralisées de la zone n° 2	3,5	Q ₂ : 240 à 275 Q ₃ : 275 à 325	CO ₂ pur
Veines stériles de la zone ouest (ou n° 3)	6	Q ₂ : 180 à 215 Q ₃ : 260 à 278	CO ₂ pur
Veines stériles situées à l'extérieur de la propriété de la mine Doyon	3 à 14	Q ₂ : 200 à 265 Q ₃ : 240 à 290	CO ₂ pur

Système de veines	Composition chimique	Proportion relative des inclusions	Composition minéralogique des veines
Veines minéralisées de la zone ouest (ou n° 3)	Cl/Na+K < 0,10 Na/Na+K > 0,75 S/Na+K = 0,1 à 1,5	Inclusions carboniques dominantes (95 %) et inclusions aqueuses et aquacarboniques (5 %)	Quartz 65 %; sulfures 35 %; traces de carbonates
Veines minéralisées de la zone n° 2	Cl/Na+K < 0,10 Na/Na+K > 0,75 S/Na+K = 0,3 à 1,0	Inclusions carboniques dominantes (88 %) et inclusions aqueuses et aquacarboniques (12 %)	Sulfures 55 %; quartz 45 %; traces de carbonates
Veines stériles de la zone ouest (ou n° 3)	Cl/Na+K = 0 à 2,5 Na/Na+K > 0,75 S/Na+K = 0,0 à 1,6	Inclusions carboniques dominantes (82 %); inclusions aqueuses et aquacarboniques (18 %)	Quartz 75 %; carbonates (25 %); traces de sulfures
Veines stériles situées à l'extérieur de la propriété de la mine Doyon	Cl/Na+K = 1,5 à 2 Na/Na+K > 0,90 S/Na+K < 0,5	Inclusions aquacarboniques (45 %); inclusions carboniques (40 %); inclusions aqueuses (15 %)	Quartz 100 %; traces de carbonates; traces de sulfures

données sont en accord avec la séricitisation observée dans les zones minéralisées et avec la plus forte proportion de sulfures dans les veines aurifères.

Ces données tirées de l'étude des inclusions fluides donnent à penser qu'il y a eu une évolution dans le temps des fluides hydrothermaux responsables de la formation des veines dans et autour du gîte de la mine Doyon. Cette évolution se traduit dans les veines individuelles par de multiples générations de quartz et autres minéraux, et se reflète dans l'espace par une augmentation progressive des températures de formation entre les veines stériles et minéralisées. En plus de cette augmentation dans le temps des températures de formation, des changements chimiques systématiques sont observés. Ainsi, les veines ne sont pas formées en réponse à des événements discrets et indépendants, mais plutôt par suite de l'évolution d'un vaste système hydrothermal dans lequel une cellule thermique monta dans le temps, le long de zones de dilatation, donnant naissance à la minéralisation aurifère durant le maximum thermique de l'évolution de ce système (Hoy *et al.*, 1988).

Dans ce modèle, les veines stériles et les générations précoces de minéraux dans les veines aurifères individuelles se sont formées à des températures plus basses parce que la cellule thermique associée aux fluides montant le long de zones de dilatation (principalement des failles et leurs embranchements) n'avait pas encore atteint sa hauteur maximale dans le système. La plus grande variabilité dans la salinité de ces fluides précoces résulte probablement de la séparation, dans ce système de la phase CO₂ à une profondeur plus faible et à des températures plus élevées. Les veines et minéraux plus tardifs ne montrent pas ces salinités plus élevées et plus variables parce qu'ils ont été formés à un niveau où la séparation de la phase CO₂ commençait lorsque l'anomalie thermique atteignait les zones minéralisées. Ce modèle suggère deux éléments importants : premièrement, la séparation naissante de la phase CO₂ peut être génétiquement reliée à la déposition de l'or et deuxièmement, durant les stades précoces de ce système hydrothermal, alors que les fluides de températures plus basses et de salinités variables passaient à travers les niveaux actuellement exploités pour l'or, une minéralisation économique se formait, probablement en profondeur, là où ce processus de séparation de phases était actif. Les salinités élevées observées dans les inclusions des veines aurifères de la zone n° 3 de la mine Doyon sont uniques dans le secteur. Aucune explication raisonnable n'est proposée pour cette zone anormale, même si une relation probable avec l'intrusion dioritique hôte est suggérée.

En plus de l'évolution systématique des fluides suggérée par les données thermométriques, quelques éléments intéressants peuvent être tirés des données chimiques. Premièrement, le méthane est observé dans les inclusions des minéraux des veines minéralisées (et dans les veines encaissées des roches sédimentaires), mais pas dans les autres veines stériles. La présence de cette phase dans certaines veines suggère que d'importantes réactions roche-eau se sont produites sur le site de déposition. Par exemple, la présence de carbone

réduit dans les veines encaissées des roches sédimentaires n'est pas surprenante (les sédiments contiennent fréquemment de la matière organique), mais le fait que le méthane soit observé dans les inclusions fluides montre que les roches encaissantes contribuent au chimisme du fluide.

En ce qui concerne les veines minéralisées, deux processus sont envisagés pour expliquer la présence de méthane dans les fluides minéralisateurs. Une première possibilité réside dans le fait que l'interaction roche-eau sur le site de déposition implique des réactions d'oxydo-réduction. Ces réactions impliquent probablement la réduction d'une partie du CO₂ (qui est toujours présent dans les fluides hydrothermaux) par la roche encaissante (probablement par oxydation du fer réduit des roches volcaniques) pour produire du méthane. Étant donné que la réduction du CO₂ est cinématiquement irréalisable à des températures inférieures à 300 °C (Ohmoto & Rye, 1979), cette réaction peut ne pas se produire avant que les fluides se soient approchés de leur température maximale, ce qui expliquerait l'absence de méthane dans les minéraux de plus basse température ainsi que la rareté de cette phase. Le méthane pourrait aussi avoir été produit par une transformation chimique du carbone contenu dans les roches encaissantes (de faibles quantités de carbone graphitique sont communes dans les roches volcaniques). Ce mécanisme pourrait résulter en production de méthane par deux processus : la première par une oxydation et par une réduction simultanées du graphite, résultant en la production de CO₂ et de CH₄, sans changement global de l'état d'oxydation du fluide ou de la roche; le second, par la réduction directe du carbone graphitique, soit par le fluide minéralisateur lui-même ou comme effet secondaire du réchauffement des roches encaissantes par les fluides. La question demeure toutefois à savoir si la production de CH₄ implique des conséquences génétiques ou si elle reflète seulement les changements thermo-chimiques produits par l'influx du fluide hydrothermal.

La deuxième caractéristique géochimique intéressante des fluides minéralisateurs est l'abondance relative de K et S par rapport à Na et Cl. Cette observation soulève deux implications d'importance. Premièrement, les teneurs relativement élevées en K et S sont conséquentes avec une origine du fluide minéralisé évoluant dans un environnement dominé par la roche (une grande abondance de Na et de Cl aurait dû être observée si les fluides [eau de mer ou eau météorique] avaient évolué dans un système dominé par l'eau. Deuxièmement, le transport de l'or et des métaux de base (Fe et Cu, par exemple) a dû se faire principalement sous la forme de thio-complexes plutôt que sous la forme de complexes du chlore. L'importance primordiale de cette observation réside dans le fait que le processus de minéralisation implique des changements de chimisme dans le fluide, lesquels résultent en une diminution de l'activité du H₂S dans la solution. Les mécanismes possibles pouvant causer de tels changements incluent les variations de température ou de pH, la réaction du H₂S du fluide

avec le fer des roches hôtes, et l'oxydation du fluide résultant en production de sulfate (Barnes, 1979).

Dispersion primaire de l'or

Viens (1983) et Perrault *et al.* (1984) ont étudié la dispersion de l'or dans les roches encaissantes de la zone n° 2 de la mine Doyon. Ces études ont démontré que les roches volcaniques du Groupe de Blake River dans le secteur de la mine ont une teneur moyenne en or de 28 ppb. Cette valeur est beaucoup plus élevée que la teneur normale de volcanites situées dans des terrains non minéralisés, qui est de l'ordre de 1 à 2 ppb (Kwong & Crocket, 1978; Fyfe & Kerrich, 1984).

La zone minéralisée n° 2, qui possède une direction N105°E et un pendage de 55° vers le SW, est enveloppée d'un halo d'enrichissement en or caractérisé par des valeurs allant de 40 à 300 ppb Au. Ce halo mesure 350 m de largeur dans le toit de la zone (côté sud) et 50 m de largeur dans le mur. Il correspond spatialement avec les anomalies positives en S et en Al₂O₃ mises en évidence par Descarreaux (1982).

Géochimie du minerai

Afin de connaître les éléments en traces enrichis avec l'or dans le minerai de la mine Doyon, cinq échantillons de minerai (veines et veinules minéralisées, ainsi que leurs épontes altérées) ont été comparés avec cinq échantillons de roches encaissantes situées à l'extérieur des zones minéralisées. Ces cinq paires d'échantillons sont réparties de la façon suivante : deux dans la zone n° 3, deux dans la zone n° 2 et une dans la zone n° 1. Les roches encaissantes analysées dans la zone n° 3 sont des volcanoclastites de composition mafique, dans la zone n° 2 des volcanoclastites felsiques et dans la zone n° 1 le schiste à séricite. Dans ces échantillons on a dosé 41 éléments en traces, incluant les éléments des terres rares. Les résultats des analyses sont présentés à l'annexe (tableaux L et M).

Les analyses montrent que l'or est l'élément le plus enrichi dans le minerai, puisqu'il y est en concentration 1 500 fois plus abondante que dans les roches encaissantes. La teneur moyenne des cinq échantillons de minerai analysés est de près de 44 g/t Au, ce qui montre que les veines individuelles sont très riches en or. Il doit d'ailleurs en être ainsi pour que l'on puisse exploiter à ciel ouvert l'ensemble d'une zone qui ne contient, somme toute, qu'une proportion restreinte de veines et de veinules aurifères, tout en conservant une teneur globale de 5 à 6 g/t Au. Une veine de la zone n° 2, particulièrement riche en sulfures (figures 41 et 42), a produit du minerai dont la teneur moyenne était de 0,013 % Au (130 g/t).

Après l'or, le cuivre est l'élément le plus enrichi dans les veines de la mine Doyon (407 fois), ce qui est concordant avec les bonnes quantités de chalcopryrite contenues dans plusieurs veines. Parmi les autres éléments fortement enrichis (plus de 10 fois), on note Ag, As, Zn et Te, lesquels sont respectivement contenus surtout dans l'or natif, l'arsénopyrite, la sphalérite et les tellurures. Il

est rare que l'on puisse observer de l'arsénopyrite à la mine Doyon, mais les analyses chimiques indiquent qu'elle doit être présente au moins en traces dans le minerai.

Les éléments moyennement enrichis (2 à 10 fois) incluent Cd, Ni, Sb, W et Mn. Un autre groupe d'éléments présente peu de variations dans le minerai et dans la roche stérile (enrichissement ou appauvrissement inférieurs à 2 fois). Ce sont Co, Ga, Nb, Rb, Sn, Y, Se, Cr, Pb et Cs. Plusieurs de ces éléments sont d'ailleurs réputés relativement inertes lors des processus de métamorphisme et d'altération.

Un dernier groupe d'éléments (Ba, Li, V, Sr, Hf, Sc, Ta, Th et U) sont fortement lessivés dans le minerai (plus de deux fois moins que dans la roche encaissante). Parmi ceux-ci on note plusieurs éléments réputés mobiles, mais aussi Zr qui est généralement considéré comme peu mobile. En ce qui concerne les éléments des terres rares, le diagramme de la figure 97, qui présente les profils moyens pour les roches minéralisées et stériles, montre que tous ces éléments sont fortement lessivés dans le minerai de la mine Doyon. Cette situation diffère du minerai de la mine Bousquet (Tourigny *et al.*, 1988) dans lequel les éléments légers des terres rares sont faiblement enrichis tandis que les éléments lourds des terres rares sont assez fortement lessivés.

Isotopes stables

Une étude des isotopes stables (S, O et C) a été effectuée sur les veines minéralisées et stériles de l'ensemble des propriétés de la mine Doyon et de la mine Bousquet.

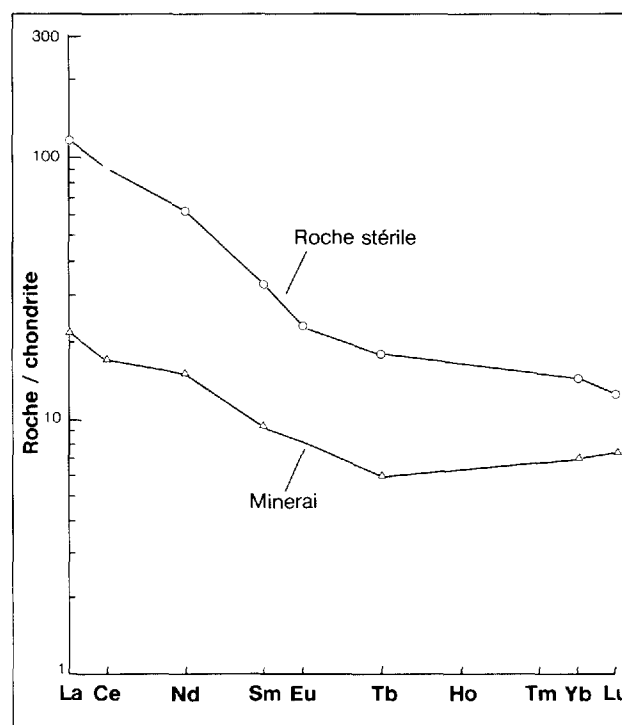


FIGURE 97 — Profils normalisés des éléments des terres rares pour le minerai et la roche stérile encaissante de la mine Doyon.

Cette étude ayant montré que les deux gisements font géologiquement partie d'un même système (Hoy *et al.*, 1988), il ne nous est pas apparu souhaitable de traiter séparément les données isotopiques de la mine Doyon et celles de la mine Bousquet. Nous avons plutôt choisi de les présenter conjointement dans un rapport synthèse

sur les caractéristiques géologiques des gisements d'or du secteur de Cadillac (Trudel *et al.*, soumis en 1989).

Mentionnons seulement que les données isotopiques s'accordent avec les études d'inclusions fluides pour démontrer que les veines minéralisées ont été formées à plus haute température que les veines stériles.

Discussion

Les gisements de la mine Doyon apparaissent clairement épigénétiques, puisque tout l'or est contenu dans des veines et veinules recoupant les roches volcaniques et intrusives. La zone ouest est située dans une partie très fracturée du stock de Mooshla, tandis que les zones n^{os} 1 et 2 se situent dans des volcanoclastites felsiques qui ont subi une intense déformation ductile.

Le métamorphisme régional se situe au faciès des schistes verts supérieurs, comme en témoigne la présence de biotite dans toutes les roches, sauf dans la zone minéralisée principale où l'altération hydrothermale l'a détruite au profit de la séricite (tableau 4). La température lors du métamorphisme devait donc être de l'ordre de 425 °C. La biotite s'est développée avant et après la schistosité régionale, puisqu'elle est souvent réorientée dans cette dernière et qu'elle la recoupe dans d'autres cas. Dans les volcanites mafiques, le plagioclase est de l'albite coexistant avec la clinzoïsite, la chlorite et l'actinolite.

Dans les zones minéralisées, la température devait être un peu plus élevée (de l'ordre de 475 °C) puisqu'on y observe de l'andésine au lieu de l'assemblage albite + clinzoïsite. Cette observation est d'ailleurs en accord avec les études isotopiques et les études des inclusions fluides qui indiquent une température de formation plus élevée pour les veines minéralisées que pour les autres veines de la propriété minière. Les porphyroblastes d'alumino-silicates (andalousite et kyanite) sont restreints à la zone minéralisée et sont synchroniques. Ils recoupent la schistosité régionale, mais sont antérieurs à une partie de la déformation comme l'indiquent les ombres de pression et la rotation des porphyroblastes. Ces porphyroblastes ont subi une altération rétrograde, probablement liée à une activité hydrothermale résiduelle, comme le montre leur transformation en kaolinite, pyrophyllite et diaspore. Ces minéraux d'altération rétrograde sont non orientés, donc postérieurs à la déformation ductile. La coexistence de la kaolinite et du quartz situe la température de cette altération rétrograde à moins de 325 °C. Cette altération s'est cependant effectuée avant les dernières déformations, puisque la kaolinite remplit par endroits les fractures dans la pyrite (figure 49).

Le pluton de Mooshla est probablement une intrusion précoce synvolcanique. Valliant & Hutchinson (1982) et Gaudreau (1986) mentionnent la similarité chimique entre le pluton et les volcanites encaissantes. Il faut cependant mentionner que la composition du stock de Mooshla présente des différences notables avec celle des volcanites (tableau 3) et qu'aucune étude géochimique détaillée n'a été effectuée dans le but de mettre en évidence leurs similarités ou leurs différences. Cependant, la granulométrie très fine de la leucotonalite et la texture porphyrique de la tonalite laisse supposer une mise en

place à faible profondeur. De plus, il est indéniable que le pluton est antérieur à la déformation et au métamorphisme régional, car la schistosité y est imprimée et on y observe partout l'agrégat d'albite et de clinzoïsite pseudomorphe du plagioclase calcique d'origine.

Plusieurs hypothèses ont été avancées concernant l'origine de la minéralisation aurifère à la mine Doyon. Valliant & Hutchinson (1982), Valliant *et al.* (1982) et Stone *et al.* (1988) ont proposé une origine syngénétique pour les gisements des mines Doyon, Bousquet et Dumagami. Leurs arguments se fondent sur la présence de sulfures massifs (surtout aux mines Bousquet et Dumagami), sur l'apparente concordance du minerai avec les roches encaissantes et sur le mode de gisement des zones minéralisées à un niveau stratigraphique semblable, près du sommet du Groupe de Blake River. Dans ce modèle, les roches à porphyroblastes d'alumino-silicates sont issues de protolithes qui ont subi une altération syngénétique et qui ont par la suite été affectés par le métamorphisme régional.

Les résultats des travaux récents sur les mines Doyon (Savoie *et al.*, 1986), Bousquet (Tourigny *et al.*, 1988) et Dumagami (Marquis *et al.*, en préparation) ne sont cependant pas en accord avec ce modèle syngénétique. Tout d'abord, la cartographie détaillée de ce secteur montre que les trois gisements ne sont pas situés le long d'un même horizon stratigraphique. Les gisements de la mine Doyon sont encaissés dans l'unité 4 du Groupe de Blake River (voir le chapitre intitulé «Géologie locale»), ceux de la mine Bousquet dans l'unité 5 et ceux de la mine Dumagami dans l'unité 6. De plus, les études structurales détaillées montrent une forte transposition et une disposition parallèle des structures en bordure de la faille de Dumagami, près de la limite sud du Groupe de Blake River. Les structures qui apparaissent comme un litage primaire sont maintenant interprétées comme des zones de mylonitisation et d'altération.

À Bousquet, les textures de remplacement observées dans les veines montrent clairement qu'au moins une partie de la minéralisation aurifère est syntectonique et postérieure au maximum atteint par le métamorphisme régional (Tourigny *et al.*, 1988). À Dumagami, l'enrichissement en Au-Cu-Ag se situe dans des structures tardives obliques à l'attitude des lentilles hôtes de pyrite massive, qui sont peut-être d'origine volcanogène (Marquis *et al.*, en préparation).

Nos observations à la mine Doyon laissent supposer que la minéralisation aurifère et l'altération qui lui est associée sont tarditectoniques et tardimétamorphiques. Dans la zone ouest, les épontes des veines aurifères encaissées dans le stock de Mooshla contiennent de l'andésine limpide au lieu de l'agrégat d'albite et de clinzoïsite résultant du métamorphisme régional qu'on observe ailleurs dans l'intrusion. Par contre, on observe plu-

sieurs évidences d'équilibre entre les minéraux des veines et ceux des épontes — les veines de quartz-kyanite-pyrite sont restreintes au schiste à alumino-silicates, et la dolomite et la chlorite sont ferrugineuses dans la zone ouest et magnésiennes dans la zone n° 2, aussi bien dans les veines que dans les épontes. Donc, bien que la température dans les zones minéralisées ait par endroits excédé la température maximale atteinte lors du métamorphisme, les conditions de formation des veines sont généralement compatibles avec celles responsables du métamorphisme régional.

Dans la zone n° 2, les veinules aurifères recoupent nettement la schistosité principale dont on assume qu'elle représente la schistosité régionale. Les veinules aurifères paraissent donc postérieures à une partie de la déformation. Par contre, les veines minéralisées montrent fréquemment une texture bréchique et on observe parfois des veinules de kaolinite recoupant la pyrite, ce qui prouve que la déformation s'est poursuivie après la minéralisation et le métamorphisme rétrograde des minéraux alumino-silicatés. Dans la zone n° 1, les veinules de quartz-pyrite sont parallèles à la schistosité régionale et pourraient être considérées comme des lamines syngénétiques, mais nous sommes plutôt d'avis qu'il s'agit de véritables veinules épigénétiques parallèles à la foliation, comme certaines veines de la mine Bousquet (Tourigny *et al.*, 1988).

À notre avis, la relation spatiale remarquable entre la zone altérée et la minéralisation exploitable démontre leur origine commune. La zone altérée résulte de l'activité d'une cellule hydrothermale qui est à l'origine de la minéralisation aurifère. Il faut noter que l'intensité et l'étendue de l'altération sont beaucoup plus considérables que dans la plupart des gisements d'or filoniens, ce qui démontre l'importance du système hydrothermal minéralisateur. La circulation des fluides hydrothermaux a provoqué le lessivage du Na et du Ca, formant ainsi les roches à alumino-silicates. Le caractère hyperalumineux de ces roches ne résulte pas d'une composition d'origine particulière, puisque les porphyroblastes d'alumino-silicates sont présents aussi bien dans les roches mafiques que felsiques.

Les observations pétrographiques, ainsi que les données d'inclusions fluides et d'isotopes stables, montrent que la température des zones minéralisées était un peu plus élevée que celle des roches encaissantes. Cette hausse de température a pu coïncider avec le maximum du métamorphisme régional, mais ce n'est pas nécessairement le cas. De plus, une hausse de température n'est pas le seul facteur responsable de la formation des assemblages minéralogiques observés dans la zone altérée. L'activité du soufre, entre autres, a joué un rôle très important. En effet, dans la zone minéralisée, le soufre a accaparé tout le fer des silicates, des carbonates et des oxydes des roches encaissantes pour former des sulfures de fer, ce qui explique la disparition de la biotite et de l'ilménite dans cette zone (tableau 4).

L'activité du soufre, combinée au lessivage du Na et du Ca, a formé des schistes à quartz-muscovite-rutile-pyrite et des alumino-silicates. Cette altération ne peut être syngénétique comme on l'a proposé antérieurement, puisque les plaquettes d'ilménite, orientées selon la schistosité régionale et présentes dans toutes les autres roches du secteur, sont pseudomorphosées par le rutile dans la zone altérée.

Nos observations à la mine Doyon montrent que la minéralisation aurifère est épigénétique et s'est mise en place après une partie du métamorphisme et de la déformation régionale, mais avant la fin de ces processus. À cet égard, le caractère tarditectonique et tardimétamorphique de la minéralisation est tout à fait semblable à celui de la plupart des gisements d'or filoniens d'âge archéen au Canada et ailleurs dans le monde (Colvine *et al.*, 1984).

Les principales applications de cette étude pour l'exploration minérale peuvent se résumer comme suit :

1 - La minéralisation aurifère à la mine Doyon est limitée au Groupe de Blake River et concentrée dans les secteurs de déformation intense — déformation ductile dans les schistes et les volcanoclastites cisailées des zones n° 1 et 2, et déformation fragile (fracturation) dans la bordure est du pluton de Mooshla.

2 - L'altération accompagnant la minéralisation aurifère est forte et étendue (plusieurs centaines de mètres). Elle se caractérise par un lessivage de Na et Ca et des ajouts de K et S. Ces échanges se traduisent par la stabilisation d'alumino-silicates (kyanite et andalousite) qui sont largement altérés en kaolinite et en séricite par suite du métamorphisme rétrograde.

3 - Les veines aurifères se distinguent par une grande abondance de sulfures (de 10 à 75 %) par rapport aux veines stériles qui n'en contiennent pas ou en contiennent seulement des traces.

4 - Les études d'inclusions fluides montrent que les veines minéralisées ont été formées à des températures plus élevées (> 300 °C) que les veines stériles (de 200 à 300 °C). De plus, les fluides des veines aurifères ont des rapports K/Na et S/Cl plus élevés, correspondant à la séricitisation et la pyritisation observées dans les zones minéralisées.

5 - Les études d'isotopes stables indiquent que régionalement, les veines minéralisées et stériles ont été formées par un même système hydrothermal de grande dimension, qui a été actif pendant une longue période de temps. Les fluides minéralisateurs sont probablement d'origine métamorphogénique et leurs constituants (dont Au) ont été introduits en profondeur, et ne résultent pas d'une remobilisation locale de roches sources préalablement enrichies.

6 - L'étude pétrographique des veines et leur caractère bréchique observé sur le terrain montrent que les veines ont été formées en plusieurs étapes. L'or est principalement associé à la dernière génération de quartz, ce qui est en accord avec l'âge tarditectonique que nous assignons au gisement.

Références

- BARKER, F., 1979 — Trondhjemite : Definition, environment and hypotheses of origin. *Dans* Trondhjemites, dacites and related rocks; *textes réunis par* F. Barker. Elsevier; pages 1-12.
- BARNES, H.L., 1979 — Solubilities of ore mineral. *Dans* Geochemistry of hydrothermal ore deposits; *textes réunis par* H.L. Barnes. Wiley, New York; 2^e édition, pages 404-460.
- COLLINS, P.L.F., 1979 — Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*; volume 74, pages 1435-1444.
- COLVINE A.C. — ANDREWS, A.J. — CHERRY, M.E. — DUROCHER, M.E. — FYON, A.J. — LAVIGNE, M.J. — MACDONALD, A.J. — MARMONT, S. — POULSEN, K.H. — SPRINGER, J.S. — TROOP, D.G., 1984 — An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits. Ontario Geological Survey; Open file report 5524, 98 pages.
- CRAWFORD, M.L., 1981 — Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Mineralogical Association of Canada; Short Course Handbook, volume 6, pages 75-100.
- DESCARREAU, J., 1982 — Étude lithogéochimique, mine Doyon, canton de Bousquet, Québec (non publiée). Rapport professionnel à la Mine Doyon.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — ROCHELEAU, M. — GOULET, N., 1982 — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I : Stratigraphy and paleogeographic model. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — GOULET, N. — ROCHELEAU, M., 1983 — Evolution of the south-central part of the Abitibi Belt, Québec. Part II : Tectonic evolution and geochemical model. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 20, pages 1355-1372.
- FILION, M. — VALLÉE, M. — LAVOIE, C., 1976 — Les gisements d'or de la SOQUEM-Silverstack, Canton de Bousquet, Québec. *Bulletin de l'Institut canadien des mines et de la métallurgie*; volume 70, pages 159-172.
- FYFE, W.S. — KERRICH, R., 1984 — Gold : Natural Concentration Processes. *Dans* Gold 82: the Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits; *textes réunis par* R.P. Foster, A.A. Balkema, Rotterdam; pages 99-127.
- GAUDREAU, R., 1986 — Intrusion synvolcanique et minéralisations aurifères — Exemple du pluton de Mooshla, canton de Bousquet, Abitibi. Mémoire de maîtrise, Département de géologie, Université Laval; 42 pages.
- GÉLINAS, L. — TRUDEL, P. — HUBERT, C., 1984 — Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, numéro 2, pages 220-231.
- GUHA, J. — GAUTHIER, A. — VALLÉE, M. — DESCARREAU, J. — LANGE-BRAD, F., 1982 — Gold mineralization patterns at the Doyon Mine (Silverstack), Bousquet, Québec. *Dans* Geology of Canadian Gold Deposits; *textes réunis par* R.W. Hodder et W. Petruk. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 24, pages 50-57.
- GUNNING, H.C., 1941 — Bousquet-Joannès area, Québec. Commission géologique du Canada; Mémoire 231, 110 pages.
- HOY, L. — KHEANG, L. — TRUDEL, P., 1988 — Evidence from fluid inclusion and stable isotope studies for the thermochemical nature of fluids responsible for Au mineralization in Bousquet Township, Québec. Réunion annuelle conjointe de l'AGC-AMC, Memorial University, Terre-Neuve, du 23 au 25 mai 1988; programme et résumés; volume 13, page A-58.
- HUBERT, C. — TRUDEL, P. — GÉLINAS, L., 1984 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, numéro 9, pages 1024 à 1032.
- IMREH, L., 1984 — Sillon de la Motte-Vassan et son avant-pays méridional : synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.
- IRVINE, T.N. — BARAGAR, W.R.A., 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 8, pages 523-548.
- KWONG, Y.T.S. — CROCKET, J.H., 1978 — Background and anomalous gold in rocks of an Archean greenstone assemblage, Kakagi Lake area, north-western Ontario. *Economic Geology*; volume 73, pages 50-63.
- MARQUIS P. — HUBERT, C. — BROWN, A.C. — RIGG, D. — TRUDEL, P. — Géologie de la mine Donald J. La Ronde (Dumagami). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; étude soumise en 1989 pour acceptation.
- OHMOTO, H., — RYE, R.O., 1979 — Isotopes of sulfur and carbon. *Dans* Geochemistry of hydrothermal ore deposits; *textes réunis par* H.L. Barnes. Wiley, New York; 2^e édition, chapitre 10, pages 509-567.
- PERRAULT, G. — SAVOIE, A. — TANER, M. — VIENS, M., 1984 — Distribution of gold in host-rocks around the Doyon mine n° 2 orebody (abstract). *Bulletin de l'Institut canadien des mines et de la métallurgie*; volume 77, numéro 863, page 92.
- ROEDDER, E., 1962 — Studies of fluid inclusions. I : low temperature application of a dual purpose free-

- zing and heating stage. *Economic Geology*; volume 57, pages 1045-1061.
- ROEDDER, E. — BODNAR, R.J., 1980 — Résumé n° 26. Congrès géologique international, Paris; volume 1, page 82.
- SAVOIE, A. — PERRAULT, G. — FILION, G., 1986 — Geological setting of the Doyon gold deposits, Bousquet, Abitibi, Québec, Canada. *Proceedings of Gold 86 symposium*, Toronto; pages 97-107.
- SOURIJAN, S. — KENNEDEY, C.G., 1962 — The system H₂O-NaCl at elevated temperature and pressure. *American Journal of Sciences*; volume 260, pages 5-141.
- STONE, W.E. — VALLIANT, R.I. — BATEMAN, P.W., 1988 — Wall rock alteration, regional metamorphism and gold concentration in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Bicentennial Gold 88*, Melbourne, Australie, mai 1988; pages 51-55.
- TAYLOR, S.R. — GORTON, M.P., 1977 — Applications of spark source mass spectrometry; III: Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 41, pages 1375-1380.
- THURSTON, P.C. — AYRES, L.D. — EDWARDS, G.R. — GÉLINAS, L. — LUDDEN, J.N. — VERPAELST, P., 1985 — Archean bimodal volcanism. *Dans Evolution of Supracrustal Sequences; textes réunis par L.D. Ayres et al.* Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 7-21.
- TOURIGNY, G., 1984 — Géologie structurale et métamorphisme des roches précambriennes du Groupe de Kewagama dans la région de Cadillac-Malartic, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal; 85 pages.
- TOURIGNY, G. — HUBERT, C. — BROWN, A.C. — CRÉPEAU, R., 1988 — Structural Geology of the Blake River Group at the Bousquet Mine, Abitibi, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 25, numéro 4, pages 581-592.
- TOURIGNY, G. — HUBERT, C. — BROWN, A.C. — CRÉPEAU, R. — TRUDEL, P. — HOY, L. — LAO, K. — Géologie de la mine Bousquet, Cadillac, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; étude soumise en 1988 pour approbation.
- TRUDEL, P. — SAUVÉ, P. — TOURIGNY, G. — HUBERT, C. — HOY, L. — Caractéristiques géologiques des gisements d'or du secteur de Cadillac, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; étude soumise en 1989 pour approbation.
- VALLIANT, R.I., 1981 — The geology, stratigraphic relationships and genesis of the Bousquet gold deposit, northwestern Québec. Thèse de doctorat, University of Western Ontario; 325 pages.
- VALLIANT, R.I. — HUTCHINSON, R.W., 1982 — Stratigraphic Distribution and Genesis of Gold Deposits, Bousquet Region, northwestern Québec. *Dans Geology of Canadian gold deposits; textes réunis par Hodder et Petruk*. Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume spécial 24, pages 27-40.
- VALLIANT, R.I. — MONGEAU, C. — DOUCET R., 1982 — The Bousquet pyritic gold deposits, Bousquet region, Québec; descriptive geology and preliminary interpretations on genesis. *Dans Geology of Canadian gold deposits*. Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume special 24, pages 41-49.
- VALLIANT, R.I. — BARNETT, R.L. — HODDER, R.W., 1983 — Aluminous rock and its relation to gold mineralization, Bousquet mine, Québec. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Bulletin 76, pages 811-819.
- VIENS, M., 1983 — Distribution de l'or dans la section centrale du gîte n° 2, mine Doyon, Abitibi. Projet de fin d'études, Département de génie minéral, École polytechnique; 66 pages.
- WHITE, D.E. — MUFFLER, L.J. — TRUESDELL, A.H., 1971 — Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. *Economic Geology*; volume 66, pages 75-97.
- WINKLER, H.G.F., 1979 — *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin; 5^e édition, 348 pages.

Annexe

Résultats des analyses chimiques

TABLEAU A — Unité tholéïitique du nord (unité 1) (début)

	1023	1024	1025	1026	1027	1921	1922	1923	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932
(% du poids)																
SiO ₂	53,68	54,24	55,58	50,87	51,05	50,78	55,76	49,98	49,48	49,48	51,23	48,15	47,99	49,10	47,93	46,98
TiO ₂	1,20	1,76	,44	0,81	1,51	1,04	1,31	1,60	1,82	0,94	1,09	1,11	1,12	0,93	1,15	1,35
Al ₂ O ₃	14,26	13,89	14,48	15,04	14,00	16,45	13,39	12,84	12,52	12,85	12,38	11,70	12,80	12,52	12,76	12,55
Fe ₂ O ₃	2,69	3,24	2,93	2,30	2,99	2,52	2,79	3,07	2,50	2,43	2,58	2,58	2,64	2,42	2,63	2,83
FeO	7,95	10,50	7,72	0,43	10,75	9,47	10,26	14,00	12,51	11,95	11,94	11,11	12,50	11,49	13,23	13,15
MnO	8,19	0,18	0,17	0,19	0,25	0,31	0,25	0,34	0,34	0,26	0,26	0,28	0,24	0,25	0,28	0,26
MgO	6,69	4,01	4,82	8,03	6,23	5,67	4,98	7,39	8,28	9,18	7,76	7,46	9,23	10,37	9,11	8,47
CaO	10,41	8,12	8,56	11,57	10,78	10,49	7,65	7,80	10,59	10,92	10,18	15,38	11,47	10,59	10,62	10,83
Na ₂ O	2,63	2,87	3,27	2,47	2,09	1,83	2,85	1,59	1,78	1,51	2,17	1,64	1,31	2,01	1,79	3,12
K ₂ O	0,19	0,98	0,70	0,17	0,17	1,23	0,60	0,47	0,38	0,32	0,26	0,35	0,39	0,18	0,33	0,25
K ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	1,05	n.d.	0,26	1,09	0,11	2,87	1,78	2,93	2,21	2,37	1,48	1,43	1,29	0,98	0,02	1,13
P ₂ O ₅	0,12	0,20	0,33	0,11	0,19	0,22	0,16	0,22	0,17	0,15	0,15	0,24	0,19	0,16	0,17	0,29
Total	101,06	99,99	100,26	101,08	100,12	102,88	101,78	102,94	101,70	102,36	101,48	101,43	101,25	101,00	100,82	101,12
(% du poids, ppm ou ppb)																
CO ₂ (%)	2,23	1,47	1,73	1,24	1,77	5,58	3,44	4,18	3,04	3,74	1,67	7,70	4,24	1,94	3,02	3,06
S (%)	0,25	0,36	0,14	0,01	0,43	0,15	0,08	0,09	0,15	0,09	0,15	0,27	0,17	0,08	0,16	0,11
Au (ppb)	4	3	27	4	3	n.d.	n.d.	n.d.	40	5	5	5	5	5	n.d.	10
Ag (ppb)	800	800	900	500	600	1200	1000	1400	1100	1000	800	1300	1400	900	1200	1200
Cu (ppm)	87	129	98	54	72	78	56	28	135	101	127	161	107	121	107	126
Ni (ppm)	46	24	26	64	53	79	35	33	47	64	47	67	52	63	59	54
Pb (ppm)	4	7	7	7	8	23	20	24	26	23	37	33	32	41	65	66
Zn (ppm)	41	27	26	24	40	85	72	125	53	36	56	68	63	55	32	60
Co (ppm)	27	31	20	23	29	21	30	32	29	31	28	36	33	30	30	31

n.d. = non déterminé.

TABLEAU A — Unité tholéïitique du nord (unité 1) (suite)

	1933	1934	1935	7S106	7S108	7S109	7S110	7S140	7S141	7S142	7S143	7S144	7S145	1018	Moyenne
(% du poids)															
SiO ₂	48,41	47,87	47,81	51,49	52,76	51,24	47,43	50,00	48,96	48,31	48,51	46,97	49,81	55,73	50,25
TiO ₂	1,52	1,15	1,07	8,94	1,09	1,09	0,84	1,57	0,78	0,99	1,17	1,48	0,86	0,83	1,16
Al ₂ O ₃	12,05	12,84	12,70	12,67	12,36	12,91	13,11	10,52	11,98	11,66	11,17	11,45	11,73	17,75	12,98
Fe ₂ O ₃	2,99	2,63	2,56	2,43	2,57	2,57	2,33	3,03	2,27	2,47	2,64	2,95	2,35	2,32	2,64
FeO	12,95	12,88	11,97	11,79	12,70	14,25	13,18	19,10	14,89	16,64	19,62	18,75	15,54	7,50	12,65
MnO	0,27	0,27	0,25	0,22	0,22	0,23	0,20	0,25	0,21	0,23	0,28	0,24	0,23	0,08	0,24
MgO	7,37	9,38	10,02	7,98	6,76	7,36	9,70	5,18	9,18	8,19	5,58	6,26	7,69	3,72	7,40
CaO	11,62	10,61	11,17	10,15	8,93	8,04	10,35	7,95	10,26	10,48	7,94	9,37	10,10	6,01	9,96
Na ₂ O	2,45	2,14	2,01	2,01	2,14	2,01	2,52	1,89	1,32	0,88	2,84	2,10	1,46	5,23	2,19
K ₂ O	0,14	0,07	0,18	0,13	0,30	0,17	0,23	0,32	0,01	0,02	0,08	0,18	0,11	0,67	0,32
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	0,06	,60	0,98	0,27	0,11	1,64	1,54	n.d.	0,86	1,48	n.d.	0,04	0,06	0,53	1,11
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,17	0,17	0,17	0,13	0,11	0,21	0,14	0,14	0,16	0,24	0,12	0,14	0,18
Total	100,07	100,60	100,89	100,25	100,11	101,64	101,54	100,02	100,86	101,49	99,99	100,03	100,51	100,98	

TABLEAU A — Unité tholéitique du nord (unité 1) (suite et fin)

	1933	1934	1935	7S106	7S108	7S109	7S110	7S140	7S141	7S142	7S143	7S144	7S145	1018	Moyenne
(% du poids, ppm ou ppb)															
CO ₂ (%)	3,98	0,94	2,98	0,48	0,50	0,75	0,34	0,82	1,34	1,32	1,60	1,36	0,34	2,37	2,36
S (%)	0,16	0,06	0,12	0,05	0,09	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,01	0,01	n.d.	n.d.	0,01	0,12
Au (ppb)	5	5	n.d.	5	50	5	5	n.d.	5	5	n.d.	n.d.	5	14	10
Ag (ppb)	1200	1000	1200	500	500	700	500	500	600	600	600	700	600	800	870
Cu (ppm)	108	98	116	121	93	62	173	121	124	122	179	87	105	71	106
Ni (ppm)	43	45	55	48	61	55	54	52	64	52	58	61	62	124	55
Pb (ppm)	28	25	27	20	18	20	20	18	18	17	25	20	18	9	24
Zn (ppm)	157	50	49	18	24	32	23	24	28	36	52	31	18	29	48
Co (ppm)	38	25	30	20	24	20	20	24	24	28	24	24	20	24	27

n.d. = non déterminé.

TABLEAU B — Rhyolite à cristaux de quartz (unité 2)

	1019	1020	1112	1113	1114	1115	Moyenne
(% du poids)							
SiO ₂	75,20	76,25	74,47	71,93	78,16	77,63	75,61
TiO ₂	0,30	0,32	0,51	0,60	0,33	0,36	0,40
Al ₂ O ₃	12,17	11,65	13,22	12,07	11,77	12,43	12,22
Fe ₂ O ₃	1,00	1,82	2,01	2,10	1,83	1,86	1,90
FeO	2,72	2,45	0,51	2,16	0,20	0,26	1,38
MnO	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,01	0,03
MgO	0,61	0,72	0,73	1,79	0,37	0,50	0,79
CaO	2,08	2,29	2,37	4,12	2,17	1,54	2,43
Na ₂ O	4,00	2,73	3,50	3,14	2,76	3,09	3,20
K ₂ O	0,95	1,54	2,40	1,86	2,19	2,15	1,85
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	n.d.	n.d.	n.d.	0,61	0,38	0,51	0,50
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,23	0,18	0,20	0,18	0,18
Total	100,00	99,98	99,98	100,61	100,39	100,25	100,25
(% du poids, ppm ou ppb)							
CO ₂ (%)	0,98	1,10	1,37	2,76	1,63	2,31	1,69
S (%)	0,76	0,47	0,54	0,01	0,01	0,01	0,30
Au (ppb)	123	527	3	6	402	673	289
Ag (ppb)	600	500	400	500	300	700	500
Cu (ppm)	220	107	103	113	33	114	115
Ni (ppm)	19	13	10	10	8	14	12
Pb (ppm)	6	4	5	8	4	8	6
Zn (ppm)	58	60	9	22	11	36	33
Co (ppm)	14	12	18	17	6	17	14

n.d. = non déterminé.

TABLEAU C — Tuf à blocs et tuf mafique (unité 3)

	1006	1007	1008	1009	1010	1043	1044	1045	1046	1047	1107	1108	1109	1110	1111	Moyenne
(% du poids)																
SiO ₂	53,48	58,51	55,94	55,88	56,56	55,67	58,48	57,52	68,01	62,54	58,05	58,92	57,19	54,36	54,19	55,76
TiO ₂	0,82	1,15	1,25	1,32	0,99	1,16	1,38	1,00	0,76	0,93	1,13	1,30	1,54	1,22	1,22	1,09
Al ₂ O ₃	20,01	17,09	16,99	16,64	17,47	17,70	16,51	16,71	14,88	16,73	18,31	17,05	16,71	17,88	17,32	16,94
Fe ₂ O ₃	2,32	2,64	2,74	2,81	2,49	2,65	2,86	2,49	2,25	2,42	2,62	2,79	3,03	2,71	2,71	2,58
FeO	6,90	7,66	7,74	6,73	6,50	10,07	9,59	7,71	3,68	4,98	6,16	2,70	6,70	8,04	9,59	7,64
MnO	0,21	0,16	0,14	0,15	0,16	0,19	0,16	0,22	0,14	0,20	0,10	0,07	0,05	0,08	0,09	0,12
MgO	3,75	4,77	3,13	2,73	2,35	8,72	6,55	5,67	2,71	3,93	4,39	2,97	2,68	3,18	3,60	5,22
CaO	0,20	4,31	7,02	0,12	7,50	0,75	1,75	5,34	4,13	4,61	5,28	7,53	5,20	5,77	4,69	5,99
Na ₂ O	3,23	2,34	3,45	3,50	2,73	0,29	0,58	2,32	1,97	1,74	2,62	5,74	5,01	3,00	3,99	2,96
K ₂ O	0,97	1,07	1,35	1,82	2,94	1,77	1,89	0,79	1,23	1,70	1,09	0,61	1,62	2,79	2,38	1,43
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	1,37	2,42	1,01	0,61	0,37	3,94	2,06	0,17	0,00	0,16	0,88	n.d.	0,46	0,06	0,36	1,02
P ₂ O ₅	0,18	0,29	0,25	0,22	0,22	0,22	0,26	0,25	0,24	0,22	0,25	0,31	0,27	0,17	0,22	0,26
Total	101,36	102,41	101,01	100,53	100,36	103,93	102,07	100,19	100,08	100,16	100,88	99,99	100,46	100,06	100,36	100,95
(% du poids, ppm ou ppb)																
CO ₂ (%)	2,16	1,15	4,69	5,75	5,08	0,58	0,97	2,90	1,31	1,61	1,27	4,25	1,66	1,04	1,54	2,15
S (%)	0,28	0,39	0,25	0,21	0,47	1,93	2,99	1,24	1,60	2,11	1,42	0,32	0,17	0,36	0,50	1,26
Au (ppb)	23	6	4	3	2	9	64	6	8	20	20	6	8	4	2	82
Ag (ppb)	900	1000	1000	1100	1000	1100	2000	1100	1000	800	800	1000	1000	1400	1400	996
Cu (ppm)	116	66	231	3	109	56	448	197	99	92	92	33	201	263	112	140
Ni (ppm)	23	19	21	20	22	18	21	20	20	21	21	16	18	27	32	25
Pb (ppm)	12	12	12	9	11	13	12	12	8	9	9	9	8	11	11	15
Zn (ppm)	51	52	38	43	128	86	71	80	39	53	53	19	16	30	73	38
Co (ppm)	33	34	40	29	27	37	46	41	21	25	25	15	34	57	48	33

n.d. = non déterminé.

TABLEAU D — Volcanoclastite felsique (sous-unité 4a) (début)

	1001	1002	1035	1062	1063	10527	10586	10587	10588	10589	10598	10592	10593	10523	10516	10515
(% du poids)																
SiO ₂	64,48	71,15	72,07	78,13	75,49	60,27	70,81	69,27	63,95	68,15	68,01	61,84	59,38	68,35	65,71	57,37
TiO ₂	0,73	0,68	1,89	8,64	0,62	0,65	0,42	0,04	0,04	0,56	0,99	0,78	0,84	0,53	0,64	0,92
Al ₂ O ₃	16,49	14,31	15,68	12,52	12,99	17,30	17,39	16,85	16,85	15,47	16,95	17,73	16,25	18,44	19,85	24,08
Fe ₂ O ₃	2,22	2,10	2,58	2,14	2,12	2,15	1,92	2,33	2,33	2,06	2,10	2,28	2,34	2,03	2,14	2,42
FeO	4,61	2,39	3,56	2,15	1,12	2,86	2,39	4,16	4,16	1,53	1,73	3,78	6,67	1,92	2,14	3,81
MnO	0,04	0,05	1,97	0,41	1,43	3,34	2,38	4,59	4,59	3,74	3,83	4,79	5,84	1,66	3,02	4,46
MgO	2,66	1,76	1,97	0,41	1,43	3,34	2,38	4,59	4,59	3,74	3,83	4,79	5,04	1,66	3,02	4,46
CaO	3,74	3,39	0,67	0,39	2,20	0,05	1,28	2,66	2,66	3,03	2,14	3,09	4,57	1,45	1,03	0,63
Na ₂ O	0,78	0,06	0,73	0,88	0,00	0,68	0,31	1,72	1,72	3,20	0,93	3,51	3,54	1,16	0,76	1,07
K ₂ O	4,08	3,16	1,34	2,58	2,96	3,74	2,94	2,61	2,61	2,03	3,47	1,93	0,89	4,34	4,54	5,03
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	n.d.	n.d.	1,65	0,26	n.d.	0,56	1,06	0,25	0,22	n.d.	0,78	1,53	1,14	0,47	1,01	2,70
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,30	0,24	0,25	0,15	0,11	0,11	0,20	0,14	0,17	0,22	0,41	0,10	0,14	0,21
Total	100,00	99,99	101,65	100,27	99,99	100,56	101,05	106,23	100,97	100,47	101,71	101,53	101,14	100,47	101,01	102,71

TABLEAU D — Volcanoclastite felsique (sous-unité 4a) (suite)

	1001	1002	1035	1062	1063	10527	10586	10587	10588	10589	10590	10592	10593	10523	10516	10515
	(% du poids, ppm ou ppb)															
CO ₂ (%)	2,09	2,70	0,01	0,48	1,43	0,53	0,52	1,76	1,33	1,12	1,58	0,02	0,64	1,04	0,48	n.d.
S (%)	4,60	2,85	4,64	3,18	2,26	4,09	3,12	1,29	2,25	0,45	1,34	1,35	0,82	3,46	3,65	5,84
Au (ppb)	661	93	3	7	16	60	455	55	860	20	405	20	15	2235	385	455
Ag (ppb)	4600	1200	600	300	600	n.d.	1000	700	1000	500	900	600	600	100	n.d.	n.d.
Cu (ppm)	463	170	19	14	4	30	14	37	143	55	1	28	38	64	12	20
Ni (ppm)	26	14	14	8	11	12	16	11	22	22	11	21	18	14	26	30
Pb (ppm)	71	29	4	5	6	16	19	17	22	14	18	16	20	13	22	19
Zn (ppm)	205	75	5	4	9	14	5	7	31	12	24	16	7	12	16	9
Co (ppm)	31	19	21	12	11	30	23	10	34	7	13	18	22	25	34	40

n.d. = non déterminé.

TABLEAU D — Volcanoclastite felsique (sous-unité 4a) (suite)

	10513	10512	10534	10520	10518	10519	10566	10565	10564	10563	10562	10576	10574	10572	10571	10507
	(% du poids)															
SiO ₂	58,83	62,66	64,49	67,86	68,17	61,68	70,59	68,63	66,50	71,07	65,21	56,85	60,43	60,20	67,26	62,25
TiO ₂	1,33	1,27	1,25	0,56	0,61	0,72	0,47	0,51	0,54	0,23	0,67	1,15	1,04	1,27	0,94	0,69
Al ₂ O ₃	23,02	23,38	21,22	18,46	17,22	20,15	17,42	16,33	17,23	15,73	19,66	19,44	21,26	20,41	20,73	19,50
Fe ₂ O ₃	2,83	2,77	2,75	2,06	2,11	2,21	1,97	2,01	2,03	1,73	2,16	2,64	2,53	2,77	2,44	2,19
FeO	3,04	1,73	2,94	1,05	2,53	4,56	1,39	3,02	3,45	2,54	3,69	7,06	4,89	4,34	2,00	2,62
MnO	0,01	0,02	0,05	0,02	0,04	0,01	0,04	0,10	0,04	0,05	0,06	0,05	0,07	0,12	0,02	0,03
MgO	6,08	3,16	1,61	3,40	2,60	4,33	2,16	2,85	4,72	1,56	1,89	5,74	4,67	6,89	2,08	4,69
CaO	0,69	0,73	1,02	1,56	1,65	0,64	1,60	2,61	0,94	1,67	1,63	1,09	0,81	1,03	1,24	2,73
Na ₂ O	1,37	1,38	1,13	1,03	0,80	0,85	0,92	0,70	1,51	1,29	0,47	1,95	0,79	1,20	0,79	1,71
K ₂ O	2,42	2,35	3,16	3,89	4,10	4,71	3,39	3,08	2,88	4,07	4,42	3,61	3,17	2,11	1,23	3,39
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	3,88	2,71	1,95	1,58	n.d.	1,78	n.d.	n.d.	1,51	0,03	1,76	1,01	2,55	2,85	2,77	1,78
P ₂ O ₅	0,39	0,54	0,37	0,11	0,16	0,13	0,06	0,17	0,17	0,04	0,14	0,41	0,34	0,47	0,47	0,20
Total	103,89	102,70	101,94	101,58	99,99	101,69	100,01	100,01	101,52	100,01	101,76	101,00	102,55	102,06	102,77	101,70
	(% du poids, ppm ou ppb)															
CO ₂ (%)	0,26	0,70	0,26	0,03	1,36	n.d.	0,95	1,06	0,54	1,00	1,12	0,40	0,14	1,18	0,28	1,18
S (%)	4,11	3,30	3,94	2,73	3,72	5,89	2,39	2,90	3,05	1,97	3,02	5,59	4,21	3,67	3,15	1,90
Au (ppb)	55	10	40	20	1130	95	45	405	6420	700	340	250	60	n.d.	n.d.	45
Ag (ppb)	n.d.	100	600	n.d.	200	200	400	800	2300	700	1400	900	700	900	600	n.d.
Cu (ppm)	52	23	48	12	168	14	6	19	19	30	229	153	72	93	23	139
Ni (ppm)	16	13	11	17	17	32	13	18	16	17	25	28	23	13	16	20
Pb (ppm)	17	16	16	15	16	18	16	21	21	19	23	28	25	25	20	12
Zn (ppm)	10	25	61	13	16	13	10	36	18	10	11	18	22	31	9	14
Co (ppm)	34	24	19	27	27	44	19	31	34	28	34	38	35	28	31	33

n.d. = non déterminé.

TABLEAU D — Volcanoclastite felsique (sous-unité 4a) (suite et fin)

	10504	10503	1033	1034	1057	1059	1063	1003	1004	1007	1009	Moyenne
(% du poids)												
SiO ₂	67,72	60,33	63,93	82,65	73,96	75,16	75,48	74,35	67,47	74,30	74,20	67,72
TiO ₂	0,54	0,47	1,22	0,59	0,62	0,62	0,62	0,63	0,91	0,74	0,69	0,76
Al ₂ O ₃	19,56	20,01	16,59	10,75	14,48	13,37	12,99	14,68	16,03	15,04	13,92	17,39
Fe ₂ O ₃	2,04	1,97	2,71	2,09	2,11	2,12	2,12	2,13	2,41	2,24	2,19	2,25
FeO	0,53	0,41	6,57	1,12	1,56	0,69	1,12	1,76	1,30	1,06	1,32	2,76
MnO	0,02	0,04	0,09	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,05	0,05	0,04	0,10
MgO	2,17	1,13	4,51	0,60	3,14	2,61	1,43	0,89	2,62	1,26	1,61	3,01
CaO	1,61	1,39	1,06	0,32	0,68	1,70	2,29	1,11	3,63	0,01	2,00	1,67
Na ₂ O	0,92	0,01	1,09	0,53	0,58	0,85	0,00	0,60	2,82	0,42	0,45	1,17
K ₂ O	4,78	5,34	1,88	1,05	2,62	2,61	2,96	3,57	2,41	3,03	3,32	3,13
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00
H ₂ O ⁻	0,76	1,21	0,69	1,35	1,22	0,99	n.d.	n.d.	n.d.	0,67	n.d.	1,42
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,37	0,29	0,22	0,24	0,25	0,22	0,36	0,27	0,24	0,23
Total	100,76	101,21	100,71	101,35	101,22	100,97	99,99	99,98	100,01	100,69	99,98	101,24
(% du poids, ppm ou ppb)												
CO ₂ (%)	1,84	0,84	0,87	0,76	0,32	0,90	1,43	1,31	1,30	0,01	1,70	1,01
S (%)	1,55	1,55	5,74	1,57	2,66	1,79	2,26	2,48	1,24	1,97	2,19	2,92
Au (ppb)	240	350	19	4	14	4	16	842	151	110	24	420
Ag (ppb)	300	100	1200	300	300	300	600	600	700	300	300	743
Cu (ppm)	124	156	202	9	9	5	4	143	303	61	18	75
Ni (ppm)	16	14	17	6	10	8	11	9	12	11	13	75
Pb (ppm)	10	11	9	2	4	6	6	6	8	6	7	16
Zn (ppm)	24	240	54	10	19	9	9	21	35	15	14	28
Co (ppm)	22	21	24	5	12	9	11	10	26	17	15	23

n.d. = non déterminé.

TABLEAU E — Schiste à sérinite (sous-unité 4b) (début)

	10585	10583	10582	10581	10580	10579	10578	10577	10516	10515	10513	10512	10534	10561	10560	10558
(% du poids)																
SiO ₂	70,54	60,71	61,27	61,27	61,65	62,31	56,32	60,76	65,71	57,37	50,83	62,66	64,49	61,39	62,86	61,87
TiO ₂	8,51	1,07	1,34	1,33	1,14	8,99	8,98	1,86	8,64	8,92	1,33	1,27	1,25	0,76	0,01	1,02
Al ₂ O ₃	18,04	20,17	10,56	20,39	17,45	15,78	17,58	15,79	19,85	24,00	23,02	23,38	21,22	19,12	18,93	18,76
Fe ₂ O ₃	2,01	2,56	2,83	2,83	2,63	2,48	2,47	2,55	2,14	2,42	2,83	2,77	2,75	2,26	2,31	2,52
FeO	1,44	4,70	5,58	3,07	4,06	5,13	5,37	6,52	2,14	3,01	3,04	1,72	2,94	6,23	5,85	5,12
MnO	0,02	0,04	0,32	0,08	0,13	0,23	0,27	0,33	0,03	0,01	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03
MgO	2,49	6,64	5,49	3,93	6,77	3,48	4,12	4,00	3,02	4,46	6,08	3,16	1,61	4,54	3,82	5,84
CaO	0,29	0,06	0,65	0,99	3,00	5,60	8,38	4,52	1,03	0,63	0,69	0,73	1,02	0,75	0,94	1,53
Na ₂ O	1,06	0,88	1,22	1,30	0,56	1,69	1,07	1,34	0,76	1,07	1,37	1,38	1,13	1,03	0,61	1,56
K ₂ O	3,48	2,82	2,27	1,85	1,46	1,89	2,88	1,91	4,54	5,03	2,42	2,35	3,16	3,69	3,57	2,11
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	1,49	2,28	2,20	4,63	0,42	1,26	0,50	1,49	1,01	2,70	3,88	2,71	1,95	2,53	2,88	2,67
P ₂ O ₅	0,11	0,34	0,48	0,47	0,36	0,41	0,55	0,42	0,14	0,21	0,39	0,54	0,37	0,20	0,28	8,45
Total	101,48	4002,27	102,21	102,14	100,43	101,25	100,49	101,49	101,01	102,71	103,89	102,69	101,94	102,53	102,89	102,68

TABLEAU E — Schiste à séricite (sous-unité 4b) (suite)

	10585	10583	10582	10581	10580	10579	10578	10577	10516	10515	10513	10512	10534	10561	10560	10558
	(% du poids, ppm ou ppb)															
CO ₂ (%)	0,18	0,26	0,34	0,32	1,80	3,16	7,10	2,64	0,48	n.d.	0,26	0,78	0,26	0,20	0,18	0,34
S (%)	2,43	4,76	2,86	3,45	2,08	0,38	0,01	0,37	3,65	5,84	4,11	3,30	3,94	4,57	4,14	4,29
Au (ppb)	20	30	5	5	5	5	n.d.	220	4	455	55	10	40	200	250	10
Ag (ppb)	300	700	800	700	1200	1000	1400	1300	n.d.	n.d.	n.d.	100	600	n.d.	700	1200
Cu (ppm)	5	30	55	56	97	43	66	81	3	20	52	23	48	12	18	79
Ni (ppm)	14	25	14	10	14	9	10	9	26	30	16	13	11	33	25	19
Pb (ppm)	17	25	24	23	25	22	28	46	14	19	17	16	16	27	28	25
Zn (ppm)	7	13	65	22	28	67	88	868	36	9	18	25	61	12	19	34
Co (ppm)	20	35	28	20	22	14	14	14	34	40	34	24	19	45	37	34

n.d. = non déterminé.

TABLEAU E — Schiste à séricite (sous-unité 4b) (suite)

	10574	10572	10571	10548	10539	10538	10535	10536	10502	1033	1034	1035	1038	1039	1055	1056
	(% du poids)															
SiO ₂	60,43	60,20	67,26	58,62	55,13	54,91	59,06	65,66	56,44	63,93	82,65	72,07	70,92	83,14	76,33	67,79
TiO ₂	1,04	1,27	0,94	1,12	1,23	1,39	1,49	1,31	1,18	1,22	0,59	1,09	0,87	0,63	0,63	0,98
Al ₂ O ₃	21,26	20,41	20,73	24,23	21,50	20,26	20,55	21,64	18,10	16,59	10,75	15,68	15,64	12,66	13,50	15,58
Fe ₂ O ₃	2,53	2,77	2,44	2,62	2,72	2,00	2,98	2,00	2,67	2,71	2,09	2,58	2,36	2,13	2,12	2,48
FeO	4,89	4,34	2,80	3,29	5,97	6,77	5,98	4,10	5,93	6,57	1,12	3,56	3,73	0,00	3,20	5,71
MnO	0,07	0,12	0,02	0,01	0,16	0,31	0,16	0,01	0,20	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	4,67	6,89	2,08	4,37	8,71	7,78	4,43	1,16	4,73	4,51	0,60	1,97	2,37	0,06	1,16	3,52
CaO	0,01	1,03	1,24	0,43	0,96	1,65	0,99	0,58	4,72	1,06	0,32	0,67	0,85	0,33	0,23	0,02
Na ₂ O	0,79	1,20	0,79	1,51	1,89	1,01	1,38	1,27	2,00	1,89	0,53	0,73	1,09	0,22	0,63	1,07
K ₂ O	3,17	2,11	1,23	3,52	2,00	2,30	2,40	1,11	3,51	1,88	1,05	1,34	1,92	0,43	1,99	1,83
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	2,55	2,85	2,77	2,63	3,59	3,74	2,68	2,41	1,97	0,69	1,35	1,65	0,96	2,67	1,01	0,73
P ₂ O ₅	0,34	0,47	0,47	0,28	0,45	0,75	0,49	0,35	0,50	0,37	0,29	0,30	0,25	0,31	0,21	0,28
Total	102,55	102,86	102,77	102,63	103,59	103,75	102,67	102,32	101,95	100,71	101,35	101,65	100,97	102,67	101,02	100,73
	(% du poids, ppm ou ppb)															
CO ₂ (%)	0,34	0,18	0,28	n.d.	n.d.	0,18	n.d.	n.d.	2,94	0,87	0,76	0,81	0,48	0,81	0,32	0,41
S (%)	2,86	3,67	3,15	4,05	3,96	3,08	5,65	5,91	0,00	5,74	1,57	4,64	4,64	1,64	4,09	4,90
Au (ppb)	60	n.d.	n.d.	25	10	10	45	15	n.d.	19	4	3	4	4	5	6
Ag (ppb)	700	900	600	n.d.	n.d.	200	500	400	n.d.	1200	300	600	400	200	300	600
Cu (ppm)	72	93	23	32	21	44	88	49	45	202	9	19	14	7	9	19
Ni (ppm)	23	13	16	28	26	14	11	14	11	17	6	14	13	6	9	14
Pb (ppm)	25	25	20	20	20	19	21	20	17	9	2	4	4	3	3	6
Zn (ppm)	22	31	9	12	54	112	37	10	74	54	10	5	9	2	3	17
Co (ppm)	35	34	31	34	29	26	37	37	23	24	5	21	17	6	12	27

n.d. = non déterminé.

TABLEAU E — Schiste à sérécite (sous-unité 4b) (suite et fin)

	1061	1064	1065	1001	1002	1006	1092	1093	1094	1096	1097	1099	1100	Moyenne
(% du poids)														
SiO ₂	74,42	69,22	63,58	66,70	73,04	56,96	60,85	64,58	71,40	73,44	67,32	66,13	73,64	65,00
TiO ₂	0,69	0,75	0,95	0,92	0,71	1,48	1,04	1,02	0,73	0,61	0,70	1,15	0,57	0,99
Al ₂ O ₃	13,77	14,45	15,51	16,48	14,77	19,27	17,46	16,49	13,86	14,70	14,74	17,32	14,24	17,87
Fe ₂ O ₃	2,19	2,24	2,44	2,41	2,21	2,97	2,53	2,51	2,23	2,11	2,19	2,64	2,07	2,49
FeO	2,38	3,03	6,05	6,25	1,50	8,03	8,53	7,04	3,12	0,00	2,47	5,17	2,42	4,27
MnO	0,01	0,03	0,05	0,01	0,04	0,07	0,07	0,03	0,05	0,05	0,05	0,02	0,05	0,08
MgO	2,38	2,56	3,49	2,22	2,83	6,21	5,40	3,40	2,11	1,37	2,68	2,65	0,91	3,68
CaO	0,56	2,82	4,13	0,76	1,82	1,60	0,69	0,67	2,35	1,95	4,98	1,42	1,78	1,64
Na ₂ O	1,26	2,51	1,64	0,56	0,60	1,15	0,52	0,54	0,66	1,12	3,06	0,98	0,43	1,10
K ₂ O	2,18	2,06	1,02	3,50	3,02	1,91	2,66	3,46	3,28	3,60	1,51	2,23	3,66	2,48
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	1,22	n.d.	0,21	n.d.	n.d.	0,75	1,98	n.d.	n.d.	0,10	n.d.	0,75	n.d.	1,94
P ₂ O ₅	0,24	0,33	0,34	0,19	0,25	0,34	0,27	0,25	0,21	0,24	0,29	0,30	0,24	0,34
Total	101,22	100,00	100,21	100,00	99,99	100,74	102,00	99,99	100,00	100,09	99,99	100,76	100,01	101,58
(% du poids, ppm ou ppb)														
CO ₂ (%)	0,53	1,01	0,44	0,01	1,27	0,78	0,76	0,58	2,18	0,76	1,56	0,62	1,59	0,99
S (%)	2,88	2,81	4,13	8,82	2,55	7,35	5,45	7,06	4,09	1,68	2,00	5,52	3,43	3,74
Au (ppb)	9	57	170	85	26	6	658	100	245	349	27	154	2821	154
Ag (ppb)	500	800	1200	600	500	800	500	400	700	600	500	800	1800	700
Cu (ppm)	12	7	59	10	6	114	27	7	157	50	27	19	92	45
Ni (ppm)	10	19	17	30	19	24	31	27	14	10	25	22	12	17
Pb (ppm)	6	8	10	6	7	10	9	6	9	7	9	7	9	15
Zn (ppm)	11	29	35	10	12	61	29	12	31	12	18	9	126	49
Co (ppm)	13	20	27	30	14	43	36	31	22	10	34	30	17	26

n.d. = non déterminé.

TABLEAU F — Schiste mafique (dyke?) dans le schiste à sérécite de la sous-unité 4b (début)

	1079	1095	10584	10591	10514	10567	10559	10575	10573	1957	10547	1088	Moyenne
(% du poids)													
SiO ₂	62,54	58,77	54,32	54,39	56,81	54,22	58,33	49,19	53,52	58,79	58,43	53,18	56,04
TiO ₂	1,25	1,38	1,01	0,99	0,39	1,26	1,11	1,03	1,06	1,36	0,94	0,96	1,06
Al ₂ O ₃	16,95	15,30	19,71	16,00	20,22	16,88	19,48	16,15	18,98	15,22	17,72	17,87	17,54
Fe ₂ O ₃	2,74	2,87	2,50	2,48	1,88	2,74	2,61	2,51	2,54	2,84	2,43	2,45	2,55
FeO	7,98	6,20	8,05	12,61	8,05	11,94	6,09	17,91	9,10	7,55	7,28	8,50	9,27
MnO	0,03	0,06	0,09	0,99	0,10	0,12	0,15	0,19	0,16	0,59	0,11	0,04	0,22
MgO	3,72	5,26	9,98	6,83	7,52	5,65	7,32	10,64	8,75	6,13	5,62	5,11	6,88
CaO	1,07	5,32	1,22	2,62	0,82	3,06	1,09	0,59	3,24	2,87	3,39	6,47	2,65
Na ₂ O	1,08	3,29	0,55	1,74	0,89	1,89	0,87	0,48	0,41	1,13	1,11	3,74	1,43
K ₂ O	2,31	1,20	2,38	1,88	3,10	1,97	2,57	1,01	1,93	3,00	2,73	1,44	2,13
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	0,52	n.d.	3,16	2,56	4,34	1,32	2,15	2,20	3,68	0,72	n.d.	n.d.	2,29
P ₂ O ₅	0,32	0,33	0,20	0,34	0,23	0,27	0,36	0,31	0,31	0,45	0,24	0,25	0,30
Total	100,51	99,98	103,17	103,43	104,35	101,32	102,13	102,21	103,68	100,73	100,00	100,01	101,79

TABLEAU F — Schiste mafique (dyke?) dans le schiste à sérécite de la sous-unité 4b (suite et fin)

	1079	1095	10584	10591	10514	10567	10559	10575	10573	1957	10547	1088	Moyenne
(% du poids, ppm ou ppb)													
CO ₂ (%)	0,48	2,25	0,16	1,15	n.d.	0,98	0,26	0,34	0,30	2,48	2,32	1,10	1,07
S (%)	7,35	1,38	5,88	1,19	4,76	2,90	2,99	2,86	2,52	1,90	4,95	7,97	3,89
Au (ppb)	55	22	55	1100	990	40	40	30	15	15	70	67	208
Ag (ppb)	800	800	900	1200	n.d.	900	1000	1100	1000	1400	300	600	909
Cu (ppm)	30	27	49	580	440	140	103	89	309	82	23	165	170
Ni (ppm)	27	19	38	33	23	25	22	49	21	25	29	84	33
Pb (ppm)	7	10	28	24	20	23	22	25	22	23	24	12	20
Zn (ppm)	12	22	12	30	24	15	32	57	70	221	40	18	46
Co (ppm)	41	26	46	37	43	58	31	38	38	33	43	54	41

n.d. = non déterminé.

TABLEAU G — Volcanoclastite intermédiaire à mafique (unité 5)

	7S113	7S119	7S120	7S151	1031	1032	1036	1037	1085	1908	1909	1911	1947	1948	10517	10524	10525	10526	Moyenne
(% du poids)																			
SiO ₂	63,57	51,85	50,27	55,43	58,46	62,81	54,35	60,93	59,21	60,93	67,50	59,08	59,91	64,80	51,22	55,95	55,13	52,47	57,99
TiO ₂	0,76	0,91	0,85	0,95	1,26	1,20	0,99	1,07	1,33	1,04	0,63	1,12	0,98	0,83	1,01	1,31	0,92	0,96	1,01
Al ₂ O ₃	14,23	16,42	16,31	14,46	16,87	15,57	18,41	16,01	15,10	17,00	17,03	14,22	17,15	16,71	17,89	15,97	17,12	16,89	16,30
Fe ₂ O ₃	2,25	2,40	2,34	2,43	2,75	2,70	2,48	2,56	2,82	2,54	2,13	2,61	2,47	2,33	2,50	2,79	2,41	2,45	2,50
FeO	5,17	9,90	10,41	14,25	5,53	4,94	4,72	4,36	4,92	5,11	2,92	7,89	5,61	5,78	9,11	9,90	8,33	9,46	7,13
MnO	0,22	0,13	0,14	0,10	0,16	0,23	0,14	0,16	0,66	0,29	0,31	0,28	0,48	0,36	0,05	0,05	0,11	0,10	0,22
MgO	3,17	5,68	5,99	3,74	3,36	3,02	4,04	2,69	6,29	3,24	2,13	2,99	4,51	2,21	8,64	5,02	7,31	5,09	4,40
CaO	6,83	9,10	10,31	3,03	6,25	5,63	9,63	7,12	5,31	5,16	4,30	7,39	4,47	1,97	4,36	4,92	4,75	7,83	6,02
Na ₂ O	1,01	3,28	3,09	3,56	3,36	2,04	3,78	2,89	4,31	2,23	0,32	1,88	0,85	0,83	3,25	2,00	1,74	4,04	2,47
K ₂ O	2,47	0,10	0,06	1,74	1,63	1,48	1,25	1,91	0,39	2,08	2,53	2,08	3,20	3,91	1,73	1,83	1,91	0,49	1,71
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	0,66	1,73	1,35	0,00	1,59	1,04	0,07	0,00	0,00	2,05	0,50	1,03	0,00	1,65	0,96	0,00	1,88	0,58	0,84
P ₂ O ₅	0,32	0,22	0,24	0,32	0,37	0,39	0,21	0,30	0,25	0,38	0,20	0,46	0,37	0,28	0,26	0,25	0,25	0,22	0,29
Total	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
(% du poids, ppm ou ppb)																			
CO ₂ (%)	6,82	0,96	0,74	0,16	3,63	3,59	5,08	4,07	3,05	2,76	3,46	4,56	4,08	1,34	0,96	2,40	1,40	2,36	2,86
S (%)	0,02	0,01	0,01	0,01	0,17	0,32	0,14	0,17	0,28	0,19	0,64	0,61	0,60	2,61	3,96	3,59	1,97	2,08	0,97
Au (ppb)	15	5	5	5	3	84	5	5	19	10	5	15	25	2690	10	755	30	10	205
Ag (ppb)	800	600	600	800	800	1000	200	1000	800	1000	1100	1400	1200	6100	0	200	0	0	978
Cu (ppm)	43	39	59	118	37	44	101	53	57	34	33	48	56	860	108	264	27	80	115
Ni (ppm)	10	22	22	47	15	12	121	36	20	12	15	13	32	26	73	16	21	19	30
Pb (ppm)	26	20	16	21	9	11	8	9	11	24	25	28	44	76	16	20	14	16	22
Zn (ppm)	35	23	12	16	69	269	54	71	22	73	72	118	123	1220	22	24	26	22	126
Co (ppm)	13	24	20	24	20	18	49	26	27	16	17	22	17	17	60	53	27	37	27

n.d. = non déterminé.

TABLEAU H — Rhyodacite (unité 6)

	7S116	1041	1042	1098	1916	1917	1918	1919	1920	10550	10551	10552	10553	1011	1012	1013	Moyenne	
(% du poids)																		
SiO ₂	70,34	70,71	71,02	71,94	70,79	69,08	72,23	69,72	73,67	66,70	68,82	69,29	71,86	74,44	71,65	69,81	70,75	
TiO ₂	0,42	0,59	0,64	0,69	0,45	0,42	0,24	0,25	0,25	0,41	0,65	0,55	0,52	0,39	0,40	1,30	0,51	
Al ₂ O ₃	15,90	14,59	14,02	14,62	15,68	15,86	14,17	16,45	14,61	18,17	18,77	16,62	14,64	13,88	14,88	17,27	15,63	
Fe ₂ O ₃	1,92	2,09	2,14	2,19	1,95	1,92	1,50	1,75	1,75	1,91	2,15	2,05	2,02	1,75	1,61	1,83	1,91	
FeO	1,21	0,99	0,66	0,15	1,32	0,07	n.d.	0,17	0,20	2,50	1,42	2,39	0,42	n.d.	n.d.	n.d.	0,97	
MnO	0,08	0,05	0,06	0,06	0,10	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,07	0,84	0,05	0,05	0,07	
MgO	0,97	0,94	0,70	0,58	0,73	0,63	0,49	0,95	0,61	2,32	1,48	1,32	1,20	0,42	0,56	1,00	0,93	
CaO	2,14	3,98	3,79	3,25	2,39	3,30	1,49	3,03	2,16	2,30	3,19	3,84	2,49	2,99	4,58	3,03	3,00	
Na ₂ O	3,42	2,21	3,38	3,33	2,73	4,84	5,22	2,41	3,28	1,44	0,36	0,42	3,55	2,89	3,45	1,82	1,00	
K ₂ O	3,49	3,55	3,38	2,92	3,77	3,70	3,55	5,16	3,36	4,04	3,02	3,37	3,11	2,95	2,58	3,56	3,47	
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
H ₂ O ⁻	0,25	n.d.	n.d.	n.d.	0,93	0,40	0,33	1,34	0,16	1,17	0,22	0,22	n.d.	0,42	0,03	0,97	0,54	
P ₂ O ₅	0,10	0,29	0,22	0,20	0,10	0,11	0,06	0,06	0,06	0,13	0,05	0,05	0,12	0,24	0,24	0,34	0,15	
Total	100,24	99,99	100,01	99,93	100,94	100,40	99,34	101,35	100,26	101,16	100,21	100,23	100,00	100,41	100,03	100,90	100,35	
(% du poids, ppm ou ppb)																		
CO ₂ (%)	1,64	2,28	2,76	1,98	1,76	2,50	1,07	2,10	1,40	1,07	2,22	3,06	2,71	2,16	3,04	1,77	2,14	
S (%)	n.d.	0,98	0,01	0,10	0,11	0,12	0,10	0,06	0,04	0,28	n.d.	n.d.	0,05	0,01	0,01	0,06	8,15	
Au (ppb)	n.d.	12	3	5	430	5	n.d.	n.d.	5	5	15	25	5	2	2	3	40	
Ag (ppb)	300	600	400	300	800	500	300	400	200	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	300	400	300	400	
Cu (ppm)	51	22	25	31	47	36	16	4	7	24	16	19	11	8	11	21	22	
Ni (ppm)	8	19	9	11	10	14	29	9	18	28	19	23	12	6	8	11	15	
Pb (ppm)	18	9	11	13	33	19	12	12	13	12	14	18	12	6	7	10	14	
Zn (ppm)	18	47	30	26	17	22	20	9	11	56	35	63	28	13	17	30	28	
Co (ppm)	7	18	8	8	12	15	16	7	14	15	18	25	14	4	5	11	12	

n.d. = non déterminé.

TABLEAU I — Diorite quartzifère du pluton de Mooshia (début)

	7S103	7S104	7S105	1059	1051	1052	1053	1054	1068	1069	1070	1071	1072	1073	1074	1104
(% du poids)																
SiO ₂	56,77	54,32	54,70	63,33	64,27	63,98	64,61	62,68	60,77	60,14	60,67	58,17	56,78	55,23	54,63	62,43
TiO ₂	1,04	0,86	0,93	0,88	8,97	0,90	0,95	0,91	0,95	15,70	15,34	16,55	17,44	15,30	15,97	15,27
Al ₂ O ₃	15,43	15,88	15,48	15,45	15,17	15,10	15,39	15,19	15,56	15,70	15,34	16,55	17,44	15,30	15,97	15,27
Fe ₂ O ₃	2,53	2,35	2,42	2,37	2,47	2,39	2,45	2,41	2,45	2,51	2,52	2,60	2,43	2,35	2,40	2,50
FeO	6,55	9,14	7,96	4,53	7,32	3,23	2,34	3,57	3,16	2,42	3,39	4,32	4,47	8,67	4,54	4,46
MnO	0,12	0,13	0,14	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,08	0,08	0,09	0,10	0,11	0,27	0,12	0,05
MgO	4,82	7,12	5,16	2,25	1,75	2,25	2,52	2,55	2,98	2,91	3,02	3,46	4,03	3,60	7,14	2,16
CaO	6,65	5,42	7,99	5,16	3,09	6,00	4,95	6,65	9,02	8,86	9,17	8,64	8,24	8,84	8,94	6,20
Na ₂ O	5,54	3,68	3,17	4,98	1,18	5,39	5,43	5,22	4,41	5,46	4,22	4,16	4,11	2,27	4,10	5,85
K ₂ O	0,66	0,80	1,52	0,58	3,38	0,41	0,86	0,39	0,21	0,50	0,17	0,48	1,12	2,32	0,96	0,46
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	0,00	1,55	0,70	0,04	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	0,31	0,36	0,29	0,60	0,87	n.d.	0,06	n.d.
P ₂ O ₅	0,70	0,38	0,53	0,41	0,32	0,38	0,44	0,39	0,41	0,39	0,39	0,41	0,34	0,29	0,30	0,41
Total	100,01	101,55	100,70	100,04	99,99	100,03	100,00	100,01	100,31	100,35	100,30	100,60	100,88	100,00	100,86	100,00

TABLEAU I — Diorite quartzifère du pluton de Mooshla (suite)

	7S103	7S104	7S105	1059	1051	1052	1053	1054	1068	1069	1070	1071	1072	1073	1074	1104
(% du poids, ppm ou ppb)																
CO ₂ (%)	0,40	0,60	1,50	1,20	1,40	1,54	1,35	2,25	1,63	5,06	1,20	1,06	3,89	3,56	4,60	2,21
S (%)	0,01	0,25	0,01	0,28	2,70	0,25	0,61	0,06	0,17	0,06	0,06	0,06	0,14	4,75	0,06	0,65
Au (ppb)	5	50	20	42	183	17	5	4	15	14	10	16	49	94	15	6
Ag (ppb)	500	700	700	600	1300	500	600	600	600	900	600	700	1000	1300	1100	1100
Cu (ppm)	80	225	31	59	367	24	62	18	17	26	81	23	25	90	77	40
Ni (ppm)	25	27	19	15	19	14	14	15	14	16	16	17	24	34	26	15
Pb (ppm)	16	18	17	9	9	6	7	7	7	11	7	8	9	16	10	8
Zn (ppm)	8	24	20	59	154	14	13	11	11	16	9	54	32	29	38	13

n.d. = non déterminé.

TABLEAU I — Diorite quartzifère du pluton de Mooshla (suite et fin)

	1105	1106	Moyenne
(% du poids)			
SiO ₂	57,54	61,53	59,58
TiO ₂	0,82	1,01	0,95
Al ₂ O ₃	13,91	16,01	15,56
Fe ₂ O ₃	2,31	2,50	2,44
FeO	3,74	3,50	4,86
MnO	0,12	0,05	0,10
MgO	6,97	2,37	3,68
CaO	9,71	6,64	7,23
Na ₂ O	3,97	5,44	4,32
K ₂ O	0,52	0,45	0,00
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	1,30	n.d.	0,51
P ₂ O ₅	0,40	0,41	0,41
Total	101,31	99,99	100,34
(% du poids, ppm ou ppb)			
CO ₂ (%)	5,43	2,44	2,30
S (%)	0,06	0,28	0,58
Au (ppb)	5	159	39
Ag (ppb)	1200	0	822
Cu (ppm)	46	33	74
Ni (ppm)	141	16	26
Pb (ppm)	12	8	10
Zn (ppm)	119	19	36

n.d. = non déterminé.

TABLEAU J — Leucotonalite du complexe de Mooshla

	7S101	7S102	7S107	7S111	7S112	7S123	7S124	7S125	7S126	7S127	7S128	7S129	7S130	7S131	7S132	7S133	7S134	7S147	7S148	Moyenne
(% du poids)																				
SiO ₂	72,12	71,21	69,44	69,88	72,88	69,60	69,93	70,49	71,06	70,68	70,93	72,00	72,12	71,38	70,85	73,71	71,13	64,77	70,52	70,77
TiO ₂	0,37	0,38	0,52	0,41	0,35	0,35	0,30	0,31	0,32	0,36	0,32	0,29	0,29	0,32	0,28	0,32	0,27	2,31	0,27	0,44
Al ₂ O ₃	15,40	16,63	14,70	15,00	14,40	15,79	16,02	16,20	15,81	14,55	15,53	14,65	14,36	15,04	15,84	16,92	14,79	15,36	14,50	15,34
Fe ₂ O ₃	1,87	1,88	2,02	1,91	1,85	1,85	1,80	1,80	1,82	1,86	1,82	1,79	1,79	1,82	1,78	1,82	1,77	3,80	1,77	1,94
FeO	1,89	1,31	2,15	2,86	2,02	2,40	1,77	2,20	1,62	2,68	1,92	2,25	2,44	2,90	1,98	1,12	3,48	4,82	3,84	2,40
MnO	0,09	0,16	0,11	0,06	0,04	0,08	0,07	0,07	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,17	0,05	0,11	0,09	0,05	0,08
MgO	0,01	0,04	2,00	3,20	0,53	0,56	0,34	0,49	0,38	1,09	0,29	0,36	0,42	0,52	0,90	0,39	0,66	0,69	0,43	0,70
CaO	1,35	2,52	2,91	2,10	1,21	3,36	3,04	2,08	2,46	2,66	2,71	2,14	2,72	2,10	2,73	0,95	2,26	2,91	1,45	2,30
Na ₂ O	4,94	2,56	5,63	2,80	4,72	3,52	4,23	4,05	4,49	4,57	4,10	4,81	4,27	4,01	2,16	1,42	3,30	2,44	4,33	3,81
K ₂ O	1,90	3,26	0,38	1,66	1,96	2,40	2,43	2,24	1,91	1,42	2,28	1,60	1,49	1,80	3,19	3,28	2,17	2,73	2,75	2,15
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	0,00	0,95	0,10	1,18	0,59	0,26	0,20	0,00	0,90	0,08	0,16	0,00	0,31	0,23	0,45	1,04	0,00	0,00	0,00	0,34
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,16	0,12	0,04	0,08	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,07	0,03	0,03	0,06	0,08	0,08	0,07
Total	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
(% du poids, ppm ou ppb)																				
CO ₂ (%)	1,40	1,86	0,20	0,30	0,60	2,04	1,60	1,64	0,90	1,52	1,94	1,38	1,38	1,12	2,60	0,88	1,78	0,58	0,48	1,27
S (%)	0,00	0,09	0,01	0,02	0,31	0,01	0,01	0,19	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,05	0,87	0,08	0,15	0,24	0,45	0,13
Au (ppb)	5	45	5	45	15	10	10	30	210	70	175	115	60	40	50	80	320	45	35	38
Ag (ppb)	400	400	400	400	300	300	300	400	300	400	300	300	500	400	400	300	500	600	400	384
Cu (ppm)	30	32	41	74	91	64	96	120	34	72	28	67	63	49	103	119	106	317	180	89
Ni (ppm)	13	9	23	15	13	12	8	8	8	22	10	14	15	16	9	7	12	50	27	15
Pb (ppm)	17	16	14	19	16	16	15	15	14	15	15	14	16	18	14	11	16	22	13	16
Zn (ppm)	17	52	10	52	16	18	8	8	20	15	5	6	8	9	160	32	27	8	6	25
Co (ppm)	5	6	7	8	6	6	8	10	4	9	7	4	7	9	8	4	22	15	10	8

n.d. = non déterminé.

TABLEAU K — Bande volcanique dans le Groupe de Cadillac (début)

	7S103	7S104	Moyenne
(% du poids)			
SiO ₂	61,17	54,00	57,59
TiO ₂	0,91	0,94	0,93
Al ₂ O ₃	18,76	17,75	18,26
Fe ₂ O ₃	2,41	2,43	2,42
FeO	3,84	5,79	4,82
MnO	0,07	0,11	0,09
MgO	3,24	6,93	5,09
CaO	3,88	7,36	5,62
Na ₂ O	3,50	3,59	3,55
K ₂ O	1,93	0,85	1,39
H ₂ O ⁺	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁻	0,96	2,05	1,51
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,28
Total	n.d.	n.d.	n.d.

TABLEAU K — Bande volcanique dans le Groupe de Cadillac (suite et fin)

	7S117	7S118	Moyenne
	(% du poids, ppm ou ppb)		
CO ₂ (%)	0,94	2,54	1,74
S (%)	0,00	0,00	0,00
Au (ppb)	0	0	0
Ag (ppb)	300	700	500
Cu (ppm)	50	54	52
Ni (ppm)	26	46	36
Pb (ppm)	13	18	16
Zn (ppm)	31	38	35

n.d. = non déterminé.

TABLEAU L — Éléments en traces (incluant les éléments des terres rares) dans les roches encaissantes des zones minéralisées de la mine Doyon (en ppm, sauf Au)

	1*	2*	3*	4*	5*	Moyenne
	Encaissant (zone n° 3)	Encaissant (zone n° 3)	Encaissant (zone n° 2)	Encaissant (zone n° 2)	Encaissant (zone n° 1)	
	(ppm)					
Ba	181	178	136	75	1700	454
Cd	2	22	2	2	2	2
Co	36	7	7	54	2	21
Cu	162	27	17	14	6	45
Li	22	15	20	7	4	14
Ni	18	58	5	23	3	21
V	451	282	50	121	11	183
Zn	25	48	90	11	3	35
Ga	24	20	21	32	3	20
Nb	5	6	15	9	13	10
Rb	21	41	62	100	73	59
Sn	10	10	10	10	10	10
Sr	130	140	56	120	73	104
Te	10	10	10	10	10	10
Y	26	25	42	41	22	31
Zr	75	53	250	140	230	150
As	1	1	1	1	1	1
Au (ppb)	73	6	34	27	6	29
Sb	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	10	10	10	20	10	12
W	1	1	1	2	2	1
Ag	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,4
Cr	7	92	10	24	22	31
Mn	436	270	122	44	62	187
Pb	3	2	3	3	2	3
Cs	0,3	0,7	0,9	0,6	0,8	0,7
Hf	1,7	1,1	5,9	2,9	5,6	3,4
Sc	42	43	16	17	12	26
Ta	0,2	0,2	0,9	0,4	0,7	0,5
Th	2,7	3,0	11	6,8	4,5	5,6
V	0,8	1,4	2,4	2,2	1,3	1,6
Éléments des terres rares						
Ce	42	100	136	61	35	75
Eu	1,8	2,1	2,4	1,3	0,9	1,7
Ho	1,5	1,2	3,3	1,9	1,8	1,9
La	20	67	61	29	16	39
Lu	0,29	0,24	0,66	0,44	0,49	0,42
Nd	21	40	73	29	21	37
Sm	4,7	6,2	12	5,2	3,9	6,4
Tb	0,7	0,7	1,4	0,9	0,6	0,9
Tm	0,8	0,7	1,5	0,8	0,8	0,9
Yb	2,0	1,9	4,6	3,6	3,3	3,1

* 1 et 2 : volcanoclastites mafiques de l'unité 2;
 3 et 4 : volcanoclastites felsiques de la sous-unité 4a;
 5 : schiste à séricite de la sous-unité 4b.

TABLEAU M — Éléments en traces (incluant les éléments des terres rares) dans le minerai de la mine Doyon (en ppm, sauf Au)

	6 Minerai (zone n° 3) (veine E-W)	7 Minerai (zone n° 3) (veine N-S)	8 Minerai (zone n° 2)	9 Minerai (zone n° 1)	10 Minerai (zone n° 2)	Moyenne	Rapport minerai-encaissant
(ppm)							
Ba	18	54	20	45	42	36	0,1
Cd	24	2	23	2	4	11	5,5
Co	39	20	37	27	14	27	1,3
Cu	41300	187	1	147	50000	18327	407,3
Li	1	5	1	3	1	2	0,1
Ni	42	56	84	13	12	41	2,0
V	15	104	5	97	7	46	0,3
Zn	2200	34	1800	14	196	849	24,3
Ga	24	29	48	26	21	30	1,5
Nb	3	6	3	7	4	5	0,5
Rb	3	96	7	50	18	35	0,6
Sn	10	10	17	10	10	11	1,1
Sr	10	36	3	52	18	24	0,2
Te	21	10	86	39	390	109	10,9
Y	28	34	23	23	19	25	0,8
Zr	3	34	3	53	41	27	0,2
As	110	7	17	2	3	28	28,0
Au (ppb)	21000	1200	130000	45000	22000	43840	1511,8
Sb	1	0,2	0,3	0,1	0,6	0,4	4,0
Se	10	10	10	10	10	10	0,8
W	2	1	3	2	1	2	2,0
Ag	20	0,3	76	1,3	22	24	60,0
Cr	1	47	37	11	6	20	0,6
Mn	723	131	661	91	472	416	2,2
Pb	4	1	2	1	2	2	0,7
Cs	0,2	0,9	0,2	0,5	0,2	0,4	0,6
Hf	0,2	0,8	0,2	1,1	0,9	0,6	0,2
Sc	8,7	18	0,45	14	2,5	8,7	0,3
Ta	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,4
Th	0,2	1,6	0,2	0,7	0,3	0,6	0,1
V	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3
Éléments des terres rares							
Ce	13	22	3	26	6	14	0,2
Eu	0,6	0,6	0,3	1,1	0,3	0,6	0,4
Ho	1,2	0,2	1,8	2,0	1,2	1,3	0,7
La	8,0	9,9	1,9	12	3,1	7,0	0,2
Lu	0,21	0,46	0,17	0,25	0,15	0,25	0,6
Nd	7	15	4	17	3	9	0,2
Sm	1,8	2,7	0,54	3,3	0,78	1,8	0,3
Tb	0,2	0,5	0,1	0,4	0,1	0,3	0,3
Tm	0,3	0,9	0,2	0,7	0,3	0,5	0,6
Yb	1,2	3,7	0,2	1,5	0,8	1,5	0,5



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Direction générale de l'exploration géologique et minérale