

MM 91-01

SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES DES GISEMENTS D'OR DE LA RÉGION DE CADILLAC
[ABITIBI]

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.

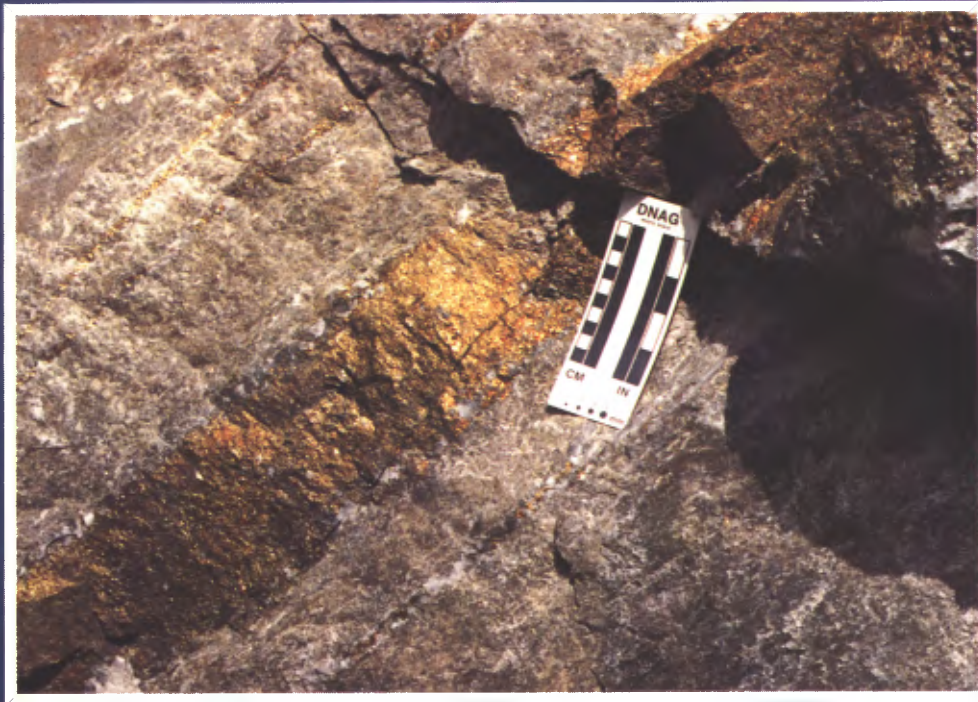
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi)

Pierre Trudel
Pierre Sauvé
Ghislain Tourigny
Claude Hubert
Larry Hoy

MM 91-01



1992

Québec 

Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi)

**Pierre Trudel
Pierre Sauvé
Ghislain Tourigny
Claude Hubert
Larry Hoy**

MM 91-01

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: A. Simard (par intérim)

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef: A. Simard

Manuscrit soumis le: 91-01-28

Accepté pour publication le: 92-06-24

Lecteurs critiques

J.-F. Couture

P. Pilote

B. Dubé

Édition

Géomines ltée

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

Page couverture: Veine exceptionnellement épaisse et riche en sulfures et en or;
zone n°2 de la mine Doyon

AVANT-PROPOS

Ce rapport a été écrit en entier par les deux premiers auteurs, sauf pour les parties suivantes:

- le sous-chapitre qui traite de la géologie structurale de la région de Cadillac, et la carte structurale (n° 2165B, hors-texte) ont été réalisés par Ghislain Tourigny, sous la supervision de Claude Hubert. Des données inédites de Michel Bouchard et de Robert Sansfaçon ont également été utilisées pour la réalisation de cette partie;
- les études d'isotopes stables et le texte correspondant (voir chapitre intitulé: "Études isotopiques et d'inclusions fluides sur les gîtes Doyon et Bousquet") sont l'oeuvre de Larry Hoy. Le texte original (en anglais) a été traduit par Cécilia Jenkins et Pierre Trudel;
- les études d'inclusions fluides ont été réalisées par Kheang Lao. Les résultats détaillés de ces études ont été présentés dans les rapports de Savoie *et al.* (1989) sur la mine Doyon (ET 90-05) et de Tourigny *et al.* (1992) sur la mine Bousquet (ET 89-09). Le court résumé de ces travaux a été écrit par Pierre Trudel.

RÉSUMÉ

La région minière de Cadillac est située dans la partie sud de la ceinture volcanique de l'Abitibi, presque à mi-chemin entre Rouyn-Noranda et Val-d'Or. Elle est actuellement la principale région productrice d'or au Québec avec 36,2 % de la production totale en 1987 et compte les deux plus importantes mines individuelles, soit Doyon et Bousquet dans l'ordre. Les réserves de ces deux gisements sont encore considérables et si on y ajoute celles de la mine LaRonde (Dumagami) qui est entrée en production en 1988, la région devrait conserver le premier rang au niveau provincial pour encore plusieurs années à venir. La production cumulée de la région jusqu'en 1988 (104,7 t Au) la classe cependant encore loin derrière les régions de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Malartic en termes de production totale d'or.

Dans la région de Cadillac, les roches supracrustales de la ceinture Abitibi peuvent être divisées en quatre unités qui sont, du nord vers le sud: le Groupe volcanique de Blake River, le Groupe sédimentaire de Cadillac, le Groupe volcanique de Piché et le Groupe sédimentaire de Pontiac. Les gisements d'or de la région sont distribués le long de deux couloirs d'intense déformation d'envergure régionale. Le couloir nord contient les gisements majeurs de Doyon, Bousquet et LaRonde (Dumagami); il affecte les roches du Groupe de Blake River. Le couloir sud correspond à la faille de Cadillac. Il renferme la mine O'Brien et plusieurs autres petits gîtes et indices. La minéralisation se trouve surtout dans le Groupe de Piché, et très peu dans les sédiments de Cadillac et de Pontiac. La minéralisation dans ces deux couloirs montre des distinctions géochimiques et minéralogiques qui traduisent une nette différence dans la composition des fluides minéralisateurs.

Les gisements du secteur nord sont riches en Au, Ag, Cu, S, Fe, Zn, Pb et Sn. Les minéraux typiques des veines sont la pyrite, la chalcopryrite, le quartz et le carbonate. Les épontes sont très altérées en séricite avec présence d'aluminosilicates (andalousite et kyanite) largement altérés en kaolinite, pyrophyllite et diaspore. Les gisements du secteur sud sont riches en Au, As, B, Sb, S et Cr. Les minéraux typiques des veines sont le quartz et la tourmaline. Les épontes sont altérées en carbonate, arsénopyrite, pyrite, pyrrhotite, biotite (dans les roches mafiques) et séricite (dans les roches felsiques).

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation géographique	1
Objectifs de l'étude	1
Méthodologie	3
Remerciements	3
IMPORTANCE DE LA PRODUCTION AURIFÈRE DE LA RÉGION DE BOUSQUET-CADILLAC	5
Historique et importance de la production	5
Situation actuelle et perspectives d'avenir	6
GÉOLOGIE RÉGIONALE	7
Généralités	7
Structure	7
Métamorphisme	7
Évolution géologique	7
GÉOLOGIE LOCALE	9
Généralités	9
Description des groupes lithostratigraphiques	9
Roches intrusives	11
Métamorphisme régional	11
Métamorphisme prograde	11
Métamorphisme rétrograde	12
Géologie structurale	13
Généralités	13
Éléments structuraux reliés à D ₁	13
Les plis P ₁	16
Les linéations minérales Lm ₁ et d'étirements Le ₁	20
Les failles F ₁	20
Faille du Lac Parfouru (FLP)	20
Faille de Dumagami (FD)	21
Faille de Larder Lake-Cadillac (FLLC)	22
Zone de déformation Dumagami (ZDD)	23
Éléments structuraux reliés à D ₂	23
Les plis P ₂	24
Autres clivages de crénulation	24
Éléments structuraux reliés à D ₃	24

DESCRIPTION DES GISEMENTS	27
Distribution des gisements, contrôle stratigraphique	27
Caractéristiques des gisements	27
Gisements associés à la zone de déformation Dumagami	28
Zone altérée Doyon-Bousquet: minéralogie	28
Mine Doyon	29
Localisation	29
Historique	29
Unités lithologiques	30
Morphologie des zones minéralisées	30
Contrôle structural	32
Minéralogie	33
Altération	35
Géochimie, dispersion de l'or	36
Mine Bousquet	36
Localisation	36
Historique	36
Aperçu et distribution des lentilles minéralisées	37
Contrôle structural	38
Minéralogie	40
Altération	41
Géochimie	42
Mine Donald J. LaRonde (Dumagami)	42
Localisation	42
Historique	43
Description des corps minéralisés	43
Contrôle structural	43
Minéraux métalliques	44
Zone altérée	47
Géochimie du minerai	47
Mine Mic Mac	48
Localisation	48
Historique	48
Géologie locale	48
Description des lentilles minéralisées	48
Contrôle structural	49
Minéralogie	50
Altération	50
Gisements associés à la zone de déformation de Cadillac	50
Mine O'Brien (Darius Gold Mines)	50
Localisation	50
Historique	50
Géologie locale	50
Description des veines minéralisées	51

Contrôle structural	52
Minéralogie des veines	53
Altération des épontes	55
Géochimie des veines et des épontes	55
Mine Thompson Cadillac (propriété New Alger)	55
Localisation	55
Historique	55
Géologie locale	56
Description des zones minéralisées	56
Contrôle structural	56
Minéralogie et altération	56
Mine Consolidated Central Cadillac (Wood Cadillac et Central Cadillac)	56
Localisation	56
Historique	56
Géologie locale	57
Description des gisements	58
Contrôle structural	58
Minéralogie des veines et des épontes	60
Mine Pandora	60
Localisation	60
Historique	60
Géologie locale	60
Description des zones minéralisées	61
Contrôle structural	61
Minéralogie des veines et altérations des épontes	62
Mine Lapa Cadillac (Zulapa)	63
Localisation	63
Historique	63
Géologie locale	63
Description des corps minéralisés	63
Contrôle structural	63
Minéralogie et altération	64

TYPOLOGIE DES GISEMENTS	65
Exposé du problème	65
Typologie des gisements de la région de Cadillac	66

ÉTUDES ISOTOPIQUES ET D'INCLUSIONS FLUIDES SUR LES GÎTES DOYON ET BOUSQUET	69
Introduction	69
Études antérieures	69
Échantillonnage et techniques analytiques	70
Résultats	70
Isotopes de l'oxygène	70
Isotopes du carbone	76

Isotopes du soufre	78
Discussion	79
Genèse des gisements de la bande nord	79
Sommaire de l'étude isotopique	81
Inclusions fluides	81
Conclusion	83
INTERPRÉTATION	85
Paramètres de la minéralisation aurifère dans la région de Cadillac	85
Contrôle structural et aspect	85
Âge relatif de la minéralisation aurifère	85
Considérations sur la température et la pression	85
Métamorphisme régional	85
Métamorphisme prograde des zones altérées alumineuses	85
Altération rétrograde	87
Métallotectes	87
Métallotectes liés à la structure	88
Métallotectes liés aux propriétés lithologiques	88
Métallotectes liés à la minéralogie, l'altération et la géochimie	88
Métallotectes liés aux propriétés physico-chimiques des fluides minéralisateurs: gîtes de la bande nord	89
Genèse des gisements	90
Revue des modèles généraux	90
Revue des modèles pour la région de Cadillac en particulier	90
Modèle syngénétique	90
Modèle épigénétique précoce	90
Modèle en deux phases de minéralisation (syngénétique et tardive "rétrograde")	91
Modèle épigénétique tardicinématique et tardimétamorphique	91
Modèle proposé	91
Essai comparatif avec les gisements de Malartic et de Val-d'Or	92
Analogies	92
Différences	92
CONCLUSION	95
RÉFÉRENCES	99
HORS-TEXTE	
Carte n°2165A – Géologie de la région de Bousquet-Cadillac (32D/01, 32D/02, 32D/07, 32D/08) à l'échelle de 1:50 000	
Carte n°2165B – Structure de la région de Bousquet-Cadillac (32D/01, 32D/02, 32D/07, 32D/08) à l'échelle de 1:50 000	
Tableau 15 – Typologie et caractéristiques géologiques des gisements aurifères étudiés dans la région de Cadillac	

Introduction

Localisation géographique

La région minière de Bousquet-Cadillac est située en Abitibi, dans le nord-ouest du Québec. La ville de Cadillac, qui est sise au coeur de la région (figure 1), se situe à peu près à mi-chemin entre Rouyn-Noranda (50 km à l'ouest) et Val-d'Or (50 km à l'est). La région minière de Bousquet-Cadillac, telle que définie dans ce rapport, couvre la demie nord des cantons Cadillac et Bousquet, soit une superficie d'environ 260 km² (figure 2).

Objectifs de l'étude

La région de Bousquet-Cadillac compte dix mines ayant produit chacune plus d'une demi-tonne d'or au cours de leur exploitation. Ces mines sont localisées à la figure 2 dans leur cadre géologique régional. La carte géologique (n° 2165A, hors-texte) qui accompagne ce rapport montre de façon plus détaillée la géologie de la région. La production

cumulée des dix mines, au 31 décembre 1988, est donnée au tableau 1.

L'examen de ce tableau démontre que près de 91 % de la production totale de la région provient de trois gisements, soit les mines Doyon, Bousquet et O'Brien. À cause de l'importance de leur production, ces trois mines ont fait l'objet d'une monographie individuelle: mine Doyon (Savoie *et al.*, 1989), mine Bousquet (Tourigny *et al.*, 1992) et mine O'Brien (Sauvé et Trudel, 1991). De plus, la mine Dumagami maintenant connue sous le nom de mine Donald J. LaRonde qui a débuté sa production en juin 1988, possède des réserves considérables et est certainement appelée à devenir l'une des plus importantes de la région. Pour cette raison, elle a également fait l'objet d'une monographie distincte (Marquis *et al.*, 1992). La description des six autres gisements, dont la production est beaucoup moins importante, a été regroupée dans un même rapport (Beaudoin et Trudel, 1988).

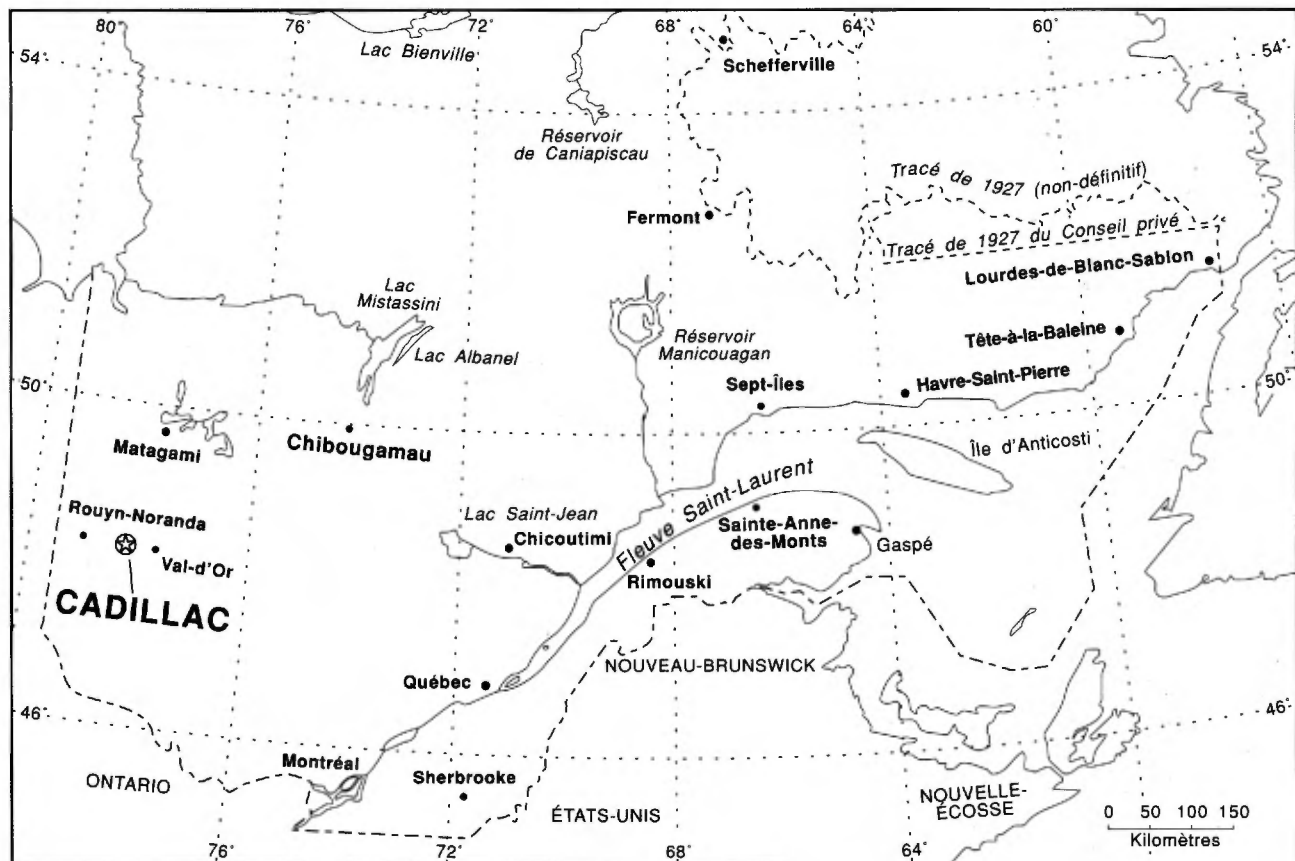


FIGURE 1 - Localisation géographique de la région de Cadillac.

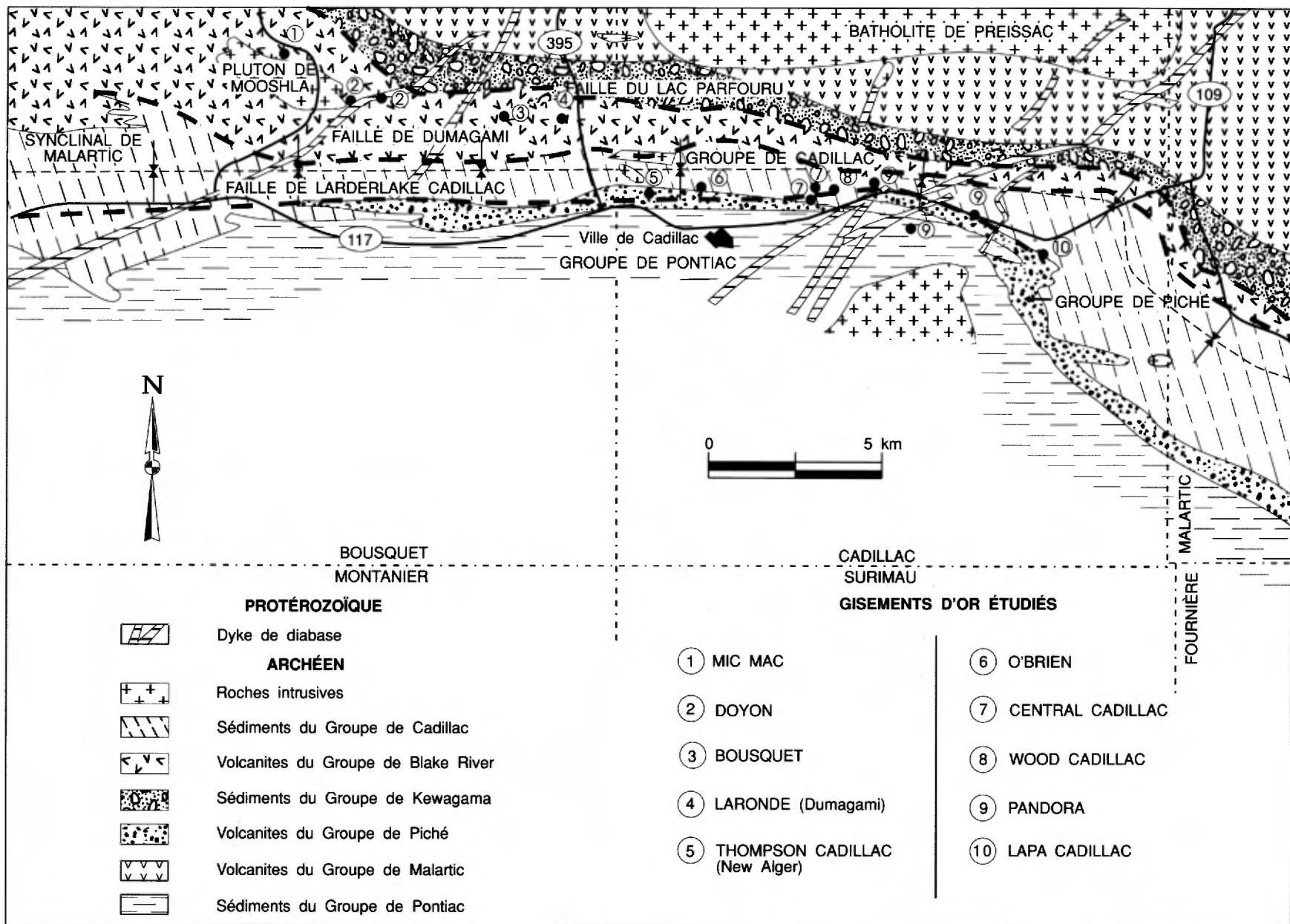


FIGURE 2 – Géologie de la demie nord des cantons de Bousquet et de Cadillac (d'après Gorman, 1986b) et localisation des gisements étudiés.

TABLEAU 1 – Production des gisements d'or de la région de Bousquet-Cadillac (au 31 décembre 1988).

Mine	Période productive	Production cumulée (t Au)
Doyon	1979-...	52,11
Bousquet	1978-...	24,29
O'Brien	1932-57; 1978-80	18,57
Mic Mac	1942-47	3,34
Central Cadillac	1939-43; 1947-49	1,96
Lapa Cadillac	1938-43	1,47
Wood Cadillac	1939-42	0,85
Pandora	1939-42	0,84
LaRonde (Dumagami)	1988-...	0,76
Thompson Cadillac (New Alger)	1936-39	0,51
Total :		104,70

Le présent rapport vise à rassembler l'information contenue dans des rapports distincts et à l'intégrer dans son contexte géologique global. De façon plus spécifique, les objectifs de la présente étude peuvent être énoncés comme suit:

- 1) Faire un bref historique de la production aurifère de la région de Bousquet-Cadillac;
- 2) Préciser le contexte géologique régional et local dans lequel se situent les gisements d'or;
- 3) Présenter un modèle structural pour l'ensemble de la région étudiée et discuter de son importance comme contrôle de la minéralisation aurifère;
- 4) Préciser la distribution et les caractéristiques géologiques des gisements;
- 5) À partir des données précédentes, proposer une typologie des gisements d'or de la région;
- 6) Présenter des données nouvelles sur les inclusions fluides et les isotopes stables qui aideront à préciser l'origine des fluides minéralisateurs;
- 7) Situer la mise en place de la minéralisation aurifère dans l'évolution géologique du district;
- 8) Dégager les métallotectes susceptibles de favoriser la prospection de l'or dans la région;
- 9) Établir une brève comparaison entre les gisements d'or du district de Bousquet-Cadillac et ceux déjà étudiés dans les districts de Malartic (Trudel et Sauvé, 1991) et de Val-d'Or (Sauvé *et al.*, 1986).

Méthodologie

Les travaux qui ont servi à l'élaboration de ce rapport-synthèse sont les suivants:

- 1) Les rapports sur la géologie des mines Doyon, Bousquet et Dumagami proviennent en grande partie des thèses de doctorat d'Armand Savoie (Doyon), de Ghislain Tourigny (Bousquet) et de Pascal Marquis (LaRonde);
- 2) À ces travaux, nous avons ajouté certaines données géochimiques, ainsi que des études spécifiques sur les inclusions fluides et les isotopes stables dans les gîtes du secteur nord de la région;
- 3) L'examen de nombreuses lames minces et sections polies a permis de compléter l'étude pétrographique et minéralogique du minerai et des roches encaissantes des mines étudiées;
- 4) Nous avons fait la synthèse de toutes les données publiées sur ces gisements : rapports des gouvernements fédéral et provincial, travaux statutaires déposés par les compagnies minières, publications dans les revues scientifiques, plans de niveaux et sections des gisements, journaux de sondage, etc.;
- 5) Ghislain Tourigny a complété l'étude structurale de la région de Bousquet-Cadillac.

La description pétrographique détaillée des principales unités lithologiques du district, de même que de nombreuses analyses chimiques du minerai et des roches encaissantes, ont été présentées dans les rapports déjà soumis, et ne sont pas répétées dans cette synthèse. Le lecteur intéressé par ces données est donc prié de se référer à ces rapports.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier les géologues des compagnies minières oeuvrant dans la région de Cadillac, qui leur ont fourni toute l'assistance nécessaire à la réalisation de ce travail, en particulier, Armand Savoie (mine Doyon), Robert Crépeau (mine Bousquet), Dave Rigg (mine Dumagami) et Barry Gorman (Ressources Breakwater Inc., propriétaire des terrains de l'ancienne mine O'Brien).

Nos remerciements s'adressent également à Benoît Dubé (CGC; centre géoscientifique de Québec), Jean-François Couture et Pierre Pilote (MER; service géologique du nord-ouest) pour la lecture critique de ce rapport. Leurs commentaires constructifs ont permis d'apporter plusieurs améliorations à la version originale du présent rapport.

Importance de la production aurifère de la région de Bousquet-Cadillac

Historique et importance de la production

La première découverte d'or dans la région de Bousquet-Cadillac fut effectuée par M.J. O'Brien en 1924. Suite à des travaux d'évaluation et de développement, une usine d'amalgamation fut construite en 1932 et la

mine O'Brien entra en production. Cette mine opéra sans interruption de 1932 à 1957 et fut de loin le plus important producteur d'or du district au cours de cette période. Entre 1936 et 1949, d'autres petits producteurs s'ajoutèrent à la mine O'Brien (voir tableau 2 qui donne la production d'or annuelle des dix gisements étudiés pour la période de 1932 à 1988 inclusivement).

TABLEAU 2 - Production d'or (en kilogrammes) de la région de Bousquet-Cadillac de 1932 à 1988 par mine et par année.

Année	O'Brien	Thompson Cadillac (New Alger)	Lapa Cadillac	Wood Cadillac	Pandora	Central Cadillac	Mic Mac	Bousquet	Doyon	LaRonde (Dumagami)	Total
1932	100,4 (e)*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,4
1933	200,9 (e)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	200,9
1934	301,2 (e)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	301,2
1935	401,7 (e)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	401,7
1936	448,3	53,8	—	—	—	—	—	—	—	—	502,1
1937	1 147,1	127,1	—	—	—	—	—	—	—	—	1 274,2
1938	1 273,4	203,9	45,8	—	—	—	—	—	—	—	1 523,1
1939	1 090,1	127,2	308,3	12,1	153,4	12,5	—	—	—	—	1 703,6
1940	813,8	—	296,6	392,0	251,5	270,9	—	—	—	—	2 024,8
1941	782,1	—	267,8	307,5	267,9	278,0	—	—	—	—	1 903,3
1942	860,0	—	379,3	134,9	165,0	283,0	278,7	—	—	—	2 100,9
1943	816,9	—	172,2	—	—	109,8	628,8	—	—	—	1 727,7
1944	805,9	—	—	—	—	—	658,1	—	—	—	1 464,0
1945	781,2	—	—	—	—	—	735,0	—	—	—	1 516,2
1946	666,3	—	—	—	—	—	768,1	—	—	—	1 434,4
1947	712,7	—	—	—	—	178,0	272,9	—	—	—	1 163,6
1948	916,5	—	—	—	—	483,9	—	—	—	—	1 400,4
1949	806,1	—	—	—	—	348,3	—	—	—	—	1 154,4
1950	877,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	877,8
1951	858,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	858,4
1952	775,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	775,9
1953	761,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	761,3
1954	821,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	821,0
1955	696,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	696,9
1956	567,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	567,3
1957	16,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,5
1958-77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1978	66,6 (e)	—	—	—	—	—	—	77,1	—	—	143,7
1979	133,1 (e)	—	—	—	—	—	—	873,3	653,2	—	1 659,6
1980	66,6 (e)	—	—	—	—	—	—	1 771,3	2 840,1	—	4 678,0
1981	—	—	—	—	—	—	—	2 393,5	3 356,4	—	5 749,9
1982	—	—	—	—	—	—	—	2 197,1	4 639,9	—	6 837,0
1983	—	—	—	—	—	—	—	2 958,8	4 737,0	—	7 695,8
1984	—	—	—	—	—	—	—	3 096,4	6 141,6	—	9 238,0
1985	—	—	—	—	—	—	—	3 079,7	5 636,0	—	8 715,7
1986	—	—	—	—	—	—	—	2 041,0	7 157,5	—	9 198,5
1987	—	—	—	—	—	—	—	2 699,0	8 360,8	—	11 059,8
1988	—	—	—	—	—	—	—	3 098,1(e)	8 590,8 (e)	759,6(e)	12 448,5
Total	18 566,0	512,0	1 470,0	846,5	837,8	1 964,4	3 341,6	24 285,3	52 113,3	759,6	104 696,5

* e = production estimée

Après la fermeture de la mine O'Brien en 1957, la région de Bousquet-Cadillac n'a plus produit d'or pendant vingt ans. Ce n'est qu'avec la mise en opération des mines Bousquet (en 1978) et Doyon (en 1979) que le district reprit son statut de producteur aurifère. Dans les mêmes années, on tenta sans succès de remettre en marche la mine O'Brien. Dès 1980, l'augmentation de la production des mines Bousquet et Doyon permit d'atteindre un nouveau record annuel avec 4,7 tonnes d'or produites cette année là. Dans les bonnes années antérieures (1937 à 1949), la production annuelle du district s'était maintenue entre 1 et 2 tonnes d'or métal (figure 3). Par la suite, la production du district n'a cessé de croître parallèlement à l'essor des mines Bousquet et Doyon, excepté en 1985-86 où on enregistra un léger fléchissement de la production. En 1988, suite à de nouveaux records de production de ces deux mines et à la mise en production de la mine Dumagami (LaRonde), l'ensemble du district a atteint un niveau record de production avec 12,4 tonnes d'or.

Bertoni (1983) a compilé la production des principales mines de l'Abitibi dont l'or est le produit principal depuis le début de la production jusqu'à la fin de

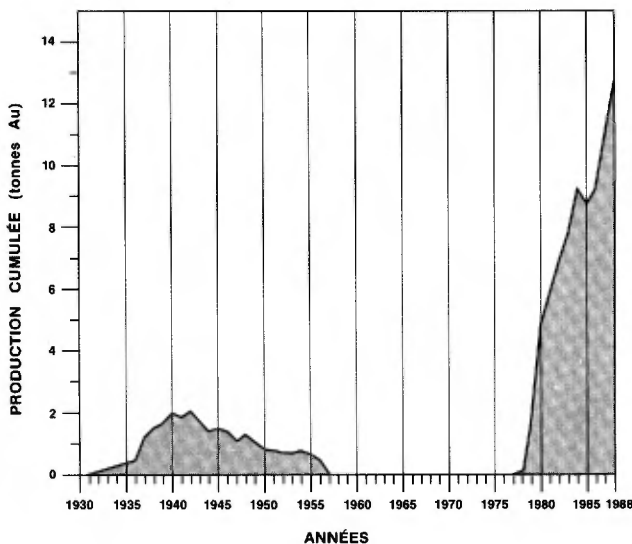


FIGURE 3 – Production annuelle d'or de la région de Bousquet-Cadillac pour la période 1930-1988.

1981. Dans cette optique, et même en complétant ces statistiques de production pour la période 1982-1988, le district de Bousquet-Cadillac, avec une production totale de 104,7 tonnes d'or, ne se classe qu'au quatrième rang derrière les districts de Val-d'Or (342,3 t), de Malartic (275,6 t) et de Rouyn-Noranda (136,7 t). Toutefois, si ces statistiques prenaient en compte la sous-production d'or des gisements polymétalliques, la région de Rouyn-Noranda viendrait largement en tête, en particulier grâce à la mine Horne qui fut le plus important producteur d'or parmi les mines de métaux de base de l'Abitibi. Ces mines étant rares ou absentes dans les régions de Val-d'Or, Malartic et Cadillac, leur sous-production d'or est très faible.

Situation actuelle et perspectives d'avenir

La région de Bousquet-Cadillac est actuellement la principale région aurifère au Québec, notamment grâce aux mines Doyon et Bousquet qui occupent respectivement les premier et deuxième rangs en termes de production. En 1987, la production d'or de cette région a représenté 36,2 % du total québécois, devant les régions de Val-d'Or (26,0 %), de Chibougamau (21,1 %), de Joutel (8,4 %), de Rouyn-Noranda (3,8 %) et du reste du Québec (4,5 %).

Avec la mise en production de la mine Dumagami (LaRonde), qui devrait atteindre sa pleine capacité en 1989 (production annuelle prévue d'environ 2 000 kg d'or), la région de Bousquet-Cadillac affermira encore davantage son rang de leader à la tête des producteurs d'or québécois. De plus, les mines Doyon, Bousquet (incluant Bousquet-2) et Dumagami possèdent toutes d'importantes réserves qui devraient permettre à la région de se maintenir en première place dans un avenir prévisible (probablement pour les dix prochaines années ou plus).

À moyen terme, les perspectives d'avenir sont donc excellentes et la région possède encore un potentiel minier élevé en dehors des gisements déjà connus. À titre d'exemple, mentionnons la découverte récente par Cambior du gîte Mouska, à l'ouest de la mine Mic Mac, où les réserves indiquées seraient de l'ordre de 1 450 000 tonnes à 6,1 g/t Au jusqu'à une profondeur de 350 mètres (Beaudoin et Trudel, 1988).

Géologie régionale

Généralités

La région minière de Bousquet-Cadillac est située dans la partie sud de la ceinture volcanique de l'Abitibi qui est l'une des 13 sous-provinces de la Province du Supérieur. Cette dernière constitue elle-même une des sept provinces géologiques composant le Bouclier canadien (Stockwell, 1970). La géologie de la ceinture Abitibi est dominée par les produits d'une activité volcanique intense. Ceux-ci sont répartis en plusieurs sillons séparés par des bandes de sédiments clastiques.

Cet assemblage volcanosédimentaire est recoupé par de nombreuses intrusions dont la composition varie de mafique à felsique, et qui peuvent être pré-, syn- ou postcinématiques.

Toutes les roches qui composent la ceinture Abitibi sont d'âge Archéen (Précambrien inférieur), sauf quelques dykes de diabase étroits et allongés, de directions N-S à NE-SW, qui recoupent toutes les lithologies énumérées et qui sont d'âge Protérozoïque (Précambrien supérieur).

La géologie détaillée de la ceinture Abitibi a été décrite dans plusieurs synthèses, dont celles de Goodwin et Ridler (1970), Dimroth *et al.* (1982, 1983a et b), Imreh (1984), Ludden *et al.* (1986) et Ludden et Hubert (1986).

Structure

Les roches de la ceinture Abitibi ont été plissées au cours de l'orogénèse kénoréenne. Elles montrent les effets d'une tectonique polyphasée. La déformation souple est caractérisée par la superposition de deux phases majeures de plissement (Dimroth *et al.*, 1983a ; Hubert *et al.*, 1984). Dans les roches du Groupe de Blake River de la région de Rouyn-Noranda, les plis de première phase (D₁) sont orientés NW-SE et sont repris par une série d'antiformes et de synformes de deuxième phase (D₂) de direction E-W (Hubert *et al.*, 1984).

Dans le secteur de Cadillac situé au nord de la route 117, Bouchard (1980) a démontré que les plis de première phase étaient orientés N-NW et les plis de deuxième phase E-W. Depuis les travaux de Gunning et Ambrose (1940), le synclinal de Malartic (figure 2) était considéré comme la structure majeure dans la région de Cadillac-Malartic. L'étude structurale détaillée de Bouchard (1980) a permis de démontrer que cette structure était plutôt un synforme de deuxième phase flanqué du côté sud par un anticlinal et un synclinal de première phase.

En ce qui concerne la tectonique cassante, la ceinture Abitibi est traversée par de nombreuses zones de cisaillement majeures, dont la faille de Cadillac dans la partie sud de la région de Bousquet-Cadillac (elle longe le Groupe de Piché), constitue l'un des exemples types. Ces zones de cisaillement montrent une extension latérale de plusieurs dizaines (voire des centaines) de kilomètres. Elles découpent l'ensemble de la ceinture Abitibi en une série de blocs tectoniques ayant la forme de losanges écrasés (Hubert *et al.*, 1984 ; Ludden *et al.*, 1986). Le décrochement le long de ces zones de cisaillement peut être important et amener une juxtaposition de blocs lithologiquement et stratigraphiquement indépendants, d'où la difficulté d'établir des corrélations de part et d'autre de ces failles majeures.

Métamorphisme

Dans l'ensemble de l'Abitibi, le métamorphisme régional est faible (selon la nomenclature de Winkler, 1979) et le faciès métamorphique est celui des schistes verts. Le degré de métamorphisme régional augmente rapidement du côté sud de la faille de Cadillac (faciès amphibolite, zones de la staurotite et de la sillimanite). De plus, comme cette faille sépare des régimes essentiellement volcaniques au nord et sédimentaires au sud, il ne fait aucun doute qu'elle représente un bris tectonique majeur dans la région.

Le métamorphisme d'auréole de contact se manifeste en maints endroits autour des intrusions les plus importantes, et est d'intensité moyenne (Winkler, 1979). Il est généralement caractérisé, selon le faciès lithologique primitif, par l'assemblage minéral : amphibole + plagioclase calcique + grenat (faciès amphibolite).

Évolution géologique

Les synthèses publiées sur la partie méridionale de la ceinture Abitibi (entre autres par Dimroth *et al.*, 1983b et Imreh, 1984) permettent de proposer le modèle évolutif suivant pour la région de Malartic-Bousquet, ainsi que la place de la minéralisation aurifère dans cette évolution:

- 1) Période d'intense activité volcanique débutant par un volcanisme fissural de type plaine en milieu marin profond. Les produits sont des épanchements ultramafiques et mafiques. Le chimisme des laves est d'abord komatiitique et ensuite tholéiitique (Groupe de Malartic inférieur);
- 2) Le volcanisme devient de type complexes centraux, avec une forte composante explosive (pyroclasti-

que). Présence d'une plus grande abondance de volcanites de composition intermédiaire à felsique. L'évolution lithochimique passe du type tholéitique riche en fer au type calco-alcalin (Groupe de Malartic supérieur). Le Groupe de Blake River suit une évolution semblable caractérisée par l'absence de laves ultramafiques; sa partie basale est dominée par les coulées mafiques d'affinité tholéitique et sa partie sommitale par les volcanoclastites intermédiaires à felsiques d'affinité calco-alcaline;

- 3) Diminution ou arrêt de l'activité volcanique;
- 4) Intrusions tonalitiques, trondhjémiques et dioritiques quartzifères, pré- à syncinématiques;
- 5) La zone volcanique du Groupe de Piché connaît un soulèvement le long d'une faille synsédimentaire régionale (la faille de Cadillac). En même temps, les sédiments fluviaux d'origine volcanoplutonique

dévalent la pente sous-marine pour se répandre en éventail au fond de la mer (Groupe de Pontiac);

- 6) Orogenèse kénoréenne représentée par plusieurs phases de plissement superposées. La bande volcanique connaît alors un raccourcissement N-S. Mise en place des batholites de Lacorne et de Preissac-LaMotte. La minéralisation aurifère filonienne se situe essentiellement dans la phase terminale de cette orogenèse. Les observations de terrain démontrent qu'elle est tarditectonique et tardimétamorphique;
- 7) Derniers réajustements tectoniques. Développement des failles tardives NE-SW postminéralisation (c.-à-d. failles Doyon et de Bousquet);
- 8) Mise en place des dernières masses intrusives (post-cinématiques).

Géologie locale

Généralités

Au point de vue géologique, la région de Cadillac est caractérisée par une alternance de bandes de roches volcaniques et sédimentaires d'orientation générale E-W (figure 2 et carte n° 2165A hors texte). Du nord au sud, on reconnaît six unités lithologiques, soit les Groupes de Malartic (volcanites), de Kewagama (sédiments), de Blake River (volcanites), de Cadillac (sédiments), de Piché (volcanites) et de Pontiac (sédiments). La succession stratigraphique de ces unités fait encore l'objet de nombreuses controverses, mais la séquence la plus généralement acceptée est celle proposée par Latulippe (1976) qui place de la base vers le sommet: les Groupes de Pontiac, Malartic, Piché, Kewagama, Blake River et Cadillac, tel qu'indiqué dans la colonne stratigraphique de la figure 2.

Ces unités volcanosédimentaires archéennes sont recoupées par un grand nombre d'intrusions qui sont également d'âge Archéen. Par ailleurs, toutes les roches archéennes sont recoupées par des dykes de diabase plus récents (d'âge Protérozoïque).

Description des groupes lithostratigraphiques

Dans la région de Cadillac, les minéralisations aurifères se retrouvent surtout dans les Groupes de Blake River et de Piché, avec une faible proportion dans les Groupes de Cadillac et de Pontiac. Les Groupes de Malartic et de Kewagama ne recèlent pas de minéralisation aurifère économique connue dans cette région.

La pétrographie des différents groupes lithostratigraphiques de la région de Cadillac a été décrite en détail dans les rapports de Beaudoin et Trudel (1988), Sauvè et Trudel (1991), Savoie *et al.* (1989), Tourigny *et al.* (1992) et Marquis *et al.* (1992). En conséquence, ce chapitre ne donne qu'une brève description de ces groupes du nord au sud, en mettant l'accent sur ceux qui sont associés à la minéralisation aurifère.

Le *Groupe de Malartic* affleure dans la partie nord des cantons de Bousquet et de Cadillac. Dans ce secteur, il est composé principalement de coulées de laves ultramafiques (komatiites) et de basaltes d'affinité tholéiitique.

Le *Groupe de Kewagama* est composé essentiellement d'une interstratification de grauwaacke et de pélite. Il montre un contact complexe avec le Groupe de Blake River situé au sud. Ce contact a été interprété comme une interdigitation de deux unités concor-

dantes par Dimroth *et al.* (1982), et comme un contact faillé et transposé par Tourigny et Hubert (1986).

Le *Groupe de Blake River* peut être subdivisé en quatre unités dans la région de Cadillac. Ces unités sont, du nord au sud: 1) le basalte tholéiitique nord; 2) la rhyolite sodique à cristaux de quartz; 3) l'unité hétérogène; et 4) l'unité felsique sud. Des analyses modales représentatives de ces quatre unités sont reproduites au tableau 3 (analyses 1 à 4).

Le basalte tholéiitique nord possède une épaisseur de 700 à 1 400 m. Il constitue l'encaissant du gîte de Mouska et de l'ancienne mine Mic Mac. Cette unité est composée principalement de coulées mafiques massives et coussinées. Certaines coulées à texture glomérporphyrique forment des niveaux repères qui peuvent être suivis sur plus d'une dizaine de kilomètres, ce qui démontre la grande extension latérale de cette unité.

La rhyolite sodique à cristaux de quartz a environ 150 m d'épaisseur. Elle peut être suivie sur plus de 15 km de longueur sans que son épaisseur varie de façon notable. La rhyolite est localement bréchique et rubanée et l'unité est interprétée comme étant composée d'un ensemble de coulées pyroclastiques.

L'unité hétérogène mesure de 200 à 600 m de largeur. Elle contient les principales zones minéralisées des mines Doyon et Bousquet. Cette unité est constituée principalement de volcanoclastites de composition andésitique où abondent probablement des tufs à blocs. Elle renferme également des bandes de volcanoclastites felsiques très cisailées qui ont été transformées en schistes à quartz et muscovite.

L'unité felsique sud a une composition qui varie de la rhyodacite à la rhyolite. Elle mesure de 50 à 500 m de largeur et constitue l'encaissant de la mine LaRonde (Dumagami). Elle est composée de lentilles massives et de brèches monogéniques dans lesquelles les fragments peuvent mesurer jusqu'à 3 mètres de longueur. Ces roches peuvent devenir très schisteuses, en particulier près de la mine.

D'autre part, Tourigny *et al.* (1992) à la mine Bousquet et Marquis *et al.* (1992) à la mine LaRonde ont subdivisé le *Groupe de Blake River* en deux domaines lithotectoniques distincts: LTD-1 et LTD-2. Le LTD-1, au nord, est constitué de roches relativement peu déformées où les structures primaires sont bien préservées et les polarités évidentes. Par contre, le LTD-2, au sud, est caractérisé par une déformation intense: les textures et structures primaires sont

TABLEAU 3 – Analyses chimiques représentatives des roches de la région de Cadillac.

N° analyse	ROCHES VOLCANIQUES							ROCHES INTRUSIVES		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,54	74,77	54,01	68,96	46,91	59,84	32,63	57,74	70,36	74,93
TiO ₂	1,12	0,35	1,06	0,50	1,00	0,65	0,84	1,01	0,43	0,09
Al ₂ O ₃	12,54	11,96	16,36	15,19	13,10	14,96	14,31	16,23	14,56	13,72
Fe ₂ O ₃	2,51	1,86	2,52	1,85	N. D.	N. D.	N. D.	2,43	1,57	1,70
FeO	12,56	1,18	7,36	0,97	13,47	4,60	16,36	4,76	2,26	0,51
MnO	0,23	0,03	0,12	0,07	0,24	0,09	0,17	0,10	0,07	0,00
MgO	7,14	0,59	5,03	0,88	7,62	3,36	20,09	3,11	0,79	0,06
CaO	9,65	2,06	5,81	2,92	8,18	5,18	4,36	6,22	2,26	0,45
Na ₂ O	2,12	3,14	2,90	1,95	1,77	5,18	0,00	4,18	4,03	7,09
K ₂ O	0,31	1,76	1,36	3,41	0,46	1,92	0,21	0,96	1,97	0,68
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,25	0,15	0,09	0,20	0,01	0,39	0,08	0,13
H ₂ O	1,10	0,50	1,00	0,50	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.
CO ₂	2,40	1,50	2,20	2,10	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.
PAF	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	7,10	4,10	11,10	2,80	1,60	0,38
TOTAL	100,09	99,88	99,98	99,45	99,94	100,08	100,08	99,93	99,98	99,74

1 – Groupe de Blake River, basalte tholéiitique nord, mine Doyon (Savoie *et al.*, 1989)

2 – Groupe de Blake River, rhyolite à cristaux de quartz, mine Doyon (Savoie *et al.*, 1989)

3 – Groupe de Blake River, tuf andésitique, unité hétérogène, mine Doyon (Savoie *et al.*, 1989)

4 – Groupe de Blake River, unité felsique sud, mine Doyon (Savoie *et al.*, 1989)

5 – Groupe de Piché, basalte tholéiitique, mine O'Brien (Comline, 1979)

6 – Groupe de Piché, andésite calco-alcaline, mine O'Brien (Stone, 1988)

7 – Faille de Cadillac, schiste ultramafique, mine O'Brien (Comline, 1979)

8 – Pluton de Mooshla, diorite quartzifère (Stone, 1988)

9 – Pluton de Mooshla, leucotonalite (Stone, 1988)

10 – Dyke d'aplite, puits no 2 de la mine Pandora (Gunning, 1937)

largement oblitérées et aucune détermination fiable de polarité ne peut être effectuée. Selon cette distinction, le LTD-1 regrouperait les unités 1 et 2 décrites ci-haut, et le LTD-2 comprendrait les unités 3 et 4. Toutes les déterminations de sommet effectuées dans le LTD-1 indiquent une polarité vers le sud. Comme aucune détermination fiable ne peut être effectuée dans le LTD-2, le *Groupe de Blake River* dans la région de Cadillac est généralement considéré comme une séquence homoclinale de polarité dirigée vers le sud.

Le *Groupe de Cadillac* est composé principalement de grauwackes interstratifiés avec des schistes pélitiques, mais il comprend également des bandes de conglomérat polygénique et de formation de fer. Une bande particulière de conglomérat affleure sporadiquement entre Cadillac et Malartic (Bouchard, 1980). Un conglomérat identique a été suivi sur une distance de 28 km à l'ouest de Cadillac (Gorman, 1986). Cette bande de conglomérat se situe dans la partie sud du *Groupe de Cadillac* (parfois à sa limite sud) et se particularise par la dominance de cailloux de porphyre feldspathique (70 %) et la présence caractéristique de fragments de fuchsite et de chert noir.

Les bandes de formation de fer dans le *Groupe de Cadillac* constituent des niveaux repères importants, car leur magnétisme permet de détecter leur présence dans les terrains pauvres en affleurements et de définir

ainsi les structures locales et régionales. Les gisements de Wood Cadillac et de Central Cadillac sont intimement associés à des formations de fer de ce groupe. Le contact entre les Groupes de Cadillac et de Blake River au nord consiste en une zone schisteuse de plusieurs mètres de largeur porteuse de pyrrhotite disséminée, qui correspond à la faille Dumagami selon Marquis *et al.* (1989).

Le *Groupe de Piché* forme une mince bande (50 à 300 m de largeur) de roches volcaniques qui suit le tracé de la faille de Cadillac et qui traverse la région sur une distance de 20 km (figure 2). Dans la région de Malartic, il est composé essentiellement de komatiites et de basaltes, tandis que dans la région de Cadillac, il contient plusieurs bandes de roches sédimentaires interstratifiées avec des coulées volcaniques. Là en effet, le *Groupe de Piché* est formé de volcanites d'affinités tholéiitique (basaltes massifs et schistes mafiques dérivés de ces derniers; analyse 5, tableau 3) et calco-alcaline (andésites porphyriques et tufs à blocs; analyse 6, tableau 3), qui sont interstratifiées avec des sédiments variés: conglomérat, grauwacke, schiste graphiteux et chert pyriteux. Le conglomérat de la mine O'Brien est composé principalement de cailloux de dacite microporphyrrique.

Ces unités interstratifiées ont une bonne continuité latérale et démontrent l'absence de plis majeurs dans

cette région. Les seuls sommets identifiés se trouvent près de l'indice de Brown Bousquet et ils indiquent une polarité vers le nord, ce qui suggère que le *Groupe de Piché* représente une succession continue à polarité nord. Le long du tracé de la faille de Cadillac, qui mesure en moyenne 50 m de largeur, les lithologies sont très déformées et on observe des écailles de schiste à talc-chlorite de composition komatiitique (analyse 7; tableau 3). Comme les komatiites sont absentes dans le *Groupe de Piché* à Cadillac, ces écailles tectoniques indiquent un décrochement important le long de cette faille. Les mines O'Brien, Thompson Cadillac (New Alger), Pandora (puits nos 2 et 3) et Lapa Cadillac sont situées dans les roches du *Groupe de Piché*.

Le *Groupe de Pontiac* est composé de grauwackes et de mudstones bien lités. Les grauwackes sont semblables à ceux du Groupe de Cadillac, mais on n'y retrouve pas les intercalations de conglomérat et de formation de fer qui caractérisent ce dernier. La minéralisation aurifère au puits n° 2 (Amm Gold) de la propriété Pandora est associée à des dykes felsiques et des veines de quartz encaissés dans les sédiments de ce groupe.

Roches intrusives

Les roches intrusives de la région comprennent: 1) les filons-couches mafiques synvolcaniques; 2) les intrusions intermédiaires à felsiques syncinématiques; 3) les batholites postcinématiques; et 4) les dykes de diabase protérozoïques.

Les *filons-couches mafiques* (gabbros et diorites) sont communs dans les Groupes de Blake River et de Piché, en étroite association avec des roches volcaniques de même composition.

Les *intrusions syncinématiques* comprennent le pluton de Mooshla situé près des mines Mic Mac et Doyon (figure 2) ainsi que de nombreuses petites intrusions à proximité de la faille de Cadillac. Le pluton de Mooshla est composé principalement de diorite quartzifère avec des faciès de gabbro, de tonalite porphyrique et de leucotonalite (analyses 8 et 9; tableau 3). Le gîte Mooshla "A" est contenu dans la leucotonalite, tandis que la zone ouest de la mine Doyon est encaissée dans la tonalite porphyrique. Les dykes felsiques sont communs dans l'ensemble des gîtes aurifères du canton de Cadillac. Ce sont des aplites (analyse 10, tableau 3) et des porphyres feldspathiques avec ou sans quartz. Ces intrusions peuvent mesurer jusqu'à une dizaine de mètres d'épaisseur, et elles constituent une partie du minerai aurifère dans les gîtes de Pandora et de Lapa Cadillac.

Les *intrusions postcinématiques* sont représentées par le batholite de Preissac, qui affleure dans la partie nord du canton de Cadillac. Il s'agit principalement d'un granite à biotite et muscovite (Dawson, 1966).

La *diabase protérozoïque* forme des dykes étroits (30 à 80 m) et allongés (plusieurs dizaines de km) de direction N-S à NE-SW. C'est la seule roche de la région qui n'a pas subi le métamorphisme régional. Le dyke qui passe à l'ouest de la mine Doyon contient des cristaux d'olivine, d'augite et de labradorite parfaitement préservés.

Métamorphisme régional

MÉTAMORPHISME PROGRADE

Cette partie s'applique uniquement aux roches non métasomatisées. Le métasomatisme des zones d'altération est traité dans le chapitre qui traite de la description des gisements.

La minéralogie des roches mafiques indique que toute la région est située dans la zone de transition entre les faciès schiste vert (albite + épidote + chlorite + actinolite) et amphibolite (andésite + hornblende), plus précisément près de la bordure de basse température de cette transition. La chlorite, l'actinolite et la hornblende bleu-vert sont présentes en proportions très variables. Les laves mafiques carbonatées sont riches en chlorite et souvent dépourvues d'amphibole. Elles sont communes dans le Piché. L'assemblage actinolite + chlorite est abondant dans le basalte nord du Groupe de Blake River (BR). La hornblende n'est pas rare, mais elle est moins fréquente que l'actinolite. Elle est généralement associée à la chlorite, mais quelques cas d'amphibolite constituée essentiellement de hornblende et de plagioclase An₂₅ ont été observés dans le Piché.

L'albite et l'oligoclase sont présents, parfois tous les deux dans la même lame mince. Cette double présence est discutée plus loin.

Le sous-faciès métamorphique de la biotite est atteint comme l'indique la coexistence généralisée de biotite et de muscovite dans les grauwackes. La composition minéralogique de ces derniers est : quartz + plagioclase (An₀₋₃₀) + biotite + muscovite + chlorite, parfois avec un peu de clinzoïsite ou de carbonate. La biotite brune est présente dans tous les types de roches. Elle n'est rare que dans les laves mafiques pauvres en K₂O et dans les zones d'altération trop alumineuse des mines du Blake River. La présence d'oligoclase indique un sous-faciès métamorphique plus élevé que celui du début de la zone de la biotite. Le grenat est cependant absent, sauf dans des roches métasomatisées qui sont décrites et discutées plus loin. Nous n'en avons pas trouvé de traces dans les quelques affleurements de formation de fer examinés. Nous avons cependant noté la présence d'un peu de grunérite et de hornblende dans la formation de fer à 5 km au SW de la mine Doyon. Le microcline est stable dans la rhyodacite au sud de la mine Doyon. Il n'a cependant pas de signifi-

tion particulière concernant les conditions du métamorphisme régional.

Un accroissement du degré de métamorphisme vers le sud est suggéré par la composition généralement plus calcique du plagioclase qui coexiste avec l'épidote-clinozoïsite. Ceci n'est pas bien établi à cause des variations dans la composition du plagioclase et de l'absence d'un travail systématique de détermination, mais il s'accorde bien avec l'accroissement vers le sud noté dans le Pontiac (Imreh, 1984; Dimroth *et al.*, 1983b). Au nord, dans les basaltes du Blake River comme dans la tonalite quartzifère du Mooshla, le plagioclase original est habituellement "saussuritisé" et difficilement identifiable. De l'albite a été reconnue dans plusieurs cas, de l'oligoclase très rarement. Nous omettons, pour le moment, de parler du plagioclase des zones d'altération près des mines du Blake River. Au sud de la mine Doyon, des lames minces dans des échantillons d'andésite contiennent des phénocristaux d'albite claire ainsi que de la clinozoïsite, mais les deux minéraux ne sont pas nécessairement en contact. Le plagioclase varie de An0 à An30, An35 dans un cas, dans des échantillons provenant du Cadillac et du Piché. Le plagioclase pseudomorphe du plagioclase original est souvent, mais pas uniquement, de l'albite. Le plagioclase de recristallisation est de l'oligoclase. Le plagioclase identifié dans les grauwackes du Pontiac est An25-30.

Le "pic thermique" du métamorphisme est à peu près contemporain à la schistosité pénétrative régionale. Les minéraux indicatifs de température élevée sont la biotite, la hornblende et l'oligoclase. La biotite est la plus répandue. Dans les schistes pélitiques, elle forme souvent des porphyroblastes d'environ 0,5 mm qui recoupent la schistosité marquée par des feuillettes beaucoup plus fins de chlorite et de muscovite. Ces porphyroblastes sont parfois déformés par une schistosité de crénulation plus tardive. Mais la biotite peut aussi être en feuillettes alignés dans la schistosité principale. La hornblende peut former des porphyroblastes prismatiques qui sont parfois alignés dans la schistosité, parfois la recoupe. L'oligoclase recristallisé forme des grains allongés dans la schistosité et contient parfois de fines inclusions orientées parallèlement à celle-ci. Tous ces minéraux ont cristallisé, au moins en partie, après le début de la schistosité régionale.

Stone (1988) et Stone *et al.* (1988) croient que le pic thermique de métamorphisme a précédé la déformation majeure. Il aurait été atteint lors de l'enfouissement subhorizontal d'une épaisse séquence volcanosédimentaire soumise à un gradient géothermique élevé. Il aurait été induit par des intrusions majeures sous-jacentes. La schistosité aurait été amorcée par compaction et suivie de la croissance des porphyroblastes. La déformation majeure postérieure se serait

produite sous des conditions métamorphiques correspondant à la zone de la chlorite. La croissance de phyllosilicates aurait accentué la schistosité déjà amorcée. L'évidence vient de la rotation de l'axe d'allongement des porphyroblastes, de la présence d'ombres de pression à leur bordure et de leur remplacement au cours de la rétro-morphose.

Ce scénario nous paraît improbable car:

- 1) La rétro-morphose, que nous décrivons plus loin, reste mineure, excepté dans le cas des zones minéralisées altérées en aluminosilicates. Par contre, la schistosité pénétrative est un phénomène majeur. La rétro-morphose de la biotite dans les schistes pélitiques n'est pas plus accentuée là où la schistosité est plus forte. Il n'y a absolument aucun doute dans notre esprit que la biotite était généralement stable lors de la déformation majeure. Sa rareté dans les zones altérées est due à la composition chimique trop alumineuse du milieu;
- 2) Le métamorphisme n'est pas moindre dans le "synclinal" majeur de Cadillac. Il semble croître vers le sud, indépendamment de la présence d'une telle structure;
- 3) Schistosité et aplatissement sont parallèles aux plans axiaux verticaux des plis qui affectent les strates du Cadillac. La schistosité principale n'est pas parallèle au litage au nez des plis.

Les conditions de pression et de température du métamorphisme régional sont discutées au chapitre qui traite de l'interprétation de la genèse des gisements d'or de la région.

MÉTAMORPHISME RÉTROGRADE

L'altération rétrograde est surtout marquée par la chloritisation de la biotite. Elle est inégale, la biotite pouvant être parfaitement fraîche, partiellement altérée ou entièrement pseudomorphosée. L'altération rétrograde est postérieure à la schistosité pénétrative principale et son développement est indépendant de l'intensité de cette schistosité. Elle semble plutôt reliée à des déformations fragiles et à des réseaux de fractures espacées. L'altération se rencontre un peu partout dans la région. Elle est relativement importante près de la mine O'Brien, peut-être à cause de mouvements tardifs de la faille de Cadillac.

L'altération rétrograde est aussi marquée par une séricitisation très légère de l'oligoclase ou de l'andésine métamorphique ou leur remplacement partiel par l'albite. Une chlorite tardive peut aussi recouper ou remplacer partiellement la chlorite métamorphique. La formule pléochroïque est différente dans les deux chlorites. L'altération rétrograde des aluminosilicates des zones d'altération hydrothermale est décrite au chapitre suivant.

Géologie structurale (par G. Tourigny, C. Hubert, M. Bouchard et R. Sansfaçon)

GÉNÉRALITÉS

Dans le district minier de Cadillac, les roches volcaniques et sédimentaires exhibent des évidences d'une déformation progressive polyphasée, caractérisée par la superposition de deux générations principales de structures identifiées chronologiquement D1 (la plus ancienne) et D2 (la plus récente). Localement, des évidences d'une troisième génération de structures sont identifiées, mais celles-ci n'ont qu'une faible influence sur la géométrie interne des assemblages volcanosédimentaires et sur les contrôles structuraux des gisements aurifères de la région.

Le tableau 4 résume la nomenclature utilisée pour tous les éléments planaires et linéaires décrits dans l'analyse structurale. Toutes les lithologies d'âge Archéen se caractérisent par une schistosité de flux très pénétrative qui confère aux roches leur grain tectonique régional est-ouest. Lors de la cartographie, le contrôle stratigraphique a été établi grâce à la présence d'horizons repères facilement reconnaissables sur le terrain. Ces horizons clés consistent principalement en des laves glomérporphyriques à l'intérieur des roches métavolcaniques du Groupe de Blake River (GBR), et en des formations de fer et/ou des conglomérats dans les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (GC). Ces niveaux repères ont permis de tracer les grands plis dans le Cadillac et démontrent que les empilements volcaniques sont peu plissés comparativement aux roches sédimentaires.

Pour fins d'étude, la bande volcanosédimentaire a été subdivisée en cinq domaines structuraux dont les limites correspondent à un changement d'attitude des éléments planaires et linéaires reliés à D1, dans chacun des domaines respectifs (voir carte structurale n° 2165B hors texte et figure 4).

TABLEAU 4 – Nomenclature des surfaces planaires et des éléments linéaires.

S ₀	Stratification.
S ₁ , S ₂ et S ₃	Schistosités successives, S ₁ étant la plus ancienne et S ₃ la plus récente.
L _x L _y	Linéations résultant de l'intersection de deux surfaces planaires (stratification et schistosités), x étant la plus ancienne et y la plus récente.
L _{m1}	Linéations minérales.
L _{e1}	Linéations d'étirement.
P _x P _y	Plis dans lesquels x est la surface plissée et y est la schistosité responsable du plissement qui est généralement coplanaire avec le plan axial de la flexure.
F	Faïlle.
D ₁ , D ₂ et D ₃	Généralisations de structures successives, D ₁ étant la plus ancienne et D ₃ la plus récente.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX RELIÉS À D₁

Les éléments structuraux reliés à la première génération de structures sont représentés par la surface de stratification S₀, par la schistosité régionale S₁, par les linéations d'intersection L₁⁰ (intersection entre S₀ et S₁, et axes des plis mineurs P₁ ayant S₁ comme surface axiale), par les linéations minérales L_{m1} et d'étirement L_{e1} contenues dans S₁ ainsi que par les failles majeures F₁ (tableau 4). Les linéations d'intersection L₁⁰ sont très rarement observées sur le terrain et la majorité d'entre elles ont été déterminées sur un canevas de Schmidt en utilisant les attitudes de S₀, et S₁ mesurées sur un même affleurement.

Les stéréogrammes illustrés à la figure 4 montrent que la stratification S₀ est pratiquement subparallèle à la schistosité S₁ dans tous les domaines. L'orientation générale des deux plans varie systématiquement d'est en ouest en passant d'un domaine à l'autre. La surface S₀ est généralement facile à identifier dans les roches sédimentaires, sauf en bordure des grandes zones de cisaillement où elle se confond avec un litage tectonique subparallèle à la schistosité régionale. Du domaine I au domaine V, son attitude passe de WNW-ESE (dom. I) à E-W (dom. III et IV) et enfin à NW-SE dans le domaine V (voir carte structurale hors-texte et figure 4). Son pendage général varie entre 65 et 80° vers le sud, et plus rarement vers le nord. Dans le domaine II, S₀ est difficilement distinguable de la schistosité S₁ dû à l'intense transposition observée en bordure de la faille Larder Lake-Cadillac (FLLC). Toutefois, la surface enveloppante de plusieurs charnières de plis P₁ montre fréquemment une direction générale NW-SE avec des inclinaisons très variables (Sansfaçon, 1983).

De son côté, la schistosité régionale S₁ observée sur la majorité des affleurements, consiste en un plan de débit millimétrique donné par l'alignement préférentiel des phyllosilicates dans les sédiments ou des amphiboles dans les laves mafiques. Texturalement, cette schistosité varie selon la lithologie affectée. À l'intérieur des laves mafiques, S₁ correspond au plan d'aplatissement, alors que dans les volcanites intermédiaires à felsiques, S₁ correspond plutôt à un clivage de pression-solution anastomosé. Ce clivage passe fréquemment à une schistosité mylonitique à l'intérieur des zones de failles (Tourigny *et al.*, 1988). Ainsi, les cousins montrent généralement une morphologie elliptique avec leur grand axe orienté parallèlement au plan d'aplatissement S₁. À l'intérieur des volcanites plus riches en quartz, le clivage de pression-solution anastomosé sépare des mégalitons de 2 mm à plus de 3 cm d'espacement. Dans les siltstones et les grès fins, S₁ définit des microlitons espacés de quelques microns, alors que dans les grès moyens et grossiers, S₁ correspond à un clivage de fracture séparant des mégalitons de 0,5 à 2,0 cm d'épaisseur. Dans les roches clastiques

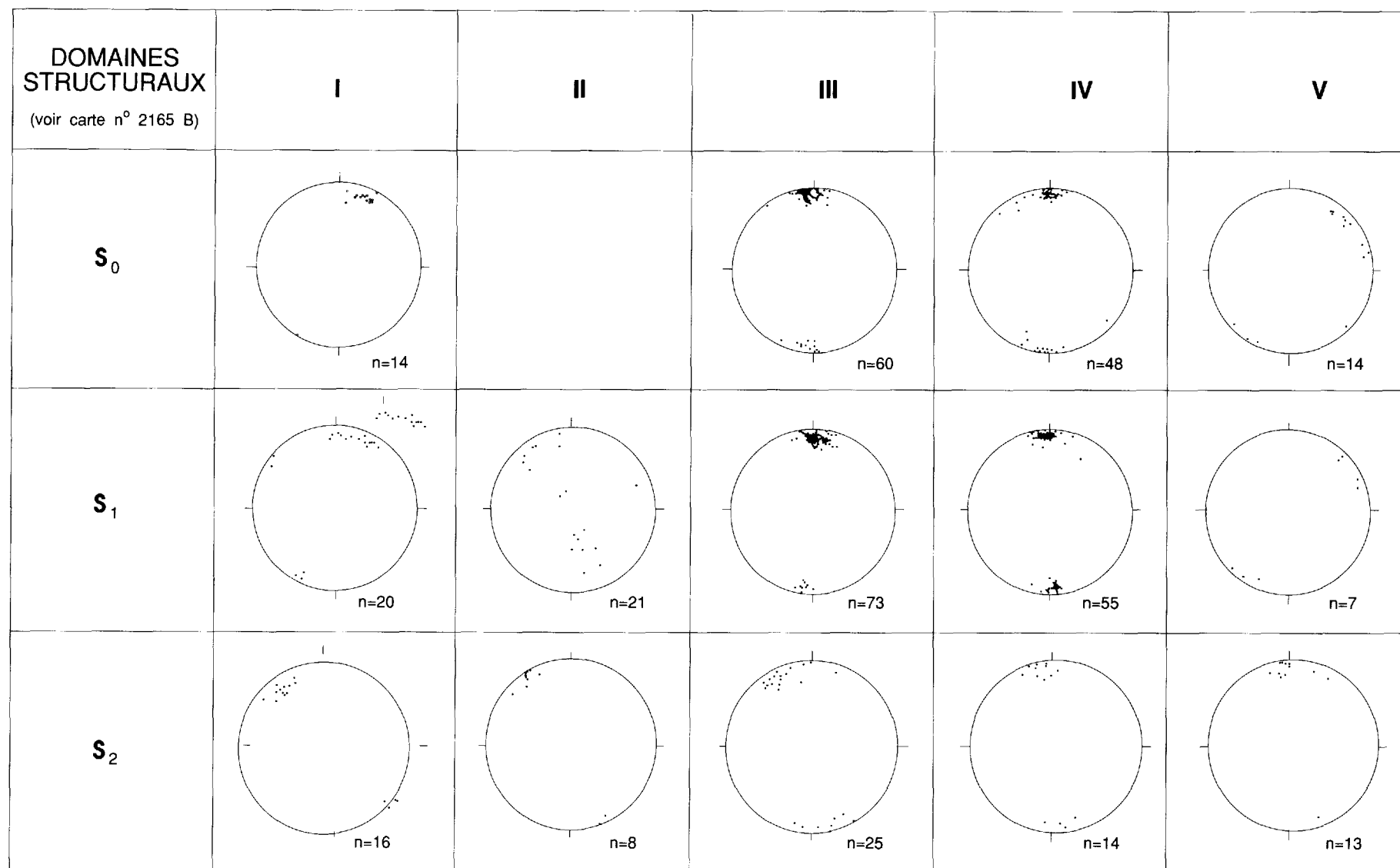


FIGURE 4 - Projections stéréographiques équiangles des principaux éléments structuraux de la région de Cadillac.

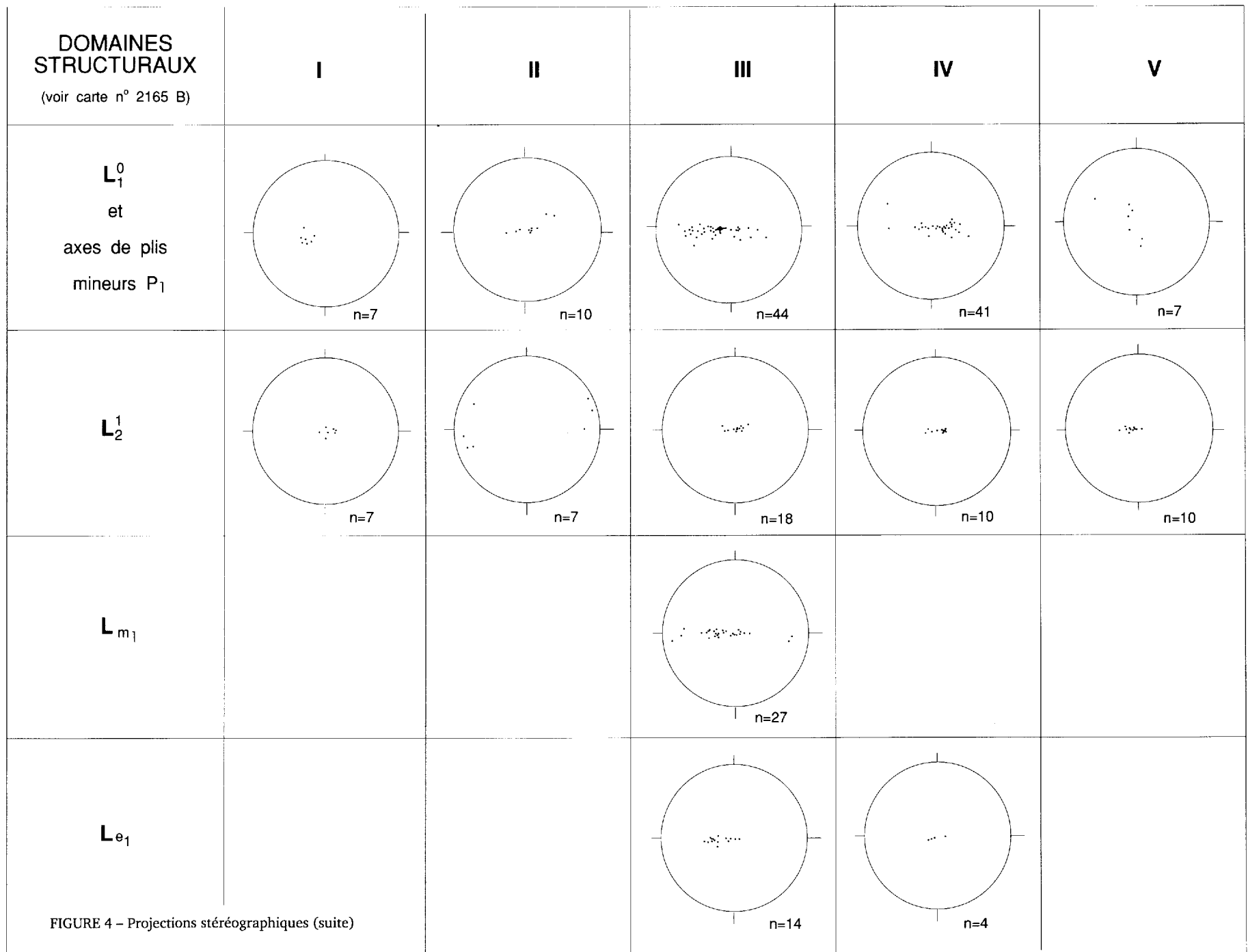


FIGURE 4 - Projections stéréographiques (suite)

telles que les pyroclastites felsiques et les conglomérats, S_1 correspond au plan d'aplatissement des fragments. Il est très fréquent d'observer une réfraction de cette schistosité au contact de strates de ductilité variable telles celles de séquences caractérisées par l'alternance de grès et de pélites.

La projection stéréographique des plans S_0 et S_1 définit des zones de points à densité maximum qui reflètent l'attitude générale et la coplanarité générale de ces plans dans chacun des domaines structuraux (voir figure 4). Toutefois, en dépit de ce parallélisme prononcé, il est fréquent d'observer une relation angulaire entre S_0 et S_1 à proximité des charnières de plis P_1 . Régionalement, une relation angulaire antihoraire est observée plus fréquemment entre ces deux plans. À l'échelle mésoscopique, cette relation antihoraire est associée aux flancs longs des plis mineurs P_1 en forme de "Z". Par ailleurs, S_1 recoupe rarement S_0 dans le sens horaire, sauf dans quelques secteurs restreints où les plis P_1 mineurs ont une forme en "S" (voir carte structurale hors-texte). Par exemple, les plis en "S" ont surtout été observés à l'extrémité est du domaine III, soit sur le flanc nord du synclinal de Malartic et à proximité de la zone de charnière de cette grande flexure.

L'effet global de la schistosité S_1 sur la surface de stratification S_0 se traduit par une transposition dextre ou senestre observée seulement dans les zones d'intense déformation ductile. La transposition dextre s'observe lorsque S_1 recoupe S_0 dans le sens antihoraire, alors que la transposition senestre est spatialement associée aux secteurs où existe une relation angulaire horaire entre les deux plans. Le phénomène de transposition est surtout présent en bordure des failles majeures F_1 et cause une dilacération des flancs des plis P_1 résultant en un pseudo-litage tectonique parallèle au plan S_1 . Sur le terrain, ces secteurs de très forte déformation se caractérisent par l'isolement de lambeaux discontinus de pélites à l'intérieur de grès ou par celui des volcanites felsiques à l'intérieur des laves mafiques (figure 5; Bouchard, 1980 et 1983; Sansfaçon, 1983; Tourigny, 1984 et 1988; Tourigny *et al.*, 1988).

Les linéations L_1^0 coïncident avec les lignes d'intersection entre les surfaces S_0 et S_1 , ainsi qu'avec les axes des plis mineurs P_1 ayant S_1 comme schistosité de plan axial. Sur les diagrammes de compilation (figure 4), ces linéations se distribuent sur des ceintures partielles (domaines I à V inclusivement), marquées par des maximum plongeant vers l'ouest (domaines I et III), vers l'est (domaine IV), ou vers le nord-ouest (domaine V). À l'intérieur du domaine I, les linéations L_1^0 coïncident uniquement avec les axes de plis mineurs puisque la stratification et la schistosité régionale sont généralement parallèles dans ce domaine. Localement, ces linéations plongent vers le sud-ouest à environ 65° . Dans le domaine II, l'attitude des linéations L_1^0 est très variable dû à la grande variation des attitudes de S_0 et



FIGURE 5 – Transposition senestre à l'intérieur d'une charnière de pli P_1 ; Groupe de Pontiac, domaine III. Le nord est vers la droite de la photo.

S_1 (Sansfaçon, 1983). Leur angle de plongement varie entre 10° et 90° , la majorité étant supérieure à 70° (carte structurale n° 2165B hors texte et figure 4). Les inversions dans la direction de plongement des linéations L_1^0 sont surtout significatives à l'intérieur des domaines III et IV (figure 4). Si l'on conçoit que l'attitude de ces linéations puisse être contrôlée par celle du litage, il est probable que la surface de stratification n'était pas horizontale et avait déjà une attitude différente dans les domaines III et IV lors du développement de S_1 . Ainsi, sur le flanc nord du synclinal de Malartic (domaine III), la plupart des L_1^0 s'inclinent vers l'ouest à un angle moyen de 70° , tandis que sur le flanc sud (domaine IV), elles plongent plutôt vers l'est à environ 75° (carte structurale n° 2165B hors texte et figure 4). Cette variation dans l'attitude des L_1^0 implique nécessairement que l'attitude de S_0 était différente dans les deux domaines avant le développement des L_1^0 . D'autre part, la variation de l'attitude des linéations L_1^0 peut également être attribuée à la variation de la relation angulaire entre S_0 et S_1 . En effet, puisque l'angle dièdre entre ces deux plans est généralement petit ($< 10^\circ$), toute variation de cette relation angulaire se traduira par une très grande variation dans l'attitude des L_1^0 (Ramsay, 1967).

LES PLIS P_1

Les plis de première génération sont abondants à l'intérieur des roches sédimentaires du Groupe de Kewagama (Tourigny, 1984), du Groupe de Cadillac (Bouchard, 1980 et 1983) et du Groupe de Pontiac (Sansfaçon, 1983). Les grandes flexures apparaissant sur les cartes hors-texte à l'intérieur du Groupe de Cadillac ont été tracées lors d'une cartographie régionale au 1:20 000 par Bouchard entre 1979 et 1983.

Dans la région de Cadillac, les plis de première génération se subdivisent en deux ordres distincts selon leur magnitude : les plis de premier ordre (plis majeurs) correspondent aux grandes mégaflexures dont les traces axiales sont représentées sur la carte structurale n° 2165B hors texte ; les plis de deuxième ordre sont des plis parasitiques (plis mineurs) retrouvés sur les flancs des plis majeurs.

La position de la trace axiale des *flexures P₁ de premier ordre* a été déterminée par les inversions de polarité stratigraphique données par les structures primaires à l'intérieur des diverses lithologies. Ces structures sont principalement représentées par le granoclasement à l'intérieur des roches sédimentaires et par les pédoncules et les chambres de quartz des coulées cousinées dans les roches volcaniques.

Ces structures majeures traversent toute la région d'est en ouest et sont surtout abondantes à l'est de la ville de Cadillac dans les roches du Groupe de Kewagama et principalement dans le Groupe de Cadillac (cartes hors texte). Leur trace axiale varie systématiquement en orientation d'un lieu à l'autre en traversant la région. A l'intérieur des roches du Groupe de Kewagama, la surface axiale des *flexures de premier ordre* s'oriente progressivement de E-W à WNW-ESE en allant de l'ouest vers l'est. Par exemple, le long de la route 395 (cartes hors-texte et figure 6), l'anticlinal qui longe le contact sud du Kewagama montre une orientation parfaitement E-W. Vers l'est, le synclinal du Lac Preissac montre une orientation générale WNW-ESE, mais qui devient E-W au contact avec les roches volcaniques adjacentes du Blake River (carte structurale hors-texte). Ce parallélisme entre la trace axiale de la flexure majeure et les contacts volcanosédimentaires Kewagama/Malartic au nord et Kewagama/Blake River au sud, résulte de l'intense cisaillement dans ces zones de contact où tous les éléments planaires deviennent parallèles les uns aux autres. Par exemple, la faille du Lac Parfouru (figure 6) qui sépare les roches du Blake River au sud des sédiments du Kewagama au nord, est marquée par une zone d'intense déformation ductile qui s'oriente E-W parallèlement au grain tectonique (Tourigny, 1984; Tourigny et Hubert, 1986; Tourigny *et al.*, 1988; Tourigny *et al.*, en préparation; Marquis *et al.*, en 1992). De même, il est très probable qu'une autre zone de faille, plus ou moins continue, longe aussi le contact Kewagama/Malartic au nord (figure 6 et carte structurale n° 2165B hors texte).

Les plis majeurs P₁ sont surtout développés dans le Groupe de Cadillac à l'intérieur des domaines III, IV et V (carte n° 2165B hors texte). La direction de leur surface axiale varie d'ouest en est en y définissant un tracé caractéristique en forme de "Z" dont le flanc court est présent dans le domaine V.

Les stéréogrammes de compilation des pôles de S₀ et de S₁ et la coupe structurale B-B' (figure 7) démontrent

qu'il s'agit de plis isoclinaux droits ou légèrement déversés vers le sud (Groupe de Kewagama, domaine III; cartes n° 2165A et 2165B hors texte et figures 4 et 7). Les polarités sédimentaires indiquent que les plis majeurs P₁ présents dans le Kewagama possèdent généralement un flanc en position stratigraphique inverse et l'autre en position normale (figure 6). Toutefois, à l'intérieur du Cadillac, il s'agit généralement de plis droits ou légèrement déjetés, car les deux flancs sont en position stratigraphique normale (figure 7).

Géométriquement, les plis majeurs P₁ sont serrés à isoclinaux avec des angles dièdres variant entre 0 et 15° (voir Fleuty, 1964). Ils se caractérisent par une charnière aiguë, un plan axial fortement incliné vers le sud, plus rarement vers le nord, et par une morphologie tendant vers la classe 2 de Ramsay (1967), l'épaisseur orthogonale des lits étant généralement plus grande à la charnière que sur les flancs. Les plans axiaux des plis P₁ et les zones de charnières coïncident fréquemment avec des zones de cisaillement qui ont pour effet de transposer la stratification parallèlement au grain tectonique régional.

Tel que mentionné ci-dessus, les plis majeurs de première génération sont dépourvus d'une schistosité de plan axial, de sorte que la schistosité régionale S₁ recoupe à angle faible leur trace axiale et leurs flancs. Il est donc probable qu'aucune structure de premier ordre ne soit génétiquement reliée au développement de S₁. Les seules structures observées et possédant S₁ comme schistosité de plan axial sont des plis parasitiques P₁⁰ de deuxième ordre localisés sur les flancs des flexures de premier ordre.

De leur côté, les plis P₁⁰ de deuxième ordre consistent en des flexures parasitiques ou d'entraînement localisées sur le flanc des plis P₁ de premier ordre (carte structurale n° 2165B hors texte et figure 8). Ces plis mineurs P₁⁰ sont fréquents à l'intérieur des roches sédimentaires dans les domaines III et IV, mais s'observent rarement dans les séquences volcaniques. Ils se développent généralement au contact de lithologies à caractères rhéologiques contrastés. La plupart des flexures mésoscopiques qui furent observées montrent une asymétrie en forme de "Z", alors que les plis en forme de "S" sont beaucoup plus rares (carte n° 2165B hors texte et figures 9a et b). Il s'agit de plis serrés à isoclinaux dont l'angle dièdre est compris entre 0 et 30° et dont la surface axiale est coplanaire avec la schistosité S₁ (figure 10). De façon générale, l'angle apical diminue à mesure qu'augmente le plongement de l'axe du pli à l'intérieur de la surface axiale (Tourigny *et al.*, 1989). Les flexures mineures montrent des axes parallèles aux linéations L₁⁰ pour chacun des domaines respectifs (carte n° 2165B hors texte et figure 4). À l'intérieur du domaine III, la plupart des axes de plis mineurs mesurés plongent selon un angle compris

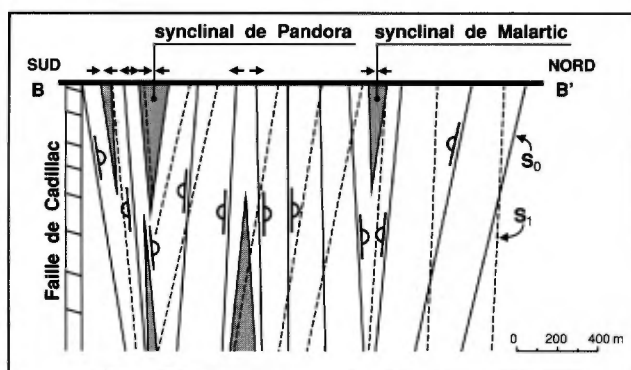


FIGURE 7 – Coupe structurale B-B' perpendiculaire à la trace axiale des plis majeurs P_1 , secteur de Lapa Cadillac Gold Mines (voir cartes hors-texte pour la localisation de la coupe B-B', tirée de Bouchard, 1983).

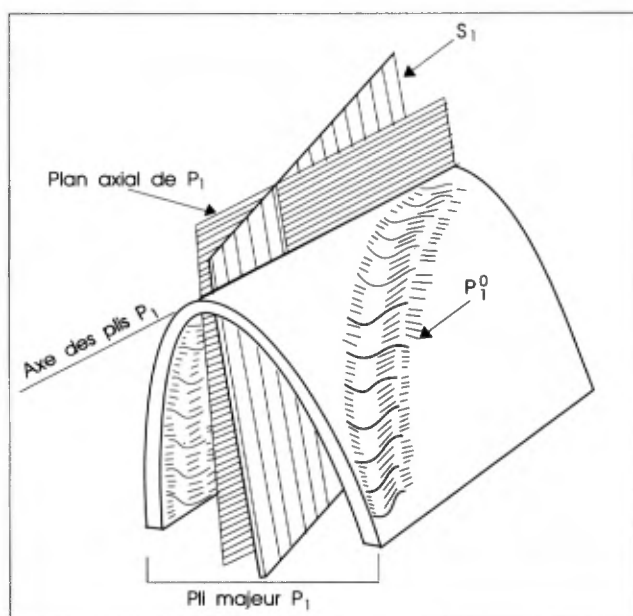


FIGURE 8 – Bloc diagramme schématique illustrant des plis mineurs P_1^0 dextres développés sur les flancs des plis majeurs P_1 . La schistosité S_1 ne correspond pas au plan axial du pli P_1 de premier ordre, tandis qu'elle est parallèle au plan axial des plis parasitiques P_1^0 de deuxième ordre.



FIGURE 9a – Pli mineur P_1^0 en forme de "S"; domaine III.



FIGURE 9b – Pli mineur P_1^0 en forme de "Z"; domaine IV. Les plis en a et b sont développés à l'intérieur des formations de fer intercalées dans des bancs de grès; Groupe de Cadillac.

entre 55° et 70° vers l'ouest (figure 4). Dans les domaines IV et V, ils plongent respectivement à environ 70° vers l'est et l'WNW (carte n° 2165B hors texte et figure 4). Toutefois, dans le domaine V, ils montrent une plus grande variation dans leur direction et leur plongement due à l'effet pénétratif de la deuxième génération de structures qui influence l'attitude des éléments reliés à D_1 . À l'extrême sud-ouest de la région, dans le domaine II, les plis mineurs P_1^0 se caractérisent par la forte variation de leur plongement à l'intérieur de la surface axiale S_1 . Ce domaine structural se caractérise en effet par une multitude de plis non cylindriques en fourreau (*sheath folds*), dont l'axe a un plongement compris entre 5 et 85° avec une direction de plongement soit est, soit ouest et plus rarement NW et SW (Sansfaçon, 1983). Ces plis en fourreau sont ouverts à isoclinaux et leur charnière est le siège d'une intense transposition de la stratification dans le plan de schistosité S_1 (Sansfaçon, 1983).

Les classes 1, 2 et 3 ont été observées sur le terrain. En particulier, les roches compétentes forment généralement des plis de classes 1B et 1C, tandis que les roches incompétentes forment des plis de classe 3 (Ramsay, 1967). Habituellement, les classes 1B et 3



FIGURE 10 – Charnière d'un pli mineur isoclinal P_1^0 à l'intérieur d'une formation de fer du Groupe de Cadillac; domaine III.

alternent sur le terrain et la présence de ces deux classes donne une morphologie caractéristique de la classe 3.

LES LINÉATIONS MINÉRALES L_{m1} ET D'ÉTIREMENTS L_{e1}

Les linéations minérales et d'étirement formées durant la déformation D_1 sont contenues dans le plan de schistosité S_1 . Les linéations minérales L_{m1} correspondent principalement à l'élongation des cristaux de biotite et de chlorite dans les sédiments et aux agrégats d'amphiboles, de chlorite et/ou de muscovite dans les roches volcaniques (Tourigny, 1984; Tourigny *et al.*, 1989 et 1992; Marquis *et al.*, 1992). De leur côté, les linéations d'étirement L_{e1} coïncident avec l'axe long des coussins, des chambres de quartz, des amas glomérporphyriques, des vésicules et des varioles dans les laves et avec l'étirement des fragments dans les conglomérats et des blocs et lapillis dans les roches volcanoclastiques. Tous ces éléments linéaires n'ont été observés et documentés de manière significative que dans le domaine III et sur quelques affleurements dans le domaine IV.

À l'intérieur du domaine III, les linéations minérales L_{m1} sont généralement développées dans la plupart des lithologies. Sur un canevas de Schmidh, elles

définissent une ceinture partielle dont le maximum plonge à environ 65° vers l'ouest, parallèlement aux autres éléments linéaires (figure 4). Elles sont abondantes à l'intérieur des zones de schistes et de mylonites spatialement associées aux zones de failles F_1 de première génération. Les linéations minérales L_{m1} subhorizontales sont rares et pourraient être génétiquement reliées à des cisaillements subhorizontaux tardifs et peu développés (Marquis *et al.*, 1992).

Les linéations d'étirement L_{e1} sont très rarement observées dans la région. Dans le domaine III, elles n'ont été observées que sur la propriété Bousquet et localement à l'intérieur des conglomérats du Groupe de Cadillac, à l'extrême est du domaine IV. Elles plongent fortement vers l'ouest à environ $65-70^\circ$ dans le domaine III, alors qu'elles s'inclinent à $80-85^\circ$ vers le sud-ouest dans le domaine IV et à 80° vers l'est localement (figure 4). Le faible nombre de mesures de linéation est dû au fait que la plupart des objets de référence où l'état de la déformation finie peut être mesuré montrent une forme se rapprochant de celle de crêpes (voir Flinn, 1962) dans le plan XY de l'ellipsoïde de déformation (figure 11). Toutefois, dans les plans XZ et YZ, on observe des objets de forme elliptique témoignant d'une déformation par aplatissement le long de la schistosité S_1 (figure 12).

LES FAILLES F_1

Les principales déformations subies par les roches de la région de Cadillac se manifestent par la présence de nombreuses discontinuités stratigraphiques qui affectent d'est en ouest toute la région. Parmi ces grandes discontinuités, on trouve la faille du Lac Parfouru (FLP) au nord ; la faille de Dumagami (FD) au centre et la faille de Larder Lake-Cadillac (FLLC) au sud (carte structurale n° 2165B hors texte). Ces cassures majeures représentent des couloirs d'intense déformation ductile généralement orientés subparallèlement au grain tectonique est-ouest et à la schistosité régionale S_1 . Localement toutefois, elles recoupent cette surface à angle faible. Les relations de recoupement entre ces failles et les éléments structuraux de première génération (les plis P_1 et la schistosité S_1) montrent que les derniers mouvements à se produire le long de ces grandes cassures semblent chronologiquement reliés au stade tardif de D_1 .

Faille du Lac Parfouru (FLP)

La FLP s'étend sur une distance de plus de 90 kilomètres reliant la faille Porcupine Destor (FPD) au nord à la FLLC au sud (voir figure 6 de Ludden *et al.*, 1986). Dans la région de Cadillac, elle sépare les roches sédimentaires du Groupe de Kewagama au nord des laves mafiques du Blake River au sud (cartes hors-texte). Ce contact volcanosédimentaire a été initialement décrit comme un contact stratigraphique normal le long duquel s'interdigent les laves du Blake River et



FIGURE 11 – Détail dans le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie de la forme en crêpe prise par certains fragments du conglomérat du Groupe de Cadillac ; domaine III.



FIGURE 12 – Vue dans le plan XZ de la forme elliptique et du fort aplatissement que montrent des fragments du conglomérat du Groupe de Cadillac ; domaine III.

les sédiments du Kewagama (Gunning et Ambrose, 1940; Dimroth *et al.*, 1982). Toutefois, des travaux récents dans la région associent ce contact à une grande zone de faille le long de laquelle les sédiments sont transposés à l'intérieur des laves du Blake River (Hubert *et al.*, 1984).

Plusieurs études structurales récentes ont permis de reconnaître cette faille dans le district minier de Cadillac-Malartic (Tourigny *et al.*, 1988; Marquis *et al.*, 1992; Savoie *et al.*, 1989). Dans la région à l'étude, cette faille possède une orientation générale variant de WNW-ESE à E-W et elle accuse un fort pendage vers le sud à environ 85° (carte structurale n° 2165B hors texte). Sur le terrain, la zone de faille coïncide généralement avec une zone de schiste à chlorite-biotite-carbonates (\pm amphibole), dérivé des sédiments et des laves adjacentes qui s'étendent sur une largeur de 5 à 60 mètres. En s'approchant de la faille, la schistosité régionale S1 devient brusquement plus intense. Localement, cette schistosité se transforme en foliation dont le plan correspond alors à celui de la transposition des lithologies. On observe fréquemment la présence de lambeaux de sédiments intercalés dans les laves du Blake River (ou vice versa), et ces lambeaux résultent de la dilacération de la surface de stratification S0 (Tourigny *et al.*, en préparation). Les linéations minérales (amphiboles-biotite-chlorite) qui soulignent cette foliation sont généralement bien développées et plongent fortement vers l'ouest. À l'est de la route 395, la FLP tronçonne à faible angle la trace axiale des plis majeurs P1 de première génération, de sorte que ces plis sont disposés obliquement par rapport au contact laves-sédiments (carte structurale n° 2165B hors texte). Ce même phénomène de recoupement entre les plis P1 et la FLP est aussi observé dans la région de Malartic (Tourigny, 1984). Par ailleurs, on note également que les polarités stratigraphiques dans le Kewagama sont opposées à celles observées dans le Blake River. Selon une section typique A-A' le long de la route 395, on observe que les lits de grès granoclassés du Kewagama font face au nord, alors que les laves du Blake River montrent des sommets de coulées orientés face au sud (figure 6; Tourigny *et al.*, en préparation). Cette relation dos-à-dos démontre que la FLP est une zone de failles qui correspond à un contact anormal entre les unités lithologiques.

Les fabriques C-S (Lister et Snoke, 1984) près du contact Kewagama-Blake River suggèrent que la FLP est une faille inverse le long de laquelle les laves du Blake River chevauchent le Kewagama (Tourigny *et al.*, 1988).

Faille de Dumagami (FD)

La FD sépare le Blake River au nord des sédiments du Groupe de Cadillac (CAD) plus au sud (cartes hors texte). Dans le canton de Bousquet, cette zone de contact faillée est marquée par une mince lentille (1 mètre) de sulfures (pyrite et pyrrhotite) discontinu latéralement. Cette faille possède la même attitude que le contact volcanosédimentaire décrit précédemment,

soit une direction générale E-W avec un pendage de 80 à 85° vers le sud ou le nord.

Tout comme le contact Blake River-Kewagama, cette zone a fait l'objet d'interprétations contradictoires. Plusieurs auteurs ont argumenté en faveur d'un contact normal interdigité (Gunning et Ambrose, 1940; Gunning, 1941; Valliant, 1981; Eliopoulos, 1983; Bateman, 1984). À l'opposé, les récents travaux de cartographie dans la partie ouest du canton de Bousquet révèlent plusieurs évidences structurales qui favorisent la présence d'une zone de failles le long de ce contact (Sansfaçon, 1983; Tourigny *et al.*, 1988). Ces évidences sont analogues à celles trouvées le long de la faille du Lac Parfouru. À proximité du contact Cadillac-Blake River, toutes les lithologies sont extrêmement cisailées et transposées (Sansfaçon, 1983). D'autre part, on retrouve des inversions systématiques de polarités stratigraphiques dans les roches du Cadillac en se déplaçant d'est en ouest le long du contact entre les domaines structuraux I et III (carte n° 2165B hors texte). À l'est de la mine LaRonde, les lits granoclassés de grès montrent une polarité vers le sud (Bouchard, 1979 et 1980), tandis que sur la propriété Dumagami, les sommets pointent vers le nord à moins de 10 mètres du contact (Marquis *et al.*, 1992). À la mine Bousquet, les sommets dominants indiquent une direction nord, alors qu'à l'ouest, sur la propriété Doyon, ceux-ci redeviennent sud (Savoie *et al.*, 1989). Ces changements de polarité des strates de sédiments le long du contact Cadillac-Blake River sont causés par la rencontre à angle aigu de la trace axiale de plis P1 avec le contact faillé le long duquel le flanc nord des flexures est éliminé (Tourigny *et al.*, 1988). La surface axiale de ces plis à l'intérieur des sédiments devrait être orientée approximativement WNW-ESE.

Faille de Larder Lake-Cadillac (FLLC)

La FLLC est la plus importante cassure de la région et marque le contact entre le Groupe de Cadillac au nord et le Groupe de Pontiac au sud (cartes hors texte). Cette faille s'étend sur plus de 200 kilomètres entre les villes de Val-d'Or au Québec et Matachewan en Ontario. Sa direction générale est E-W et son pendage subvertical. Elle correspond à une zone de très forte déformation ductile composée surtout de schiste à talc-chlorite-ankérite sur une largeur variant de 20 à plus de 250 mètres (Gunning, 1937; Gunning et Ambrose, 1940; Wilson, 1962; Goulet, 1978; Dimroth *et al.*, 1983b; Sansfaçon, 1983; Hubert *et al.*, 1984; Ludden *et al.*, 1986; Hubert et Ludden, 1986; Gorman, 1986a). Localement, des roches intrusives de composition mafique à felsique s'injectent à l'intérieur de cette zone de faille (Bouchard, 1983).

Des affleurements localisés à proximité de la faille ont été observés dans le domaine II. Dans ce secteur, la faille recoupe le Groupe de Piché où elle correspond à

une zone de 25 à 50 mètres de largeur marquée par des schistes à talc et à chlorite-carbonate (Sansfaçon, 1983). La faille se caractérise par une intensification de la schistosité S₁ et par une forte transposition des lithologies parallèlement à sa direction générale. Plusieurs zones de cisaillement subsidiaires à la cassure principale s'anastomosent à celle-ci de façon à englober des lambeaux de roches moins cisailés que ceux marquant les failles.

Dans l'environnement de la FLLC, la schistosité S₁ forme une surface de cisaillement parallèle au plan axial d'une série de plis mineurs P₁⁰ intrafoliaux, non cylindriques et en fourreau. On observe généralement des charnières de plis complètement dépourvues de flancs, ceux-ci ayant été transposés dans le plan S₁. Cette foliation est fréquemment affectée par des clivages de crénulation tardifs reliés au deuxième événement de déformation D₂ décrit plus bas. Les plis mineurs P₁⁰ transposés sont ouverts à isoclinaux et montrent des axes à plongements très variables à l'intérieur d'une même surface axiale. Il est fréquent d'observer que des axes de plis mineurs passent d'un plongement presque subhorizontal à presque subvertical sur un même affleurement. Toutefois, la grande majorité des axes de plis mesurés plongent modérément (50-60°) vers l'ouest (Sansfaçon, 1983).

Le mouvement de la FLLC ne peut pas être déterminé avec précision puisqu'il existe des évidences de terrain contradictoires. En fait, les seuls indicateurs cinématiques observés sont la trace de la schistosité S₁ et les plis mineurs P₁⁰. Tel que montré sur la carte structurale hors-texte, l'allure de la schistosité S₁ change quand on longe la rive nord du lac Bousquet du sud-ouest vers le nord-est. Ainsi, S₁ passe d'une orientation NE-SW à pratiquement E-W en bordure de la faille. Cette allure sinueuse indique que la FLLC comprendrait une composante latérale dextre. Toutefois, l'absence d'horizons-repères déplacés de part et d'autre de la cassure et la faible densité d'affleurements dans ce secteur n'ont pas permis de confirmer le sens du déplacement. De même, les linéations subhorizontales (stries, linéations minérales et d'étirement) qui indiqueraient un mouvement de décrochement latéral sont très rarement observées sur le terrain. On constate plutôt que le mouvement dominant aurait une importante composante verticale. Si l'on conçoit que les plis en fourreau caractéristiques de la zone de faille sont produits par un cisaillement extrême provoqué par un mouvement subvertical le long des plans de foliation S₁, il est alors probable que ces marqueurs passifs indiquent un mouvement vertical dominant de la FLLC (Berthé et Brun, 1980; Cobbald et Quinquis, 1980; Platt, 1983; Ramsay et Hubert, 1987). Les linéations minérales Lm₁ visibles sur le plan S₁ plongent abruptement vers l'ouest et vers l'est dans le domaine II et sont

donc compatibles avec un déplacement vertical de la FLLC (R. Sansfaçon, communication personnelle, 1989).

Zone de déformation Dumagami (ZDD)

La ZDD qui correspond à la zone altérée Doyon-Bousquet (ZADB) décrite au chapitre suivant consiste en une bande de roches intensément cisailées, altérées et minéralisées qui occupe la partie sud du Blake River sur les propriétés des mines LaRonde, Bousquet et Doyon dans le domaine III (carte structurale hors texte; Tourigny *et al.*, en préparation). Cette zone tectonique s'étend sur environ 500 mètres de largeur et sur 8 kilomètres de longueur. Elle se caractérise par la présence de plusieurs failles F_1 qui décrivent un patron typiquement anastomosé (Tourigny *et al.*, 1988). Ces failles sont chronologiquement reliées au stade tardif de D_1 .

Les cassures ont une direction générale E-W avec une inclinaison moyenne de 80° vers le sud et plus rarement vers le nord. Elles consistent en un ensemble de plusieurs ramifications anastomosées variant de 1 cm à plus de 20 m de largeur (figure 13). Il s'agit de zones très cisailées marquées par une intercalation de bandes de schistes et de mylonites qui s'orientent parallèlement au plan de faille. Les failles F_1 sont marquées par l'intensification de S_1 , par le boudinage et la transposition des lithologies et des systèmes de veines, par l'isoclinalisation des plis mineurs et parfois par la présence de plis en fourreau (Tourigny *et al.*, en préparation; Marquis *et al.*, 1992). Plusieurs de ces failles F_1 tronçonnent obliquement les flancs et les charnières des plis P_1^0 de deuxième ordre, de sorte que les relations stratigraphiques entre les divers panneaux structuraux sont obscurcies (Tourigny *et al.*, 1988).

À l'intérieur de cette zone de faille majeure, les linéations minérales (Lm_1) et les linéations d'étirement (Le_1) plongent majoritairement entre 60 et 70° vers l'ouest dans le plan S_1 . Pareillement, les slickolites mesurées sur les plans de failles dans les schistes à chlorite-carbonates (zones 4 et 5, mine Bousquet), ainsi que les stries de glissement dans les schistes à muscovite (mine Doyon, zone 2; A. Savoie, communication personnelle, 1989), plongent toutes modérément à abruptement vers l'ouest et le sud-ouest parallèlement aux autres linéations L_1 . Par conséquent, l'attitude fortement inclinée de toutes ces fabriques linéaires indique que le mouvement différentiel des dislocations principales F_1 possède une composante verticale majeure associée à un faible rejet latéral senestre (Tourigny *et al.*, 1988, 1989 et en préparation).

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX RELIÉS À D_2

Les éléments structuraux reliés au deuxième événement de déformation D_2 sont les clivages de crénulation S_2 , les linéations d'intersection L_2^0 et L_2^1 , ainsi que les axes des plis mineurs P_2 .



FIGURE 13 – Failles décrivant un patron anastomosé dans le plan YZ de l'ellipsoïde de déformation finie au sein de volcanites mafiques du Groupe de Blake River, propriété Bousquet, domaine lithotectonique III. Le nord est situé du côté gauche de la photo.

Le clivage de crénulation dénommé S_2 s'observe le plus souvent si son obliquité par rapport aux surfaces S_0 et S_1 est supérieure à 10° . En lame mince, la surface S_2 sépare des microlithons dont l'espacement moyen est de 0,5 mm et elle s'oriente parallèlement à la surface axiale des crénulations. Le plan axial est généralement enrichi en phyllosilicates (chlorite, biotite, muscovite) dans les sédiments et les volcanites felsiques, ou en amphibole et/ou chlorite dans les laves mafiques. Lorsqu'il est bien développé, ce clivage de crénulation s'apparente au type zonal de Gray (1977).

La surface S_2 est observée dans tous les domaines structuraux, mais son orientation varie légèrement d'un domaine à l'autre (figure 4). Dans les domaines I et II, le clivage S_2 possède une direction générale NE-SW avec une inclinaison moyenne de 80° vers le SE (figure 4). Dans le domaine II, S_2 a une direction presque subparallèle à celle de la schistosité régionale S_1 , mais son pendage est beaucoup plus accentué et plus constant que celui de S_1 . Plus à l'est, la schistosité S_2 est très bien développée dans la partie sud du Blake River et dans les sédiments du Cadillac. À l'intérieur

des domaines III et IV, S₂ possède une orientation générale ENE-WSW et une forte inclinaison de 80-85° vers le sud (figure 4). Dans le domaine V, S₂ est observée en bien des affleurements à cause de sa relation angulaire quasi orthogonale à S₀ et S₁ (carte structurale n° 2165B hors texte et figure 4). Localement, l'attitude générale de la crénulation S₂ est approximativement E-W avec un pendage de 80° vers le sud, et plus rarement vers le nord.

Dans les domaines structuraux I à IV inclusivement, les linéations L₂ qui ont été mesurées et/ou calculées sont représentées par les linéations d'intersection L₂¹. S₀ et S₁ sont généralement subparallèles dans les endroits où S₂ est bien développée et les L₂⁰ sont très difficilement discernables des L₂¹. Tel qu'illustré à la figure 4, les linéations L₂¹ plongent abruptement dans tous les domaines à l'exception du domaine II. Ainsi, dans les domaines III et IV, les L₂¹ s'inclinent à environ 80° vers l'est, alors que dans le domaine II, elles plongent entre 0 et 15° vers l'est ou vers l'ouest. Ce faible plongement des L₂¹ est causé par le subparallélisme de la direction de S₂ avec celle de S₁, car la linéation d'intersection L₂¹ résultant du recouvrement de ces deux surfaces est peu inclinée. À l'extrême est de la région, dans le domaine V, les linéations L₂¹ plongent abruptement (75-85°) vers l'ouest à l'intérieur de S₂.

LES PLIS P₂

Les plis P₂ consistent en une série de plis mineurs (microcrénulations et mésoflexures) et en des mégaflexures asymétriques. Les *plis mineurs* P₂, visibles le long des surfaces S₀ et S₁, montrent généralement une forme en "Z" et sont principalement développés dans les roches sédimentaires. Ces flexures P₂ sont isoclinales à ouvertes avec des angles dièdres variant de 0 à 80°, la plupart entrant dans la catégorie des plis ouverts (Fleuty, 1964). Leur charnière est subarrondie à subanguleuse et plonge parallèlement aux linéations L₂⁰ et L₂¹ dans chacun des domaines respectifs. La schistosité S₂ est coplanaire avec leur plan axial et les plis mésostructuraux P₂ ont une amplitude généralement inférieure à un mètre. En plan, les lits de grès plissés montrent une alternance des classes 1B, 1C ou forment des plis concentriques (Bouchard, 1983). Les lits silteux et pélitiques montrent quant à eux une morphologie caractéristique des classes 1C, 2 et 3 (Bouchard, 1983; Tourigny, 1984). Les alternances des classes 1C et 3 résultent en une morphologie d'ensemble analogue aux plis de la classe 2 (Ramsay et Hubert, 1987). La superposition des plis mineurs P₂ sur les plis P₁ est observée dans le domaine IV. Localement, il en résulte une configuration d'interférence analogue au type 3 de Ramsay (1967).

La seule flexure mégascopique P₂ est observée dans le domaine V où tout l'assemblage volcanosédimentaire est replissé en un grand "Z" dont le flanc court

s'oriente presque N-S (carte n° 2165B hors texte). Dans ce domaine, le pli P₂ est visible le long de la trace axiale des mégaflexures P₁. En fait, le domaine V se situe à l'intérieur d'une charnière de pli majeur P₂⁰ d'asymétrie dextre. Il s'agit d'un pli ouvert, droit, de classe 1B et dont la surface axiale S₂ s'oriente à environ 80° (Bouchard, 1983). Localement, la surface S₀ se distribue selon une ceinture dont le pôle correspond à l'axe du grand pli P₂. Cet axe plonge à 80° vers l'WSW.

AUTRES CLIVAGES DE CRÉNULLATION

Outre la foliation S₂, il arrive fréquemment d'observer des crénulations secondaires qui ont peu d'influence sur la distribution spatiale des lithologies dans la région. Ces clivages de crénulation sont surtout observés à l'intérieur ou en bordure des zones d'intense déformation ductile. Ces structures tardives ont récemment été décrites par Tourigny *et al.*, (1989 et en préparation) sur la propriété Bousquet et également sur la propriété de la mine LaRonde dans le domaine structural III (Marquis *et al.*, 1992).

Deux crénulations conjuguées recoupent la schistosité régionale S₁ à l'intérieur de la zone de déformation Bousquet (aussi nommée zone altérée Doyon-Bousquet et zone de déformation Dumagami, selon les auteurs). Il s'agit des clivages S_{2a} et S_{2b} (Marquis *et al.*, 1992). Les deux clivages ont une direction E-W, mais S_{2a} s'incline fortement (70-80°) vers le nord alors qu'au contraire S_{2b} s'incline (70-80°) vers le sud. On observe rarement les deux clivages en un même endroit, mais il est probable qu'ils forment un système conjugué (Marquis *et al.*, 1992). Ils se développent uniquement là où S₁ est très pénétratif et n'influencent aucunement la géométrie des lentilles aurifères sur les propriétés de LaRonde et de Bousquet.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX RELIÉS À D₃

Les structures mésostructurales reliées au troisième événement de déformation D₃ sont définies par un système de kink bands conjugué P₃ et par un réseau de failles tardives à rejet directionnel.

Les *kink bands* ne sont pas uniformément développés dans la région et ne se retrouvent qu'aux endroits où la foliation S₁ atteint son maximum d'intensité. Les kink bands senestres s'orientent NE-SW, alors que les kink bands d'asymétrie dextre sont NW-SE; ces deux plans sont subverticaux. L'angle dièdre obtus entre les deux surfaces conjuguées varie entre 110 et 145° avec une moyenne générale de 120°.

Les plans de kink bands sont coplanaires avec le plan axial de plis mineurs P₂ qui apparaissent sous forme de flexures le long de la stratification S₀, de la schistosité S₂ et du clivage de crénulation S₂. Les flexures mésostructurales orientées NE-SW arborent une forme en "Z", tandis que leur contrepartie conjuguée orientée NW-SE est constituée de plis en forme de "S". Les plis en "Z"

sont beaucoup plus fréquents que les plis en "S", mais il arrive que les deux systèmes soient présents sur un même affleurement produisant alors des plis en chevrons de type "box fold" (Bouchard, 1983). Tous les plis P₃ plongent subverticalement. À l'échelle mésoscopique, aucune foliation n'est associée avec leur plan axial. Toutefois, en plaques minces, il est fréquent d'observer de petites paillettes de muscovite et/ou de chlorite parallèles à leur plan axial. Ces minéraux sont en partie contemporains de la cristallisation statique tarditectonique. Ce système de kink bands P₃ résulte d'une flexure et correspond à une phase tardive de déformation dominée par un système de contraintes orienté E-W.

Les *failles tardives à rejet directionnel* consistent en un réseau conjugué de failles orientées NW-SE et NE-SW à ENE-WSW, et en un système orienté E-W. Les *failles NW-SE* sont rares et ne montrent que des déplacements mineurs inférieurs à un mètre (Marquis *et al.*, 1992).

Les *cassures orientées NE-SW* sont principalement représentées par les failles Doyon et Bousquet (carte structurale n° 2165B hors texte). Ces deux cassures recoupent obliquement tous les ensembles volcaniques et sédimentaires de la région et toutes les structures planaires et linéaires reliées à D₁ et D₂. La faille Doyon montre une orientation générale de N40° et s'incline à 55° vers le SE (carte hors-texte; Savoie *et al.*, 1989). La faille Bousquet a été reconnue par Gunning (1941) et confirmée par Sansfaçon (1983) et Savoie (1986). Cette faille montre une orientation générale de N55° et un pendage moyen de 80° vers le SE (carte hors-texte). Son décrochement senestre normal est évalué à environ 200 mètres (Savoie *et al.*, 1989). Vers le sud-ouest, la faille Bousquet bifurque légèrement vers l'ouest au sud de la FLLC et possède alors une direction de N60° et un pendage de 70-80° vers le SE sur la rive nord du lac Bousquet (carte structurale n° 2165B hors texte). Sur le terrain, ces deux cassures tardives sont

marquées par d'étroites bandes de schiste intercalées avec des brèches de faille et des mylonites (Savoie *et al.*, 1989).

Par ailleurs, des *failles orientées ENE* ont été tracées sur la carte structurale (hors-texte) à partir d'anomalies électromagnétiques de type "input". Sur la rive sud du lac Bousquet, on trouve la *faille du Lac Bousquet* qui s'oriente à N80°. Son pendage et son sens de décrochement ne sont pas connus, mais des failles de même orientation relevées ailleurs dans la région montrent un déplacement latéral dextre de faible envergure (< 2 mètres; Tourigny *et al.*, en préparation). À proximité de la route 395, on indique la *faille du Ruisseau Dormenan* (carte structurale n° 2165B hors texte). Cette cassure de pendage subvertical s'oriente 075°E et est reconnue par une anomalie "input" et par des schistes à graphite observés dans des forages réalisés par Minerais Lac Ltée (Robert Sansfaçon, communication personnelle, 1989). Son décrochement est inconnu.

Plusieurs failles mineures orientées ENE sont aussi observées sur le terrain. Ces cassures montrent un décrochement dextre des lithologies et de S₁ d'une ampleur inférieure à deux mètres. D'autres failles tardives orientées E-W sont relevées sur les propriétés de Bousquet et de Dumagami. Il s'agit de failles à décrochement dextre ou senestre d'une ampleur inférieure à 1 mètre (Tourigny *et al.*, en préparation; Marquis *et al.*, 1992).

D'une manière générale, l'effet des deuxième et troisième événements de déformation D₂ et D₃ est négligeable sur la géométrie interne des ensembles volcaniques et sédimentaires et sur les contrôles structuraux des gisements aurifères. Les structures D₂ et D₃ ne se manifestent généralement que par de légères ondulations des structures antérieures liées à D₁ et se traduisent le plus souvent par des structures mésoscopiques d'échelle centimétrique non cartographiables.

Description des gisements

Distribution des gisements, contrôle stratigraphique

Les gîtes aurifères de la région se répartissent en deux groupes (voir "Typologie des gisements" au chapitre suivant): ceux du secteur nord qui sont localisés dans la partie médiane et supérieure du Blake River ; ceux du secteur sud qui sont situés surtout dans le Piché, en bordure de la faille de Cadillac (carte géologique n° 2165A hors texte).

Les principaux gisements du secteur nord : Doyon, Bousquet et LaRonde (Dumagami), ainsi que plusieurs indices, se trouvent dans une zone très déformée et altérée: la zone altérée Doyon-Bousquet (indiquée ZADB sur la carte géologique hors-texte) qui correspond à la zone de déformation Dumagami (indiquée ZDD sur la carte structurale hors texte) décrite plus loin. Cette zone s'étend sur plus de 8 km en direction 95° à partir de la pointe SE du pluton Mooshla. À l'ouest, elle est dans la partie centrale de l'unité hétérogène du Blake River, mais à la mine LaRonde à l'est, elle se retrouve dans la rhyolite sud. Dans le pluton de Mooshla, se trouvent la zone ouest de Doyon et les gîtes mineurs de Mooshla A et B. Au N et NW du pluton, dans la partie sud de l'unité tholéiitique nord du Blake River, on trouve les gîtes de Mic Mac et Mouska.

Le gîte O'Brien, de type filonien, se situe principalement dans la partie médiane du Piché, au sud de la faille de Cadillac. Vers l'est, à la mine Central Cadillac, la minéralisation est à la bordure nord de la faille de Cadillac et se retrouve dans les roches du Groupe de Cadillac. Encore plus à l'est, à Pandora et à Lapa Cadillac, la minéralisation est dans des schistes du Piché et de la faille de Cadillac ainsi que dans des grauwackes du Pontiac.

Valliant et Hutchinson (1982), qui favorisent l'hypothèse synvolcanique des gisements et leur contrôle stratigraphique, supposent que le Piché est l'équivalent stratigraphique du Blake River et que tous les gisements sont donc dans la partie supérieure de celui-ci. De plus, ils considèrent que la zone altérée Doyon-Bousquet est un niveau volcanosédimentaire et que les gisements qu'elle contient sont stratiformes et stratifiés. Des travaux postérieurs plus détaillés ont montré cependant que la zone altérée et le gisement majeur de Doyon-2 sont légèrement discordants par rapport à la stratigraphie (Savoie *et al.*, 1989). En effet, la concordance entre la stratigraphie et les zones minéralisées peut n'être qu'apparente, et la minéralisation pourrait plutôt être contrôlée par la structure. Ainsi, tous les

gîtes du canton Bousquet sont reliés à la zone altérée de Doyon-Bousquet qui semble correspondre à une cassure importante (zone de déformation Bousquet ou Dumagami, selon les auteurs).

Caractéristiques des gisements

Le minerai associé à la zone altérée de Doyon-Bousquet est constitué de lentilles souvent considérables de schiste à quartz-mica blanc-pyrite à l'intérieur d'une zone plus large de schiste généralement moins pyriteux. La pyrite est en partie disséminée; une part importante, mais variable, est en rubans, couches, veines ou lentilles de pyrite massive (50-95 % pyrite) parallèles ou quasi parallèles à la schistosité. Selon la mine ou la zone minéralisée, les rubans ou lentilles de pyrite peuvent être d'épaisseurs millimétrique, centimétrique, décimétrique et quelquefois métrique. À cause de la déformation intense des schistes, la nature des couches ou rubans n'est pas évidente quand ceux-ci sont concordants à la schistosité. Dans le gîte principal de Doyon (zone 2), la pyrite est disséminée ou en veines centimétriques espacées, discordantes d'environ 15° avec la schistosité. Dans cette zone, la nature épigénétique de la pyrite est évidente. Dans la zone n° 3 de la mine Bousquet, la pyrite est plus abondante et elle se présente en partie en couches et lentilles concordantes d'épaisseurs surtout centimétrique et décimétrique, quelquefois métrique. Ces couches de pyrite sont considérées comme des lits sédimentaires par Valliant (1981), mais elles sont appelées veines par Tourigny *et al.* (1989), qui ont montré que des lentilles identiques sont légèrement discordantes dans les zones n° 1 et 2. À la mine LaRonde, une part importante du minerai vient de lentilles de pyrite massive paraconcordantes de 1 à 4 m d'épaisseur qui baignent dans un schiste rubané riche en pyrite (Marquis *et al.*, 1992). La zone ouest de la mine Doyon est différente. La roche-hôte est le pluton peu folié de Mooshla et la minéralisation est clairement filonienne. Les veines sont de même composition que celles de la zone n° 2 dans le schiste à muscovite-pyrite.

L'abondance de sulfures caractérise les gisements près de la zone altérée Doyon-Bousquet. Les veines individuelles contiennent souvent 25 à 75 % de sulfures, rarement moins de 15 %. Le minerai, constitué de schiste altéré, contient souvent 10 % de pyrite ou plus.

Les gîtes de Cadillac peuvent aussi être subdivisés en gîtes filoniens et en amas de schiste altéré avec sulfures. À la mine O'Brien, on a surtout exploité des veines individuelles de quartz gris foncé avec un peu

(~ 1 %) d'arsénopyrite. Des schistes avec arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite disséminées ont été exploités à Lapa Cadillac et en d'autres endroits.

Gisements associés à la zone de déformation Dumagami

ZONE ALTÉRÉE DOYON-BOUSQUET: MINÉRALOGIE

L'altération est semblable près des gisements principaux des mines Doyon, Bousquet et LaRonde et elle est donc décrite une seule fois pour ces trois gîtes. Elle est particulièrement intense près des gisements et se caractérise par une grande abondance de micas blancs de diverses compositions et des aluminosilicates. Ces secteurs très altérés s'insèrent dans une zone de schiste à muscovite atteignant localement 200 m d'épaisseur et qui, d'après la carte de Stone (1988), formerait une unité continue de Doyon à LaRonde (indiquée ZADB sur la carte géologique n° 2165A hors texte). La position stratigraphique de la zone altérée a déjà été discutée, et il a été montré qu'elle recoupe légèrement les couches stratigraphiques encaissantes.

Près des gisements, les roches altérées sont essentiellement constituées d'une proportion variable de quartz, de mica blanc et de pyrite avec un peu de rutile. Le mica blanc constitue souvent 20 à 40 % des schistes et peut être concentré en rubans par ségrégation métamorphique. Les aluminosilicates sont caractéristiques de l'altération la plus intense. Ils se concentrent au coeur de la zone altérée, mais ne sont pas présents partout. Ils sont présents dans de grandes lentilles allongées, mais de superficie bien moindre que les halos formés par la pyrite disséminée. Les aluminosilicates forment de 0 à 25 % des roches altérées. Le plagioclase n'est présent que là où les aluminosilicates sont absents. Le carbonate est rare ou absent, et s'il est présent, il est souvent postérieur à l'altération alumineuse (Marquis *et al.*, 1992). La chlorite est stable. Elle est rare et parfois extrêmement magnésienne dans les roches felsiques. Elle est abondante dans les roches mafiques, mais celles-ci sont rares dans la ZADB.

Les aluminosilicates sont constitués de porphyroblastes d'andalousite et d'une quantité bien moindre de kyanite avec traces de topaze (à Doyon), et sont accompagnés des produits hydratés de leur altération: pyrophyllite, diaspore et kaolinite. Les porphyroblastes sont très altérés et la kaolinite est probablement le plus abondant de tous ces minéraux à la mine Doyon. Des traces de tourmaline incolore ont été notées. Quelques échantillons de roches à aluminosilicates sont dépourvus de mica blanc (autre que la pyrophyllite), mais ceci est plutôt rare.

Le mica blanc est formé surtout de muscovite. Celle-ci contient des quantités notables de sodium et de baryum au coeur des zones altérées. La paragonite

(mica-Na) et la margarite (mica-Ca) sont aussi présentes et peuvent être communes. Grâce aux travaux de Eliopoulos (1983) et de Marquis *et al.* (1992), la distribution des micas blancs est mieux connue à la mine LaRonde où la paragonite est présente dans la partie centrale et la margarite dans la partie médiane de la zone altérée.

La composition du plagioclase varie de l'albite à l'anorthite (Eliopoulos, 1983), en partie en fonction de la composition des micas blancs. Le plagioclase forme souvent des porphyroblastes avec coeurs d'andésine et couronnes d'andésine plus calcique ou de labradorite. Le plagioclase étant incompatible avec les aluminosilicates, il se trouve surtout dans les parties médiane et externe de la zone altérée.

Le grenat et le chloritoïde se rencontrent localement dans les zones altérées (tableau 5). Le grenat se trouve souvent un peu à l'extérieur des zones de minerai et des zones fortement altérées. Il peut être en traces ou abondant. L'occurrence la plus connue est à peu de distance au nord de la zone minéralisée n° 3 de Bousquet. Le grenat se rencontre en bordure sud de la zone altérée à Doyon ainsi qu'au nord et au sud de la zone minéralisée à LaRonde. Le grenat est toujours fortement manganésifère (35 à 85 % spessartite; Eliopoulos, 1983; Stone, 1988) et il doit sa stabilité à cet élément. Il n'est pas connu dans la région en dehors des zones d'altération. Le chloritoïde est plus répandu que le grenat, mais il est moins apparent. Il est présent en bordure de la zone altérée à la mine Doyon. La partie centrale en est dépourvue, car la chlorite y est très magnésienne et le chloritoïde requiert des conditions ferrifères et alumineuses. Il est présent près de la zone n° 2 de Bousquet.

Les porphyroblastes, qui comprennent andalousite, kyanite, grenat, chloritoïde, plagioclase recristallisé et pyrite, sont essentiellement syncinématiques. Ils se sont formés lorsque la schistosité était déjà amorcée, car ils contiennent des traînées d'inclusions orientées de phyllosilicates, d'ilménite ou de quartz. Ils ont crû avec la déformation, car ces traînées montrent des rotations de l'axe d'allongement des cristaux (Marquis *et al.*, 1992; Tourigny *et al.*, 1989; Stone, 1988). La pyrite montre souvent des ombres de pression remplies de quartz ou de chlorite. Elle est aussi en grains allongés dans le sens de la schistosité, ce qui est expliqué par Tourigny *et al.* (1992) comme un phénomène de pression-solution de grains existant durant la déformation. Les micas blancs et la chlorite sont alignés parallèlement à la schistosité régionale et ils sont aussi syncinématiques.

Les aluminosilicates hydratés (kaolinite, pyrophyllite et diaspore) pseudomorphosent les porphyroblastes d'andalousite et de kyanite. Leur orientation est aléatoire et ils sont généralement postérieurs à la schistosité pénétrative. Ces minéraux indiquent une

TABLEAU 5 – Distribution des minéraux dans les unités lithologiques locales de la mine Doyon.

MINÉRAUX	MOOSHLA		CADILLAC			BLAKE RIVER ⁽³⁾							KEWA-GAMA
	leuco tonalite	diorite qzfère	bande sud	volcanites	bande nord	6	5	4b	4a	3	2	1	
Pyrite ⁽²⁾	■	■	
Muscovite	---	..	---	..	---	---	■	■	■	---	---	..	---
Chlorite-Mg								■	■				
Chlorite	---	■	---	■	---	---	■			■	---	■	---
Biotite	---	---	---	---	---			---	---	---	---
Rutile							...	---	---	
Ilménite	---	---	---	---	---				...	---	
Al-silicates ⁽¹⁾								---					
Grenat							—						
Chloritoïde							---			?			
Carbonate	---	---	■	---	■	---
Microcline						---							
Plagioclase An ₀₋₂₀	---	---	---	---	---	---	...	---	---	---	---	---
An ₂₀₋₃₅				---		??	...	---	---		??	
Épidote-clinozoïsite	---	---	---	---			---	---	---
Actinolite	---	---					...					---	
Hornblende	

1 - aluminosilicates : kaolinite, andalousite, kyanite, topaze, pyrophyllite, diaspoire, corindon

2 - ■ - ■

----->
de plus en plus abondant

3 - Groupe de Blake River: voir au tableau 6 la nature des unités lithologiques locales (unités 1 à 6).

température de formation bien plus basse que celle requise pour la formation de l'andalousite et de la kyanite (voir chapitre traitant de l'interprétation). Ils sont clairement rétrogrades.

En résumé, l'altération, de caractère alumineux, et les zones pyriteuses coïncident spatialement et toutes deux, sans doute, sont liées génétiquement. Les conditions métamorphiques de T et P indiquées par la minéralogie des zones d'altération sont traitées au chapitre consacré à l'interprétation. Les modifications chimiques lors de l'altération sont discutées dans le paragraphe qui traite de la géochimie de la dispersion de l'or.

MINE DOYON

Localisation

La mine Doyon est située au centre de la demie nord du canton Bousquet, à environ 40 km à l'est de la ville de Rouyn-Noranda et à 75 km à l'ouest de Val-d'Or. Elle est dans l'unité hétérogène (BR-3) du Blake River, près

de la pointe SE du pluton de Mooshla (voir figure 2 et cartes hors texte).

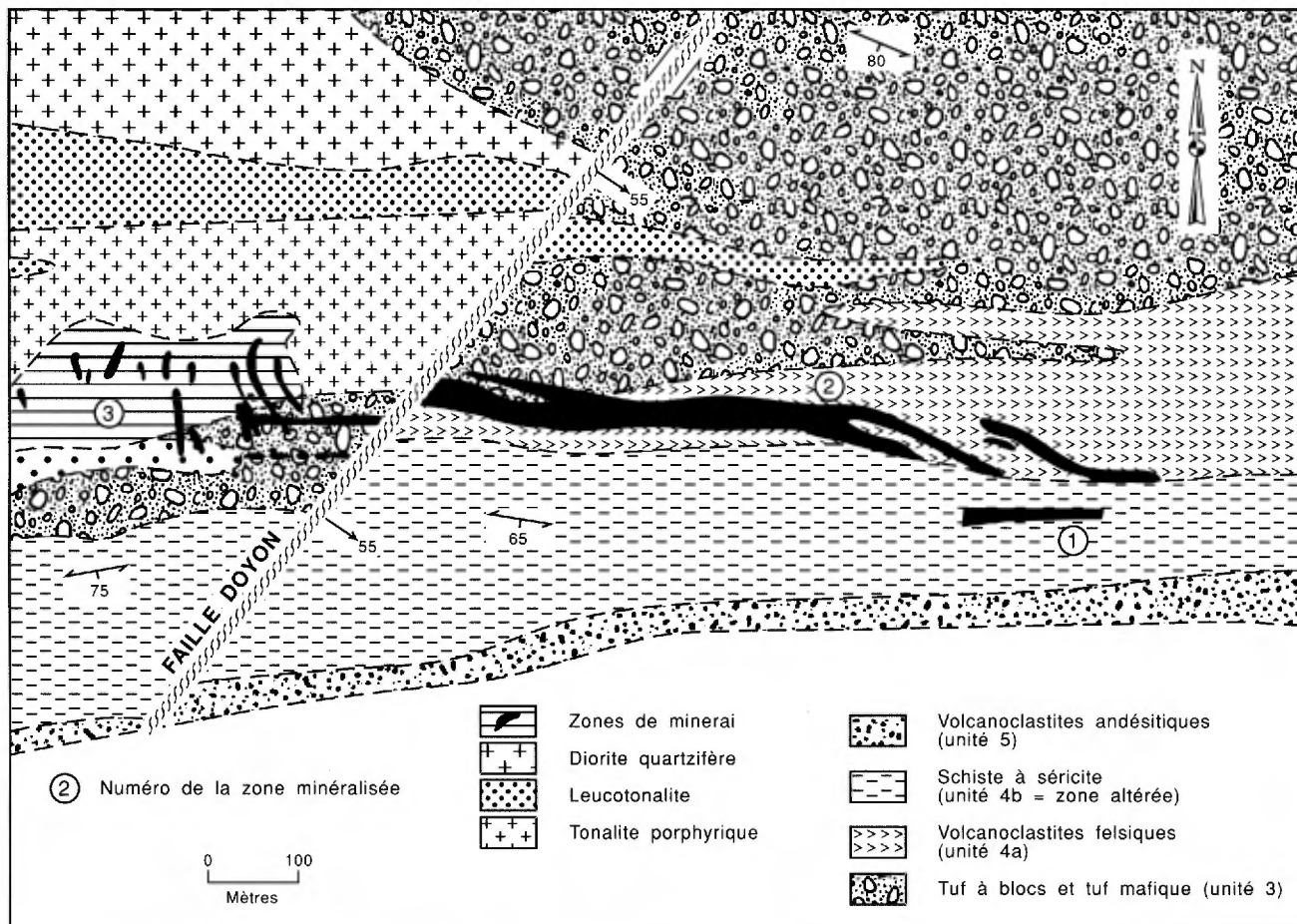
Historique

L'exploration fut active dans le secteur de la mine au cours des années trente, mais les découvertes furent alors de peu d'envergure.

La découverte du gisement résulte d'une campagne d'exploration lancée en 1972 suite à une entente entre SOQUEM et Silverstack Mines Limitée. Seize forages sont implantés dans le gisement de 1972 à 1975. L'exploration s'intensifie avec la prise de contrôle de Silverstack par Long Lac Mineral Exploration Limitée en 1977 et 120 nouveaux sondages délimitent le plein potentiel du gisement. L'enlèvement du mort-terrain débute en 1979. L'exploitation commerciale à ciel ouvert de la zone n° 2 commence en février 1980, celle de la zone n° 1, en 1982. En 1983, la production passe progressivement de 1 500 à 3 000 tonnes/jour: 1 500 tonnes/ jour sont alors traitées sur place,

TABLEAU 7 – Caractéristiques des zones minéralisées de la mine Doyon.

DOYON	Roche encaissante	Tonnage et teneur	Longueur-épaisseur	Orientation	Aspect du minerai	Épaisseur des veines	Orientation veines vs S ₂
Zone n° 1	zone altérée Doyon-Bousquet	1 100 000 t @ 5,8 g/t Au	180 m 10-15 m	90°/65°S	schiste à pyrite-muscovite	rubans mm à cm de pyrite	concordantes E-W
Zone n° 2	zone altérée Doyon-Bousquet	13 600 000 t @ 5,2 g/t Au	900 m 15-60 m	95°/55°S plongement 55° SW	réseau de veinules	centimétrique	discordantes à 15° horaire de S ₂
Zone n° 3 ou ouest	tonalite porphyrique	1 400 000 t @ 9,7 g/t Au	–	enveloppe: E-W	veines, groupe de quelques veines	décimétrique	discordantes N-S, E-W

FIGURE 14 – Plan de détail des zones minéralisées de la mine Doyon (d'après Savoie *et al.*, 1989).

c.-à-d. dans la partie nord modérément altérée de la zone altérée (ZADB). Le minerai forme une grosse lentille légèrement oblique par rapport à cette unité lithologique: son extrémité ouest pénètre légèrement les volcanoclastites intermédiaires de l'unité 3 avant d'être interrompue par la faille tardive de Doyon. Le minerai ne se distingue guère des roches encaissantes et ses limites sont déterminées par l'analyse chimique. Il contient environ 5 % de pyrite disséminée, mais l'or est surtout concentré dans ou en bordure de veinules d'épaisseurs millimétrique à centimétrique disposées obliquement à la schistosité S₂ (Savoie *et al.*, 1989).

La zone n° 1 est bien plus petite que la précédente, mais elle est économiquement importante: plus de 1 million de tonnes de minerai dans deux lentilles de bonne épaisseur (tableau 7). Les lentilles sont parallèles à une unité de schiste à séricite très altérée avec hématite (unité 4b). La roche-hôte est en partie un schiste à séricite felsique, en partie un schiste à chlorite-séricite de composition intermédiaire à mafique (Savoie *et al.*, 1989). Le minerai est au coeur d'une zone fortement enrichie en pyrite (Guha *et al.*, 1982). Il contient 5 à 20 % de pyrite sous forme disséminée et en veinules millimétriques à centimétriques généralement concordantes à la schistosité.

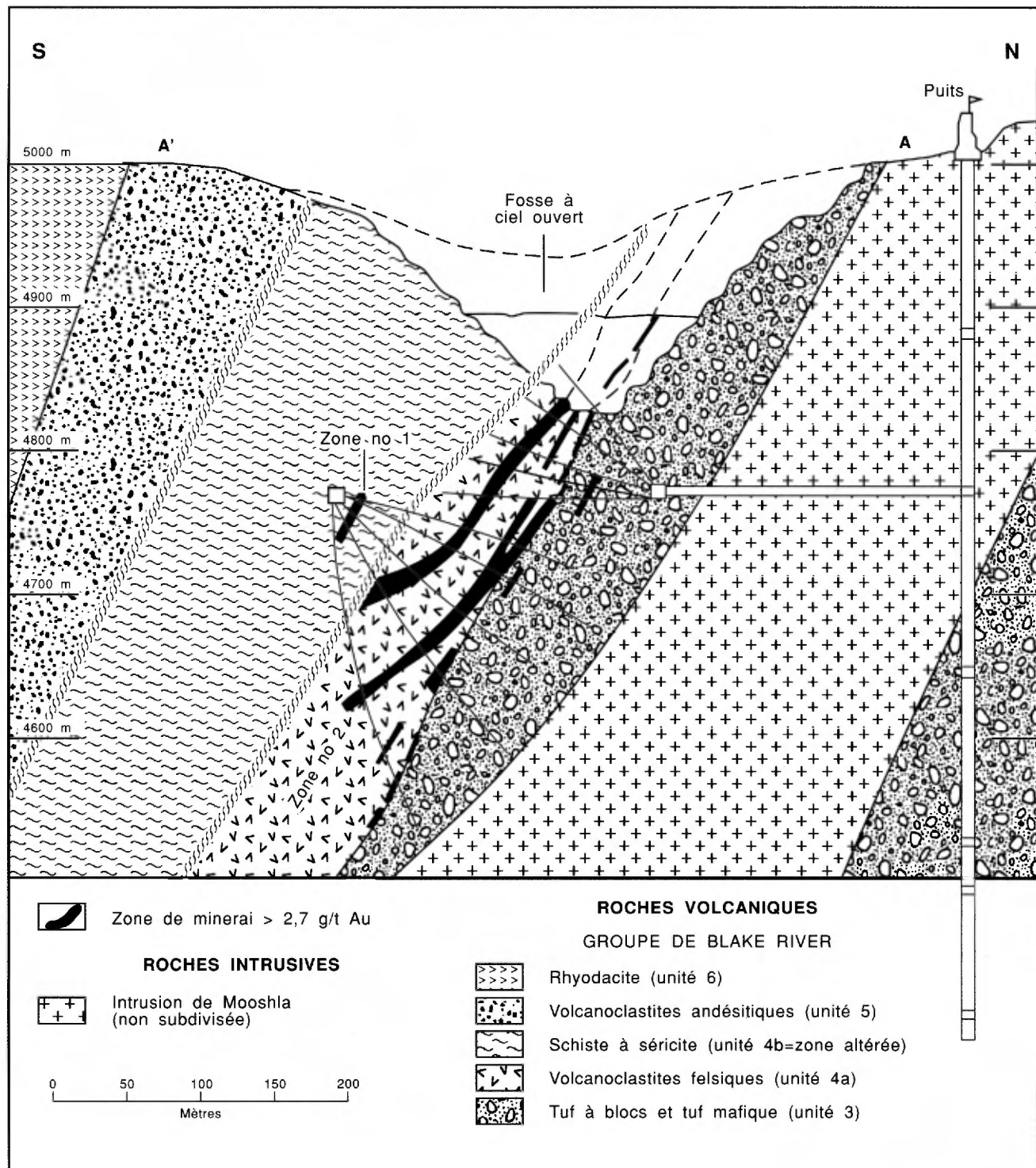


FIGURE 15 – Coupe géologique N-S passant par le puits Doyon (d'après Savoie *et al.*, 1989).

La zone no 3 ou ouest est surtout dans la tonalite porphyrique du pluton de Mooshla et un peu dans les volcanoclastites mafiques (unité 3) en bordure. Le gisement est filonien. Les veines individuelles sont surtout d'épaisseur décimétrique, mais elles sont de bonne teneur et elles se groupent en veines parallèles et rapprochées qui peuvent être exploitées sur des épaisseurs de 1 à 3 m dans les travaux souterrains. L'enveloppe

des veines économiques est d'environ 600 m de longueur E-W par 75 m de largeur (Savoie *et al.*, 1989).

Contrôle structural

La zone no 2 est légèrement discordante par rapport à la schistosité et aux unités lithologiques. Sa direction générale est de 95° à 100°, l'orientation moyenne des

petites veines aurifères est de $105^{\circ}/55^{\circ}$ S, tandis que celle de la schistosité est de $90^{\circ}/65^{\circ}$ S. Le plongement général de la zone minéralisée est d'environ 55° SW, ce qui correspond à peu près à celle de la linéation L_1^0 (Savoie *et al.*, 1989).

La zone n° 1, qui est plus schisteuse, est concordante avec la schistosité. Les rubans de pyrite sont généralement parallèles à la schistosité, si bien qu'on hésite à les appeler veines. Un petit nombre de veinules de pyrite sont cependant clairement discordantes, crénelées et déformées. Le plongement général de la zone est également d'environ 55° SW (Savoie *et al.*, 1989).

Les veines de la zone ouest ou n° 3 appartiennent à deux familles principales (figure 16). Les veines à peu près N-S et à pendage abrupt vers l'ouest sont les plus nombreuses. Ce sont possiblement des veines d'extension, leur direction étant à peu près parallèle à la compression régionale. Une deuxième famille de veines à $95^{\circ}/70^{\circ}$ S a une direction proche de celle des veines de la zone n° 2 à $105^{\circ}/55^{\circ}$ S. Certaines veines ou groupe de veines presque E-W ont été suivies vers l'est jusqu'à la faille Doyon. Elles étaient peut-être dans le prolon-

gement de la zone n° 2 avant le décrochement de cette faille senestre. L'enveloppe des veines est allongée dans une direction E-W et accuse un plongement d'environ 55° SW (Savoie *et al.*, 1989).

Minéralogie

Les veines aurifères des zones nos 2 et 3 sont minéralogiquement identiques. Elles sont caractérisées par une quantité élevée de pyrite et de chalcopryrite (figures 17 et 18) et par une forte teneur en or, souvent plusieurs dizaines de grammes par tonne (Savoie *et al.*, 1989). La gangue est constituée surtout de quartz, d'une quantité moindre de dolomite et de calcite, et d'un peu de chlorite, de muscovite et de tourmaline. Les sulfures forment 10 à 75 % des veines, peut-être 20 à 25 % en moyenne. La pyrite domine généralement, mais la chalcopryrite est parfois tout aussi abondante. La sphalérite est commune. Tous les autres sulfures sont rares ou très rares. Les divers minéraux rencontrés sont énumérés au tableau 8. Les tellurures sont en quantité comparable à celle de l'or, ce dernier étant surtout associé à la chalcopryrite et aux tellurures (figure 19).

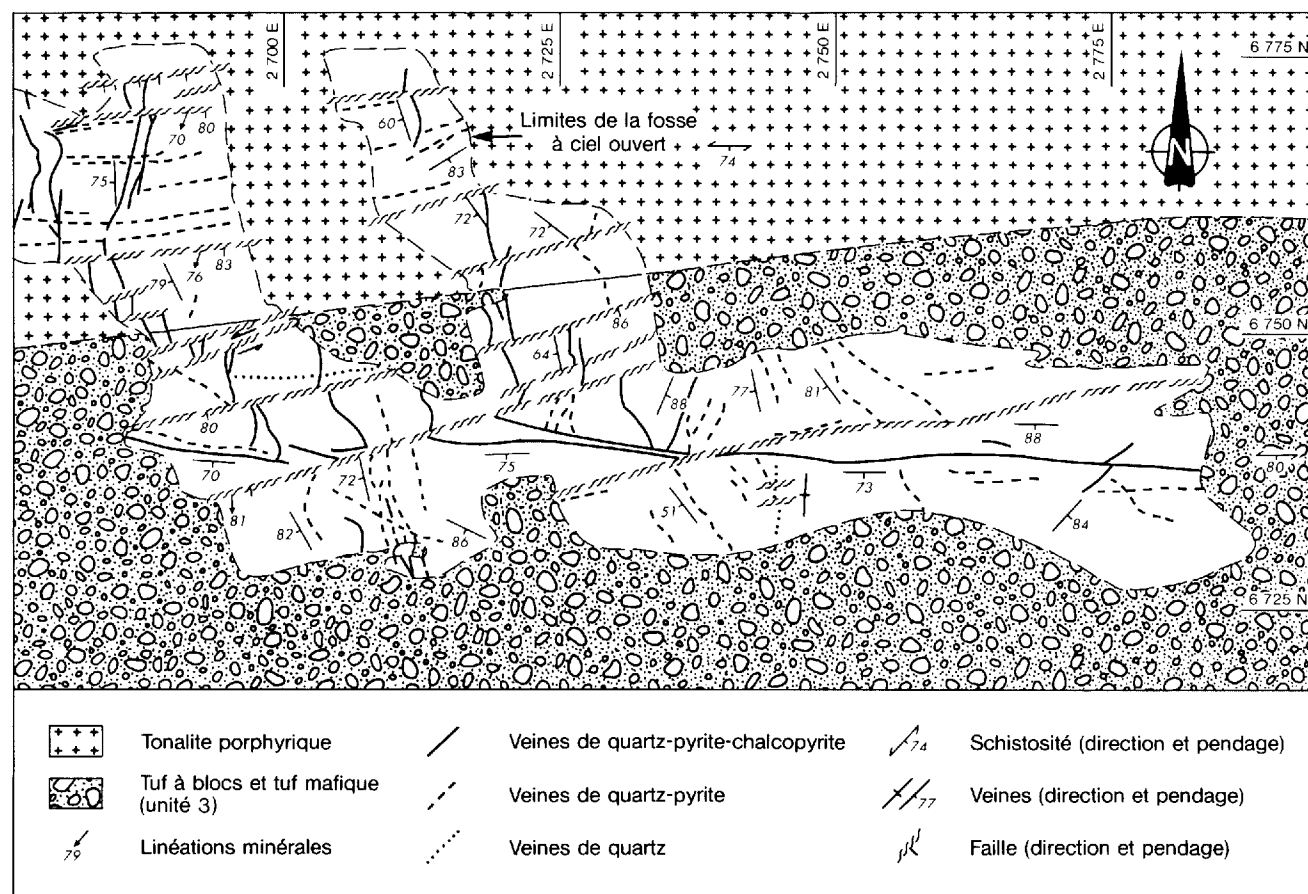


FIGURE 16 – Géologie détaillée de la zone n°3 (zone ouest), mine Doyon (d'après Savoie *et al.*, 1989).



FIGURE 17 – Mine Doyon. Veine exceptionnellement épaisse et riche en sulfures et en or; zone n° 2. Voir page couverture.

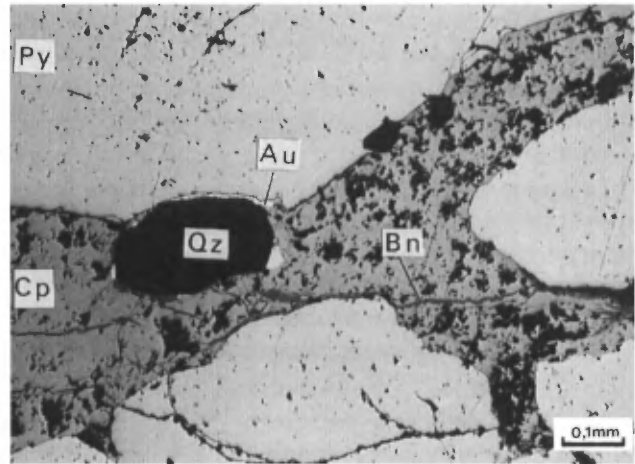


FIGURE 19 – Or (Au) au contact d'un grain de quartz (Qz) avec la pyrite (Py) et la chalcopyrite (Cp). Veinule tardive de bornite (Bn) dans la chalcopyrite. Mine Doyon; zone n° 2.



FIGURE 18 – Mine Doyon. Veine de quartz-pyrite-chalcopyrite; zone ouest (ou n° 3).

Les veines sont légèrement déformées. Le quartz et la pyrite sont souvent fracturés et ces fractures sont remplies par le carbonate, la chalcopyrite, les tellurures et l'or. Cet ordre n'est pas nécessairement l'ordre de dépôt des éléments impliqués, mais peut dépendre de la facilité de certains minéraux à recristalliser et à se remobiliser durant la déformation (Savoie *et al.*, 1989).

Dans la zone n° 1, une bonne part de la pyrite est disséminée en grains de 1-3 mm, souvent allongés parallèlement à la schistosité et montrant des ombres de pression occupées par le quartz. Les veinules ou rubans de pyrite contiennent souvent 70 % de pyrite avec quartz et hématite et des traces seulement de chalcopyrite (Savoie *et al.*, 1989). Selon Guha *et al.* (1982), les tellurures sont moins abondants que dans la zone n° 2. L'or est souvent interstitiel aux grains de pyrite, mais on le trouve aussi dans les clivages et à la périphérie des grains de silicates.

TABLEAU 8 – Minéraux des veines de la mine Doyon, zones nos 2 et 3.

VEINES AURIFÈRES RICHES EN SULFURES		AUTRES VEINES	
pyrite	10-60%	quartz	clinozoïsite-zoïsite
chalcopyrite	2-15%	dolomite	
sphalérite	0,5%	calcite	plagioclase
		chlorite	fluorite
RARES:		muscovite-Ba	anhydrite
pyrrhotite		tourmaline	
galène		rutile	
arsénopyrite		magnétite *	
calavérite	AuTe ₂	hématite *	
tétradymite	Bi ₂ Te ₂ S		
telluro-bismuthite	Bi ₂ Te ₃		
petzite	Ag ₃ AuTe ₂		
altaïte	PbTe		
or	(avec 2-5% Ag)		

* magnétite et hématite observées seulement dans des veines de la zone no 3 dans des volcanites mafiques.
Source: Savoie *et al.* (1989).

Altération

Le schiste à séricite (unité 4b, roche-hôte de la zone n° 1) est constitué essentiellement de quartz + mica blanc + pyrite + rutile avec traces de chlorite très magnésienne, d'apatite et de tourmaline incolore. Le mica est surtout de la muscovite avec Ba et Na (Savoie *et al.*, 1989), mais de la margarite est aussi présente (Stone, 1988). Le schiste contient localement jusqu'à 25 % d'aluminosilicates déjà décrits (voir paragraphe "Zone altérée Doyon-Bousquet") et qui sont presque entièrement transformés en kaolinite avec de la pyrophyllite et un peu de diaspore (figure 20). Des lentilles de schistes à chlorite-muscovite-pyrite-quartz de composition intermédiaire à mafique peuvent contenir tout autant d'aluminosilicates que les schistes felsiques. Elles montrent donc que les aluminosilicates peuvent se former par altération de roches de compositions variées. Le carbonate est peu abondant. Il s'est peut-être mis en place avec les veines tardives de quartz-carbonate-sulfure. Le schiste à séricite a la composition chimique d'une dacite enrichie en K et très appauvrie en Ca et Na (Savoie *et al.*, 1989). Presque tout le fer est dans la pyrite ce qui rend la chlorite très magnésienne. L'alumine (17-18 %, parfois 20 %) n'est pas tellement plus abondante que dans les roches moins altérées. La nature alumineuse de ces schistes résulte davantage d'un appauvrissement notable en Na et Ca que d'un enrichissement en K puisque, localement, même le K est lessivé.

L'unité volcanoclastique felsique (unité 4a, roche-hôte de la zone n° 2) est moins altérée que la précédente et contient moins de mica blanc, souvent 5-15 % contre 10-40 % pour le schiste à séricite. Le plagioclase est plus commun et les aluminosilicates sont absents ou rares. Certaines roches sont calciques près de la bordure nord de l'unité et contiennent du plagioclase An35

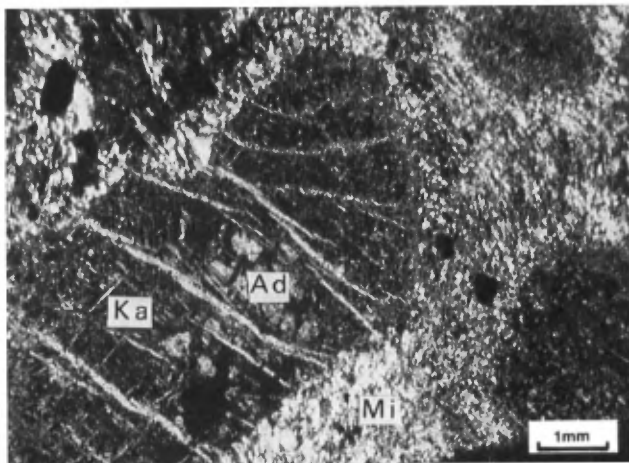


FIGURE 20 – Relique d'andalousite (Ad) au cœur d'un porphyroblaste pseudomorphosé par la kaolinite (Ka) et entouré de mica blanc (Mi). Mine Doyon, zone n° 2.

et de la clinzoïsite. Des veinules avec pyrite + carbonate + fluorite + zoïsite se rencontrent dans ce secteur.

Les roches andésitiques (unité 5) à la bordure sud de la zone altérée (unité 4b) sont localement riches en dolomite ferrifère. Des roches correspondantes, un peu plus à l'est, sont des schistes rubanés à chlorite + muscovite ± plagioclase ± pyrite avec chloritoïde et, localement, de minces couches avec grenat manganésifère. La chlorite est beaucoup plus ferrifère que dans le cœur de la zone altérée. Ceci résulte en partie d'une sulfurisation moins intense de ces roches.

Dans la zone ouest, la tonalite porphyrique, à distance des veines minéralisées, contient des phénocristaux de plagioclase pseudomorphosés par un mélange d'albite, de clinzoïsite, de séricite et de chlorite (figure 21). Le reste de la texture est largement détruite. Des traces de chloritoïde ont été observées en bordure d'une fine veinule de pyrite. Plus près des veines minéralisées, les anciens phénocristaux de plagioclases sont remplacés par des plages mal définies de mica blanc et de chlorite contenant des porphyroblastes d'andésine zonée avec bordure plus calcique (An40 à 47; figure 22). Les épontes des veines minéralisées, sur une largeur de quelques centimètres, sont schisteuses et très enrichies en mica blanc.

Ces observations indiquent que: 1) près de la zone ouest (zone n° 3), l'altération est beaucoup moins intense que celle qu'on observe dans la zone est altérée (zone n° 2), mais qu'il y a une certaine similarité entre ces deux zones, étant donnée la présence commune de chloritoïde en leur sein; 2) le fait que l'andésine magmatique du pluton de Mooshla est partout saussuritisée par le métamorphisme régional, tandis qu'à

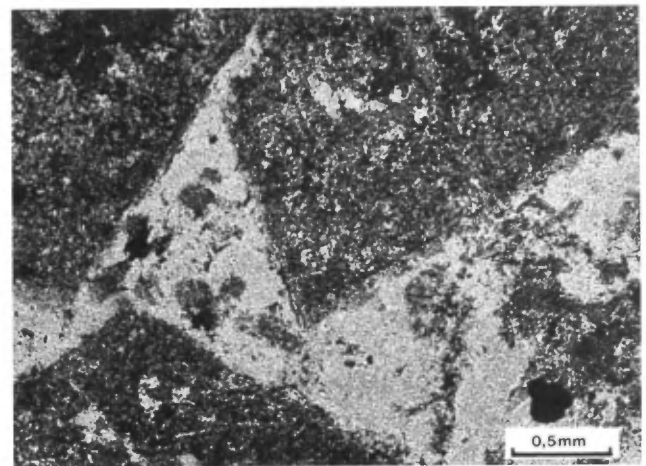


FIGURE 21 – Tonalite porphyrique à distance des veines minéralisées. Plagioclase euhédre pseudomorphosé par albite + chlorite + clinzoïsite + séricite dans une matrice riche en quartz et albite avec chlorite et minéraux opaques. Mine Doyon, zone ouest (n° 3).

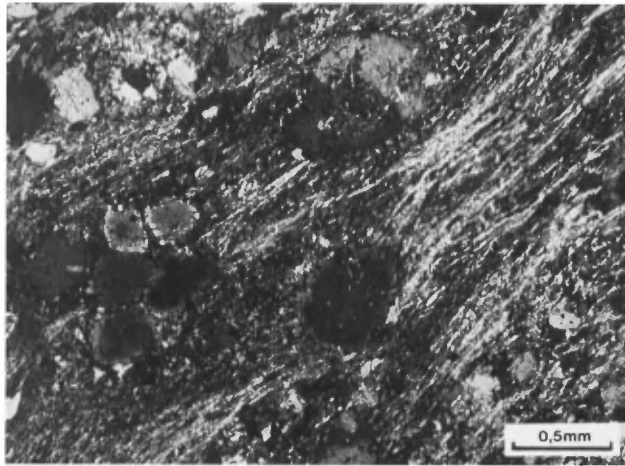


FIGURE 22 – Tonalite porphyrique près d'une veine minéralisée. Grains ronds d'andésine secondaire zonée. Mine Doyon, zone ouest (n° 3).

proximité des veines minéralisées, on observe une abondance de mica blanc et la présence de porphyroblastes d'andésine à zonalité inverse, démontre clairement que la minéralisation n'est pas prémétamorphique.

Géochimie, dispersion de l'or

Descarreaux (1982) a effectué une étude lithogéochimique de l'altération sur l'ensemble de la propriété Doyon au moyen de 309 analyses des éléments majeurs. Cette étude a montré que les zones minéralisées sont enveloppées par un grand halo d'altération caractérisé par des gains appréciables de S, K, et Al, et des pertes de Na et de Ca. La méthode utilisée est décrite par Descarreaux (1973) et des analyses chimiques représentatives sont données dans le rapport de Savoie *et al.* (1989).

La zone enrichie en S mesure 300 m de largeur et déborde un peu de chaque côté de la zone altérée. À partir de la zone minéralisée ouest (zone n° 3), elle s'étend vers l'est sur une distance de 2 300 m. Elle correspond évidemment à la zone de pyrite déjà mentionnée. Elle n'est pas enrichie en fer de façon notable, ce qui signifie que le fer de la pyrite provient des silicates pour une bonne part.

La zone lessivée en Na a 200 à 800 m de largeur et s'étend de la zone minéralisée ouest jusqu'à la frontière est de la propriété, soit sur une distance de 3 300 m. Elle englobe la zone altérée et, présumément, plusieurs autres zones schisteuses plus ou moins séricitisées. La zone lessivée en Ca est de même largeur, mais a seulement 900 m de longueur. La zone enrichie en K mesure 100 à 300 m de largeur et 1 600 m de longueur. Elle coïncide évidemment avec la zone altérée. Enfin, la zone enrichie en Al a 400 m de large par 1 200 m de long et coïncide aussi avec la zone altérée. Dans ce dernier cas, l'apport en Al n'est pas certain, car cet enrichissement relatif, qui n'est pas très prononcé, peut

résulter, du moins en partie, d'un lessivage de certains autres éléments plus mobiles (surtout Na et Ca).

Un lot de 5 échantillons de minerai, constitués de veines minéralisées et de leurs épontes altérées, a été analysé pour 41 éléments traces et les résultats d'analyse furent ensuite comparés avec ceux obtenus par l'analyse de 5 échantillons de roches encaissantes (Savoie *et al.*, 1989). Le "rapport d'enrichissement" du premier lot au deuxième pour les divers éléments traces analysés est le suivant: Au: 1500, Cu: 400, Zn: 10, Ag: 10, As: 10, Te: 10 et entre 2 et 10 pour Cd, Ni, Sb, W et Mn.

Tous les autres éléments analysés ne montrent pas d'enrichissement (S et CO₂ sont exclus dans cette étude comparative).

Des études de dispersion géochimique de l'or par Viens (1983) et Perrault *et al.* (1984) ont montré que les roches volcaniques du Blake River dans le secteur de la mine Doyon ont une teneur moyenne de 28 ppb d'or, ce qui est très élevé. De plus, la zone minéralisée n° 2 est entourée d'un grand halo d'enrichissement en or compris entre 40 et 300 ppb Au. Ce halo s'étend jusqu'à 350 m au sud du gisement et 50 m au nord. Il correspond assez bien avec la zone enrichie en S mise en évidence par Descarreaux (1982).

MINE BOUSQUET

Localisation

La mine Bousquet est située dans la partie NE du canton Bousquet, à 4 km à l'est de la mine Doyon (voir figure 2).

Historique

La découverte du premier indice d'or sur la propriété remonte à 1937. Des campagnes intermittentes de forages, faites entre 1938 et 1944 par la compagnie Thompson Bousquet, mettent en évidence une large zone à faible teneur en or qui fait partie de l'actuelle zone n° 5. Les réserves, à moins de 125 m de profondeur, sont évaluées à 2,2 millions de tonnes à une teneur moyenne de 2,26 g/t Au. La propriété reste ensuite inactive jusqu'en 1974, lorsque Long Lac Mineral Exploration en reprend l'exploration. Une campagne de sondages en 1976-77 met en évidence une autre zone minéralisée (n° 3, à la figure 23) au sud de la première. Les réserves s'élèvent alors à 420 000 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 7,7 g/t (Valliant, 1981). Le fonçage d'un puits débute à l'automne 1978. Sa profondeur atteint aujourd'hui 640 m. La production démarre en 1979, le minerai extrait étant alors transporté et traité à Malartic. La production annuelle est présentement d'environ 500 000 t de minerai à une teneur moyenne de 5 g/t Au.

Une campagne de sondages profonds (600 m en moyenne) en 1986, permet de découvrir la Mine Bousquet-2 qui est le prolongement en profondeur

souvent un schiste rubané anastomosé au sein duquel des rubans ou couches millimétriques ou centimétriques de séricite ou de chlorite séparent des bandes lenticulaires de quartz + pyrite \pm plagioclase et des veinules et couches lenticulaires de pyrite.

Des veines, veinules et amas irréguliers de quartz, souvent concordants, mais aussi discordants, par rapport à la schistosité forment 1 à 3 % des lentilles minéralisées (Tourigny *et al.*, 1992). Selon la lentille, la pyrite disséminée peut y être dominante, ou au contraire subordonnée à la "pyrite massive". Cette dernière forme des rubans ou filonnets généralement d'épaisseurs millimétrique ou centimétrique, parfois décimétrique. De rares couches lenticulaires de plus d'un mètre d'épaisseur sont constituées à 70 % de pyrite (Valliant, 1981). Ces couches de pyrite ont été considérées comme un litage primaire par Valliant, ou au contraire, comme des veines concordantes ou discordantes par Tourigny *et al.* (1992).

La distribution des lentilles ou zones minéralisées et leurs caractéristiques principales sont indiquées à la figure 23 et au tableau 9. Les zones minéralisées nos 1, 2 et 3 et la nouvelle zone C sont dans la zone altérée en micas blancs et aluminosilicates (ZADB) à la bordure sud de l'unité hétérogène (BR-3). La zone altérée (ZADB) mesure environ 50 m d'épaisseur. La zone n° 3 y est la principale zone exploitée.

Les zones de minerai nos 1, 2 et 3-1 sont des lentilles minéralisées à plus forte teneur en or situées à l'intérieur d'une plus grande, la zone minéralisée de 500 m de longueur horizontale par 25 m d'épaisseur, qui coïncide elle-même avec une bande de schiste très riche en muscovite et de composition felsique. Le minerai est un schiste rubané anastomosé contenant jusqu'à 40 % de mica blanc en couches millimétriques, 40 % de quartz en bandes lenticulaires, 20 % de quartz en veines et veinules boudinées et déformées et 12 % de pyrite sous forme, soit disséminée, soit en filonnets d'environ 2 mm d'épaisseur (Valliant, 1981). La teneur en chalcopryrite est de 0,5 %. Les roches encaissantes de cette grande zone minéralisée sont des schistes de composition felsique à intermédiaire moins riches en muscovite et moins foliés que la zone minéralisée. Elles consistent en quartz + mica blanc \pm chlorite. Un peu de grenat manganésifère est localement présent. Une épaisseur de 10 à 30 m sépare la zone de minerai n° 2 de la zone n° 3 plus au nord.

La zone n° 3 mesure 4 à 10 m d'épaisseur et 500 m de longueur horizontale. C'est également un schiste rubané felsique composé essentiellement de quartz + mica blanc + pyrite + graphite, un peu plus riche en quartz et moins riche en muscovite que la zone de minerai n° 1 (Valliant, 1981). La plus grande part de la pyrite, qui forme 8 % du minerai, est en grains disséminés. Les couches lenticulaires contenant 50 à 70 %

de pyrite ne formeraient que 1 à 2 % seulement de la zone minéralisée. Leur épaisseur est généralement comprise entre 1 et 15 cm, mais au centre du gisement, elles forment des lentilles pouvant atteindre jusqu'à 7 m de longueur et 1,5 m d'épaisseur (Valliant *et al.*, 1982).

La zone n° 5 est à plus de 100 m au nord de la zone n° 3. C'est une zone de grande taille mesurant 600 m de longueur par 20 m de largeur à environ 2 g/t Au. Elle se distingue des précédentes par plusieurs aspects, dont une moindre ségrégation des minéraux (Stone, 1988). Elle est située dans un schiste de composition intermédiaire contenant des fragments volcaniques de grosseur comparable à celle de lapillis et de blocs. Ce schiste contient : quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, carbonate et pyrite avec environ 2 % de magnétite. On ne rapporte pas la présence d'aluminosilicates. Le carbonate, constitué en partie d'ankérite, forme jusqu'à 15 % de la roche. La pyrite disséminée, ou en fines veinules, forme 1 à 15 % de la zone (Valliant, 1981). Les veinules concordantes et les amas irréguliers de pyrite comptent pour environ 5 % de la zone. Ces quelques bandes ou couches éparées et lenticulaires de pyrite qui ont moins de 1 cm d'épaisseur contiennent du quartz, un peu de carbonate et jusqu'à 10 % de pyrite avec des valeurs erratiques en or. Les roches encaissantes de la zone minéralisée n° 5 sont des schistes à chlorite avec un peu de pyrite.

La zone n° 4 est petite. Elle est semblable à la zone n° 5, sauf qu'elle contient un certain nombre de couches de pyrite ayant jusqu'à 8 cm d'épaisseur. Ces couches contiennent également de la sphalérite, de la chalcopryrite, un peu de galène avec une bonne teneur moyenne en or.

La zone n° 6 est située à 200 m au nord de la zone n° 5, à la bordure nord de l'unité hétérogène (BR-3) (figure 23). Sa partie ouest est encaissée dans des laves massives et coussinées du Blake River, tandis que sa partie est se trouve au contact entre les roches mafiques et la rhyolite à cristaux de quartz au nord (Tourigny et Hubert, 1986). Il s'agit d'un schiste mafique contenant 2 ou 3 couches de pyrite et pyrrhotite disséminées d'épaisseur métrique où la teneur en sulfures atteint 18 % (Valliant, 1981). Ce schiste contient, en plus: quartz, chlorite, muscovite, carbonate, magnétite et un peu de grenat manganésifère. La partie ouest contient 0 à 5 % de chloritoïde, tandis que de la sphalérite et un peu de galène sont présentes dans la partie est. La teneur moyenne en or y est basse.

Contrôle structural

Les lentilles minéralisées sont contenues dans des lithologies plus déformées que les roches encaissantes et les laminations et ségrégations de minéraux y sont plus nombreuses. Les veines de quartz y sont aussi plus importantes. Le problème subsiste cependant, à savoir si

TABLEAU 9 – Caractéristiques des zones minéralisées de la mine Bousquet (d'après Tourigny *et al.*, 1992 et Valliant, 1981)

Zones minéralisées	Blake River (niveau stratigraphique)	Épontes	Tonnage ⁽¹⁾ ou teneur	Longueur épaisseur	Aspect du minéral	Veines ou rubans de pyrite
Zones nos 1 et 2	Unité hétérogène (partie supérieure)	Schiste à muscovite et andalousite (felsique)	365 000 t @ 5 g/t Au		Schiste à qtz-muscovite, 12% pyrite disséminée et en veines d'épaisseur millimétrique à centimétrique 0,5% chalcopryrite	Discordants, 10° horaire /S ₂
Zone n° 3	idem	Sud: schiste à muscovite-andalousite, felsique Nord: couche à grenat, schiste intermédiaire à plagioclase-chlorite	2 370 000 t @ 5,1 g/t Au	500 m 4-10 m	Schiste à qtz-muscovite, ± 6% pyrite disséminée, 1-2% de rubans de pyrite d'épaisseur centimétrique à décimétrique, localement jusqu'à 1,5 m	Concordants à S ₂
Zone n° 4	Unité hétérogène (partie médiane)	Schiste intermédiaire à plagioclase-chlorite	77 000 t @ 56 g/t Au		Schiste avec 15% ankérite + calcite, 5-20% muscovite, 4-12% chlorite, 2% magnétite, 8% pyrite en veines centimétriques et décimétriques et en grains disséminés couche de sphalérite (zone n° 4)	Discordants
Zone n° 5	idem		535 000 t @ 2,7 g/t Au	750 m 20 m		
Zone n° 6	Unité hétérogène (partie inférieure)	Basalte	Basse teneur		Schiste à qtz-chlorite-chloritoïde et à qtz-chlorite-musc-carbonate; pyrite surtout disséminée, 2-3 couches décimétriques à métriques avec 10-15% pyrite et pyrrhotite, 0-5% magnétite	Enveloppe légèrement discordante

(1) Production plus réserves

Abréviations: Qtz=quartz; musc=muscovite

les gisements se sont localisés à la faveur de la déformation, ou si au contraire les zones altérées déjà existantes furent le siège d'une déformation plus grande à cause de leur incompétence.

Les lentilles minéralisées sont orientées dans le plan de la schistosité dont la direction est d'environ 95° avec un pendage de 80° S. La lentille n° 3 plonge à environ 60° vers l'ouest, la nouvelle zone C à 70° dans la même direction. Ce plongement coïncide avec la direction de la linéation L₁⁰ ou celle de l'axe tectonique d'allongement X.

Une étude structurale détaillée de la minéralisation par Tourigny *et al.* (1992) a donné des résultats fort intéressants qui sont résumés au tableau 10. La pyrite disséminée est plus abondante dans les lentilles les plus déformées et les parties les plus schisteuses. Elle est particulièrement abondante dans les lentilles nos 3 et 6 et, à un degré moindre, dans les lentilles nos 4 et 5. Ces auteurs ont également montré que les rubans ou couches de pyrite recourent souvent obliquement la

schistosité et qu'il s'agit de veines et non pas de lits. Ils reconnaissent l'existence d'un système précoce de veines très déformées, mais d'importance mineure. Un système tardif de veines est postérieur à la schistosité S₁, mais syncinématique dans la déformation D₁, car ces veines sont déformées. Ce dernier système comprend des veines parallèles à la schistosité S₁ dans la lentille n° 3, laquelle est particulièrement broyée et recristallisée, et des veines discordantes à la schistosité S₁ par 5° à 15° dans les lentilles nos 1, 2, 4 et 5. Ces dernières veines comprennent deux familles conjuguées de directions horaire (figure 24) et antihoraire par rapport à la schistosité S₁. L'une de ces familles, à 105/75° S, est d'importance majeure, tandis que l'autre, à 80/80° N, est peu développée. Ces veines recoupent clairement la schistosité. Elles sont sinueuses et s'anastomosent parfois pour englober des fragments d'épontes cisailées. Elles peuvent se subdiviser en un réseau de petites veinules qui se recoupent de façon complexe (Tourigny *et al.*, 1992).

TABLEAU 10 – Contrôle structural à la mine Bousquet d'après Tourigny *et al.* (1992).

RELATIONS ANGULAIRES

Les zones minéralisées sont subparallèles à la schistosité S_1 et associées à des zones d'intense déformation ductile. Direction 95° /pendage 80° . Le plongement des lentilles minéralisées nos 3 et C à $60-70^\circ$ W parallèlement à la linéation L_1^0 et à l'axe d'allongement tectonique.

MINÉRALISATION EN PYRITE

Pyrite disséminée: elle est particulièrement abondante dans les parties les plus schisteuses et montre trois types texturaux:

- I – cristaux allongés dans la schistosité, avec ombres de pression, antérieurs ou précoces dans la déformation D_1 ;
- II – cristaux cubiques synmétamorphiques;
- III – cristaux en intercroissance délicate, postcinématiques.

Veines de pyrite:

. Veines précoces, très déformées et transposées dans S_1 , d'importance mineure, veines de tension?

. Veines tardives, postérieures à S_1 mais syncinématiques:

A – Veines obliques à S_1 :

A.1 – Système principal (zones nos 1,2,4,5); discordantes ($5-15^\circ$ en direction horaire) par rapport à S_1 , pendage $75-80^\circ$ S; plis en forme de Z, boudinage.

A.2 – Système mineur conjugué (zones nos 1,2,5) peu important; discordantes ($5^\circ-15^\circ$, parfois plus, en direction antihoraire) par rapport à S_1 , pendage 85° N; plis en forme de S.

B – Veines parallèles à S_1 (zone no 3), boudinage. Veines de quartz subéconomiques, postérieures aux veines de pyrite syn- et postcinématiques:

– subparallèles à la schistosité ($95^\circ/80^\circ$ S)

– à 90° , pendage 20° N à 0° ou 20° S



FIGURE 24 – Mine Bousquet. Veine du système majeur montrant une relation angulaire horaire par rapport à S_1 . Notez le cisaillement au contact veine-éponte.

Minéralogie

Le minerai est constitué de sulfures disséminés et de veines. Les premiers forment souvent 5 à 10 % du minerai et ils sont particulièrement importants dans les lentilles nos 3 et 5. Les veines aurifères contiennent généralement 40 à 70 % de sulfures, un peu moins (20 à 60 %) dans les veines de la zone no 5. Les sulfures disséminés et ceux des veines sont généralement les mêmes.

Le tableau 11 énumère les minéraux métalliques observés dans les différentes lentilles, ainsi que ceux qu'on observe dans la gangue des veines selon Tourigny *et al.* (1992). Les minéraux non métalliques de la roche-hôte sont mentionnés au paragraphe suivant qui traite de l'altération. La pyrite est le minéral métallique dominant dans toutes les lentilles. La principale différence entre celles-ci réside dans l'abondance relative de pyrrhotite, de magnétite, de chlorite et de carbonate dans les lentilles nos 4, 5 et 6 et au contraire dans la rareté de ces minéraux dans les lentilles nos 1, 2 et 3.

Trois types ou générations de pyrite disséminée ont été distingués: 1) la pyrite allongée dans la schistosité S_1 (figure 25) et montrant des ombres de pression occupées par le quartz; 2) la pyrite idiomorphe; et 3) la pyrite montrant des intercroissances délicates. L'âge d'apparition de ces types de pyrite relativement à la déformation D_1 est indiqué au tableau 10. La pyrite massive ou en veines est souvent équi-granulaire et montre des points triples à environ 120° . Elle a donc recristallisé durant le métamorphisme.

La chalcopryrite atteint une concentration moyenne d'environ 0,5 % dans les lentilles nos 1 et 2. Elle est moins abondante dans les autres lentilles. Elle remplit souvent des fractures dans la pyrite. La sphalérite et la galène sont peu abondantes, mais leur distribution est

TABLEAU 11 – Minéralogie de la mine Bousquet, d'après Tourigny *et al.* (1992).

A – Minéraux métalliques observés dans les zones minéralisées.

zone n°	py	cpy	sph	po	asp	gln	bor	mag	rut	ilm	clv	alt	stn	gud	Au
1 et 2	+++	+++	++	-	+	+			-	-			-	-	-
3	+++	++	+	-	+	-	-		+		-	+			-
4	+++	-		++				++							+
5	+++	++	-	-				-	+						-

+++ abondant, ++ modéré, + rare, - traces

py= pyrite; cpy= chalcopryrite; sph= sphalérite; po= pyrrotite; asp= arsénopyrite; gln= galène; bor=bornite; mag= magnétite; rut= rutile; ilm= ilménite; clv= calavérite; alt= altaïte; stn= stannite; gud= gudmindite.

B. Principaux minéraux de gangue des veines aurifères.

zone n°	qz	mic	chl	plg	cal	dol	kya	apa	tml	ctd
1 et 2	+++	+++	-				-			
3	+++	+++	-		-		-	-		-
4	+	+	+	-	++	++			-	
5	+	+	+	-	++	++				

qz= quartz; mic= mica blanc; chl= chlorite; plg= plagioclase; cal= calcite; dol= dolomite; kya= kyanite; apa= apatite; tml= tourmaline; ctd= chloritoïde

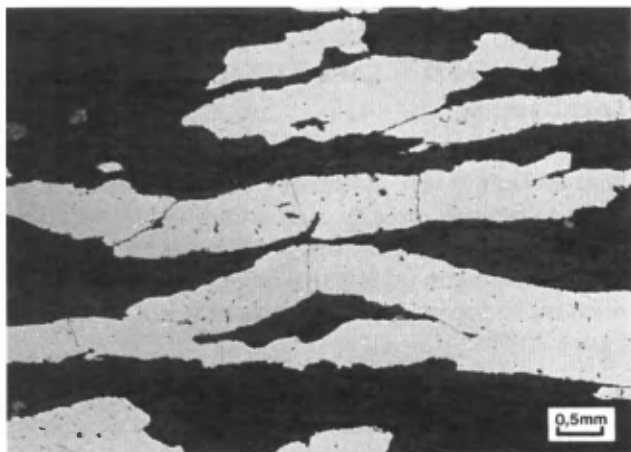


FIGURE 25 – Mine Bousquet, zone n° 3. Pyrite précoce aplatie et allongée par surcroissance dans la schistosité S₁.

inégale. Des lentilles d'épaisseur centimétrique de sphalérite massive avec galène sont rapportées par Valiant (1981) un peu au nord de la zone n° 3 et dans la zone n° 4. Tourigny *et al.* (1992) rapportent de nombreux signes de remplacement de la magnétite par la pyrite et par la dolomite ferrique. Ils rapportent aussi tout un cortège de minéraux en traces, incluant carbonate, arsénopyrite, stannite, gudmindite et des tellures d'or et de plomb (tableau 11). Ces minéraux sont souvent associés à la chalcopryrite et ils sont relativement tardifs.

L'or est disséminé dans les roches schisteuses et dans les veines. Il se retrouve dans les interstices des micas blancs, et dans les fractures du quartz et de la pyrite (Tourigny *et al.*, 1992). Dans les zones nos 1 et 2, l'or se rencontre souvent en grains de 30 à 100 microns mêlés à la chalcopryrite. Un peu d'or présent en fines inclusions dans la pyrite idiomorphe est relativement précoce. Mais l'or est surtout associé à la chalcopryrite, aux tellures et autres minéraux tardifs. Dans la zone n° 4, une bonne partie de l'or est associée à la carbonatation tardive de veines riches en magnétite et cette dernière semble liée au métamorphisme rétrograde. Cependant, la remobilisation tardive de l'or ne signifie pas nécessairement une arrivée tardive de l'or. Tourigny *et al.* (1992) croient que l'or tardif des zones nos 1 et 3 résulte de la remobilisation syntectonique de sulfures aurifères préexistants. Ceci est surtout basé sur l'étroite association spatiale entre la pyrite précoce déformée et les veines aurifères syntectoniques.

Altération

Ces auteurs distinguent deux types d'altération autour des zones de minerai nos 1, 2 et 3: 1) l'altération alumineuse responsable de l'existence des schistes à andalousite ; et 2) l'altération rétrograde responsable de l'hydratation des aluminosilicates.

L'altération est différente près des zones nos 4 et 5, mais ces roches étaient plus mafiques au départ. Une altération rétrograde avec formation de chlorite et de carbonate y est signalée par Tourigny *et al.* (1992).

Les principaux minéraux présents dans les roches altérées près des zones nos 1, 2 et 3 sont indiqués au tableau 12 ainsi que les caractéristiques propres à certains d'entre eux. Le schiste à andalousite forme deux couches principales ayant jusqu'à 4 m d'épaisseur et situées à la bordure sud des lentilles nos 1 et 3 (Bateman, 1984), mais l'andalousite se retrouve localement au nord de la lentille n° 3 et de la couche principale de schiste à grenat (Valliant *et al.*, 1983).

Le schiste à séricite au sud de la zone minéralisée n° 3 contient de la muscovite et, localement, de la paragonite et de la margarite (Bateman, 1984). Les phénocristaux d'albite sont fortement séricitisés en bordure de la rhyolite sud. Le schiste contient aussi localement des porphyroblastes d'andésine (An₃₅₋₄₀). À quelques endroits, il peut contenir jusqu'à 10 % de chloritoïde un peu manganésifère (Bateman, 1984).

Le schiste au nord de la zone n° 3 est de composition andésitique. Il est un peu plus mafique que le précédent et contient plus de chlorite et de carbonate. Il contient de la muscovite, de la margarite (Bateman, 1984) et des porphyroblastes de plagioclase calcique à zonarité inversée dont le coeur est constitué d'andésine et la bordure de labradorite ou de bytownite (An₄₀ à 80). La présence de margarite indique que l'altération aluminée s'étend à plusieurs dizaines de mètres au nord de la zone n° 3.

La zone minéralisée n° 5 est constituée d'un schiste à quartz – plagioclase – chlorite (4-12 %) – muscovite (5-20 %) – ankérite – calcite (15 % carbonate) – pyrite (5 %) – pyrrhotite – magnétite (2 %) – ilménite et rutile (Valliant, 1981). L'altération en pyrite et en muscovite ressemble à celle de la zone n° 3, mais le plagioclase, la chlorite, la magnétite et surtout l'ankérite sont communs ici. Comme dans la zone n° 3, la soude a été lessivée et la potasse ajoutée, mais CaO et MgO ne montrent pas de changement évident. L'altération a

donc plusieurs ressemblances avec celle de la zone n° 3, mais elle est bien moins intense. Les roches-hôtes de la zone n° 5 sont de composition andésitique d'après les analyses de Valliant (1981). Elles sont un peu plus mafiques que celles de la zone n° 3 et la plus grande quantité de Fe, Ca et Mg a pu servir de tampon aux réactions d'altération.

Tourigny *et al.* (1992) ont montré que les porphyroblastes d'andésine sont partiellement remplacés par la chlorite d'orientation aléatoire, et la magnétite par l'ankérite non déformée et la pyrite. Une partie de l'altération est donc rétrograde et tardicinématique. Ces mêmes auteurs ont aussi mentionné que l'or est souvent associé à cette carbonatation tardive.

Géochimie

Cinq échantillons des zones minéralisées nos 1 à 5 et cinq échantillons de roches encaissantes ont été analysés pour 41 éléments traces (Tourigny *et al.*, 1992). Les facteurs d'enrichissement minéral/roche stérile sont les suivants: Au: 300 à 1000, Cu: 10 à 200, As: 50, Sb: 20, Ag: 1 à 15, Pb: 5, Zn: 4, W: 4.

Les autres éléments ne montrent pas d'enrichissement notable, y compris le baryum qui est présent en petite quantité (0,1 - 0,3 %) dans la muscovite de la zone minéralisée. Le manganèse forme 0,5 à 3 % du niveau à grenat près du minéral, mais il ne semble pas enrichi dans le minéral.

MINE DONALD J. LARONDE (DUMAGAMI)

Localisation

La mine Donald J. LaRonde, plus connue sous le nom de Dumagami, est située dans la demie nord du canton Bousquet, près du canton Cadillac. La propriété est située juste à l'est de celle de la mine Bousquet. En fait, le gisement principal plonge vers l'ouest et se retrouve en profondeur sur la propriété Bousquet (voir figure 2).

TABLEAU 12 – Minéraux des roches altérées près des zones minéralisées nos 1 et 3 de la mine Bousquet. Les pourcentages indiqués ne sont qu'approximatifs et généralisés à partir des données de Bateman (1984) et de Valliant (1981).

Roches altérées	qz ⁽¹⁾	mic	py	chl	plg	car	and	gnt	ctd	mag	apa	rut	mica	plagio (An)	chlorite (% MgO)	
Schiste andésitique à carbonate-plagioclase	35	20	5	5	20	10						Tr	Tr	muscovite margarite	35-80	10-15
Couche à grenat	40	30	4	5		3		10	Tr	1	Tr	Tr				
Mineral des zones nos 1-3	60	30	8			Tr					Tr	Tr				
Schiste à andalousite	50	30	5	Tr		Tr	10				Tr	Tr	muscovite		25-30	
Schiste à chloritoïde	50	30	6	2		Tr			10 ⁽²⁾		Tr	Tr				
Schiste à séricite	50	30	1	2	10	1					Tr	Tr	muscovite paragonite margarite	35		

1. qz = quartz; mic = mica; py = pyrite; chl = chlorite; plg = plagioclase; car = carbonate; and = andalousite; gnt = grenat; ctd = chloritoïde; mag = magnétite; apa = apatite; rut = rutile

2. aussi kyanite; altération rétrograde en pyrophyllite, kaolinite, diaspore; grenat: 37 à 87% spessartine; chloritoïde légèrement manganésifère

Historique

La propriété est explorée par tranchées en 1937. Un certain nombre de veines de quartz-pyrite-tourmaline sont trouvées ainsi qu'un peu de pyrite massive. La propriété est acquise en 1963 par Les Mines Dumagami Ltée. Des travaux de géologie et de géophysique sont suivis de forages. Le premier trou recoupe de la pyrite massive avec des valeurs d'or, d'argent et de cuivre. Après 10 274 m de sondage, on annonce en 1965, des réserves de 1 120 000 tonnes à 6,5 g/t Au, 19,9 g/t Ag et 0,29 % Cu. Les travaux sont suspendus, la teneur étant jugée trop basse. Ils reprennent en 1974. Les réserves sont alors évaluées à 2 350 000 tonnes à 3,3 g/t Au, 9,3 g/t Ag et 0,14 % Cu jusqu'à la profondeur de 270 m. Le fonçage d'un puits commence en 1983. Il est suivi de travaux souterrains qui confirment la teneur plutôt basse du minerai. Des forages plus profonds effectués en 1986 indiquent que la teneur en or est bien supérieure en profondeur. On décide alors d'approfondir le puits à 970 m et de construire une usine de traitement d'une capacité de 2 000 tonnes/jour. À la fin de 1987, les réserves sont évaluées à 5 500 000 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 4,6 g/t Au. Une deuxième zone (la zone sud), située à 50 m au sud de la zone principale, contient 250 000 tonnes à 12 g/t Au.

Description des corps minéralisés

La mine Donald J. LaRonde se distingue des autres gisements de la région par des amas importants de sulfures massifs et par une teneur moyenne plus élevée en argent et en cuivre. Le minerai est situé dans l'unité rhyolitique sud (BR-4) du Blake River, à 100 m au nord du contact entre ce groupe et celui de Cadillac. Il est spatialement associé à une zone altérée alumineuse qui est le prolongement de celle de la mine Bousquet (Valliant, 1981). Le schiste à muscovite-andalousite-kyanite forme une bande principale de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, et des lentilles moins importantes, dans une grande zone de brèche phyllonitique de plus de 100 m d'épaisseur.

Une zone de pyrite est à peu près centrée sur le schiste à muscovite-andalousite-kyanite et déborde dans la brèche phyllonitique environnante. Des amas lenticulaires de pyrite massive ou rubanée, qui sont décrits plus bas, sont au coeur de la zone de pyrite. Ils passent latéralement au schiste à muscovite-andalousite avec 10 à 50 % de pyrite, en partie disséminée, mais surtout en filonnets concordants de pyrite de 1 mm à 4 cm d'épaisseur. Le pourcentage de pyrite peut être de 15 % dans la brèche phyllonitique bordant le schiste à andalousite. Il diminue en s'éloignant du coeur de la zone.

Le minerai forme des lentilles, généralement de quelques mètres d'épaisseur, à l'intérieur d'une grande enveloppe où la teneur excède 0,3 g/t. L'enveloppe

mesure quelques dizaines de mètres d'épaisseur et elle est elle-même à l'intérieur de la zone de pyrite. Le minerai est préférentiellement, mais pas uniquement, dans les amas lenticulaires de pyrite massive. Le schiste à andalousite riche en pyrite et la brèche phyllonitique peuvent également constituer du minerai, mais par contre, certains amas de pyrite massive n'ont qu'une très faible teneur en or (Marquis *et al.*, 1992).

Deux zones économiques sont présentement connues (figure 26). La zone principale "A" est située dans la bande principale du schiste à andalousite (figure 27). La zone sud "C", beaucoup plus petite, mais plus riche, est à 50 m au sud et 1 000 m à l'ouest de la première.

La pyrite "massive" (50 à 97 % de pyrite) forme des corps lenticulaires de plusieurs dizaines de mètres de longueur et, généralement, de 1 à 4 m d'épaisseur. Leur répartition est montrée sur les figures 26 et 27. Les corps pyriteux peuvent être homogènes, mais ils montrent souvent un rubanement compositionnel formé par une alternance de bandes de schiste à andalousite et de bandes de pyrite. Les signes de déformation de ces corps sont nombreux (figure 28). Les bandes de pyrite montrent des structures de boudin et de "pinch and swell", tandis que les couches de schistes montrent des transpositions. La pyrite homogène contient des fragments d'éponte foliés (figure 29) dont la longueur est inversement proportionnelle à l'épaisseur et qui passent latéralement à de minces filonnets de schiste. Les fragments sont plus étirés près de la bordure des amas de pyrite. La pyrite contient aussi des fragments non foliés de feldspathique silicifiée.

Contrôle structural

La zone minéralisée principale plonge à 70° W, parallèlement à la linéation L_1^0 (Stone, 1988). Les amas de pyrite, le rubanement compositionnel, les lentilles de schiste à andalousite et de nombreuses failles sont tous quasi parallèles à la schistosité S_1 qui contrôle donc la forme du minerai. Soulignons cependant que les amas de pyrite ne semblent pas toujours strictement concordants à S_1 . Ils peuvent être un peu obliques par rapport aux zones de schiste à andalousite (figures 27 et 30).

Selon Marquis *et al.* (1992), deux conditions sont essentielles pour permettre la formation de minerai:

- 1) la présence de corps riches en pyrite. Ceux-ci ont subi une déformation ductile associée à S_1 ;
- 2) ces corps doivent être recoupés par des zones de déformation cassante tardive, en partie associées avec des minéraux rétrogrades du métamorphisme. Une minéralisation de Cu-Ag-Au, qui est décrite au paragraphe suivant, est associée à ces cassures et caractérise les zones économiques. La minéralisation est surtout présente dans des microstructures,

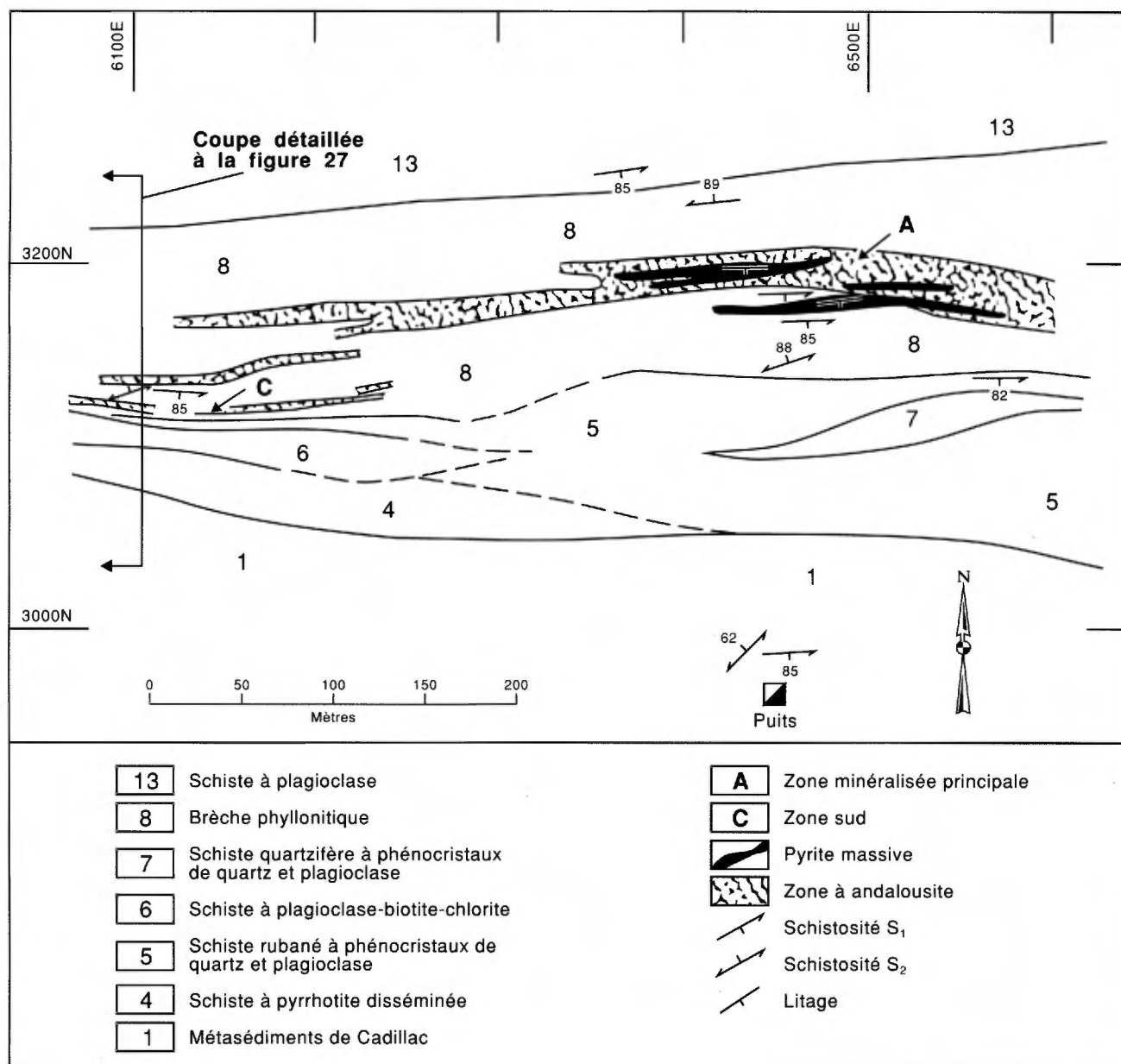


FIGURE 26 – Carte géologique près de la mine LaRonde (d'après Marquis *et al.*, 1992) et localisation de la coupe de la figure 27.

telles des fractures à l'échelle des grains individuels (Marquis *et al.*, 1992). Certaines fractures ont cependant jusqu'à 1 mètre de longueur. Elles sont surtout subverticales et de direction à peu près nord-sud.

L'absence ou la présence de ces structures fragiles est la principale différence qui existe entre les lentilles non économiques et les lentilles de minerai. De plus, la minéralisation est restreinte aux lithologies pyriteuses. Dans les lentilles non économiques, les fractures sont scellées par des minéraux tels le quartz et le carbonate.

Minéraux métalliques

La pyrite forme environ 98 % des sulfures précoces. Elle est équi-granulaire et montre des points triples à

120° dans les amas de sulfures massifs. Elle a eu un comportement ductile au cours du métamorphisme auquel a succédé une phase fragile indiquée par la cataclase locale et la fracturation de la pyrite (Marquis *et al.*, 1992).

La chalcopryrite est abondante dans la minéralisation économique tardive. Elle remplit les fractures et remplace en partie la pyrite. Elle peut être accompagnée ou suivie de tout un cortège de minéraux totalisant plus de 20 espèces dont l'énumération se trouve au tableau 13. Ces minéraux sont cependant peu abondants. Ils n'ont apparemment pas été métamorphisés, car les phases minéralogiques intimement associées sont trop nombreuses. De plus, Marquis *et al.*

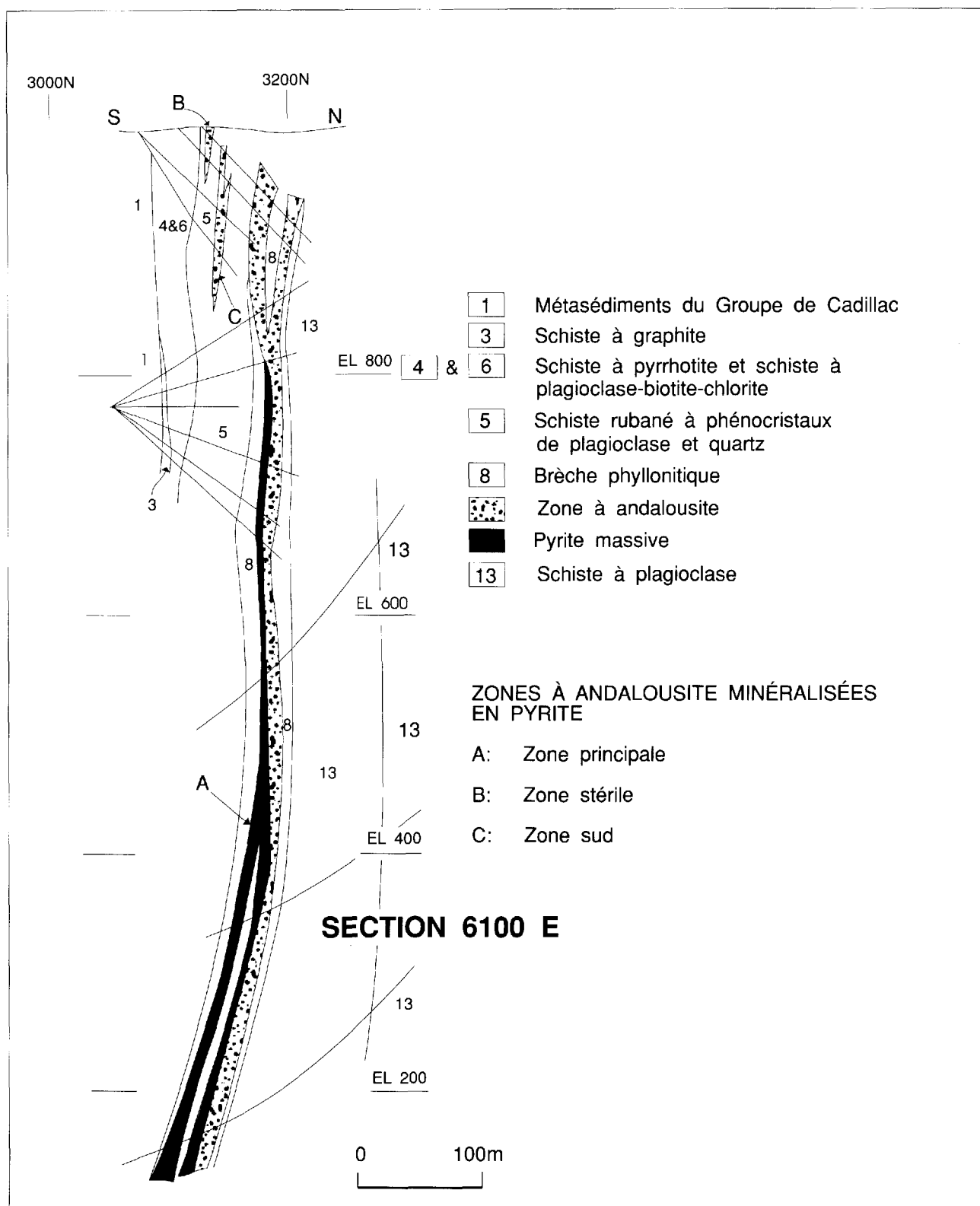


FIGURE 27 – Coupe géologique N-S du secteur ouest de la mine LaRonde (Marquis *et al.*, 1992). Voir figure 26.

(1992) ont illustré des intercroissances complexes de type myrmékitique qui n'ont probablement pas subi de déformation ductile (figure 31). D'après ces auteurs,

l'ordre général dans lequel s'est déposée cette minéralisation économique serait le suivant:

1) les phases ferrifères: pyrite;

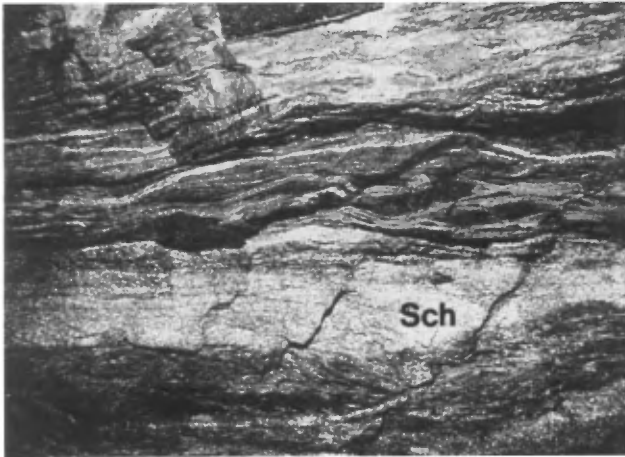


FIGURE 28 – Mine LaRonde. Pyrite massive encaissée dans le schiste à andalousite (Sch). La zone de contact est caractérisée par des structures d'étirement asymétriques. L'arête de la plaque de boulonnage (en haut) mesure 15 cm.



FIGURE 29 – Mine LaRonde. Inclusions de schiste à andalousite (Sch) dans les corps de pyrite massive de la zone sud.

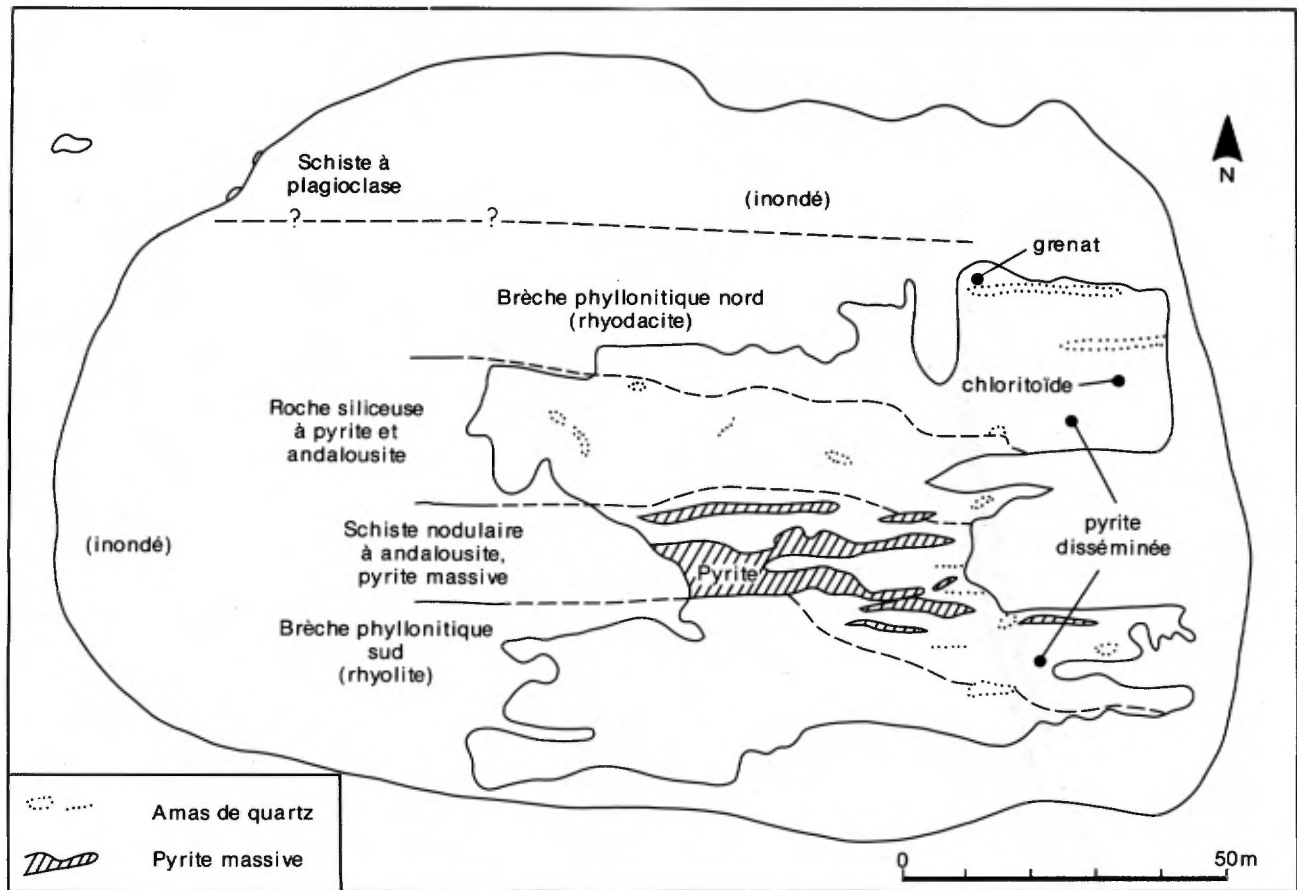


FIGURE 30 – Distribution des amas de pyrite massive et des lithologies dans la fosse à ciel ouvert de la mine LaRonde (modifié de Eliopoulos, 1983).

- 2) les phases ferri-cuprifères: chalcopryrite-bornite-digénite;
- 3) les phases cupro-argentifères: stromeyérite, mack-instryite;
- 4) les phases argentifères: galène argentifère, etc.

L'or est généralement associé à la chalcopryrite (donc à la deuxième phase de dépôt). Il forme des inclusions de moins de 40 microns dans les veinules et les plages de chalcopryrite (figure 32). Il est également associé aux autres sulfures de Fe-Cu mais ces phases sont bien moins abondantes (Marquis *et al*, 1992).

TABEAU 13 – Minéraux métalliques associés à la minéralisation économique de la mine Donald J. LaRonde, d'après Marquis *et al.* (1992).

pyrite	FeS_2
chalcopyrite	CuFeS_2
pyrrhotite	Fe_{1-x}S
sphalérite	ZnS
galène	PbS
alabandite	MnS
bornite	Cu_4FeS_9
digénite	$(\text{Cu},\text{Fe})_9\text{S}_5$
covellite	CuS
arsénopyrite	FeAsS
tennantite	$\text{Cu}_{12}\text{AsS}_{13}$
stromeyérite	CuAgS
mackinstreyite	$\text{Cu}_{0,6}\text{Ag}_{1,2}\text{S}$
or	Au
calavérite	AuTe_2
petzite	AgAuTe
altaïte	PbTe
stannite	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$
sulfosels	$\text{Cu}_{15}\text{Fe}_5\text{AsS}_{20}$ $\text{Cu}_{11-15}\text{Fe}_{1-3}\text{AsS}_{10-11}$ $\text{Cu}_{5,7-6,3}\text{As}_{2,7-3,1}\text{ZnS}_{7,7-6,5}$ $\text{Sn}_{10,4}\text{Fe}_{5,9}\text{CuS}_{13}$ $\text{Fe}_{4,2}\text{Cu}_{2,9}\text{AsS}_{12,4}$ $\text{Cu}_{0,67}\text{Pb}_{0,8}\text{Bi}_{1,2}\text{S}_3$

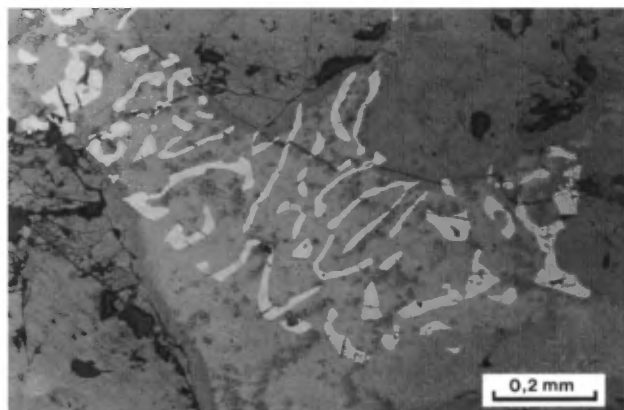


FIGURE 31 – Mine LaRonde. Texture graphique définie par la galène en inclusions dans la stromeyérite.

Zone altérée

Le développement de micas blancs dans des rubans anastomosés caractérise la brèche phyllonitique située entre le schiste à andalousite et la rhyolite moins altérée au sud. Cette lithologie a été subdivisée en trois zones minéralogiques par Eliopoulos (1983). On a donc successivement:

- 1) rhyolite peu altérée où les phénocristaux d'albite sont conservés;
- 2a) développement de rubans de muscovite et destruction des phénocristaux d'albite;

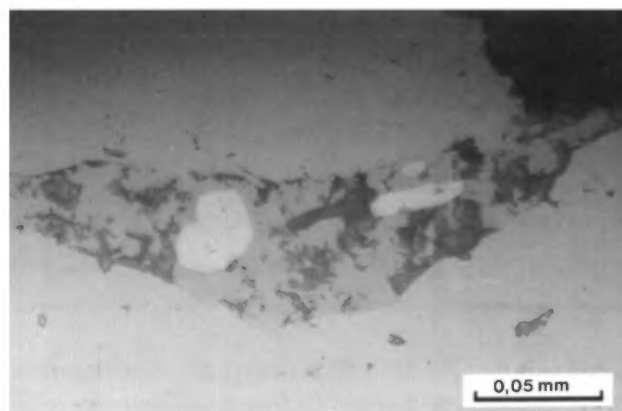


FIGURE 32 – Mine LaRonde. Inclusions d'or dans la chalcopyrite qui comble les fractures des grains de pyrite.

- 2b) rubans de muscovite + margarite avec porphyroblastes d'andésine;
- 2c) rubans de muscovite + paragonite avec porphyroblastes d'albite. Cette zone est étroite;
- 3) schiste à andalousite + pyrite, avec paragonite et muscovite.

Le schiste à andalousite est constitué de l'assemblage quartz + paragonite + muscovite + andalousite + pyrite, et d'un peu de rutile, de kyanite et de chlorite. Les porphyroblastes d'andalousite et de kyanite sont partiellement altérés en aluminosilicates hydratés comme nous l'avons déjà indiqué. Marquis *et al.* (1992) ont insisté sur le fait que les porphyroblastes sont progrades dans le métamorphisme et contemporains de la schistosité régionale, tandis que les aluminosilicates hydratés sont rétrogrades.

Le grenat se rencontre localement dans la brèche phyllonitique au nord et au sud du gisement. Il est toujours manganésifère (60 – 75 % spessartine). Il peut n'être présent qu'en traces dans des roches qui n'ont que 0,5 % MnO. Cette teneur peut atteindre 3 % MnO dans des échantillons riches en grenat. Le chloritoïde est localement présent au nord de la zone minéralisée.

Le carbonate est rare dans le schiste à andalousite, dans les corps pyriteux et dans la brèche phyllonitique sud. Les analyses chimiques indiquent environ 0,25 % CO_2 , ce qui est moindre que dans le schiste rhyolitique "frais". Par contre, au nord du schiste à andalousite, la "roche altérée en carbonate et chlorite" contient 1,6 % CO_2 . Marquis *et al.* (1992) croient que la carbonatation est reliée à la fracturation et à l'altération rétrograde.

Géochimie du minerai

Le facteur d'enrichissement de certains éléments, c.-à-d. leur rapport "teneur dans la roche minérali-

sée / teneur dans les volcanites non altérées” est le suivant:

	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	As	Cr	W	Ba	S
Pyrite massive	1000	100	50	10	1	300	5	11	0,3	500
Schiste à andalousite-pyrite	300	10	40	3	1	70	10	10	3	200

Les sulfures aurifères de la mine LaRonde montrent un enrichissement en Ag et Cu bien plus élevé que celui de la plupart des gîtes filoniens de quartz aurifère. Ici, l'argent est 2 à 5 fois plus abondant que l'or, alors que souvent dans les gîtes filoniens au contraire, l'or y est 10 fois plus abondant que l'argent. La teneur indiquée en zinc n'est que de 300 ppm malgré la présence locale de sphalérite massive au sud de la zone principale. L'arsenic est l'un de éléments les plus enrichis. Le baryum, malgré sa concentration importante dans la muscovite de la zone altérée, n'est en moyenne que faiblement enrichi.

Nous avons indiqué que les lentilles de minerai sont situées à l'intérieur d'une grande zone de 20 à 30 m d'épaisseur où les teneurs moyennes en or excèdent 300 ppb. Cette zone est elle-même à l'intérieur de la zone de pyrite. Ailleurs sur la propriété hors de la zone altérée et de la brèche phyllonitique, les échantillons contiennent généralement moins de 10 ppb d'or.

MINE MIC MAC

Localisation

L'ancienne mine Mic Mac qui fait maintenant partie de la propriété Mouska de Cambior est située dans les rangs IX et X du canton Bousquet, à peu de distance à l'ouest de la ligne N-S de demi-canton. Elle est à environ à 4 km au NW de la mine Doyon (voir figure 2).

Historique

On fit la découverte d'une large zone schisteuse minéralisée en or en 1936. Après plusieurs sondages, le fonçage d'un puits et de galeries à deux niveaux fut entrepris en 1938 et 1939. Les réserves sont moindres qu'anticipées. La compagnie est réorganisée sous le nom de Mic Mac Mines Limited en 1939 et la propriété minière est agrandie. Les travaux de mise en valeur reprennent en 1941 avec l'approfondissement du puits et la construction d'une usine de traitement d'une capacité de 550 t/jour. La mine entre en production en juin 1942 et elle opère jusqu'à l'épuisement des réserves en 1947. Les forages ne montrent pas de minerai sous le dernier niveau à 410 m de profondeur. De 1942 à 1947, la production totale a été de 723 400 tonnes de minerai dont on a extrait 3 342 kg d'or, 50 kg d'argent et de 1 150 tonnes de cuivre. La teneur moyenne du minerai traité est donc de

4,6 g/t Au, 0,07 g/t Ag et 0,16 % Cu. L'or produit fut extrait par amalgamation dans une proportion de 40 %, le reste provenant d'un concentré de chalcopryrite traité à la fonderie de Noranda (Dresser et Denis, 1951).

En 1973, la propriété est prise sous option par SOQUEM qui relance l'exploration. Elle passe ensuite sous le contrôle de Cambior qui poursuit les travaux et annonce en 1987 qu'une importante découverte a été faite sur la propriété Mouska. Le site de cette découverte se situe à environ 1 km à l'ouest de la mine Mic Mac. Des travaux souterrains, qui comprennent le fonçage d'un nouveau puits et le creusement de galeries, sont en cours de réalisation pour achever d'explorer et de mettre en exploitation cette découverte.

Géologie locale

Le minerai de la mine Mic Mac consistait en un stockwerk de veines de quartz et sulfures dans des laves surtout mafiques. Les éponges sont silicifiées et pyritisées, tandis que la magnétite qui est abondante est à l'origine d'une grande anomalie magnétique qui circonscrit exactement le gisement.

Du point de vue stratigraphique, le gisement se situe près du contact entre l'unité tholéiitique nord et l'unité hétérogène, alors que l'unité distinctive de rhyolite sodique à cristaux de quartz qui sépare ces deux dernières unités devient étroite et discontinue au nord du pluton de Mooshla.

Description des lentilles minéralisées

D'après les descriptions de Mills (1948) et de Gunning (1941), les lentilles de minerai sont légèrement discordantes par rapport aux unités encaissantes et elles se trouvent à l'endroit où s'infléchit une zone de cisaillement qui, étant concordante aux formations à l'est, les recoupe plus à l'ouest (figure 33). Cette flexure est inclinée de 30 à 50° vers le SE. Ce point de flexure forme la "base" des lentilles minéralisées qui s'étendent verticalement vers le haut et en aval pendage vers le SE. Le minerai ne se trouve donc pas dans une zone de cisaillement, mais dans la lave massive, et il vient buter contre la zone de cisaillement. La teneur en or est généralement plus élevée près de la zone de cisaillement.

Le minerai est constitué de trois lentilles minéralisées légèrement décalées en échelon. La plus grande avait plus de 300 m de longueur et s'adossait le long du pendage de la zone cisailée (figure 34). Son épaisseur atteignait 16 m dans sa partie centrale et diminuait à entre 1,5 et 3 m aux extrémités, soit une épaisseur moyenne de 4,5 m (Mills, 1948). La lentille supérieure n'avait que 0,75 à 1,5 m d'épaisseur.

Chacune des trois lentilles qui constituent le minerai est composée d'un stockwerk ou réseau d'étroites veines parallèles rapprochées (figure 33A). Les veines

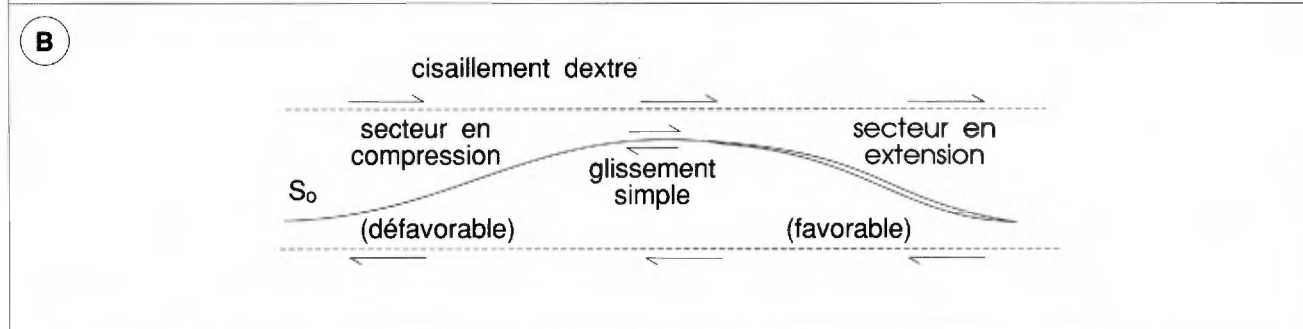
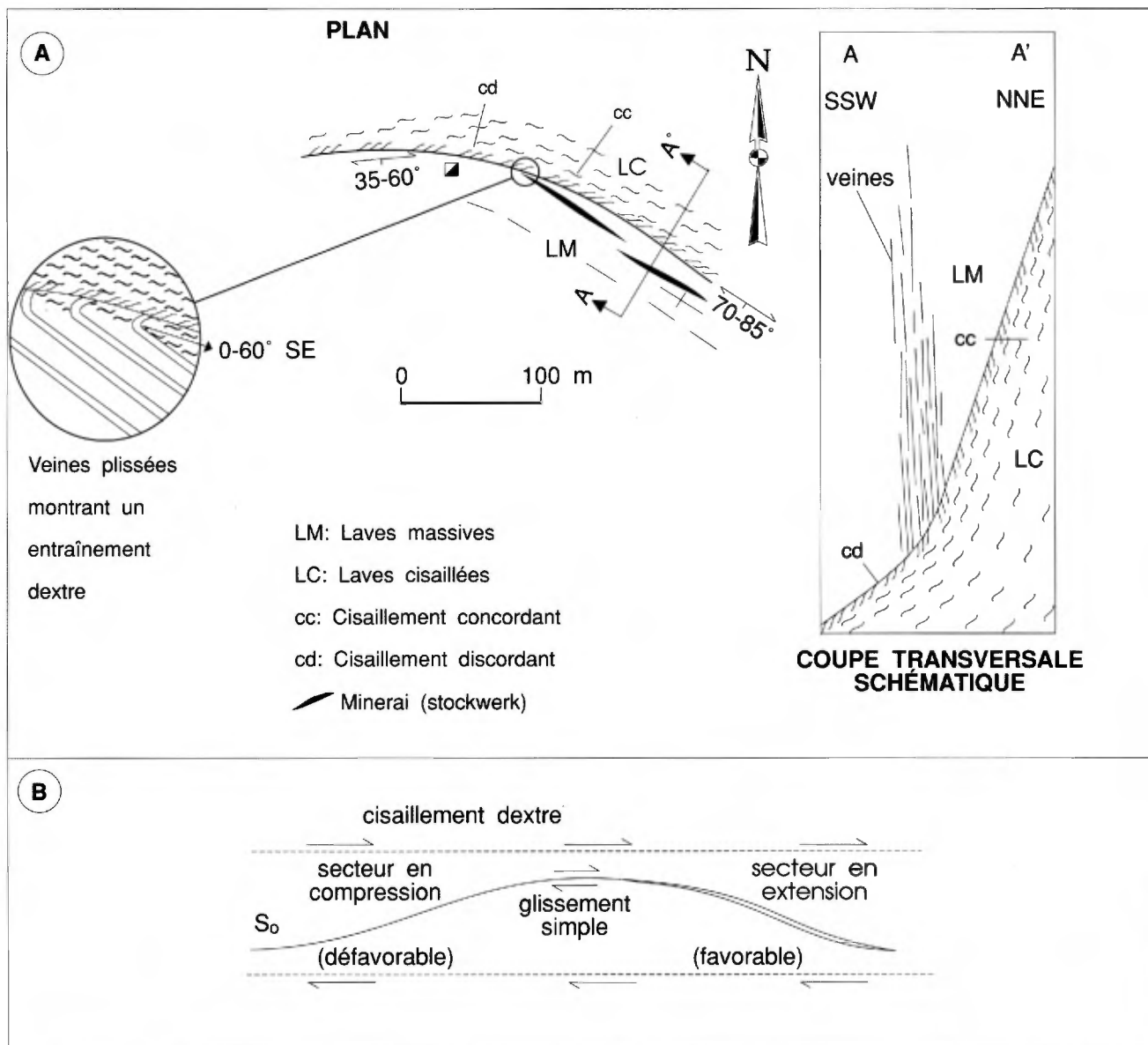


FIGURE 33 – Mine Mic Mac. A) plan de niveau et coupe transversale A-A' du niveau 455', d'après Mills (1948) et Gunning (1941); B: représentation schématique des cisaillements et zones minéralisées, d'après Lulin (1985).

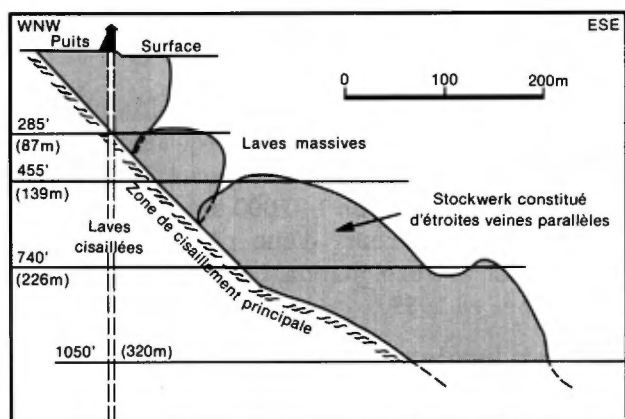


FIGURE 34 – Section longitudinale à la mine Mic Mac (d'après Mills, 1948).

sont surtout d'épaisseurs millimétrique à centimétrique, quelques unes pouvant atteindre 15 cm. Leur espacement est d'environ 1 cm dans la partie centrale des lentilles, passant à plusieurs centimètres aux extrémités. Les veines individuelles ont généralement 5 à 10 m de longueur, parfois 15 m pour les veines les plus importantes. Entre les veines, la roche encaissante est constituée de lave très "silicifiée" avec pyrite et pyrrhotite disséminées qui révèle à l'analyse une teneur en or faible (Mills, 1948).

Contrôle structural

Le contrôle de la minéralisation est à la fois structural et lithologique. Les lentilles minéralisées sont dans un basalte magnétique massif, près de la zone de

cisaillement qui borde des laves plus schisteuses au NE (Mills, 1948). L'attitude des formations et celle du cisaillement sont parallèles à environ $115^{\circ}/75^{\circ}$ S dans la partie est. Plus à l'ouest, la zone de cisaillement prend une direction E-W avec un pendage sud aussi peu incliné que 35° par endroits (Mills, 1948). L'intersection de ces deux directions détermine le plongement des lentilles à 50° SE aux niveaux supérieurs et à 25° pour les zones minéralisées profondes.

Selon Gunning (1941), les veines individuelles sont sensiblement parallèles aux zones minéralisées de direction SE et leur pendage est vertical, parfois un peu incliné vers le NE. Les veines sont planes, sauf près de la zone de cisaillement où elles sont incurvées. Elles forment alors de petits plis d'entraînement qui plongent de 0° à 60° SE. Selon Mills (1948), ces plis indiquent un entraînement dextre de la zone de cisaillement (figure 33A).

Mills (1948) mentionne que les épontes des lentilles sont silicifiées et non schisteuses, et il rapporte que des veines étroites et parallèles montrent une continuité remarquable. Lulin (1985) a suggéré que dans le cas d'un décrochement dextre le long d'un plan de glissement E-W un peu courbe, les secteurs de direction ESE devraient être en extension relative (figure 33B). Ceci expliquerait la formation des ouvertures observées dans la lave massive.

Minéralogie

Les veines sont constituées de quartz, de sulfures, d'un peu de carbonate, d'ilménite, de magnétite et d'or natif (Gunning, 1941). La pyrite, la pyrrhotite et la chalcopryrite sont abondantes et forment ensemble jusqu'à 25 % des veines. La chalcopryrite formait au moins 0,5 % de tout le matériel traité pour produire le concentré et probablement plus de 1 % des veines. L'or natif est finement disséminé et rarement visible (Gunning, 1941). Le minerai a une teneur en or proportionnelle à celle de la chalcopryrite (Beaudoin et Trudel, 1988). En s'approchant de l'extrémité des lentilles minéralisées, la teneur en carbonate des veines augmente et celle de la chalcopryrite et de l'or diminue (Mills, 1948).

Altération

L'altération des épontes des veines minéralisées est peu connue. Mills (1948) rapporte que les laves sont "silicifiées" en bordure des veines, mais la minéralogie n'est pas mentionnée. Les roches sont riches en magnétite (Gunning, 1941) qui est particulièrement abondante dans les plages felsiques altérées. La magnétite disséminée forme un grand halo autour du secteur minéralisé qui s'étend sur au moins 2 km en direction E-W pour englober le gîte nouvellement découvert de Mouska. Aucune étude détaillée de ce gîte n'a encore été effectuée, mais il partagerait plusieurs caractéris-

tiques communes avec la mine Mic Mac (même roche encaissante, minéralisation à contrôle structural, abondance de chalcopryrite et de pyrrhotite, etc.).

Gisements associés à la zone de déformation de Cadillac

MINE O'BRIEN (Darius Gold Mines)

Localisation

L'ancienne mine O'Brien est dans la partie ouest du canton Cadillac, à 1,5 km au NW de la ville de Cadillac. Elle est située à 60 km à l'ouest de Val-d'Or et à 50 km à l'est de Rouyn-Noranda.

Historique

La veine minéralisée n° 1 de la mine O'Brien fut découverte par prospection en 1924. Les autres veines ont été découvertes par forages et travaux souterrains, sauf la veine n° 4 qui a été trouvée par décapage.

Le fonçage du puits principal ou n° 2 a débuté en 1930. Une usine d'amalgamation d'une capacité de 90 t/jour a été érigée en 1932 et la production commerciale a commencé en février 1933. La récupération de l'or était alors seulement d'environ 65 %, car 27 % de l'or demeurait emprisonné dans un concentré d'arsénopyrite qui était entreposé dans l'attente d'un traitement futur. Un circuit de cyanuration et un four pour grillage de l'arsénopyrite ont finalement été construits en 1935. La capacité de l'usine a été portée à 180 t/jour en 1937. Le puits n° 3, d'une profondeur de 450 m, a été creusé à 550 m à l'ouest du puits n° 2 pour exploiter le secteur ouest de la mine. Le puits intérieur n° 4 est près du puits n° 2. Il a été foncé entre 1941 et 1949. L'exploitation s'est poursuivie jusqu'au dernier niveau à 1 050 m de profondeur. Les forages ont alors indiqué que les cheminées enrichies de la veine n° 1 ne se prolongeaient pas sous ce niveau. La mine O'Brien a fermé en 1956 après avoir traité 1 190 000 tonnes de minerai ayant une teneur récupérée de 15,4 g/t Au. Elle a produit au total 18,3 tonnes d'or, 1,47 tonne d'argent et une quantité non spécifiée de concentré d'arsenic.

La propriété a été acquise par Darius Gold Mines Inc. en 1973. La mine a été dénoyée jusqu'au niveau de 460 m et un concentrateur d'une capacité de 450 t/jour a été reconstruit. Environ 140 000 tonnes de minerai furent traitées au cours d'une période de 7 ans d'exploration et d'exploitation. La mine a été de nouveau fermée en 1985.

Géologie locale

Les veines minéralisées de la mine O'Brien sont dans les volcanites du Groupe de Piché, à moins de 100 m au sud de la faille de Cadillac. Les roches encaissantes forment des unités distinctes et parallèles, de compéten-

ces différentes, qu'on a pu tracer à travers toute la propriété. Les plus caractéristiques d'entre elles sont le conglomérat de O'Brien et l'andésite porphyrique.

Un facteur important pour la compréhension de l'arrangement géométrique des veines est l'aplatissement intense des roches du Piché qui est bien illustré par la forme en crêpes que prennent des fragments du conglomérat de O'Brien (figure 35).

Description des veines minéralisées

La mine O'Brien a exploité quelques veines individuelles de quartz (figure 36). Les veines étaient étroites et non économiques sur de bonnes distances, mais elles contenaient localement des secteurs économiques ou "cheminées enrichies", parfois avec des quantités phénoménales d'or visible. Les veines sont légèrement obliques (0-10°) par rapport aux unités lithologiques et à la schistosité régionale. Elles sont caractérisées par l'abondance d'arsénopyrite dans les épontes.



FIGURE 35 – Groupe de Piché. Fragments très aplatis dans le conglomérat de O'Brien. Plan horizontal.



FIGURE 36 – Vue du toit d'une galerie de la mine O'Brien montrant la structure rubanée d'une veine de quartz.

Une quinzaine de veines minéralisées d'une certaine importance sont connues, mais 95 % de la production provient de 4 veines seulement (Comline, 1979). La veine n° 4, la plus riche, est dans l'andésite porphyrique (figure 37). La veine n° 1, la plus importante en tonnage, s'insère surtout dans le conglomérat ou à sa bordure, mais s'étend aussi dans le basalte schisteux tholéiitique au sud. La veine n° 9 est dans l'unité mixte de grauwackes et de laves tholéiitiques au nord de l'andésite porphyrique. Enfin, la veine n° 14 prolonge vers l'ouest la veine n° 4 et elle s'insère surtout dans le conglomérat (figure 37).

Les zones minéralisées consistent habituellement en une veine de quartz principale montrant une bordure d'éponte altérée. Ces veines sont relativement planes et remarquablement continues dans les roches compétentes. L'épaisseur des veines de quartz n'était généralement que d'environ 0,3 m, sauf pour la veine n° 9 qui avait dans son ensemble de 0,6 à 1 m d'épaisseur (Mills, 1950). La bordure d'altération minéralisée en arsénopyrite a généralement quelques centimètres d'épaisseur (Blais, 1954). À de rares endroits, les veines dessinent soudainement un ensemble de petits plis complexes (figure 38) à plans axiaux parallèles à la schistosité régionale. Ces "plis de veines" ("vein rolls" de Brown, 1948; Mills, 1950; Blais, 1954) se trouvent surtout dans des zones schisteuses, souvent en bordure d'une unité lithologique compétente. Dans les zones plissées, les veines sont souvent étroites, mais multiples (figure 38), et leurs épontes sont parfois altérées et minéralisées sur des largeurs plus considérables que leur propre épaisseur. La zone exploitée atteignait ainsi 6 m d'épaisseur dans un secteur plissé de la veine n° 9, près de son intersection avec la veine n° 4 (Mills, 1950).

Des veines individuelles ont été suivies sur des longueurs de 200 à 500 m horizontalement et de 1 000 m verticalement, mais seulement une faible partie d'entre elles était économique. Les "cheminées minéralisées" étaient allongées verticalement. Des zones exploitées de quelques dizaines de mètres de longueur horizontale ont été suivies verticalement sur plusieurs centaines de mètres. Le minerai traité au concentrateur avait une teneur moyenne de 15 g/t Au. Une bonne part des veines n'avait cependant que 15 à 25 cm d'épaisseur, et dès lors leur teneur respective devait être de 2 à 5 fois plus élevée que la teneur moyenne (Sauvé et Trudel, 1991).

La cheminée la plus riche de la mine était dans la veine n° 4. Elle n'avait que 10 à 15 cm de longueur horizontale, mais elle a été exploitée verticalement sur 200 m (Mills, 1950; Gunning, 1941). La veine n'avait que 10 cm d'épaisseur par endroits, mais l'or visible s'y était déposé en quantité spectaculaire (figure 39).

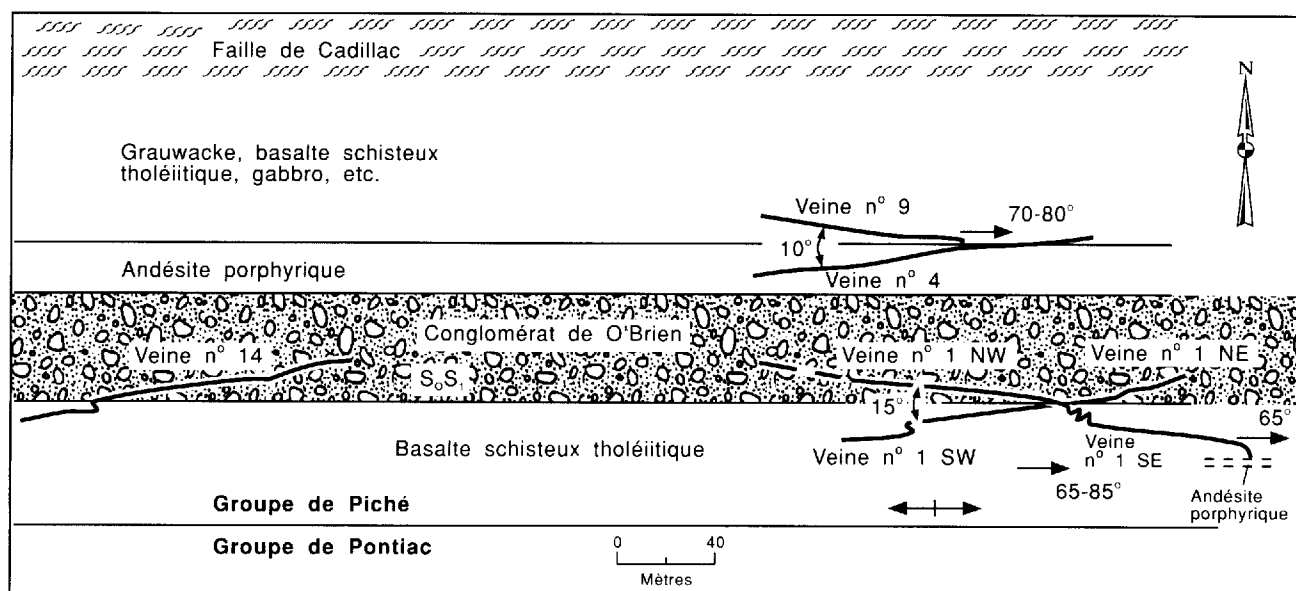


FIGURE 37 – Schéma (vue en plan) montrant la distribution des veines et leurs relations angulaires à la mine O'Brien. Rares plis d'entraînement en forme de S dans les veines ENE, ou en forme de Z dans les veines ESE (tirée de Sauvé et Trudel, 1991).

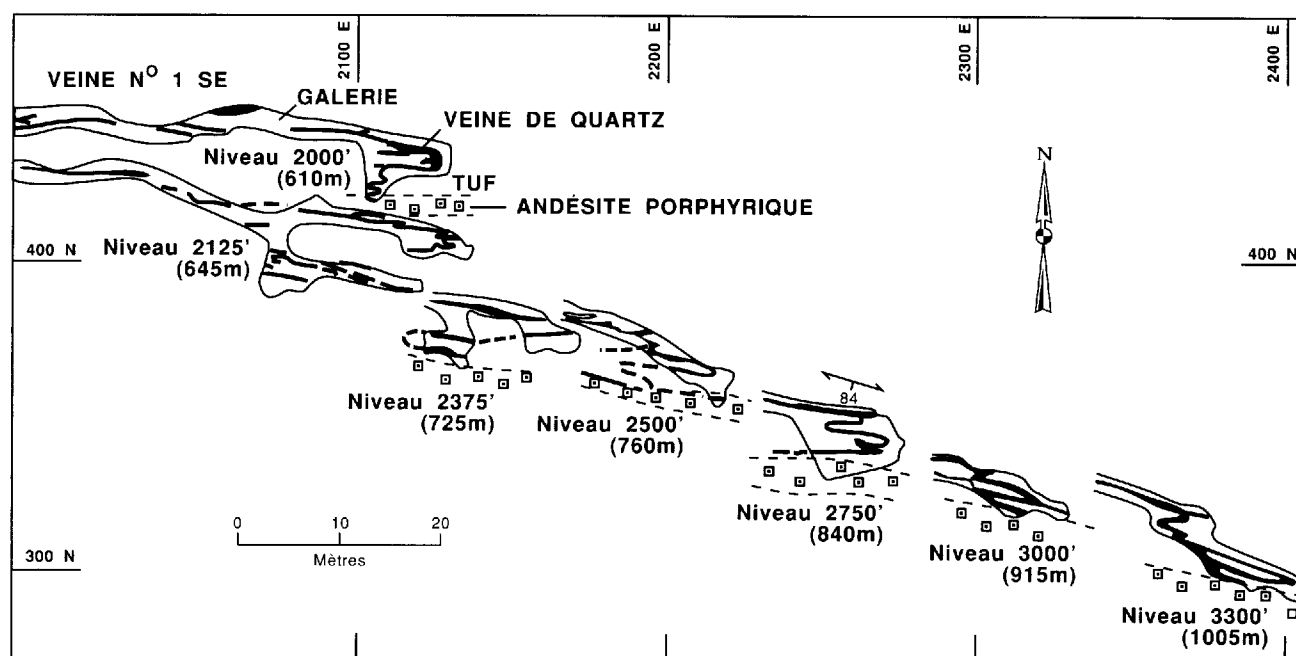


FIGURE 38 – Cheminée minéralisée dans un pli à l'extrémité E de la veine n° 1 SE (mine O'Brien, plans superposés). La veine s'interrompt au contact d'une couche d'andésite porphyrique (d'après Blais, 1954; voir aussi Sauvé et Trudel, 1991).

La teneur moyenne de cette veine était d'environ 900 g/t Au (Blais, 1954).

Contrôle structural

Les veines exploitées étaient surtout dans le conglomérat, l'andésite porphyrique ou à peu de distance de ces deux lithologies qui sont les plus compétentes de la mine (Blais, 1954).

Les veines appartiennent à deux familles conjuguées (Sauvé et Trudel, 1991) chacune discordante de 5 à 10° par rapport à la schistosité S_1 et au contact des

deux unités lithologiques. Le système de la veine n° 1 se compose de deux veines conjuguées, les veines n° 1 NE-SW et n° 1 NW-SE, qui se recoupent l'une l'autre et forment un "X" aplati. La famille de veines ESE, dont la direction est en discordance horaire par rapport à la schistosité régionale E-W, comprend les veines nos 1 NE-SW, 4 et 14. La ligne d'intersection des deux familles de veines plonge à environ 65° E dans le plan de la schistosité. Un dernier élément confirme que les deux familles de veines sont conjuguées l'une de l'autre: les veines ENE montrent des plis en forme de



FIGURE 39 – Mine O'Brien. Échantillon spectaculaire d'or (pâle) remplissant des fractures tardives dans le quartz gris foncé. Les traînées de points blancs visibles à la partie inférieure de l'échantillon sont de l'arsénopyrite.

“S”, tandis que les veines ESE montrent des plis en forme de “Z”. Une troisième famille de veines sub-horizontales est présente, mais ces dernières sont peu ou pas minéralisées et plus tardives (Blais, 1955).

L'or visible occupe souvent des fractures tardives dans les veines (figure 40). Selon Blais (1954 et 1955), une fracturation locale apparue en synchronisme à la venue d'un fluide aurifère serait responsable de l'existence de veines enrichies en or. Ceci explique la localisation des cheminées minéralisées qui est contrôlée entièrement par les structures.

Ce contrôle s'exerce comme suit :

- 1) rencontre des veines ENE et ESE (Mills, 1959). La rencontre des veines conjuguées n° 1 NW-SE et n° 1 NE-SW, ainsi que celle des veines nos 4 et 9 forment de longues cheminées minéralisées à plongement

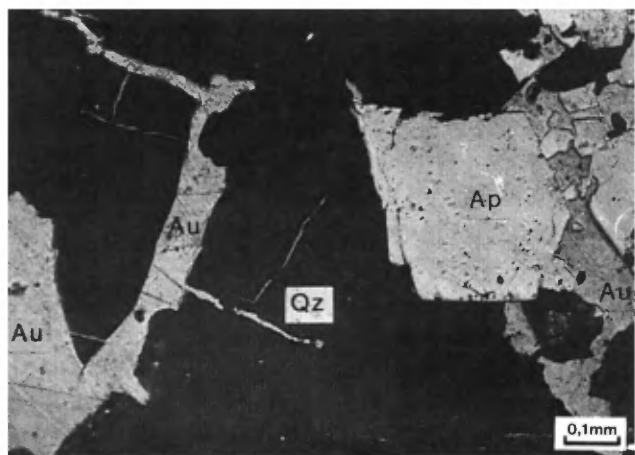


FIGURE 40 – Mine O'Brien. Or grenu (Au) interstitiel à l'arsénopyrite (Ap) et remplissant des fractures tardives dans le quartz (Qz).

abrupte vers l'est. Toutefois, la rencontre de la veine n° 4 avec le prolongement de la veine n° 1 NW-SE ne donne pas lieu à la présence de minerai;

- 2) plis ou replis des veines (Mills, 1950). Ces plis se rencontrent surtout dans les zones de contact entre des lithologies de compétences différentes. Ces plis occasionnent la formation des cheminées minéralisées à plongement abrupt vers l'est au sein des veines nos 1, 9 et 14;
- 3) inflexions dans la direction des veines. Mills (1950) a étudié en détail la distribution des zones minéralisées par rapport à de légères inflexions dans la direction des veines. Les secteurs favorables au dépôt de l'or seraient ceux où la veine s'incurve pour faire un angle plus grand par rapport à la schistosité régionale ou au contact des unités lithologiques encaissantes, mais il y a plusieurs exceptions à cette règle, comme Mills l'admet lui-même;
- 4) proximité de zones de cisaillement graphiteuses (Blais, 1955). De petites failles ou zones de cisaillement graphiteuses et subparallèles aux formations sont présentes en abondance dans la partie nord du Piché. Selon Blais (1955), le quartz filonien est souvent fracturé et rempli d'or aux abords de ces zones.

Les veines sont tardicinématiques, mais sont affectées par au moins les dernières phases de la déformation régionale (Sauvé et Trudel, 1991). Les plis en forme de “S” et de “Z”, selon la direction des veines par rapport à la schistosité, sont compatibles avec un aplatissement N-S. Cet aplatissement est d'ailleurs la seule explication au fait que les veines soient plissées dans des secteurs où les unités lithologiques demeurent planes (Sauvé et Trudel, 1991).

La figure 41 présente une reconstitution schématique de la géologie du secteur avant la dernière phase d'aplatissement en faisant l'hypothèse que les veines s'y étaient déjà insérées.

Minéralogie des veines

Blais (1954 et 1955) a reconnu deux types de veines de quartz: 1) les filons aurifères de quartz gris bleuté avec épontes altérées et présence d'arsénopyrite, et 2) les filons stériles de quartz blanc sans arsenopyrite et sans altération des épontes. Ces derniers forment les veines horizontales et autres veines tardives. Le quartz des veines aurifères est souvent gris foncé parce qu'une petite quantité de carbone y est présente (jusqu'à 0,1 %, Blais, 1954). Il est généralement fin, saccharoïde et est intensément cataclasé et fracturé là où le minerai est le plus riche. Au contraire, le quartz des veines tardives est en gros grains vitreux peu cataclasés.

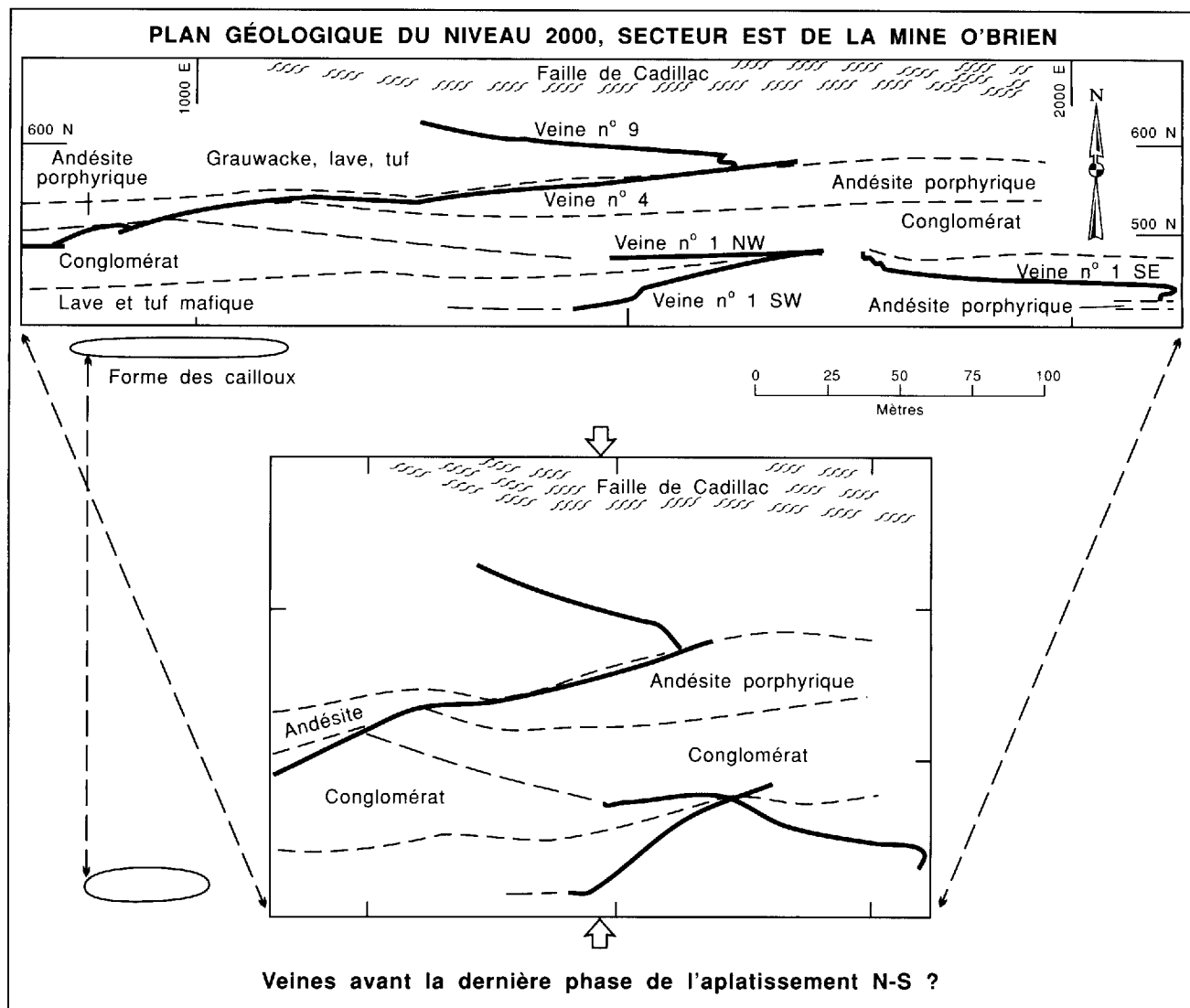


FIGURE 41 – Reconstitution des veines du secteur est de la mine O'Brien, niveau 2000, lors de la phase intermédiaire de l'aplatissement, en supposant que les veines étaient déjà présentes. On a corrigé pour la moitié seulement de l'aplatissement final N-S et supposé que celui-ci était uniforme ou homogène (d'après Mills, 1950); voir ET 89-07, page 34 (Sauvé et Trudel, 1991).

Les autres minéraux de gangue sont des constituants relativement mineurs. L'albite forme 5 à 10 % de certaines veines (Blais, 1954). La dolomite ferrifère peut être interstitielle au quartz, tandis que la calcite forme des veinules tardives recoupant le quartz (Comline, 1979). La tourmaline, la biotite, la muscovite chromifère, la chlorite et le rutile sont souvent en petites traînées schisteuses qui représentent possiblement des fragments d'épontes déchiquetées. La scheelite est peu abondante, mais commune, et se trouve surtout en bordure des veines (Blais, 1954). L'apatite se trouve aussi en bordure des veines. Des traces de fluorine ont été aperçues (Sauvé et Trudel, 1991).

L'arsénopyrite forme environ 2 % des veines (Comline, 1979). La pyrite et la pyrrhotite sont présentes en quantité moindre, tandis que la chalcopyrite et la sphalérite n'y sont présentes qu'à l'état de traces. Selon Brown (1948), l'arsénopyrite fine aciculaire est tou-

jours présente là où l'or est abondant. Cependant, la présence de l'arsénopyrite ne garantit pas celle de l'or.

L'or visible était abondant dans la mine. La description suivante est surtout tirée de Blais (1954):

- 1) l'or remplit souvent d'étroites fissures tardives qui recoupent le quartz et d'autres minéraux cassants comme la tourmaline et l'arsénopyrite (figure 40). Les veinules ont jusqu'à 2 mm d'épaisseur;
- 2) l'or peut être présent en plages ou en gros grains interstitiels au quartz et aux autres minéraux;
- 3) l'or peut être plaqué le long de plans de glissement séricitiques;
- 4) l'or peut former des inclusions de quelques microns dans l'arsénopyrite. La quantité d'or emprisonné dans l'arsénopyrite devait être mineure dans les veines riches, mais appréciable dans les autres veines puisque le concentré d'arsénopyrite était grillé afin d'en extraire l'or.

Blais (1954) n'a pu établir une succession détaillée de paragenèses vu l'absence de critère satisfaisant. Il croit cependant que presque tout l'or est arrivé après le quartz et les sulfures, car l'or natif est souvent seul dans des fractures recoupant les veines. Par contre, les veines sans épontes altérées et sans arsénopyrite ne contiennent pas d'or. Dès lors, il semble plus probable que l'or soit arrivé en même temps que le quartz et l'arsénopyrite, mais qu'il a été remobilisé localement au cours de la déformation subséquente et qu'il a recristallisé.

Altération des épontes

L'altération visible en bordure des veines a généralement quelques centimètres à plusieurs décimètres d'épaisseur, mais elle peut atteindre plusieurs mètres dans des schistes avec veinules multiples de quartz. La zone d'altération est souvent plus large là où la veine est de teneur économique (Blais, 1954). Elle devient étroite et peu marquée quand la veine s'amenuise en un mince filonnet. Le type d'altération dépend de la roche encaissante. Le conglomérat et l'andésite porphyrique, qui sont felsiques, montrent généralement une étroite zone grise riche en mica blanc. Celui-ci s'est formé aux dépens du feldspath (Blais, 1954) avec apport de K et départ de Na. Le grauwacke et le schiste mafique ont une zone d'altération brune souvent assez large et riche en biotite et en dolomite ferrière.

La présence d'arsénopyrite est caractéristique des deux types d'altération grise ou brune. La pyrite et la pyrrhotite sont localement plus abondantes que l'arsénopyrite. Ces sulfures forment 3 à 15 % de la bordure immédiate des veines. L'arsénopyrite, une partie de la pyrite et la pyrrhotite, sont contemporaines de la déformation (Sauvé et Trudel, 1991). En effet, l'arsénopyrite forme des prismes à section losangée alignés parallèlement à la schistosité. Ces cristaux, ainsi que ceux de pyrite, montrent souvent des ombres de pression. La pyrrhotite prend la forme de filonnets étirés dans la schistosité. Une part de la pyrite est tardive et forme des excroissances délicates postérieures à la schistosité. Un peu de chalcopryrite, généralement étirée le long de la schistosité, et des traces de sphalérite sont aussi présentes. L'or natif forme de fines inclusions de 1 à 15 microns à l'intérieur de la pyrite et de l'arsénopyrite, mais il se trouve également dans les carbonates et les silicates.

La tourmaline forme souvent 0,5 à 2 % de l'éponte altérée des veines (Blais, 1954; Sauvé et Trudel, 1991). Elle est disséminée sous forme de petites veinules parallèles à la schistosité, ou parfois en petites veinules obliques crenulées.

Les silicates des zones altérées sont compatibles avec le degré du métamorphisme régional. En effet, ces minéraux sont les mêmes que ceux des roches encaissantes, sauf que l'amphibole et la clinzoisite sont

absentes du fait de la carbonatation. En outre, les épontes altérées montrent les mêmes signes de métamorphisme rétrograde que les roches encaissantes: remplacement partiel et inégal de la biotite par la chlorite et légère séricitisation de l'oligoclase.

Géochimie des veines et des épontes

La teneur de plusieurs oligo-éléments a été déterminée par Comline (1979) et Kerrich (1983). Quelques analyses d'éléments majeurs sont rapportées par Blais (1955). Les rapports de concentration de divers éléments dans les veines et les épontes par rapport aux roches encaissantes sont discutés ci-après.

L'or est enrichi 1 000 à 10 000 fois par rapport aux épontes. L'arsenic est aussi très enrichi (1 000 fois). Son enrichissement déborde de la zone d'altération visible, mais l'étendue du halo d'altération n'est pas connue. Les veines montrent un enrichissement notable en chrome : 300 à 1 000 ppm, soit 2 à 4 fois la teneur des roches encaissantes qui semblent elles-mêmes anormalement riches en chrome. Le Cr est présent dans la biotite et la muscovite (Comline, 1979). Il n'y a pas d'enrichissement en Ag, Cu, Pb, Zn et Ni dans les veines et les épontes.

Les modifications chimiques de l'éponte altérée sont relativement mineures. Les apports évidents se limitent surtout à K₂O (1 %), CO₂ (1-5 %), S (1-3 %) et As (1 %). Des apports de bore sont indiqués par la tourmaline, mais il n'y a pas d'analyses chimiques correspondantes pour les roches encaissantes. Le soufre, et surtout l'arsenic, sont les deux éléments les plus directement associés à l'or, mais cette association à l'or n'est pas systématique; en effet, certains échantillons avec 1 000 ppm de As ne contiennent pas d'or (Comline, 1979).

MINE THOMPSON CADILLAC (PROPRIÉTÉ NEW ALGER)

Localisation

Les terrains de l'ancienne mine Thompson Cadillac, maintenant appelés New Alger, sont adjacents à l'ouest à ceux de la mine O'Brien. Ils jouxtent la bordure ouest du canton de Cadillac (voir figure 2).

Historique

La propriété a été jalonnée en 1924 à la suite des découvertes faites sur la propriété O'Brien. Divers travaux, incluant le fonçage d'un puits de 185 m, ont été effectués de façon intermittente entre 1925 et 1933. Les résultats ont été médiocres, les réserves étant évaluées à seulement 32 000 tonnes en 1930. En 1935, la société Thompson Cadillac Mining Co. Ltd nouvellement créée a dénoyé la mine et entrepris la construction d'une usine de traitement d'une capacité de 135 t/jour. Après des travaux de mise en valeur, la production a débuté en 1936 à un taux moyen de 75 t/jour.

La capacité du concentrateur a été augmentée à 200 t/ jour en 1937. La mine a cessé de produire en 1939 à cause du manque de fonds. La production totale de 1936 à 1939 a été de 512 kg d'or et 26 kg d'argent extraits de 159 000 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 3,2 g/t Au.

De 1945 à 1948, la société Alger Gold Mines Ltd a approfondi le puits à 340 m et a réalisé de nouveaux travaux d'exploration. Plusieurs nouvelles veines ont été trouvées, mais aucune n'a été jugée économique.

Géologie locale

Les unités lithologiques du Piché qui sont caractéristiques de la mine O'Brien, soit le conglomérat et l'andésite porphyrique, se prolongent jusque sur les terrains de Thompson Cadillac (Gunning, 1937). Cependant, le conglomérat est ici à la bordure sud du Piché. De plus, l'andésite porphyrique n'est plus à la bordure nord du conglomérat, mais elle est séparée de ce dernier par des roches volcaniques mafiques (laves, schistes verts).

Description des zones minéralisées

Les zones minéralisées de Thompson Cadillac sont mal connues. La production est issue de 2 veines ou zones minéralisées de direction E-W. La veine n° 1 est dans l'andésite porphyrique, tandis que la zone n° 2 est à quelques dizaines de mètres au nord, dans un schiste mafique (Gunning, 1937).

La zone n° 1 était constituée d'une veine de quartz d'environ 50 cm d'épaisseur moyenne et d'une étroite zone altérée. Elle a été retracée sur 335 m (Beaudoin et Trudel, 1988). L'or visible était présent, mais de façon irrégulière, et la teneur rapportée varie de traces à 88 g/t Au sur 0,2 m (Gorman, 1984).

La zone n° 2 était différente d'aspect. Le quartz y était présent, mais en veines étroites apparemment irrégulières et discontinues, tandis que l'éponte des veines était volumineuse et minéralisée, constituant ainsi la majeure partie du minerai. Cette dernière était formée de schiste brunâtre, riche en biotite et imprégné d'arsénopyrite et d'un peu moins de pyrite et de pyrhotite (Dresser et Denis, 1951). La zone a été tracée sur 180 m de longueur. Son épaisseur était très variable et atteignait 6,5 m à un endroit. On rapporte qu'un segment E-W de 55 m de longueur horizontale et d'une épaisseur moyenne de 3,5 m avait une teneur moyenne de 12 g/t Au (Dresser et Denis, 1951).

Contrôle structural

Les deux zones de minerai étaient à peu près E-W et subverticales comme à la mine O'Brien (figure 42). Elles convergeaient dans la partie W de la mine (Dresser et Denis, 1951), la veine n° 1 étant légèrement oblique par rapport à la schistosité.

La localisation des zones minéralisées et leur aspect différent résultent probablement d'un double contrôle structural et lithologique. En effet, les deux zones sont associées à l'andésite porphyrique qui est la lithologie la plus compétente. La zone n° 1, qui est dans l'andésite porphyrique, serait une veine de cisaillement selon Bell et MacLean (1930). La zone n° 2 est dans la zone de contact entre l'andésite et le schiste incompetent. Gunning (1937) rapporte que dans les roches moins compétentes, les veines sont souvent plus étroites, mais leur bordure d'altération est plus large, ce qui semble être le cas ici.

Minéralogie et altération

Rien dans les descriptions sommaires existantes ne laisse supposer que la minéralogie des veines et l'altération des épontes puissent être différentes de celles de la mine O'Brien. La seule différence connue est dans la proportion plus forte de minerai provenant de l'éponte altérée à Thompson Cadillac.

Le rendement métallurgique était probablement différent sur les deux propriétés. Thompson Cadillac obtenait 56 % de son or par traitement direct du minerai et 44 % par traitement du concentré d'arsénopyrite. Les chiffres correspondants pour O'Brien (dans les années 30) étaient d'environ 70 % et 30 %. Ceci suggère que la proportion de l'or emprisonné dans les sulfures était probablement beaucoup plus élevée dans les épontes altérées qu'à l'intérieur même des veines de quartz.

MINE CONSOLIDATED CENTRAL CADILLAC (WOOD CADILLAC ET CENTRAL CADILLAC)

Localisation

La propriété de Consolidated Central Cadillac chevauche la faille de Cadillac, à 3 km à l'est de la mine O'Brien (voir figure 2).

Historique

En 1945, la société Consolidated Central Cadillac a regroupé les terrains contigus des sociétés Wood Cadillac et Central Cadillac qui, toutes deux, avaient commencé d'exploiter des parties de ce qui n'est en fait qu'un seul gisement.

Les terrains de Wood Cadillac sont situés dans la partie est de la propriété. Quelques sondages avaient révélé la présence de minéralisation aurifère dès 1934. En 1936, suite à une campagne de forages, on annonça qu'il y avait beaucoup d'or visible et, conséquemment, qu'il était difficile d'évaluer la teneur. En 1937, un puits de 160 m fut foncé, suivi de travaux de mise en valeur. Une usine de traitement d'une capacité de 200 t/jour fut construite en 1939 et la production démarra en décembre de la même année. En 1941, un puits intérieur fut creusé jusqu'à 305 m, mais les résultats en

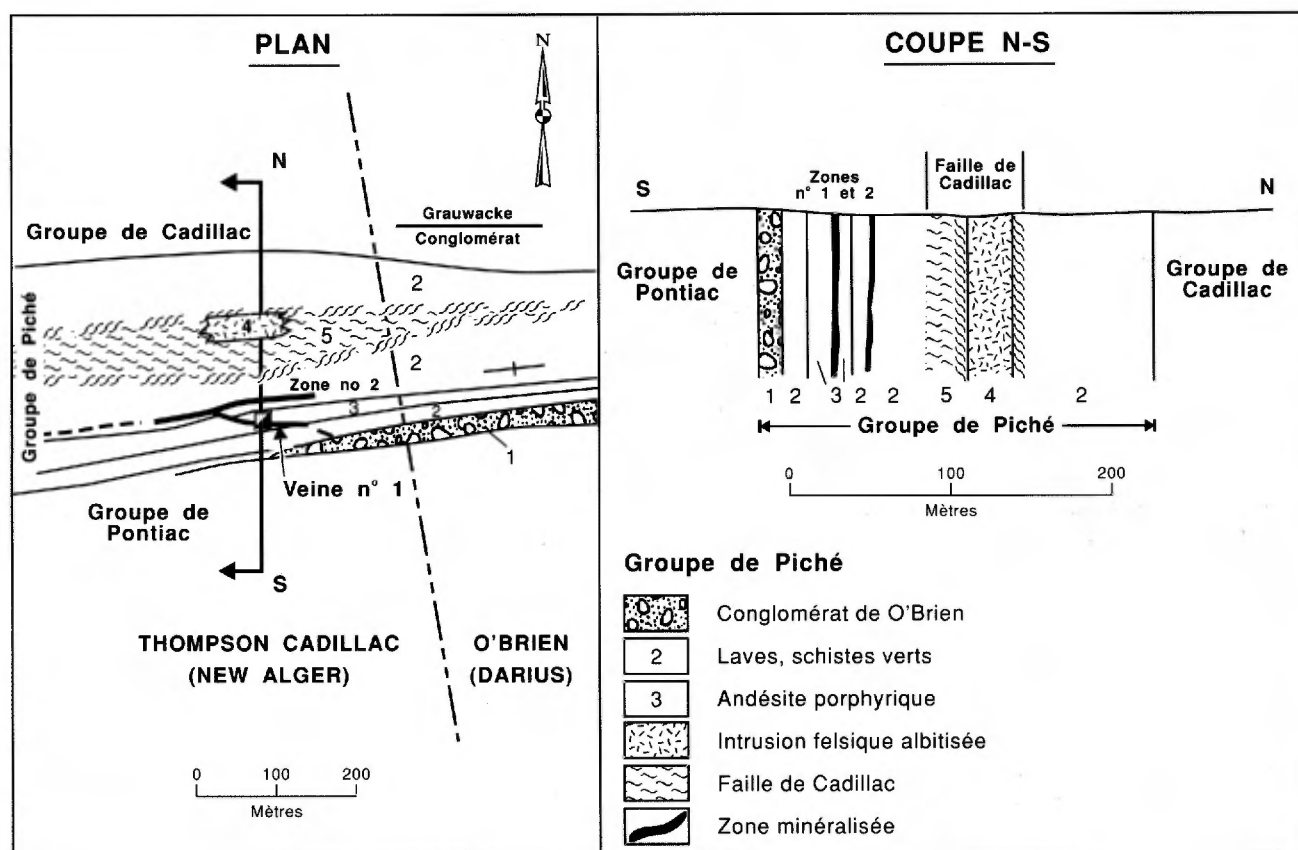


FIGURE 42 – Thompson Cadillac. Les zones minéralisées nos 1 et 2 sont verticales et convergent en plan vers l'ouest (d'après Bell et MacLean, 1930; Gunning, 1937).

profondeur furent décevants (Dresser et Denis, 1951). En 1942, la mine dut fermer. Elle avait alors traité 160 000 tonnes de minerai et produit 846 kg d'or et 141 kg d'argent pour une teneur moyenne de 5,2 g/t Au.

Une campagne de sondages sur les terrains de Central Cadillac plus à l'ouest fut suivie, en 1936, du fonçage d'un puits d'exploration de 70 m de profondeur et du perçage de galeries en 1937. Les travaux souterrains ont repris de façon plus active en 1939. Un nouveau puits (no 3) de 145 m de profondeur fut foncé. Onze veines ou zones minéralisées furent alors localisées sur les deux premiers niveaux. Le concentrateur de Thompson Cadillac, alors inactif, est loué pour traiter le minerai et la première brique d'or est coulée en décembre 1939. Le puits no 3 est approfondi jusqu'à 185 m en 1941 et deux nouveaux étages de galeries sont percés. L'opération n'est cependant pas profitable et la mine est fermée en avril 1943. La production totale est alors de 185 500 tonnes de minerai dont on a extrait 954 kg d'or et 115 kg d'argent pour une teneur moyenne de 5,14 g/t Au.

Après sa réorganisation sous le nom de Consolidated Central Cadillac en 1945, la société acquiert la propriété de Wood Cadillac. L'exploration souterraine reprend en 1946 et la production en 1947. Le minerai

est alors traité à l'usine de Wood Cadillac. Le puits principal est approfondi jusqu'à 330 m en 1948, mais à cause d'une hausse continue des coûts d'opération, la mine n'est pas rentable et elle doit à nouveau fermer en août 1949. De 1947 à 1949, la nouvelle société fusionnée a produit 233 300 tonnes de minerai dont on a extrait 1 010 kg d'or et 130 kg d'argent.

GÉOLOGIE LOCALE

Contrairement aux autres mines de la région, le minerai de Consolidated Central Cadillac et de ses prédécesseurs était situé juste au nord de la faille de Cadillac, tout près de celle-ci.

Deux couches de formation de fer à magnétite de quelques mètres d'épaisseur apparaissent à quelques dizaines de mètres au nord de la faille de Cadillac (carte no 2165A, hors texte). Elles appartiennent au Groupe de Cadillac. Des schistes gris verdâtres, fortement cisailés qui viennent s'insérer entre la faille et la formation de fer ont été appelés laves, tufs ou sédiments tufacés. Ils constituent la roche-hôte principale de la minéralisation. Ils appartiennent également au Groupe de Cadillac, puisque Koulomzine (1948) n'indique pas de différence entre ces roches et celles qui sont intercalées entre les formations de fer.

Deux petits plis d'entraînement en forme de "Z" affectent les roches en bordure nord de la faille de Cadillac et suggèrent un décrochement dextre le long de cette faille. Des stries démontrent que le mouvement est de type rejet-pendage.

Description des gisements

La minéralisation aurifère prend deux aspects principaux: 1) des veines de quartz horizontales disposées surtout entre la faille de Cadillac et la couche de formation de fer la plus proche au nord; et 2) des amas de sulfures disséminés à massifs concordants par rapport aux formations encaissantes et disposés surtout au contact des couches de formation de fer à peu de distance de la faille (figures 43 et 44). Les veines horizontales ont fourni la majeure partie du minerai dans le secteur ouest ou de Central Cadillac, tandis que les lentilles de sulfures étaient plus importantes dans le secteur de Wood Cadillac, à l'est du gisement.

Les veines horizontales individuelles se répètent à tous les 30 ou 60 m en plan vertical (Koulomzine, 1948 et figure 44). Elles sont généralement très minces, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, rarement de plus de 25 cm d'épaisseur. Leur longueur en direction E-W peut atteindre 300 m dans certains cas. Étant surtout confinées entre la faille de Cadillac et la formation de fer, leur largeur se limite habituellement à une quinzaine de mètres. Leur teneur est variable, mais elles sont parfois très riches puisque des veines individuelles aussi minces que 2 cm ont été exploitées localement. Koulomzine (1948) rapporte qu'une veine de 5 cm d'épaisseur et de 150 m de longueur a fourni 15 000 tonnes de minerai à 5 g/t après dilution.

Les amas de sulfures forment des lentilles verticales disposées localement le long d'un ou des deux côtés des couches de formation de fer à magnétite. La majeure partie du minerai se trouvait en bordure de la couche ferrifère la plus proche de la faille de Cadillac, mais des rapports mentionnent la présence de minerai contre une deuxième couche de formation de fer. La pyrite est abondante et formait localement jusqu'à 70 % de la roche (Koulomzine, 1948), présumément par remplacement de la magnétite massive de la formation de fer. Les amas de sulfures étaient souvent accompagnés de veines de quartz verticales. L'épaisseur moyenne des lentilles de sulfures était de 1,7 m (Beaudoin et Trudel, 1988). Leur pendage était vertical, mais leur grand axe était horizontal d'après une coupe longitudinale de Koulomzine (1948). Dresser et Denis (1951) rapportent qu'une lentille mesurait 70 m de longueur horizontale, 2 m d'épaisseur et 8 à 12 m de hauteur verticale. L'or y était distribué irrégulièrement, avec des parties très riches qui suivaient de minces fractures horizontales dans la formation de fer.

Contrôle structural

Les veines horizontales sont droites et continues. Elles sont parallèles à l'axe de rétrécissement majeur (Z) qui est N-S et horizontal. Ce sont sans doute des veines d'extension formées dans un milieu relativement compétent qui est bordé, d'un côté, par les schistes ductiles de la faille de Cadillac, de l'autre, par la formation de fer qui est plutôt cassante. Des veines semblables ont été décrites à la mine Sigma (Robert *et al.*, 1983) dans la région de Val-d'Or. Toutefois ici, l'allongement tectonique est essentiellement vertical.

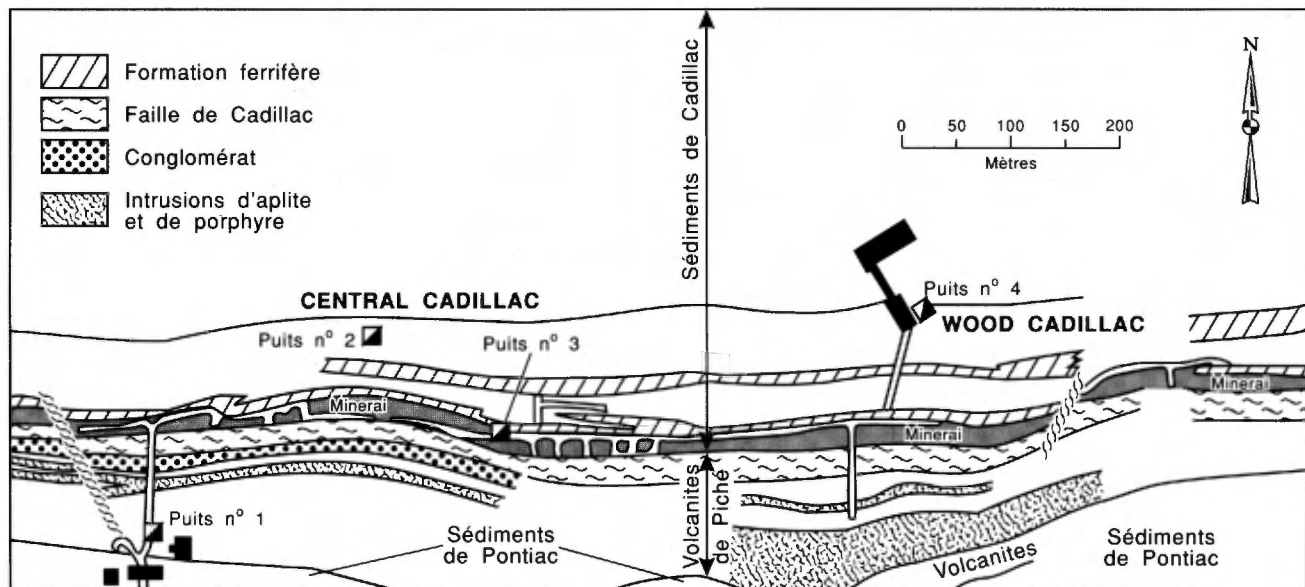


FIGURE 43 – Plan géologique des mines Central Cadillac et Wood Cadillac (d'après Koulomzine, 1948).

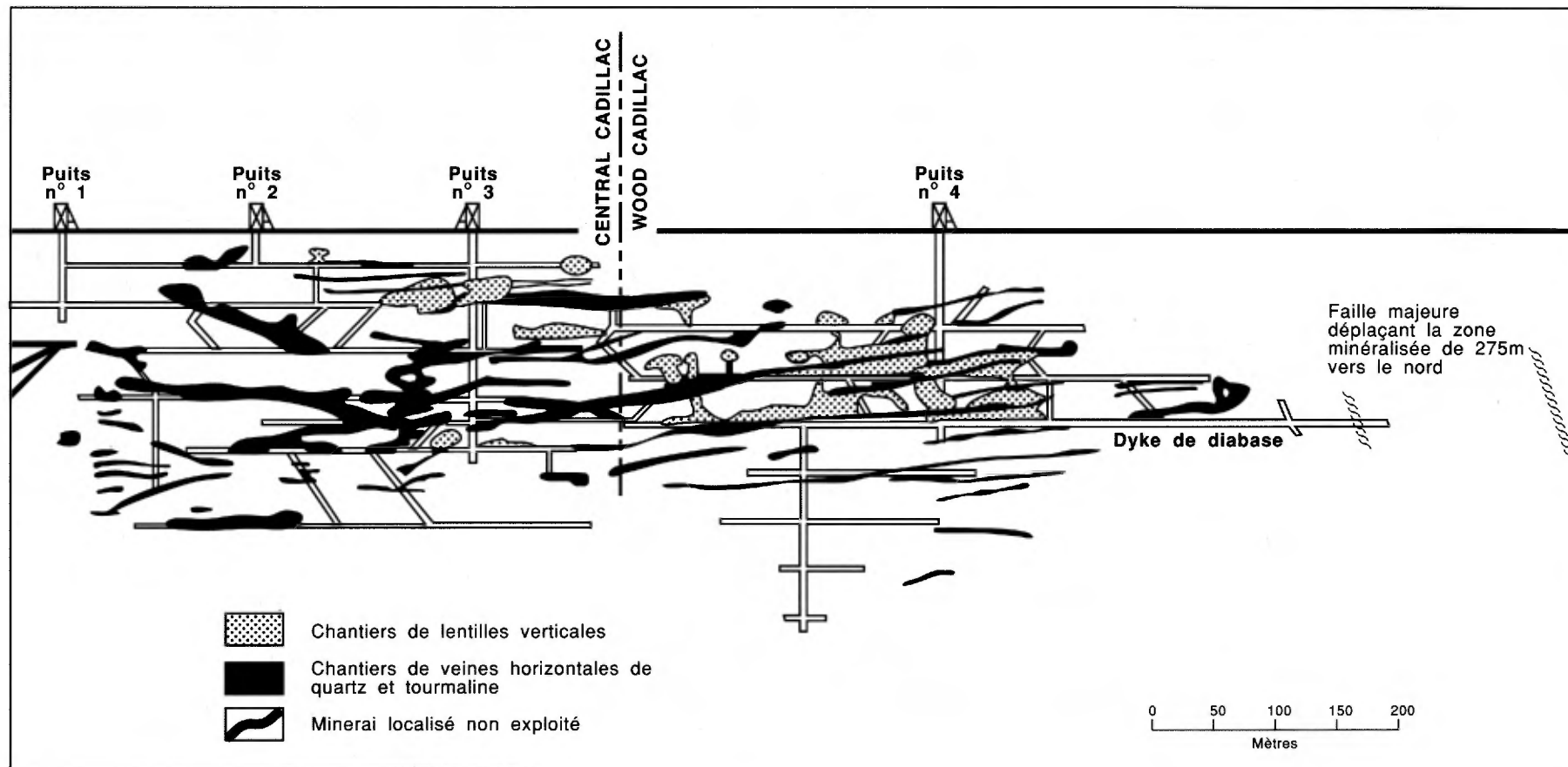


FIGURE 44 – Section longitudinale à travers les mines Central Cadillac et Wood Cadillac (d'après Koulomzine, 1948, et GM-335B).

Les lentilles de sulfures ont un grand axe horizontal et quelques fractures horizontales sont rapportées. Ces fractures ont apparemment exercé un contrôle dans la pénétration des fluides minéralisateurs. L'emplacement des amas au contact de la formation de fer peut résulter de facteurs structuraux et chimiques: 1) la différence de compétence entre les deux lithologies en contact a pu focaliser les contraintes locales et favoriser la fracturation; 2) la réactivité de la magnétite aux solutions sulfurées est probablement la cause de la grande abondance de pyrite à cet endroit. D'autres auteurs (Sauvé et Makila, 1987; Sauvé *et al.*, 1987) ont montré ailleurs, aux mines Camflo et Chimo par exemple, que des sulfures massifs (plus de 50 % de sulfures) se sont localement formés par remplacement de formations de fer à magnétite.

La présence de plis d'entraînement en forme de "Z" dans la zone de la faille de Cadillac favorise la minéralisation économique en concentrant le minerai dans la charnière de ces plis parasites et en augmentant l'épaisseur des zones exploitables par répétition des niveaux minéralisés (Beaudoin et Trudel, 1988).

La seule minéralisation aurifère importante connue au nord de la faille de Cadillac est celle de Consolidated Central Cadillac. Au sud de la faille, la minéralisation est ici insignifiante, et se limite à quelques veines subéconomiques dans le Pontiac. À la mine O'Brien qui est à 3 km à l'ouest, c'est toutefois l'inverse qui se produit.

Minéralogie des veines et des épontes

Les veines horizontales sont constituées de quartz bleuâtre ou blanc, d'une quantité très variable de tourmaline, d'un peu de pyrite et d'arsénopyrite, et de traces de chalcopyrite et d'or (Koulomzine, 1948). L'or est souvent visible. Un peu de scheelite est distribuée irrégulièrement en gros cristaux orangés de 1 à 3 cm sur une largeur d'environ 1 m de chaque côté des veines, les épontes sont altérées et imprégnées de tourmaline massive très fine et sont, en outre, minéralisées en arsénopyrite avec un peu de pyrite. L'or visible n'a pas été observé dans les épontes. Koulomzine (1948) croit qu'une venue de tourmaline et d'arsénopyrite a été suivie du dépôt de quartz + scheelite + pyrite + or.

Dans *les amas de sulfures*, la pyrite est plus abondante que l'arsénopyrite. La chalcopyrite et la pyrrhotite sont rares (Dresser et Denis, 1951). Les sédiments pyritisés sont "silicifiés", mais la minéralogie n'est pas rapportée. Les veines verticales associées aux amas de sulfures contiennent peu ou pas de tourmaline (Koulomzine, 1948). Un peu d'ankérite et de calcite sont rapportées. La composition chimique d'un échantillon composite de minerai constitué de roche sulfurée et de veine est la suivante: 23 g/t Au, 4,5 g/t Ag, 5,6 % S, 1,7 % As, 13,0 % Fe, 0,02 % Cu. Dans cet échantillon, 55 % de l'or était libre, tandis que le reste était intime-

ment mêlé aux sulfures (Evans, 1940, rapporté par Beaudoin et Trudel, 1988).

MINE PANDORA

Localisation

La propriété Pandora est située dans la partie centrale du canton Cadillac. Les terrains couvrent la zone de la faille de Cadillac sur une longueur de 3 km. Le chevalement du puits n° 3 se trouve en bordure de la route Val-d'Or-Rouyn, à 5 km à l'est de la mine O'Brien (voir figure 2).

Historique

Les premiers claims de la propriété furent piquetés en 1923. La prospection et le forage montrèrent la présence de plusieurs veines aurifères intéressantes.

Quatre puits furent foncés (figure 45). Le premier n'est qu'un puits de 30 m foncé en 1928 pour explorer des veines dans les grauweekes du Pontiac. Il n'a pas montré la présence de minerai. Le puits n° 2, de 152 m de profondeur, a été foncé entre 1931 et 1933. Le puits n° 3 est situé à 2,5 km à l'WNW du précédent, à peu de distance des terrains de Wood Cadillac, et a atteint en 1937-38 la profondeur de 115 m. La partie sud des terrains appartenait alors à Amm Gold Mines, une société distincte. Celle-ci a creusé en 1937 un puits (n° 4) de 155 m de profondeur à 1 km à l'ESE du puits n° 3. Elle a ensuite construit une usine de traitement d'une capacité de 150 t/jour qui a été inaugurée en 1939. En 1940, la société Pandora Limited fut fondée pour exploiter conjointement les deux propriétés de Pandora et Amm Gold. Le minerai était traité à l'usine de Amm Gold. La production, qui s'est poursuivie jusqu'en 1942, fut de 178 210 tonnes de minerai dont on a extrait 838 kg d'or.

Les terrains sont maintenant la propriété de American Barrick qui y a fait des sondages en 1987 et 1988.

Géologie locale

La séquence géologique près du puits n° 3 est analogue à celle qui prédomine à Wood Cadillac qui est situé tout près. Le puits n° 2 se situe à 2,5 km à l'ESE du puits n° 3. À cet endroit, une bande de schiste à chlorite (unité V3) du Groupe de Piché (Gunning, 1937) décrit un pli serré en forme de "Z" qui plonge 65° vers l'ouest (figure 46). La bande a environ 50 m d'épaisseur et elle est bordée par des grauweekes du Groupe de Pontiac. Une intrusion felsique albitisée (albitite quartzifère de Gunning, 1937), de 30 m d'épaisseur, occupe le coeur de la partie synforme du pli, dans le grauweeke. C'est possiblement un filon-couche plissé, car son contour épouse le contact plissé grauweeke-schiste vert. La roche verte est très schisteuse, mais Gunning (1937) pense qu'elle ne l'est probablement pas assez pour représenter la faille de Cadillac. Il croit plutôt que la faille pourrait passer au sud du pli en forme de "Z" (figure 45).

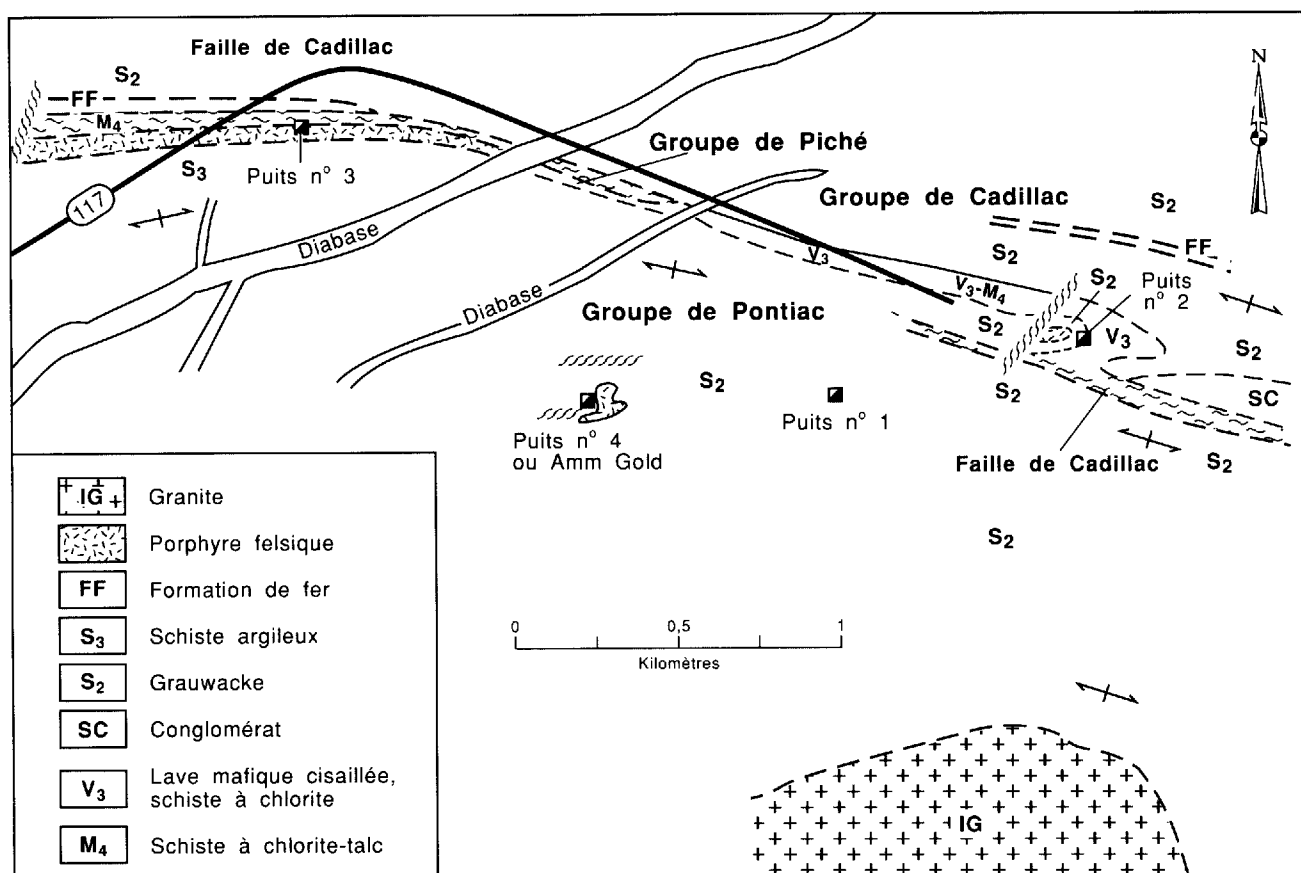


FIGURE 45 - Géologie générale et localisation des quatre puits de la propriété Pandora (d'après la carte de compilation géoscientifique 32D/1-0402 du MER).

Le puits n° 4 ou de Amm Gold est dans les grauwackes du Pontiac (unité S2) qui montrent localement des plis en forme de "M", à plan axial E-W et à plongement abrupt. Le grauwacke est injecté d'une masse de porphyre feldspathique de forme irrégulière de 150 m de longueur, ainsi que de plusieurs petits dykes satellites. Ces intrusions sont déformées et recoupées par des zones de cisaillement E-W. Certaines de ces intrusions sont discordantes aux lits et parallèles au plan axial de la schistosité S2. Ces intrusions semblent donc synchroniques.

Description des veines minéralisées

Cinq zones minéralisées ont été rapportées (Beaudoin et Trudel, 1988) près du puits n° 3, mais elles n'ont pas été décrites. Quatre sont situées dans le Groupe de Cadillac, au nord de la faille de Cadillac, tandis que la 5^e est dans une intrusion felsique au sud de la faille. La zone n° 1 est au contact entre la faille et le grauwacke de Cadillac. Les zones nos 2 et 3 sont situées entre la faille et une formation de fer, tandis que la zone n° 4 est au contact de la formation de fer. La zone n° 3 était probablement la plus importante.

Le minerai du puits n° 2 est constitué de veines de quartz étroites. La veine n° 5, la principale, est située dans l'intrusion felsique albitisée, tout près de son contact nord avec le grauwacke (figure 46). Son épaisseur

varie de quelques centimètres à 1,5 m. Ses épontes sont cisailées, altérées et localement imprégnées de sulfures (Gunning, 1937). La veine a été suivie sur près de 100 m horizontalement et 150 m verticalement. Une autre veine, la veine Bell, est dans le grauwacke un peu au nord. Elle est à peu près parallèle à la stratification. C'est localement une zone de filonets en échelon plutôt qu'une veine simple. Les meilleurs segments de ces veines avaient des teneurs moyennes de 10 à 50 g/t sur des épaisseurs de 0,3 à 1 m (Gunning, 1937).

Au puits Amm Gold ou n° 4 (figure 45), le minerai consiste en veines de quartz ou en groupes de lentilles de quartz dans des zones de cisaillement affectant les grauwackes du Groupe de Pontiac, ainsi que quelques intrusions de porphyre. Les deux zones minéralisées principales avaient jusqu'à 2 ou 3 mètres d'épaisseur et elles ont été tracées horizontalement sur 25 m dans un cas et 85 m dans l'autre (Beaudoin et Trudel, 1988).

Contrôle structural

Au puits n° 2, le minerai est associé de près à une intrusion felsique à la charnière d'un pli serré (figure 46). Les veines exploitées sont dans l'intrusion et dans le grauwacke. Elles sont rares et non économiques dans le schiste à chlorite qui est bien plus ductile. Les veines sont surtout orientées E-W et verticales. Certaines

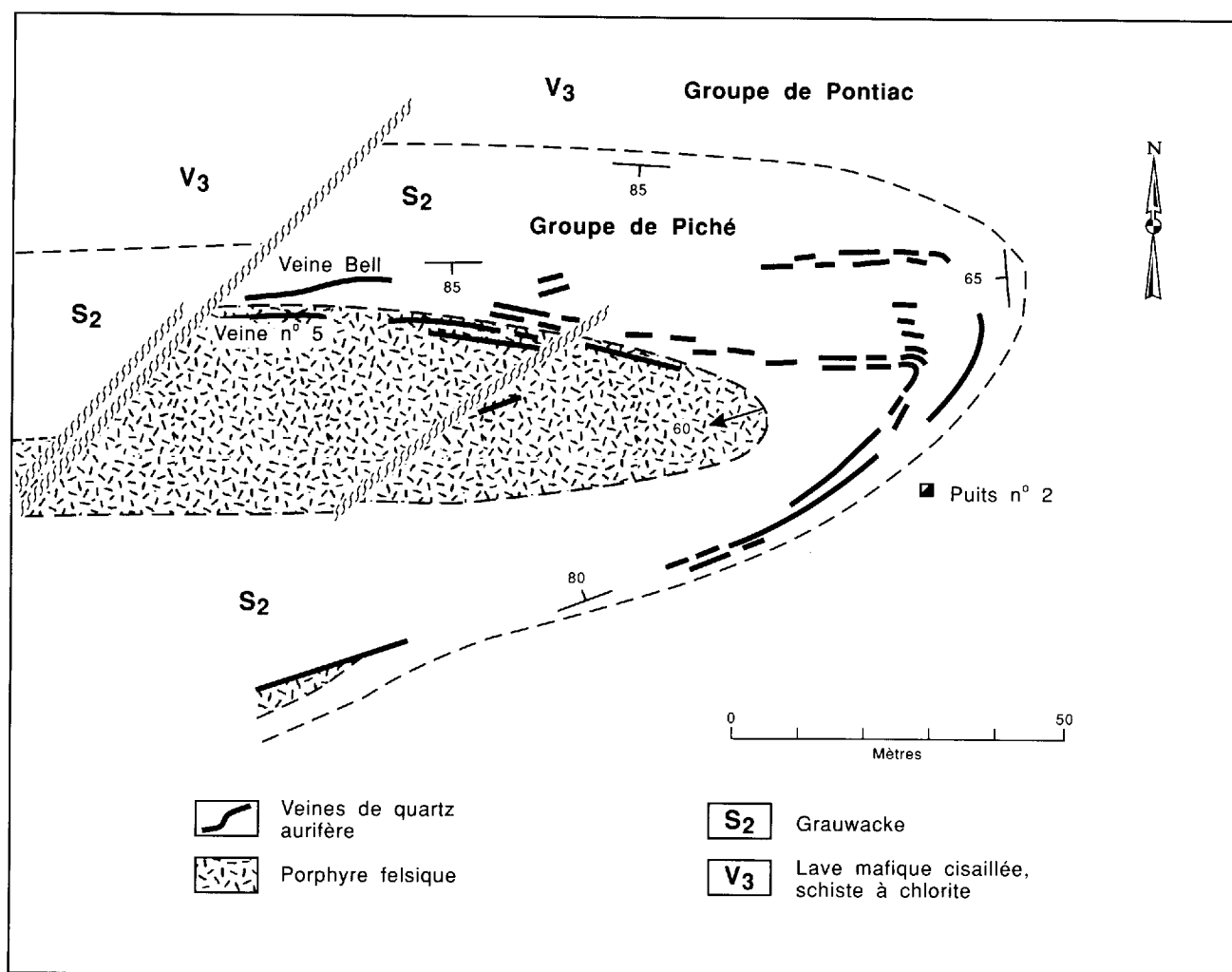


FIGURE 46 – Plan géologique, au niveau 75, du puits n° 2 de Pandora. Les veines de quartz sont situées surtout en bordure nord d'une intrusion felsique dans un petit pli synforme (d'après Gunning, 1937).

veines situées près du contact grauwacke-schiste à chlorite épousent la courbure du pli. Elles deviennent N-S et pendent vers l'ouest à la charnière du pli. Un peu plus loin du contact, les veines sont plutôt alignées parallèlement au plan axial du pli d'après la figure 5 de Gunning (1937); (figure 46).

Au puits Amm Gold ou n° 4, les veines et zones de cisaillement sont surtout orientées E-W et verticales, à peu près parallèles à la schistosité de plan axial S₂. Les zones économiques sont dans le grauwacke, près de la bordure de l'intrusion felsique, et les zones de cisaillement porteuses recoupent l'intrusion ou lui sont tangentes. Quelques petits dykes satellites de la masse principale sont également orientés E-W et verticaux et certains d'entre eux sont localement minéralisés en arsénopyrite.

Minéralogie des veines et altérations des épontes

Les veines sont constituées de quartz, souvent gris foncé, d'une quantité variable de tourmaline, d'un peu

de biotite, de chlorite, d'albite et, parfois d'ankérite, (Gunning, 1937). Elles contiennent un peu d'arsénopyrite, de pyrite et de pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite et d'or natif. Cooke (1942) rapporte aussi un peu de scheelite.

Les épontes cisillées sont altérées en tourmaline et carbonate et fort minéralisées en sulfures sur des largeurs dépassant parfois un mètre (Beaudoin et Trudel, 1988). Gunning (1937) mentionne une altération du grauwacke en carbonate sur des épaisseurs considérables, près de la charnière du pli au puits n° 2. Dans les roches intrusives felsiques, les épontes des veines sont séricitisées. Deux analyses de Gunning (1937) indiquent un apport important de K₂O (3 %) et un lessivage d'une partie de la soude.

Un échantillon de minerai en vrac prélevé dans des veines du puits Amm Gold a donné à l'analyse: 11,7 g/t Au, 4,5 g/t Ag, 1,1 % S, 0,6 % As, 3,9 % Fe, 2,7 % CaO, 3,2 % MgO et pas de Cu.

MINE LAPA CADILLAC (ZULAPA)

Localisation

Le site de l'ancienne mine Lapa Cadillac est situé dans la partie est du canton Cadillac, à 10 km à l'est de la ville de Cadillac et à 2 km à l'est de la mine Pandora (voir figure 2).

Historique

La propriété est jalonnée pour la première fois en 1933. Six sondages effectués en 1934 donnent des résultats encourageants puisque la société Lapa Cadillac Gold Mines Limited est fondée pour développer la propriété. Un puits et de nombreuses galeries sont creusées en 1936-37. Une usine de traitement d'une capacité de 225 t/jour est inaugurée en juillet 1938 et les premiers lingots d'or sont coulés en août de la même année. La récupération de l'or par amalgamation laisse cependant à désirer. La production journalière est alors de 270 tonnes. Le puits est ensuite approfondi jusqu'à 210 m. À la fin de 1942, la production n'est plus que de 140 t/jour à cause de la pénurie de main d'oeuvre qualifiée. De plus, le taux de récupération de l'or n'est que de 70 % à cause de la nature réfractaire du minerai. On se limite donc à l'extraction du minerai déjà reconnu et la mine ferme en mai 1943. De 1938 à 1943, la mine a produit au total 1 470 kg d'or et 57 kg d'argent qui furent extraits à partir de 346 000 tonnes de minerai dont la teneur moyenne récupérée se chiffre à 4,3 g/t Au.

Géologie locale

La propriété Lapa Cadillac est située à l'extrémité est de la région de Cadillac, à l'endroit où les Groupes de Piché et de Cadillac s'infléchissent brusquement, passant d'une direction générale E-W à une direction SE (voir figure 2). La schistosité principale et la direction d'allongement des fragments prennent elles aussi une direction SE ou même N-S à l'est de la mine (Bouchard, 1980). La structure est très complexe et mal connue, car les affleurements sont rares. Les roches-hôtes de la mine sont schisteuses, altérées et n'affleurent guère.

Le Groupe de Piché accuse une épaisseur d'environ 300 m près du puits et il est constitué de schistes altérés. Des schistes variés à chlorite, à mica et à talc-carbonate sont également rapportés. Ils dérivent en partie de roches volcaniques mafiques et de grau-wackes (Gunning, 1937). Ils sont injectés par plusieurs filons-couches felsiques de 10 m ou moins d'épaisseur. Ces filons sont finement grenus ("aprites") ou à phénocristaux d'albite de 2 mm. Ce sont des roches albitisées constituées surtout d'albite et d'un peu de quartz, de carbonate, de biotite, de chlorite, de séricite et d'apatite (Gunning et Ambrose, 1940). La pyrite, la calcite et de nombreuses veines de quartz se retrouvent

un peu partout au sein des schistes et des roches intrusives.

La position de la faille de Cadillac n'est pas connue avec précision. Dans ce secteur, elle est possiblement formée de tout un groupe de failles plutôt que d'une seule.

Description des corps minéralisés

La mine a exploité une dizaine de corps minéralisés en forme de cheminées ou cylindres ovoïdes ou lenticulaires en plan et allongés plus ou moins selon la direction de la schistosité. La figure 47 montre leur forme et leur distribution en plan (au moins deux autres corps sont présents plus au nord; Dresser et Denis, 1951). Ces cheminées ont 12 à 40 m de longueur horizontale, 2 à 7 m d'épaisseur et certaines ont été suivies sur une hauteur verticale de 16 mètres.

Le minerai a un aspect variable d'après la description qu'en ont donnée Gunning et Ambrose (1940). Certaines cheminées sont des amas de remplacement gris brunâtre imprégnés d'une bonne proportion d'arsénopyrite, de pyrite et de pyrrhotite avec quelques fines veinules de quartz et d'albite. Plus rarement, les cheminées sont constituées d'un stockwerk de petites veines de quartz avec de l'or visible et une petite quantité de sulfures dans les épontes.

Contrôle structural

Les formations dessinent un pli dans la mine. La schistosité dans le secteur exploité est de 115°/75° N. Les formations s'infléchissent à 180°/85° W à 125 m à l'est du puits. Nous ne connaissons pas l'attitude de la schistosité à cet endroit.

Les cheminées sont peut-être légèrement obliques par rapport à la schistosité. Leur direction varie de 85° à 115° sur la figure 47. Les cheminées A, F et G plongent à 65° dans une direction NNE, soit environ 10° de moins que le pendage probable de la schistosité.

La plupart des zones minéralisées sont situées dans une bande de schiste à biotite de 75 m de largeur appartenant au Groupe de Piché, s'insérant partiellement entre deux couches de schiste à talc-carbonate (figure 47). Le schiste à biotite semble être dérivé en partie de grau-wackes (Gunning, 1937) et il est présumément plus compétent que le schiste à talc. La localisation des zones minéralisées pourrait donc être contrôlée par la déformation d'une unité relativement compétente coincée entre deux couches plus ductiles.

Les descriptions de Gunning et Ambrose (1940) et de Bell (1937) indiquent que les cheminées de stockwerks se trouvent souvent dans des roches relativement compétentes. Certaines cheminées occupent des segments d'intrusion felsique.

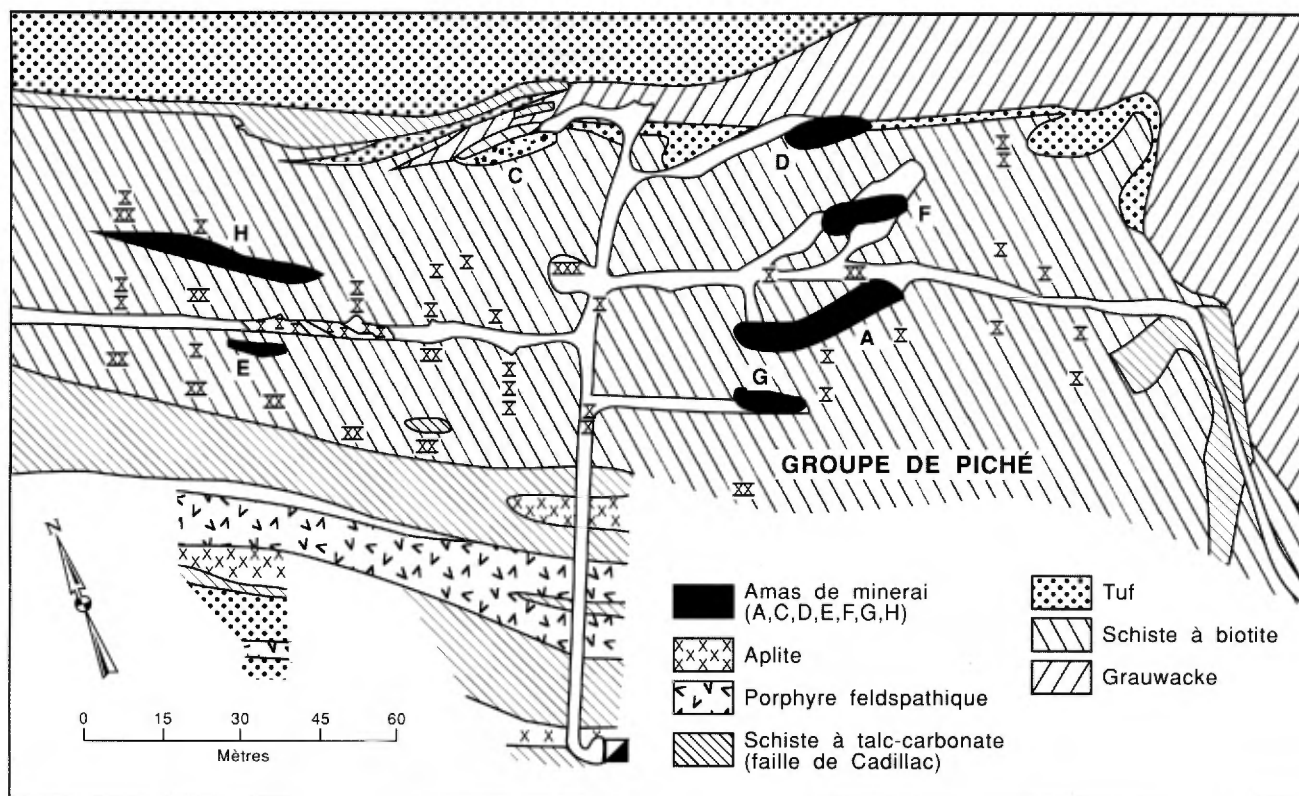


FIGURE 47 – Géologie de la mine Lapa Cadillac au niveau 165 mètres (d'après Dresser et Denis, 1951). Vue en plan.

Minéralogie et altération

Le quartz des petites veines aurifères est souvent brunâtre à cause de la présence d'une petite quantité de tourmaline qui est incolore sous le microscope (Gunning et Ambrose, 1940). Le quartz brunâtre peut être recoupé de veinules de quartz blanc ou bleuté sans tourmaline. Il y a peu de sulfures dans les veines, beaucoup plus dans les épontes. La plupart de l'or visible se trouve dans les petites veines de quartz.

Les zones gris brunâtre d'altération ou de remplacement sont souvent compétentes et relativement peu

schisteuses. Elles sont finement grenues et riches en albite avec un peu de quartz, de biotite, de chlorite, de carbonate et de tourmaline. Des schistes brunâtres fortement carbonatés sont aussi présents (Gunning et Ambrose, 1940). Les sulfures sont constitués de pyrite, d'arsénopyrite, de pyrrhotite et d'un peu de chalcopryrite. De l'or très fin est parfois visible.

Des échantillons de minerai soumis à l'analyse ont donné les résultats suivants: 1,7 à 7,5 g/t Au, 1,0 à 2,1 g/t Ag, 1,2 à 3,5 % S, 0,1 à 0,5 % As, traces à 0,06 % W.

Typologie des gisements

Exposé du problème

Plusieurs classifications ont été proposées pour les gisements d'or connus dans le monde. Dès 1913, DeLaunay propose une classification des gisements d'or basée sur leur relation avec les roches ignées. Par la suite, Emmons (1937) et Raguin (1961) adoptent une division d'après la profondeur de mise en place et la température de dépôt du minerai aurifère. Routhier (1963) et Boyle (1979) suggèrent une classification selon la nature de la roche encaissante. Bache (1980) propose une typologie associant le contexte géostructural, la nature de l'encaissant et l'association minéralogique. Cette classification met davantage l'accent sur l'aspect génétique des gisements d'or.

Dans l'Abitibi québécois, Imreh et Trudel (1987) ont proposé pour les gîtes aurifères de la région de Val-d'Or une classification basée sur la nature des roches encaissantes. Dans la région de Malartic, Trudel et Sauvé (1992) ont opté pour une classification combinant le contrôle structural et la nature de la roche encaissante. Il est difficile de proposer une typologie idéale des gisements d'or à cause du nombre et de la variabilité des paramètres qui peuvent être considérés dans la classification. À notre avis, les classifications à connotation génétique doivent être évitées, puisqu'elles possèdent a priori un caractère interprétatif qui est invariablement sujet à modifications selon les nouvelles théories en vogue.

La description des mines présentée au chapitre précédent a clairement fait ressortir que dans tous les gisements aurifères de la région de Cadillac, la minéralisation est étroitement contrôlée par la structure. Par conséquent et pour ce groupe de gisements, le contrôle *structural* devrait être le premier critère de classification considéré. Un deuxième critère d'importance concerne l'*aspect de la minéralisation aurifère* (veines de quartz, veines de sulfures, réseaux de veinules ou disséminations). Mais il s'agit d'un paramètre qui est entièrement objectif (bien qu'on puisse retrouver plusieurs types de minéralisation dans un même gisement) et qui met en jeu des notions ayant d'importantes implications économiques. En effet, les gisements purement filoniens de type "veines de quartz" impliquent l'exploitation sélective et coûteuse de veines étroites. Au contraire, les minéralisations disséminées ou sous forme de réseaux de veinules peuvent souvent être exploitées sur de grandes largeurs et permettre l'essor d'opérations minières plus rentables.

La *nature de la roche encaissante* est un troisième critère qui peut être considéré dans la classification. Il

possède l'avantage indéniable d'être objectif, mais il ne constitue pas toujours le facteur de contrôle le plus important de la minéralisation aurifère. D'ailleurs, les gîtes de la région de Cadillac fournissent un excellent exemple du fait que la minéralisation aurifère peut se trouver dans pratiquement tous les types de roches. Dans cette région en effet, on retrouve des gîtes d'or encaissés dans les sédiments (grauwackes, formations de fer et conglomérats), les roches volcaniques (andésites massives porphyriques, volcanoclastites mafiques et felsiques, etc.), les roches intrusives (aplites, porphyres quartzo-feldspathiques, tonalite porphyrique), une variété de roches intensément déformées (schistes et mylonites) et aussi dans des lentilles de pyrite massive qui sont possiblement d'origine exhalative.

À l'échelle régionale, il semble donc que presque tous les types de roches puissent être minéralisés en or, même si les gisements les plus importants (Doyon, Bousquet et LaRonde) sont situés préférentiellement dans les roches volcaniques du Groupe de Blake River. À l'échelle locale toutefois, les propriétés rhéologiques des différentes lithologies exercent un contrôle sur la distribution de la minéralisation aurifère puisque *localement*, on constate qu'elle se concentre généralement dans la lithologie *la plus compétente*. En effet, lorsque des roches de compétences variables sont déformées simultanément, la roche la moins compétente se déforme de façon ductile: elle devient schisteuse et peu favorable au développement des veines. Au contraire, la roche la plus compétente se déforme de façon cassante: elle se fracture et crée ainsi les ouvertures nécessaires à la mise en place de filons aurifères.

Les conditions favorables à la mise en place de la minéralisation se trouvent donc réunies lorsque des déformations intenses affectent un assemblage de lithologies de compétences variables, quelle que soit la nature de ces lithologies. À titre d'exemple, citons le cas de la mine Lapa Cadillac, où des amas de roches compétentes sédimentaires (épaisses strates de grau-wacke), volcaniques (coulée mafiques massives) et intrusives (amas d'aplites) sont tous minéralisés en or indépendamment de leur nature lithologique, tandis que les schistes incompétents dans lesquels s'encaissent toutes ces lithologies ne le sont pas (Beaudoin et Trudel, 1988).

Enfin, la roche-hôte peut également exercer un contrôle *chimique* sur la répartition de la minéralisation aurifère. C'est le cas, entre autres, à la mine Camflo dans la région de Malartic (Trudel et Sauvé, 1992) où, hors de la cheminée principale, la présence de minéra-

lisation est contrôlée par les lithologies les plus riches en fer (ferrodiorites et formations de fer). Ce contrôle chimique n'est cependant pas évident dans la région de Cadillac, sauf peut-être à la mine LaRonde où l'extension des veinules aurifères semble se restreindre surtout à un amas de pyrite massive, et aussi à la mine Consolidated Central Cadillac où on constate qu'une partie de la minéralisation est associée à des formations de fer.

Typologie des gisements de la région de Cadillac

L'examen de la figure 48 démontre que la répartition des gisements d'or dans la région de Cadillac n'est pas aléatoire. Ceux-ci se localisent en effet à l'intérieur de deux corridors de déformation intense : le premier, au nord, comprend une bande de roches intensément déformées et altérées qui s'étend de la mine Doyon à la mine LaRonde (zone altérée Doyon-Bousquet (ZADB), décrite dans le chapitre précédent au paragraphe qui traite de la minéralogie de cette zone); le deuxième, au sud, correspond à la zone tectonique de Cadillac qui est réputée pour ses gisements d'or depuis le tout début de la prospection en Abitibi.

Les gisements du couloir nord sont restreints au Groupe de Blake River (mais, sur la base d'arguments structuraux et géochimiques qui seront discutés ci-après, nous *proposons* que ce couloir se prolonge vers le nord-ouest pour y inclure également la mine Mic Mac et le gîte Mouska), tandis que ceux du couloir sud se trouvent surtout dans le Groupe de Piché, et, à un degré moindre, dans les sédiments des Groupes adjacents de Cadillac et de Pontiac. De plus, les analyses de minerai (tableau 14) démontrent que les solutions qui circulaient dans le couloir de déformation nord étaient riches en Cu (gîtes à pyrite ou pyrrhotite-chalcopryrite-or), tandis que dans le couloir sud elles étaient riches en As (gîtes à arsénopyrite-pyrite-or).

Les arguments qui militent pour inclure les gîtes Mic Mac et Mouska dans le couloir de déformation nord sont d'ordre à la fois structural et géochimique. Au point de vue structural, on note que l'attitude des corps minéralisés varie systématiquement d'ouest en est, et se conforme à l'attitude du couloir de déformation présumé. En effet, les lentilles minéralisées ont une attitude de 120°/75° SW à la mine Mic Mac; de 105°/55° SW pour la zone n° 2 de la mine Doyon; et de 90°/80° S entre Westwood Cadillac et Dumagami (figure 48). D'autre part, la chalcopryrite est abondante dans les gîtes Mouska et Mic Mac (dans ce dernier gisement, le cuivre était même récupéré comme un sous-produit de l'or). Cette teneur élevée en cuivre rattache géochimiquement ces deux gisements aux autres gîtes du couloir de déformation nord (tableau 14).

La classification des gîtes d'or de Cadillac en deux catégories ainsi définies représente donc une subdivision naturelle s'appuyant sur des arguments géographiques (couloir de déformation nord versus sud), lithostratigraphiques (Groupe de Blake River versus Piché) et géochimiques (gîtes riches en Cu-Au versus As-Au). Si nous utilisons maintenant un deuxième critère de classification basé sur l'aspect de la minéralisation aurifère, les gisements de la région de Cadillac peuvent se subdiviser en quatre types : a) les veines de quartz; b) les veines de sulfures; c) les réseaux de veinules; et d) les disséminations. La combinaison de ces deux critères de classification nous permet alors de distinguer deux groupes principaux de gisements comportant chacun de deux à quatre sous-groupes (car les veines de sulfures et les réseaux de veinules sont inexistantes dans le couloir de déformation sud) qui sont :

Groupe I : gisements associés au couloir de déformation nord:

- I.a : veines de quartz: Mic Mac et Doyon (zone ouest);
- I.b : veines de sulfures: Bousquet (zones nos 1, 2 et 3, et une partie des zones nos 4 et 5);
- I.c : réseaux de veinules: Doyon (zones nos 1 et 2) (veinules de quartz avec sulfures) et LaRonde (veinules de sulfures essentiellement);
- I.d : disséminations: Bousquet (une partie des zones nos 4 et 5).

Groupe II : gisements associés au couloir de déformation sud (faille de Cadillac):

- II.a : veines de quartz: O'Brien, Thompson Cadillac, Wood Cadillac, Central Cadillac et Pandora;
- II.b : disséminations: Lapa Cadillac

Le tableau 15 (hors-texte) présente la typologie proposée, tout en résumant les principales caractéristiques géologiques des gisements étudiés.

Poulsen *et al.* (1990) ont récemment proposé une classification descriptive des gisements d'or du Canada. Ces auteurs reconnaissent quatre types de gisements: 1) les gisements filoniens (veines de quartz-carbonate avec 10 % de sulfures); 2) les gisements pyriteux encaissés dans des micaschistes; 3) les gisements pyriteux encaissés dans des formations de fer; et 4) les gisements épithermaux. D'après cette classification et selon Robert (1989), les gîtes Doyon, Bousquet et LaRonde appartiendraient au deuxième type. Sans qu'il ne le mentionne, on en déduit que les autres gîtes de la région de Cadillac appartiennent essentiellement au premier type.

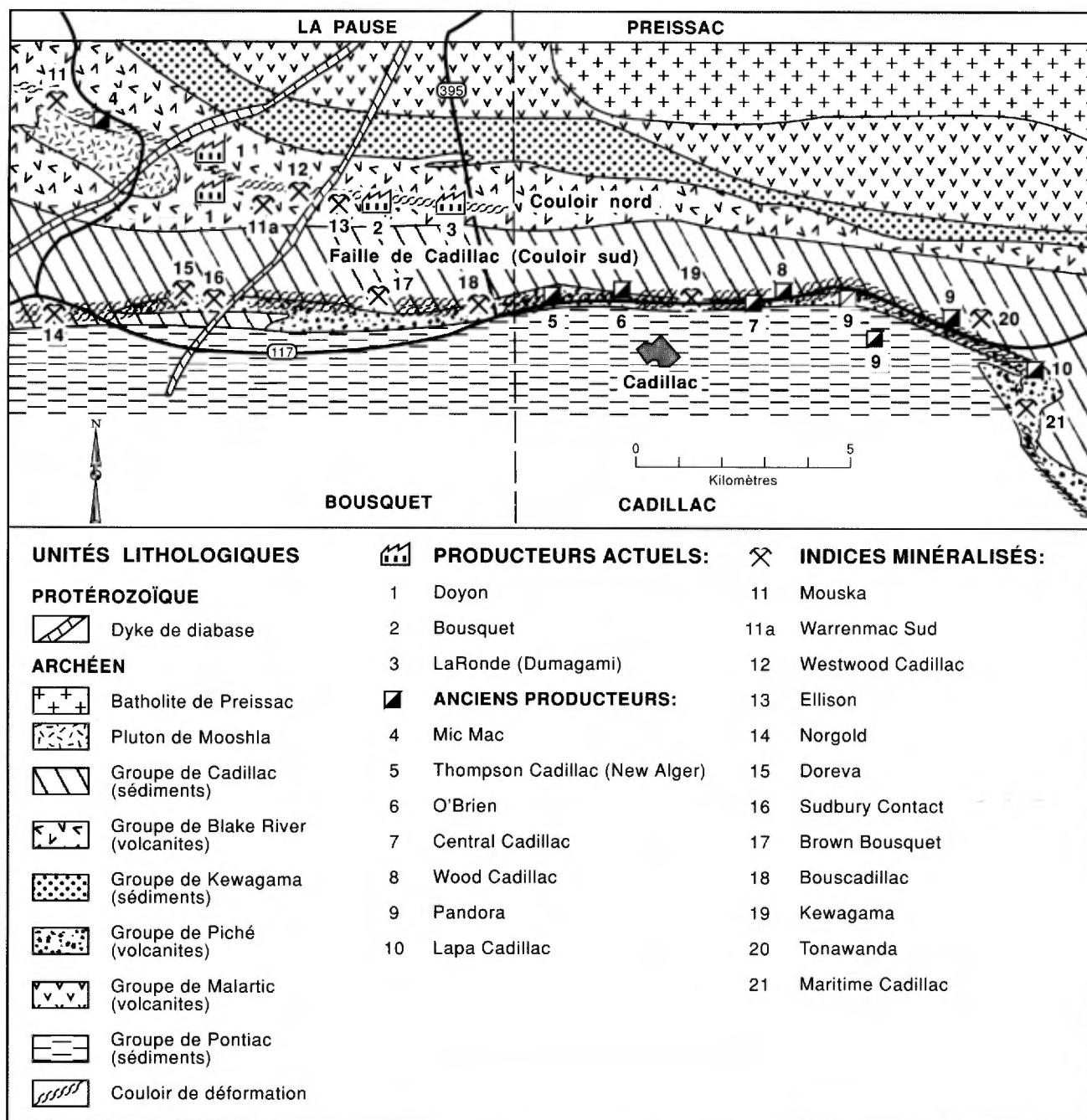


FIGURE 48 – Géologie de la région de Cadillac montrant la localisation des deux couloirs (nord et sud) de déformation minéralisés (modifié de Gorman, 1986a).

À notre avis toutefois, cette distinction entre les types 1) et 2) s'applique mal aux gîtes de la région de Cadillac. En effet, les évidences présentées dans cette étude nous portent à croire que les mines Doyon, Bousquet et LaRonde représentent effectivement des

gîtes filoniens. La seule différence réside dans le fait que les veines de ces trois gîtes sont plus riches en sulfures que dans la plupart des autres gisements d'or filoniens.

TABLEAU 14 – Analyses chimiques comparatives des éléments métalliques (exprimés en ppm) du minerai de certains gisements d'or de la région de Cadillac regroupés par secteurs (nord et sud).

	SECTEUR NORD				SECTEUR SUD			
	Mic Mac (2)	Doyon (1)	Bousquet (1)	LaRonde (Dumagami) (1+2)	O'Brien (1)	Central Cadillac (1)	Pandora (1)	Lapa Cadillac (1)
Au	4,62	43,84	2,46	4,6	2,12	23	11,7	4,62
Ag	0,07	24	3,7	7,9	1,41	4,46	4,46	1,54
As	—	28	110	229	9 200 (3)	17 500	6 000	2 950
Cr	—	20	17	49	393	—	—	—
Ni	—	41	9	8	57	—	—	—
Cu	1 600	18 327	4 894	1 200	59	200	N. D.	—
Pb	—	2	21	28	26	—	—	—
Zn	—	849	327	353	14	—	—	—
Co	—	27	12	26	42	—	—	—

1. Analyses d'échantillons choisis.
2. Analyses de l'ensemble du minerai traité.
3. Pour une moyenne estimée de 2% d'arsénoxyrite dans le minerai.

Analyses tirées de Beaudoin et Trudel (1988) pour les mines Central Cadillac, Pandora, Lapa Cadillac et Mic Mac; Comline (1979) pour O'Brien; Savoie *et al.* (1988) pour Doyon; Tourigny *et al.* (1988) pour Bousquet; Eliopoulos (1983) et Marquis *et al.* (1988) pour LaRonde.

Études isotopiques et d'inclusions fluides sur les gîtes Doyon et Bousquet

Introduction

Ce chapitre présente les résultats d'une étude sur les isotopes stables et les inclusions fluides des veines situées dans et aux alentours des gisements Doyon et Bousquet. Les résultats de cette étude ne concernent donc que ces deux gîtes, tous deux localisés dans la bande de déformation nord. L'objectif de cette étude est triple: 1) aider à placer des contraintes sur les processus physico-chimiques responsables de la formation des veines de quartz (stériles et minéralisées); 2) identifier l'origine des fluides minéralisateurs (c.-à-d. magmatique, métamorphique, eaux météoriques, etc.); et 3) tester l'hypothèse que les veines minéralisées en or peuvent être distinguées des veines non minéralisées, sur la base de leurs compositions isotopiques et de leurs inclusions fluides. Cette dernière hypothèse est intimement reliée aux deux premiers objectifs de cette étude. Ces données seront finalement discutées sous l'angle de leurs applications possibles en exploration minière. Le lecteur non familier avec la systématique des isotopes stables est prié de se référer aux articles de O'Neil (1986) et de Kyser (1987).

Études antérieures

Plusieurs études utilisant des analyses d'isotopes stables ont été effectuées au cours des dernières années afin de comprendre la genèse du dépôt de l'or des filons aurifères dans les ceintures de roches vertes. Un court résumé des résultats de ces études dans la sous-province de l'Abitibi est présenté ici; d'autres informations de nature plus globale sont disponibles dans un article récent de Kerrich (1987) sur les isotopes stables et la minéralisation Au-Ag.

Les compositions des isotopes d'oxygène du quartz provenant des gisements aurifères de l'Abitibi montrent de faibles variations. Essentiellement, toutes les données se situent entre 10-16 ‰, avec de plus petites variations à l'échelle d'un même gisement de l'ordre de 1-2 ‰. Des résultats similaires sont obtenus pour l'oxygène provenant des carbonates. En général, aucune variation spatiale significative n'est observée, bien que dans la région de Timmins, une corrélation s'établisse entre les compositions isotopiques du quartz et du carbonate, et la stratigraphie des roches encaissantes (Fyon *et al.*, 1983). Kerrich (1987) attribue l'uniformité observée à l'homogénéité de la source des

fluides à travers la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ces compositions isotopiques sont généralement compatibles avec les compositions des fluides magmatiques ou métamorphiques, bien que, dans certaines circonstances particulières, l'eau de mer très évoluée ou l'eau météorique puissent aussi être compatibles avec ces données.

Les compositions des isotopes de carbone dans les carbonates montrent des variations significatives lorsqu'on considère toute la ceinture de l'Abitibi (-10 à 0 ‰; Kerrich, 1987), mais à l'intérieur de gisements choisis, les données sont plus constantes (1-2 ‰). À la mine Bousquet par exemple, on note que la composition isotopique des carbonates est de $\delta^{13}\text{C} = -3,5 \pm 0,5$ ‰ (Kerrich *et al.*, 1987). En général, les données sont équivoques, de sorte que plusieurs modèles différents pourraient expliquer les compositions isotopiques observées. Une explication possible est que le carbone provient du CO₂ magmatique (Wood *et al.*, 1986). Une deuxième hypothèse pour expliquer l'origine du carbone envisage l'apport de grandes quantités de CO₂ en provenance du manteau qui auraient été injectées dans la croûte inférieure (c.-à-d. carbone "juvénile"; Cameron, 1988). Ces deux hypothèses ont l'avantage de fournir du carbone dont les compositions isotopiques sont voisines de la valeur moyenne de $\delta^{13}\text{C} = -5$ ‰ pour la ceinture de l'Abitibi (des valeurs similaires sont considérées comme caractéristiques du carbone magmatique et mantellique; Ohmoto et Rye, 1979). Les variations entre gisements sont expliquées par des changements locaux de l'état d'oxydoréduction ou bien par le mélange avec des sources locales de carbone.

Peu d'études présentent des données sur les isotopes de soufre provenant des gisements d'or de l'Abitibi (Kerrich, 1987), bien que des résultats globaux soient disponibles pour certains gisements. La plupart des données s'inscrivent dans l'intervalle 0-10 ‰ et ne montrent pas une grande variation. On interprète généralement ces données comme indiquant une précipitation des sulfures à partir d'un fluide réducteur (c.-à-d. une solution riche en H₂S). On présume que la source du soufre est magmatique et provient: soit directement des fluides libérés lors du refroidissement des magmas, soit par dissolution incongruente des sulfures dans les roches ignées (Ohmoto et Rye, 1979). L'exception la plus remarquable est celle du gisement de Hemlo, où les valeurs d'isotopes de soufre varient

entre -15 et + 5 ‰ (Cameron et Hattori, 1987). Ces données indiquent des réactions d'oxydoréduction importantes lors du dépôt des sulfures (c.-à-d. que l'état d'oxydation du fluide était près de la limite d'équilibre sulfate-sulfure). L'origine du soufre pourrait donc être magmatique, ou provenir de l'eau de mer entraînée avec la sédimentation, ou bien d'un mélange des deux.

Échantillonnage et techniques analytiques

Les échantillons utilisés dans cette étude ont été prélevés à partir d'affleurements situés sur les propriétés des mines Doyon et Bousquet et aux alentours, dans la fosse à ciel ouvert de Doyon, et sous terre dans la mine Bousquet. On a également prélevé des échantillons sur les carottes de forage disponibles des mines Doyon et Bousquet, et sur des indices à Westwood Cadillac et Warrenmac Sud (secteur de la mine Doyon; figure 48). La morphologie, la minéralogie et l'attitude des veines échantillonnées furent notées avec soin. Nous avons également porté une attention particulière pour obtenir un échantillonnage représentatif des veines aurifères et stériles situées à l'intérieur des zones minéralisées. De nombreuses veines stériles furent également échantillonnées à l'extérieur de ces zones, mais les échantillons collectés proviennent tous d'affleurements situés sur les propriétés Doyon et Bousquet. Ils constituent par conséquent une collection représentative des veines stériles qui sont communes dans l'assemblage volcanosédimentaire qui compose les roches de la région. Les lecteurs intéressés peuvent obtenir les détails concernant la localisation (coordonnées UTM) et la description des 72 échantillons prélevés pour ces études d'isotopes stables et d'inclusions fluides en s'adressant aux auteurs du présent rapport dont les spécificités individuelles sont signalées dans l'avant-propos.

Les analyses des isotopes de soufre furent effectuées à l'Université McMaster sous la direction du Dr C.C. McMullen. L'extraction du soufre à partir des concentrés de sulfures fut réalisée en utilisant une technique semblable à celle décrite par Fritz *et al.* (1974). Toutes les valeurs obtenues pour les sulfures sont rapportées sur l'échelle CDT (Canon Diablo Troilite; Thode *et al.*, 1961). La précision est de $\pm 0,4$ ‰ (C.C. McMullen, communication personnelle); toutefois, les résultats des vérifications faites à partir de répétitions analytiques et celles des analyses précédentes faites par ce laboratoire indiquent une précision de $\pm 0,2$ ‰.

L'extraction de l'oxygène des minéraux silicatés fut réalisée en utilisant la technique de réaction du BrF₅ (Clayton et Mayeda, 1963), suivie d'une conversion de l'O₂ gazeux en CO₂ par une réaction obtenue avec du graphite chaud. L'extraction du CO₂ gazeux des carbonates fut réalisée par une réaction avec de l'acide

phosphorique 100 % à 25° C (McCrea, 1950). Pour les échantillons contenant de la calcite et de la dolomite (ou ankérite), les différences de vitesse de réaction furent utilisées pour la séparation des gaz provenant des deux phases minérales (Degens et Epstein, 1964). Les analyses par spectromètre de masse furent effectuées sur un appareil à trois collecteurs Nuclide 6-60RMS qui permet de corriger la dérive de l'instrument en rapport aux valeurs mesurées (Craig, 1957; Deines, 1970). Tous les résultats pour l'oxygène sont donnés par rapport aux valeurs de V-SMOW(1) (Baertschi, 1976), tandis que pour le carbone, ils sont donnés en fonction des mesures obtenues avec le standard PDB (Craig, 1957). La précision analytique pour les silicates est $\pm 0,1$ ‰, tandis que pour les carbonates elle est de $\pm 0,2$ ‰.

Résultats

ISOTOPES DE L'OXYGÈNE

Les résultats des analyses des isotopes de l'oxygène sont présentés au tableau 16 et la distribution de leur fréquence est montrée aux figures 49 et 50. Les compositions des isotopes de l'oxygène du quartz des veines provenant de la zone d'étude varient de 5 à 15 ‰; pour la chlorite, ces valeurs varient de 3 à 8 ‰; pour la calcite, elles varient de 2 à 19 ‰ et pour la dolomite (ou ankérite), elles varient de 11 à 16 ‰, tandis qu'un échantillon de biotite a donné $\delta^{18}\text{O} = 2,4$ ‰. Toutefois, les variations de valeurs relativement grandes enregistrées pour ces minéraux à l'échelle de la zone d'étude sont trompeuses, car à l'intérieur d'une même zone minéralisée ces variations sont beaucoup plus faibles.

L'aspect le plus intéressant de ces résultats se révèle lorsqu'on examine les valeurs obtenues pour chaque gisement, comme cela a été mis en évidence à la figure 49 (pour le quartz) et à la figure 50 (pour les carbonates). Par exemple, la gamme des variations totales des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ pour le quartz de tous les gisements de la zone d'étude (figure 49) s'inscrit dans un intervalle de 10 ‰, mais pour les veines minéralisées de la mine Bousquet, cet intervalle n'est plus que de 2 ‰, et les données provenant de chaque gisement s'inscrivent dans un intervalle ± 2 ‰ ou moins (c.-à-d. un intervalle de variations de 4 ‰ ou moins). La grande variation observée pour l'ensemble de la zone d'étude est le reflet d'une double réalité: 1) les compositions isotopiques variables du quartz provenant de veines stériles situées à l'extérieur des gisements; et 2) une tendance régionale à l'accroissement des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ à partir de ~ 10 ‰ pour les gisements situés dans l'ouest (les gisements du cisaillement Mooshla, Mooshla A, Mooshla B et Mic Mac) jusqu'à ~ 14 ‰ pour Bousquet dans l'est.

1. Standard Mean Ocean Water

TABLEAU 16 – Composition isotopique des minéraux de veines, propriétés Doyon et Bousquet.

ÉCHANTILLON	SILICATES		CALCITE		DOLOMITE		SULFURES
		$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$
Veines minéralisées							
DOYON, ZONES N ^{os} 1 ET 2: DO-5 (A)	Qtz	9,2					1,8
DO-4	Chl	3,6 (4,0)					
	Qtz 1	12,1					
DO-7 DO-8	Qtz 2	11,1			11,9	-2,1	1,6 2,5 (cp)
	Qtz	9,9	8,1	-2,0			1,5 2,2 2,1 (cp)
DOYON, ZONE N ^o 3: DO-1	Qtz 1	11,3	11,8	-3,3			3,1 2,3 (cp)
	Qtz 2	8,8					
DO-2(B) DO-28 DO-29 DO-48	Qtz	10,4					3,2
	Qtz	9,8	12,3	-3,2			2,8
DO-43 DO-46 DO-47			13,0	-2,0			1,3
	Qtz	11,1					
MIC MAC ET MOOSHLA: DO-18 (A) DO-19 DO-40 DO-41 DO-43 DO-46 DO-47	Qtz	10,9					
	Qtz	9,8					
	Qtz	11,7	10,2	-6,9			2,5
	Qtz	10,2	10,0	-5,9			1,5
			8,8	-6,4			
	Qtz	11,1					2,7
WARRENMAC SUD: DO-30 DO-31 DO-32 DO-33	Qtz	12,7	11,3	-4,6			0,6
	Qtz	14,2	8,7	-1,5	14,3	-1,1	
	Qtz	12,4			12,2	-4,5	0,8
	Chl	6,2 (6,0)					
	Qtz	12,7	17,0	-5,4	12,6	-3,9	
WESTWOOD CADILLAC: DO-34 DO-35 DO-36 DO-37 DO-38 DO-39 DO-51	Qtz	12,7	10,8	0,1			2,7
	Chl	7,4 (7,6)					
	Qtz	12,1	12,7	-6,2	11,9	-6,2	1,6
	Qtz	11,6	11,0	-6,5			
	Chl	5,2					1,1
	Qtz	9,9					
	Qtz	12,1 (12,1)	10,4	-6,5			1,1
			11,2	-5,6			-1,6
	Qtz	11,2					
BOUSQUET: BO-17 BO-16 BO-14 BO-15 BO-18 BO-19(A) BO-27 BO-22(A) BO-23 BO-25 BO-20	Qtz	13,9					0,8 (0,9) 1,5 2,4 1,7 1,8 2,3 3,3 1,4
			17,4 (17,0)	-2,6 (-2,9)	13,2	-4,3	
	Carb 2		18,8	1,9	13,0	-2,7	
	Qtz	13,4	(19,2)	(2,3)	(13,4)	(-2,5)	
	Qtz	14,2	17,0	-4,5	15,8	-4,4	-4,9
			12,2	-3,6	12,6 (12,6)	-3,5 (-3,3)	1,3
	Qtz	13,0			12,7	-3,6	4,1

Abréviations: Qtz = quartz, Chl = chlorite, Bio = biotite. Les sulfures sont toujours de la pyrite, sauf les valeurs identifiées (cp) qui sont de la chalcoppyrite.

TABLEAU 16 – (fin)

ÉCHANTILLON	SILICATES		CALCITE		DOLOMITE		SULFURES
		$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$
Veines stériles dans les zones de minerai							
DOYON:							
DO-5 (B)	Qtz	8,1					
DO-2	Qtz	11,1	9,0	-3,3			
DO-3	Qtz	8,4					
	Bio	2,4					
MIC MAC ET MOOSHLA:							
DO-18 (B)	Qtz	9,8					
DO-42			13,3	-5,8			
WARRENMAL SUD:							
DO-24	Qtz	12,9					
DO-25	Qtz	13,6					
BOUSQUET:							
BO-19 (B)							1,5
BO-22 (B)	Qtz	13,2			12,7	-3,0	-1,4
BO-21 (A)							
BO-21 (B)	Qtz	12,7					1,2
BO-1			12,1	-3,3	11,3	-2,9	
BO-2 (A)	Qtz	12,0	15,0	-4,6	11,3	-3,5	
Veines stériles hors des zones minéralisées							
VOLCANITES DE DOYON:							
DO-6	Qtz	5,5	2,1 (2,0)	-6,0 (-6,1)			
DO-9	Qtz	12,8					
DO-10	Qtz	15,6					
DO-12	Qtz	10,1					
DO-14	Qtz	8,9					
DO-15	Qtz	10,7					
DO-16	Qtz	11,3					
DO-17	Qtz	10,3					
DO-20	Qtz	10,9 (10,9)	10,2	-0,5			
	Chl	3,6 (3,2)					
DO-21	Qtz	10,9					
DO-23	Qtz	11,8					
DO-49	Qtz	13,7 (13,7)					
DO-50	Qtz	13,6					
VOLCANITES DE BOUSQUET:							
BO-2 (B)	Qtz	10,6					2,3
BO-3	Qtz	10,9					
BO-4	Chl	4,4					
BO-6	Qtz	10,8					
BO-8	Qtz	11,8					
BO-10	Qtz	12,5					
SÉDIMENTS:							
DO-11	Qtz	14,8					
DO-13	Qtz	11,0					

Abréviations: Qtz = quartz, Chl = chlorite, Bio = biotite. Les sulfures sont toujours de la pyrite, sauf les valeurs identifiées (cp) qui sont de la chalcopryrite.

Les veines stériles proches des gisements montrent une zonalité régionale semblable à celle des zones minéralisées: les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pour le quartz provenant des veines de la partie nord du secteur se situent entre 9-12 ‰, tandis que ces mêmes valeurs se situent entre 12 et 15 ‰ pour les veines de la partie sud.

À l'intérieur d'une même zone de minerai, des populations isotopiquement distinctes sont par ailleurs re-

connaisables. Par exemple, le quartz des veines stériles (c.-à-d. des veines qui ne sont pas associées aux valeurs aurifères économiques) est légèrement appauvri en $\delta^{18}\text{O}$ par rapport au quartz des veines minéralisées.

Des différences semblables de composition isotopique de l'oxygène s'observent aussi pour les carbonates, quoi qu'elles soient moins bien tranchées. Comme

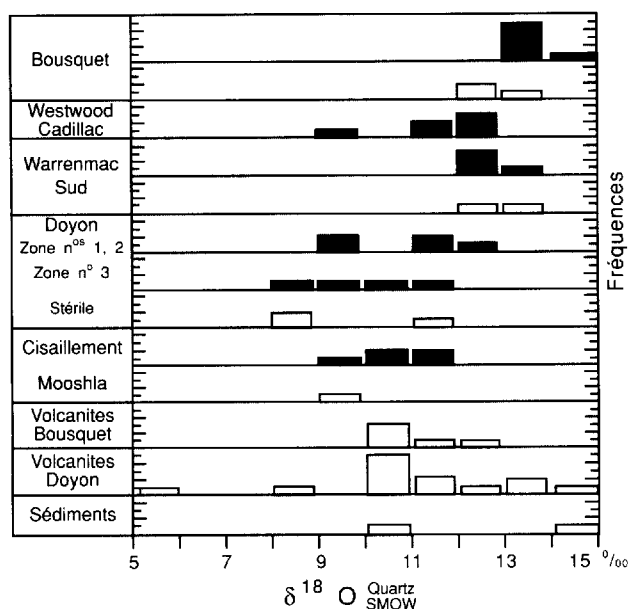


FIGURE 49 – Histogramme présentant la distribution, par gisement, des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ du quartz des veines. Les rectangles pleins correspondent aux veines minéralisées et les rectangles vides aux veines stériles.

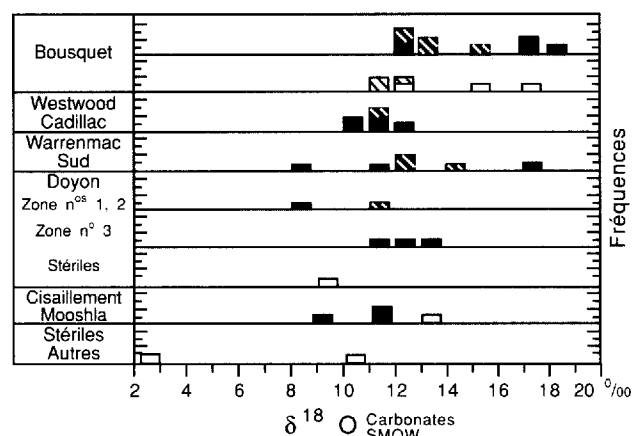


FIGURE 50 – Histogramme présentant la distribution, par gisement, des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ du carbonate des veines. Les rectangles pleins correspondent à la calcite des veines minéralisées, et les rectangles pleins hachurés correspondent à la ferrodolomite (ou ankérite) des veines minéralisées. Les rectangles vides concernent les veines stériles: sans hachures pour la calcite et avec hachures pour l'ankérite.

pour le quartz, la gamme globale des valeurs est beaucoup plus large (17 ‰, ou de 2 à 19 ‰) que celle observée pour chaque gisement, mais contrairement aux valeurs obtenues pour le quartz, la gamme des valeurs pour les veines stériles ne se distingue pas de celle obtenue pour les gisements réunis en un seul groupe. Toutefois, cette dernière observation n'est pas significative, car elle s'explique probablement par le manque de données afférentes aux veines stériles (qui ne contiennent habituellement pas de carbonates).

La figure 51 montre la corrélation qui existe entre les compositions isotopiques du quartz et celles des carbonates. La plupart des données se concentrent le long d'une ligne ayant une pente égale à l'unité et un intercept de $\sim -1,5$, ce qui suggère que l'équilibre isotopique entre le quartz et la calcite était atteint à 350°C (tel que discuté ci-après). De manière significative, toutes les données anormales se situent au-dessus de cette ligne, suggérant qu'un échange isotopique postérieur au dépôt s'est produit à plus basse température et a affecté préférentiellement les carbonates de certains échantillons (Gregory et Criss, 1986). Ainsi, on peut en conclure que les données analytiques reflètent généralement les compositions isotopiques des éléments des veines au moment de leur dépôt, avec un certain rééquilibrage lors du stade terminal de l'évolution du système hydrothermal.

Le troisième groupe minéral examiné dans le cadre de cette étude est celui des phyllosilicates représenté par la chlorite de la roche encaissante (échantillon DO-34), la biotite des veines (échantillon DO-3), et enfin la chlorite des veines et celle de leurs bordures (les autres échantillons). Comme pour le quartz et le carbonate, on observe une augmentation systématique vers l'est de ~ 4 ‰ dans les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pour ces minéraux.

Il est difficile d'expliquer les relations observées dans les compositions isotopiques des minéraux de veines sans conclure qu'un système hydrothermal régional ait pu causer la formation de ces gisements. L'étendue de ce système présumé ne peut être précisée,

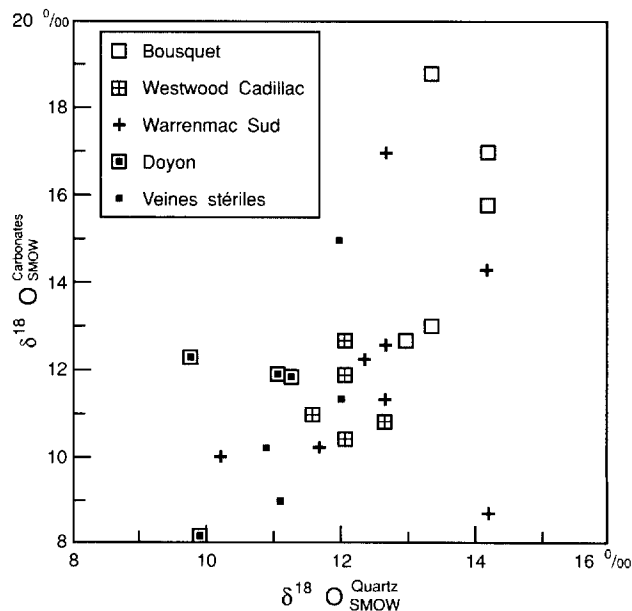


FIGURE 51 – Diagramme de corrélation entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ du quartz et des carbonates coexistants pour certains indices et gisements.

mais il pourrait aussi englober le gisement de LaRonde (à l'est de Bousquet) qui contient du quartz hydrothermal ayant des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ égales à 13-16 ‰ (Eliopoulos, 1983). De telles valeurs sont en accord avec une extrapolation vers l'est des tendances isotopiques rapportées ici.

Un modèle de minéralisation mise en place par un système hydrothermal régional pourrait expliquer les tendances des variations isotopiques enregistrées si ce système montrait l'existence de variations de température ou celles de la composition isotopique du fluide minéralisateur à travers l'ensemble de la zone d'étude. La première possibilité est établie par les résultats d'études d'inclusions fluides (Hoy *et al.*, 1988) qui ont démontré l'existence d'augmentations significatives des températures maximales d'emprisonnement (et donc des températures de formation) dans le temps et dans l'espace. En bref, trois générations de quartz ont été identifiées. La première génération prédomine dans les veines stériles à l'extérieur des gisements, mais elle n'est qu'une composante mineure des veines à l'intérieur des zones minéralisées. Les températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses dans le quartz de ces veines plafonnent à 200° C essentiellement. La majeure partie du quartz dans les veines situées à l'intérieur des zones de minerai appartient à une deuxième et une troisième génération de quartz considérées comme pénécotemporaines de la mise en place de la minéralisation aurifère. Les températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses dans le quartz de ces deux dernières générations varient entre 200 et 350° C. Il faut toutefois noter que si ces températures d'homogénéisation sont corrigées pour une pression de trois kilobars, telle qu'indiquée par les équilibres minéralogiques (voir chapitre suivant), on atteint des températures de formation réelles de 450° C et plus (Roedder et Bodnar, 1980). Une augmentation de ces températures de formation de l'ouest vers l'est pourrait être envisagée, mais cela n'est pas clairement établi. Toutefois, les inclusions dans le quartz provenant des veines stériles à l'intérieur des zones de minerai indiquent systématiquement des températures de formation plus basses (50° C ou plus) que celles mesurées dans le quartz qui provient des veines aurifères. Ces données analytiques démontrent que la minéralisation en veines dans le secteur étudié s'est mise en place lors de l'évolution prograde d'un système hydrothermal régional et que la venue de la minéralisation aurifère est intimement associée au pic thermique atteint au cours de l'évolution de ce système.

Les températures de formation calculées en assumant un fractionnement d'équilibre entre les isotopes de l'oxygène (tableau 17) ne favorisent guère un gradient géothermique régional comme seule cause des tendances observées. Les températures calculées pour les échantillons minéralisés et stériles à l'aide du

géothermomètre quartz-chlorite de Wenner et Taylor (1971) et du géothermomètre quartz-calcite (Clayton *et al.*, 1972; O'Neil *et al.*, 1969) se concentrent dans l'intervalle de 395 à 506° C, malgré certaines valeurs géologiquement déraisonnables et plusieurs compositions isotopiques inverses. Ainsi, on peut conclure que dans la région la minéralisation aurifère s'est mise en place entre 400 et 500° C pour les raisons suivantes: 1) cet intervalle de températures s'accorde avec la gamme des températures calculées d'après chacun des deux géothermomètres choisis; 2) ces températures s'accordent avec celles indiquées par les études d'inclusions fluides (corrigées pour la pression); 3) elles correspondent également au pic thermique du métamorphisme régional, tel qu'indiqué par les assemblages minéralogiques observés dans les veines minéralisées et leurs épontes (425 à 500° C pour une pression de 3 kilobars; voir chapitre suivant).

Pour revenir à la cause de la grande variation isotopique observée régionalement dans les minéraux des veines, on peut conclure que ces données ne corroborent pas de façon satisfaisante le concept d'une variation des températures des fluides d'origine, mais elles ne s'opposent pas non plus à une telle hypothèse. Pour sortir de ce dilemme, on peut tenter d'estimer l'écart de température nécessaire pour provoquer la variation isotopique observée et ensuite comparer ces températures avec les informations disponibles sur les températures de formation des paragenèses minérales. La figure 74 montre qu'une différence minimale de 2 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ quartz est requise, et qu'il serait même plus raisonnable d'envisager une différence de l'ordre de ~4 ‰ (10 à 14 ‰). Si par ailleurs, la mise en place de la minéralisation dans la région s'était produite à une température comprise entre 400 et 500° C, la différence observée de 2-4 ‰ impliquerait nécessairement qu'à Bousquet la minéralisation s'est mise en place à une température de 50 à 150° C plus basse qu'à Doyon. Ceci est en contradiction avec l'homogénéité des températures obtenues à partir des géothermomètres dans l'ensemble du secteur, et est totalement en désaccord avec les études d'inclusions fluides (Tourigny *et al.*, 1992; Savoie *et al.*, 1989) qui démontrent au contraire que les inclusions qui proviennent de Bousquet ont des températures d'homogénéisation de 50° C plus élevées que celles de Doyon.

Donc, même si des écarts mineurs de température ont pu se produire dans l'ensemble de la zone d'étude, la variation régionale dans les données isotopiques doit indiquer une augmentation de la composition isotopique des fluides minéralisateurs vers l'est. Cette conclusion est étayée par les compositions isotopiques d'oxygène calculées pour les fluides minéralisateurs (tableau 17). En outre, les données calculées tirées de ce tableau semblent indiquer que $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ augmente

TABLEAU 17 – Température et compositions isotopiques des fluides minéralisateurs calculées sur la base d'un fractionnement isotopique d'équilibre entre les minéraux et les fluides.

ÉCHANTILLON	T° C calculée			δ ¹⁸ O calculé		δ ³⁴ S fluide calculé
	Q-Ch	Q-Cal	Cp-Py	Q-Ch	Q-Cal	
DOYON						
<u>Zones n° 1 et 2</u>						
DO-5 (A) DO-4	473		433	6,0		0,8 0,6 2,6 (cp)
DO-7 DO-8		303	Rev		2,6	0,5 1,2 2,2 (cp)
<u>Zone n° 3</u>						
DO-1		Rev	Rev			2,1 2,4 (cp)
DO-2 (B) DO-28 DO-48		Rev				2,2 1,8 0,3
<u>Veines stériles</u>						
DO-2 (A) DO-3	435	260		4,6	2,1	
<u>Volcanites et sédiments</u>						
DO-6 DO-20	342	147 (141) 647		4,9	-10,8 (-11,4) 9,8	
MOOSHLA						
DO-40 DO-41 DO-47		358 1418			6,1 11,9	1,5 0,5 1,7
WARRENSUD						
DO-30 DO-31 DO-32 DO-33	418	380 57 Rev		8,2	7,7 -13,9	-0,4 -0,2
WESTWOOD CADILLAC						
DO-34 DO-35 DO-36 DO-37 DO-38 DO-39 DO-51	506 402	288 Rev 719 320		10,0 7,1	4,9 11,1 5,4	1,7 0,6 0,1 0,1 -2,6
BOUSQUET						
<u>Veines minéralisées</u>						
BO-17 BO-16 BO-14 BO-15 BO-18 BO-19 (A) BO-27 BO-22 (A) BO-23 BO-25 BO-20		Rev Rev				-0,2 0,5 1,4 0,7 0,8 1,3 2,3 0,4 -5,9 0,3 3,1
<u>Veines stériles</u>						
BO-19 (B) BO-22 (B) BO-21 (A) BO-21 (B) BO-2 (A) BO-2 (B) BO-4	395	Rev		6,2		0,5 -2,4 0,2 1,3

Note: Rev signifie une valeur inverse de celle prévue pour une relation d'équilibre. Les valeurs des trois premières colonnes sont calculées d'après: (1) Q-Ch: le géothermomètre quartz-chlorite (Wenner et Taylor, 1971); (2) Q-Cal: le géothermomètre quartz-calcite basé sur les courbes combinées H₂O - minéral pour le quartz (Clayton *et al.*, 1972) et la calcite (O'Neil *et al.*, 1969); (3) Cp-Py: le géothermomètre chalcopryrite-pyrite (Ohmoto et Rye, 1979). Les colonnes δ¹⁸O calculé donnent la composition isotopique de l'eau qui serait en équilibre avec les minéraux observés. Les valeurs de δ³⁴S indiquent la composition isotopique du H₂S aqueux qui serait en équilibre avec les sulfures à 350°C.

d'ouest en est en passant de 2-6 ‰ à Doyon à des valeurs de 5-10 ‰ à Westwood Cadillac dans la partie est (les données sur Bousquet étant inadéquates). L'écart de la variation dans la composition isotopique est estimée à ~4 ‰, mais si l'augmentation de température vers l'est indiquée par les données sur les inclusions fluides est réelle, un plus grand écart de 5-7 ‰ serait nécessaire. Lorsqu'on intègre ces conclusions avec celles tirées des compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ calculées pour les fluides minéralisateurs, on est conduit à admettre que le métamorphisme en profondeur est responsable de la genèse du fluide hydrothermal, soit directement par des réactions de dévolatilisation, soit par le réchauffement de grands volumes de fluides interstitiels contenus à l'intérieur de ces roches. La migration des fluides vers les sites de dépôt de la minéralisation était probablement canalisée par des failles recoupant les roches sus-jacentes. L'autre alternative qui consisterait à admettre une origine magmatique pour expliquer la genèse des fluides minéralisateurs est à écarter, car elle n'explique pas de façon satisfaisante les variations spatiales observées entre les parties ouest et est de la zone d'étude.

Il reste cependant à expliquer l'origine des variations spatiales de $\delta^{18}\text{O}$ dans la solution minéralisatrice. Le modèle que nous préconisons pour expliquer ce fait établit un lien de cause à effet entre l'hétérogénéité isotopique observée dans les fluides et l'hétérogénéité isotopique du milieu lithologique à la source. Dans ce modèle, les roches en profondeur d'où sont issus les fluides minéralisateurs montrent une variation d'ouest en est de la composition isotopique qui est reproduite par celle des fluides minéralisateurs à la surface. Des variations régionales de ce type ont été observées dans les compositions isotopiques de roches initialement homogènes ayant subi un métamorphisme de degré élevé, bien que de telles évolutions ne soient pas fréquentes et qu'on doive généralement les attribuer à des phénomènes d'altération dans des systèmes riches en eau (Valley, 1986). Toutefois, ce modèle pourrait s'appliquer ici au système hydrothermal responsable de la genèse de la minéralisation dans la zone de Bousquet si en profondeur les hétérogénéités isotopiques peuvent se combiner à un système hydrothermal diffus (c.-à-d. dominé par la roche en place) de grande ampleur montrant un faible gradient de température à l'échelle régionale.

Appliqué à ce cadre régional, ce modèle pourrait expliquer la migration de grandes quantités de fluide minéralisateur. De plus, dans la région de Bousquet, les volcanites du Groupe de Blake River sont juxtaposées à d'épaisses séquences de sédiments. Ces deux types de roches engendrent des différences isotopiques, et les sédiments sont généralement enrichis en $\delta^{18}\text{O}$ de plusieurs ‰ par rapport aux volcanites (Faure, 1977). Dès lors, l'augmentation vers l'est de la composition

isotopique des fluides minéralisateurs peut s'expliquer par un accroissement de l'interaction entre le fluide hydrothermal et les sédiments en parallèle avec une diminution relative de l'épaisseur du Groupe de Blake River vers l'est de la zone d'étude.

ISOTOPES DU CARBONE

Les résultats des analyses sur les isotopes du carbone sont indiqués au tableau 16 et sont illustrés à la figure 52. La gamme des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de veines fournies à l'analyse va de -7 à +3 ‰. Comme pour les données sur les isotopes de l'oxygène, il existe des différences dans les compositions des isotopes du carbone entre chaque gisement, mais ces différences ne montrent pas de tendance bien marquées et par ailleurs, les veines minéralisées et stériles ne sont pas isotopiquement distinctes. À Doyon et à Bousquet, les valeurs de carbone $\delta^{13}\text{C}$ sont semblables (-3,5 ± 1,5 ‰), tandis que le carbone provenant des gisements Mooshla, Warrenmac Sud et Westwood Cadillac est généralement de 1-3 ‰ plus léger. Quelques valeurs $\delta^{13}\text{C}$ anormalement élevées sont également observées.

Une gamme étroite de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ n'est pas rare dans les gisements d'or filoniens pour une même zone minéralisée. Plusieurs explications possibles peuvent être avancées pour expliquer les compositions observées, mais aucune d'entre elles n'est tout-à-fait concluante. En effet, les données pour le carbone peuvent correspondre soit à une origine métamorphique, soit magmatique ou encore mantellique des fluides minéralisateurs sans qu'on soit en mesure de choisir une de ces sources avec certitude (Kerrick, 1987). Toutefois, la distribution des données suggère que des processus géochimiques de grande ampleur ont affecté la composition isotopique du carbone dans le fluide. Comme dans le cas de l'oxygène, ces effets

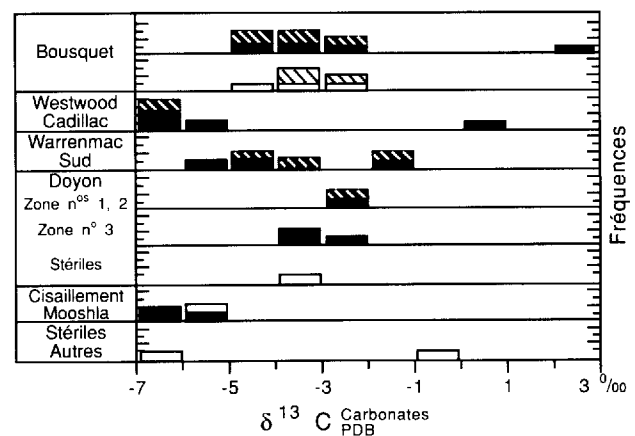
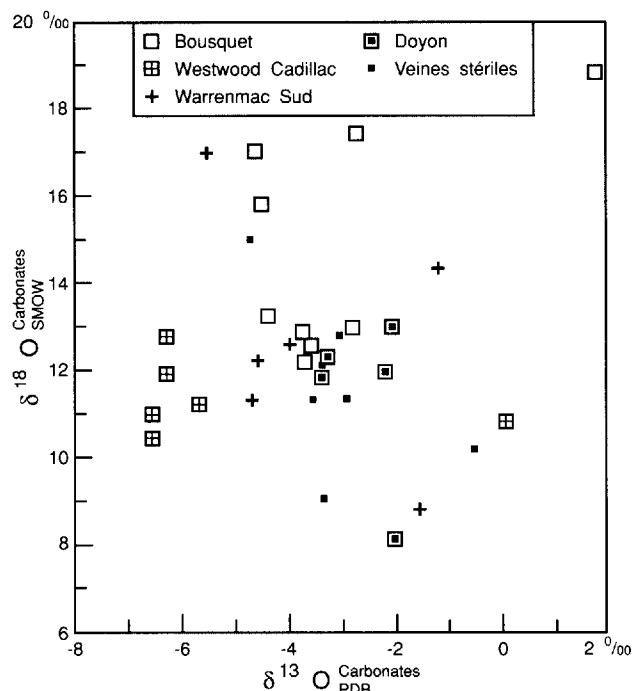


FIGURE 52 – Histogramme présentant la distribution, par gisement, des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates des veines. Mêmes symboles qu'à la figure 50.

peuvent résulter de variations chimiques à la source, ou pendant le transport ou encore pendant le dépôt du fluide minéralisateur.

Une variation de la composition isotopique du carbone à la source peut s'expliquer par l'intervention d'un des deux facteurs possibles suivants. Le premier fait intervenir les changements des conditions physico-chimiques du milieu pour provoquer la perte du CO₂ des roches à la source. Mais de telles conditions affecteraient également les compositions isotopiques de l'eau et il en résulterait une corrélation positive entre les compositions isotopiques du carbone et celles de l'oxygène dans les fluides hydrothermaux, et donc dans les carbonates. Toutefois, cette corrélation n'est pas évidente (figure 53), quoique, pour chaque gisement, les données ont tendance à occuper un champ particulier de $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$. Le deuxième facteur possible implique que les lithologies à la source soient caractérisées par des hétérogénéités isotopiques du carbone qui se reflètent ensuite dans les fluides hydrothermaux. Même si on ne peut écarter à priori une telle possibilité, la mauvaise corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (on a déjà vu que la meilleure façon d'expliquer cette corrélation est d'admettre une hétérogénéité des roches à la source) constitue un argument qui s'objecte à cette possibilité. En fait, le faible intervalle de variation des compositions isotopiques pour l'ensemble de la zone d'étude ($-4 \pm 3 \text{‰}$) semble favoriser une lithologie isotopiquement homogène des roches à la source par rapport au carbone.



minéraux observés dans ces gisements (Ohmoto, 1986). Les données sur les isotopes de soufre (discutées ci-après) indiquent en outre que l'état d'oxydation des fluides minéralisateurs est incompatible avec le transport de carbone réduit.

Le deuxième mécanisme, la séparation *in situ* de la phase CO₂, est rendu possible grâce aux variations de pression subites qui ont pu se produire lors du mouvement tectonique le long des failles. L'omniprésence d'inclusions riches en CO₂ (Tourigny *et al.*, 1992; Savoie *et al.*, 1989) montre l'importance de ce processus dans l'évolution du système hydrothermal responsable de la minéralisation aurifère dans ce district. L'ampleur du fractionnement que ce processus a provoqué est difficile à quantifier parce qu'il est peu probable que l'équilibre thermodynamique soit atteint lors d'un événement de dégazage aussi subit, mais le CO₂ perdu par le système dans ce processus serait probablement enrichi en $\delta^{13}\text{C}$ de ~ 10 ‰ par rapport au carbone restant dans le fluide (Fiedman et O'Neil, 1977). Pour atteindre la différence de 1-2 ‰ observée, il serait nécessaire d'invoquer la perte d'un minimum de 20 % du carbone par le jeu de ce mécanisme. Toutefois, il est peu probable qu'une telle perte de CO₂ de la solution minéralisatrice mène au dépôt de minéraux et il en découle que les effets isotopiques impliqués dans ce processus ne seront probablement pas préservés. De plus, le mécanisme invoqué ci-dessus n'explique pas de manière satisfaisante les changements locaux de $\delta^{13}\text{C}$, alors que pour l'ensemble du système, on ne peut nier l'existence de tels changements locaux. On peut donc exclure en définitive ce mécanisme pour expliquer de manière pratique des variations de $\delta^{13}\text{C}$ observées dans le district.

Le troisième mécanisme possible, l'apport de carbone au fluide minéralisateur sur le site même de la minéralisation, est difficile à quantifier. Admettre l'introduction dans ce système du carbone des carbonates issus des volcanites du Groupe de Blake River n'apporte pas d'explication plausible qui rende compte des variations observées dans les isotopes de carbone. En effet, il est peu probable que ces carbonates aient une composition isotopique très différente de la composition isotopique présumée du carbonate présent dans le fluide, et par conséquent le mécanisme envisagé exigerait la mise en jeu de grandes quantités de carbonate (pour près de 50 % ou plus du carbone du fluide minéralisateur) issues de la roche-hôte pour produire des changements isotopiques significatifs dans la composition du carbonate du fluide pour l'ensemble de la zone d'étude. Par contre, l'apport au fluide minéralisateur de petites quantités de carbone graphitique oxydé (moyenne $\delta^{13}\text{C} \sim -20$ ‰; Ohmoto et Rye, 1979) issues de la roche-hôte pourrait facilement changer la composition isotopique du carbonate présent dans le fluide de 1-2 ‰. La production de méthane par ce

mécanisme pourrait également expliquer la présence dans le quartz d'inclusions riches en méthane.

ISOTOPES DU SOUFRE

Les résultats des analyses des isotopes du soufre sont indiqués au tableau 16 et sont présentés graphiquement à la figure 54. On obtient pour la majorité des sulfures des compositions isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ comprises entre 1 et 3 ‰, mais les valeurs extrêmes varient entre -5 et $+4,1$ ‰. La composition isotopique du H₂S en équilibre avec les sulfures à 350° C est indiquée au tableau 17. La majorité des compositions calculées de H₂S donnent $\delta^{34}\text{S} = 0-3$ ‰. Si les sulfures proviennent d'une solution riche en H₂S d'origine hydrothermale, ces valeurs sont en accord avec le transport et le dépôt de ceux-ci, soit par lessivage ou volatilisation métamorphique du soufre dans les volcanites, soit directement à partir de fluides magmatiques (Ohmoto et Rye, 1979).

La caractéristique la plus intéressante tirée de ces données est la présence de pyrite ayant des valeurs de $\delta^{34}\text{S} < 1$ ‰. La cause la plus probable de cette variation isotopique est la production de sulfate dans le fluide minéralisateur suite à son oxydation. Par exemple, la pyrite de l'échantillon BO-23 possède un $\delta^{34}\text{S} = -4,9$ ‰ (tableau 16). L'association intime de ce sulfure avec la magnétite indique que le site de dépôt a été le siège d'une oxydation possiblement contrôlée par une réaction avec la magnétite. À 350° C, la fugacité de l'oxygène dans l'équilibre sulfate-sulfure est presque identique à la limite d'équilibre magnétite-hématite pour un pH de 5 à 7 (Hoy, calculs non publiés), ce qui signifie que dans la solution minéralisatrice, les sulfates pourraient prédominer et demeurer en équilibre avec la magnétite. Des calculs d'équilibre de masse basés sur le fractionnement des isotopes sulfate-sulfure à cette température indiquent que ~ 30 %

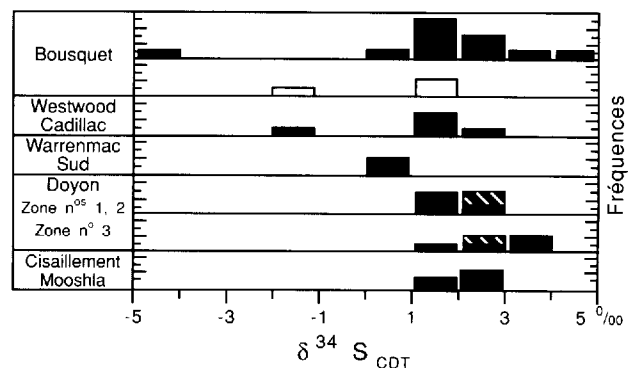


FIGURE 54 – Histogramme présentant les résultats des analyses d'isotopes du soufre des sulfures des veines. Les rectangles pleins représentent les valeurs pour la pyrite des veines minéralisées; les rectangles vides les valeurs pour la pyrite des veines stériles; les rectangles pleins hachurés les valeurs pour la chalcopyrite des veines minéralisées.

du soufre en solution était oxydé avant le dépôt des sulfures. Par conséquent, ces calculs indiquent que le fluide responsable de la minéralisation dans cet échantillon était relativement oxydant et avait un pH presque neutre. La présence de plusieurs échantillons de sulfures avec $\delta^{34}\text{S} < -1 \text{ ‰}$ suggère que la même conclusion peut s'appliquer à l'ensemble du système minéralisateur.

Discussion

GENÈSE DES GISEMENTS DE LA BANDE NORD

Les conclusions basées sur les données isotopiques et qui concernent les processus responsables de la minéralisation sont résumées ci-après et sont mises à profit afin de formuler un modèle cohérent de mise en place de la minéralisation en veines pour la bande nord. Ce modèle intègre une évaluation de l'étendue et de l'origine du système hydrothermal, l'histoire thermique des fluides minéralisateurs, l'origine de ses constituants, son chimisme et celui de la minéralisation.

Le système hydrothermal est considéré en premier. Les arguments déjà présentés ont démontré que les gisements ont été formés par un seul système hydrothermal qui par conséquent avait une étendue minimale est-ouest de 6 km, beaucoup plus grande donc que celle des systèmes générés dans des chambres magmatiques ayant donné naissance aux gisements de cuivre porphyriques ou de sulfures massifs volcanogènes (Taylor, 1979). De plus, l'existence possible de petits systèmes de cette ampleur est desservie par la faible variation des températures maximales atteintes dans l'ensemble du district. Les données des isotopes d'oxygène indiquent également que la région-source comprenait les roches volcaniques du Groupe de Blake River et les sédiments avoisinants, et que par conséquent cette région mesurait aussi plusieurs kilomètres de largeur dans une direction nord-sud.

L'explication la plus plausible de l'existence d'un système de si grande ampleur est que le réchauffement qui s'est développé dans la zone d'origine des fluides hydrothermaux devait être diffus. Cette situation peut résulter d'un métamorphisme régional de faible gradient thermique, s'exerçant à l'échelle du district ou d'une grande masse de matériel intrusif au sein de roches déformées de façon plastique, non fracturées, lequel favorisait le refroidissement des magmas par conduction plutôt que par convection (Cathles, 1983). Il est proposé que la minéralisation dans le secteur de Bousquet s'est mise en place suite aux réactions d'un tel système soumis au jeu de failles verticales permettant l'ascension rapide des fluides à la faveur du relâchement soudain de la pression. Dans ce modèle, les fluides seraient conduits à travers le réseau des failles sous l'influence d'une zone à basse pression, et ils

seraient ainsi aspirés périodiquement vers la surface à la faveur des mouvements se produisant le long des failles. Ce phénomène est comparable au mécanisme décrit sous le nom de " *seismic pumping* " par Sibson *et al.* (1975).

Un tel modèle satisfait les nombreuses exigences auxquelles aboutissent les données tirées de l'étude sur les isotopes. Premièrement, dans un tel système, le fluide forme une fraction volumétrique insignifiante de la masse totale, et par conséquent on peut le considérer comme dominé par la masse rocheuse. Un corollaire à cet énoncé est la nécessité que le phénomène embrasse à la source une région de grande ampleur, ce qui satisfait l'exigence que la source des fluides était isotopiquement hétérogène. Ces deux considérations expliquent les variations latérales (est-ouest) et les variations dans le temps mises en évidence par la distribution des compositions isotopiques de l'oxygène des fluides. Les augmentations isotopiques intervenues au cours du temps pourraient découler de l'implication progressive de zones plus distales enrichies en $\delta^{18}\text{O}$ (c.-à-d. des sédiments) dans la genèse du fluide, ou bien encore de l'effet d'une lente augmentation du rapport eau/roche à proximité des failles.

Deuxièmement, les conditions de température de mise en place des fluides hydrothermaux déterminées par cette étude, en association avec les données tirées de l'étude des inclusions fluides, mènent à la conclusion que le système a opéré pendant une longue période de temps au cours de laquelle les températures régnant dans les zones de minerai ont augmenté de $< 200^\circ$ à $400 - 500^\circ \text{ C}$. On a déjà montré que la minéralisation aurifère s'était mise en place dans des conditions de température proches des températures maximales atteintes par les fluides.

Dans les deux paragraphes précédents, on a aussi discuté de la source du soufre et du carbone dans les fluides minéralisateurs. Par extrapolation, la source de ces éléments sera aussi considérée comme celle des métaux de base (Fe, Cu, etc.) et de l'or dans les fluides. La meilleure explication possible cohérente avec le modèle proposé est d'admettre que ces éléments étaient lessivés en profondeur des roches volcaniques du Groupe de Blake River et possiblement des sédiments avoisinants pendant que ces roches subissaient l'effet de la dévolatilisation métamorphique. Étant donné que ce modèle implique une interaction des fluides avec de grands volumes de roche (eau/roche $\ll 1$), même des constituants qui existaient initialement en petites quantités dans la roche pourraient s'être concentrés dans les fluides minéralisateurs. Il est peu probable que le lessivage dans et autour des zones de failles lors de la migration du fluide puisse fournir pendant la durée d'existence du système hydrothermal des éléments volatils en quantités suffisantes, parce que l'évidence indique que ces zones étaient riches en

eau et que par conséquent elles se seraient rapidement épuisées en éléments mobiles. De la même façon, il est peu probable que la minéralisation dans les systèmes filoniens puisse résulter de la remobilisation métamorphique de gisements préexistants. Dans ces zones en effet, un tel processus aurait entraîné plutôt un appauvrissement de l'or et des métaux de base, puisque les fluides lessivaient ces constituants et les transportaient à l'extérieur du système.

Un des résultats les plus intéressants tiré de cette étude est que les données isotopiques du soufre indiquent un pH neutre et relativement oxydant (légèrement plus réducteur que la limite d'équilibre entre sulfate et sulfure) pour le fluide minéralisateur. Ces conditions sont celles qui, à 350° C, gouvernent le transport maximum de l'or lorsque les complexes de bisulfures dominent dans la solution (Seward, 1973; Wood *et al.*, 1987). D'autres indications de l'importance des bisulfures dans le transport des métaux découlent des résultats des études sur les inclusions fluides (Tourigny *et al.*, 1992; Savoie *et al.*, 1989) qui révèlent la présence de fluides à faible salinité avec une teneur en S relativement élevée. Ainsi, on conclut que dans ces solutions le transport des métaux s'est effectué principalement sous forme de thio-complexes.

Le mécanisme de dépôt des métaux est donc lié aux changements du chimisme des fluides sur le site même du dépôt. La précipitation minérale à partir des fluides hydrothermaux peut se produire en réponse à l'intervention de nombreux facteurs. Ce système, dans lequel s'effectue le transport de métaux sous forme de complexes bisulfurés, précipitera vraisemblablement des métaux par suite d'une diminution de l'activité bisulfureuse. Ceci peut survenir en réponse à une baisse de température, une oxydation, la précipitation de sulfures de métaux, l'ébullition ou une variation du pH (Barnes, 1978). La réduction du fluide peut également entraîner le dépôt de l'or sans en modifier la teneur en sulfure.

Cette étude démontre l'importance des réactions locales des fluides avec la roche-hôte, et en particulier celle des réactions d'oxydoréduction. Toutefois, même si une oxydation dans le système du soufre est indiquée par quelques données, une plus grande proportion de données ne montre aucune évidence en faveur d'une production importante de sulfates. De plus, les données analytiques sur les isotopes de carbone sont équivoques, et peuvent indiquer soit une réduction du carbonate du fluide minéralisateur, soit une oxydation du carbone réduit de la roche-hôte. Les études d'inclusions fluides démontrent que le dégazage de CO₂ est omniprésent. Toutefois, les données n'indiquent pas de diminutions de température sur le site de dépôt, pas plus que des changements significatifs de pH dans le fluide minéralisateur ou l'ébullition. Dans ce système,

les mécanismes de dépôt les plus probables sont donc la production de sulfates via l'oxydation, le dépôt de sulfures, la réduction du fluide minéralisateur par le Fe ou le graphite de la roche-hôte, et le dégazage de CO₂.

On a déjà démontré que des réactions d'oxydation avait lieu au sein des fluides : la production de sulfate réduit l'activité des sulfures en solution sans diminuer le contenu total en soufre présent dans celle-ci, ce qui entraîne le dépôt de l'or. Toutefois, la réduction de l'activité des sulfures cause également une augmentation de la solubilité des métaux de base et n'explique pas adéquatement les grandes quantités de sulfures présentes : ou bien les pourcentages élevés en sulfures dans la roche-hôte résultent du dépôt consécutif à l'événement minéralisateur; ou bien les sulfures étaient déjà présents dans la roche-hôte avant la venue des solutions qui ont donné naissance aux veines. Dans le premier cas, l'oxydation ne constitue pas un mécanisme satisfaisant pour le dépôt des sulfures. Dans le deuxième cas, on aurait dû constater le lessivage des épontes pyriteuses. En conséquence, bien que l'oxydation soit responsable localement de la présence de la minéralisation, ce mécanisme n'explique pas adéquatement la plupart des dépôts de minéralisation aurifère qu'on observe dans les gîtes Doyon et Bousquet.

La séparation de la phase CO₂ pourrait constituer un mécanisme alternatif viable pour expliquer le dépôt du minerai en modifiant l'activité de H₂O et en même temps celle des solutés. Toutefois, une brusque augmentation de la salinité du milieu combinée à une perte de CO₂ (et H₂O) provoquerait une augmentation marquée de la teneur en chlorures, ce qui pourrait augmenter la solubilité des métaux. Ce mécanisme est donc considéré comme inadéquat, malgré les évidences du caractère très répandu des réactions de ce type.

Le troisième mécanisme possible est la précipitation de sulfures métalliques, qui réduit la solubilité des complexes sulfurés en diminuant l'activité du bisulfure. Ce phénomène peut se produire par réaction de la solution riche en H₂S avec des roches encaissantes riches en fer, ou suite à une baisse de température. Les deux processus entraînent une perte de H₂S du système et le dépôt d'or. Un dernier mécanisme possible pour expliquer le dépôt de l'or est la réduction directe, qui pourrait provoquer la formation de dépôts d'or considérables si les solutions étaient suffisamment acides.

En définitive, parmi tous les mécanismes possibles de dépôt qui viennent d'être évoqués, les arguments exposés incitent à privilégier une combinaison des mécanismes d'oxydation, de précipitation de sulfures par réaction avec les roches encaissantes et de réduction, chacun de ces mécanismes étant fortement

dépendant des conditions physico-chimique locales et de la composition des roches encaissantes.

SOMMAIRE DE L'ÉTUDE ISOTOPIQUE

Les conclusions de cette étude qui ont des conséquences pratiques pour l'exploration minérale sont résumées ci-après:

- 1) le système minéralisateur est très vaste, et intimement associé au métamorphisme en profondeur et aux chenaux formés par des systèmes de failles;
- 2) la composition isotopique du fluide minéralisateur est contrôlée par la composition isotopique des lithologies de la région-source et ne peut être reliée uniquement aux veines minéralisées ou stériles de l'ensemble de la région;
- 3) le système minéralisateur a été actif pendant une longue période de temps;
- 4) la minéralisation a été formée par des fluides ayant atteint leur température maximale (400 à 500° C);
- 5) à l'échelle locale, l'évolution à long terme du fluide peut provoquer de légères augmentations de la composition isotopique de l'oxygène dans le fluide minéralisateur, en s'approchant de la température de minéralisation;
- 6) les constituants du fluide sont acquis en profondeur et ne résultent pas d'une remobilisation postérieure locale à partir de lithologies préalablement enrichies;
- 7) les teneurs élevées en CO₂ et H₂S caractérisent les fluides formés dans une région source où le rapport roche/eau est élevé;
- 8) la minéralisation est contrôlée par les réactions des constituants des fluides avec les roches encaissantes. Le dépôt de sulfures métalliques, l'oxydation du fluide et sa réduction sont tous des mécanismes viables pouvant expliquer le dépôt de l'or; l'importance relative de chacun d'eux dans le processus global de dépôt est contrôlée par la composition des roches encaissantes.

Certaines de ces conclusions sont bien établies, alors que d'autres le sont moins. Par exemple, l'association de ces gisements avec les failles est reconnue, tout comme l'association étroite des veines de quartz-carbonate-sulfures avec la minéralisation aurifère. Toutefois, l'association des gisements d'or avec des masses ignées intrusives ou avec des formations de fer sulfurées a souvent été interprétée comme l'indice d'un lien génétique entre ces lithologies et la minéralisation aurifère. Cette étude démontre qu'il n'en est rien, sauf si la présence de ces lithologies constitue localement un piège chimique, ou un chenal d'accès pour les fluides minéralisateurs (dans le cas des masses intrusives), ou une zone de faiblesse au sein d'une séquence autrement homogène de strates (dans le cas des formations de fer). Ceci ne signifie pas que ces facteurs asso-

ciatifs ne puissent être importants dans d'autres cas, mais seulement que la minéralisation aurifère dans le canton Bousquet est associée à d'autres facteurs plus importants.

Cette étude démontre en outre que les isotopes stables peuvent être utilisés parallèlement à d'autres méthodes d'exploration pour aider à localiser la minéralisation aurifère. En particulier, les évidences de changements survenus dans l'état d'oxydoréduction révélées par les isotopes de carbone et de soufre peuvent constituer des indicateurs utiles. Bien que les isotopes de C et S ne révèlent pas toujours de variations significatives, même dans les filons minéralisés, tout système de veines où de grandes variations de $\delta^{18}\text{C}$ ou de $\delta^{34}\text{S}$ sont notées a de bonnes chances de recéler des minéralisations aurifères. De même, dans un secteur où des minéralisations sont connues, les données sur les isotopes d'oxygène peuvent être utilisées pour la recherche d'autres zones minéralisées, ou pour déterminer la probabilité de la présence de certains systèmes de veines possédant une morphologie ou une composition particulières. À plus grande échelle, ces études peuvent servir à déterminer la température de formation des veines, ce qui paraît être le meilleur indicateur de minéralisation qu'on puisse tirer de l'étude de ces données.

Inclusions fluides

En plus des études sur les isotopes stables, une étude des inclusions fluides dans les veines stériles et minéralisées des propriétés Doyon et Bousquet a également été effectuée. Seules les inclusions primaires, qui peuvent être génétiquement reliées au quartz-hôte ont été étudiées. Les résultats détaillés de cette étude ont été publiés dans les rapports sur la mine Doyon (Savoie *et al.*, 1989) et sur la mine Bousquet (Tourigny *et al.*, 1992). Les tableaux 18 (mine Doyon) et 19 (mine Bousquet) résument les résultats obtenus.

Ceux-ci peuvent être récapitulés comme suit:

- 1) on observe un gradient de température entre les veines stériles et les filons aurifères. Les veines minéralisées montrent une plus haute température d'homogénéisation (250 à 350° C), les veines stériles dans les zones minéralisées une température intermédiaire (200 à 300° C) et les veines stériles hors des zones minéralisées une plus basse température (100 à 200° C). Ces données indiquent donc que le dépôt de l'or s'est effectué dans les zones de plus haute température du système hydrothermal, laquelle coïncide avec le pic thermique atteint par ce dernier. Les températures d'homogénéisation des veines minéralisées, lorsque corrigées pour une pression de 3 kilobars (chapitre suivant) correspondent à une température de formation de 450° C et plus (Roedder et Bodnar, 1980).

TABLEAU 18 – Résumé des caractéristiques des inclusions fluides dans les veines minéralisées et stériles de la mine Doyon.

Système de veines	Salinité (%pds éq. NaCl)	Température de formation	Phase carbonique	Composition chimique	Proportion relative des inclusions	Composition minéralogique des veines
Veines minéralisées de la zone ouest (ou n° 3)	15 %	Q ₂ : 225–330°C Q ₃ : 330°C	CO ₂ pur Méthane occasionnellement présent	Cl/(Na+K) < 0,10 Na/(Na+K) > 0,75 S/(Na+K): 0,1 à 1,5	Carboniques: dominantes 95% Aq. et aqcarb. 5%	65% quartz 35% sulfures Tr. carbonates
Veines minéralisées de la zone n° 2	3,5 %	Q ₂ : 240 à 275°C Q ₃ : 275 à 325°C	CO ₂ pur	Cl/(Na+K) < 0,10 Na/(Na+K) > 0,75 S/(Na+K): 0,3 à 1,0	Carboniques: dominantes 88% Aq. et aqcarb. 12%	55% sulfures 45% quartz Tr. carbonates
Veines stériles de la zone ouest (ou n° 3)	6 %	Q ₂ : 180 à 215°C Q ₃ : 260 à 278°C	CO ₂ pur	Cl/(Na+K): 0 à 2,5 Na/(Na+K) > 0,75 S/(Na+K): 0,0 à 1,6	Carboniques: dominantes 82% Aq. et aqcarb. 18%	75% quartz 25% carbonates Tr. sulfures
Veines stériles hors de la mine	3–14 %	Q ² : 200 à 265°C Q ³ : 240 à 290°C	CO ₂ pur	Cl/(Na+K): 1,5 à 2 Na/(Na+K) > 0,90 S/(Na+K) < 0,5	Aquacarboniques 45% Carboniques 40% Aqueuses 15%	100% quartz Tr. carbonates Tr. sulfures

TABLEAU 19 – Comparaison des paramètres physico-chimiques dans les veines minéralisées et stériles de la mine Bousquet.

Système de veines	Type d'inclusions	Salinité	Température d'homogénéisation	Composition chimique	Composition minéralogique des veines	Type de quartz
Veines minéralisées	63% carboniques (CH ₄ + CO ₂) 34% aqueuses	1–2,5%	180 – 340°C (x≈300°C)	Na/(Na+K)=0,30-0,55 Cl/(Na+K) < 0,2 S et Ca très faibles	70–90% sulfures Peu de quartz	Q ₃ plus abondant (≈80%) Q ₂ ≈20% Q ₁ absent
Veines stériles dans la mine	92% carboniques (CH ₄ + CO ₂) 7% aqueuses	3 – 7%	100 à 350°C (x≈240°C)	Na/(Na+K) > 0,85 Cl/(Na+K) > 0,6 S et Ca occasionnellement élevés	95% quartz < 5% sulfures	Q ₂ plus abondant (≈60%) Q ₁ ≈ Q ₃ (20% chacun)
Veines stériles hors de la mine	95% carboniques (CO ₂ seulement) 4% aqueuses	3 – 7%	100 – 350°C (x≈150°C)	Na/(Na+K) > 0,85 Cl/(Na+K) < 0 à 1,8 S et Ca occasionnellement élevés	90-100% quartz Tr. ou pas de sulfures	Q ₂ plus abondant Q ₂ > Q ₃ > Q ₁

- 2) les veines aurifères résultent d'une période d'activité hydrothermale prolongée, et au moins trois générations de quartz en sont issues: Q₁ (la plus ancienne), Q₂ et Q₃ (les plus récentes). Cette observation ne signifie pas nécessairement que les filons aurifères ont subi trois périodes de remplissage. Les quartz Q₂ et Q₃ peuvent résulter de la recristallisation de Q₁. Cependant, nous croyons que tout le quartz des veines est tarditectonique;
- 3) la minéralisation aurifère est le plus souvent associée au quartz Q₃ qui représente la phase terminale de l'activité hydrothermale. Le quartz Q₃ a été formé à température plus élevée que Q₁ et Q₂, et on le trouve en plus grande quantité dans les veines minéralisées, alors que Q₁ et Q₂ sont plus abondants que Q₃ dans les veines stériles;
- 4) les inclusions carboniques dominent dans tous les systèmes de veines minéralisées, démontrant ainsi

que les fluides minéralisateurs étaient riches en CO₂. Cette phase CO₂ est généralement pure, mais la présence de méthane a été reconnue dans certains échantillons de la mine Bousquet et de la zone ouest (n° 3) de la mine Doyon;

- 5) la salinité des veines stériles est très variable (3 à 14 % pds éq. NaCl), tandis que les veines minéralisées montrent généralement une faible salinité (1 à 4 % pds éq. NaCl). Les veines minéralisées N-S de la zone ouest (n°3) de la mine Doyon constituent cependant une exception, avec une salinité de l'ordre de 15 % pds éq. NaCl;
- 6) les inclusions fluides des zones minéralisées montrent des teneurs plus élevées en K et S que celles des veines stériles. Ces mesures sont en accord avec la séricitisation observée dans les zones minéralisées et avec l'abondance de sulfures présents dans les filons aurifères des mines Doyon et Bousquet.

Conclusion

La minéralisation aurifère filonienne des gîtes Doyon et Bousquet a été formée par un système hydrothermal de grande dimension (plusieurs kilomètres) au sein duquel les fluides étaient réchauffés sous l'effet du métamorphisme en cours dans la croûte inférieure. La ponction exercée sur cette zone de faible perméabilité par un système de failles subverticales a permis la migration de grandes quantités de fluides minéralisateurs jusqu'aux sites de dépôt. Celui-ci était contrôlé par l'interaction entre ces fluides chauds (400 à 500° C), relativement oxydants (fugacité d'oxygène légèrement inférieure à l'équilibre sulfate-sulfure) et

de pH neutre, avec les roches encaissantes des sites de dépôt. Ces dernières ont exercé un contrôle local sur le chimisme des fluides à la faveur d'une combinaison de mécanismes de réduction et d'oxydation des fluides eux-mêmes ou par précipitation de sulfures métalliques présents en leur sein. Les constituants du minerai sont issus des roches-sources en profondeur, et non de la remobilisation à partir de lithologies localement enrichies. Un enrichissement préalable des lithologies encaissantes en or et en d'autres constituants mobiles n'est pas incompatible avec le modèle de dépôt proposé, mais cela n'est pas une condition nécessaire pour expliquer la présence de ce type de minéralisation aurifère.

Paramètres de la minéralisation aurifère dans la région de Cadillac

CONTRÔLE STRUCTURAL ET ASPECT

Tous les gisements aurifères de la région de Cadillac sont étroitement contrôlés par la structure. Les gîtes minéralisés sont tous situés à l'intérieur de zones d'intense déformation ductile. L'une d'entre elles correspond à la zone de déformation Dumagami-Doyon (domaine lithotectonique 2 ou LTD-2 de Tourigny *et al.*, 1992, et de Marquis *et al.*, 1992).

Les gisements peuvent se présenter sous forme de veines ou de disséminations. Dans les roches plus compétentes, les veines sont obliques par rapport à la surface d'anisotropie préexistante (dans ce cas, la schistosité régionale S₂). C'est le cas des zones nos 1, 2, 4 et 5 de la mine Bousquet. Par contre, dans les roches plus ductiles, les veines parallèles à la foliation et la minéralisation disséminée dominant (zone n° 1 de Doyon, zone n° 3 de Bousquet).

Les filons aurifères ont une composition minéralogique très variable, passant des veines de quartz avec peu de sulfures (<5 %: mines O'Brien, Central Cadillac, Wood Cadillac) aux veines de quartz riches en sulfures (10 à 75 %: mines Doyon et Mic Mac) et finalement aux veines composées essentiellement de sulfures massifs (mine Bousquet). La minéralisation peut aussi se présenter en réseaux de fines veinules. La composition de ces dernières est également variable: quartz et sulfures dans les zones nos 1 et 2 de Doyon, et sulfures pratiquement sans quartz à LaRonde. Finalement, la minéralisation disséminée est économiquement importante dans les zones nos 4 et 5 de Bousquet et dans les schistes de la faille de Cadillac à la mine Lapa Cadillac.

ÂGE RELATIF DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE

La minéralisation aurifère dans la région de Cadillac est tarditectonique et tardimétamorphique. Les veines minéralisées sont clairement postérieures à la schistosité régionale S₂ qu'elles recoupent en plusieurs endroits. De plus, l'étude pétrographique démontre que la minéralisation est associée au dernier stade de remplissage des veines dans les gîtes du secteur nord. Par contre, la bréchification des veines et leur plissement (comme à la mine O'Brien; Sauvé et Trudel, 1991) démontrent que la déformation s'est poursuivie après le dépôt de l'or.

Le caractère tardimétamorphique de la minéralisation est bien illustré dans la zone ouest de la mine Doyon, où l'on observe que les assemblages du métamorphisme régional sont modifiés en bordure des filons aurifères (Savoie *et al.*, 1989).

CONSIDÉRATIONS SUR LA TEMPÉRATURE ET LA PRESSION

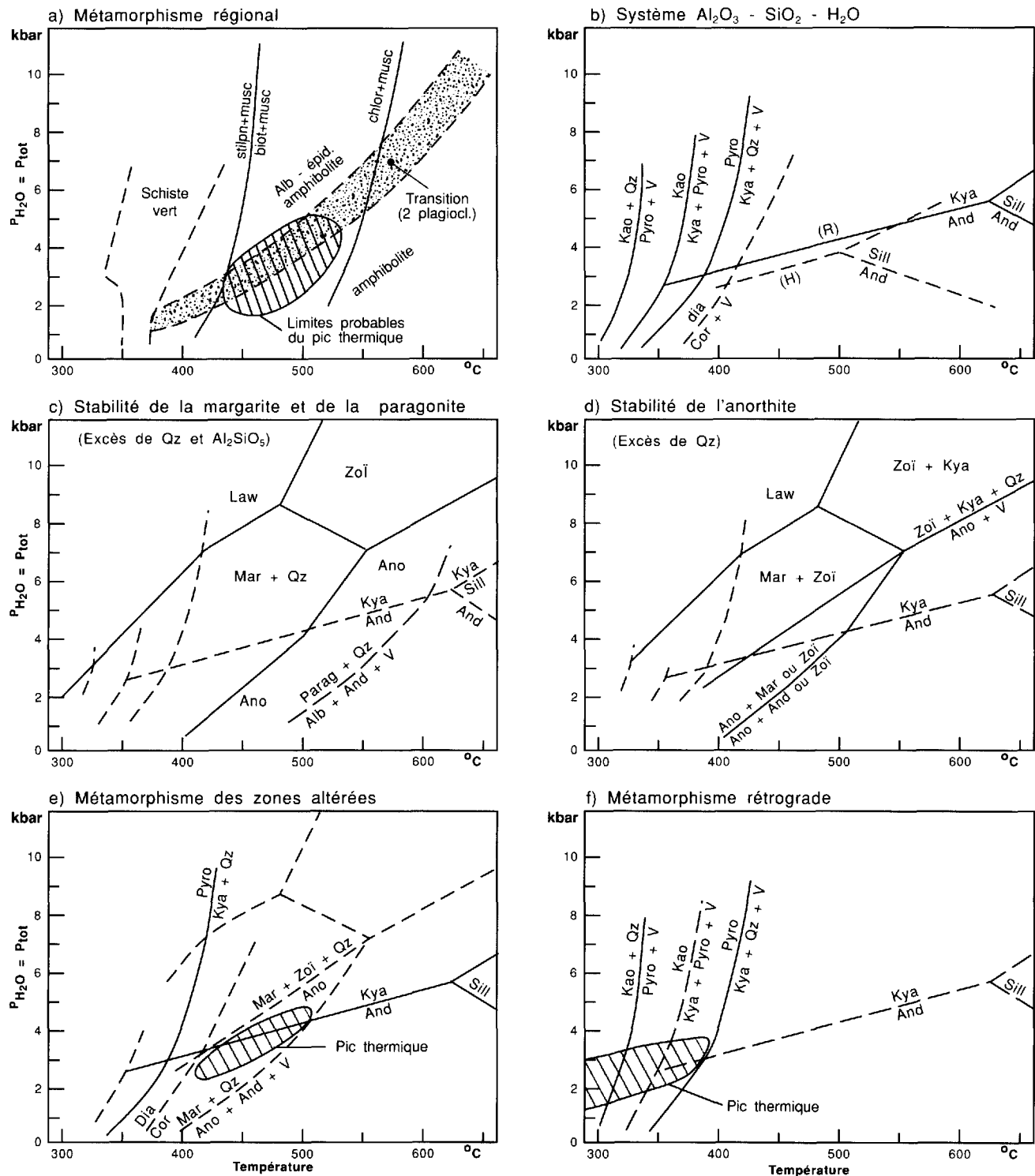
Métamorphisme régional

Le métamorphisme régional dépasse nettement l'isograde de la biotite. La coexistence générale de la biotite et de la muscovite dans la plupart des lithologies indique des conditions de température excédant 425° C (à 3 Kbars) d'après un diagramme de Winkler (1976; voir figure 55a). Ferry (1984) place d'ailleurs l'apparition de la biotite vers 400° C (3,5 Kbars) dans les schistes pélitiques. Par ailleurs, l'association chlorite-muscovite indique une température inférieure à 550° C (à 4 Kbars – Winkler, 1976). La minéralogie des roches basiques est caractéristique de la zone de transition entre les faciès schistes verts et amphibolite. Cette transition aurait lieu entre 425° et 475° C (à 3 Kbars) d'après Maruyama *et al.* (1983), quoique des données expérimentales de Apter et Liou (1983) suggèrent une température de 500° C ou plus à 3 Kbars. La présence d'oligoclase et l'absence de grenat almandin, en particulier dans la formation de fer, suggèrent un métamorphisme sous pression relativement basse. La figure 55a montre la répartition des champs de P et T suggérée par les assemblages minéralogiques usuels.

Métamorphisme prograde des zones altérées alumineuses

La présence de porphyroblastes d'andalousite et de kyanite suggère des conditions de T et P près de la limite des champs de stabilité de ces deux minéraux (figure 55b). Malgré des divergences importantes concernant la position du point triple kyanite-andalousite-sillimanite tel que déterminé par divers auteurs, la pression devait être d'environ 3 ou 3,5 Kbars (10 à 12 km), si la température était d'environ 450° C. Marquis *et al.* (1992), croient que la kyanite est un peu plus tardive que l'andalousite. Des veines de quartz-kyanite recoupent le schiste à andalousite. Dans ce cas, la kyanite a pu être formée suite à une augmentation de la pression, ou à une diminution de la température.

La présence de divers assemblages de minéraux impose des limites de T et P. Les réactions sont indiquées au tableau 20 et les relations entre T et P à la figure 55.



Abréviations: Alb=Albite, And=Andalousite, Ano=Anorthite, biot=Biotite, Cor=Corindon, chlor=Chlorite, dia=Diaspore, épid=Epidote, Kao=Kaolinite, Kya=Kyanite, Law=Lawsonite, Mar=Margarite, musc=Muscovite, parag=Paragonite, Pyro=Pyrophyllite, Qz=Quartz, Sill=Sillimanite, stlpl=Stilpnomélane, V=Vapeur, Zoi=Zoisite.

FIGURE 55 – Conditions de P et T du métamorphisme et de l'altération.

- Limites probables du pic métamorphique d'après les associations biotite + muscovite et chlorite + muscovite (Winkler, 1976) et celles de la zone de transition au faciès amphibolite (Maruyama *et al.*, 1983).
- Quelques réactions du système $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Point triple andalousite – kyanite – sillimanite (R) par Richardson *et al.* (1969), (H) par Holdaway (1971).
- Stabilité de la margarite et de la paragonite en présence de quartz et d'aluminosilicate (Hewitt et Wones, 1984).
- Stabilité de l'anorthite en présence de quartz (Hewitt et Wones, 1984).
- Conditions du métamorphisme prograde des zones altérées alumineuses d'après leur minéralogie.
- Conditions du métamorphisme rétrograde indiquées par la présence de kaolinite, pyrophyllite et quartz.

TABLEAU 20 – Températures et pressions indiquées par la minéralogie des zones altérées.

MINÉRAL	SIGNIFICATION	RÉACTIONS (basse T)	= (haute T)
Formation des porphyroblastes synchronématiques			
Andalousite et kyanite	$P \approx 2,5-4$ Kbar (+)	(1) andalousite	= kyanite
Kyanite + quartz (andalousite)	$T^* > 380^\circ\text{C}$	(2) pyrophyllite	= kyanite + quartz + V (andalousite)
Anorthite (An ₈₀)	$T^* > 420^\circ\text{C}$	(3) zoïsite + margarite	= anorthite + V
Margarite + quartz	$T^* > 500^\circ\text{C}$	(4) margarite + qz	= anorthite + andalousite + V
Paragonite + quartz	$T^* > 600^\circ\text{C}$	paragonite + qz	= albite + andalousite + V
Chlorite-Mg + qz + kyanite	$T^* > \approx 555^\circ\text{C}$	chlorite + qz + kyanite	= cordiérite + V
Chloritoïde	$T^* > \approx 540^\circ\text{C}$	chloritoïde + kyanite	= staurotide + quartz + V
Altération postcinématique			
Pyrophyllite	$T^* > 380^\circ\text{C}$	(2) pyrophyllite	= kyanite + quartz + V
Kaolinite	$T^* > 360^\circ\text{C}$	(5) kaolinite	= andalousite + pyrophyllite
Kaolinite + quartz	$T^* > 320^\circ\text{C}$	(6) kaolinite + qz	= pyrophyllite + V

Abréviations: qz=quartz; V=vapeur.

(+): Pression indiquée 2,5 à 4 kbar si la température est d'environ 400 – 500°C. Voir figure 55.

T*: La température dépend de la pression. Elle est donnée pour la condition $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{totale}}$ et pour la pression correspondant à l'inversion andalousite-kyanite selon la courbe de la figure 55.

La présence d'andalousite ou de kyanite avec quartz indique une température minimale de formation d'environ 380° C pour une pression de 2,5 à 4 kilobars (tableau 20). Les porphyroblastes de plagioclase calcique (An₈₀) ont peut-être des limites de stabilité approchant celle de l'anorthite. La présence de margarite + quartz et de paragonite + quartz, l'absence de plagioclase en présence aussi d'aluminosilicates, et enfin la présence de chlorite magnésienne avec kyanite imposent des limites supérieures de température. En résumé, tous ces minéraux sont compatibles avec des températures de 425° C à 500° C pour des pressions approchant l'inversion kyanite-andalousite (environ 3 Kbars). Ces conditions sont compatibles avec celles indiquées par le métamorphisme régional.

Elles sont également compatibles avec les températures de formation des veines minéralisées, telles que déterminées par les études d'inclusions fluides et d'isotopes stables. Les températures d'homogénéisation de 250 à 350° C obtenues sur les inclusions fluides (tableaux 18 et 19), si elles sont corrigées pour une pression de 3 kilobars, donnent des températures de formation véritables de 450° C et plus (Roedder et Bodnar, 1980). Les températures calculées d'après les compositions isotopiques, même si elles sont très variables (tableau 17), montrent une concentration maximale entre 395° et 506° C. Nous croyons donc que les filons aurifères ont été formés sous les mêmes conditions de T et P que celles du métamorphisme régional responsable de la formation des porphyroblastes d'andalousite et de kyanite.

Altération rétrograde

La pyrophyllite, qui pseudomorphose l'andalousite et la kyanite, a pu se former vers 380° C ou moins (tableau 20). Le diaspre s'est formé par altération de l'andalousite ou de la kyanite isolée du quartz par la pyrophyllite. La température indiquée est d'environ 360° C. La kaolinite isolée du quartz a pu se former vers la même température, tandis que la kaolinite en équilibre avec le quartz s'est formée à moins de 320° C. Toutes ces températures de formation sont nettement moindres que celles du pic métamorphique (environ 450° C) et par conséquent ces minéraux sont rétrogrades.

Les minéraux rétrogrades hors des zones altérées sont essentiellement l'albite et la chlorite. Leurs champs de stabilité très grands n'imposent pas de limites utiles. Un peu de préhnite rétrograde a été aperçue près de la faille du lac Parfouru (Savoie *et al.*, 1989). En équilibre avec la chlorite, elle indique des températures de formation inférieures à 350° C (Liou *et al.*, 1985).

Métallotectes

Les métalotectes de la minéralisation aurifère dans la région de Cadillac peuvent se subdiviser en quatre catégories:

- A) ceux liés à la structure;
- B) ceux liés aux propriétés lithologiques;
- C) ceux liés à la minéralogie, l'altération et la géochimie;

D) ceux liés aux propriétés physico-chimiques des fluides minéralisateurs (tels que révélés par les études d'isotopes stables et d'inclusions fluides).

MÉTALLOTECTES LIÉS À LA STRUCTURE

A.1. *Association avec les couloirs de déformation majeurs.* Les gisements aurifères de la région de Cadillac sont intimement associés à deux couloirs de déformation majeurs. Le couloir sud correspond à la zone tectonique de Cadillac qui est réputée pour ses minéralisations d'or depuis les tout débuts de l'exploration minière en Abitibi. Le couloir nord correspond à une zone très déformée et très altérée qui s'étend au moins de la mine Doyon à la mine LaRonde. Son tracé est moins bien connu que celui de la faille de Cadillac; il pourrait se poursuivre vers le nord-ouest pour inclure les gîtes de Mic Mac et de Mouska.

A.2. *Association avec des structures subsidiaires.* Si les couloirs de déformation majeurs contrôlent la distribution des gisements à l'échelle régionale, ce sont souvent des structures subsidiaires qui sont responsables de la concentration économique à l'échelle locale. Ces structures peuvent être des failles obliques à la direction du couloir de déformation principal (mine Central Cadillac), des plis d'entraînement (mines O'Brien, Pandora et Central Cadillac), l'intersection de deux systèmes de veines (mine O'Brien) ou des inflexions dans la direction des veines (mine O'Brien).

MÉTALLOTECTES LIÉS AUX PROPRIÉTÉS LITHOLOGIQUES

B.1. *Roches volcaniques.* À l'échelle régionale, la minéralisation aurifère est nettement associée de façon préférentielle aux roches volcaniques. Les gisements du couloir nord sont tous situés dans les volcanites du Groupe de Blake River, à l'exception de la zone ouest (no 3) de la mine Doyon qui est encaissée dans l'intrusion probablement syn-volcanique de Mooshla. Les gisements du couloir sud sont en majorité associés au Groupe de Piché à dominance volcanique. Seule, une faible partie de la production aurifère de la région provient des roches sédimentaires des Groupes de Cadillac et de Pontiac. Les gîtes les plus importants (Doyon, Bousquet et LaRonde) sont situés dans le Groupe de Blake River. Dans la région étudiée, le Groupe de Piché n'a fourni qu'un seul gisement d'importance, soit la mine O'Brien; ailleurs, tous les autres n'étaient que de petits gîtes marginaux.

B.2. *Roches compétentes.* À l'échelle d'un même gisement, c'est souvent la roche localement la plus compétente qui renferme la minéralisation aurifère exploitable. À la mine O'Brien par exemple, les filons aurifères sont clairement associés aux deux unités lithologiques les plus compétentes,

soit le conglomérat de O'Brien et l'andésite porphyrique. Les intrusions felsiques syncinématiques (aplites et porphyres) coincées dans les schistes ductiles de la faille de Cadillac sont minéralisées à Pandora et à Lapa Cadillac. Dans ce dernier gisement, un niveau relativement compétent de schiste à biotite, coincé entre deux bandes de schiste à talc-chlorite incompétent, est également minéralisé.

MÉTALLOTECTES LIÉS À LA MINÉRALOGIE, L'ALTÉRATION ET LA GÉOCHIMIE

C.1. *Altération.* La zone altérée qui inclut les mines Doyon, Bousquet et LaRonde, de même que les indices Westwood Cadillac, Ellison et Warrenmac Sud, a déjà été décrite. Il s'agit d'une zone d'altération exceptionnellement intense et étendue à l'intérieur de laquelle les volcanites majoritairement felsiques sont transformées en schistes à quartz-séricite-pyrite-rutile et aluminosilicates. Les volcanites mafiques montrent la même minéralogie, sauf qu'elles contiennent en plus de la chlorite. La biotite est typiquement absente dans cette zone altérée, alors qu'elle est stable dans la plupart des autres roches du district. Les aluminosilicates formés lors du métamorphisme prograde des zones altérées (andalousite et kyanite) ont été largement remplacés par un agrégat de kaolinite, pyrophyllite et mica blanc lors du métamorphisme rétrograde. Dans les volcanites mafiques situées en bordure de la zone d'altération principale, le caractère alumineux de l'altération se traduit par la présence de grenat et de chloritoïde. Dans les autres gisements du district, l'altération est beaucoup moins intense et étendue: elle se limite souvent à la bordure des filons minéralisés. La sulfurisation est toujours présente. Dans le couloir nord, la pyrite est le sulfure dominant, mais la chalcopyrite et la sphalérite y sont également communes. Par contre, dans le couloir sud, l'arsénopyrite est aussi abondante, sinon plus, que la pyrite. En outre, la carbonatation, la chloritisation, la biotitisation, la séricitisation, la tourmalinisation et la silicification sont les autres types d'altérations communément observées en bordure des filons aurifères de la région.

C.2. *Abondance de sulfures.* L'examen des veines minéralisées et stériles dans l'ensemble du district démontre clairement que les veines stériles dues au métamorphisme régional sont composées de quartz et de carbonate et sont pratiquement dépourvues de sulfures. À l'opposé, les filons aurifères contiennent toujours des sulfures. Ce phénomène est particulièrement évident dans les gisements du couloir nord, où les filons minéra-

lisés sont exceptionnellement riches en sulfures par rapport aux autres gisements d'or filoniens de l'Abitibi. Dans certaines zones de la mine Bousquet, les veines sont pratiquement composées de sulfures massifs.

- C.3. *Minéraux indicateurs.* Nous avons déjà mentionné que les sulfures accompagnent toujours la minéralisation aurifère. Selon les cas, la pyrite ou l'arsénopyrite peuvent dominer. La chalcopyrite, la pyrrhotite, la sphalérite et la galène sont également communes, mais en quantité subordonnée à celle de la pyrite ou de l'arsénopyrite. L'ankérite (ou la dolomite ferrique) est le carbonate usuel des veines minéralisées, tandis que la calcite caractérise les veines stériles. La tourmaline, la scheelite, le mica chromifère (à la mine O'Brien) et les tellurures sont des minéraux typiquement associés à la minéralisation aurifère. La stannite et la gudmundite (sulfures d'antimoine) ont été observées à la mine Bousquet, ainsi que la stromeyerite et la mackinstryite (sulfures de cuivre et d'argent) à la mine LaRonde.
- C.4. *Géochimie du minerai.* Comme conséquence des altérations discutées précédemment, le minerai aurifère (c.-à-d. les veines et leurs épontes altérées) est communément enrichi en S, CO₂, K₂O, Au, Ag, Sb, W, B, Te et Cr. Le minerai est particulièrement enrichi en Cu et Zn dans le couloir nord, et en As dans le couloir sud. Par ailleurs, Na et Ca sont fréquemment lessivés, particulièrement dans la zone altérée de Doyon-Bousquet (couloir nord). Tel que déjà mentionné, ces modifications géochimiques se limitent généralement à quelques décimètres en bordure des filons minéralisés, sauf dans le cas de la zone altérée de Doyon-Bousquet où les anomalies lithogéochimiques très étendues que provoquent ces modifications peuvent servir de critère de prospection à l'échelle régionale.

MÉTALLOTECTES LIÉS AUX PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES DES FLUIDES MINÉRALISATEURS: GÎTES DE LA BANDE NORD

- D.1. *Isotopes stables.* Les analyses d'isotopes stables font ressortir des variations faibles, mais significatives et systématiques, dans les compositions isotopiques des éléments O, C et S à travers l'ensemble de la région étudiée. Ces résultats qui démontrent que le système minéralisateur est très vaste sont incompatibles avec l'hypothèse d'une source magmatique ponctuelle pour les fluides hydrothermaux. Par contre, ces résultats s'accordent parfaitement avec l'hypothèse de la genèse en profondeur des fluides liée au métamorphisme régional. À l'échelle d'un même gisement, la valeur $\delta^{18}\text{O}$ dans les veines minéralisées est plus grande que celle obtenue dans les veines stériles des roches encaissantes.
- D.2. *Températures de formation.* Les études d'inclusions fluides ont mis en évidence l'existence d'un gradient de température entre les veines stériles et les veines minéralisées de la région. En effet, hors des zones minéralisées, les veines stériles montrent des températures d'homogénéisation de 100 à 200° C, dans les zones minéralisées elles montrent des températures de 200 à 300° C, alors que dans les veines minéralisées ces températures sont de 250 à 350° C. Si ces températures d'homogénéisation sont corrigées pour la pression indiquée par les assemblages minéralogiques des zones minéralisées (environ 3 kilobars), on obtient des températures réelles de formation de 450° C et plus, qui sont compatibles avec les conditions du métamorphisme régional. Ces données démontrent en outre que la venue de la minéralisation aurifère est étroitement associée aux parties du système hydrothermal ayant atteint leur température maximale.
- D.3. *Caractère tardif de la minéralisation.* Les observations de terrain déjà présentées ont démontré que dans la région de Cadillac la minéralisation aurifère est tarditectonique et tardimétamorphique. Ces conclusions sont confirmées par l'étude pétrographique des veines minéralisées, d'où il ressort que celles-ci ont été formées au cours d'une longue période de temps et que l'or est tardif dans la séquence des remplissages successifs. En effet, trois générations de quartz ont été reconnues dans ces veines: Q₁ (plus ancien), Q₂ et Q₃ (plus tardif). Le quartz Q₃ a été formé à plus haute température que les deux autres, et il est plus abondant dans les veines minéralisées, où il se trouve intimement associé à l'or et aux sulfures.
- D.4. *Fluides riches en CO₂.* Les inclusions carboniques dominant largement sur les inclusions aqueuses et aqua-carboniques dans toutes les veines, démontrant ainsi que les fluides minéralisateurs sont riches en CO₂. D'ailleurs, la carbonatation des épontes est une altération commune observée en bordure des filons aurifères de la région.
- D.5. *Salinité.* Les veines minéralisées se distinguent généralement des veines stériles par leur faible salinité: 1 à 4 % pds éq. NaCl contre des salinités très variables de 3 à 14 % pds éq. NaCl pour les veines stériles. La zone ouest de la mine Doyon, avec sa salinité de l'ordre de 15 % pds éq. NaCl, constitue toutefois une exception à cette différence de salinité.
- D.6. *Chimisme des inclusions fluides.* Les inclusions fluides des veines minéralisées montrent des rapports K/Na et S/Cl plus élevés que ceux des inclu-

sions fluides des veines stériles. Ces résultats sont en accord avec l'enrichissement en K_2O et le lessivage de Na_2O observés dans les zones minéralisées (séricitisation des plagioclases) et avec la sulfurisation commune à tous les gisements de la région.

Genèse des gisements

REVUE DES MODÈLES GÉNÉRAUX

Plusieurs modèles génétiques ont été proposés pour expliquer l'origine des gisements filoniens d'or d'âge Archéen. Les principaux modèles présentement retenus sont les suivants:

- 1) la minéralisation aurifère est d'origine magmatique hydrothermale et reliée à la cristallisation de magmas felsiques (Burrows et Spooner, 1984; Wood *et al.*, 1984 et 1986; Hodgson, 1985; Spooner *et al.*, 1984; Burrows *et al.*, 1986);
- 2) la minéralisation aurifère est métamorphogénique. L'or est lessivé de grands volumes de roches par les fluides provenant de la déshydratation métamorphique lors du passage du faciès schistes verts au faciès amphibolite en profondeur (Kerrick et Fyfe, 1981; Kerrich et Hodder, 1982; Phillips et Groves, 1984; Lambert *et al.*, 1984; Fyfe et Kerrich, 1984);
- 3) l'or, les fluides et les éléments lithophiles à grand rayon ionique ont été libérés et concentrés dans des structures dans la partie supérieure de la croûte terrestre lors de la granulitisation de la partie inférieure de la croûte (Colvine *et al.*, 1984);
- 4) la minéralisation aurifère est liée à l'évolution précinématique du sillon volcanique et en particulier à la proximité de la zone de subduction postulée, du côté sud de la ceinture volcanique de l'Abitibi (Imreh, 1984);
- 5) la minéralisation aurifère est associée spatialement à des lithologies (corps intrusifs ou formations volcanosédimentaires) enrichies en or (Perrault, 1985);
- 6) les gisements d'or sont préorogéniques et formés par la remobilisation et la redistribution de l'or à partir de niveaux exhalatifs (chert, jaspe, carbonate ou formation de fer) lors du métamorphisme (Bache, 1980).

Ces différents modèles ont été présentés et discutés dans une synthèse récente sur les gisements d'or du district de Malartic (Trudel et Sauvé, 1989 et 1992); dès lors, il n'y a pas lieu de reprendre ici ces discussions. Pour les raisons que nous exposons en détail au paragraphe décrivant plus loin le modèle proposé, c'est le modèle métamorphogénique (numéro 2 ci-haut) que nous préconisons pour expliquer l'origine des gisements d'or de la région de Cadillac.

REVUE DES MODÈLES POUR LA RÉGION DE CADILLAC EN PARTICULIER

Modèle syngénétique

Valliant (1981), Valliant et Hutchinson (1982), Eliopoulos (1983) et Bateman (1984) ont proposé que les mines Doyon, Bousquet et LaRonde représentaient des gisements d'or syngénétiques d'origine exhalative stratifiés et concordants à l'intérieur d'une séquence volcanosédimentaire. Dans ce modèle, les couches de pyrite aurifère représenteraient des lits sédimentaires siliceux et pyriteux déposés à partir de solutions hydrothermales débouchant dans le fond marin.

Le pluton de Mooshla serait une intrusion subvolcanique contemporaine du dépôt de la partie supérieure du Groupe de Blake River. La chaleur dégagée par l'intrusion aurait mise en oeuvre la circulation de l'eau de mer dans des cellules de convection qui seraient à l'origine de l'existence des zones d'altération hydrothermale alumineuse qui ceinturent les gisements. Cette altération serait donc synvolcanique.

Nous ne pouvons souscrire à ce modèle, puisque les travaux récents concernant les mines Doyon (Savoie *et al.*, 1989), Bousquet (Tourigny *et al.*, 1992) et LaRonde (Marquis *et al.*, 1992) ont clairement démontré que la majeure partie de la minéralisation aurifère était présente dans des structures discordantes par rapport à la schistosité et postérieures aux principales phases de déformation régionale.

Modèle épigénétique précoce

Afin d'expliquer la nature discordante de la minéralisation par rapport aux structures régionales, ce qui n'avait pas été reconnu lors des premières études, Stone *et al.* (1988) ont légèrement modifié le modèle génétique proposé précédemment.

Dans ce nouveau modèle, la schistosité S_1 a été formée par métamorphisme d'enfouissement, suite à l'accumulation des couches volcanosédimentaires: elle était initialement horizontale et parallèle à la stratification. La minéralisation épigénétique en veines a suivi, possiblement par remobilisation de sulfures aurifères syngénétiques. Cette minéralisation s'est effectuée à faible profondeur (épithermale) et s'est accompagnée d'un métamorphisme prograde qui a stabilisé des porphyroblastes d'andalousite, de grenat et de chloritoïde dans les zones altérées, et de biotite et de hornblende dans les autres roches. La minéralisation et le métamorphisme prograde ont été suivis de la déformation régionale majeure (marquée par la schistosité S_2) et d'un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts, zone de la chlorite. Dans cette hypothèse, la minéralisation serait donc épigénétique, mais précoce (antérieure à la déformation régionale majeure).

À notre avis, ce modèle doit également être rejeté parce que:

- 1) les filons aurifères recoupent fréquemment la schistosité S₂;
- 2) les porphyroblastes de biotite sont postérieurs à la schistosité majeure S₂ qu'ils recoupent fréquemment. La biotite est stable dans l'ensemble des roches de la région et son absence dans les zones minéralisées ne provient pas d'un métamorphisme rétrograde, mais plutôt de la composition défavorable (trop alumineuse) des roches altérées;
- 3) la schistosité S₁ recoupe le litage dans la charnière des plis P₂ (Bouchard, 1980);
- 4) le métamorphisme rétrograde est un phénomène mineur, sauf dans les zones altérées en aluminosilicates. Il n'est pas associé à la schistosité S₂ qui elle-même représente un phénomène majeur. En effet, le métamorphisme rétrograde n'est pas plus intense dans les zones où la schistosité S₂ est plus fortement développée.

Modèle en deux phases de minéralisation (syngénétique et tardive "rétrograde")

Suite à une étude détaillée de la mine Bousquet, Tourigny (1988) a proposé l'existence de deux phases de minéralisation aurifère pour ce gisement. La première phase serait syngénétique et liée au dépôt de sulfures massifs d'origine volcanogène. Ces sulfures aurifères auraient ensuite été remobilisés sous forme de veines dans les fractures développées lors de la déformation tectonique. Les arguments en faveur de cette première phase de minéralisation syngénétique sont la teneur exceptionnellement élevée en sulfures des filons aurifères et la présence de sulfures d'étain qui constitueraient une caractéristique des gisements volcanogènes (d'après une communication personnelle de J.M. Franklin à G. Tourigny).

Nos études d'isotopes stables et d'inclusions fluides (chapitre précédent) ne fournissent aucun argument pour étayer l'existence de deux phases de minéralisation à la mine Bousquet. Sans pouvoir écarter cette possibilité, les résultats de ces études s'accordent mieux avec l'hypothèse d'une seule phase de minéralisation aurifère liée au métamorphisme régional. À notre avis, l'existence d'une minéralisation aurifère syngénétique n'est pas démontrée: des veines de sulfures massifs sont présentes dans plusieurs gisements épigénétiques et la minéralisation d'étain ne se cantonne pas aux seuls gisements volcanogènes (par exemple: le gisement épigénétique de Mount Pleasant, Nouveau-Brunswick). De plus, l'or a pu être introduit dans les veines lors de leur mise en place, alors que les sulfures volcanogènes éventuels pouvaient ne pas être aurifères.

Modèle épigénétique tardicinématique et tardimétamorphique

Les études de Savoie *et al.* (1989) à la mine Doyon et de Sauvé et Trudel (1991) à la mine O'Brien ont conduit ces auteurs à conclure que ces gisements sont épigénétiques et ont été formés vers la fin de l'épisode principal de déformation et de métamorphisme ayant affecté la région. Nous croyons d'ailleurs que ce modèle s'applique à tous les gisements aurifères du district de Cadillac, pour les raisons exposées ci-après.

MODÈLE PROPOSÉ

Les observations de terrain et celles faites au microscope, de même que les études d'isotopes stables et d'inclusions fluides (chapitre précédent) suggèrent fortement que tous les gisements d'or de la région de Cadillac sont de nature épigénétique. Ils ont été formés longtemps après l'entrée en jeu des processus régionaux de la déformation et du métamorphisme, mais avant la fin de ces processus. Ces conclusions sont basées sur les arguments suivants:

- 1) le système hydrothermal à l'origine de la minéralisation est très vaste et doit être associé au métamorphisme en profondeur des roches volcaniques du Blake River et des sédiments avoisinants. La minéralisation est contrôlée par des failles subverticales profondes qui ont permis la circulation des fluides vers les sites de dépôt. L'étendue du système et les variations systématiques de composition des isotopes sont incompatibles avec une origine magmatique, laquelle aurait produit des anomalies isopiques de plus petites dimensions et des compositions isotopiques plus variables à l'échelle de l'ensemble de la région;
- 2) la température de formation des veines minéralisées à Doyon et Bousquet est semblable et compatible avec les conditions du métamorphisme régional (T = 425 à 500° C, P = 3 Kbars). Il est possible qu'une partie de la minéralisation soit associée au métamorphisme rétrograde tel que suggéré par Tourigny *et al.*, (1992) à la mine Bousquet et par Marquis *et al.*, (1992) à la mine LaRonde. Cependant, les études d'inclusions fluides suggèrent plutôt que la majeure partie de la minéralisation aurifère est associée aux températures maximales atteintes par le système hydrothermal (450° C et plus);
- 3) la salinité généralement faible (1 à 4 % pds éq. NaCl) du fluide minéralisateur et son rapport K/Na relativement élevé sont compatibles avec une origine métamorphogénique (Fyfe et Kerrich, 1984). Le pH des solutions était à peu près neutre et le fluide relativement oxydant;

- 4) les fluides minéralisateurs étaient en déséquilibre chimique avec les roches encaissantes, comme le démontre l'altération produite en bordure des zones minéralisées. L'or et les autres constituants du minerai n'émanent donc pas d'une remobilisation locale, mais proviennent plutôt du lessivage des roches en profondeur lors de la dévolatilisation métamorphique;
- 5) l'or a été transporté sous forme de complexes avec le soufre et s'est déposé suite aux réactions chimiques qui se sont produites entre le fluide et les roches encaissantes. La réduction du fluide, ou son oxydation, ou sa réaction avec les éponges pour précipiter des sulfures métalliques sont toutes des causes possibles pouvant expliquer le dépôt de l'or, cela dépendant des caractéristiques chimiques des roches encaissantes;
- 6) le caractère syn- à tardi-tectonique des veines est démontré par le fait qu'elles recoupent la schistosité dominante S₂. Par contre, la bréchification des veines (Savoie *et al.*, 1989) et leur plissement (Sauvé et Trudel, 1991) indiquent qu'elles se sont mises en place avant la fin de la déformation;
- 7) la déstabilisation de certains minéraux du métamorphisme régional en bordure des zones minéralisées démontre que la minéralisation est postérieure à l'entrée en jeu du métamorphisme régional. Par contre, la température de formation des veines aurifères correspond au pic thermique du métamorphisme prograde, et la minéralogie des filons et celle des éponges indique un équilibre chimique certain entre ces derniers à ce stade. Par exemple, à la mine Doyon, on observe des veines de quartz-kyanite seulement dans les roches qui contiennent de la kyanite (Savoie *et al.*, 1989). De plus, les veines minéralisées, tout comme leurs roches encaissantes, furent soumises à un métamorphisme rétrograde identique. C'est donc dire que la majeure partie de la minéralisation s'est déposée après le début du métamorphisme prograde, de toute évidence lors de son paroxysme, mais avant qu'intervienne le métamorphisme rétrograde.

Essai comparatif avec les gisements de Malartic et de Val-d'Or

Cette étude des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac fait suite à celles déjà effectuées dans les régions de Malartic (Trudel et Sauvé, 1989 et 1992) et de Val-d'Or (Sauvé *et al.*, 1986). Plusieurs analogies, mais aussi des différences significatives, peuvent être établies en comparant les gîtes de ces trois régions:

ANALOGIES:

- 1) les gisements des trois régions sont tous épigénétiques, à contrôle structural, d'âge tarditectonique et tardi-métamorphique. Le contrôle de la minéralisation est d'abord structural, et dans une moindre mesure lithologique (cela dépendant des propriétés mécaniques et chimiques des roches encaissantes déformées). À notre connaissance, la seule exception à ces caractéristiques est la mine Akasaba, dans la région de Val-d'Or, où la minéralisation est tardivolcanique et antérieure au métamorphisme régional (Sauvé *et al.*, 1986);
- 2) les gisements d'or sont spatialement associés à de grands couloirs de déformation régionaux, soit directement dans ces derniers ou, le plus souvent, dans des structures subsidiaires qui leur sont reliées;
- 3) les altérations associées à la minéralisation aurifère sont souvent les mêmes pour chaque région. La sulfuration est présente dans tous les cas: la pyrite est généralement le sulfure le plus abondant, mais l'arsénopyrite (surtout dans la zone tectonique de Cadillac, dans la région du même nom) et plus rarement la pyrrhotite (mines Jacola et Greene Stabell à Val-d'Or) peuvent prédominer dans certains gîtes. La carbonatation, la séricitisation, la chloritisation et la silicification sont aussi des altérations communes dans les trois régions;
- 4) l'or est le produit principal pour la plupart des gisements. Les régions de Cadillac et de Malartic ne contiennent aucun gisement de métaux de base, tandis que dans la région de Val-d'Or, seuls quelques gisements de Cu-Zn ont fourni une faible quantité d'or comme sous-produit (mines East Sullivan, Manitou-Barvue, Louvem et Duraine).

DIFFÉRENCES :

- 1) l'altération alumineuse observée dans la zone des mines Doyon-Bousquet-LaRonde est unique par son caractère et son étendue. C'est la seule zone connue dans les trois régions où la minéralisation aurifère est associée à des roches alumineuses caractérisées par le développement de porphyroblastes d'andalousite, de kyanite, de grenat et de chloritoïde. De plus, les carbonates sont pratiquement absents dans ces roches altérées, ce qui est inhabituel dans les encaissants des gisements d'or filoniens;
- 2) la teneur en sulfures dans les veines des mines Mic Mac, Doyon, Bousquet et LaRonde est exceptionnellement élevée pour des gisements d'or de type filonien;
- 3) la minéralisation aurifère à Cadillac est dans la plupart des cas encaissée directement dans les vol-

canites. Les roches intrusives ont ici une importance relativement moindre que dans les régions de Malartic et de Val-d'Or, où la plus grande part de la production provient d'intrusions relativement compétentes encaissées dans des roches volcaniques plus ductiles;

- 4) le cuivre dans les gisements du secteur nord de Cadillac et l'arsenic dans ceux du secteur sud sont présents en quantité exceptionnelle, alors que ces éléments sont très peu représentés dans les filons aurifères des régions de Malartic et de Val-d'Or (sauf à la mine Chimo, où l'arsénopyrite est abondante). De plus, le minerai de la mine LaRonde possède un rapport Au/Ag < 1 , alors que ce rapport est généralement > 10 dans les autres gisements étudiés;
- 5) la zone tectonique de Cadillac a été moyennement productive dans la région même de Cadillac

(plusieurs petits gisements, mais un seul d'importance majeure, soit la mine O'Brien). Par contre, elle a été très productive à Malartic (peut-être parce que les intrusions y sont plus abondantes?) et très peu à Val-d'Or, où les gîtes sont situés majoritairement bien au nord de cette structure;

- 6) les veines minéralisées subhorizontales sont rares à Cadillac (sauf à la mine Central Cadillac), de même qu'à Malartic. Par contre, elles sont fréquentes dans plusieurs gisements de la région de Val-d'Or. Nous croyons que cette particularité résulte du plus fort degré de métamorphisme, donc de la plus forte pression, qui ont régné à Cadillac et à Malartic (métamorphisme se situant près de la transition faciès schistes verts-faciès amphibolite) comparativement à Val-d'Or (faciès schistes verts inférieur).

Conclusion

La région de Cadillac est présentement la principale région aurifère au Québec avec une production égale à 36,2 % de la production totale de la Province en 1987. De plus, la région compte les deux plus importantes mines d'or du Québec, soit les mines Doyon et Bousquet qui occupent respectivement les premier et deuxième rangs. Avec l'entrée en production de la mine LaRonde en 1988 et l'importance des réserves connues de ces trois gisements, il est assuré que la région conservera sa suprématie au Québec pendant plusieurs années encore.

Les gisements de la région se répartissent le long de deux couloirs de déformation majeurs. *Le couloir nord* correspond à une zone très déformée et altérée qui comprend les mines Doyon, Bousquet et LaRonde, de même que les indices Westwood Cadillac, Warrenmac Sud et Ellison. Cette zone s'incurve possiblement vers le NW pour inclure les gîtes Mic Mac et Mouska. Toutes ces mines et indices sont localisés dans le Groupe de Blake River.

Le couloir sud correspond à la zone tectonique de Cadillac, réputée pour ses minéralisations aurifères. Dans la région même de Cadillac, cette zone a été moyennement productive. Elle renferme de nombreux indices et plusieurs petites mines, mais un seul gîte d'importance majeure, soit la mine O'Brien. Les minéralisations les plus importantes se concentrent dans le Groupe de Piché.

Les gisements des couloirs nord et sud partagent certaines analogies, mais montrent également des différences significatives quant à l'aspect de la minéralisation, la structure, la géochimie du minerai, la minéralogie et l'âge relatif de la minéralisation. Ces analogies et différences sont résumées au tableau 21.

Les gisements du Groupe de Blake River (couloir nord), qui représentent 77 % de la production totale de la région de Cadillac, sont de loin les plus importants de cette région. Ils comprennent aussi les plus importantes mines d'or actuellement en opération au Québec, et ils ont en commun plusieurs caractéristiques distinctives qu'il convient de rappeler ci-après:

- 1) les gîtes aurifères majeurs de Doyon, Bousquet et LaRonde sont associés à de larges zones riches en pyrite, disséminée ou sous forme de veines ou de rubans, qui passent localement (mine LaRonde) à des couches ou lentilles de quelques mètres d'épaisseur de pyrite massive;
- 2) les gisements sont fort déformés comme l'ont montré Tourigny *et al.* (1992) et Marquis *et al.* (1992),

et les roches encaissantes très métasomatisées. Les rubans de pyrite ont été interprétés comme des couches sédimentaires par Valliant (1981), et comme des veines concordantes et discordantes syncinématiques par Tourigny *et al.* (1992). Ces veines résulteraient possiblement de la remobilisation de pyrite pré-existante;

- 3) les zones de pyrite sont associées à une altération séricitique et alumineuse intense et étendue, reliée à un apport variable et inégal de K, et à une lixiviation majeure de Na, Ca et Mg. Le carbonate est rare ou absent. L'altération a transformé le protolite felsique en un schiste à quartz-muscovite-pyrite avec présence locale d'andalousite et de kyanite. Ces derniers minéraux sont syncinématiques. Ils ont pu se former directement lors de l'altération (Stone, 1988) ou lors du métamorphisme prograde d'une altération alumineuse (kaolinite ou pyrophyllite) pré-existante (Marquis *et al.*, 1992) probablement reliée au dépôt des lentilles de pyrite massive;
- 4) l'altération est généralement aussi intense dans les épontes nord et sud des gisements. Elle ne montre pas d'asymétrie évidente comme dans certains gîtes volcanogènes de sulfures massifs où l'altération est largement concentrée dans l'éponte inférieure. Cette observation favorise une origine épigénétique pour la pyrite massive;
- 5) les relations d'âge entre les minéraux d'altération, la déformation locale, le métamorphisme et la déformation régionale sont souvent subjectives. Les porphyroblastes d'andalousite sont synmétamorphiques, mais pré-S₂ d'après Marquis *et al.*, (1992). Ils sont contemporains de l'altération d'après Stone (1988), postérieurs à l'amorce de la schistosité S₁, mais antérieurs à la manifestation de la déformation majeure représentée par S₂. Les porphyroblastes de kyanite sont de formation encore plus tardive puisqu'ils sont en partie postérieurs à une schistosité de crénulation post-S₂, selon Marquis *et al.*, (1992);
- 6) l'étendue de l'altération alumineuse et de la pyritisation s'accorde bien avec l'hypothèse d'une altération assez précoce, lorsque les roches étaient encore perméables (stade prémétamorphique ou précoce dans le métamorphisme);
- 7) quelques blocs de roches felsiques non déformées dans la pyrite massive constituent une évidence directe que la pyrite est prémétamorphique et précède la déformation (Marquis *et al.*, 1992);

TABLEAU 21 – Distinctions entre les gisements des couloirs de déformation nord et sud, région de Cadillac.

Paramètre	Couloir nord (Groupe de Blake River)	Couloir sud (Groupe de Piché)
Aspect de la minéralisation	Amas schisteux dominants avec pyrite disséminée et rubans de pyrite subconcordants (localement pyrite massive); passage plus ou moins graduel au type filonien dans le pluton de Mooshla et les roches plus compétentes: veines de quartz avec 15 à 25% de pyrite.	Amas schisteux mineurs (Lapa Cadillac) avec arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite disséminées. Passage graduel au type filonien: veines de quartz-tourmaline avec relativement peu de sulfures.
Structure	<ul style="list-style-type: none"> - Filons en position $\pm 10^\circ$ horaire par rapport à S_2 à Doyon; aussi $\pm 10^\circ$ antihoraire à Bousquet. - A Bousquet; système conjugué aplati comme à O'Brien. - Plongement 55° WSW à Doyon. - Fractures de tension N-S dans le pluton de Mooshla; donc, étirement E-W. - Veines horizontales sont stériles. 	<ul style="list-style-type: none"> - Filons en position 5 à 10° horaire et antihoraire par rapport à S_2 à O'Brien. - A O'Brien: système conjugué aplati donne des plis en S dans les veines ENE et en Z dans les veines ESE. - Plongement 65° E à O'Brien. - Etirement E-W à O'Brien. - Veines horizontales minéralisées à Central Cadillac .
Géochimie et altération	<ul style="list-style-type: none"> - Minerai riche en Au, Ag, Cu, S (Fe, Zn, Pb, Sn). - Roches encaissantes enrichies en K et appauvries en Na, Ca, et Mg. Veines enrichies en CO_2. 	<ul style="list-style-type: none"> - Minerai riche en Au, As, B, Sb(S, Cr). - Roches encaissantes enrichies en CO_2 et K, et appauvries en Na .
Minéraux distinctifs	<ul style="list-style-type: none"> - Pyrite, chalcopryrite, quartz et carbonate (\pm tourmaline) dans les veines. - Aluminosilicates (andalousite et kyanite) et leurs produits d'altération (kaolinite, pyrophyllite et diaspore) dans les roches encaissantes. - Séricite abondante dans les roches encaissantes (beaucoup plus que les aluminosilicates et leurs produits d'altération); pas de biotite, peu ou pas de carbonate. 	<ul style="list-style-type: none"> - Quartz et tourmaline dans les veines. - Biotite, arsénopyrite et carbonate dans les roches encaissantes. - Séricite abondante dans les roches felsiques .
Âge de la minéralisation	<ul style="list-style-type: none"> - Dans la zone ouest de Doyon: après l'intrusion felsique de Mooshla (synvolcanique ou précoce dans la déformation). - La pyrite et l'altération alumineuse sont pré-tectoniques ou précoces dans la déformation. - Une partie de la minéralisation semble associée au métamorphisme rétrograde (kaolinite, pyrophyllite, sulfures et sulfosels de Cu-Ag à LaRonde) . 	<ul style="list-style-type: none"> - Les veines sont postérieures aux intrusions felsiques syncinématiques (c.-à-d. Pandora, Lapa Cadillac). - Les veines sont syncinématiques (déformées) et l'altération est synmétamorphique. - L'or semble tardif puisqu'il remplit des structures cassantes dans les veines, mais il peut s'agir d'une remobilisation locale d'or préexistant (hypothèse que nous préférons).

- 8) la minéralogie des zones altérées indique un pic thermique d'environ 425 à 500° C et une pression de 3 à 4 kilobars. Ces conditions de milieu sont compatibles avec celles du métamorphisme régional;
- 9) les gîtes no 2 et ouest de Doyon sont dans le prolongement direct l'un de l'autre. Ils sont filoniens et identiques dans leur minéralogie. Les veines sont caractérisées par un fort pourcentage de pyrite (moyenne 20 %), de chalcopryrite (2 à 10 %) et une haute teneur d'or;
- 10) la zone ouest de Doyon est encaissée dans le pluton de Mooshla. Cette intrusion serait synvolcanique

d'après Valliant (1981) et contemporaine de l'épanchement des laves formant la partie supérieure du Groupe de Blake River. À notre avis, cette relation n'est pas bien établie et l'intrusion pourrait tout aussi bien être syncinématique;

- 11) les veines sont riches en carbonates (moyenne 15 %), ce qui contraste avec la zone d'altération alumineuse dépourvue de carbonates. L'altération alumineuse avec formation de kaolinite et de pyrophyllite représente une altération par des solutions acides dont le rapport d'ions H^+/K^+ était relativement élevé (Mayer et Hemley, 1967). D'autre part, la formation du carbonate suppose

l'existence de solutions neutres à basiques. On pourrait donc imaginer qu'il s'agit de deux épisodes de minéralisation entièrement distincts et non apparentés. Cependant, ces deux types de minéralisation sont intimement associés et peuvent résulter de l'évolution des mêmes fluides. L'existence de ce phénomène a été démontrée dans le gisement de cuivre d'Anaconda à Butte, Montana (Mayer *et al.*, 1968). À cet endroit, les veines cuprifères s'accompagnent d'une altération séricitique et argileuse avancée où séricite, kaolinite, pyrophyllite et topaze sont néoformés. Cette altération est dépourvue de carbonate et s'accompagne d'une lixiviation importante de Na, Ca et Mg. Périphériquement aux zones de cuivre, se sont formées des veines économiques de sphalérite et de rhodocrosite. Ces veines riches en carbonate sont issues de l'évolution des mêmes solutions hydrothermales que celles qui ont déposé les filons cuprifères;

- 12) les épontes des veines dans le pluton de Mooshla sont moins intensément altérées que dans le schiste à andalousite, mais la minéralogie d'altération montre certaines ressemblances: abondance de séricite, présence d'andésine calcique et traces de chloritoïde;
- 13) les veines sont bréchiques et déformées; elles sont donc antérieures à la manifestation des dernières déformations tectoniques (Savoie *et al.*, 1989);
- 14) il est remarquable que le plagioclase magmatique soit entièrement saussuritisé (albite + clinozoisite) à la grandeur du pluton de Mooshla par le métamorphisme régional, mais que l'andésine calcique hydrothermale-métamorphique formée en bordure des veines soit fraîche. Cette dualité suggère que l'altération hydrothermale est postérieure au métamorphisme régional;
- 15) les porphyroblastes d'andalousite sont largement altérés en aluminosilicates hydratés (pyrophyllite, kaolinite, un peu de diaspore) et ne sont pas

affectés par la schistosité régionale, donc rétrogrades et postérieurs à la déformation majeure. La température de cette altération rétrograde serait inférieure à 325° C pour la kaolinite. Il faut cependant mentionner que cette altération rétrograde n'affecte qu'une proportion mineure des zones altérées;

- 16) à la mine LaRonde, la minéralisation fort complexe en Fe-Cu-Ag-Zn-Pb-Sn-S-As montre des intercroissances délicates. Cette minéralisation est donc postérieure à la déformation principale et se retrouve dans des fractures mineures tardives dans la pyrite massive. L'or est directement associé à ces structures tardives (Marquis *et al.*, 1992);
- 17) nous avons suggéré (voir chapitre "Typologie des gisements") que le corridor de déformation Dumagami-Doyon se prolongeait vers le nord-ouest pour inclure la mine Mic Mac et le gîte Mouska. Marquis et Hubert (1989) proposent que ce couloir se prolonge plutôt vers l'ouest, puisque des minéralisations semblables à celle de LaRonde se retrouvent à l'ouest du pluton de Mooshla (figure 48). A. Savoie (géologue responsable de l'exploration, mine Doyon, communication personnelle) partage la même opinion, car la leucotonalite qui forme la bordure sud de l'intrusion de Mooshla contient une multitude de fractures contenant une minéralisation de pyrite disséminée. Cette zone de pyrite disséminée a pu être suivie par les levés de polarisation provoquée, et s'accompagne d'une anomalie lithogéochimique en or bien marquée (quelques centaines de ppb). Le modèle que nous proposons n'est pas incompatible avec ces observations, si l'on considère que les deux prolongements suggérés peuvent représenter des embranchements d'une même structure, ou encore, un motif de failles anastomosées tel que proposé par Ludden *et al.*, (1984) pour l'ensemble de la ceinture de l'Abitibi.

Références

- ALSAC, C.– LAMARCHE, R.– LATULIPPE, M., 1970 – Étude des caractères magmatiques des formations volcaniques des régions de Val-d'Or et de Weedon – Thetford. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris; rapport 70 RME 031.
- ANHAEUSSER, C.R., 1973 – The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*; volume A 273, pages 345-388.
- APTED, M.– LIOU, J.G., 1983 – Phase relations among greenschist, epidote amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*; Orville volume 283A, pages 328-354.
- BABINEAU, J., 1983 – Évolution géochimique et pétrologique des séries volcaniques de la région de Cadillac-Malartic, Abitibi. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 130 pages.
- BACHE, J.J., 1980 – Les gisements d'or dans le monde. Bureau de Recherches géologiques et minières; mémoire 118, 106 pages.
- BAERTSCHI, P., 1976 – Absolute O¹⁸ content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 31, page 341.
- BALLARD, R.D.– MOORE, J.G., 1977 – *Photographic Atlas of the Mid- Atlantic Ridge Rift Valley*. Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 114 pages.
- BARNES, H.L., 1978 – Solubilities of ore minerals. *In* : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; Barnes, H.L. (editor), 2nd edition. John Wiley & Sons, New York; pages 404-460.
- BATEMAN, P.W., 1984 – Rock alteration at the Bousquet gold mine, Québec. M. Sc. Thesis, University of Western Ontario, London, 159 pages.
- BEAUDOIN, A.– TRUDEL, P., 1988 – Géologie des mines Mic Mac, Central Cadillac, Lapa Cadillac, Wood Cadillac, Pandora et New Alger, région de Cadillac, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 88-25, 189 pages.
- BELL, L.V.– MACLEAN, A., 1930 – Report on the Bousquet-Cadillac gold area, Abitibi district, Québec. Bureau des Mines du Québec; rapport annuel 1929, partie C.
- BELL, L.V., 1931 – Central Cadillac map area, Abitibi county. Bureau des Mines du Québec; rapport annuel 1930, partie B.
- _____ 1937 – Terrains miniers et travaux de mise en valeur dans la région de Rouyn-Rivière Bell durant l'année 1936. Service des mines du Québec; RP-116.
- BERTHÉ, D.– BRUN, J.P., 1980 – Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 127-133.
- BERTONI, C.H., 1983 – Gold production in the Superior Province of the Canadian Shield. *Bulletin de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie*; volume 76, pages 62 à 69.
- BLAIS, R.A., 1954 – A petrologic and decrepitemetric study of the gold mineralization at the O'Brien mine, Northwestern Quebec. Thèse de doctorat, Université de Toronto.
- _____ 1955 – L'altération hydrothermale en bordure des filons aurifères de la mine O'Brien, comté d'Abitibi-Est. *Le Naturaliste Canadien*; volume 82, pages 3-24.
- BLEWETT, R.S.– PICKERING, K.T., 1988 – Sinistral shear during Acadian deformation in north-central Newfoundland, based on transecting cleavage. *Journal of Structural Geology*; volume 10, pages 125-128.
- BOIRAT, J.M.– STÉPHAN, J.F., 1985 – Un gisement d'or subactuel dans un cadre géodynamique, les mines d'Acupan et d'Autamok (Cordillères centrales, île de Luzon, Philippines). *Chronique de la Recherche Minière*; n° 480, pages 5-16.
- BOIRAT, J.M., 1986 – “ Ruée vers l'or ” dans le Sud-Ouest Pacifique. *Chronique de la Recherche Minière*; n° 484, pages 60-62.
- BONAVIA, F.F.– MACLEAN, W.H., 1982 – Geology and metal rations at the Radiore 2 mine, Matagami, Québec. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*; volume 75, numéro 839, page 97.
- BORRADAILE, G.J., 1978 – Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Geological Society of America Bulletin*; volume 89, pages 481-493.
- BOUCHARD, M.F., 1980 – Région de Cadillac – Malartic. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; rapport intérimaire; DPV-683, 10 pages.
- _____ 1981 – Région de Cadillac – Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-791, 10 pages.
- _____ 1983 – Structure, stratigraphie et métamorphisme du Groupe de Cadillac; région de Cadillac-Malartic, Abitibi, Québec; rapport inédit.
- BOYLE, R.W., 1979 – The geochemistry of gold and its deposits. *Commission Géologique du Canada; bulletin* 280, 584 pages.

- BROWN, R.A., 1948 – O'Brien mine. Structural geology of Canadian ore deposits. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; jubilee volume, pages 809-816.
- BURROWS, D.R.– SPOONER, E.T.C., 1984 – Low delta C¹³ carbonate alteration associated with magmatically derived MoS₂ mineralization within a post-tectonic Archean granodiorite-trondhjemite intrusion, Mink Lake, NW Ontario. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; programme et résumés; volume 9, page 50.
- BURROWS, D.R.– WOOD, P.C.– SPOONER, E.T.C., 1986 – Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold – quartz vein deposits. *Nature*; volume 321, pages 851 à 854.
- CAMERON, E.M., 1988 – Archean gold. Relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*; volume 16, pages 109-112.
- CAMERON, E.M.– HATTORI, K., 1987 – Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*; volume 82, pages 1177-1191.
- CATHLES, L.M., 1983 – An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Hokuroku Basin of Japan. *In* : The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; Ohmoto, H.– Skinner, B.J. (editors). *Economic Geology*; monograph 5, pages 439-487.
- CLAYTON, R.N.– MAYEDA, T.K., 1963 – The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 27, pages 43-52.
- CLAYTON, R.N.– O'NEIL, J.R.– MAYEDA, T.K., 1972 – Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*; volume 77, pages 3056-3067.
- COBBOLD, P.R.– QUINQUIS, H., 1980 – Development of shear folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 119-126.
- COHEN, J.M., 1937 – Report on Wood Cadillac Mines Ltd, Cadillac township, Province of Quebec. Ministère des Mines du Québec; GM-7475, 5 pages.
- COLVINE, A.C.– ANDREWS, A.J.– CHERRY, M.E.– DUROCHER, M.E.– FYON, A.J.– LAVIGNE, M.J. Jr – 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.
- COMLINE, R.S., 1979 – A study of the Piché Group and vein systems at Darius Mine, Cadillac, Quebec. Thèse de maîtrise, University of Western Ontario, 135 pages.
- COMPTSON, W.– EPSTEIN, S., 1956 – A method for the preparation of carbon dioxide from water vapor for isotope analysis (abstract). *Eos*; volume 39, page 511.
- COOKE, H.C., 1942 – Letter from H.C. Cooke to G.A. Young; April 3, 1942. Ministère des Mines du Québec; GM-16666, 1 page.
- COUSINEAU, P.A., 1982 – Campagne d'exploration été-automne 1981; projet Mouska 11-829 (SOQUEM). Ministère des Mines du Québec; GM-38849, 63 pages plus journaux de sondages.
- CRAIG, H., 1957 – Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 12, pages 133-149.
- CROSS, P.E.– TAYLOR, H.P. Jr, 1986 – Meteoric-hydrothermal systems. *In* : Stable isotopes in high temperature geologic processes. Valley, J.W.– Taylor, H.P. Jr – O'Neil, J.R. (editors). *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America; volume 16, pages 373- 424.
- DAWSON, K.R., 1966 - A comprehensive study of the Preissac-Lacorne batholith, Abitibi county, Quebec. Commission Géologique du Canada; bulletin 142, 74 pages.
- DEGENS, E.T.– EPSTEIN, S., 1964 – Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 28, pages 23-44.
- DEINES, P., 1970 – Mass spectrometer correction factors for the determination of small isotopic composition variations of carbon and oxygen. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics*; volume 4, pages 283-295.
- DE LAUNAY, L., 1913 – *Traité de métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères*; tome III. Librairie polytechnique Charles Béranger, Paris et Liège.
- DESCARREAU, J., 1973 – A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulphide ores. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 66, pages 61 à 69.
- _____ 1982 – Étude lithogéochimique, mine Doyon, canton Bousquet, Québec; rapport professionnel à la mine Doyon (non publié).
- DIMROTH, E.– IMREH, L.– GOULET, N.– ROCHELEAU, M., 1982 – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic mode. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729 à 1758.
- _____ 1983a – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 20, pages 1355 à 1373.

- _____ 1983b – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 20, pages 1374 à 1388.
- DRESSER, J.A.– DENIS, T.C., 1951 – Géologie du Québec. Volume III : Géologie économique. Ministère des Mines du Québec; RG-20, 641 pages.
- DUNCAN, A.C., 1985 – Transected folds. A reevaluation with examples from the type area at Sulphur Creek, Tasmania. *Journal of Structural Geology*; volume 7, pages 409-419.
- ELIOPOULOS, D.G., 1983 – Geochemistry and origin of the Dumagami pyritic gold deposit, Bousquet township, Quebec. Mémoire de maîtrise non publié, University of Western Ontario, 263 pages.
- EMMONS, W.H., 1937 – Gold deposits of the world. McGraw-Hill, New York.
- EVANS, J.H., 1940 – Report for the Quebec Bureau of Mines on claims A-16018 and A-16019 (Central Cadillac Mines Ltd). Ministère des Mines du Québec; GM-3098, 4 pages.
- FAURE, G., 1977 – Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, 464 pages.
- FERRY, J.M., 1984 – A biotite isograd in south-central Maine. Formation of pelitic schist by pervasive regional H₂O metasomatism. Geological Society of America, 97th annual meeting; program with abstracts.
- FLEUTY, M.J., 1964 – The description of folds. Geological Association of Canada; proceedings; volume 75, pages 466-492.
- FLINN, D., 1962 – On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*; volume 118, pages 385-433.
- FRIEDMAN, I.– O'NEIL, J.R., 1977 – Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. United States Geological Survey; professional paper 440-KK.
- FRITZ, P.– DRIMMIE, R.J.– NOWICKI, V.K., 1974 – Preparation of sulfur dioxide for mass spectrometer analyses by combustion of sulfides with copper oxide. *Analytical Chemistry*; volume 46, pages 164-166.
- FYFE, W.S.– KERRICH, R., 1984 – Gold: natural concentration process. *In: Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*; Foster, R.P. (editor), pages 99-127.
- FYON, J.A.– CROCKETT, J.H.– SCHWARCZ, H.P., 1983 – Application of stable isotope studies to gold metallogeny in the Timmins-Porcupine camp. Ontario Geological Survey; open file report 5464, 182 pages.
- GAUDREAU, R., 1986 – Intrusion synvolcanique et minéralisations aurifères, exemple du pluton de Mooshla, canton de Bousquet, Abitibi. Mémoire de maîtrise, Université Laval, département de géologie; 42 pages.
- GELINAS, L.– TRUDEL, P.– HUBERT, C., 1984 – Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 21, numéro 2, pages 220 à 231.
- GIROD, M.– BAILEY, D.K.– BAKER, P.E.– FISCHER, R.V.– MAURY, R.– ROCCHI, M.– SCHIMINKE, H.U.– UPTON, B.G., 1978 – Les roches volcaniques: pétrologie et cadre structural. Doin (éditeur), Paris, 239 pages.
- GOODWIN, A.M.– RIDLER, R.H., 1970 – The Abitibi orogenic belt. *In: Basins and geosynclines of the Canadian Shield*. Baer, A.J., (éditeur). Commission Géologique du Canada; publication 70-40, pages 1 à 30.
- GORMAN, B.E., 1984 – Geological compilation of surface diamond drilling by New Alger Mines Ltd (1945-1946). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-41724, 11 pages.
- _____ 1986a – The Bousquet-Cadillac district. *In: Gold'86 excursion guidebook*. Edited by Pirie, J.– Downes, M.J., Toronto, Ontario, pages 78-90.
- _____ 1986b – Le district de Bousquet-Cadillac. *Dans: Structure et or de Rouyn à Val-d'Or, Québec*. Hubert, C.– Robert, F.(éditeurs). Réunion annuelle de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada; excursion 14: livret-guide; Carleton University, Ottawa.
- GOULET, N., 1978 – Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac Larder-Lake fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Thèse de doctorat, Queen's University, Kingston, Ontario; 141 pages.
- GRAY, D.R., 1977 – Morphologic classification of crenulation cleavage. *Journal of Geology*; volume 85, pages 229-235.
- _____ 1981 – Cleavage-fold relationships and their implications for transected folds. An examination from south-west Virginia. *U.S. Journal of Structural Geology*; volume 3, pages 265-277.
- GREGORY, R.T.– CRISS, R.E., 1986 – Isotopic exchange in open and closed systems. *In: Stable isotopes in high temperature geologic processes*; Valley, J.W.– Taylor, H.P. jr. – O'Neil, J.R. (editors). Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*; volume 16, pages 91-128.
- GUHA, J.– GAUTHIER, A.– VALLEE, M.– DESCARREAU, J.– LANGEBRAD, F., 1982 – Gold mineralization patterns at the Doyon Mine (Silverstack),

- Bousquet, Quebec. *In* : Geology of Canadian gold deposits; Hodder, R.W.– Petruk, W. (editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 24, pages 50-57.
- GUNNING, H.C., 1937 – Cadillac area, Quebec. Commission Géologique du Canada; mémoire 206, 71 pages.
- _____ 1941 – Bousquet-Joannès area, Quebec. Commission Géologique du Canada; mémoire 231, 110 pages.
- GUNNING, H.C.– AMBROSE, J.W., 1940 – Malartic area, Quebec. Commission Géologique du Canada; mémoire 222, 162 pages et 12 hors-texte.
- HEWIT, D.A.– WONES D.R., 1984 – Experimental phase relations of the micas. *In* : Micas; Bailey, S.W. (éditeur). Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy; volume 13, pages 201-256.
- HODGSON, C.J., 1985 – Gold exploration 1985. Queen's University, Kingston, Ontario; short course notes, 316 pages.
- HODGSON, C.J.– HAMILTON, J.V.– HANES, J.A., 1989 – The late emplacement of gold in the Archean Abitibi greenstone belt. A consequence of thermal equilibration following collisional orogeny. Réunion annuelle conjointe de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, Montréal, mai 1989.
- HOLDAWAY, M.J., 1971 – Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. American Journal of Science; volume 271, pages 97- 131.
- HOY, L.D.– 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, Quebec. Geological Association of Canada, program with abstracts; volume 13, pages A-58.
- HUBERT, C.– TRUDEL, P.– GELINAS, L., 1984 – Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Quebec. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 21, numéro 9, pages 1024 à 1032.
- HUBERT, C.– LUDDEN, J.N., 1986 – Archean wrench fault tectonics in the Abitibi greenstone belt of Canada. *In*: Workshop on the tectonic evolution of greenstone belts. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, January 16-18, pages 59-61.
- IMREH, L., 1984 – Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional; synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 82-04, 72 pages et 2 hors-texte.
- IMREH, L.– TRUDEL, P., 1987 – Métallotectes et typologie des gisements aurifères du secteur de Val-d'Or. *Dans*: Exploration au Québec: études géoscientifiques récentes. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 87-25, pages 75 à 84.
- IRVINE, T.N.– BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523 à 548.
- KERRICH, R., 1983 – Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 27, 75 pages.
- _____ 1987 – The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. *In* : Stable isotope geochemistry of low temperature fluids; Kyser, T.K., editor. Mineralogical Association of Canada short course; volume 13, pages 287-336.
- KERRICH, R.– FYFE, W.S., 1981 – The gold-carbonate association. Chemical Geology; volume 33, pages 265-294.
- KERRICH, R.– HODDER, R.W., 1982 – Archean lode gold and base metal deposits. Evidence for metal separation into independent hydrothermal systems. *In*: Geology of Canadian gold deposits; Hodder, R.W.– Petruk, W. (editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 24, pages 144-160.
- KERRICH, R.– FRYAR, B.J.– KING, R.W.– WILLMORE, L.M.– VAN HEES, E.– DODDAR, R., 1987 – Crustal outgassing and lile enrichment in major lithosphere structures. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 97, pages 156-168.
- KOULOMZINE, T., 1948 – Consolidated Central Cadillac Mine. *In* : Structural Geology of Canadian ore deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special Jamboree volume, pages 816-821.
- KYSER, T.K., 1987 – Equilibrium fractionation factors for stable isotopes. *In* : Stable isotope geochemistry of low temperature fluids; Kyser, T.K., editor. Mineralogical Association of Canada short course; volume 13, pages 1-84.
- LAMBERT, I.B.– PHILLIPS, G.N.– GROVES, D.I., 1984 – Sulphur isotope compositions and genesis of Archean gold mineralization, Australia and Zimbabwe. *In*: Gold'82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits; Foster, R.P. (editor), pages 373 à 387.
- LATULIPPE, M., 1976 – Excursion géologique Val-d'Or-Malartic. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; DP-367, 124 pages.
- LIU, J.G.– MARUYAMA, S.– CHO, M., 1985 – Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low grade metamorphism. Mineralogical Magazine; volume 49, pages 321-333.

- LISTER, G.S.– SNOKE, A.W., 1984 – S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*; volume 6, pages 617 à 638.
- LUDDEN, J.– FRANCIS, D.– ALLARD, G.O., 1984 – The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *In: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization*; Guha, J.– Chown, E.H. (éditeurs). Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 20 à 34.
- LUDDEN, J.– HUBERT, C., 1986 – Geologic evolution of the late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*; volume 14, pages 707 à 711.
- LUDDEN, J.– HUBERT, C.– GARIEPY, C., 1986 – The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; volume 123, numéro 2, pages 153 à 166.
- LULIN, J.M., 1985 – Résultats de la campagne de sondages de février-mars 1985; projet Mouska 11-829 (SOQUEM). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-42389, 32 pages et journaux de sondage.
- MAC DONALD, G.A., 1972 – *Volcanoes*. Prentice-Hall (éditeur), Englewood Cliffs, New Jersey, 519 pages.
- MAC GEEHAN, P.J.– MAC LEAN, W.H., 1980 – An Archean sub-seafloor geothermal system, "calc-alkali" trend and massive sulphide genesis. *Nature*; volume 286, numéro 5775, pages 767 à 771.
- MARQUIS, P. – HUBERT, C. – BROWN, A.C. – SCHERKUS, E. – TRUDEL, P. – HOY, L.D., 1992 – Géologie de la mine Donald J. LaRonde (Dumagami), Cadillac Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 89-06.
- MARQUIS, P.– HUBERT, C., 1989 – The Dumagami structural zone: its evolution and features for the Doyon, Bousquet nos 1 et 2, and Donald J. LaRonde gold mines of southwestern Abitibi, Quebec. *Association Géologique du Canada – Association Minéralogique du Canada*; short course notes; volume 6, pages 226 à 238.
- MARUYAMA, S.– SUZUKI, K.– LIOU, J.G., 1983 – Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *Journal of Petrology*; volume 24, pages 583-604.
- MAYER, C.– HEMLEY, J.J., 1967 – Wall rock alteration. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; Barnes, H.L. (editor), 2nd edition. John Wiley & Sons, New York; pages 166 à 235.
- MAYER, C.– SHEA, E.P.– GODDARD, C.C., 1968 – Ore deposits at Butte, Montana. *In: Ore deposits of the United States 1933-1967*; Ridge, J.D. (éditeur). American Society of Mining Engineers; Graton-Sales volume, pages 1371 à 1416.
- McCREA, J.M., 1950 – On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemistry & Physics*; volume 18, pages 849-857.
- MILLS, J.W., 1948 – Mic Mac Mine. *In: Structural Geology of Canadian ore deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special Jamboree volume, pages 803-808.
- _____ 1950 – Structural control of orebodies as illustrated by the use of vein contours at the O'Brien gold mine, Cadillac, Quebec. *Economic geology*; volume 45, numéro 8, pages 786 à 807.
- OHMOTO, H., 1986 – Stable isotope geochemistry of ore deposits. *In: Stable isotopes in high temperature geologic processes*; Valley, J.W.– Taylor, H.P. Jr.– O'Neil, J.R. (editors). Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*; volume 16, pages 491-560.
- OHMOTO, H.– RYE, R.O., 1979 – Isotopes of sulfur and carbon, chapter 10. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; Barnes, H.L. (editor), 2nd edition. John Wiley & Sons, New York, pages 509-567.
- O'NEIL, J.R., 1986 – Theoretical and experimental aspects of isotope fractionation. *In: Stable isotopes in high temperature geologic processes*; Valley, J.W.– Taylor, H.P. Jr.– O'Neil, J.R. (editors). Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*; volume 16, pages 1 à 40.
- _____ 1987 – Preservation of H,C and O isotopic ratios in the low temperature environment. *In: Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*; Kyser, T.K., editor. Mineralogical Association of Canada short course; volume 13, pages 85-128.
- O'NEIL, J.R.– CLAYTON, R.N.– MAYEDA, T.K., 1969 – Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemistry & Physics*; volume 51, pages 5547-5558.
- PERRAULT, G.– SAVOIE, A.– TANER, M.– VIENS, M., 1984 – Distribution of gold in host-rocks around the Doyon mine no 2 orebody (abstract). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 77, No 863, page 92.
- PERRAULT, G., 1985 – Prospection pour l'or par la mesure des distributions or, région de Noranda-Val-d'Or, Québec. *Dans: La géochimie d'exploration au Québec*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 85-11, pages 51-66.
- PHILLIPS, G.N.– GROVES, D.I., 1984 – Fluid access and fluid – wall rock interaction in the genesis of the Archean gold – quartz vein deposit at Hunt mine, Kambalda, Western Australia. *In: Gold'82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits*; Foster, R.P. (editor), pages 389 à 416.

- PLATT, J.P., 1983 – Progressive refolding in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 5, pages 619-622.
- POULSEN, K.H.– ROBERT, F.– TAYLOR, B.E.– KERSWILL, J.A.– THORPE, R.I.– HARRIS, D.C.– FRANKLIN, J.M., 1990 – Modèles descriptifs des gisements d'or du Canada. Commission Géologique du Canada, colloque sur les ressources minérales; programme et résumés, page 11.
- RAGUIN, E., 1961 – Géologie des gîtes minéraux. Masson & Cie (éditeur), Paris.
- RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 508 pages.
- RAMSAY, J.G.– HUBERT, M.I., 1987 – The techniques of modern structural geology; volume 2 : folds and fractures. Academic Press, London, 700 pages.
- RICHARDSON, S.W.– GILBERT, M.C.– BELL, P.M., 1969 – Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. The aluminum silicate triple point. *American Journal of Science*; volume 267, pages 259-272.
- RITTMANN, A., 1963 – Les volcans et leur activité. Masson & Cie (éditeur), Paris, 458 pages.
- ROBERT, F.– BROWN, A.C.– AUDET, A.J., 1983 – Structural control of gold mineralization at the Sigma Mine, Val-d'Or, Quebec. *Bulletin de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie*; volume 76, n° 850, pages 72-80.
- ROBERT, F., 1989 – Survol des gisements d'or dans le tronçon québécois de la ceinture de l'Abitibi. Association Géologique du Canada – Association Minéralogique du Canada: livret-guide de l'excursion A-7, pages 17 à 54.
- ROEDDER, E.– BODNAR, R.J., 1980 – Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review in Earth and Planetary Sciences*; volume 8, pages 263 à 301.
- ROUTHIER, P., 1963 – Les gisements métallifères, géologie et principes de recherche. Masson & Cie (éditeur), Paris. Tomes I et II, 1 282 pages.
- RYE, R.O.– OHMOTTO, H., 1974 – Sulfur and carbon isotopes and ore genesis. A review: *Economic Geology*; volume 69, pages 826-842.
- SANDERSON, D.J., 1973 – The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*; volume 16, pages 55-70.
- SANDERSON, D.J.– ANDREWS, J.R.– PHOLIPS, W.E.A.– HUTTON, D.H.W., 1980 – Deformation studies in Irish Caledonides. *Journal of the Geological Society of London*; volume 137, pages 289-302.
- SANSFAÇON, R., 1983 – Etude structurale, stratigraphique et économique des formations sédimentaires et volcaniques de la région du Lac Bousquet, comté Abitibi, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 151 pages.
- SASAKI, A.– SHIHARA, S.– SEKI, Y., 1965 – Mineral Resources and Engineering Geology. John Wiley & Sons, Chichester, New York, Toronto, 299 pages.
- SAUVÉ, P.–PERRAULT G.–TRUDEL, P., 1986 – Compilations et données nouvelles sur les gîtes d'or du camp minier de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 86-24, 131 pages et une planche.
- SAUVÉ, P.– MAKILA, A., 1987 – Géologie de la mine Camflo, région de Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87- 40, 71 pages.
- SAUVÉ, P.– BLANCHET, P.– BLOUIN, J.Y.– CHAMPAGNE, M.– LECLERC, A., 1987 – Géologie de la mine d'or Chimo, région de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87-05, 75 pages.
- SAUVÉ, P.– TRUDEL, P., 1991 – Géologie de la mine O'Brien (Région de Cadillac). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 89-07, 48 pages.
- SAVOIE, A.– SAUVÉ, P.– TRUDEL, P.– HOY, L.– LAO, K., 1989 – Géologie de la mine Doyon (Région de Cadillac). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 90-05, 88 pages.
- SAWKINS, F.J., 1984 – Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer- Verlag, Berlin, New York, 325 pages.
- SEWARD, T.M., 1973 – Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 37, pages 379-399.
- SHARMA, T.–CLAYTON, R.N., 1965 – Measurement of the O¹⁸/O¹⁶ ratios of total oxygen of carbonates. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 29, pages 1347-1353.
- SIBSON, R.H.– MOORE, J.– RANKIN, A.H., 1975 – Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society of London*; volume 131, pages 153-159.
- SOPER, N.J., 1986 – Geometry of transecting, anastomosing solution cleavage in transpression zones. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 937-940.
- SPOONER, E.T.C.– BECKINSALE, R.D.– FYFE, W.S.– SMEWING, J.D., 1984 – O¹⁸ enriched ophiolitic rocks from East Liguria (Italy), Pindos (Greece) and Troodos (Cyprus). *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 47, pages 41-62.
- STOCKWELL, C.H., 1970 – Structural provinces and subprovinces of the Canadian Shield. In: *Geology and economic minerals of Canada*; Douglas, R.J.W.

- (editor). Geological Survey of Canada; Economic Geology; report n° 1, page 46.
- STONE, W.E., 1988 – Nature and significance of metamorphism in gold concentration, Bousquet township, Abitibi greenstone belt, northwestern Quebec. Ph. D. thesis, University of Western Ontario, London; 441 pages.
- 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, Quebec, Canada. Bicentennial Gold 88, Melbourne; pages 51-55.
- STRINGER, P., 1975 – Acadian slaty cleavage non coplanar with fold axial surfaces in the Northern Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, pages 949-961.
- STRINGER, P.–TREAGUS, J.E., 1980 – Non axial planar S₁ cleavage in the Hawick rocks of the Gollaway area, Southern Uplands, Scotland. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 317-331.
- STRONG, D.F., (éditeur), 1976 – Metallogeny and plate tectonics. Geological Association of Canada; special paper n° 14, 660 pages.
- TARNEY, J.–DALZIEL, L.W.D.–DE WIT, M.J., 1976 – Marginal basin rocas verdes complex from southern Chile. A model for Archean greenstone belt formation. *In* : The early history of the Earth; Windley, B.F. (éditeur). John Wiley & Sons, London; pages 131-146.
- TAYLOR, H.P. Jr., 1974 – The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology; volume 69, pages 843-883.
- _____ 1979 – Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, chapter 6. *In* : Geochemistry of hydrothermal ore deposits; Barnes, H.L. (editor), 2nd edition. John Wiley & Sons, New York; pages 236-277.
- THODE, H.G.–MONSTER, J.–DUNFORD, H.B., 1961 – Sulphur isotope geochemistry. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 25, pages 150-174.
- 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.
- _____ 1988 – Géologie structurale et minéralisation aurifère à la mine Bousquet, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal; 244 pages.
- TOURIGNY, G.–HUBERT, C., 1986 – The Bousquet property. *In*: Structure et or de Rouyn à Val-d'Or, Québec. Hubert, C.–Robert, F.(éditeurs). Réunion annuelle de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada; excursion 14: livret-guide; Carleton University, Ottawa; pages 12-27.
- TOURIGNY, G.–HUBERT, C.–BROWN, A.C.–CRÉPEAU, R., 1988 – Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 581- 592.
- _____ 1989 – Structural control of gold mineralization at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 157-175.
- TOURIGNY, G.–HUBERT, C.–BROWN, A.C.–CRÉPEAU, R.–TRUDEL, P.–HOY, L.–LAO, K., 1992 – Géologie de la mine Bousquet, Cadillac, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 89-09.
- TOURIGNY, G.–HUBERT, C.–BROWN, A.C., en préparation – Structural features of the Bousquet deformation zone, Abitibi, Quebec : an example of structurally controlled Archean gold deposits. Rapport soumis au Journal Canadien des Sciences de la Terre.
- TREAGUS, J.E.–TREAGUS, S.H., 1981 – Folds and the strain ellipsoid : a general model. Journal of Structural Geology; volume 3, pages 1-17.
- TRUDEL, P. – CLOUTIER, M.A., 1984 – Litho-geochemistry of the Gilman and Blondeau Formations in Chibougamau region. *In*: Chibougamau – stratigraphy and mineralization; Guha, J.–Chown, E.H. (éditeurs). Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 120 à 136.
- TRUDEL, P.–SAUVÉ, P., 1989 – Métallogénie de l'or dans le secteur de Malartic: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 89-10, 383 pages.
- _____ 1992 – Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or du district de Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 89-04.
- TRURNIT, T.P., 1984 – Mineral deposits in relation to the global tectonic megacycles. *In* : Syngeneses and epigenesis in the formation of mineral deposits; Wauschkuhn, A.– Kluth, C.– Zimmermann, R.A. (editors). Springer-Verlag, Berlin, New York; pages 62-91.
- VALLEY, J.W., 1986 – Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. *In* : Stable isotopes in high temperature geologic processes; Valley, J.W.– Taylor, H.P. Jr.– O'Neil, J.R. (editors). Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy; volume 16, pages 445- 490.
- VALLIANT, R.L., 1981 – The geology, stratigraphic relationships and genesis of the Bousquet gold deposit, northwest Quebec. Ph. D. thesis, University of Western Ontario, London; 323 pages.

- VALLIANT, R.L.– HUTCHINSON, R.W., 1982 – Stratigraphic distribution and genesis of gold deposits, Bousquet region, northwestern Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 24, pages 27-40.
- VALLIANT, R.L.– MONGEAU, C.– DOUCET, R., 1982 – The Bousquet pyritic gold deposits, Bousquet region, Quebec : descriptive geology and preliminary interpretations on genesis. *In*: Geology of Canadian gold deposits; Hodder, R.W.– Petruk, W. (editors). Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 24, pages 41-49.
- VALLIANT, R.L.– BARNETT, R.L.– HODDER, R.W., 1983 – Aluminous rock and its relation to gold mineralization, Bousquet mine, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; 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, Ecole Polytechnique, Montréal; département de Génie minéral, 66 pages.
- WENNER, D.R.– TAYLOR, H.P. Jr., 1971 – Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O¹⁸/O¹⁶ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 32, pages 165-185.
- WHITE, A.J.R.– JAKAS, P.– CHRISTIE, D.N., 1971 – Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archean; Glover, J.E. (éditeur). Geological Society of Australia; special publication n° 3, (469 pages), pages 47-56.
- WILLIAMS, H.– MCBIRNEY, A.R., 1979 – *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co. (éditeur), San Francisco, 397 pages.
- WILLIAMS, P.F., 1985 – Multiply deformed terrains-problems of correlation. *Journal of Structural Geology*; volume 7, pages 269-280.
- WILSON, M.E., 1943 – The Early Precambrian succession in Western Québec. *Royal Society of Canada Transactions*; section 4, volume 37, pages 118 à 138.
- _____ 1962 – Rouyn-Beauchastel map-area, Québec. Geological Survey of Canada; memoir 315, 140 pages.
- WINDLEY, B.F., 1977 – *The evolving continents*. John Wiley & Sons, Chichester, New York, Toronto; 2^e édition refondue, 399 pages.
- _____ 1984 – *The evolving continents*. John Wiley & Sons, Chichester, New York, Toronto; 3^e édition refondue, 399 pages.
- WINKLER, H.G.F., 1976 – *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York; 4^e édition).
- _____ 1979 – *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin; 5^e édition, 348 pages.
- WOOD, P.C.– THOMAS, A.V.– BURROWS, D.R.– McDONALD, A.J.– NOBLE, S.R.– SPOONER, E.T.C., 1984 – CO₂-bearing, low-moderate salinity fluids in Archean gold-quartz-carbonate-(W-Mo) vein deposits and magmatically derived Mo, W, Ta and Sn mineralization. Geological Society of America, programme et résumés; volume 16, numéro 6, page 700.
- WOOD, P.C.– BURROWS, D.R.– THOMAS, A.V.– SPOONER, E.T.C., 1986 – The Hollinger – McIntyre Au-quartz vein system, Timmins, Ontario, Canada : geologic characteristics, fluid properties and light stable isotope geochemistry. *In*: Gold'86: an international symposium on the geology of gold deposits; McDonald, A.J. (éditeur); pages 56 à 80.
- WOOD, S.A.– CRERAR, D.A.– BORCSIK, M.P., 1987 – Solubility of the assemblage pyrite-pyrrhotite-magnetite - sphalerite - galena - gold - stibnite - bismuthinite-argentite-molybdenite in H₂O-NaCl-CO₂ solutions from 200° to 350° C. *Economic Geology*; volume 82, pages 1864-1887.
- WRIGHT, J.B., 1977 – Mineral deposits, continental drift and plate tectonics – Benchmark papers in geology 144. Edition Dowden, Hutchieson & Ross, Inc.; 417 pages.
- WYMAN, D.A.– KERRICH, R.– FRYAR, B.J., 1986 – Gold mineralization overprinting iron formation at Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada. Mineralogical, microstructural and geochemical evidence. *In* : Proceedings of Gold'86 : an international symposium on the geology of gold deposits, Toronto. McDonald, A.J. (editor); pages 108-123.



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

