

MB 89-10

METALLOGENIE DE L'OR DANS LE SECTEUR DE MALARTIC: ETAT DES CONNAISSANCES

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 



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

**Métallogénie de l'or dans le secteur de
Malartic: état des connaissances**

**Pierre Trudel
Pierre Sauvé**

IREM-MERI et École Polytechnique, Montréal

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction

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

RESUME

La région minière de Malartic est située dans la partie méridionale de la ceinture Abitibi, entre Rouyn-Noranda et Val d'Or, qui sont les deux plus importantes villes de l'Abitibi québécois. Elle compte six mines ayant produit plus d'une tonne d'or métal au cours de leur période d'exploitation : Canadian Malartic, Barnat-Sladen, East Malartic, Malartic Goldfields, Camflo et Malartic Hygrade (ces deux dernières exploitent le même gisement). De plus, trois autres gisements pourraient être mis en production bientôt: Black Cliff, First Canadian et la zone B (ou Orion) de Malartic Hygrade. L'examen détaillé de ces neuf gîtes a servi de base à cette étude sur la métallogénie des gisements aurifères du secteur de Malartic.

A la fin de 1984, la production totale du camp minier de Malartic était de 262,2 tonnes d'or métal. Cette contribution classe le secteur au deuxième rang en importance au Québec, derrière celui de Val d'Or, pour la production provenant des gisements dont l'or est le produit principal. Le maximum de la production est survenu dans les années 1955 à 1958, alors que les mines Canadian Malartic, Barnat-Sladen, East Malartic et Malartic Goldfields fonctionnaient à leur pleine capacité. A cette époque, la région de Malartic comptait pour 25 à 30% de la production totale d'or au Québec. Actuellement, la région ne compte plus qu'une seule mine en opération (Camflo) et fournit moins de 4% de la production québécoise d'or. Cependant, la région offre encore un bon

potentiel et les travaux d'exploration s'y maintiennent à un niveau élevé.

L'étude détaillée des gisements individuels démontre que le contrôle de la minéralisation est structural dans tous les cas. Le minerai se retrouve dans les mêmes structures qui affectent les roches à l'échelle régionale. La minéralisation est donc syn-tectonique et s'est mise en place lors de l'orogénèse kénoréenne. Le contrôle de la minéralisation est également lithologique. Les concentrations économiques d'or se retrouvent aux endroits où des zones de forte déformation affectent des roches de compétences variables. Dans cette situation, ce sont toujours les roches les plus compétentes qui contiennent la minéralisation aurifère.

L'altération potassique accompagne la minéralisation d'or dans plusieurs gisements et constitue l'une des caractéristiques du camp minier de Malartic. Elle se manifeste généralement par une biotitisation des roches encaissantes et plus rarement par une séricitisation, lorsque les roches sont pauvres en Fe et Mg. Dans certains cas, le microcline remplace également le plagioclase primaire des roches. Les autres altérations communes incluent la pyritisation, la silicification, la carbonatation et la transformation des roches ultramafiques en schistes à talc-chlorite. Dans tous les cas, les assemblages minéralogiques d'altération sont compatibles avec ceux du métamorphisme régional, ce qui suggère que la minéralisation est également syn-métamorphique.

Ces caractéristiques des gisements aurifères de la région de Malartic permettent de les classifier en quatre types distincts:

- 1 - zones de cisaillement affectant des intrusions encaissées dans des roches volcaniques ou sédimentaires : Malartic Goldfields, Barnat et une partie de East Malartic, Canadian Malartic et Sladen;
- 2 - zones de cisaillement dans des roches volcaniques ou des intrusions syn-volcaniques: First Canadian, Black Cliff et la zone 8 de Malartic Hygrade;
- 3 - zones de fracturation et d'altération dans des roches sédimentaires: une partie de Canadian Malartic, Sladen et East Malartic;
- 4 - cheminée intrusive fracturée encaissée dans des roches sédimentaires: Camflo et son prolongement sur la propriété Malartic Hygrade.

Contrairement au modèle génétique préconisé par plusieurs auteurs pour les gisements d'or de l'Abitibi, nous ne croyons pas que les gîtes de la région de Malartic soient des minéralisations syngénétiques d'or remobilisées lors du métamorphisme. En effet, l'absence de sédiments chimiques d'origine exhalative et de gisements volcanogènes de sulfures massifs en association spatiale avec les gisements ne favorise guère cette hypothèse. Nous croyons plutôt que toutes les minéralisations d'or du secteur sont épigénétiques, et ont été formées par le lessivage de l'or contenu dans les roches hôtes en profondeur et sa déposition dans des structures favorables.

L'étude des inclusions fluides à la mine Camflo a permis d'établir une nette distinction entre le quartz magmatique de la monzonite encaissante et le quartz des filons aurifères. Le premier possède une température d'homogénéisation de 120 à 150°C et une salinité de 19 à 28% poids ég. Na Cl, tandis que le second montre une température d'homogénéisation de 300 à 310°C et une salinité de 0 à 8% poids ég. Na Cl. De plus, le fluide originel du quartz magmatique est riche en Cl, tandis que celui des veines de quartz aurifères est riche en S.

Cette étude nous a également permis de définir un certain nombre de métallogènes qui pourraient s'avérer utiles pour la recherche de gisements d'or dans la région. A l'échelle régionale, ces métallogènes incluent la proximité de la faille de Cadillac, la présence de failles ou de zones de cisaillement majeures, l'intersection de structures d'orientations différentes et l'association spatiale avec des intrusions déformées. A l'échelle locale (celle des gisements), les métallogènes retenus sont la présence de structures de plus petites dimensions, l'abondance d'intrusions, la présence de zones d'altération et l'association avec des roches riches en fer. Finalement, les métallogènes microscopiques et géochimiques incluent l'abondance de pyrite (souvent à grains très fins), la proximité de roches enrichies en or, le développement d'altérations microscopiques et les caractéristiques physico-chimiques des inclusions fluides.

ABSTRACT

The Malartic mining district is situated in the southern part of the Abitibi belt, between Rouyn-Noranda and Val d'Or which are the two most important cities in the Quebec part of Abitibi. This district has six mines which have produced more than one tonne of metallic gold during their working period. These mines are: Canadian Malartic, Barnat-Sladen, East Malartic, Malartic Goldfields, Camflo and Malartic Hygrade (the last two work the same deposit). In addition, three other deposits could go into production soon: Black Cliff, First Canadian and zone 8 (or Orion) of Malartic Hygrade. A detailed study of these nine deposits is the basis of this study which focuses on the metallogeny of the gold deposits in the Malartic district.

At the end of 1984, the total gold production of the Malartic mining camp was 262,2 tonnes. With this contribution, the area ranks second in importance in Quebec, after the Val d'Or mining camp, for production from deposits where gold is the principal product. Maximum production came about from 1955 to 1958 when Canadian Malartic, Barnat-Sladen, East Malartic and Malartic Goldfields were running at full capacity. At this time, the Malartic district represented 25 to 30% of the total gold production in Quebec. Today, the district has only one mine in operation (Camflo) and supplies less than 4% of the gold produced in Quebec. Nevertheless, the district still has promising potential and exploration is under way at a good pace.

A detailed study of each deposit reveals that mineralization is structurally controlled in every case. The ore is found in the same structures which affect the rocks regionally. Mineralization is therefore syntectonic and was emplaced during the Kenoran orogeny. The control of the mineralization is also lithologic. Economic concentrations of gold are located where zones of strong deformation affect rocks of variable competencies. In this case, gold mineralization is always confined to the most competent rocks.

Potassic alteration is found with gold mineralization in several deposits and constitutes one of the characteristics of the Malartic mining camp. It is generally recognized by biotitization of the host rocks and less often by sericitization when the rocks are poor in Fe and Mg. In certain cases, microcline replaces primary plagioclase. Other common alterations include pyritization, silicification, carbonatization and the transformation of ultramafic rocks to talc-chlorite schists. In every case, alteration mineralogical assemblages are compatible with regional metamorphism which suggests that mineralization is equally synmetamorphic.

These characteristics of gold deposits in the Malartic district enable us to classify them into four distinct types:

- 1) shear zones affecting intrusions hosted by volcanic or sedimentary rocks: Malartic Goldfields, Barnat and a part of East Malartic, Canadian Malartic and Sladen;

- 2) shear zones in volcanic rocks or synvolcanic intrusions: First Canadian, Black Cliff and zone 8 of Malartic Hygrade;
- 3) fracture and alteration zones in sedimentary rocks: a part of Canadian Malartic, Sladen and East Malartic;
- 4) fractured intrusive stock hosted in sedimentary rocks: Camflo and its extension on to the Malartic Hygrade property.

Contrarily to the genetic model proposed by several authors for the gold deposits in Abitibi, we do not believe that the deposits of the Malartic district represent syngenetic gold mineralization remobilized during metamorphism. In fact, the absence of exhalative chemical sediments and volcanogenic massive sulphide deposits in association with the deposits does not support this hypothesis. We believe rather that all gold mineralization in the area is epigenetic and was formed by the leaching of gold contained in the host rocks at depth and its deposition in favorable structures.

A fluid inclusions study at the Camflo mine allowed us to establish a clear distinction between magmatic quartz in the host monzonite and quartz in auriferous veins. For the first type of quartz, its homogenization temperature is from 120 to 150°C and its salinity varies from 19 to 28 % NaCl wt. eq. whereas for the second type of quartz, its homogenization temperature is from 300 to 310°C and its salinity ranges from 0 to 8 % NaCl wt. eq. In addition, the original fluid of the magmatic quartz is rich in Cl whereas for the gold-bearing quartz veins,

the original fluid is rich in S.

This study also allowed us to establish a certain number of metallotects that could prove to be useful in prospecting for gold deposits in the area. On a regional scale, these metallotects include the proximity to the Cadillac Break, the presence of faults or major shear zones, the intersection of structures and the spatial association with deformed intrusions. On a more local scale (around the deposits), the chosen metallotects are the presence of small structures, the abundance of intrusions, alteration zones and the association with Fe-rich rocks. Finally, microscopic and geochemical metallotects include the abundance of pyrite (often very fine-grained), the proximity of gold-enriched rocks, the development of microscopic alterations and physicochemical characteristics of fluid inclusions.

TABLE DES MATIERES

Page titre.	i
Résumé.	ii
Abstract.	vi
Table des matières.	x
Liste des figures	xvi
Liste des tableaux.	xxii
Liste des photos.	xxiii
Chapitre 1. Introduction	1
1.1 Localisation géographique.	1
1.2 Objectifs de l'étude	4
1.3 Méthodologie	6
Chapitre 2. Importance de la production aurifère du secteur.	9
de Malartic.	
2.1 Historique et importance de la production.	9
2.2 Situation actuelle et perspectives d'avenir.	15
Chapitre 3. Géologie régionale	17
3.1 Généralités.	17
3.2 Travaux antérieurs	20
3.3 Stratigraphie.	27
3.4 Structure.	30
3.5 Métamorphisme.	32
3.6 Modèle géotectonique	33
Chapitre 4. Géologie locale.	38
4.1 Roches volcaniques et sédimentaires.	38
4.1.1 Groupe de Malartic	38
4.1.1.1 Formation de Jacola.	38
Laves ultramafiques.	39
Basaltes	41
Basalte magnésien de couleur pâle.	41
4.1.1.2 Formation de Héva.	42
4.1.2 Groupe de Kewagama	45
4.1.3 Groupe de Pontiac.	47
4.1.4 Groupe de Piché.	48
4.2 Roches intrusives.	49
4.2.1 Généralités.	49
4.2.2 Famille tholéiitique	50

4.2.2.1 Intrusions tholéitiques du secteur	50
nord	
Forme et distribution	50
Structure interne et composition	52
4.2.2.2 Diorites du secteur sud	55
4.2.3 Famille calco-alkaline	56
Distribution, formes et dimensions	56
Types et composition	58
Cheminée de Camflo-monzonite ou syénite	62
quartzifère	
4.3 Structure	64
4.3.1 Secteur nord	64
Pli et structure majeure	64
Schistosité	65
Zones de cisaillement	66
Dykes et intrusions	67
4.3.2 Secteur sud	68
Faille de Cadillac	68
Plis	69
Schistosité	70
Intrusions	71
Failles SE et ESE	71
Faille EW de Sladen	71
4.4 Métamorphisme et altération	72
4.4.1 Généralités	72
4.4.2 Assemblages minéralogiques	73
4.4.3 Albite et oligoclase	75
4.4.4 Altération	78
Chlorite	78
Riotite	78
Magnétite	79
4.5 Séquence chronologique, âge relatif de la	80
minéralisation aurifère	
Chapitre 5, Description des gisements	85
5.1 Généralités	85
5.1.1 Répartition des gisements	85
5.1.2 Caractéristiques générales des gisements	88
5.2 Mine Canadian Malartic	91
5.2.1 Localisation	91
5.2.2 Historique	91
5.2.3 Travaux géologiques antérieurs	93
5.2.4 Géologie locale	93
5.2.5 Géologie économique	97
Généralités	97
Aspect et dimensions des zones minéralisées	97
Minerai de grauwacke	97
Veines dans le porphyre non silicifié	98
Relations structurales	99
Porphyre et veines pegmatitiques	103
Minéralogie	106

Minerai de grauwacke	106
Veines de quartz "pegmatitiques" dans le porphyre non silicifié	106
Altération des grauwackes	107
Altération du porphyre	109
Porphyre silicifié	109
Altération rouge	111
Altération pegmatitique	111
Halos d'or	112
5.2.6 Discussion	112
5.3 Mines Sladen Malartic et Barnat	115
5.3.1 Localisation	115
5.3.2 Historique et production	115
5.3.3 Travaux géologiques antérieurs	118
5.3.4 Géologie locale, contexte structural	119
5.3.5 Géologie économique	124
Types de minerai, aspect, dimensions	124
Zone de Sladen, minerai de grauwacke	125
Secteur de Barnat-Sud	127
Secteur de Barnat-Nord	127
Contrôle structural	129
Zone de Sladen	129
Secteur de Barnat-Sud	133
Secteur de Barnat-Nord	134
Minéralogie et altération	134
Minerai de grauwacke	134
Minerai de diorite	135
Minerai de porphyre	137
Altération des roches ultramafiques	138
Apports métasomatiques	140
5.3.6 Discussion	140
5.4 Mine East Malartic	143
5.4.1 Localisation	143
5.4.2 Historique et production	143
5.4.3 Travaux géologiques antérieurs	145
5.4.4 Géologie locale	147
5.4.5 Géologie économique	148
Description des corps minéralisés	148
Contrôle structural	151
Minéralogie de la minéralisation	155
Distribution de l'or	157
Altération	158
Les grauwackes altérés	158
Intrusions felsiques altérées	159
Diorites altérées	160
Komatiites altérées	161
Géochimie	163
5.4.6 Discussion	163
5.5 Mine Malartic Goldfields	167
5.5.1 Localisation	167
5.5.2 Historique et production	167

5.5.3	Travaux géologiques antérieurs	169
5.5.4	Géologie locale.	169
5.5.5	Géologie économique.	170
	Description des corps minéralisés.	172
	Contrôle structural.	173
	Contrôle de la minéralisation.	173
	Contrôle chimique ou lithologique.	176
	Minéralogie.	178
	Altération de la diorite	180
5.5.6	Discussion	181
5.6	Mine Camflo	182
5.6.1	Localisation	182
5.6.2	Historique et production	182
5.6.3	Travaux géologiques antérieurs	185
5.6.4	Géologie locale.	186
5.6.5	Géologie économique.	189
	Généralités.	189
	Minéralisation dans le stock de Camflo	189
	Aspect et distribution du minerai.	189
	Déformation et altération du stock	190
	Minéralogie.	196
	Géochimie.	198
	Minéralisation de failles hors du stock.	200
	Aspect et distribution du minerai.	200
	Structures favorables.	202
	Altération	203
	Minéralogie.	203
	Géochimie.	204
5.6.6	Discussion	206
	Age relatif des minéralisations dans et hors	206
	du stock	
	Séquence chronologique	206
	Contrôles de la minéralisation	208
	Contrôle chimique.	208
	Contrôle structural.	209
	Genèse de la minéralisation.	210
	Comparaisons avec d'autres gisements aurifères	211
	A) Porphyres de Barnat et de East Malartic	211
	B) Mine Lamaque.	211
	C) Gisements de Kirkland Lake.	212
	Conclusions.	213
5.7	Les Mines d'or Malartic Hygrade (Canada) Ltée	215
5.7.1	Localisation	215
5.7.2	Historique	215
5.7.3	Travaux géologiques antérieurs	216
5.7.4	Géologie locale.	217
5.7.5	Géologie économique.	222
	Veines principales	222
	Zone minéralisée no 8.	224
	Situation, dimensions.	224

Contexte lithologique et structural.	225
Structure interne du minerai	227
Minéralogie et altération.	229
Aspects chimiques de l'altération	235
5.7.6 Discussion	235
Comparaison avec d'autres gisements.	235
Contrôle lithologique.	236
Parallélisme et relation d'âge entre veines, dykes et zones de cisaillement	236
Nature de la brèche pyritisée, genèse.	237
5.8 Black Cliff Mines Limited	239
5.8.1 Localisation	239
5.8.2 Historique	239
5.8.3 Travaux géologiques antérieurs	241
5.8.4 Géologie locale.	241
Roches encaissantes.	241
5.8.5 Géologie économique.	243
Description des veines	243
Minéralogie des veines, altération des épontes	244
5.8.6 Discussion	244
5.9 First Canadian, zone Kierens.	246
5.9.1 Localisation	246
5.9.2 Historique	246
5.9.3 Travaux géologiques antérieurs	246
5.9.4 Géologie locale.	247
5.9.5 Géologie économique.	247
Zone de Norbenite.	247
Description des corps minéralisés.	250
Relations structurales	252
Minéralogie.	254
Altération	254
5.9.6 Discussion	255
Chapitre 6. Inclusions fluides.	257
6.1 Introduction.	257
6.2 Techniques analytiques.	258
6.3 Echantillons étudiés.	259
6.4 Veines de quartz dans le minerai de monzonite	261
6.4.1 Types d'inclusions	262
6.4.2 Tf et salinité équivalente	266
6.4.3 Température d'homogénéisation des phases fluides	268
6.4.4 Paramètres des inclusions riches en CO ₂	270
6.4.5 Analyses chimiques	272
6.5 Inclusions localisées à l'extérieur de la zone de minerai dans la monzonite	277
6.5.1 Veines de quartz dans la diorite, le sédiment, et la formation de fer minéralisés	277
6.5.2 Quartz magmatique dans la monzonite.	281
6.6 Interprétation du fluide minéralisateur	286
6.6.1 Salinité et température du fluide.	286
6.6.2 Considérations chimiques	290

6.7 Discussion.	295
6.7.1 Phases riches en CO ₂ et en S	295
6.7.2 Relation entre la minéralisation et	299
l'altération sodique	
6.7.3 Comparaison avec d'autres gisements.	307
6.7.4 Origine des fluides minéralisateurs.	311
6.8 Résumé.	316
Chapitre 7 • Typologie des gisements.	319
7.1 Bref résumé des classifications proposées	319
7.2 Typologie des gisements du secteur de Malartic.	321
Chapitre 8 • Interprétation.	324
8.1 Métallotectes	324
8.1.1 Métallotectes régionaux	324
8.1.2 Métallotectes locaux.	327
8.1.3 Métallotectes microscopiques et géochimiques.	329
8.2 Modèles génétiques.	331
8.2.1 Généralités.	331
8.2.2 Modèle lié à l'évolution pré-cinématique du	332
volcanisme	
8.2.3 Modèle lié à des roches-sources riches en or	334
8.2.4 Modèle de concentrations d'or pré-orogéniques.	336
remobilisées	
8.2.5 Modèle épigénétique à contrôle structural et	339
lithologique	
8.3 Essai comparatif avec les gisements de Val d'Or	341
Similitudes	342
Différences	342
Chapitre 9. Conclusion	344
-Remerciements	346
Bibliographie	348

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	- Localisation géographique de la région de Malartic . .	2
Figure 1.2	- Localisation des gisements aurifères de la région. . . de Malartic	3
Figure 2.1	- Production d'or de la région de Malartic et prix . . . de l'or pour la période 1935-1984	10
Figure 2.2	- Valeur de la production d'or de la région de Malartic. en dollars courants et % Malartic/Québec pour la période 1935-1984	13
Figure 3.1	- Localisation du Bouclier Canadien, de la province. . . Supérieure, de la sous-province de la ceinture Abitibi et la région minière de Malartic	18
Figure 3.2	- Esquisse géologique de la ceinture volcanique de . . . l'Abitibi	21
Figure 3.3	- Cadre géologique des gisements aurifères étudiés . . . dans le secteur de Malartic	24
Figure 4.1	- Distribution des faciès métamorphiques dans la région. de Malartic	76
Figure 5.2.1	- Géologie de la propriété Canadian Malartic	92
Figure 5.2.2	- Mine Canadian Malartic, plan de surface et coupes. . .	94
Figure 5.2.3	- Mine Canadian Malartic, géologie générale des troisième et sixième niveaux	96
Figure 5.2.4	- Schéma montrant les principales structures de la . . . mine Canadian Malartic, à l'est du porphyre felsique occidental	102
Figure 5.2.5	- Coupe NS montrant la relation entre la zone minéralisée principale de Canadian Malartic et les veines "pegmatitiques" dans le porphyre	104
Figure 5.2.6	- Plan du sixième niveau, mine Canadian Malartic, montrant la relation entre les veines pegmatitiques et les couches chloriteuses	105
Figure 5.3.1	- Localisation des principales zones aurifères de la mine. Barnat-Sladen	116
Figure 5.3.2	- Géologie de la propriété Barnat-Sladen	120

Figure 5.3.3	- Section verticale de la faille Sladen près du puits no 1	122
Figure 5.3.4	- Ensemble des principaux caractères structuraux de la mine Barnat-Sladen	123
Figure 5.3.5	- Plan géologique du niveau 350 pieds (107 m) et coupe longitudinale, mine Sladen Malartic.	126
Figure 5.3.6	- Géologie du niveau 46 mètres de la zone Buckshot	128
Figure 5.3.7	- Détail d'une cheminée dioritique minéralisée, mine Barnat (niveau 160 mètres)	130
Figure 5.3.8	- Coupe géologique de la zone aurifère. Porphyre 4 de la zone Barnat	131
Figure 5.3.9	- Distribution des teneurs aurifères dans le porphyre 4, au niveau 330 mètres	132
Figure 5.3.10	- Coupe géologique et plan (niveau 770 mètres) de la zone aurifère du porphyre no 6	139
Figure 5.4.1	- Géologie de la propriété East Malartic	144
Figure 5.4.2	- Mine East Malartic. Géologie et projection des gisements aux niveaux de 275 et 895 mètres	146
Figure 5.4.3	- Mine East Malartic. Plan géologique du niveau 148 mètres	149
Figure 5.4.4	- Section géologique de la mine East Malartic passant par le puits vertical no 3	150
Figure 5.4.5	- Mine East Malartic, niveau de 845 mètres. Teneurs en or supérieures à 3,4 g/t	153
Figure 5.4.6	- Mine East Malartic, carte géologique du niveau 1035 mètres	154
Figure 5.5.1	- Géologie de la propriété Malartic Goldfields	168
Figure 5.5.2	- Minerai dans les parties étroites et lenticulaires des dykes de diorite, mine Malartic Goldfields	171
Figure 5.5.3	- Zones subhorizontales à teneur plus basse dans un dyke de diorite minéralisée, Malartic Goldfields	174
Figure 5.5.4	- Petit pli dans la mine no 2, Malartic Goldfields	177
Figure 5.5.5	- Détail de la minéralisation dans la diorite, Malartic Goldfields	179

Figure 5.6.1	- Situation géographique et cadre géologique des gîtes du secteur nord	183
Figure 5.6.2	- Plans superposés montrant la forme du stock de Camflo à divers niveaux	187
Figure 5.6.3	- Plan du niveau 2 400 (732 m)	188
Figure 5.6.4	- Coupe verticale NS du stock de Camflo	191
Figure 5.6.5	- Coupe longitudinale projetée sur un plan vertical EW	192
Figure 5.6.6	- Histogrammes de la distribution de l'or et du soufre dans le stock de Camflo	195
Figure 5.6.7	- Distribution du soufre dans le stock de Camflo	199
Figure 5.6.8	- Profils géochimiques au travers d'une zone minéralisée: faille "A" dans les schistes pélitiques	205
Figure 5.6.9	- Schéma illustrant la suite possible des événements à la mine Camflo	207
Figure 5.7.1	- Géologie et minéralisation aurifère, partie SE du canton de Malartic	218
Figure 5.7.2	- Détail de la veine no 1, Malartic Hygrade	220
Figure 5.7.3	- Plan géologique au niveau 125 m, Malartic Hygrade	221
Figure 5.7.4	- Coupe verticale de la zone minéralisée no 8, Malartic Hygrade	226
Figure 5.7.5	- Distribution des trois faciès constituant la zone minéralisée no 8, Malartic Hygrade	230
Figure 5.8.1	- Zones de cisaillement avec minéralisation aurifère dans un filon-couche de gabbro au nez et sur le flanc d'un pli, propriété Black Cliff	240
Figure 5.9.1	- Carte géologique des propriétés First Canadian et Norlartic	248
Figure 5.9.2	- Plan géologique du niveau 750 (230 m) de First Canadian	251
Figure 5.9.3	- Coupe verticale de la zone Kierens de First Canadian	253
Figure 6.1	- a) Quartz très fracturé dans une veine avec de courtes traînées d'inclusions fluides et b) quartz magmatique dans la monzonite de la mine Camflo	260

Figure 6.2	- Inclusions fluides aqueuses (H_2O) l + v (a, b_1 et b_2) . . . 263 et inclusions aquacarboniques (H_2O)l + (CO_2)l (b_3) dans des veines de quartz et sulfures
Figure 6.3	- a) Inclusion aquacarbonique (H_2O)l + (CO_2)l + (CO_2)v ₁ . . . 265 (b1) inclusion carbonique (CO_2)l et (b_2, b_3) inclusions aqueuses (H_2O) l + v dans des veines de quartz et sulfures
Figure 6.4	- Températures de fusion de la glace pour les inclusions . 267 fluides aqueuses dans les veines de quartz-pyrite provenant de la monzonite
Figure 6.5	- Salinité des inclusions aqueuses et aquacarboniques. . . 267 dans les veines de quartz-pyrite du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.6	- Températures de fusion de l'hydrate pour les 269 inclusions aquacarboniques dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.7	- Températures d'homogénéisation des inclusions. 269 aqueuses dans les veines de quartz-pyrite du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.8	- Températures d'homogénéisation des phases H_2O-CO_2 271 des inclusions aquacarboniques dans les veines de quartz-pyrite du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.9	- Températures de fusion de la phase CO_2 dans les. 271 inclusions carboniques et aquacarboniques dans les veines de quartz-pyrite du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.10	- Températures d'homogénéisation de la phase CO_2 dans. . . 273 les inclusions carboniques et aquacarboniques des veines de quartz-pyrite du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.11	- Quantités relatives de Na, K, Ca et Ba par rapport . . . 274 au total des alcalis dans les inclusions fluides des veines de quartz de la cheminée de monzonite
Figure 6.12	- Quantités relatives de Mn, Fe, Mg et Al par rapport. . . 275 au total des alcalis dans les inclusions fluides des veines de quartz du minerai de la cheminée de monzonite
Figure 6.13	- Quantités relatives de S et de Cl par rapport au 276 total des alcalis dans les inclusions fluides des veines de quartz du minerai de la cheminée de monzonite

Figure 6.14	- Températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses . 279 dans les veines de quartz-pyrite de la diorite, le sédiment et la formation de fer minéralisés
Figure 6.15	- Température de fusion des inclusions aqueuses. 279 dans les veines de quartz-pyrite de la diorite, du sédiment et de la formation de fer
Figure 6.16	- Salinité des inclusions fluides des veines de quartz . . 280 de la diorite pyritisée, du sédiment et de la formation de fer
Figure 6.17	- Températures de fusion de la phase CO ₂ dans les. 280 inclusions carboniques et aquacarboniques des veines de quartz-pyrite de la diorite et de la formation de fer
Figure 6.18	- Quantités relatives de Na, K, Ca, Mg, Mn et Fe 282 par rapport au total des alcalis dans les inclusions fluides des veines dans la diorite et la formation de fer
Figure 6.19	- Quantités relatives de Cl et de S par rapport au 283 total des alcalis dans les inclusions fluides des veines dans la diorite et la formation de fer
Figure 6.20	- Températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses . 284 dans le quartz magmatique de la monzonite
Figure 6.21	- Températures de fusion des inclusions aqueuses 284 dans le quartz magmatique de la monzonite
Figure 6.22	- Salinité des inclusions aqueuses et aquacarboniques. . . 285 dans le quartz magmatique de la monzonite
Figure 6.23	- Températures d'homogénéisation des inclusions. 285 aquacarboniques dans le quartz magmatique de la monzonite
Figure 6.24	- Températures de fusion de la phase CO ₂ dans les. 287 inclusions fluides carboniques et aquacarboniques du quartz magmatique de la monzonite
Figure 6.25	- Salinité et température d'homogénéisation des. 289 inclusions aqueuses et aquacarboniques dans les veines de quartz-pyrite du minerai de la cheminée monzonitique
Figure 6.26	- Salinité et température d'homogénéisation des inclusions 291 aqueuses et aquacarboniques dans les veines de quartz- pyrite de la diorite, du sédiment et de la formation de fer

Figure 6.27	- Salinité et température d'homogénéisation des inclusions primaires aqueuses et aquacarboniques dans le quartz magmatique de la monzonite	292
Figure 6.28	- Variation des rapports $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ et $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K})$	294
	pour les inclusions fluides des veines de quartz-pyrite de la zone de minerai de la cheminée monzonitique	
Figure 6.29	- Variation des rapports $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K})$ et $\text{S}/(\text{Na} + \text{K})$	296
	des inclusions fluides des veines de quartz-pyrite de la zone de minerai de la cheminée monzonitique	
Figure 6.30	- Variation de l'or en fonction du rapport	300
	$\text{S}/(\text{S} + \text{CO}_2)$ dans la cheminée monzonitique	
Figure 6.31	- Variation du CaO et du CO_2 dans la cheminée monzonitique	301
Figure 6.32	- Quantité relative de Na_2O par rapport au total	303
	dés alcalis dans la cheminée monzonitique	
Figure 6.33	- Diagramme $\text{S}/(\text{S} + \text{CO}_2)$ versus $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	305
	dans la cheminée monzonitique	
Figure 6.34	- Variation de l'or en fonction du rapport $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ dans la cheminée monzonitique	306
Figure 6.35	- Diagramme salinité versus température d'homogénéisation, pour les gisements aurifères de la région de Val d'Or - Cadillac	308
Figure 6.36	- Diagramme $\text{S}/(\text{Na} + \text{K})$ versus $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K})$ pour les gisements aurifères de la région de Val d'Or - Cadillac	310
Figure 6.37	- Variation de la salinité en fonction du rapport $\text{Cl}/(\text{Cl} + \text{S})$ pour les gisements aurifères de la région de Val d'Or - Cadillac	312

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	- Production des gisements d'or de la région de Malartic	5
Tableau 1.2	- Données et matériaux d'étude utilisés lors de la rédaction des rapports sur chaque mine	8
Tableau 2.1	- Production d'or de la région de Malartic 1935-84 par mine et par année	12
Tableau 3.1	- Evolution de la nomenclature des différentes unités lithologiques de la région de Malartic	23
Tableau 3.2	- Colonne stratigraphique de la région de Malartic	29
Tableau 4.1	- Composition chimique des roches volcaniques	40
Tableau 4.2	- Tableau des formations près des propriétés Camflo et Malartic Hygrade	46
Tableau 4.3	- Composition chimique des roches intrusives tholéitiques	54
Tableau 4.4	- Composition chimique des roches intrusives calco-alcalines	61
Tableau 5.1	- Répartition des gisements	86
Tableau 5.2.1	- Orientation des éléments structuraux à la mine Canadian Malartic	100
Tableau 5.2.2	- Analyses chimiques des grauwackes et du porphyre felsique de la mine Canadian Malartic	110
Tableau 5.6.1	- Minéralogie du minerai dans le stock de Camflo	197
Tableau 5.7.1	- Données sur les zones minéralisées de Malartic Hygrade	223
Tableau 5.7.2	- Coupe lithologique généralisée, zone Malartic Hygrade no 8	231
Tableau 5.7.3	- Minéralogie, zone minéralisée no 8, Malartic Hygrade	232
Tableau 6.1	- Quantités relatives des éléments dans les inclusions fluides de la mine Camflo, d'après les analyses à la microsonde	297
Tableau 6.2	- Résumé des caractéristiques thermométriques et chimiques des inclusions fluides aqueuses de la mine Camflo	317

Tableau 7.1	- Typologie et caractéristiques des gisements d'or de	323
	Malartic	

LISTE DES PHOTOS

Photo 5.7.1	- Brèche pyritisée et veine de quartz avec inclusions . . .	228
	angulaires de brèche pyritisée, zone no 8, Malartic	
	Hygrade	
Photo 5.9.1	- Veine de quartz à haute teneur d'or (veine no 1)	228
	First Canadian	

CHAPITRE 1

I N T R O D U C T I O N

1.1 LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

La région minière de Malartic est située en Abitibi, dans le moyen nord-ouest de la province de Québec. La ville de Malartic, qui est sise au coeur de la région minière du même nom, se localise à environ 80 kilomètres à l'est de Rouyn-Noranda et 30 kilomètres à l'ouest de Val d'Or, qui sont les deux plus importantes villes de l'Abitibi québécois.

La région de Malartic est facilement accessible par le réseau routier provincial. Elle est entre autres reliée à Montréal, à une distance routière d'environ 560 kilomètres au SE, par la route 117 et l'autoroute 15 (figure 1.1). A partir de Malartic, de nombreux chemins d'exploitations minières et forestières permettent un accès relativement facile à l'ensemble du territoire. La ligne de chemin de fer du Canadien National entre Senneterre et Rouyn-Noranda traverse également la région d'est en ouest (figure 1.2). De plus, des aéroports à Rouyn-Noranda et à Val d'Or permettent également un accès facile à la région par voie aérienne.

La région minière de Malartic, telle que définie dans ce rapport, couvre une superficie d'environ 12 kilomètres (E-W) par 7 kilomètres (N-S), et ses limites sont les suivantes (figure 1.2):

à l'est: la limite entre les feuillets SNRC 32D et 32C;

à l'ouest: une ligne N-S située environ 2 kilomètres à l'ouest de la ville de Malartic;

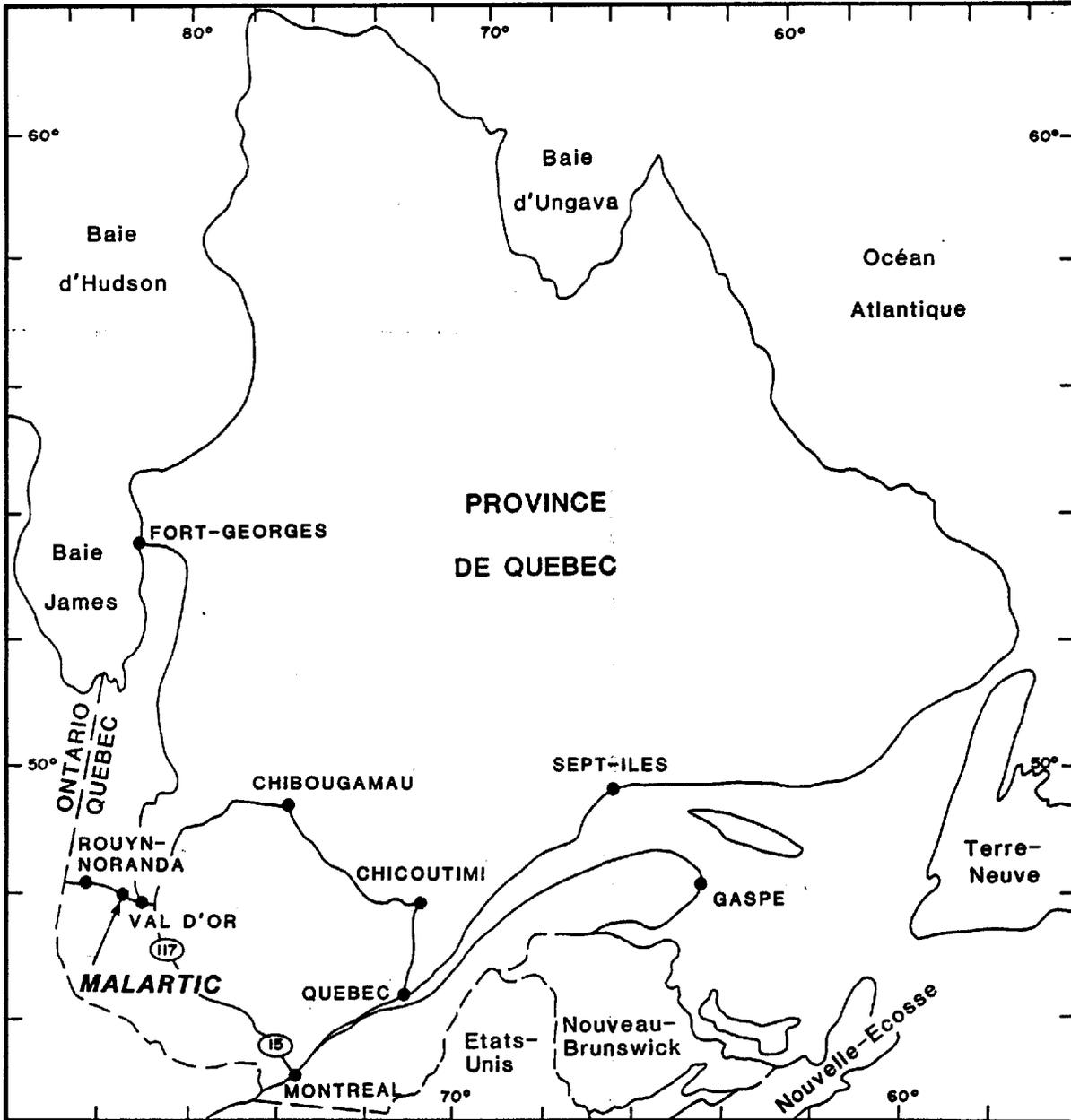


Figure 1.1 – Localisation géographique de la région de Malartic.

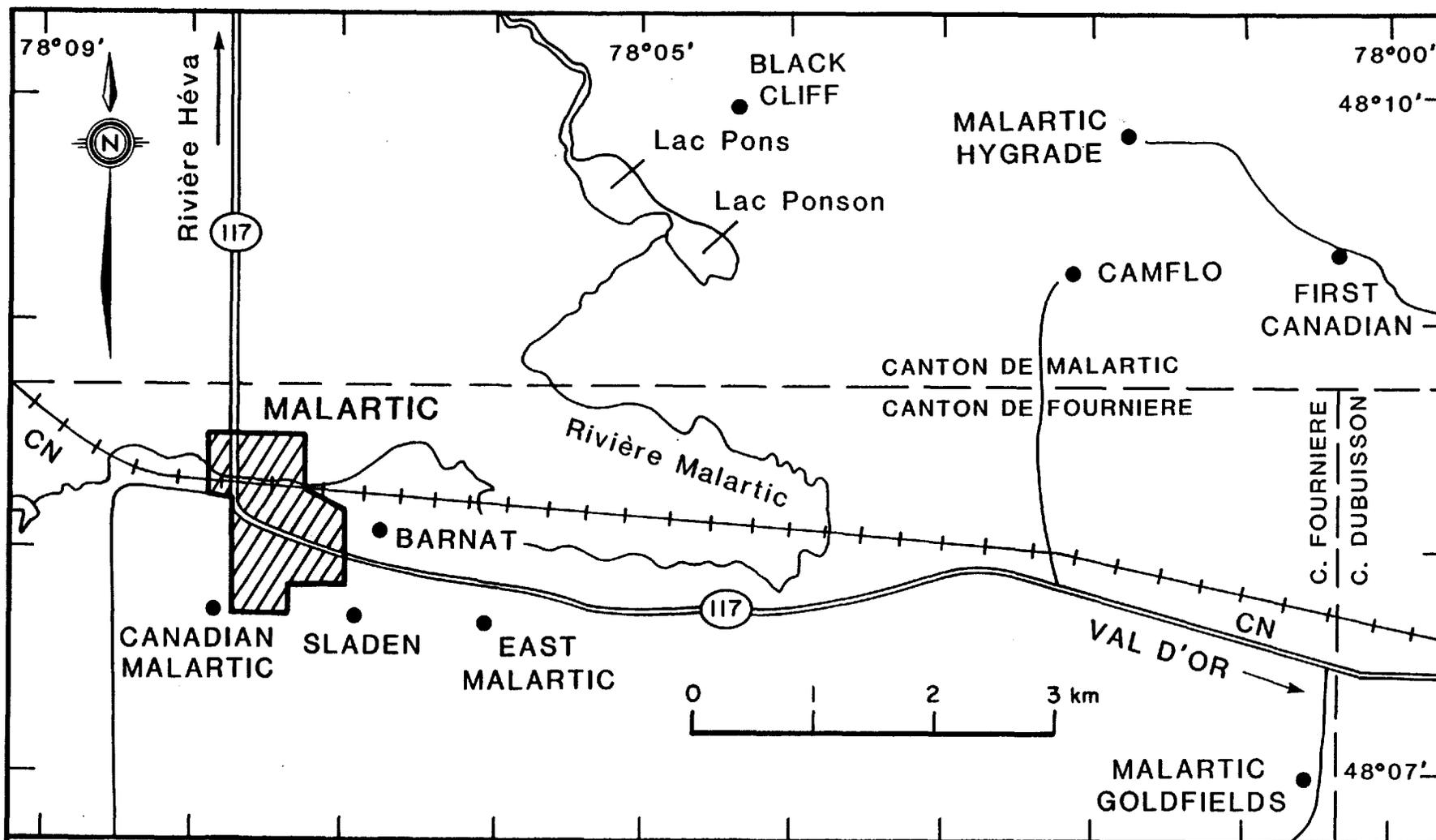


Figure 1.2 - Localisation des gisements aurifères de la région de Malartic (d'après la carte SNRC 32D/1).

au nord: une ligne E-W située environ 4 kilomètres au nord de la ville de Malartic;

au sud: une ligne E-W située environ 3 kilomètres au sud de la ville de Malartic.

1.2 OBJECTIFS DE L'ETUDE

La région minière de Malartic compte six mines ayant produit plus d'une tonne métrique d'or métal au cours de leur exploitation. Ces mines sont énumérées au tableau 1.1 et localisées sur la figure 1.2.

Au cours de l'année 1987, chacun de ces gisements a fait l'objet d'un rapport individuel décrivant sa géologie. Ces rapports ont été publiés dans la série MB (manuscrits bruts) du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. Au moment de la rédaction de cette synthèse, cinq de ces rapports étaient déjà publiés: Trudel et Sansfaçon, 1987 sur la mine East Malartic; Grant et al., 1987 sur la mine Canadian Malartic; Sansfaçon et al., 1987 sur la mine Barnat-Sladen; Sauvé et Makila, 1987 sur la mine Camflo et Sauvé, 1987 sur la propriété Malartic Hygrade. Le rapport de Sansfaçon et Trudel sur la mine Malartic Goldfields devrait être publié au début de 1988. A cette liste de mines productrices, nous avons ajouté dans ce rapport la description de deux gisements qui devraient entrer en production dans un avenir rapproché, soit Black Cliff et First Canadian.

A partir des données individuelles sur chaque gisement, le but de ce rapport est de présenter une synthèse géologique et métallogénique des mines d'or de la région de Malartic. De façon plus précise, les objectifs de la présente étude peuvent être énoncés comme suit:

TABLEAU 1.1 - Production des gisements d'or de la région de Malartic
(au 31 décembre 1985)

Mine	Période productive	Production cumulée (t Au)
East Malartic	1938-81	88,71
Malartic Goldfields	1939-65	52,95
Camflo	1965 - encore en production	46,04
Barnat-Sladen	1938-70; 1979-81	38,70
Canadian Malartic	1935-65	37,22
Malartic Hygrade	1980 - encore en production	5,01
	Total:	<u>268,63</u>

- réunir les données nécessaires à la bonne compréhension, à l'analyse et à la synthèse des principales mines d'or de la région dans leur contexte géologique;
- dégager les métallotectes susceptibles de favoriser la prospection minière pour l'or dans la région de Malartic.

1.3 METHODOLOGIE

Cette synthèse est basée sur:

- 1°) une recherche documentaire exhaustive des données publiées sur chaque gisement (rapports des gouvernements fédéral et provincial, travaux statutaires déposés par les compagnies minières, publications dans les revues scientifiques, mémoires et thèses universitaires, plans de niveaux et sections des mines, journaux de sondage , etc.);
- 2°) la compilation et la synthèse des données existantes;
- 3°) une évaluation des paramètres des gisements pour lesquels l'information est déficiente. Afin de combler ces lacunes, tous les affleurements situés à proximité des gisements ont été visités afin de situer le cadre lithologique, stratigraphique et structural dans lequel se situent les gites;
- 4°) une visite souterraine des mines a également été effectuée dans les cas où celle-ci était possible. Dans la région de Malartic, seule la mine Camflo est encore en opération (et son prolongement sur les terrains de la compagnie Malartic Hygrade). Pierre Sauvé a visité cette mine pendant une semaine en novembre 1986. Il a également visité les travaux souterrains sur la propriété First Canadian et la zone 8 de Malartic Hygrade. Les autres gisements de la région sont

inactifs depuis plusieurs années et les travaux souterrains sont présentement inaccessibles;

5°) des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques complémentaires visant à combler les lacunes existant dans la description de chaque gisement. Les échantillons servant à ces études ont été prélevés lors des visites de surface et sous terre, complétées par l'échantillonnage de quelques forages représentatifs et des terrils dans le cas des mines inactives;

6°) des études spécifiques dans le but de préciser la nature et les caractéristiques physico-chimiques des fluides minéralisateurs. Pour les gisements examinés, ces travaux se limitent à l'étude des inclusions fluides dans les veines minéralisées de la mine Camflo. Ce gisement a été choisi parce qu'il est le seul gîte en exploitation qui soit accessible sous terre et qui permette ainsi d'avoir un bon contrôle du contexte géologique des échantillons prélevés pour analyse.

Le tableau 1.2 donne le nombre de lames minces, d'analyses chimiques et d'échantillons pour étude des inclusions fluides qui ont servi à la description et à la caractérisation de chaque gisement. Les analyses chimiques de même que la description des lames minces étudiées ont été présentées dans les rapports individuels sur chaque gisement, et ne sont pas répétées dans cette synthèse. Le lecteur intéressé par ces données est prié de se référer aux rapports déjà publiés sur les différentes mines. Dans ce travail, seules quelques analyses-types seront présentées lorsque nécessaire pour établir des comparaisons ou pour illustrer un phénomène particulier.

TABLEAU 1.2 - Données et matériaux d'étude utilisés lors de la rédaction des rapports sur chaque mine

Mine	Lames minces et lames minces polies	Analyses chimiques	Echantillons pour étude des inclusions fluides
East Malartic	29	42	0
Malartic Goldfields	22	6	0
Camflo	54	14*	11
Barnat-Sladen	31	0	0
Canadian Malartic	18	5	0
Malartic Hygrade	140	15	0
	-----	-----	-----
Total:	294	82	11

*Environ 150 analyses chimiques supplémentaires des roches de la mine Camflo sont présentées dans le mémoire de maîtrise de Chainey (1983).

CHAPITRE 2

IMPORTANCE DE LA PRODUCTION AURIFERE DU SECTEUR DE MALARTIC

2.1 HISTORIQUE ET IMPORTANCE DE LA PRODUCTION

Ce fut la construction du chemin de fer du Canadien National entre 1910 et 1915 qui permit le développement de l'Abitibi, et qui amena les premiers prospecteurs à la recherche de gisements semblables à ceux déjà découverts en Ontario (entre autres, les mines Hollinger, McIntyre et Dome qui avaient commencé leur production dans la région de Porcupine). Au début des années 1920, la découverte d'indices minéralisés de bon augure (dont le gisement Horne) amena un accroissement des activités de prospection dans la région de Rouyn-Noranda. Par la suite, des découvertes successives plus à l'est étendirent progressivement l'intérêt à l'ensemble de l'Abitibi québécois.

La première découverte d'or dans la région de Malartic fut effectuée en 1923 sur la zone de Malartic Gold Mines, qui devait devenir plus tard la mine Canadian Malartic. Celle-ci fut la première mine à entrer en production dans le secteur de Malartic, en 1935. Elle fut suivie peu de temps après par les mines Barnat-Sladen et East Malartic (en 1938) et Malartic Goldfields (en 1939). La découverte de Camflo est beaucoup plus récente (mise en production en 1965), tandis que l'exploitation conjointe avec Malartic Hygrade n'a débuté qu'en 1981.

La production d'or du district de Malartic a débuté modestement en 1935, puis s'est accrue progressivement jusqu'en 1955-58 où elle a atteint un maximum (figure 2.1). Au cours de la période 1935-58, elle n'a

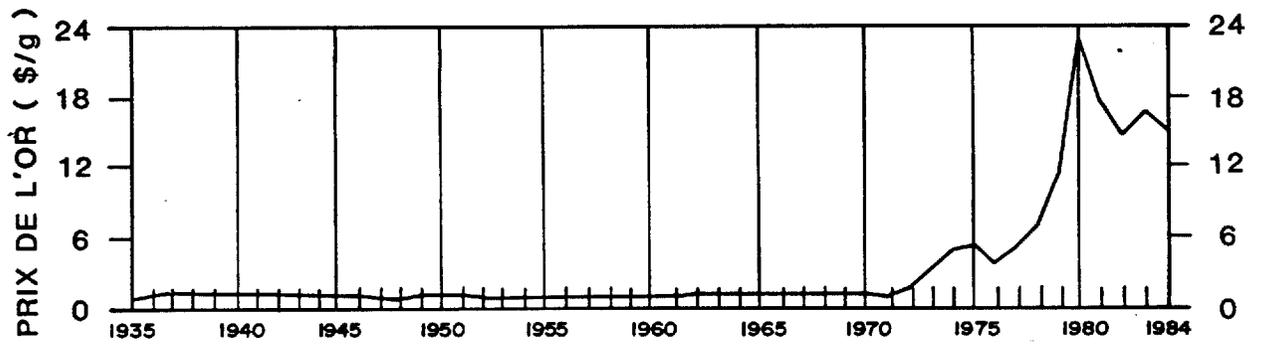
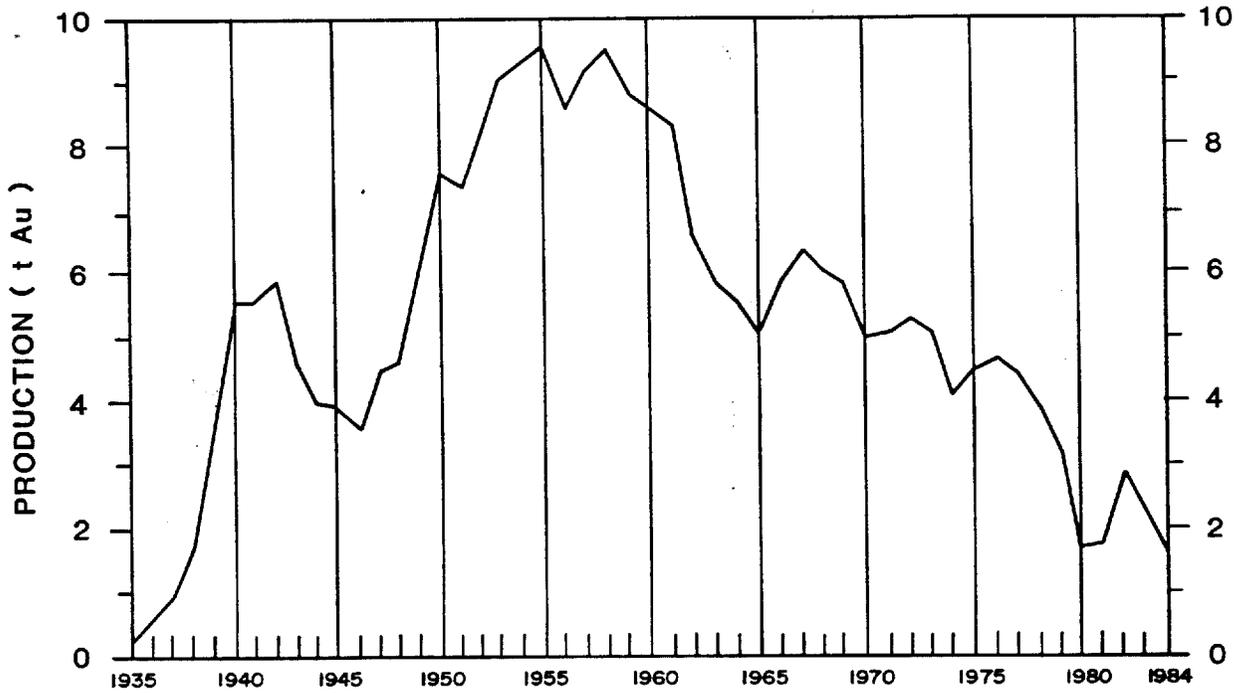


Figure 2.1 - Production d'or de la région de Malartic et prix de l'or pour la période 1935-1984.

connu qu'un seul fléchissement important, soit durant les années 1943 à 1946, à cause de la pénurie de main-d'oeuvre engendrée par la guerre.

La production maximum des années 1955-58 correspondit au moment où les quatre mines Canadian Malartic, Barnat-Sladen, East Malartic et Malartic Goldfields fonctionnaient à leur pleine capacité. Depuis ce temps, la production d'or du district de Malartic a subi une baisse continue, et elle est actuellement revenue au bas niveau de 1938, alors que le camp minier de Malartic en était à ses tous débuts (figure 2.1).

Au point de vue de son importance relative, la région de Malartic avec sa production totale de 262,2 tonnes d'or (tableau 2.1) occupe le deuxième rang au Québec derrière le district de Val d'Or (342,3 t) et devant ceux de Rouyn-Noranda (136,7 t) et de Cadillac (38,8 t). Ces données sont tirées de Bertoni (1983) et couvrent la période de 1928 à 1981. Il faut cependant préciser que ces statistiques ne concernent que les gisements où l'or est le produit principal. Si l'on incluait la production d'or des gisements polymétalliques, la région de Rouyn-Noranda serait largement en tête, en particulier grâce à la mine Horne qui fut le plus important producteur d'or individuel au Québec. Il faut également mentionner que depuis la compilation de ces données, la production d'or du district de Cadillac s'est fortement accrue grâce à la contribution des mines Doyon et Bousquet qui sont présentement les deux plus importants producteurs d'or au Québec.

A son plus haut niveau (1955-58) la production d'or du district de Malartic représentait de 25 à 30% de la production totale du Québec (figure 2.2). Elle a atteint un maximum de près de 40% en 1973, mais ce fut plutôt à cause d'une faible production dans l'ensemble du Québec que

TABLEAU 2.1 Production d'or de la région de Malartic 1935-84
par mine et par année (en kg)

ANNEE	CANADIAN MALARTIC	BARNAT- SLADEN	EAST MALARTIC	MALARTIC GOLDFIELDS	CAMFLD	MALARTIC HYGRADE	TOTAL
1935	247,3	----	----	----	----	----	247,3
1936	620,2	----	----	----	----	----	620,2
1937	926,7	----	----	----	----	----	926,7
1938	999,2	526,5	173,2	----	----	----	1698,9
1939	927,6	555,4	2133,6	36,9	----	----	3653,5
1940	925,9	771,3	2785,5	1091,2	----	----	5573,9
1941	1046,5	692,6	2386,1	1414,7	----	----	5539,9
1942	1156,1	921,9	2155,2	1605,3	----	----	5838,5
1943	1004,2	663,9	1535,2	1390,0	----	----	4593,3
1944	1123,5	619,1	1203,1	1093,3	----	----	4039,0
1945	1131,0	584,1	1214,1	1009,8	----	----	3939,0
1946	958,3	401,5	1168,0	1021,0	----	----	3548,8
1947	1223,2	688,9	1217,0	1320,4	----	----	4449,5
1948	1020,4	493,8	1266,3	1854,2	----	----	4634,7
1949	1232,0	582,4	1599,5	2798,7	----	----	6212,6
1950	1360,4	735,3	2113,7	3328,2	----	----	7537,6
1951	1212,8	847,7	2127,2	3132,8	----	----	7320,5
1952	1164,7	1261,2	2329,5	3531,9	----	----	8287,3
1953	1356,7	1878,3	2424,2	3407,0	----	----	9066,2
1954	1423,2	1701,7	2605,7	3639,4	----	----	9370,0
1955	1457,0	1729,4	2851,3	3559,6	----	----	9597,3
1956	1303,2	1363,5	2776,4	3086,3	----	----	8529,4
1957	1497,9	1261,9	3366,7	3034,3	----	----	9160,8
1958	1525,7	1345,5	3368,7	3281,1	----	----	9521,0
1959	1280,7	1189,6	3456,7	2980,3	----	----	8907,3
1960	1260,8	2055,3	3337,2	1967,0	----	----	8620,3
1961	1248,9	2214,0	3337,5	1479,1	----	----	8279,5
1962	925,3	2243,9	2739,4	690,6	----	----	6599,2
1963	854,4	1938,0	2316,5	684,9	----	----	5793,8
1964	987,1	1951,8	2190,2	418,5	----	----	5547,6
1965	87,1	1654,8	2065,4	136,9	1088,7	----	5032,9
1966	----	1539,7	2046,7	----	2339,1	----	5925,5
1967	----	1294,0	1950,3	----	3101,2	----	6345,5
1968	----	1023,4	2183,6	----	2830,6	----	6037,6
1969	----	846,1	2345,3	----	2671,9	----	5863,3
1970	----	236,4	1878,7	----	2815,0	----	4930,1
1971	----	----	2231,8	----	2835,8	----	5067,6
1972	----	----	2149,4	----	3091,8	----	5241,2
1973	----	----	1977,0	----	3049,5	----	5026,5
1974	----	----	1531,9	----	2537,8	----	4069,7
1975	----	----	1721,2	----	2754,9	----	4476,1
1976	----	----	1791,3	----	2814,0	----	4605,3
1977	----	----	1738,4	----	2716,0	----	4454,4
1978	----	----	1529,0	----	2367,0	----	3896,0
1979	----	----	1016,5	----	2197,2	----	3213,7
1980	----	----	141,7	----	1570,2	----	1711,9
1981	----	----	178,7	----	1251,5	353,9	1784,1
1982	----	----	----	----	1459,6	1423,7	2883,3
1983	----	----	----	----	877,0	1456,5	2333,5
1984	----	----	----	----	796,7	893,1	1689,8
TOTAL	33 488,0	37 812,9	88 654,6	52 993,4	45 165,5	4 127,2	262 241,6

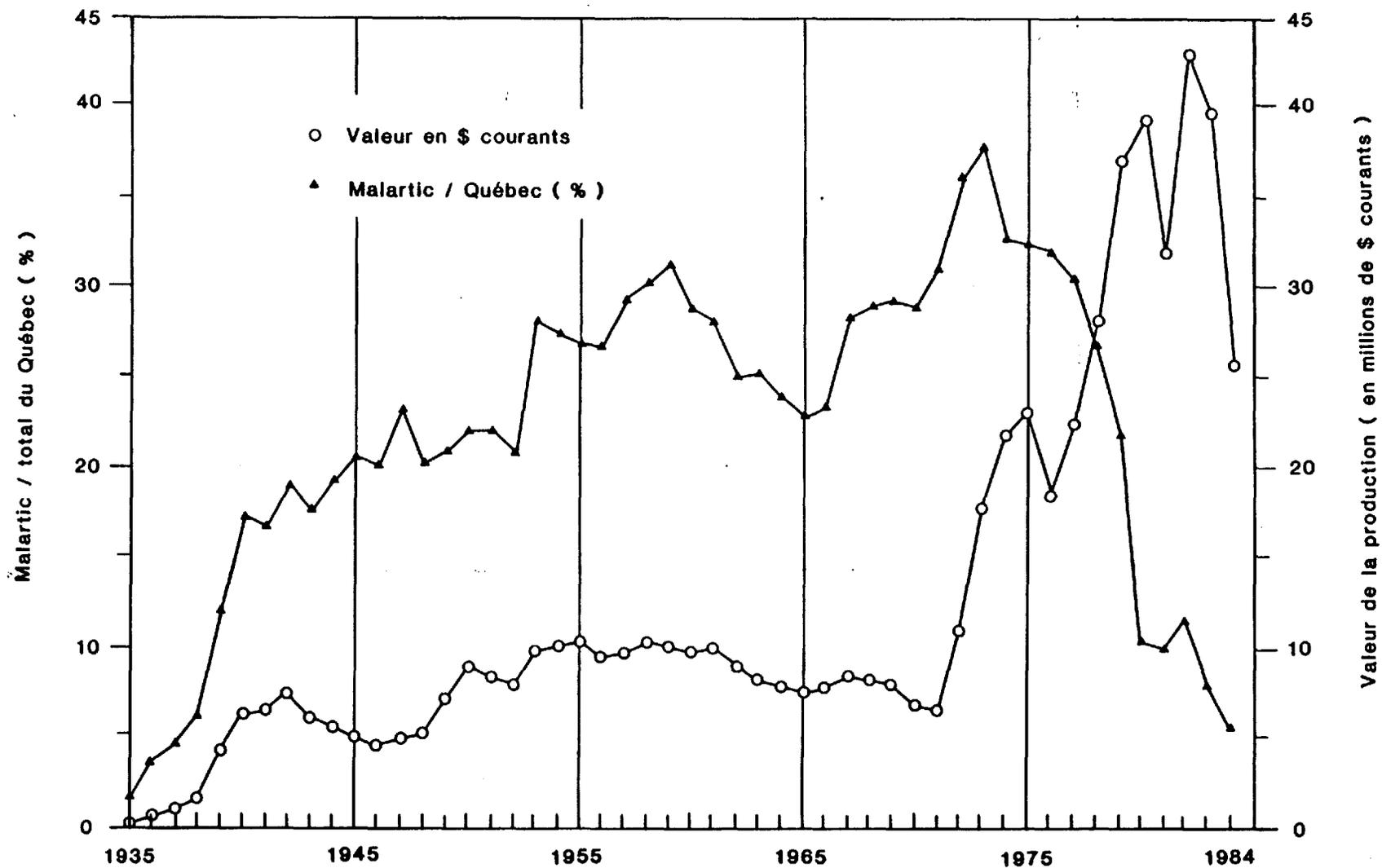


Figure 2.2 - Valeur de la production d'or de la région de Malartic en dollars courants et % Malartic/Québec pour la période 1935-1984.

d'une production plus importante dans la région de Malartic (figures 2.1 et 2.2).

Malgré l'importance de sa production, le secteur de Malartic n'a jamais été synonyme de région minière prospère et n'a pas reçu la reconnaissance qui lui revenait. Ce phénomène tient sans doute au fait qu'au cours de sa période de production maximale, le prix de l'or était à un niveau très bas (35\$ canadiens l'once Troy ou 1,16\$ le gramme). Il est de plus ironique de constater que la production d'or de la région de Malartic a atteint un minimum en 1980, alors même que le cours de l'or était à son plus haut niveau historique (figure 2.1).

De plus, comparativement à l'ensemble de l'Abitibi, la teneur des gisements du secteur de Malartic était plutôt basse. Toutefois, le gisement de Canadian Malartic fut très profitable malgré une basse teneur en or. Ce phénomène est dû au faible coût d'extraction résultant de la qualité des murs qui permettait l'exploitation de chantiers de grandes dimensions. La mine Camflo est également un excellent gisement de taille moyenne, dont les coûts d'extraction sont parmi les plus bas au Canada. Les mines East Malartic et Malartic Goldfields étaient des mines importantes par leur taille et la teneur de leur minerai, mais elles étaient coûteuses à exploiter à cause de la mauvaise qualité des murs.

A titre de comparaison, mentionnons que la découverte récente du canton Casa-Berardi (gisements Golden Pond ouest, principal et est: réserves totales d'environ 9,05 millions de tonnes à 7,5 g/t Au, Northern Miner, 23 février 1987) ne contient que 68 t Au dans l'état actuel des travaux d'exploration. Il ne fait donc aucun doute que si les gisements de Malartic étaient découverts dans le présent contexte économique, leur

importance serait tout à fait exceptionnelle. Elle n'atteindrait cependant pas celle du nouveau camp minier de Hemlo (Ontario) dont les réserves totales sont estimés à environ 570 t Au (69,3 millions de tonnes à 8,2 g/t Au; Patterson, 1984).

2.2 SITUATION ACTUELLE ET PERSPECTIVES D'AVENIR

Avec une seule mine de moyenne importance encore en production (la mine Camflo), la région de Malartic ne pèse présentement pas lourd dans la production québécoise d'or. En 1986, la production de la mine Camflo fut de 0,99 t Au, soit 3,4% de la production totale du Québec (29,5 t). Rappelons que pour cette même année 1986, le Québec (avec 34% de la production) occupait le deuxième rang au Canada derrière l'Ontario (37%). La production mondiale d'or était de 1 580,1 tonnes et le Canada (5,5% de ce total) occupait le quatrième rang derrière l'Afrique du Sud, l'URSS et les Etats-Unis en ordre décroissant.

En ce qui concerne les perspectives d'avenir, il est peu probable que la région de Malartic redevienne à court terme un important producteur d'or. Les réserves présentement prouvées à la mine Camflo devraient permettre de continuer la production pendant encore sept ou huit ans au taux d'exploitation actuel (Sauvé et Makila, 1987). Les trois seuls autres gisements qui pourraient être mis en production dans un avenir rapproché sont tous de petites dimensions: Malartic Hygrade, zone B ou Orion (205 000 tonnes à 8 g/t Au; Sauvé, 1987), Black Cliff (130 000 tonnes à 8,23 g/t Au; Sauvé, 1987) et First Canadian, zone Kierens (630 000 tonnes à 6,9 g/t Au; Les Affaires, 17 novembre 1987). Donc, même si ces gisements étaient mis en production au cours des

prochaines années, ils ne pourraient replacer la région de Malartic au rang qu'elle a déjà occupé comme producteur d'or.

A plus long terme cependant, la région possède encore un très bon potentiel aurifère. La compagnie Minerais Lac, qui possède la plus grande partie des terrains entourant la ville de Malartic, travaille depuis plusieurs années à établir un nouveau modèle structural pour la région. Ce modèle ouvre plusieurs nouvelles possibilités, et des résultats très intéressants obtenus récemment (R. Sansfaçon, communication personnelle) laissent entrevoir d'excellentes perspectives. Il n'est donc pas exclus qu'à moyen terme, le secteur de Malartic puisse reprendre sa place parmi les principales régions productrices d'or au Québec.

CHAPITRE 3

GEOLOGIE REGIONALE

3.1 GENERALITES

La région minière de Malartic fait partie 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; figure 3.1). 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 volcano-sédimentaire est recoupé par de nombreuses intrusions dont la composition est majoritairement granitique, et qui peuvent être pré-, syn- ou postcinématiques.

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

Les datations radiométriques indiquent un âge de 2 720 M.A. ou plus pour les roches volcaniques composant la partie nord de la ceinture Abitibi et 2 700 à 2 710 M.A. pour celles situées dans la partie sud (Ludden et al., 1986). Gariépy (1984) a reconnu que les intrusions pré-cinématiques de la ceinture Abitibi appartiennent à une suite pauvre en potassium (tonalite à granite sodique), tandis que les intrusions post-cinématiques appartiennent à une suite riche en potassium

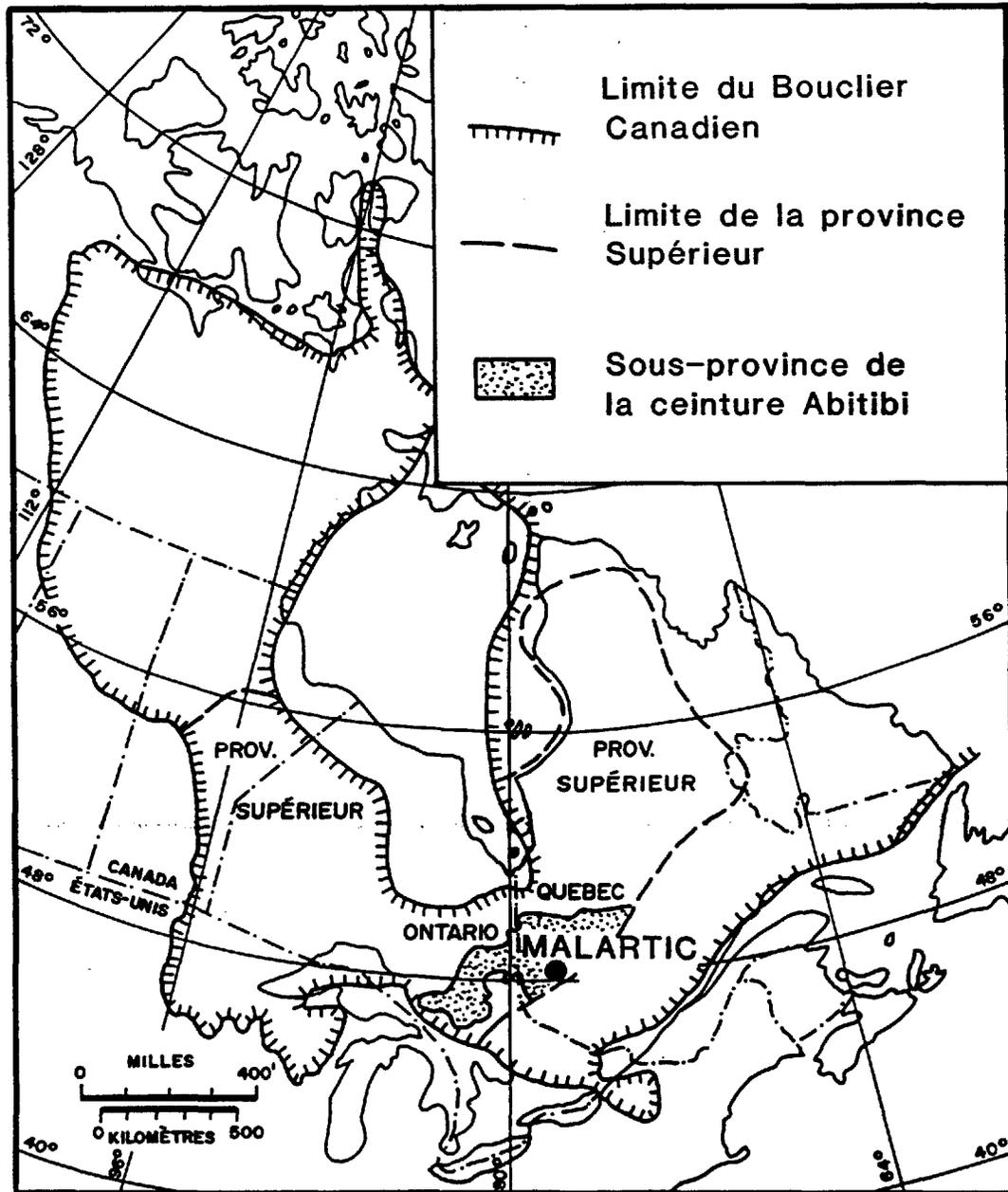


Figure 3.1 – Localisation du Bouclier Canadien, de la province Supérieur, de la sous-province de la ceinture Abitibi et de la région minière de Malartic (d'après Stockwell, 1970).

(granodiorite à granite sensu stricto). Des datations par la méthode U-Pb sur des zircons et par celle des isochrones Pb/Pb sur des feldspaths potassiques donnent des âges de 2 710 à 2 695 M.A. pour les plutons post-cinématiques du lac Dufault, de Preissac et trois autres plutons dans la région de Chibougamau (Gariépy et al., 1984). Les plutons pré-cinématiques sont évidemment plus anciens, mais leur datation est rendue difficile parce qu'ils ont été déformés et altérés, et qu'ils contiennent peu ou pas de feldspath potassique permettant d'utiliser la méthode des isochrones Pb/Pb. D'autre part, Gates et Hurley (1973) donnent un âge de $2\,147 \pm 68$ M.A. pour les dykes de diabase protérozoïque, basé sur la méthode K-Ar.

Les roches de la ceinture Abitibi ont été plissées et métamorphisées au cours de l'orogénèse Kénoréenne. Le degré de métamorphisme régional se situe généralement au faciès des schistes verts, bien que certains secteurs montrent un métamorphisme plus faible au faciès prehnite-pumpellyite (Dimroth et al., 1983b; Gélinas et al., 1984; Imreh, 1984). Le degré de métamorphisme peut toutefois atteindre le faciès amphibolite en bordure des masses intrusives importantes, ou dans le coeur de certaines structures périclinales.

Les roches de la ceinture Abitibi 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). Une compression régionale nord-sud, correspondant à la deuxième phase majeure de déformation, est responsable de l'orientation générale est-ouest des bandes alternées de roches volcaniques et sédimentaires composant la ceinture Abitibi (figure

3.2).

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 minière de Malartic, constitue l'un des exemples-types. Ces zones de cisaillement montrent une extension latérale de plusieurs dizaines (et parfois des centaines) de kilomètres. Elles découpent l'ensemble de la ceinture Abitibi en une série de blocs montrant la forme de losanges écrasés (Hubert et al., 1984; Ludden et al., 1986). Le coulissage le long de ces zones de cisaillement peut être important et amener en juxtaposition des blocs lithologiquement et stratigraphiquement indépendants, d'où la difficulté d'établir des corrélations de part et d'autre de ces failles majeures.

Le lecteur intéressé peut trouver de bonnes synthèses sur la géologie de l'ensemble de la ceinture Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970; Ludden et al., 1986; Ludden et Hubert, 1986) et de sa partie méridionale en particulier (Dimroth et al., 1982, 1983a, b; Imreh, 1984).

3.2. TRAVAUX ANTERIEURS

Gunning (1937) fut le premier à reconnaître que la région de Cadillac, juste à l'ouest de Malartic, pouvait être géologiquement subdivisée en six bandes alternées de roches volcaniques et sédimentaires. Afin de faciliter leur description, il proposa les noms suivants pour ces diverses unités lithologiques, du sud vers le nord: les sédiments de Fournière, la ceinture de Cadillac (composée essentiellement de roches volcaniques), les sédiments de Cadillac, les volcanites de Blake River, les sédiments de Kewagama et les volcanites de

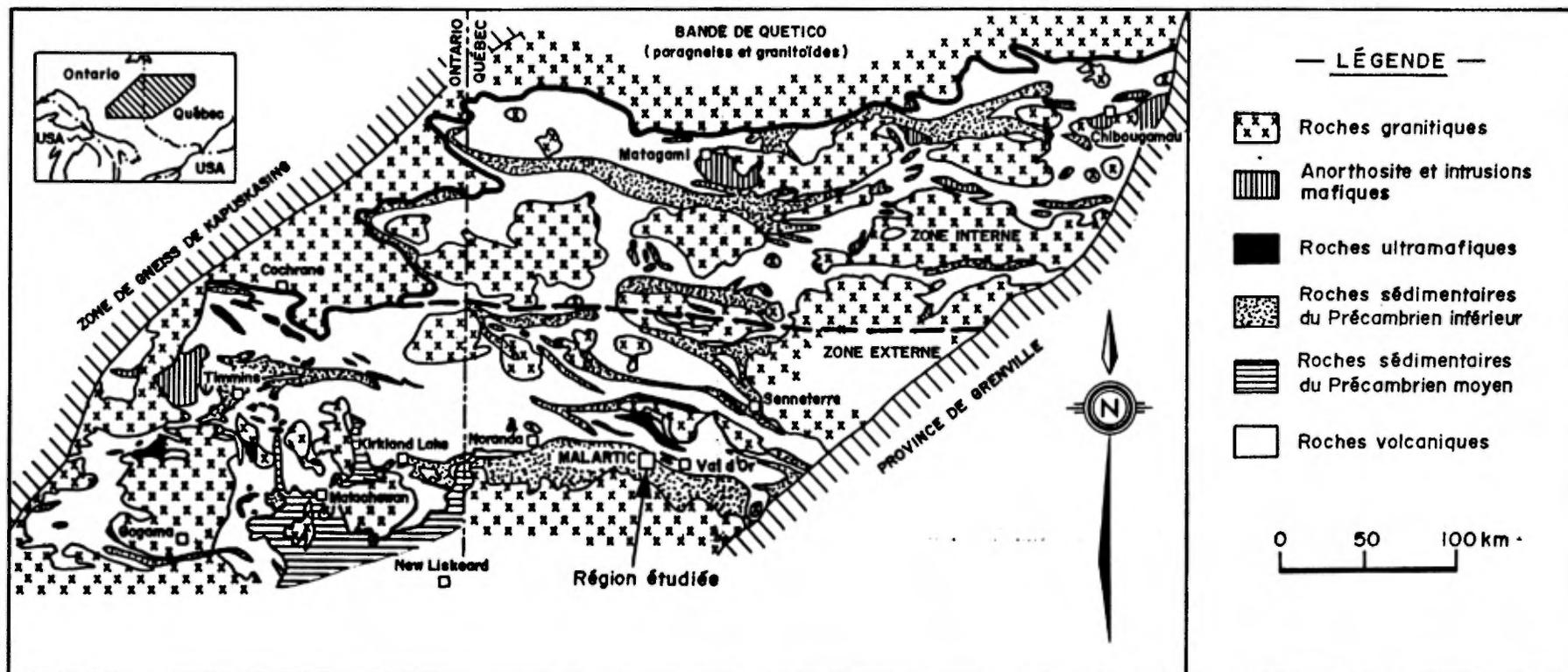


Figure 3.2 – Esquisse géologique de la ceinture volcanique de l’Abitibi (d’après Godwin et Ridler, 1970 modifié par Imreh, 1984).

Malartic (tableau 3.1).

Plus tard, Gunning et Ambrose (1940) ont prolongé les unités reconnues plus à l'ouest jusque dans la région de Malartic. Dans un mémoire classique, qui sert de base à la géologie abitibienne, ces auteurs ont proposé que la structure majeure de la région était le synclinal de Malartic (figure 3.3). Ils ont ainsi nommé Groupe de Cadillac les sédiments occupant le coeur de cette structure synclinale, et ils ont corrélié les unités volcaniques de Blake River (sur le flanc nord du synclinal) et de la ceinture de Cadillac (sur le flanc sud) pour en faire le Groupe de Blake River. Ils ont également corrélié les unités sédimentaires de Kewagama (sur le flanc nord) et de Fournière (sur le flanc sud) qu'ils ont nommé Groupe de Kewagama. Finalement, ils ont désigné du nom de Groupe de Malartic les roches volcaniques composant la partie nord de la région. Ce modèle comportait cependant un problème du fait que les roches volcaniques du Groupe de Malartic, situées sur le flanc nord du synclinal, étaient difficilement corrélables avec le flanc sud, composé essentiellement de roches sédimentaires. Gunning et Ambrose (op. cit) ont reconnu ce problème, mais sans pouvoir y apporter de solution, et ils ont conclu que le modèle proposé devait être considéré comme une hypothèse de travail pratique, mais qui restait à être confirmée ou infirmée par des travaux ultérieurs.

Norman (1941, 1942, 1943, 1944, 1946 et 1947) a par la suite formulé de sérieuses réserves sur la nomenclature de Gunning et Ambrose (1940) et a même proposé son abandon parce qu'elle impliquait des hypothèses de structure et de corrélation qui ne pouvaient être démontrées. Les travaux de Norman (op.cit.) qui consistaient uniquement

Tableau 3.1 – Evolution de la nomenclature des différentes unités lithologiques de la région de Malartic.

	GUNNING (1937)	GUNNING ET AMBROSE (1940)	IMREH (1976)	LATULIPPE (1976)	IMREH (1984)	CE RAPPORT		
NORD	Unité de Malartic (roches volcaniques)	Groupe de Malartic	Groupe de LaMotte-Vassan	Groupe de Malartic inférieur	Formation de LaMotte-Vassan	Groupe de Malartic	Formation de LaMotte-Vassan	Groupe de Malartic inférieur
			Groupe de Dubuisson		Formation de Dubuisson		Formation de Dubuisson	
			Groupe de Jacola		Formation de Jacola	Formation de Jacola		
			Groupe d'Héva (roches volcaniques)	Groupe de Malartic supérieur	Formation de Val d'Or	Formation de Val d'Or	Groupe de Malartic supérieur	
			Formation d'Héva	Formation d'Héva				
	Unité de Kewagama (roches sédimentaires)	Groupe de Kewagama	Groupe d'Héva (roches sédimentaires)	Groupe de Kewagama	Groupe de Kewagama	Groupe de Kewagama		
	Unité de Blake River (roches volcaniques)	Groupe de Blake River	Groupe d'Héva (roches volcaniques)	Groupe de Blake River	Groupe de Blake River	Groupe de Blake River		
Unité de Cadillac (roches sédimentaires)	Groupe de Cadillac	Groupe de Pontiac (roches sédimentaires)	Groupe de Cadillac	Groupe de Cadillac	Groupe de Cadillac			
Ceinture de Cadillac (roches volcaniques)	Groupe de Blake River	Groupe de Pontiac (roches volcaniques)	Groupe de Piché	Zone tectonique de Cadillac	Groupe de Piché			
SUD	Unité de Fournière (roches sédimentaires)	Groupe de Kewagama	Groupe de Pontiac (roches sédimentaires)	Supergroupe de Pontiac	Groupe de Pontiac	Groupe de Pontiac		

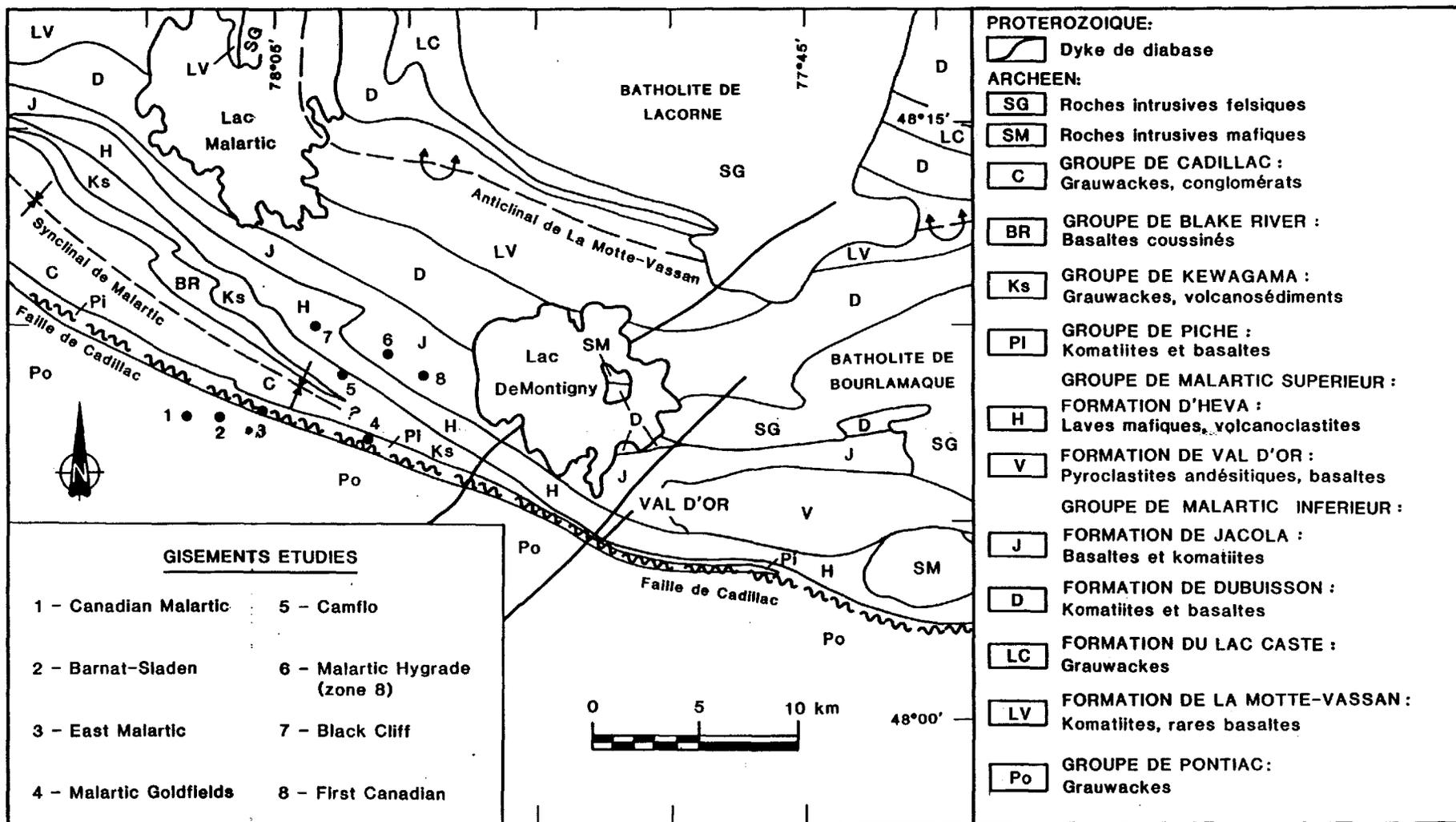


Figure 3.3-CADRE GEOLOGIQUE DES GISEMENTS AURIFERES ETUDIÉS DANS LE SECTEUR DE MALARTIC (modifié d'après Imreh, 1984).

en courtes notes, furent cependant beaucoup moins connus et diffusés que le mémoire de Gunning et Ambrose (1940), et le travail de ces derniers continua à faire autorité pendant plus de 30 ans.

Imreh (1976), à la suite de travaux de terrain débutés en 1972, suggéra une nouvelle lithostratigraphie pour la région de Malartic. Dans ce travail, il propose que la structure majeure de la région est l'anticlinal de La Motte-Vassan (figure 3.3) plutôt que le synclinal de Malartic. Il ne reconnaît plus le Groupe de Malartic, mais il subdivise plutôt la partie nord de la région (régime essentiellement volcanique) en quatre groupes distincts. Ceux-ci sont, du nord vers le sud (de la base vers le sommet de la séquence stratigraphique): les Groupes de La Motte-Vassan, de Dubuisson, de Jacola et d'Héva. Il réunit également dans le seul Groupe de Pontiac (partie sud de la région, régime essentiellement sédimentaire) les roches assignées par Gunning et Ambrose (1940) aux Groupes de Kewagama, de Blake River et de Cadillac. Ce faisant, il considère la bande de roches volcaniques auparavant assignée à la ceinture de Cadillac comme une intercalation de volcanites en milieu sédimentaire, faisant partie intégrante du Groupe de Pontiac.

Durant la même année, Latulipe (1976), fort d'une longue expérience comme représentant régional du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec pour le district de Malartic - Val d'Or, propose plutôt une nomenclature qui se rapproche davantage de celle de Gunning et Ambrose (1940). Comme ces derniers, il assigne toutes les roches volcaniques situées dans la partie nord de la région au Groupe de Malartic, qu'il subdivise cependant en une partie inférieure (volcanites ultramafiques et mafiques) et une partie supérieure (volcanites mafiques et felsiques).

Il conserve également les noms des Groupes de Kewagama, de Blake River et de Cadillac. Il n'établit cependant pas de corrélation entre les formations situées au nord et au sud du synclinal de Malartic. Conséquemment, il introduit le nom de Groupe de Piché pour les roches volcaniques situées le long de la faille de Cadillac, réservant le nom de Groupe de Pontiac pour les sédiments situés à l'extrémité sud de la région.

Dans une synthèse récente, Imreh (1984) modifie considérablement la lithostratigraphie qu'il avait établie en 1976. Il rétrograde au rang de formations les Groupes de La Motte-Vassan, Dubuisson, Jacola et Héva, y ajoutant la Formation de Val d'Or qu'il a reconnue au cours de travaux ultérieurs. Il assigne les Formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson au Groupe de Malartic, tandis que les trois autres formations ne sont rattachées à aucun groupe. Pour le reste, il change complètement sa nomenclature pour l'adapter à celle de Latulippe (1976), sauf pour le Groupe de Piché qu'il préfère nommer zone tectonique de Cadillac.

La nomenclature qui sera utilisée tout au long de ce rapport tient compte des travaux cités précédemment. Elle est essentiellement la même que celle proposée par Latulippe (1976), bien que nous reconnaissons certaines contributions d'Imreh (1984). Cette nomenclature est exposée au tableau 3.1 et ses points saillants par rapport aux nomenclatures antérieures sont les suivants:

- 1) comme Gunning (1937), Gunning et Ambrose (1940) et Latulippe (1976), nous assignons toutes les roches volcaniques situées dans la partie nord de la région au Groupe de Malartic;
- 2) nous reconnaissons toutefois la subdivision du Groupe de Malartic en

cinq formations, telles que définies par Imreh (1984). Nous rattachons les Formations de La Motte-Vassan, Dubuisson et Jacola au Groupe de Malartic inférieur et les Formations de Val d'Or et d'Héva au Groupe de Malartic supérieur. La limite entre la partie inférieure et supérieure du Groupe de Malartic est placée à la dernière occurrence de laves ultramafiques, ces dernières étant caractéristiquement absentes dans la partie supérieure du Groupe de Malartic;

3) nous conservons l'appellation de Groupe de Piché pour les roches volcaniques situées le long de la faille de Cadillac, parce que ces roches forment une entité lithologique distinctive, et que cette appellation est reconnue par les géologues miniers oeuvrant dans la région (Sansfaçon, 1986; Gorman, 1986).

3.3 STRATIGRAPHIE

Une fois la nomenclature des différentes unités lithologiques établie, il reste à préciser leur séquence stratigraphique. En fait, la stratigraphie de la partie sud de la ceinture volcanique de l'Abitibi est un sujet extrêmement controversé. Entre autres, Gunning et Ambrose (1939, 1940), Ambrose (1941), Wilson (1962), Holubec (1972), Imreh (1976), Latulippe (1976), Goulet (1978), Goodwin (1979), Rocheleau (1980), Dimroth et al. (1982), Lajoie et Ludden (1984) et Imreh (1984) ont tous proposés des séquences stratigraphiques différentes pour ces roches.

Le problème est compliqué du fait que d'importantes zones de cisaillement découpent la ceinture Abitibi en une série de blocs ayant la forme de losanges écrasés (Ludden et Hubert, 1986). Le coulissage horizontal le long de ces failles majeures peut être important et rendre hasardeuses les corrélations stratigraphiques entre blocs adjacents.

Ainsi, à l'opposé de l'école "classique" qui met de l'avant un modèle stratigraphique de type "gâteau à étages" avec de nombreux changements de faciès expliquant les variations latérales des unités, une seconde école de pensée propose que la stratigraphie ne peut être établie que de façon locale, à l'intérieur des blocs individuels, et qu'aucune relation stratigraphique ne peut être démontrée entre des blocs séparés par des failles majeures (Babineau et al., 1983; Babineau, 1984; Hubert et al. 1984, Ludden et al., 1986; Sansfaçon, 1986).

Plus particulièrement dans la région de Malartic, Sansfaçon (1986) suggère que les contacts entre les principaux groupes de la région sont faillés et obliques par rapport à l'orientation des strates à l'intérieur de chacun de ces groupes. Ce modèle remet complètement en question la notion de groupes stratigraphiques concordants pour l'alternance de bandes de roches volcaniques et sédimentaires caractérisant la région.

Quoi qu'il en soit, le tableau 3.2 présente la séquence stratigraphique proposée par Latulippe (1976) qui résulte d'une longue expérience pratique et qui est la plus acceptée par les géologues oeuvrant dans la région. Quant à nous, nous conservons la nomenclature de Latulippe (op. cit) sur une base essentiellement "géographique", afin de désigner par leur appellation la plus reconnue les différentes unités lithologiques de la région. Cependant, nous émettons des réserves sur

**Tableau 3.2 - Colonne stratigraphique de la région de
Malartic (modifiée de Latulippe, 1976).**

GROUPE	LITHOLOGIE
CADILLAC	Conglomérats, grauwackes, siltstones et argillites
BLAKE RIVER	Laves et pyroclastites felsiques, un peu de basaltes
KEWAGAMA	Grauwackes, siltstones et argillites, un peu de conglomérats
PICHE	Roches ultramafiques et basaltes, un peu de pyroclastites
MALARTIC (supérieur)	Laves et pyroclastites felsiques, basaltes
MALARTIC (inférieur)	Roches ultramafiques et basaltes
PONTIAC	Grauwackes, argillites et siltstones métamorphisés en schistes micacés, quelques lentilles de conglomérats

les diverses séquences stratigraphiques proposées jusqu'à maintenant, et nous questionnons les corrélations proposées de part et d'autre des failles majeures, en particulier de la faille de Cadillac.

3.4 STRUCTURE

Selon Dimroth et al. (1983a), la région de l'Abitibi aurait connu deux périodes majeures de tectonisme: pré-kénoréenne et kénoréenne. La première aurait causé les zones faillées de Cadillac et de Duparquet-Destor, dont le développement a débuté au cours du volcanisme et de la sédimentation. Ces zones faillées ont ensuite été transformées, durant l'orogénèse, en failles inverses à fort pendage. Quant à l'activité kénoréenne, elle a produit les grands plis qui ont donné à la région son style tectonique définitif. La tectonique de la partie nord de la région, dominée par les roches volcaniques du Groupe de Malartic, et celle de la partie sud, dominée par les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, sont suffisamment différentes pour justifier une brève discussion séparée.

Pour le Groupe de Malartic, Imreh (1984, figure 3) propose un modèle tectonique très simple, dans lequel les roches volcaniques sont impliquées dans une seule structure majeure, soit l'anticlinal déversé de La Motte-Vassan. Il propose également que les bandes de komatiites qui affleurent dans le Groupe de Pontiac sont équivalentes à la Formation de Dubuisson. Dans ce modèle, la présence de komatiites dans le Groupe de Pontiac serait restreinte à la zone de charnière d'une série de plis anticlinaux serrés et déversés vers le sud.

Le modèle d'Imreh (op. cit.) comporte cependant des problèmes, puisque les deux flancs de l'anticlinal de La Motte-Vassan ne montrent pas la même séquence stratigraphique. Babineau (1982, 1983a et b, 1984) et Babineau et al. (1983) proposent plutôt que la structure du Groupe de Malartic devrait être interprétée en termes de trois domaines structuralement et stratigraphiquement indépendants, soit du nord au sud: l'homocline nord, le bloc central et l'homocline sud. Ces trois blocs sont séparés par des zones de failles majeures. Dans les deux blocs homoclinaux, la structure est très simple: les unités lithologiques montrent toujours la même polarité et le même pendage, sauf dans les zones de charnière de plis parasites de faible amplitude. Au contraire, le bloc central est caractérisé par une tectonique polyphasée beaucoup plus complexe. Les roches dans ce bloc sont plissées en plusieurs anticlinaux et synclinaux de première phase, orientés NW-SE, et reprises par une série d'antiformes et de synformes de deuxième phase de direction E-W. A cet égard, la structure du bloc central est tout à fait comparable à celle du Groupe de Blake River dans la région de Rouyn-Noranda (Hubert et al., 1984).

Quant aux komatiites présentes dans le Groupe de Pontiac, nous croyons qu'elles ne doivent pas être corrélées avec celles appartenant à la Formation de Dubuisson, du côté nord de la faille de Cadillac. De plus, la cartographie détaillée de Sansfaçon (communication personnelle) au sud de Malartic démontre que: 1) les komatiites du Groupe de Pontiac ne sont pas uniquement restreintes à des structures anticlinales; 2) elles ont été reconnues en plusieurs nouveaux endroits et 3) leur structure est beaucoup plus complexe que celle des bandes régulières

indiquées sur la carte d'Imreh (1984). A notre avis, la structure du Groupe de Malartic est beaucoup plus complexe que le modèle proposé par Imreh (op. cit.) et se rapproche davantage du modèle de Babineau (op. cit.).

Dans le Groupe sédimentaire de Pontiac, au sud de la ville de Malartic, Sansfaçon (1986) a également mis en évidence une tectonique polyphasée. La première phase de plissement (D_1) forme une série d'anticlinaux et de synclinaux dont le plan axial montre une direction NE-SW. Ces plis sont faciles à tracer à l'aide des inversions de polarité indiquées par le granoclassement dans les grauwackes. La deuxième phase de plissement (D_2) est orientée NW-SE et s'accompagne d'une schistosité très pénétrative. Sa superposition sur les plis de première phase entraîne la formation d'un grand nombre de plis mineurs antiformes et synformes dont l'amplitude varie de microscopique jusqu'à une centaine de mètres au maximum.

3.5 METAMORPHISME

Dans la région de Malartic, comme dans l'ensemble de l'Abitibi, le métamorphisme est polyphasé (Dimroth et al., 1983b; Imreh, 1984). Les principales phases de métamorphisme qu'on peut reconnaître sont les suivantes : 1) une "spilitisation" très précoce, associée directement à la mise en place des coulées en milieu marin; 2) le métamorphisme régional et 3) le métamorphisme d'auréole associé à certaines intrusions.

La spilitisation a consisté en échanges chimiques plus ou moins importants entre l'eau de mer et les coulées. Dans l'ensemble de la région, le métamorphisme régional est faible (selon la nomenclature de

Winkler, 1979) et le faciès typique est celui des schistes verts. Dans ces conditions, il est souvent impossible de distinguer ces deux premières phases de métamorphisme, puisque les minéraux qu'elles stabilisent sont les mêmes.

Le degré de métamorphisme régional est plus élevé du côté sud de la faille de Cadillac (faciès amphibolite, zones de la staurotide et de la sillimanite). De plus, comme cette faille sépare un régime essentiellement volcanique au nord et sédimentaire au sud, il ne fait aucun doute qu'elle représente un bris tectonique majeur dans la région.

Le métamorphisme d'auréole 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).

On observe fréquemment, en étroite association avec la minéralisation aurifère, une addition métasomatique de sodium (albitisation) qui ne doit pas être confondue avec la spilitisation. Cette altération sodique est beaucoup plus tardive, et postérieure aux intrusions calco-alcalines syn-cinématiques de la région de Malartic.

3.6 MODELE GEOTECTONIQUE

Imreh (1984) a mis en évidence, dans la région de Malartic, deux types de volcanisme sous-marin: le type plaine et le type complexes centraux. De façon simplifiée, le type complexes centraux se distingue par une évolution plus poussée vers les compositions felsiques, la prépondérance de l'andésite et de la série calco-alcaline, l'abondance

des faciès volcanoclastiques et les changements faciologiques rapides; de plus, le type complexes centraux correspond généralement à un environnement géodynamique de zone de subduction, alors que le type plaine se rattache plutôt aux bassins marginaux.

Dans la région de Malartic, le volcanisme de type plaine comprend les Formations de La Motte-Vassan, de Dubuisson et de Jacola (Malartic inférieur), tandis que celui de type complexes centraux comprend les Formations de Val d'Or et de Héva (Malartic supérieur).

Imreh (1984) et Dimroth et al. (1982, 1983a, 1983b) résument ainsi l'évolution volcanologique de la région de Malartic:

Phase 1. Activité volcanique fissurale de type plaine en eau profonde. Débute par des épanchements ultramafiques komatiitiques pour se terminer par des épanchements mafiques. Le chimisme des laves est d'abord komatiitique et ensuite tholéitique (Formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson).

Phase 2. Le volcanisme devient principalement basaltique, il comprend aussi de nombreux épanchements ultramafiques komatiitiques. Il est surtout tholéitique et komatiitique (Formation de Jacola). Latéralement vers l'est et transversalement vers le sud, le volcanisme devient typique des complexes centraux. L'activité explosive (pyroclastique) se limite au secteur situé à l'est de Val d'Or. L'évolution lithochimique, de plus en plus mature vers l'est, passe, d'ouest en est, du type tholéitique enrichi en fer au type mixte tholéitique-calco-alcalin (Formation de Héva) et finalement au type purement calco-alcalin (Formation de Val d'Or).

Phase 3. Diminution ou arrêt de l'activité volcanique dans le secteur de

Malartic.

Phase 4. Intrusions tonalitiques, trondhjémiques et quartzodioritiques syn-cinématiques, de caractère sodique.

Phase 5. La zone volcanique de Cadillac connaît un soulèvement le long d'une faille synsédimentaire régionale (zone faillée de Cadillac). En même temps, les sédiments fluviaux d'origine volcano-plutonique dévalent la pente sous-marine pour se répandre en éventail au fond de la mer (Groupe de Pontiac).

Phase 6. Tectogenèse, représentée par les premières et secondes générations de plissements. La bande volcanique connaît alors un raccourcissement de direction N - S. Mise en place des batholites de La Corne et de Preissac-La Motte.

Phase 7. Mise en place des dernières masses intrusives (post-cinématiques), de caractère potassique.

Les deux types de volcanisme reconnus dans la région de Malartic (types plaine et complexes centraux), de même que le modèle évolutif proposé ci-avant doivent être intégrés dans un cadre géotectonique. Ce problème a fait l'objet de nombreuses discussions et controverses au cours des dernières années.

De façon simplifiée, on peut considérer que deux principales écoles de pensée s'affrontent, en ce qui concerne la genèse de la croûte archéenne (Dimroth et al., 1983b). La première école propose l'existence d'une croûte sialique précoce sur laquelle se développent des bassins volcano-sédimentaires dans des zones de rift situées au-dessus de plumes mantelliques (Baragar et McGlynn, 1976; Goodwin, 1977, 1982; Parent et al., 1983; Gélinas et Ludden, 1984; Gariépy et al., 1984; Ludden et al.,

1986). Dans ce modèle, l'enfoncement et la refusion des fosses volcaniques précoces est responsable de l'évolution du volcanisme. La deuxième école de pensée propose que la croûte archéenne primitive mafique-ultramafique a été formée par des courants de convection provenant du manteau; il y eut ensuite mouvement latéral, subduction et formation d'une croûte sialique au-dessus des zones de subduction (Engel et Kulm, 1972; Windley, 1981; Anhaeusser, 1981; Dimroth et al., 1983b; Imreh, 1984). Ce deuxième modèle est tout à fait semblable à celui de la tectonique des plaques actuelle.

L'application de ces modèles à la partie sud de la ceinture volcanique de l'Abitibi est empreinte de nombreuses incertitudes. Ainsi, Ludden et al. (1986) proposent la présence d'une zone de subduction du côté nord de la ceinture Abitibi, puisqu'ils favorisent un modèle de rift et que dans les exemples phanérozoïques, les zones de rift sont généralement situées derrière l'arc volcanique. A l'opposé, Dimroth et al. (1983b) supposent que la zone de subduction était plutôt située du côté sud, puisque les sédiments de l'avant-pays méridional ont été enfoncés sous la ceinture volcanique (déversement vers le sud) lors du plissement accompagnant la subduction.

Pour notre part, nous n'avons pas étudié suffisamment le problème pour nous prononcer sur ces modèles qui ne sont, somme toute, qu'hypothétiques. Cependant, les experts reconnus en volcanologie (entre autres Rittman, 1963; Mac Donald, 1972; Girod et al., 1978; Williams et McBirney, 1979) sont tous d'accord pour reconnaître une association étroite entre le volcanisme calco-alcalin et les zones de subduction.

Or, il semble que les volcanites composant la partie nord de la ceinture Abitibi soient à dominance tholéiitique. C'est le cas notamment à Chibougamau, où les Formations Obatogamau, Waconichi, Gilman et Blondeau sont toutes d'affinité tholéiitique (Ludden et al., 1984; Trudel et Cloutier, 1984). D'autre part, les roches d'affinité calco-alcaline sont abondantes dans la partie sud de la ceinture Abitibi. C'est le cas du Groupe de Blake River dans la région de Rouyn-Noranda (Gélinas et al., 1984) et de la partie supérieure du Groupe de Malartic dans la région de Malartic- Val d'Or (Alsac et al., 1970).

Cette situation semble favoriser la présence d'une zone de subduction du côté sud de la ceinture. Cependant, une connaissance plus complète de la distribution des roches tholéiitiques et calco-alcalines dans l'ensemble de la ceinture Abitibi serait nécessaire afin de renforcer cette hypothèse.

CHAPITRE 4
GEOLOGIE LOCALE

Ce chapitre décrit les roches présentes à proximité des gisements, leur structure, leur métamorphisme et leurs relations chronologiques. Les références au "secteur sud" indiquent les environs des mines situées près de la ville de Malartic ainsi que la mine Malartic Goldfields plus à l'est. Ces mines sont centrées sur le Groupe de Piché. Le "secteur nord" indique les alentours des mines Camflo et Malartic Hygrade et comprend la partie supérieure du Groupe de Malartic et la partie inférieure du Groupe de Kewagama.

4.1 ROCHES VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES

4.1.1 GROUPE DE MALARTIC

4.1.1.1 FORMATION DE JACOLA

Près de la propriété de Malartic Hygrade, la Formation de Jacola est constituée surtout d'une séquence bimodale où alternent des laves ultramafiques et des basaltes tholéitiques, avec un peu de basalte magnésien de couleur très pâle. En général, les laves massives et coussinées sont peu ou pas foliées tandis que les roches pyroclastiques, qui sont rares, montrent une forte schistosité. Le Jacola a une épaisseur apparente d'environ 1 200 mètres à 2 km au nord de Malartic Hygrade.

LAVES ULTRAMAFIQUES

Les rares affleurements de roches ultramafiques montrent des coulées surtout massives avec des parties coussinées ou bréchiques. Des textures de spinifex ont été observées localement. La roche est souvent non foliée mais peut devenir très schisteuse, surtout en bordure des coulées. La couleur en surface fraîche varie de gris moyen à gris foncé selon l'abondance de magnétite secondaire. Les komatiites varient de non carbonatées à fortement carbonatées mais la distribution de cette carbonatation est mal connue. Les komatiites non carbonatées sont constituées de serpentine (typiquement 50%), de trémolite fine (40%), de magnétite en partie avec noyaux de chromite, de traces d'ilménite et parfois d'un peu de talc. Dans les komatiites fortement carbonatées (jusqu'à 40% de carbonate), le talc (30%) peut devenir aussi abondant que la serpentine ou la chlorite, et la trémolite est rare ou absente.

Les roches ultramafiques montrent souvent une auréole métamorphique d'épaisseur décimétrique à métrique en bordure des dykes de porphyre qui les injectent. La roche gris foncé et magnétique est transformée en roche verdâtre plus pâle, non magnétique, et riche en longues fibres d'actinolite (1 cm). Elle contient parfois 70 à 90% d'actinolite, 10 à 25% de chlorite et un peu de sphène. Le talc, la calcite et la magnétite ont évidemment réagi pour former l'actinolite.

La composition chimique moyenne de quelques laves ultramafiques (analyses de L. Imreh) est indiquée au tableau 4.1. Ce sont des komatiites typiques (24% MgO, 7% Al₂O₃, 8% CaO, 0,5% TiO₂). Elles sont ultramafiques mais non ultrabasiques (49% SiO₂ normalisé).

TABLEAU 4.1 Composition chimique des roches volcaniques

	Jacola			Héva		Piché		
	Komat.	Mg-Al	Basal.	Andés.	Tholé.	Komatiite	Basalte	
normalisé *:	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,9	48,2	55,0	56,4	55,5	45,8	46,3	52,3
TiO ₂	0,47	0,45	0,75	0,65	1,54	0,45	0,38	0,61
Al ₂ O ₃	6,6	20,7	14,5	17,1	13,1	5,6	6,0	17,0
Fe ₂ O ₃	3,9	3,1	1,8			8,4	4,3	3,0
FeO	7,8	6,9	8,9			3,6	6,3	7,3
FeO _{tot}				7,5	15,1			
MgO	23,9	10,4	7,1	5,4	5,2	28,0	29,6	6,7
CaO	8,3	6,4	7,6	6,9	6,5	7,4	6,6	8,4
Na ₂ O	0,11	3,7	4,3	4,2	2,4	0,4	0,07	3,4
K ₂ O	0,02	0,03	0,17	1,9	0,16	0,16	0,22	0,9
P ₂ O ₅		0,03			0,11	0,04	0,04	0,06
MnO		0,19			0,26	0,16	0,16	0,22
non normalisé:								
PAF	7,0	4,2	3,1	4,6	2,4	6,4	13,6	1,8
S	0,14	0,04	0,30					0,23

*: sans volatils PAF: perte au feu

- 1 - Moyenne de 8 analyses de komatiite du Jacola fournies par L. Imreh (échantillons 75 - AL - 3,5,6,7,11,14,23,42).
- 2 - Basalte magnésien pâle, très riche en Al, puits de Malartic Hygrade (Sauvé, 1987, no 2).
- 3 - Moyenne de 5 analyses de basalte fournies par L. Imreh (échantillons 75-AC-4, AL-8, 12, 13, MC-1).
- 4 - Moyenne de 13 analyses d'andésite de la mine Camflo par D.Chainey (1983, nos 3204-5-6, 3211-2-3-4-5, 3222-3-4, 3535-6).
- 5 - Moyenne de 8 analyses de tholéiite mafique de la propriété Marban (Méthot et Trudel, 1987, analyses nos 1, 2, 3, 6, 8, 16, 17 et 19).
- 6 - Moyenne de 2 analyses de roches ultramafiques "dures", nos 20 et 23 de Eakins, 1962.
- 7 - Moyenne de 4 analyses de roches ultramafiques "tendres", nos 21, 22, 24 et 25 de Eakins, 1962.
- 8 - Basalte, analyse no 18 de Eakins, 1962.

BASALTES

Les roches basaltiques sont surtout massives ou coussinées. Les laves bréchiques et les tufs sont rares. Des unités massives plus grenues (environ 2 mm) sont appelées "diorites" sur la propriété Malartic Hygrade. Certaines recourent les laves ultramafiques et elles sont clairement intrusives mais ces microgabbros ont la même composition que les basaltes et ils sont probablement comagmatiques avec eux.

La texture originale est partiellement conservée. Le plagioclase altéré forme des baguettes allongées de 0,3 à 2 mm de longueur. Un peu de quartz primaire a été reconnu dans quelques laves. L'amphibole est surtout en grains irréguliers d'environ 1 mm. Par ordre décroissant d'abondance, les minéraux constitutifs sont l'albite, l'amphibole, la chlorite, l'épidote, le quartz, le sphène et parfois le carbonate. L'amphibole varie de la hornblende fortement pléochroïque en bleu et vert à l'actinolite pâle; c'est le plus souvent une hornblende modérément pléochroïque. Elle est généralement bien plus abondante que la chlorite.

La composition chimique de quelques laves mafiques (tableau 4.1) est celle de basaltes et andésites basaltiques peu magnésiens (5-8% MgO) même si ces laves alternent avec les komatiites. La teneur en Na₂O est souvent assez élevée (4%) mais nous ne savons si cette teneur est primaire ou s'il y a eu apport secondaire de soude. L'albite est plus limpide dans les laves à teneur plus élevée en soude.

BASALTE MAGNÉSIEN DE COULEUR PÂLE

Le basalte picritique ou magnésien est facilement distingué par une couleur si pâle qu'il est communément appelé dacite. La surface altérée

est blanchâtre, la surface fraîche est vert pâle grisâtre. Une ou deux coulées d'une épaisseur totale de 10 m affleurent à 100 m au NW du puits Malartic Hygrade. Les coulées sont massives, avec brèches sommitales, et elles sont intercalées entre deux coulées de komatiite. Quelques autres coulées ont été observées en sondage. La roche est distinctive mais elle est rare.

Le basalte magnésien est souvent porphyrique avec environ 15% de phénocristaux de 2 à 5 mm de plagioclase altéré. La matrice est microlitique avec des plages de chlorite de 0,5 à 1 mm qui représentent probablement d'anciens phénocristaux d'olivine. La roche est constituée de clinzoisite, de chlorite et d'albite avec un peu de trémolite-actinolite et de sphène. La chlorite et l'actinolite sont presque incolores au microscope, d'où la couleur pâle de la roche.

Un échantillon analysé (tableau 4.1, no 2) a la composition chimique d'un basalte particulièrement riche en alumine (20,7% Al_2O_3). Il est plus magnésien que le basalte commun (10,4% vs 7,6% MgO; rapport MgO/MgO + FeO de 0,60 vs 0,44). Il pourrait être classé comme basalte komatiitique si son rapport CaO/ Al_2O_3 de 0,3 n'était pas si différent du rapport de 0,8 ou plus caractéristique de ce type de roche (Arndt et Nisbet, 1982). Nous ne savons pas si le basalte magnésien est affilié aux basaltes communs ou aux komatiites. Les termes intermédiaires entre ces deux groupes principaux sont rares ou absents.

4.1.1.2 FORMATION DE HEVA

La Formation de Héva consiste localement de volcanites schisteuses, généralement bréchiques ou coussinées, et d'unités concordantes de

ferrodiorite et gabbro beaucoup moins foliées que les laves. Les volcanites sont en partie des andésites calco-alcalines, en partie des laves tholéitiques qui viennent de sources différentes (Babineau, 1982). Les ferrodiorites sont chimiquement semblables aux laves tholéitiques. Ce sont en partie des filons-couches mais elles peuvent aussi comprendre des coulées massives. Elles sont décrites ailleurs (famille intrusive tholéitique; section 4.2.2.1).

La Formation de Héva forme une bande d'environ 350 m d'épaisseur près de la propriété Camflo. Cette épaisseur inclut les unités de ferrodiorite qui forment environ le quart de la séquence. Nous prenons comme base du Héva le sommet de la dernière coulée de komatiite. Le passage est assez abrupt entre les laves massives du Jacola et les volcanites cisillées du Héva. Il s'agit peut-être d'un contact faillé.

Les andésites coussinées sont abondantes dans la partie inférieure de la Formation de Héva. Une large part de la formation est cependant mal connue car elle n'affleure pas et elle est constituée de volcanites schisteuses dont la nature est difficilement identifiable en sondage. Elles sont communément d'aspect hétérogène mais on ne peut dire s'il s'agit de brèches de coulée ou de roches pyroclastiques. Quelques passages plus homogènes représentent probablement des coulées massives. Un conglomérat à cailloux volcaniques aplatis qui affleure au NW du puits de Black Cliff fait apparemment partie de la formation.

Les roches volcaniques ont généralement une texture foliée à grains très-fins (0,5 mm) mais l'on distingue parfois une texture microlitique avec fines baguettes de plagioclase. Les volcanites calco-alcalines contiennent parfois de 15 à 30% de phénocristaux de plagioclase d'environ

1 mm. Quelques laves tholéitiques ont environ 20% d'intercroissances granophyriques interstitielles entre les grains subidiomorphes de plagioclase. Toutes les laves sont constituées d'albite, de quartz, de chlorite (1-25%), de biotite (0-20%) et d'épidote (0-15%) avec un peu de carbonate (0-10%), de muscovite (0-3%), de minéraux opaques et de sphène. Les laves tholéitiques se distinguent surtout par une teneur relativement élevée (1-3%) en ilménite, rutile ou sphène, et parfois par une teneur modérée en magnétite (0-5%).

Babineau (1982) a étudié en détail la composition chimique des laves correspondant au Héva dans le secteur de Cadillac. Il a montré que les laves massives, qui peuvent inclure des filons-couches, et les laves coussinées sont tholéitiques, tandis que les roches pyroclastiques sont calco-alcalines et bien différentes. Nous n'avons que quelques analyses des laves locales (tableau 4.1) mais elles sont semblables à celles de Babineau et corroborent le caractère bimodal du Héva. Des laves bréchiques sont tholéitiques. D'autres brèches volcaniques ainsi que des laves coussinées sont constituées d'andésites calco-alcalines. La série tholéitique se distingue de la série calco-alcaline par une teneur plus élevée en Fe et Ti et une teneur plus basse en Al. Les andésites calco-alcalines analysées ont une teneur d'environ 1% K_2O , ce qui est supérieur aux autres laves du secteur. La teneur en K_2O est cependant très inégale comme l'indique la distribution irrégulière de la biotite et une bonne part du K_2O est peut-être due à un apport métasomatique.

4.1.2 GROUPE DE KEWAGAMA

Le contact est franc dans la mine Camflo entre les roches volcaniques injectées de filons-couches du Héva et les grauwackes ou schistes métasédimentaires du Groupe de Kewagama. Des unités de conglomérat à cailloux volcaniques et de formation de fer qui ont été suivies sur environ 3 km marquent d'ailleurs ce contact. Le tableau 4.2 montre la séquence stratigraphique observée à la mine. Plus à l'ouest, un forage au SW de la propriété Black Cliff montre des roches sédimentaires mêlées à des roches intrusives et le passage est possiblement graduel entre les deux groupes ou formations.

Le conglomérat situé à la base du Kewagama à Camflo est constitué de débris volcaniques de 1 à 5 cm de diamètre dans une matrice abondante de grauwacke. Les fragments sont surtout andésitiques avec une petite quantité (2-5%) de cailloux dacitiques et de fragments filamenteux séricitiques. L'unité a de 7 à 20 m d'épaisseur.

Deux couches de formation de fer de 3 à 12 m d'épaisseur sont présentes. L'une repose sur l'unité de conglomérat, l'autre à environ 100 m au-dessus. La formation de fer montre un litage millimétrique marqué par la magnétite. Des couches très fines riches en magnétite alternent avec des lamines micacées (50% biotite et chlorite) et avec des couches quartzo-feldspathiques à teneur variable en magnétite. Un peu d'hématite est aussi présente. La formation de fer passe graduellement ou abruptement à des schistes pélitiques avec un peu de magnétite.

Le Kewagama est surtout constitué de mica-schiste à grain fin, gris foncé, souvent finement laminé. Il s'agit surtout de mudstone et de grauwacke. Les schistes sont à grains très fins (0,02 mm). Les lits

TABLEAU 4.2 Tableau des formations près des propriétés Camflo et Malartic Hygrade, ~~propriétés Malartic Hygrade~~

Groupe ou Formation	EPAISSEUR APPROXIMATIVE	LITHOLOGIES	REMARQUES
		Minéralisation aurifère	dykes et minéralisation sont synmétamorphiques et associés à des plis tardifs EW (D ₂)
		Dykes et intrusions calco-alkalines, "porphyre", surtout felsique	abondants dans le Jacola, bien plus rares dans le Héva
		(Phase de déformation D ₁)	métamorphisme
Groupe de Kewagana	> 100 m 3 m 60 m 5 m 15 m 2 m	- schistes métasédimentaires à biot. et muscov.; schistes chloriteux - formation de fer - schistes à biot.-musc., à chlorite - formation de fer - "conglomérat volcanique" - siltstone à magnétite	beaucoup plus de muscovite que dans le Héva; grains de Qz clastique
Formation de Héva	350 m	Alternance de A- volcanites calco-alkalines surtout coussinées ou bréchiques; peut-être un peu de conglomérat B- laves et filons-couches tholéitiques; ferrodiorites, gabbro	Tout le Héva est folié ou schisteux sauf les filons-couches massifs Laves foliées à chlorite-biotite, pratiquement sans hornblende; apport métasomatique de K Les ferrodiorites non foliées sont riches en hornblende, parfois avec peu de chlorite
Formation de Jacola	1200 m	Alternance de A- basalte et andésite basaltique, microgabbro B- komatiite C- rares coulées de basalte magnésien de couleur pâle	Les roches basaltiques ne sont que localement foliées; hornblende abondante, avec proportions variables de chlorite

plus felsiques montrent souvent des grains clastiques de plagioclase et de quartz, de 0,1 à 0,5 mm de diamètre, dans une matrice très fine. Les lits micacés sont riches en biotite et muscovite mais peuvent aussi contenir de la chlorite. La biotite est parfois largement altérée en chlorite. L'épidote et le carbonate sont présents mais généralement peu abondants.

4.1.3 GROUPE DE PONTIAC

Les roches métasédimentaires du Pontiac qui affleurent sur les propriétés de Canadian Malartic varient du shale au grès grossier. Des unités chenalisées renferment à l'occasion du grès légèrement conglomératique où la taille des fragments peut atteindre 1 cm (Sansfaçon et al., 1987). Le litage varie de millimétrique à métrique et la séquence complète de Bouma (1962) est parfois présente. La nature des structures et les variations dans la granulométrie et dans l'épaisseur des lits suggèrent que des courants de turbidité ont déposé les grauwackes (Sansfaçon, 1986).

Les grauwackes sont de teinte gris foncé à noire. Ils offrent un aspect granuleux et massif ou présentent une foliation bien développée due à l'alignement des feuillets de mica. Ils montrent une texture clastique constituée de grains anguleux et aplatis de quartz et de plagioclase (An_{17-30} - Eakins, 1962; Sansfaçon, 1986) dans une matrice riche en biotite brune et en muscovite. Un peu de chlorite est présente. Les minéraux accessoires incluent le carbonate, l'épidote, la pyrite, l'apatite et le zircon.

4.1.4 GROUPE DE PICHE

Le Groupe de Piché est constitué essentiellement de laves ultramafiques avec peu de basaltes à l'est de la ville de Malartic. Au NW de la ville, il est composé surtout de basalte avec un peu de lave ultramafique. Le changement coïncide avec le passage de la faille de Cadillac de la bordure sud du Piché à sa bordure nord. Le Groupe de Piché forme une bande de 750 m de largeur à la mine East Malartic. Mais, d'après Sansfaçon (1986), les contacts lithologiques dans le Piché sont souvent obliques à cette bande et sa largeur serait sans relation avec l'épaisseur réelle du groupe.

Eakins (1962) décrit les basaltes comme des roches microgrenues à texture homogène, constituées de hornblende fine (80%) avec de l'albite interstitielle. Les minéraux accessoires consistent en magnétite, épidote, pyrite et biotite. Deux échantillons analysés par Eakins (1962) ont une teneur normalisée de 49 à 53% SiO₂.

Les roches ultramafiques ont longtemps été perçues comme des filons-couches de péridotite (Eakins, 1962). Suite aux travaux de Imreh (1976), d'Issigonis (1980) et de Sansfaçon (1986), il est maintenant admis que ce sont essentiellement des laves komatiitiques. Des textures de spinifex ont été observées à plusieurs endroits.

Dans les mines, on distinguait trois faciès de roches ultramafiques: (1) massif et dur, (2) massif et tendre et (3) schiste à talc-chlorite (Eakins, 1962). Le faciès tendre est transitionnel entre les deux autres. Leur composition minéralogique est la suivante (Eakins, 1962):

faciès	trémolite	serpentine/chlorite	talc	carbonate	magnétite	
dur	50-90%	0-35%	-----	-----	-----	5-15%
tendre et schiste	-----	-----	10-25%	60-80%	10-15%	1-5 %

Des analyses de Eakins (1962) montrent que toutes ces roches ont la même composition chimique sauf que les schistes et le faciès tendre sont carbonatés tandis que le faciès dur ne l'est pas. La composition est celle de komatiites typiques et semblable aux komatiites du Jacola.

Les schistes à talc-chlorite forment une part importante du Piché, peut-être le quart dans le secteur des mines (figure 5.4.2). Eakins (1962) remarque que de larges zones de schistes à l'intérieur de la bande du Piché sont parfois discontinues. De même, le schiste forme plusieurs lentilles discontinues à la bordure sud du Piché. Par contre, d'autres zones schisteuses sont persistantes, en particulier à la bordure nord de la bande.

4.2 ROCHES INTRUSIVES

4.2.1 GENERALITES

Les roches intrusives appartiennent à deux familles principales. Une première famille est tholéitique et surtout représentée par des gabbros et diorites mais elle contient aussi des tonalites et des diorites quartzifères. Dans le secteur nord, elle se présente surtout en filons-couches dans la formation de Héva où elle semble pénécemporaine aux roches volcaniques. D'ailleurs, il est souvent impossible de distinguer les filons-couches des coulées massives. Dans le secteur sud, les diorites du Groupe de Piché appartiennent, au moins en partie, à la famille tholéitique.

La deuxième famille est d'affinité calco-alcaline et surtout felsique (tonalites, monzodiorites quartzifères et syénites quartzifères) mais elle comprend aussi un peu de diorite de composition intermédiaire. Ces roches sont souvent appelées "porphyres", ce qui est souvent juste, ou "syénites", ce qui est souvent incorrect. Plusieurs intrusions du secteur nord sont syntectoniques et contemporaines à la déformation D₂. Nous ne pouvons cependant affirmer que toutes sont de cette période: certaines pourraient être affiliées aux laves calco-alcalines de la partie supérieure du Groupe de Malartic (i.e. Formations Val d'Or et Héva).

Le plus souvent, les deux familles sont facilement distinguables, les tholéiites étant mafiques et les roches calco-alcalines felsiques. Les tholéiites felsiques sont généralement fortement magnétiques, ce qui les identifie facilement. Les diorites calco-alcalines ne peuvent être reconnues que par l'analyse chimique ou l'examen pétrographique. Elles sont cependant peu nombreuses.

Les intrusions calco-alcalines recoupent les roches tholéiitiques partout où on a pu établir leur âge relatif (Gunning et Ambrose, 1940; Eakins, 1962). Issigonis (1980) montre bien un dyke de diorite qui recoupe un porphyre minéralisé sur la propriété Barnat-nord, mais rien n'indique si la diorite est tholéiitique ou calco-alcaline.

4.2.2 FAMILLE THOLEIITIQUE

4.2.2.1 INTRUSIONS THOLEIITIQUES DU SECTEUR NORD

FORME ET DISTRIBUTION

Des roches mafiques à grain moyen (2-4 mm) forment près du quart de l'épaisseur de la Formation de Héva près de la mine Camflo. Gunning et

Ambrose (1940) considèrent ces roches intrusives mais admettent que l'évidence n'est pas concluante. Ils les appellent "diorites". Imreh (1984) et Babineau (1982) pensent plutôt qu'il s'agit de coulées massives sans en être absolument convaincus et les appellent basaltes ou andésites. D'après nous, plusieurs unités sont nettement des filons-couches. Par exemple, de bons affleurements sur la propriété Marban à l'est de Camflo montrent un contact supérieur bien franc et non bréchique contre des roches pyroclastiques calco-alcalines avec de petites apophyses qui recoupent localement les tufs. De plus, certaines unités montrent une différenciation très marquée, ce qui est plus fréquent dans les filons-couches que dans les coulées. Dans bien des cas, on ne peut cependant distinguer entre filon-couche et coulée car les contacts sont souvent cisailés et les affleurements sont très rares. Dans les pages qui suivent, nous supposerons que ces roches sont surtout des filons-couches avec la possibilité que certaines soient des coulées. Nous appellerons ces roches "ferrodiorites" car elles sont souvent très magnétiques avec un rapport Fe/Mg très élevé.

Les filons-couches de ferrodiorite ont généralement 5 à 40 m d'épaisseur. Certains ont apparemment quelques kilomètres de longueur d'après les levés magnétométriques. Ils sont dispersés de la base au sommet de la Formation de Héva. Un forage au SW de la propriété Black Cliff montre des filons-couches mêlés à des roches métasédimentaires et à des laves: ils sont possiblement dans la partie inférieure du Kewagama. Ils sont absents dans la partie supérieure du Kewagama et dans le Groupe de Cadillac. Ainsi, les filons-couches sont associés spatialement aux laves, ils ont la même composition que les laves tholéitiques et ils

sont présument synvolcaniques.

Des roches gabbroïques (granulométrie 1-3 mm) appelées localement "diorites" recoupent clairement les komatiites près du puits de Malartic Hygrade. Les roches intrusives mafiques sont donc également présentes dans le Jacola mais elles ne sont pas magnétiques et se distinguent mal des basaltes environnants.

STRUCTURE INTERNE ET COMPOSITION

Le gabbro ou ferrodiorite exposé près du puits de Black Cliff montre un litage magmatique constitué de couches centimétriques alternativement enrichies en feldspath et en minéraux ferromagnésiens. Le litage devient spectaculaire à la partie supérieure du filon-couche où des couches décimétriques pâles constituées de quartz et de feldspath grenus alternent avec des couches mafiques noires où les minéraux ferromagnésiens mesurent jusqu'à 1 cm. Ailleurs, les forages montrent fréquemment des passages brusques de facès mafique à facès feldspathique et vice-versa. Dans la partie supérieure du Héva, quelques filons contiennent de grandes lentilles felsiques de ferrotonalite ou granophyre gris pâle. Le passage est transitionnel mais étroit (1m) entre tonalite et diorite. Ces lentilles ont jusqu'à 25 m d'épaisseur dans la mine Camflo où elles constituent la roche-hôte d'une part appréciable du minerai ("minerai de diorite"). Des lentilles plus épaisses encore affleurent près de la ligne de transmission électrique sur la propriété Marban au SE de Camflo.

Les filons-couches sont généralement peu ou pas foliés sauf à leur bordure et dans des zones de cisaillement locales. Les gabbros et

ferrodiorites non cisailés ont partiellement conservé la texture magmatique originale. Le plagioclase (20-50%) se présente sous forme de cristaux subhédres de 1 à 3 mm, le quartz primaire (0-20%) est en grains interstitiels ou en intercroissances granophyriques, et les grains de magnétite titanifère (0-15%) sont préservés. La forme des minéraux ferromagnésiens est cependant mal conservée. L'assemblage est métamorphique et comprend toujours de l'albite secondaire et un peu d'épidote. La hornblende est généralement bien plus abondante que la chlorite dans les roches non foliées tandis que les roches cisailées sont souvent sans amphibole et beaucoup plus riches en chlorite, biotite et carbonate. Elles sont aussi plus riches en épidote si le carbonate n'est pas trop abondant. La magnétite titanifère recristallise en grains individuels de magnétite et d'ilménite dans les roches cisailées.

La ferrotonalite (ou granophyre) est constituée essentiellement d'intercroissances (65-80%) d'albite et de quartz avec un peu de magnétite (3-10%), d'ilménite, de hornblende (0-15%), de biotite secondaire (0-15%) et de carbonate. La texture micrographique est mal formée mais l'albite en intercroissance montre un arrangement radial distinct. La ferrotonalite à Camflo est souvent fracturée et cataclasée avec formation de plages granoblastiques de quartz et albite très fins et de veinules de carbonate, chlorite, muscovite et biotite.

La composition chimique de gabbros, ferrodiorites et ferrotonalites représentatifs est montrée au tableau 4.3. Les variations sont continues entre gabbro magnésien et ferrodiorite riche en magnétite, mais il y a peut-être un hiatus entre ferrodiorite quartzifère (55% SiO₂) et ferrotonalite (67% SiO₂). Les ferrodiorites injectées dans le Héva ont

TABLEAU 4.3 Composition chimique des roches intrusives tholéitiques

normalisé * :	Dans le Héva						Dans le Piché	
	Gabb.	Dior.	Gabb.	D-Fel.	D-Qz	Tonal.	Diorite	Mineral
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,7	53,7	48,4	54,8	55,9	67,0	49,0	47,5
TiO ₂	1,90	1,51	2,3	1,44	2,7	0,70	1,39	1,69
Al ₂ O ₃	13,4	12,7	13,7	13,6	12,6	12,5	13,7	14,2
Fe ₂ O ₃			7,6		6,3		6,1	11,9
FeO			10,8		10,2		9,7	5,6
FeO _{tot}	16,8	13,6	17,6	13,5	15,9	5,6	15,2	16,3
MgO	5,3	4,8	6,9	3,7	3,6	1,5	6,0	4,4
CaO	7,6	10,0	7,9	5,8	6,0	6,0	8,6	6,9
Na ₂ O	2,8	3,4	2,7	5,4	2,5	4,8	4,6	5,5
K ₂ O	0,23	0,34	0,19	1,8	0,15	1,5	0,5	1,9
P ₂ O ₅	0,13		0,09		0,31		0,12	0,20
MnO	0,25		0,27		0,29		0,19	0,19
non normalisé:								
PAF	1,42		1,45	3,1	3,3			
H ₂ O		1,7				0,40	1,3	1,0
CO ₂		6,8		3,3		4,5	1,9	5,6
S		0,24	0,28	1,9	0,16	0,83	0,4	6,5

* sans volatils

PAF : perte au feu

- 1 - Gabbro, moyenne de 14 analyses de la propriété Marban (Méthot et Trudel, 1987, analyses nos 5, 7, 11, 12, 20, 28, 30, 31, 34, 35, 37, 40 et 41).
- 2 - Ferrodiorite, 4 analyses de la mine Camflo (Chainey, 1983; nos 3104 - 5 - 7 - 8).
- 3 - Gabbro fortement magnétique, propriété Black Cliff (Sauvé, 1987).
- 4 - Ferrodiorite riche en plagioclase, mine Camflo, 3 analyses (Chainey, 1983, nos 3553 - 5- 6).
- 5 - Ferrodiorite quartzifère, propriété Malartic Hygrade (Sauvé 1987, no 12).
- 6 - Ferrodiorite, Mine Camflo, 3 analyses (Chainey, 1981 nos 25, 26, 27).
- 7 - Diorite du Piché, 2 échantillons peu altérés, 1 échantillon carbonaté (analyses no 1, 2 et 3 de Eakins, 1962).
- 8 - Mineral de diorite, 3 échantillons de Barnat, de East Malartic et de Malartic Goldfields (Eakins 1962, nos 4, 5 et 6).

une teneur en TiO_2 (1-3%) et un rapport Fe/Mg plus élevés que les basaltes du Jacola. Comme eux, elles sont très pauvres en K_2O (moins de 1%) mais un apport métasomatique de K est commun à la bordure des filons-couches et dans les zones cisillées. Leur rapport élevé Fe/Mg les placent nettement dans le secteur tholéiitique.

Les ferrotonalites ont une teneur en silice semblable aux tonalites calco-alkalines décrites plus loin. Elles s'en distinguent par une teneur plus élevée en Ti et en Fe, par un rapport Fe/Mg plus élevé, et surtout par une teneur en Al bien moindre (12,5% vs 16,5% Al_2O_3). A teneur de silice égale, les intrusions tholéiitiques du secteur sont plus quartzifères et les roches calco-alkalines plus feldspathiques.

4.2.2.2 DIORITES DU SECTEUR SUD

Selon Eakins (1962), les diorites se présentent surtout en essaims de dykes et de corps irréguliers dans les zones schisteuses du Piché mais elles sont aussi présentes dans le Piché non cisillé. Elles sont rares dans le Pontiac où elles ne forment que des petits dykes déformés, souvent de moins de 1m d'épaisseur. Les diorites n'ont pas été rapportées dans le Groupe de Cadillac.

Les intrusions ont la forme de dykes tabulaires à Malartic Goldfields (Eakins, 1962). Certains dykes ont jusqu'à 30 m d'épaisseur d'après les plans. Dans les zones schisteuses et minéralisées de Barnat-nord et de East Malartic, les diorites ont souvent la forme de cheminées irrégulières et de corps lenticulaires (Eakins, op. cit.) ayant jusqu'à 10 m d'épaisseur. Quelques-unes sont illustrées aux figures 5.3.7 et 5.4.3.

Eakins (1962) croit que les intrusions de diorite ont été précédées et suivies de périodes de cisaillement. Elles seraient donc syntectoniques. Sansfaçon et al. (1987) ont montré que les dykes de diorite dans le Pontiac sont aussi déformés que les grauwackes.

Les diorites sont à grain moyen ou fin. Les diorites peu métasomatisées sont constituées de hornblende vert bleuâtre (40-85%), d'albite (15-40%), d'épidote (1-5%), de sphène (1-3%) et de magnétite ou ilménite (0-8%; Eakins, 1962). Les roches altérées contiennent des quantités variables de quartz, de biotite brune, de chlorite, de carbonate et de pyrite. Les cristaux, d'une taille moyenne de 1 mm, définissent une texture grenue homogène. En bordure des dykes, la diorite est souvent transformée en un schiste à chlorite (Eakins, 1962).

Six analyses chimiques de diorites fraîches et altérées sont fournies par Eakins (1962). Leur composition est celle de basaltes ou gabbros. Leur teneur en silice est un peu moindre que celle des ferrodiorites du Héva mais elles sont semblables à ces dernières par leur haute teneur en Fe et Ti et leur basse teneur en Al. Elles sont d'affinité tholéiitique.

Les "diorites" du secteur sud se présentent donc essentiellement dans le Groupe de komatiites et basaltes de Piché et leur composition est celle de basaltes. Elles sont peut-être reliées d'assez près aux roches volcaniques.

4.2.3 FAMILLE CALCO-ALCALINE

DISTRIBUTION, FORMES ET DIMENSIONS

Les intrusions calco-alkalines sont nombreuses et se retrouvent un

peu partout dans la région, mais elles se concentrent nettement dans deux secteurs qui correspondent d'ailleurs aux secteurs des mines d'or connues.

Dans le secteur sud, les intrusions se retrouvent surtout dans le Piché et dans le Pontiac en bordure du Piché. Le Groupe de Cadillac en contient très peu (quelques-unes sont rapportées dans le secteur de Cadillac). Les intrusions les plus volumineuses sont près de la ville de Malartic. Une masse de "granite porphyrique à albite" (Gunning et Ambrose, 1940) de 600 m par 1 km est présente au nord de la ville. Plusieurs amas de porphyre ayant jusqu'à 3 km de longueur et 200 m d'épaisseur sont présents au sud et au sud-est. D'après Gunning et Ambrose (1940), l'emplacement de ces roches felsiques est souvent contrôlé par des zones de cisaillement. Ainsi, des essaims de petits dykes, de cheminées irrégulières et de petites masses sont particulièrement abondants dans certaines zones schisteuses du Piché, par exemple dans la faille de Barnat, dans la zone minée de East Malartic et dans toute la bordure sud du Piché à l'ouest de Malartic Goldfields. Les intrusions varient de 1 m ou moins d'épaisseur jusqu'aux masses plus imposantes déjà citées. Leur forme varie de tabulaire à irrégulière comme dans le porphyre de Canadian Malartic mentionné plus loin. Le porphyre no 4 de Barnat-nord a une forme de cheminée lenticulaire à plongée faible vers l'ouest (figure 5.3.5). Cette forme semble représentative de plusieurs masses dans les zones très déformées.

Dans la partie nord, les intrusions sont nombreuses dans un secteur s'étendant des propriétés de Malartic Hygrade à First Canadian et Norlartic et se prolongeant vers l'est jusqu'à Kiena, Callahan et Wesdome

sous le lac DeMontigny. Les intrusions sont nombreuses et volumineuses dans le Jacola. Elles sont rares et surtout constituées de dykes étroits dans le Héva et le Kewagama. La cheminée de Camflo forme cependant une exception notable. Près de la mine Norlartic, plusieurs intrusions tabulaires de direction ESE ont jusqu'à 4 km de longueur et 30 à 200 m d'épaisseur. Dans le même secteur, des essaims de dykes de 0,5 à 10 m d'épaisseur occupent de larges zones de cisaillement ESE, dont la faille de Norbenite et la "zone nord" de Norlartic. Localement, ces dykes constituent près de 50% de la zone de cisaillement (G. Mannard, comm. person.) Le stock de Malartic Hygrade, un peu au sud du puits de la mine, mesure 500 m par 100 m en plan. Il est près de la charnière d'un pli P_2 et sa direction EW est parallèle au plan axial. Des essaims de petits dykes de directions variées mais surtout EW abondent aux environs.

TYPES ET COMPOSITION

La texture des dykes étroits varie d'aphanitique à porphyrique, celle des masses plus importantes de porphyrique à équigranulaire (souvent 2-4 mm).

Les intrusions sont surtout felsiques (62-70% SiO_2). La principale variation concerne le feldspath potassique qui peut être absent ou abondant. Les intrusions peuvent être regroupées selon les classes suivantes:

- 1- le stock de Camflo qui est constitué de syénite quartzifère à feldspath alcalin (monzonite quartzifère si l'on classe selon la composition normative). A notre connaissance, c'est l'intrusion la

plus riche en microcline et K_2O du secteur de Malartic.

- 2- Les monzodiorites quartzifères et granodiorites avec une quantité faible à modérée de microcline. Les intrusions du secteur sud, en particulier celle de Canadian Malartic, ont surtout cette composition quoique des roches sans feldspath potassique sont aussi présentes.
- 3- Les tonalites et diorites quartzifères sans feldspath potassique. Pratiquement toutes les roches du secteur nord appartiennent à ce type, en particulier le porphyre de Malartic Hygrade et les intrusions près de la mine Norlartic.
- 4- Les diorites de composition intermédiaire. Ces roches sont rares. Des dykes de microdiorite calco-alcaline (58% SiO_2) sont présents dans la zone de cisaillement de Norbenite à Norlartic et First Canadian. C'est la roche-hôte de la zone minéralisée principale de Norlartic. Certaines intrusions volumineuses à Norlartic sont apparemment transitionnelles entre ce type et le type 3 plus felsique. Enfin, de rares dykes non déformés semblent moins métamorphisés et plus tardifs que les autres. Ils contiennent une hornblende de teinte brunâtre plutôt que la hornblende vert-bleu usuelle des roches métamorphiques. Nous n'en avons observé que deux exemples sur les propriétés de Malartic Hygrade et de Malartic Goldfields.

La classification de ces roches pose certains problèmes. Premièrement, elles sont métamorphisées et le plagioclase est presque entièrement constitué d'albite. Celle-ci est parfois très claire, surtout dans le secteur sud. O'Neill (1935) a ainsi considéré l'albite comme un feldspath alcalin primaire et il a classé comme syénites quartzifères des

roches dont la composition chimique, par sa teneur en K_2O , se compare à la granodiorite plutôt qu'à la syénite quartzifère moyenne. La nomenclature de O'Neill (op. cit.) a cependant été adoptée par les auteurs qui l'ont suivi. Nous croyons que l'albite est largement secondaire et qu'il est plus juste, pour les fins de la classification, d'utiliser la composition normative ou de considérer l'albite comme un plagioclase non alcalin. A notre avis, aucun des échantillons de porphyre du secteur sud que nous avons étudiés n'était une syénite quartzifère à l'origine. Deuxièmement, ces roches ont été métasomatisées et K et Na sont parmi les éléments les plus mobiles lors de l'altération. Des échantillons sont albitisés, tandis que dans d'autres, le microcline remplace le plagioclase. Le rapport plagioclase microcline peut ainsi varier beaucoup dans certaines intrusions. Ce rapport est donc douteux, particulièrement dans les petites intrusions qui sont plus sujettes au métasomatisme.

Quelques analyses chimiques que nous considérons représentatives des roches calco-alcalines peu altérées sont présentées au tableau 4.4. Pour les raisons déjà citées, nos réserves portent surtout sur la teneur en Na et K des porphyres de Canadian Malartic et de East Malartic, mais ces teneurs nous semblent raisonnables. Le stock de Camflo est le plus riche en K_2O (5,5%). Il est particulièrement pauvre en Fe, Mg, Ca et Ti. Sa composition normative correspond à une monzonite quartzifère. Les autres intrusions du secteur nord sont des tonalites et diorites quartzifères contenant environ 1 à 2% de K_2O . Des porphyres felsiques près de la ville de Malartic sont intermédiaires entre le stock de Camflo et les tonalites du secteur nord par leurs teneurs en K, Fe, Mg et Ca. Leur composition

TABLEAU 4.4 Composition chimique des roches intrusives calco-alkalines.

	SvOz Camflo	Monzodiorite quartzifère					Tonalite		Diorite quartzifère		
		Canad. Malart.	East Malartic				Malart. Hygrade	Norlartic	Norlartic Goldfields		
			Alb.	Mineral						mineral	
normalisé *:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	69,2	67,9	67,9	67,4	65,2	67,4	64,3	68,6	61,7	57,9	58,8
TiO ₂	0,12	0,32	0,46	0,53	0,71	0,42	0,35	0,32	0,59	0,85	0,77
Al ₂ O ₃	15,9	16,7	15,9	15,6	17,0	15,9	17,8	16,2	17,4	18,5	17,7
Fe ₂ O ₃		1,4			2,2	2,1	1,1	0,7	2,0	0,6	0,8
FeO		1,4			1,3	0,5	2,1	2,4	4,4	8,0	4,1
FeO _{tot}	1,2	2,7	3,0	3,1	3,3	2,4	3,1	3,0	6,2	8,5	4,8
MgO	0,3	1,1	1,1	1,3	1,4	0,8	3,3	1,0	2,2	3,2	2,7
CaO	2,3	2,5	3,0	2,9	2,8	1,6	3,8	3,1	4,7	3,4	5,3
Na ₂ O	4,6	6,1	5,2	8,0	8,5	4,6	5,0	5,8	5,3	5,1	8,3
K ₂ O	5,8	3,4	3,2	0,9	0,9	6,6	2,0	1,8	1,3	1,9	1,1
P ₂ O ₅	0,04	0,23	0,30	0,21	0,30	0,24	0,08	0,09	0,30	0,43	0,37
MnO	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,08	0,12	0,09
non normalisé:											
PAF			2,0	1,9	1,8	1,4	4,5	2,7	1,4	2,9	
H ₂ O		0,6									1,2
CO ₂	1,8	1,0									4,8
S	0,46	0,14			0,09	1,4	0,02	0,07	0	0,43	0,4
Ba	0,27	0,33	0,15	0,11							
K ₂ O/Na ₂ O	1,3	0,6	0,6	0,1	0,1	1,4	0,4	0,3	0,2	0,4	0,1

* sans volatils PAF : perte au feu

- 1 - Stock de Camflo, syénite quartzifère à feldspath alcalin; moyenne de 82 échantillons de Chainey, 1983.
- 2 - Stock de Canadian Malartic, monzodiorite quartzifère, échantillons nos 7 et 10 de Eakins, 1962.
- 3 - Porphyre de East Malartic, monzodiorite quartzifère, moyenne de 4 analyses (nos 9 de Eakins, 1962 et nos 4A1, 4B1 et 6 de Kerrich, 1983).
- 4 - East Malartic, probablement monzodiorite quartzifère albitisée, 3 analyses (nos 4B2, 9B, 9A; Kerrich, 1983).
- 5 - East Malartic monzodiorite quartzifère minéralisée et albitisée (analyse no 12, Eakins 1962).
- 6 - East Malartic, monzodiorite quartzifère minéralisée, avec apport de S et K (analyse no 11, Eakins, 1962).
- 7 - Stock de Malartic Hygrade, tonalite ou diorite quartzifère (no 14, Sauvé 1987).
- 8 - Dyke de tonalite, roche-hôte de la zone minéralisée "nord-nord" de Norlartic (fig. 5.9.1).
- 9 - Dyke de diorite quartzifère, entre les zones minéralisées "nord" et "nord-nord" de Norlartic.
- 10- Microdiorite, roche-hôte de la zone minéralisée principale, mine de Norlartic.
- 11- "Porphyre gris carbonaté" et albitisé, Malartic Goldfields (Eakins, 1962, no 8).

normative correspond à une monzodiorite quartzifère. L'échantillon de porphyre de Malartic Goldfields est carbonaté et manifestement albitisé, mais c'est la seule analyse disponible de cette propriété. Cette roche est de composition intermédiaire ainsi qu'un autre échantillon de microdiorite de Norlartic.

Toutes ces roches calco-alkalines ont une teneur en alumine bien plus élevée que celle de la famille des intrusions tholéitiques.

CHEMINÉE DE CAMFLO - MONZONITE OU SYENITE QUARTZIFÈRE

La monzonite ou syénite quartzifère de Camflo est une roche leucocrate, grise ou rosée, constituée pour les 3/4 de phénocristaux de feldspath. Les phénocristaux sont relativement constants dans leurs dimension, teneur et composition, mais la texture de la matrice est variable et affectée par une recristallisation granoblastique le long de fines fractures. Les phénocristaux sont de deux types:

- × 50% cristaux euhédres de microcline - perthite et mésoperthite, 1-5 mm;
- × 30% cristaux euhédres à noyaux d'albite (15%) et couronne de perthite (15%); parfois avec une deuxième couronne externe d'albite, 1-3mm.

Quelques échantillons à texture primaire bien conservée comprennent de plus:

- × 15% quartz interstitiel, 1mm;
- × 5% amas de 0,5-2 mm de petits grains secondaires de carbonate, biotite, pyrite, magnétite, muscovite et chlorite. Ces amas ont

entièrement remplacé les grains ferromagnésiens. Un peu de sphène largement transformé en rutile est aussi présent.

D'autres échantillons montrent une matrice quartzo-feldspathique très fine ou un enchevêtrement de grains de quartz, d'albite et d'un peu de microcline de dimension intermédiaire entre les phénocristaux et la matrice très fine. La recristallisation se présente sous forme de grains de quartz et feldspath très fins (0,03 mm) et elle suit la bordure des phénocristaux ainsi que des fractures qui les recoupent. Malheureusement, il est souvent impossible de distinguer entre la cristallisation magmatique fine et la recristallisation due à la déformation.

L'évolution magmatique de la syénite quartzifère est la suivante:

stade précoce - cristallisation de deux feldspaths - alcalin K-Na et plagioclase sodique;

stade intermédiaire - cristallisation d'un seul feldspath alcalin (couronne de perthite autour du plagioclase), accompagné de minéraux cafémiqes;

stade final complexe et mal connu - cristallisation de quartz et, peut-être, de deux feldspaths, accompagnés et suivis de déformation et d'altération pneumatolitique. Les veines de quartz avec microcline et fluorite et l'albitisation locale sont communes.

Les nombreuses analyses chimiques de Chainey (1983) montrent que le stock de Camflo a une composition remarquablement uniforme sauf pour quelques échantillons tectonisés et albitisés qui sont apauvris en K_2O et enrichis en Na_2O . La teneur moyenne, excluant certaines roches albitisées, est rapportée au tableau 4.4. Sur la base de la proportion des minéraux normatifs, le porphyre de Camflo est une monzonite

quartzifère. Pétrographiquement, c'est une syénite quartzifère à feldspath alcalin car la perthite est le feldspath dominant.

Les mesures de Chainey (1983) montrent une autre particularité du stock: une teneur moyenne de 0,27% Ba. Une telle teneur est 3 à 4 fois plus élevée que celle des granites communs mais elle se rencontre dans certaines roches à tendance alcaline ou per- alcaline, comme les laves alcalines et potassiques de Kirkland Lake, Ontario.

4.3 STRUCTURE

La structure est un peu moins complexe dans le secteur nord et elle sera décrite d'abord.

4.3.1 SECTEUR NORD

PLI ET STRUCTURE MAJEURE

La structure majeure du secteur nord est un grand panneau homoclinal subvertical ou légèrement déversé, de direction 120°. Les sommets sont vers le sud. C'est "l'homoclinal sud" de Babineau (1983) ou le flanc sud de l'anticlinal de La Motte-Vassan de Imreh (1984). Cet anticlinal est un pli P_1 selon Dimroth et al. (1983).

L'homoclinal majeur est repris par des plis EW P_2 en forme de Z. Le plan axial de l'anticlinal P_2 le plus important passe près des puits de Malartic Hygrade et de Black Cliff (figure 5.6.1). Son amplitude est d'environ 1 km. Un pli d'amplitude beaucoup moindre traverse les terrains de la mine Camflo et une troisième structure en Z est présente sur la propriété Marban au SE de Camflo (figure 5.6.1). Ces plis sont complexes et le mode de déformation qui leur a donné naissance est mal

connu. L'axe du pli principal a une plongée verticale à Black Cliff. A la mine Camflo, la partie anticlinale du pli est synforme, et la partie synclinale est antiforme.

Ces plis P_2 sont particulièrement évidents près de la bordure entre les Groupes de Malartic et de Kewagama. Vers l'ouest, le Kewagama est intensément plissé. Vers l'est, le pli principal de Malartic Hygrade passe à une zone bouleversée dominée par des zones de cisaillement où les intrusions felsiques sont nombreuses.

Les structures planaires (schistosité, zones de cisaillement, dykes et même zones minéralisées) tendent généralement vers deux orientations principales: (1) à peu près EW et subparallèles au plan axial des plis P_2 , et (2) paraconcordantes ou presque parallèles aux couches stratigraphiques, à environ 120° .

SCHISTOSITE

Une forte schistosité pénétrative affecte les roches métasédimentaires du Kewagama et les volcanites bréchiques du Héva. Les filons-couches de ferrodiorite du Héva sont peu foliés mais contiennent plusieurs petites zones de cisaillement. Les laves du Jacola sont généralement peu foliées mais les roches pyroclastiques montrent une forte schistosité.

La schistosité est particulièrement intense et elle est de direction EW (pendage $70^\circ N$ à 90°) près du pli principal de Malartic Hygrade - Black Cliff. Cette schistosité est à peu près parallèle au plan axial et elle correspond évidemment à S_2 . Au SE, sur le flanc long du pli, la direction de la schistosité oscille généralement de 80° à 130° et peut

devenir quasi-parallèle aux couches stratigraphiques. Cette schistosité "paraconcordante" est développée surtout dans les unités tuffacées prises entre les filons-couches et les laves massives. Babineau (1983) a appelé S_2 la schistosité à 90° et S_1 celle à environ 120° . Nous ne sommes pas absolument convaincus que la schistosité à 120° est bien antérieure à l'autre. Peut-être que les variations de direction de la schistosité viennent de l'hétérogénéité structurale du secteur.

ZONES DE CISAILLEMENT

Les zones de cisaillement sont surtout: (1) de direction ESE et paraconcordantes aux formations ou (2) EW et subparallèles au plan axial des plis P_2 . Les cisaillements EW de type "ductile-cassant" et synmétamorphiques ont été suivis, à Malartic Hygrade, par de petites failles EW peut-être post-métamorphiques. Les cisaillements EW peuvent recouper les cisaillements ESE comme dans la zone minéralisée no 8 de Malartic Hygrade (figure 5.7.5) mais la foliation peut passer de l'une à l'autre comme à l'extrémité NW de la zone de Norbenite à First Canadian (figure 5.9.2).

La zone de cisaillement majeure de Norbenite ou Norlartic est située près des puits de First Canadian et de Norlartic. Sa direction est ESE et son pendage varie de $55^\circ N$ à vertical. C'est une zone de schiste à chlorite-albite et chlorite-talc de 30 à 60 m d'épaisseur et de plusieurs km de longueur. Elle est injectée de nombreux dykes calco-alcalins paraconcordants et de veines de quartz aurifères à certains endroits. Elle est carbonatée, hydratée et riche en chlorite tandis que les roches encaissantes sont riches en hornblende. Le sens du mouvement de la

faille est mal connu. Sur la propriété First Canadian, G. Mannard (comm. pers.) croit que le mouvement est normal-dextre. Au NW du puits de First Canadian, la zone ESE de Norbenite semble prendre brusquement une direction EW.

D'autres zones de cisaillement ESE ou paraconcordantes sont connues mais elles ne sont pas si importantes et elles n'ont pas été tracées latéralement comme la zone Norbenite. La zone minéralisée "Nord" de Norlartic, à 300 m au N du puits (figure 5.9.1), est également dans une large zone de schiste chloriteux injectée de nombreux dykes. La zone minéralisée no 8 de Malartic Hygrade (section 5.7) est un autre exemple d'une zone foliée paraconcordante mais c'est une zone cisailée étroite et bien différente de la zone Norbenite.

Les petites zones de cisaillement EW semblent particulièrement nombreuses près de la charnière du pli P_2 de Black Cliff - Malartic Hygrade. Certaines sont illustrées aux figures 5.7.2 et 5.8.1. Leur pendage est souvent de 70°N à vertical et leur mouvement est mal connu.

Une famille de "failles tardives" qui recoupent le stock de Camflo et qui contrôlent la minéralisation hors du stock (section 5.6) sont de direction ESE. Leur pendage modéré, de 15° à 60°N, diffère du pendage abrupt des grandes zones cisillées. Leur mouvement semble inverse.

DYKES ET INTRUSIONS

Nous avons déjà mentionné que le porphyre de Malartic Hygrade, près du puits de la mine, est situé tout près de la charnière d'un pli anticlinal P_2 et qu'il est allongé dans une direction EW à peu près parallèle au plan axial (figure 5.7.1). Un peu au SE, sur le flanc du

pli, les travaux souterrains de Malartic Hygrade ont montré la présence d'essaims de petits dykes qui sont surtout orientés EW (figure 5.7.2). Ils sont souvent dans d'étroites zones de cisaillement EW. Les dykes sont métamorphisés et déformés, particulièrement ceux dont la direction s'éloigne de 90° (Y. Trudeau, comm. pers.). Leur orientation EW ne vient pas d'une rotation par flexion des couches stratigraphiques car ils sont EW à la charnière et sur le flanc du pli. Elle ne vient pas non plus d'une rotation par cisaillement car plusieurs dykes sont dans des unités volcaniques non foliées. Ils se sont injectés dans une direction EW et sont associés de près aux zones de cisaillement EW.

D'autres dykes sont paraconcordants aux formations, par exemple les gros filons de direction 120° sur les propriétés de First Canadian et de Norlartic (figure 5.9.1). De même, un essaim de dykes paraconcordants de direction 150° borde la zone minéralisée no 8 de Malartic Hygrade (figure 5.7.5).

4.3.2 SECTEUR SUD

Le synclinal majeur de Malartic (ou Cadillac) sépare les secteurs nord et sud. Ce synclinal est probablement recoupé par d'importantes failles longitudinales. Ainsi, Norman (1944) croit qu'une faille importante longe la bordure nord du Groupe de Blake River qui n'est plus, ici, qu'une étroite zone de schistes verts.

FAILLE DE CADILLAC

La structure du secteur sud est dominée par la bande étroite mais continue du Groupe de Piché, qui forme la seule unité-repère du secteur,

et par la faille de Cadillac. Celle-ci, qui longe la bordure sud du Piché à l'ouest de la ville de Malartic, traverse apparemment le Piché pour suivre sa bordure nord à l'est de la ville. Malgré sa renommée, la faille de Cadillac n'est pas une structure unique et distinctive. C'est une forte zone de schistes à talc-chlorite mais ces zones de schistes sont nombreuses dans le Piché à l'est de la ville (figure 5.4.2). Puisque les zones de schistes paraissent lenticulaires et discontinues à la bordure sud du Piché et plus continues à sa bordure nord, Eakins (1962) suppose que la faille majeure (qu'il appelle faille de Malartic) est à la bordure nord du Piché. Cette information vient uniquement des forages qui ne fournissent, malheureusement, aucune indication sur la direction et le sens du mouvement de la faille.

FLIS

Le seul niveau-repère, la bande du Piché, ne montre pas de pli majeur ou évident dans le secteur. Un renflement de la bande au nord de la ville de Malartic est appelé "pli d'entraînement de Fournière" par Eakins (1962) mais il est mal connu. Il correspond à l'endroit où la faille de Cadillac recoupe le Piché et où ce dernier change de prédominance basaltique à prédominance ultramafique. La plupart des auteurs supposent que le litage volcanique dans le Piché est généralement parallèle à la bordure de la bande. Par de l'information obtenue en forages, Sansfaçon (1986) croit plutôt que le litage est de direction variable et souvent oblique à l'allure générale ESE de la bande. De plus, la bordure du Piché serait faillée.

De bons affleurements du Pontiac situés sur la propriété de

Canadian Malartic ont été cartographiés en détail par Sansfaçon (1986). Ils montrent que la déformation est complexe et polyphasée mais dominée par la phase D_2 représentée par de nombreux plis-failles. Les plans axiaux et les failles sont de direction SE ($\approx 135^\circ$). Les plis montrent surtout une forme en S, le flanc long est à peu près EW, à sommet généralement N, à pendage abrupt et surtout N. Le flanc court est presque NS, à sommet souvent déversé vers l'ouest. Les axes de plis P_2 plongent surtout (modérément à abruptement) vers le SE. L'allure générale des strates semble ENE et oblique à la direction générale du Piché (Sansfaçon, 1986).

SCHISTOSITE

Dans le Groupe de Pontiac, Sansfaçon (1986) rapporte une forte schistosité pénétrative S_2 de direction SE (135°) et une deuxième schistosité S'_2 presque EW (100°). S'_2 est moins pénétrative que S_2 . Elle est généralement plus tardive que S_2 mais peut aussi être recoupée par S_2 . Les deux schistosités semblent donc à peu près contemporaines (Sansfaçon, op. cit.).

La forte schistosité pénétrative résulte parfois en un pseudo-litage tectonique remarquable documenté par Sansfaçon (1986) et illustré par Trudel et Sansfaçon (1987). Des affleurements, décrits par Sansfaçon (1986), montrent que la partie faillée de certains plis-failles est silicifiée, carbonatée et le litage original est détruit. La roche altérée peut être à grain fin et d'aspect chertueux mais l'altération est oblique au litage.

INTRUSIONS

Sansfaçon et al. (1987) ont montré que de petits dykes de porphyre et de diorite présents dans le Pontiac sont recoupés par une schistosité et par des petites failles de direction SE. Ils sont aussi déformés que les roches encaissantes. Ces dykes sont donc antérieurs à la déformation D_2 ou précoces dans cette même phase.

FAILLES SE ET ESE

Les failles SE associées aux plis-failles P_2 du Pontiac et subparallèles à la schistosité font évidemment partie de la déformation D_2 .

Sansfaçon et al. (1987) ont décrit la faille Barnat située à la bordure sud du Piché sur la propriété Barnat. C'est une large zone schisteuse de direction ESE à pendage subvertical ou abrupt vers le NE (voir la section 5.3). Elle est probablement représentative de toute une famille de failles de même direction qui recourent le Piché d'après la carte de Sansfaçon (1986). La faille de Cadillac a la même direction. Ces failles, à peu près parallèles à celles des plis-failles, ont dû jouer lors de la déformation D_2 même si certaines, comme la faille de Cadillac, sont peut-être antérieures à D_2 .

FAILLE EW DE SLADEN

La faille de Sladen est située directement dans les secteurs minés de Canadian Malartic, de Sladen Malartic et de East Malartic. Sa relation étroite avec le minerai et certaines de ses caractéristiques sont traitées dans la description des mines individuelles. Sa direction

moyenne est de 95° et son pendage est subvertical à modéré vers le sud. Elle a 3 km de longueur. Elle recoupe nettement la faille Barnat et les intrusions de direction ESE que celle-ci englobe. Cependant, sa surface devient très sinueuse à cet endroit (voir "pli de Sladen", sections 5.3 et 5.4) comme si la faille de Barnat avait rejoué légèrement durant ou après la formation de la faille de Sladen. Byers et Gill (1948) croient que le mouvement sur la faille Sladen fut inverse-senestre avant la période de minéralisation aurifère et inverse-dextre après la minéralisation. Le rejet n'est pas connu mais n'est peut-être pas considérable puisque le stock de Canadian Malartic est recoupé par la faille (en profondeur dans la mine) sans être sectionné en deux tronçons isolés.

4.4 METAMORPHISME ET ALTERATION

4.4.1 GENERALITES

Négligeant momentanément plusieurs complications, le métamorphisme croît du nord vers le sud dans la région, les faciès métamorphiques étant les suivants:

- Secteur N ou de Camflo: - faciès schistes verts supérieur, zone de la biotite;
- Secteur du Piché: - même faciès mais la proportion de hornblende relativement à la chlorite est plus élevée (faciès amphibolite inférieur rétrogradé à celui des schistes verts supérieurs d'après Sansfaçon, 1986);

Secteur S ou du Pontiac: - faciès amphibolite, les zones de la staurotide puis de la sillmanite sont rencontrées vers le sud.

Une complication importante porte sur le fait que des roches appartenant apparemment au faciès amphibolite sont présentes localement dans le Groupe de Cadillac, au nord du Piché. Ceci est basé sur la calcicité du plagioclase. De plus, des zones locales sont fortement hydratées, carbonatées, biotitisées ou chloritisées. La plupart correspondent à la zone métamorphique de la biotite, certaines peuvent être légèrement rétrogrades. L'altération est souvent semblable à celle rencontrée près des gisements et on ne peut pas toujours dire si elle est reliée ou non à la minéralisation.

Toutes les schistosités pénétratives et les zones de cisaillement de la région sont contemporaines au métamorphisme. La déformation D_2 est donc clairement synmétamorphique. Les intrusions felsiques, en partie contemporaines à D_2 , montrent un métamorphisme d'auréole dans les roches ultramafiques où le talc, apparemment formé lors d'une phase antérieure de métamorphisme, est largement détruit (voir komatiites du Jacola, section 4.1.1.1). Les intrusions sont métamorphisées et leur plagioclase est largement transformé en albite. Toutes les zones minéralisées ont une minéralogie compatible avec le faciès métamorphique régional.

4.4.2 ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES

Les komatiites montrent deux assemblages principaux:

- 1- trémolite-actinolite + serpentine(± chlorite) + magnétite ± talc;
- 2- chlorite + talc + carbonate ± magnétite.

La différence vient de la carbonatation et non du grade

métamorphique. La formation d'auréoles d'actinolite + chlorite + sphène autour des intrusions felsiques a déjà été mentionnée. Des zones amphibolitisées reliées à la minéralisation aurifère sont mentionnées dans la description des mines Barnat et East Malartic.

Les roches basaltiques (y compris les "diorites") sont constituées d'assemblages qui varient de:

(1) albite + hornblende + un peu d'épidote (\pm quartz) à (2) albite + chlorite + épidote + biotite + carbonate (+ quartz). Le rapport hornblende à chlorite est très variable, les roches schisteuses étant généralement plus chloriteuses. Les basaltes du Jacola et les ferrodiorites massives du Héva sont riches en hornblende et plusieurs échantillons sont pratiquement sans chlorite. Faisant contraste avec celles-ci, les laves schisteuses du Héva sont pratiquement sans hornblende. Ces roches doivent être, malgré tout, à un même grade métamorphique. Dans le secteur sud, des roches basaltiques du Piché sont presque sans chlorite. D'autres en contiennent beaucoup mais la chlorite est, au moins en partie, reliée spatialement à la minéralisation aurifère. Dans les secteurs nord et sud, l'amphibole est légèrement à fortement pléochroïque en jaune pâle (X), vert (Y) et bleu-vert (Z). L'assemblage (1) ci-dessus correspond au sous-faciès "amphibolite à albite-épidote" (Turner, 1968). Il fait partie du faciès schistes verts supérieurs et il est transitionnel entre les faciès schistes verts et amphibolite. La hornblende de teinte bleu-vert est d'ailleurs assez caractéristique dans les roches mafiques du faciès schistes verts supérieur.

Les schistes métasédimentaires du Kewagama sont essentiellement

formés de quartz + albite + biotite + muscovite + chlorite et d'un peu d'épidote. Tourigny (1984) rapporte la présence d'un peu de stilpnomélane. La biotite est partiellement chloritisée. Les schistes du Cadillac sont minéralogiquement semblables sauf pour le plagioclase mentionné plus loin. Les schistes du Pontiac sont riches en biotite et parfois en muscovite. La chlorite est virtuellement absente sauf à certains endroits où elle est considérée rétrograde (Gunning et Ambrose, 1940) ou reliée à la minéralisation (Sansfaçon et al., 1987). Le grenat et la staurotide apparaissent à deux km au sud de la ville de Malartic (Sansfaçon, 1986).

Les intrusions felsiques du secteur nord sont surtout formées de quartz + albite + séricite + chlorite + épidote. Le plagioclase original est transformé en albite criblée d'inclusions de séricite ou de clinozoisite et les minéraux ferromagnésiens sont transformés en chlorite et épidote. La biotite secondaire est abondante à Camflo et dans les porphyres de Canadian et East Malartic.

4.4.3 ALBITE ET OLIGOCLASE

La réaction:



nous semble la plus utile pour délimiter les faciès schistes verts et amphibolite dans les roches mafiques et les schistes peu alumineux de la région. Turner (1968) a ainsi discuté du "saut du plagioclase" de l'albite à l'oligoclase ($An_{>15}$) dans le métamorphisme. Ambrose (dans Gunning et Ambrose, 1940, figure 6) a indiqué sur une carte reproduite à la figure 4.1 plus de 125 déterminations de la calcicité du

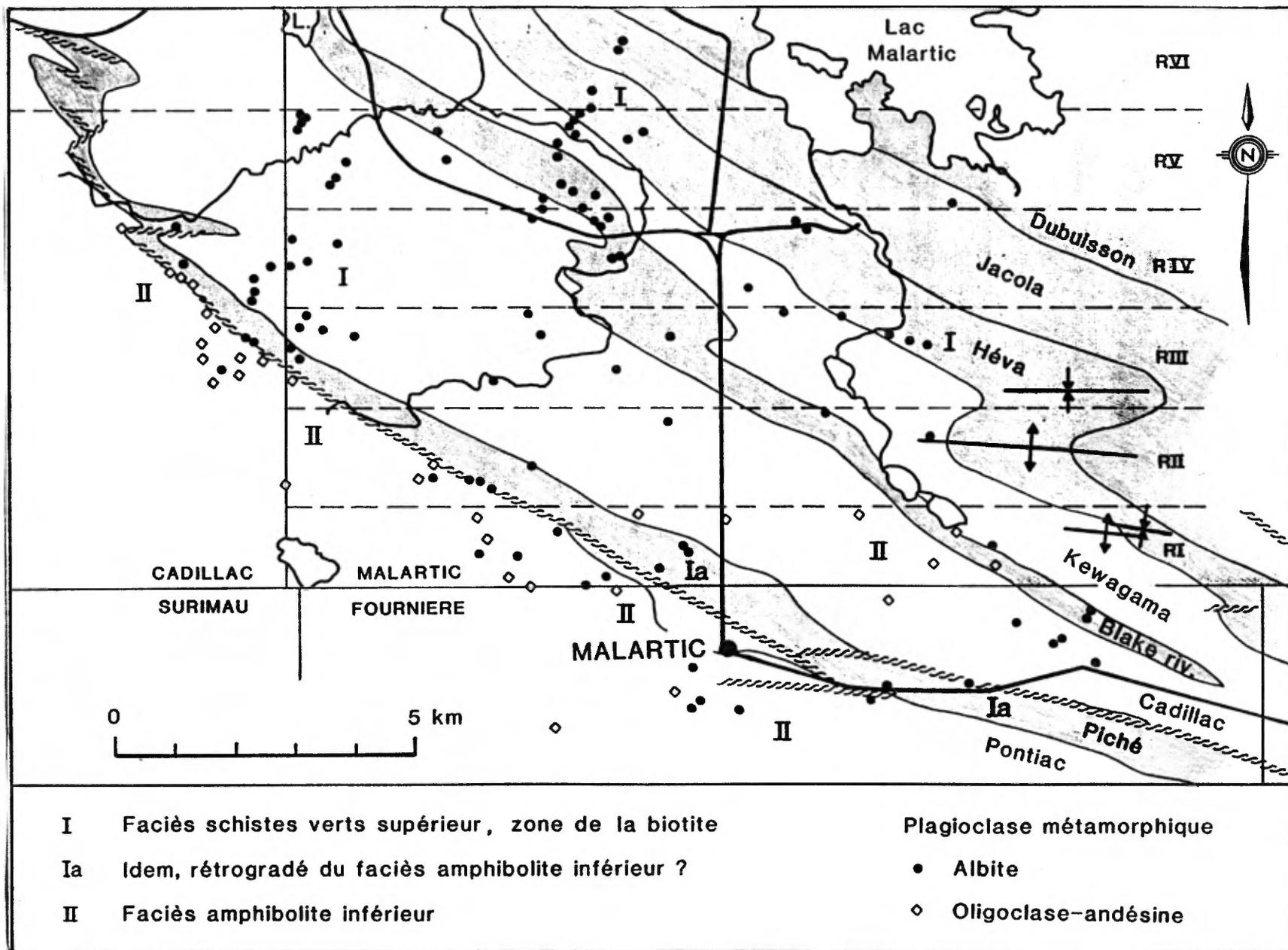


Figure 4.1 Distribution des faciès métamorphiques de la région de Malartic. Détermination du plagioclase par Ambrose (Gunning et Ambrose, 1940).

plagioclase dans la région de Malartic. Sauf pour une petite aire dans le Groupe de Cadillac au NE de la ville de Malartic, le plagioclase est essentiellement constitué d'albite dans le Groupe de Piché et au nord de ce groupe. Ces roches appartiennent donc au faciès des schistes verts. Dans l'aire précitée et dans les schistes du Pontiac au sud du Piché, le plagioclase est communément de l'oligoclase calcique (An_{17-30} - Gunning et Ambrose, 1940; Sansfaçon, 1986) mais l'albite est aussi présente. Ces roches font présument partie du faciès amphibolite, d'autant plus que la chlorite y est généralement absente. La présence d'albite dans le faciès amphibolite peut avoir diverses causes, telles que l'absence de clinozoisite (l'épidote n'est souvent présente qu'en traces dans les quelques échantillons que nous avons examinés), un métamorphisme rétrograde, une pression de vapeur de H_2O ou de CO_2 localement plus élevée et associée ou non à la minéralisation, etc.

D'après Sansfaçon (1986), les roches du Piché près de Malartic ont aussi atteint le faciès amphibolite inférieur. Il rapporte la présence d'oligoclase et de hornblende dans des intrusions mafiques non déformées et non minéralisées. Le secteur aurait ensuite été rétrogradé au faciès schistes verts avec formation d'albite et de chlorite lors de la période de minéralisation.

Quelque soit le cas, le métamorphisme de ce secteur était près de la limite entre les faciès schistes verts et amphibolite.

4.4.4 ALTERATION

CHLORITE

Les roches mafiques de certaines zones schisteuses, par exemple la grande zone de cisaillement de Norbenite, sont fortement chloritisées et consistent surtout d'albite + chlorite + carbonate. Les mêmes roches hors de la zone sont formées surtout d'albite + hornblende et d'un peu d'épidote. Il y a eu hydratation et carbonatation de la zone mais cette altération est-elle rétrograde et formée après le pic thermique du métamorphisme? C'est possible, mais non certain, car les laves du Héva montrent bien que l'assemblage albite + chlorite + carbonate sans hornblende peut être stable dans le secteur nord. Souvent d'ailleurs, la présence de biotite abondante montre que les roches altérées appartiennent bien au faciès schistes verts supérieur. S'il y a eu abaissement de température, il est relativement faible.

BIOTITE

Un apport métasomatique de K_2O avec formation de biotite abondante est évident dans des zones cisillées dans les filons-couches du Héva car le reste du filon-couche est sans mica. Un apport moins prononcé mais plus répandu affecte les laves bréchiques et les roches pyroclastiques de toute la Formation de Héva. Des coussins de laves ont souvent une couronne noire riche en biotite. Quelques analyses d'andésite schisteuse du Héva ont 1% de K_2O ou plus. Dans le Groupe de Malartic, cette

biotitisation est essentiellement restreinte au Héva; les laves du Jacola, même schisteuses, sont presque sans biotite. Ceci s'applique également aux zones minéralisées: la zone no 8 de Malartic Hygrade et celle de First Canadian, qui sont dans le Jacola, contiennent très peu de biotite tandis que ce minéral est abondant dans le minerai de diorite de Camflo qui est dans le Héva. La biotitisation est si répandue qu'elle ne semble pas reliée à la minéralisation, sauf à proximité des zones minéralisées.

Les schistes à talc-chlorite-carbonate du Piché contiennent souvent une quantité considérable de biotite, parfois 10-15%. Mais les échantillons que nous avons examinés viennent surtout des environs des mines et l'addition évidente de K_2O est probablement reliée à la minéralisation.

MAGNÉTITE

Une faible quantité de magnétite (1%) est commune dans les volcanites du Héva. Ce minéral est pratiquement absent dans les basaltes du Jacola même dans ceux qui, manifestement, contenaient autrefois de la magnétite titanifère indiquée par la présence de leucoxène. La signification de cette magnétite n'est pas claire. Peut-être que la partie supérieure du Groupe de Malartic a été plus oxydée (avec ajout de potassium) dans une phase tardi-volcanique, car le Héva contient également de la magnétite à l'est de Val d'Or. Peut-être que la magnétite est reliée à la minéralisation car toutes les lithologies de la mine Camflo, qu'elles appartiennent au Héva ou au Kewagama, en contiennent un peu.

4.5 SEQUENCE CHRONOLOGIQUE, AGE RELATIF DE LA MINERALISATION AURIFERE

Comme l'histoire tectonique et métallogénique des parties nord (Groupe de Malartic) et sud (Groupes de Piché et de Pontiac) sont possiblement différentes, il apparait raisonnable de les traiter séparément. D'ailleurs, les relations d'âge entre ces trois groupes font encore l'objet de controverses et les deux secteurs sont séparés par la faille majeure de Cadillac, de telle sorte que leur évolution a pu être indépendante.

La chronologie des événements du secteur nord s'établit comme suit:

- 1- mise en place des komatiites et basaltes tholéitiques du Malartic inférieur (plaine volcanique sous-marine), puis des laves tholéitiques et calco-alcalines du Malartic supérieur.
- 2- injection des filons-couches de gabbro et de ferrodiorite différenciés pénécontemporains avec le volcanisme. Possiblement, oxydation et apport de K_2O dans la partie supérieure de la séquence volcanique;
- 3- déposition des sédiments du Groupe de Kewagama, de dérivation volcanique. Alternance locale de laves et de sédiments à la partie inférieure du groupe;
- 4- première phase de déformation D_1 probablement accompagnée de métamorphisme: les strates sont redressées à la verticale et ont une direction SE;
- 5- deuxième phase de déformation D_2 et de métamorphisme générant des plis d'orientation EW. Durant la déformation, intrusion de dykes et de stocks felsiques et intermédiaires, fracturation et minéralisation en or. Des failles EW sont les dernières

manifestations de la déformation D_2 . En fait, les phases D_1 et D_2 ne sont probablement pas isolées l'une de l'autre mais forment une continuité ou progression dans la déformation puisque les plis EW P_2 ne sont pas géométriquement incompatibles avec l'anticlinal majeur de La Motte. De plus, même si certaines intrusions sont clairement contrôlées par les structures tardives EW et sont contemporaines à la déformation D_2 , elles ne sont pas nécessairement toutes de cet âge. Certaines pourraient être un peu plus précoces et contemporaines à D_1 . Le point important est qu'elles sont généralement synchroniques. Il en va de même pour la minéralisation aurifère. Celles de Camflo (section 5.6) et de Black Cliff (section 5.8) et certaines zones minéralisées de Malartic Hygrade (5.7) sont contrôlées par des plis et fractures EW et sont contemporaines à la phase D_2 . L'évidence n'est pas claire pour d'autres zones minéralisées comme la zone no 8 de Malartic Hygrade qui pourraient être contemporaines à D_2 ou plus précoces.

Les relations chronologiques du secteur sud sont l'objet de nombreuses controverses et les divers intervenants ne s'entendent pas sur l'âge relatif du Pontiac et du Piché. Presque tous les auteurs admettent que la faille de Cadillac est une structure majeure. Elle serait très précoce, synsédimentaire (Dimroth et al., 1983a), mais elle aurait été réactivée plusieurs fois. Elle n'est probablement pas une faille unique mais un groupe de failles ESE anastomosées (Sansfaçon, 1986). Le Groupe de Piché, intimement associé à ce groupe de failles est une unité plus structurale que stratigraphique dans le secteur (C. Hubert, comm. pers.). Plusieurs phases de plissement sont reconnues dans le Pontiac. Les

plis les plus évidents, appelés P_2 par Sansfaçon (1986), sont des plis-failles ESE à proximité du Piché. La faille EW de Sladen recoupe des fractures ESE de la phase D_2 et elle est tardive par rapport à celle-ci.

Tous les auteurs admettent que les intrusions felsiques sont plus jeunes que les intrusions mafiques et Eakins (1962) rapporte que des porphyres non déformés sont parfois adjacents à des diorites très cisailées. Selon Derry et Herz (1948) et Eakins (1962), les porphyres sont postérieurs à la phase majeure de plissement. Ils sont généralement associés à des zones de cisaillement (Gunning et Ambrose, 1940). D'après Eakins, la déformation postérieure aux porphyres est généralement minime: ces intrusions sont fracturées mais, en général, elles ne sont pas recoupées par de fortes failles à déplacement appréciable. Sansfaçon et al. (1987) ont des vues très différentes sur ce sujet. Ils ont montré clairement que des petits dykes de porphyre situés dans le Pontiac sont précoces dans la phase D_2 ou antérieurs à celle-ci. Ils croient que les intrusions felsiques sont fortement déformées. Certaines masses intrusives dans des zones schisteuses seraient des segments de méga-dykes qui ont été disloqués et dispersés.

La minéralisation aurifère est décrite plus loin. Mentionnons cependant que les 2/3 du minerai miné dans le secteur sud proviennent de la zone de fracture EW de Sladen (sections 5.2, 5.3 et 5.4) qui est tardive dans la phase D_2 . Le reste vient d'intrusions de diorite et de porphyre de Malartic Goldfields (section 5.5) et du secteur de Barnat-nord (5.3). Cette minéralisation est contrôlée par des fractures associées à des zones de déformation importante. Sansfaçon (1986)

mentionne que de l'or a aussi été trouvé dans des structures plissées qui sont recoupées par la schistosité régionale S_2 . Cette minéralisation est cependant oblique aux contacts lithologiques et elle est de caractère épigénétique.

Malgré la complexité de la situation et plusieurs incertitudes, la séquence d'événements suivante est proposée pour le secteur sud:

- 1- mise en place de sédiments du Groupe de Pontiac et des roches volcaniques du Groupe de Piché. La faille de Cadillac est possiblement une faille de croissance déjà active;
- 2- première phase de déformation D_1 , complexe et mal connue. Le Piché est peut-être une écaille de faille formée lors de cette période. Les intrusions de diorite précèdent apparemment la formation de l'écaille. Petits plis (P_1 ?) isoclinaux de direction NE dans le Pontiac (Sansfaçon, 1986). Une minéralisation aurifère précoce est possiblement associée à cette phase de déformation;
- 3- intrusions felsiques syncinématiques: elles seraient moins déformées que les diorites et pourraient être précoces dans la phase D_2 ;
- 4- métamorphisme au faciès amphibolite inférieur, contemporain à la schistosité régionale. Le pic thermique est peut-être précoce dans la phase D_2 ;
- 5- deuxième phase de déformation D_2 formant la schistosité et les plis-failles ESE dans les sédiments du Groupe de Pontiac et mouvement renouvelé dans les zones de cisaillement du Piché. Minéralisation aurifère accompagnée apparemment d'un métamorphisme rétrograde au faciès schistes verts supérieur: la biotite est

abondante;

6- zone de fracture de Sladen et failles EW tardives dans la phase D₂.

Minéralisation aurifère abondante;

7- formation de plis en chevrons de directions ENE (D₃ ?) et d'un réseau conjugué de "kink bands" de directions NE et NW. Ces déformations sont de faible amplitude (généralement centimétrique) et ne modifient pas de façon significative les motifs de plissements superposés existants.

En dernière analyse, il y a plusieurs ressemblances dans l'évolution tardive des secteurs nord et sud de la région de Malartic. Par exemple, les deux secteurs contiennent des schistosités pénétratives et des zones de cisaillement de direction ESE et EW qui semblent partiellement contemporaines mais les structures EW sont un peu plus tardives. Les intrusions felsiques de taille moyenne et petite sont très abondantes dans les deux secteurs. Elles sont syncinématiques mais elles ne sont probablement pas toutes strictement simultanées.

CHAPITRE 5

DESCRIPTION DES GISEMENTS

5.1 GENERALITES

5.1.1 REPARTITION DES GISEMENTS

Le tableau 5.1. donne la répartition des gisements aurifères du secteur de Malartic selon les différentes formations lithostratigraphiques. Pour certaines mines (Barnat-Sladen, East Malartic et Camflo), la production est répartie entre plusieurs formations. Dans le cas des mines Barnat-Sladen et Camflo, on connaît exactement la proportion de minerai provenant de chaque source. Par contre, pour la mine East Malartic, nous avons dû établir une valeur approximative à partir des données disponibles sur ce gisement. On peut déduire de l'examen du tableau 5.1 qu'un peu plus de 58% du potentiel aurifère de la région est contenu dans le Groupe de Piché, contre 19% chacun pour les Groupes de Pontiac et de Kewagama, et 2% chacun pour les parties supérieure et inférieure du Groupe de Malartic.

Cette approche lithostratigraphique peut être intéressante pour orienter l'exploration à l'échelle régionale, mais elle masque, à notre avis, une partie de la réalité. En effet, dans plusieurs cas, la minéralisation aurifère n'est pas associée directement aux roches volcaniques et sédimentaires qui définissent les unités lithostratigraphiques, mais plutôt à la présence de masses intrusives compétentes à l'intérieur de celles-ci.

TABLEAU 5.1. - REPARTITION DES GISEMENTS

Mine	Formation litho- -stratigraphique	Roche encaissante	Production (t Au)	Réserves (t Au)	Potentiel (production +réserves)
1.Canadian Malartic	Groupe de Pontiac	Grauwackes et amas de syénite recoupant ces derniers	37,22	n.d.	37,22
2.Barnat-Sladen zone Sladen	Groupe de Pontiac	Grauwackes et amas de syénite recoupant ces derniers	7,70	n.d.	7,70
zone Barnat-Nord et Barnat-Sud	Groupe de Piché	Amas de diorite de syénite dans des roches mafiques et ultramafiques schisteuses	31,00	n.d.	31,00
3.East Malartic: Environ 90% de la production	Groupe de Piché	Amas de syénite et diorite dans des roches mafiques et ultramafiques schisteuses-	79,84 (approx.)	5,60	85,44
Environ 10% la production	Groupe de Pontiac	Grauwackes	8,87 (approx.)	n.d.	8,87
4.Malartic Gold -Fields	Groupe de Piché	Amas de diorite des roches mafi- ques et ultrama- fiques schis- teuses	52,95	n.d.	52,95
5.Canflo et Malartic Hygrade: (environ) 91% de la production	Groupe de Kewagama	Cheminée chindri- que de monzonite dans des grauwa- cke et des schis- tes argileux	46,56	7,43	53,99
(Environ 8% de la production	Groupe de Malartic Supérieur, Forma- tion de Héva	Diorite et roches volcaniques	3,83	n.d.	3,83
(Environ) 1% de la production	Groupe de Kewagama	Formation de fer et schiste à bio- tite et muscovite	0,60	n.d.	0,60
6.Malartic Hygrade (zone B ou Orion)	Groupe de Malartic Inférieur, Forma- tion de Jacola	Basalte bréchi- fié	nil	1,64	1,64
7.Black Cliff	Groupe de Malartic Supérieur, Forma- tion de Héva	Filon-couche de dans des tufs et andésites	nil	1,07	1,07
8.First Canadian	Groupe de Malartic Inférieur, Forma- tion de Jacola	Komatiite, basalte et intrusions de microdiorite	nil	4,32	4,32
TOTAL:			268,57	20,06	288,63

Par exemple, en ce qui concerne le Groupe de Piché, il est bien établi que la plus grande part du minerai provenait d'intrusions de porphyre et de diorite dans les roches volcaniques schisteuses. Même si, à la mine East Malartic, on minait une certaine quantité de schiste présent entre les intrusions, la majorité de l'or était contenu dans les roches intrusives.

En ce qui concerne le Groupe de Pontiac, même si certains amas minéralisés ont été exploités dans des grauwackes fracturés et silicifiés, le minerai provenait en partie d'intrusions de syénite recoupant les grauwackes, ou de la zone de contact silicifiée entre les grauwackes et les porphyres. De même, le Groupe de Kewagama apparaît important parce qu'il renferme la mine Camflo, mais presque tout le minerai provient d'une cheminée cylindrique de syénite quartzifère qui recoupe les sédiments, ceux-ci ne contenant qu'une très faible partie de la minéralisation.

Ces constatations font ressortir l'importance des roches intrusives pour la minéralisation aurifère dans le secteur de Malartic. A notre avis, le contrôle de la minéralisation aurifère dans la région est à la fois structural et lithologique. Les gisements d'or se localisent dans des zones de fortes déformations, aux endroits où des roches compétentes sont encaissées dans des roches plus ductiles. Dans ces zones, les roches résistantes ont été fracturées et minéralisées en or, tandis que les roches incompétentes se sont déformées de façon ductile, sans créer d'ouvertures favorables à la déposition des filons aurifères.

Finalement, cette approche lithostratigraphique met quand même en évidence l'absence de gisements connus dans les Groupes de Cadillac et de

Blake River. On constate également que dans le secteur de Malartic, aucune mine importante n'a encore été découverte dans les roches volcaniques du Groupe de Malartic, même si quelques petits gisements y sont connus. Hors du secteur, cependant, le Groupe de Malartic contient plusieurs mines importantes dans la région de Val d'Or.

5.1.2 CARACTERISTIQUES GENERALES DES GISEMENTS

Dans les sections qui suivent, les gisements seront décrits en commençant par le secteur sud qui comprend, de l'ouest vers l'est, les 4 gisements suivants: Canadian Malartic, Barnat-Sladen, East Malartic et Malartic Goldfields. La mine Canadian Malartic, la section Sladen de la propriété Barnat-Sladen et la mine East Malartic sont adjacentes et toutes situées sur une même faille EW, la faille de Sladen (figure 5.3.4). La partie W de la faille est dans les grauweekes du Pontiac à proximité d'une intrusion de porphyre monzodioritique quartzifère tandis que la partie E sépare les Groupes de Pontiac et de Piché. Le minerai n'est pas de type filonien. Il forme de larges zones où l'or est surtout disséminé dans le grauweeke altéré à l'ouest (Canadian Malartic et Sladen), et dans des lithologies variées dans une zone schisteuse à l'est (East Malartic). Le secteur Barnat est à 500 m au nord de la faille de Sladen. L'or y est dispersé dans des intrusions de porphyre felsique et de diorite intensément fracturées, altérées et recoupées de veinules de quartz. Ces intrusions sont situées dans des zones de schistes à talc-chlorite du Piché. Les gisements de Malartic Goldfields, à 7 km à l'est de East Malartic, sont semblables à ceux de Barnat sauf que le minerai est essentiellement dans les intrusions de diorite.

Ces intrusions sont dans les schistes du Piché, près de la bordure nord de ce groupe.

Quatre gisements sont décrits dans le secteur nord: Camflo, Malartic Hygrade, Black Cliff et First Canadian. La plupart du minerai de la mine Camflo vient d'une cheminée de porphyre de monzonite ou syénite quartzifère intensément fracturée et recoupée par une multitude de veinules de quartz, en partie aurifères. De larges sections de la cheminée sont minées en vrac. Ce minerai ressemble sans doute à celui du porphyre felsique de Barnat, mais sa teneur en or est plus élevée. La cheminée a une grande continuité verticale et sa minéralisation nous rappelle celle de la cheminée de la mine Lamaque, à Val d'Or. Lamine Camflo contient également du minerai de "diorite" qui s'est formé surtout dans la partie felsique différenciée des filons-couches de ferrodiorite. Lamine Camflo est dans la charnière d'un petit pli EW P₂.

La cheminée de Camflo se prolonge en profondeur sur les terrains de Malartic Hygrade. Ailleurs, sur cette propriété, on a récemment découvert un amas aurifère ("no 8") dont la moitié environ est constituée d'une brèche basaltique fortement pyritisée qui rappelle le type de minéralisation présent à la mine Kiena, à 9 km au SE. L'autre moitié est un complexe de veines de quartz avec enclaves de brèche pyritisée. Cette brèche minéralisée occupe une position paraconcordante de direction SE dans les basaltes et komatiites du Jacola. Le gîte de Black Cliff consiste en filons de quartz dans de petites zones de cisaillement EW dans un filon-couche de gabbro et ferrodiorite à la charnière d'un pli EW P₂. La zone minéralisée de First Canadian occupe la partie centrale de la zone de cisaillement de Norbenite, une large zone de schiste à

talc-chlorite, de direction ESE et paraconcordante aux formations sur le flanc long des plis. Une partie de la minéralisation prend la forme d'étroits filons de quartz, parfois à très haute teneur en or.

5.2 MINE CANADIAN MALARTIC

5.2.1 LOCALISATION

Les terrains de la mine Canadian Malartic sont à la bordure sud de la ville de Malartic à 28 km à l'ouest de Val d'Or.

5.2.2 HISTORIQUE

Les premiers indices d'or sont découverts par les frères Gouldie en 1923 (actuelle zone Gouldie, figure 5.2.1) mais le développement est lent à cause de l'inaccessibilité de la région. Une cartographie détaillée par W.F. Jones et J.E. Gill en 1928 montre la persistance d'une zone aurifère EW mais les claims sont abandonnés en 1929 car la teneur est jugée trop basse. Les terrains sont acquis par Canadian Malartic Gold Mines Limited en 1933. Ventures Limited prend ensuite une option de contrôle et, en 1934, encouragé par l'augmentation du coût de l'or, entreprend la mise en production du gisement.

La production débute en mai 1935, après la construction d'un atelier d'une capacité de traitement de 135 t/jr. La quantité de minerai extrait sera augmentée progressivement jusqu'à la fin de 1958 (1 180 t/jr) avant d'être ramenée à 815 t/jr en 1962. Durant cette période, quatre puits auront été creusés. Le puits no 1 (350 mètres) et le puits no 3 (230 mètres) sont verticaux et comptent respectivement 9 et 7 niveaux espacés de 45 à 60 mètres. Le puits no 2, d'une profondeur verticale de 500 mètres, est incliné à 60° jusqu'au 7^e niveau (environ 270 mètres) puis devient vertical jusqu'au 13^e niveau (500 mètres). Enfin, le puits no 4 (ou puits Gouldie) est vertical et ne descend qu'à une trentaine de mètres de profondeur.

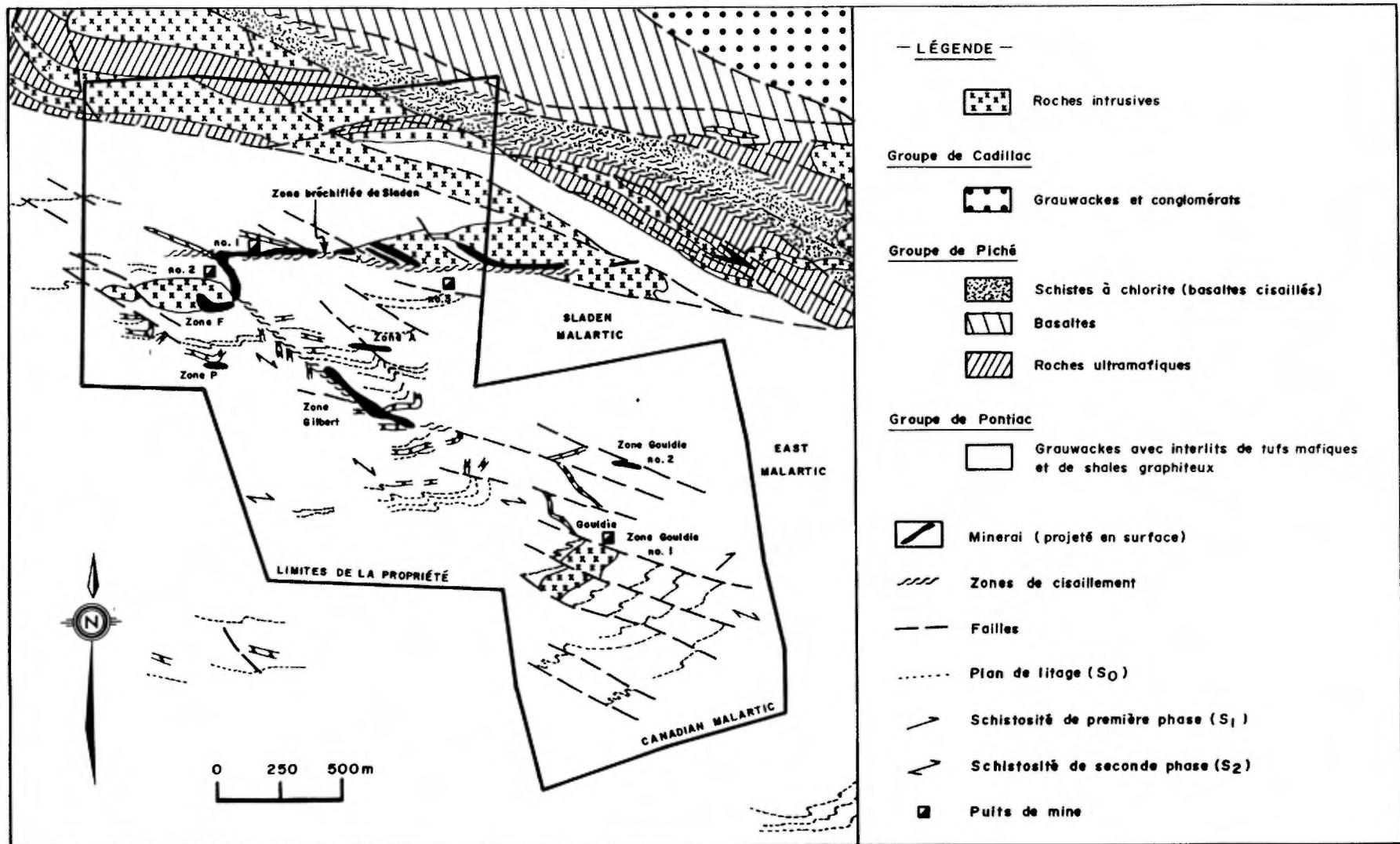


Figure 5.2.1 Géologie de la propriété Canadian Malartic (modifié d'après Sansfaçon, 1986 et de la carte de compilation géoscientifique 32D/1 du SNRC).

La mine cesse ses opérations le 20 janvier 1965. La production aura duré de 1935 à 1965 et aura fourni 9 931 376 tonnes de minerai d'une teneur moyenne de 3,37 g/t Au et de 2,01 g/t Ag, soit l'équivalent de 33 468 kilogrammes d'or et 19 998 kilogrammes d'argent. La mine fut très profitable malgré la basse teneur. Les zones minéralisées, qui étaient de bonnes largeurs et constituées de roches compétentes, étaient abattues par grands chantiers ouverts à un coût par tonne minée exceptionnellement bas.

5.2.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

Derry (1939) a publié une excellente description générale de la géologie de la mine telle que connue à ses débuts. Une mise à jour fut publiée en 1948 (Derry et Herz). O'Neil (1935) a étudié la pétrographie de la propriété et Eakins (1962) a contribué par une étude détaillée de la minéralisation et des roches encaissantes du camp minier de Malartic. Un bref aperçu d'une étude structurale récente du secteur a été publié par Sansfaçon (1986). Grant et al. (1987) ont fait une synthèse des travaux géologiques effectués à la mine.

5.2.4 GEOLOGIE LOCALE

Le gîte de Canadian Malartic est dans les roches métasédimentaires ("grauwackes") du Pontiac, à 1/2 km au sud des roches volcaniques du Groupe de Piché et de la faille de Cadillac.

Les faits saillants du secteur miné sont les suivants (figure 5.2.2):

1- la zone bréchique EW de Sladen. C'est une longue zone altérée de

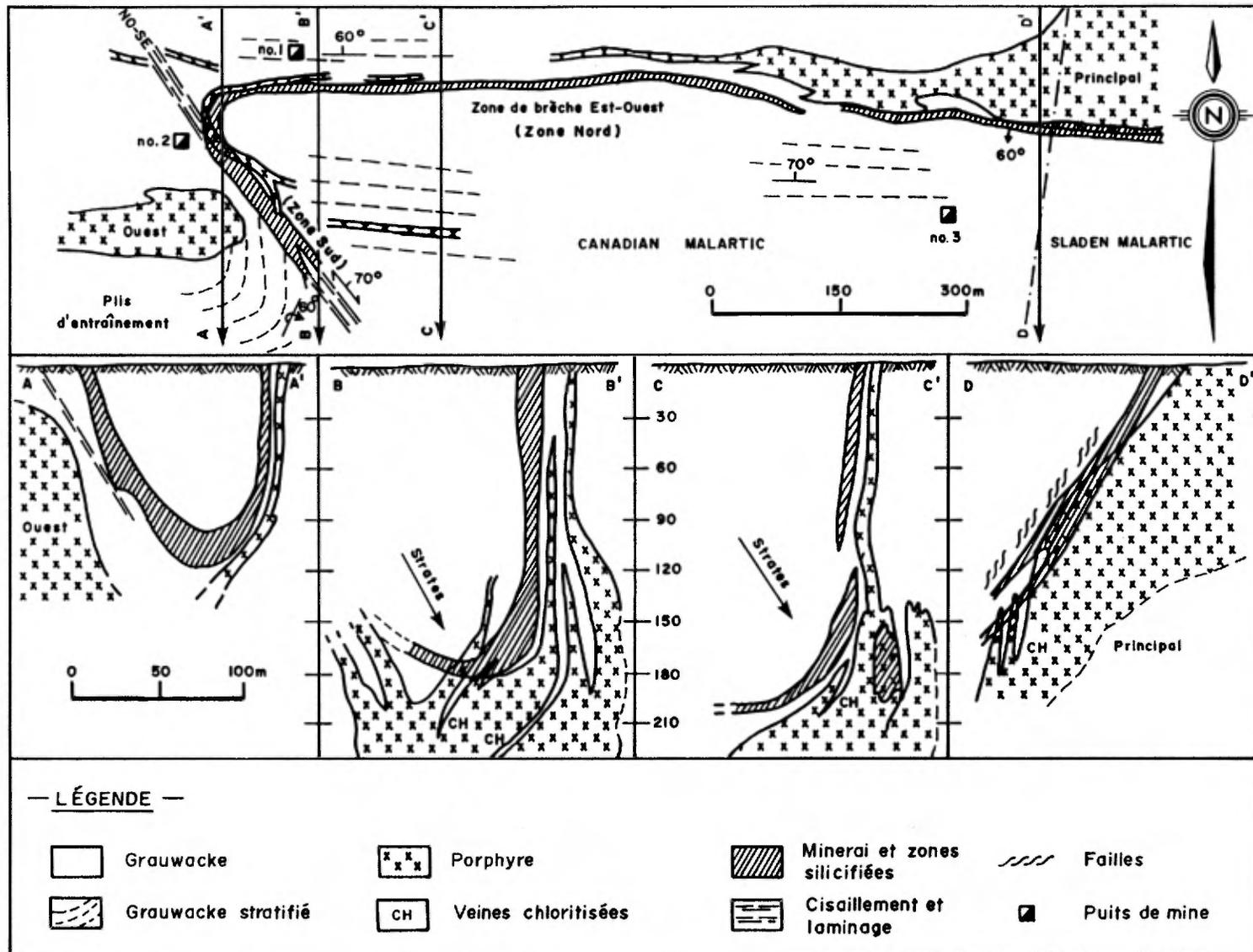


Figure 5.2.2 Mine Canadian Malartic, plan de surface et coupes (d'après Derry, 1939).

- brèches et de fractures qui passe près du puits no 1 et s'étend sur 2 km jusqu'au contact avec le Groupe de Piché (nous distinguerons plus loin zone bréchique de Sladen et faille de Sladen);
- 2- une zone SE de brèches et de fractures juste à l'est du puits no 2. Elle est apparemment à la charnière d'un pli faillé;
 - 3- deux intrusions de porphyre appelé syénite à la mine, mais qui est, plus correctement, une monzodiorite quartzifère. Elles sont en bordure des zones bréchiques déjà mentionnées. Elles sont isolées en surface mais se rejoignent en profondeur dans la mine;
 - 4- une zone d'altération d'intensité variable suit la zone bréchique de Sladen, tourne pour suivre la zone SE, puis tourne de nouveau vers l'ouest pour suivre la bordure sud de l'intrusion de porphyre située au SW. Son trajet en "S" décrit le "pli de Canadian Malartic" de Derry (1939). L'altération, où elle est intense (silicification et microclinisation) détruit largement la biotite, ce qui oblitère le litage et la schistosité dans les sédiments. La zone silicifiée est en partie oblique au litage dans la zone SE (Gunning et Ambrose, 1940). Elle pénètre localement la bordure sud de l'intrusion et il devient difficile de situer le contact du grawacke et du porphyre silicifiés.

Un phénomène mineur mérite d'être mentionné. Il s'agit de longues couches chloriteuses qui recoupent le porphyre dans plusieurs directions (figure 5.2.3). Elles ont de 0,5 à 2 m d'épaisseur et sont souvent schisteuses. Elles semblent, au premier abord, être des dykes mafiques altérés et déformés. Derry (1939) croit plutôt que ce sont d'étroites enclaves de grawacke emprisonnées entre les lobes de porphyre. Elles

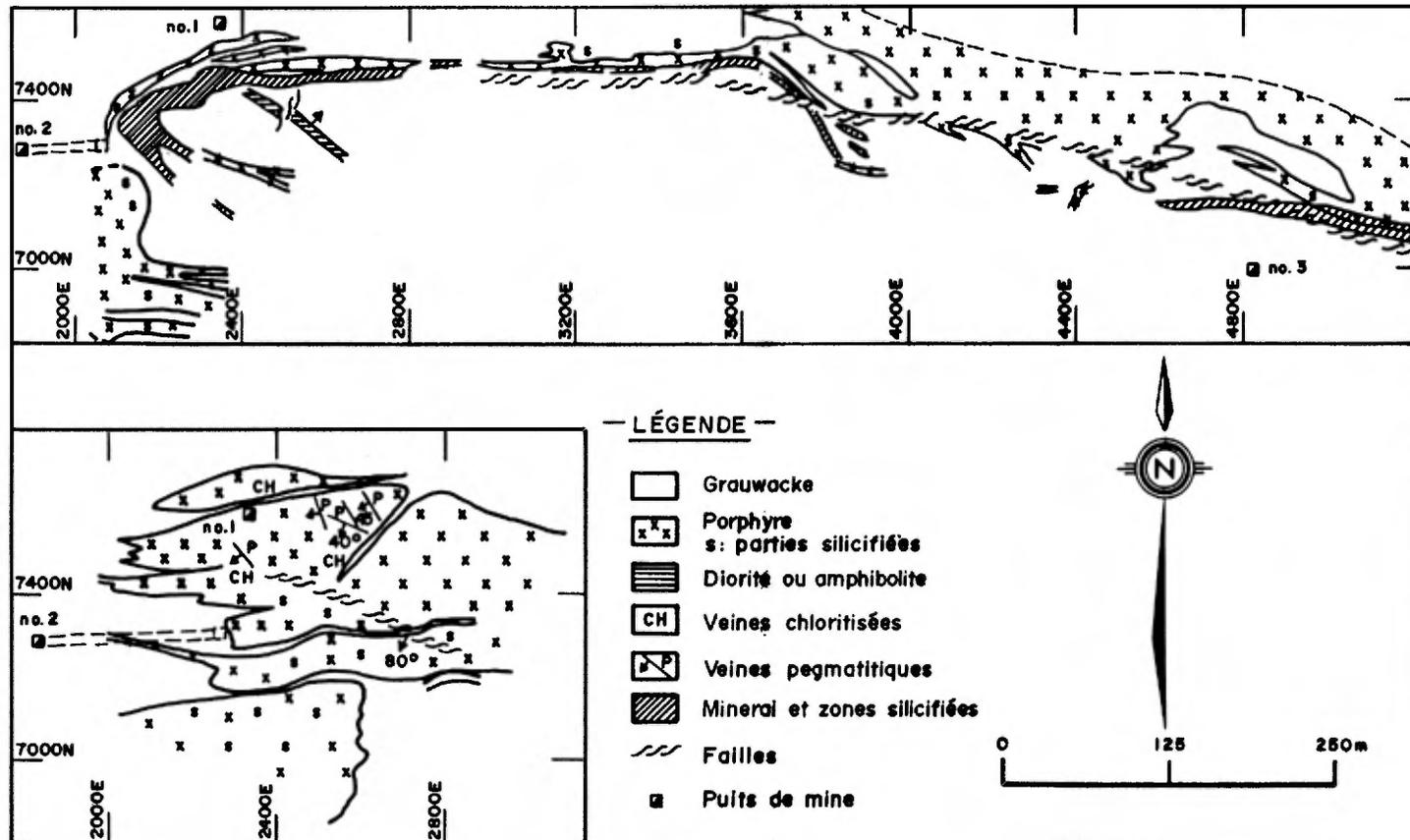


Figure 5.2.3 Mine Canadian Malartic, géologie générale des troisième (115 mètres) et sixième (230 mètres) niveaux. Les deux masses de porphyre se joignent en profondeur. (d'après Derry, 1939).

formeraient des plans de faiblesse qui ont été le siège de mouvements après la consolidation du porphyre ou durant ses derniers stades. Leur intérêt découle du fait que des veines de quartz aurifères occupent apparemment des fractures subsidiaires aux couches chloriteuses (Derry, 1939).

5.2.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

GENERALITES

Deux types de minerai ont été minés.

- 1- La majorité de la production provenait de grandes lentilles dans le grauwacke altéré des zones de brèches et fractures. Un peu de porphyre silicifié est inclus dans ce type. La teneur de ce minerai était basse, souvent 2 à 5 g/t Au, et le rapport Au:Ag variait de 2:1 à 1:2 (Derry, 1939).
- 2- Des veines de quartz dans le porphyre non silicifié ont été minées, soit individuellement, soit sous forme de stockwerk. Le rapport Au:Ag est ici de 7:1. La teneur en or de minerai est beaucoup plus élevée que dans le premier cas, mais ce minerai n'a fourni qu'une très faible partie de la production totale (Derry et Herz, 1948).

ASPECT ET DIMENSIONS DES ZONES MINERALISEES

MINERAI DE GRAUWACKE

La zone bréchique et altérée de Sladen s'étend sur 1 km de longueur jusque sur la propriété Sladen à l'est. La zone SE a 200 m de longueur. La largeur de ces zones est généralement de 5 à 50 m. Elles sont partout aurifères mais la teneur est souvent très faible (0,5 - 2 g/t).

Le minerai est constitué de grandes lentilles plus riches qui sont concordantes à l'intérieur des grandes zones faiblement minéralisées. L'épaisseur des zones minées variait de 3 à 25 mètres d'épaisseur (Neelands et Millenbach, 1939). Ces zones sont surtout situées près de la charnière du pli de Canadian Malartic, en particulier dans la zone SE, et dans la partie E de la zone Sladen.

Le grauwacke, habituellement gris foncé et granuleux, devient brun jaunâtre, à grain plus fin et plus dur dans les zones altérées (Derry, 1939). La roche était dite "silicifiée". Elle contient souvent des petites veinules de quartz "chertoux" ou saccharoïde. Parfois, des fragments brunâtres de grauwacke altéré baignent dans une pâte quartzo-feldspathique. La roche altérée contient toujours un peu de pyrite soit finement disséminée, soit concentrée le long de fractures. Selon Derry (1939), la teneur en or n'est pas proportionnelle à l'altération ni à la teneur en pyrite: du matériel à 1 g/t et à 7 g/t peut avoir le même aspect. Seule l'analyse chimique pouvait distinguer le minerai du matériel de teneur non économique.

Tout le minerai miné vient du secteur déjà décrit: la zone bréchique de Sladen et son prolongement en "S" à l'extrémité ouest. Le matériel de basse teneur, localisé récemment par Minerais Lac vient, en partie, de zones différentes. Elles sont localisées à la figure 5.2.1. Elles sont dans le grauwacke mais nous n'avons pas d'information à leur sujet.

VEINES DANS LE PORPHYRE NON SILICIFIÉ

Derry (1939) et Gunning et Ambrose (1940) ont souligné l'aspect

pegmatitique des veines. Nous y reviendrons à la section minéralogie.

Selon Derry (1939), les veines minées individuellement avait 20 à 75 cm d'épaisseur mais elles s'accompagnaient d'une famille de veinules subsidiaires à la veine principale qui permettait l'abattage sur des largeurs plus considérables. Un de ses croquis montre un chantier de 30 m de longueur horizontale et de 3 m d'épaisseur.

Derry (1939) décrit également un exemple de stockwerk dans le porphyre en forme de coin est localement intensément fracturé et recoupé par de nombreuses veines de quartz. Les veines individuelles contiennent 15 g/t ou plus d'or et l'ensemble a une teneur moyenne de 8 g/t. Le croquis de Derry (1939) indique une épaisseur totale d'environ 15 m.

RELATIONS STRUCTURALES

Le tableau 5.2.1 résume l'orientation locale des strates, des fractures majeures, des veines, etc.

Zone Sladen. La fracture majeure EW ou Sladen est complexe: elle peut être, selon l'endroit, une zone bréchique peu cisailée ou une zone de cisaillement. Derry (1939) indique clairement que, sur la propriété Canadian Malartic, la minéralisation est associée à une large zone de brèche et de fractures qui est peu ou pas foliée ou cisailée. Également présente est une zone de faille bien plus étroite, fortement cisailée, avec localement une quantité importante de boue de faille qui est évidemment postérieure à l'altération et à la zone minéralisée (Derry, op. cit.). Apparemment, la fracture de Sladen a été réactivée ou son mouvement s'est prolongé longtemps après la fin de la période d'altération.

TABLEAU 5.2.1 - Orientation des éléments structuraux à la mine Canadian Malartic.

DIRECTION / PENDAGE	
LITAGE : replissé, direction variable, le plus souvent: - sur flancs longs des plis P ₂ , sommets surtout N - sur flancs courts, sommets surtout W.....	90 - 105° / 70 - 90°N ≈170° / 60 - 75°E
SCHISTOSITE: S ₂ PLIS F ₂ : forme dominante en S, axes plongent ≈ 60° ESE	105 - 115° / 70 - 90°N
ZONES DE FRACTURES: Zone de Sladen, large zone bréchique, mouvement senestre aussi faille, cisaillement plus étroit, boue de faille (tardive) Zone SE..... Zone de 60°, à la rencontre des zones Sladen et SE.....	≈90° / vertic. en surface ≈90° / 60°S en profondeur 90-105° / 45-70°S 140° / 55-75°NE 30-60° / 55°SE
DANS LE PORPHYRE: couches chloriteuses, peu nombreuses, direction variable veines "pegmatitiques".....veines de cisaillement veines de cisaillement veines de tension.....	105° / 50-80°S 85° / 60-80°S 40° / 50°SE 150-170° / 40-55°W 105° / 40°SW 130° / 45°SW ≈0° / 20°W

La direction du mouvement de la zone bréchique n'est pas connue de façon précise. D'après le sens d'entraînement de dykes de porphyre, Derry (1939) croit que le décrochement est senestre. Il indique aussi qu'on n'a pas pu prouver de décrochement majeur de la zone fortement cisailée du "pli de Canadian Malartic".

La zone SE près de l'extrémité W de la zone Sladen, est également une large zone bréchique altérée et peu foliée. Une troisième zone de fractures de direction 30-60° recoupe le coin formé par la rencontre des zones Sladen et SE (Figure 5.2.4). Le minerai suit cette troisième zone de fracture et tourne donc graduellement de la zone Sladen à la zone SE pour tracer ainsi le "pli" de Canadian Malartic. A cause du pendage NE de la zone SE, la zone minéralisée a ici la forme d'une auge plongeant à environ 50° ESE. Cette plongée devient plus faible en profondeur.

La relation entre la zone minéralisée et le litage n'est pas très claire à cause du peu d'affleurement et de la destruction du litage lors de l'altération. D'après Gunning et Ambrose (1940), la zone d'altération SE est clairement oblique au litage à certains endroits. La zone Sladen est possiblement discordante: elle est verticale ou pend vers le sud tandis que le litage a un fort pendage vers le nord près du puits no 1 selon les figures de Derry (1939). De plus, à 1 km au SE de la zone SE, des affleurements illustrés par Sansfaçon (1986) montrent des zones de brèches silicifiées et minéralisées disposées dans la charnière de petits plis faillés P_2 et clairement discordants au litage. Ces zones bréchiques ont des directions de 110° à 135°, donc assez semblables à celle de la zone SE.

Derry (1939) a proposé une explication structurale basée sur

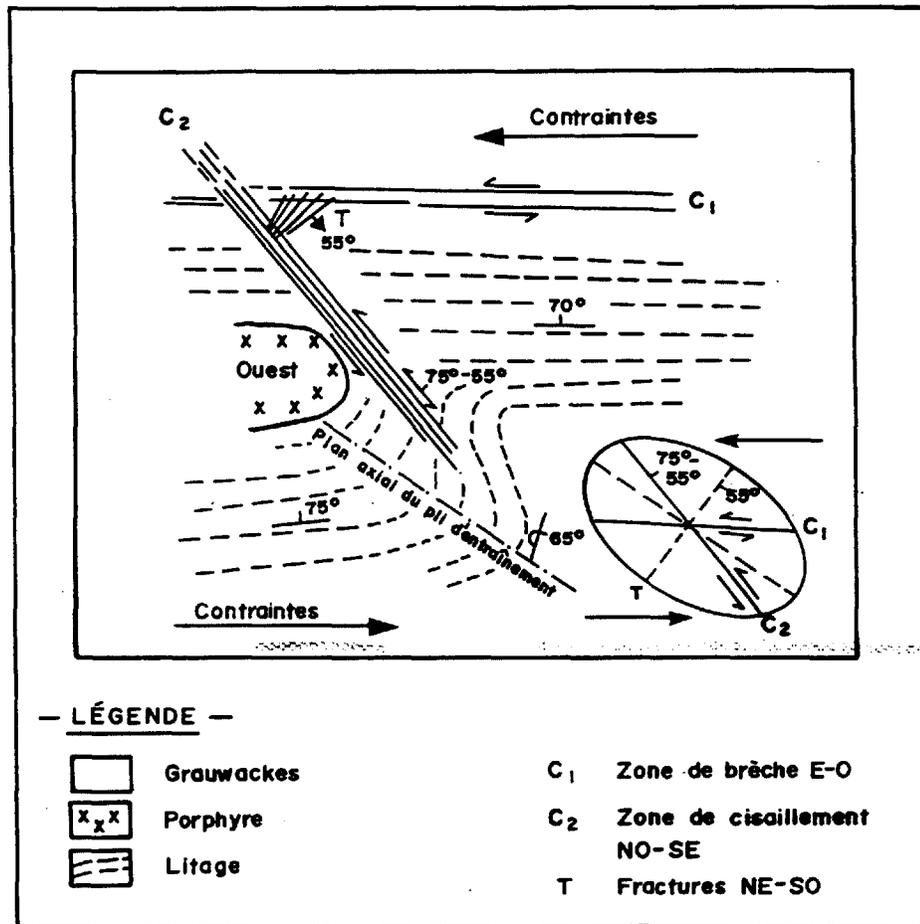


Figure 5.2.4 Schéma montrant les principales structures de la mine Canadian Malartic, à l'est du porphyre felsique occidental. L'ellipsoïde des contraintes ne s'applique que localement et ne représente pas une étape de la déformation régionale (d'après Derry, 1939).

l'ellipse de déformation qui est illustrée à la figure 5.2.4. Il considère les zones Sladen et SE comme deux cisaillements conjugués avec mouvements sub-horizontaux causés par un couple senestre. Comme il l'indique lui-même, il lui faut cependant supposer que la zone SE a débuté par une fracture de cisaillement dextre tandis que l'évidence de terrain indique un mouvement senestre.

PORPHYRE ET VEINES PEGMATITIQUES

Le massif principal de porphyre, en bordure nord de la zone Sladen, plonge faiblement (15-20°) vers l'ouest (Dresser et Denis, 1951). L'amas SW plonge vers l'est en suivant la bordure intérieure de la zone SE. Les deux masses se joignent en profondeur. Près du puits no 1, la zone Sladen est verticale mais elle s'infléchit vers les sud en s'approchant du porphyre (figure 5.2.5). Ainsi, une bonne part du minerai du "pli" se trouve verticalement au-dessus du porphyre qui contient, dans ce secteur, des veines aurifères "pegmatitiques".

La direction des veines ainsi que des couches chloriteuses est donnée au tableau 5.2.1 et illustré à la figure 5.2.6. Elles sont peu nombreuses et leur direction assez variable. Les veines principales sont des veines de cisaillement (Derry, op. cit.) à pendage modéré vers le SW. Des veines de tension sont NS/ env. 20°W. Les veines débutent et se terminent souvent contre des couches chloriteuses (souvent EW/pendage S). Derry (1939) considère donc les veines comme des fractures conjuguées ou subsidiaires aux cisaillements affectant les couches chloriteuses. Il ne peut combiner toutes ces structures dans un système simple car leur direction d'intersection lorsque prises deux à deux, n'est pas uniforme.

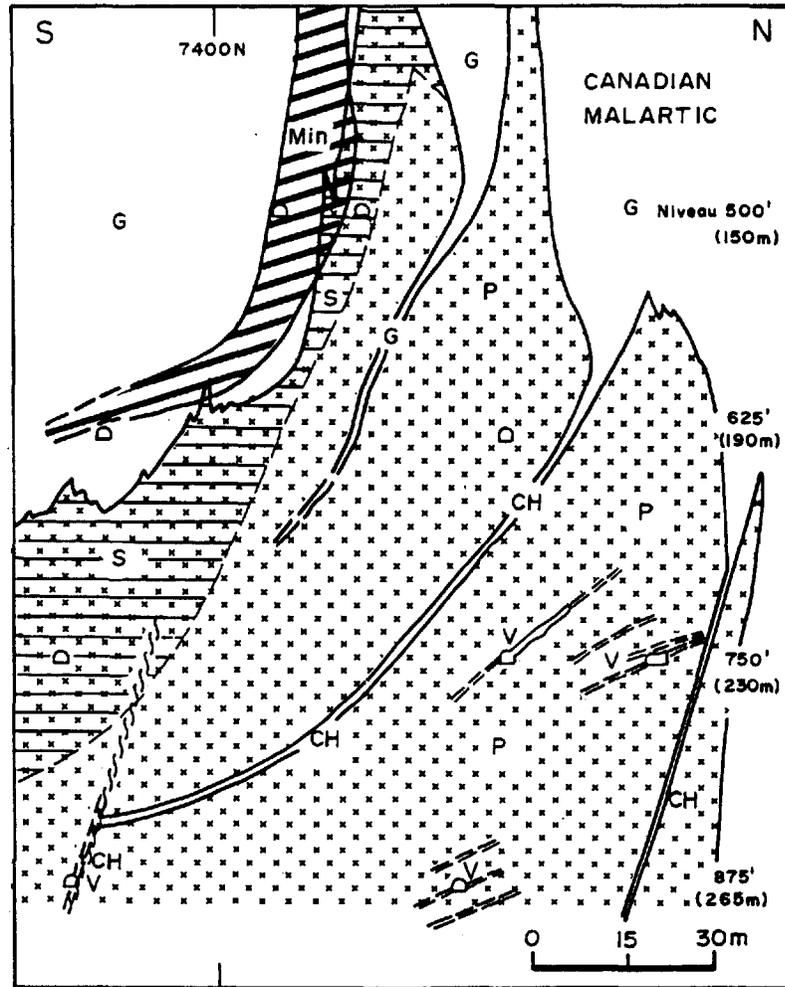


Figure 5.2.5 Coupe NS montrant la relation entre la zone minéralisée principale (Min) dans le grauwacke (G) et les veines "pegmatitiques" (V) dans le porphyre peu altéré (P). S: porphyre silicifié; Ch: couches chloriteuses (75m à l'est du puits no 1, d'après Derry, 1939).

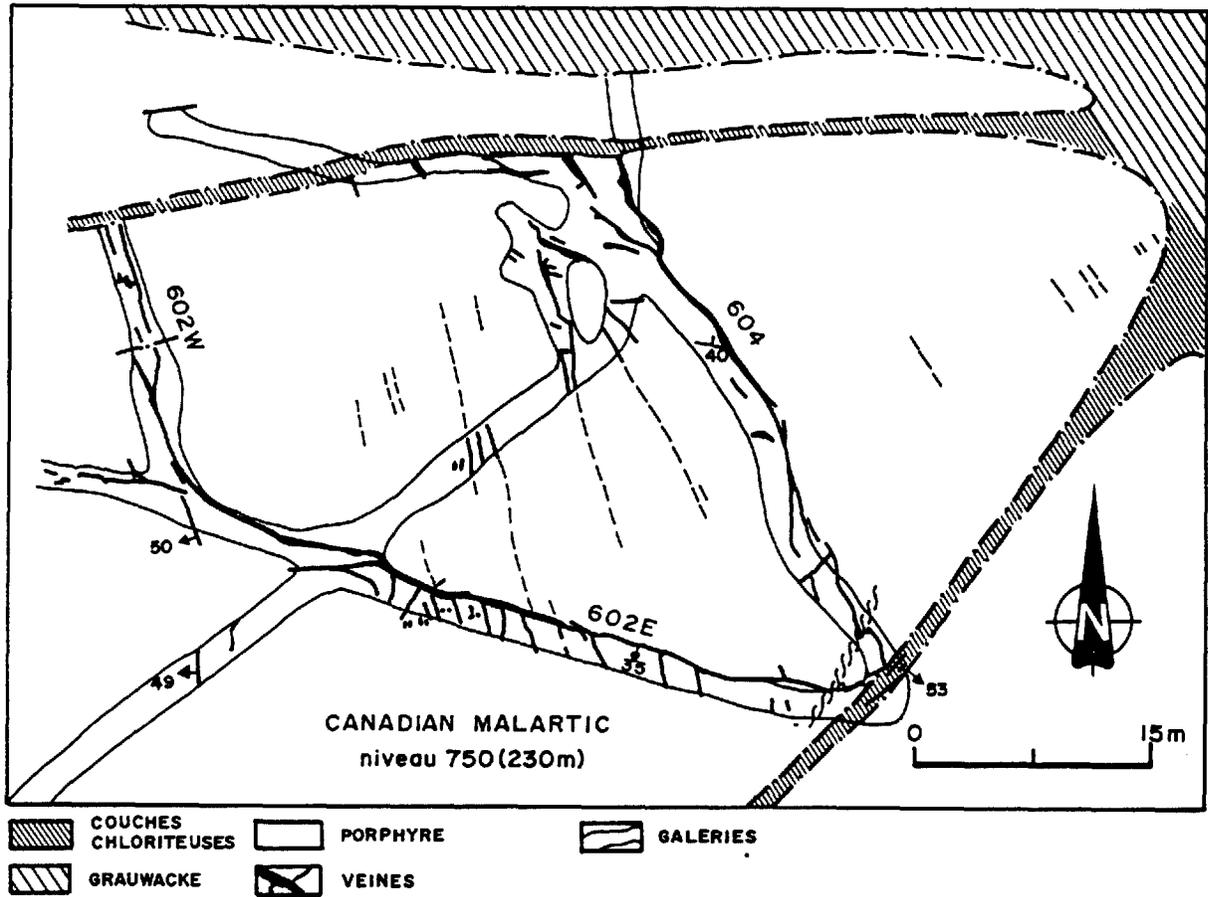


Figure 5.2.6 Plan du 6^e niveau, mine Canadian Malartic, montrant la relation entre les veines "pegmatitiques" et les couches chloriteuses. (Derry, 1939).

Il suppose donc que les veines et fractures ne sont pas toutes contemporaines.

MINERALOGIE

MINERAL DE GRAUWACKE

Le minerai est constitué de grauwacke plus ou moins altéré et finement pyritisé. L'altération et sa minéralogie est décrite plus loin. La roche contient des petites plages et fines veinules irrégulières de quartz fin "cherteux" ou saccharoïde. La pyrite, en grains de 0,02 à 2 mm, est disséminée dans la roche (O'Neil, 1935) et aussi concentrée dans des veinules de quartz (Derry, 1939). O'Neil (op. cit.) rapporte la présence d'un peu de chalcopyrite, de sphalérite, de galène et de magnétite. L'or visible est très rare. Les veines de quartz bien nettes sont rares (Derry, 1939) mais quelques veinules de quartz vitreux, parfois avec de l'or visible, sont rapportées.

Le rapport Au:Ag est d'environ 1,7:1 dans le secteur ouest de la mine et de 1:2 dans la partie est (Derry et Herz, 1948; le gisement de Sladen, plus à l'est, est particulièrement riche en Ag et tellurures).

Derry (1939) souligne que des zones fortement altérées de la zone bréchique de Sladen ne contiennent que des quantités non économiques d'or (0,5 - 2 g/t) tandis que certaines zones de minerai consistent de grauwacke qui n'est pas directement relié à une forte altération ni à une forte teneur en pyrite.

VEINES DE QUARTZ "PEGMATITIQUES" DANS LE PORPHYRE NON SILICIFIE

Les veines dans le porphyre (et quelques-unes dans le grauwacke) se

distinguent par un quartz vitreux, un aspect pegmatitique, la présence occasionnelle d'or visible et une teneur en or généralement proportionnelle à la teneur en pyrite (Derry, 1939). Le quartz est le minéral dominant. L'aspect pegmatitique vient de l'abondance de feldspath rouge, surtout à la bordure des veines. Derry (1939) croit cependant qu'une bonne part du feldspath vient de fragments d'épontes et non de précipitation chimique à partir des solutions hydrothermales. D'après Derry (1939), la minéralogie des veines est la suivante:

Très abondants:	quartz, albite et orthose
Communs en petites quantités:	chlorite, biotite, tourmaline, pyrite, or (rarement visible)
Communs localement:	calcite, scheelite, rutile, muscovite
Rares:	molybdénite, fluorite, galène, hématite, tellurures*, gypse (supergène?), hématite (supergène?)

* Petzite $(Ag, Au)_2Te$, wehrlite et calavérite $(Au, Ag)Te_2$ rapportés par Eakins (1962)

Le rapport Au:Ag est d'environ 6,3:1 dans le minerai filonien (Derry, 1939).

ALTERATION DES GRAUWACKES

Les grauwackes du Pontiac sont des roches foliées, gris foncé, constituées de plagioclase (An_{30}), de quartz et de biotite, parfois avec un peu d'épidote et de pyrite (Gunning et Ambrose, 1940). Les grauwackes modérément altérés des zones minéralisées prennent une teinte brune et perdent leur texture rugueuse et presque toute leur schistosité et leur stratification. Il se produit une recristallisation des constituants

originaux en un agrégat granuleux à grain fin de quartz, de feldspath, de carbonate et occasionnellement d'épidote (Eakins, 1962). La biotite se développe en paillettes plus grandes mais plus espacées. La pyrite s'y retrouve finement disséminée (2 à 4% de la roche en moyenne). Les grauwackes très altérés deviennent des roches dures, denses, de couleur chamois à jaunâtre. Selon Eakins (1962), cette altération forte serait restreinte à quelques dizaines de cm en bordure des fractures mais elle peut former des zones importantes où les fractures sont rapprochées et dans les zones fortement bréchifiées.

La roche dure, très altérée, était appelée "grauwacke silicifié". L'examen microscopique a convaincu Derry (1939) que la silicification ne joue qu'un rôle mineur, la roche étant composée de beaucoup de feldspath accompagné de quartz et de carbonate. Le changement de couleur vient surtout de la destruction d'une bonne part de la biotite (Derry, 1939). Ceci s'est effectué au profit de la pyrite et du microcline. En effet, ce dernier minéral est toujours présent, parfois en quantité importante, dans tous les échantillons de grauwacke altéré que nous avons examiné. Il est abondant dans certaines veinules et dans la pâte recristallisée. Certains grains clastiques encore reconnaissables sont constitués de mésoperthite que nous supposons due au remplacement du plagioclase par le microcline puisque c'est le cas dans le porphyre silicifié.

Eakins (1962) mentionne également la présence dans le minerai de chlorite formée aux dépens de la biotite et d'un peu de muscovite. Ces minéraux sont relativement tardifs mais leur relation avec la minéralisation aurifère n'est pas connue.

L'altération n'a pas été documentée chimiquement. Eakins (1962) ne

fournit qu'une seule analyse de grauwacke altéré pris dans une zone de minerai et une autre d'un grauwacke "frais". Les deux analyses ne se comparent nullement (tableau 5.2.2), probablement à cause des fortes variations dans la composition originale des grauwackes. Peut-être aussi parce qu'on avait pris soin de débarrasser l'échantillon de minerai de ses veinules de quartz. Cependant, l'analyse montre clairement l'addition importante de S (1,7%) et de CO₂ (5%). Le rapport K₂O/Na₂O est de 0,5 dans le grauwacke non altéré et de 2 dans le minerai. La teneur de 5,9% K₂O du minerai de grauwacke est si élevée qu'elle implique assurément un apport métasomatique de cet élément.

ALTERATION DU PORPHYRE

Trois types d'altérations ont été distingués par Derry (1939): silicification, altération "rouge" et pegmatitique.

PORPHYRE SILICIFIÉ

Le porphyre n'est silicifié qu'ou il vient en contact avec les grandes zones bréchiques de grauwacke altéré. Les masses principales de porphyre ne sont donc silicifiées qu'à leur bordure.

Dans les premières phases du processus, le quartz cryptocristallin, accompagné de carbonate, de feldspath et de pyrite fine s'introduit dans le porphyre bréchifié le long des fractures. Les phénocristaux sont alors brisés ou micro-faillés. L'altération s'étend ensuite à la roche entière qui finalement prend une coloration gris clair et un aspect dense, semblable à un chert. Dans un exemple que nous avons étudié, le microcline a remplacé légèrement le plagioclase.

TABLEAU 5.2.2 Analyses chimiques des grauwackes et du porphyre felsique de la mine Canadian Malartic (d'après Eakins, 1962).

Roche	Porphyre gris			Grauwacke	
	non altéré (1)	altéré (2)	très altéré (3)	non altéré (4)	altéré (5)
SiO ₂	63,09	68,34	75,29	65,00	47,48
TiO ₂	0,32	0,29	0,32	0,58	0,28
Al ₂ O ₃	16,45	15,81	10,79	16,10	13,72
Fe ₂ O ₃	1,69	0,97	1,70	1,08	3,46
FeO	2,14	0,49	0,24	3,78	4,54
MnO	0,03	0,02	0,02	0,08	0,11
HgO	1,58	0,53	0,48	2,71	6,13
CaO	2,94	1,98	1,50	2,49	7,35
Na ₂ O	5,61	6,24	4,73	4,54	2,88
K ₂ O	3,25	3,24	2,25	2,06	5,87
LiO ₂	--	--	--	--	--
P ₂ O ₅	0,34	0,10	0,17	0,11	0,38
H ₂ O ⁺	0,86	0,38	0,26	0,13	1,20
H ₂ O ⁻	0,06	0,20	0,04	0,16	0,11
CO ₂	0,90	1,05	1,27	0,06	5,40
S (total)	0,05	0,24	1,30	0,15	1,70
Cr ₂ O ₃	--	tr	tr	0,04	0,04
Y ₂ O ₃	0,006	0,12	0,012	0,014	0,006
ZrO ₂	0,03	tr	tr	0,05	0,005
BeO	--	tr	tr	tr	--
NiO	tr	tr	tr	tr	tr
BaO	0,44	0,30	0,22	0,07	0,08
SrO	0,35	0,12	0,12	0,09	0,06
Cu	--	--	--	--	--
Pb	tr	tr	tr	tr	tr
Co	0,02	--	--	tr	0,01
total	100,15	100,42	100,71	100,29	100,81

- (1) Porphyre syénitique quartzifère, 8^{ème} niveau, près du puits no 2.
- (2) Porphyre pegmatitique, 8^{ème} niveau, au nord du puits no 1.
- (3) Porphyre intensément silicifié, 5^{ème} niveau, près du puits no 2.
- (4) Grauwacke, 3^{ème} niveau, travers-banc J.
- (5) Grauwacke minéralisé, 7^{ème} niveau, amas de minerai D.

En effet, le porphyre non altéré contient deux types de phénocristaux, perthite et albite légèrement séricitisée, de morphologies différentes. Le porphyre altéré contient aussi des restes de phénocristaux de deux types mais ils sont constitués de perthite et de mésoperthite et la mésoperthite montre la même morphologie que les grains d'albite séricitisée.

Une analyse chimique d'un porphyre fortement silicifié par Eakins (1962) confirme l'addition de silice et d'un peu de soufre (1,3% S). Elle suggère un lessivage appréciable d'alumine et d'un peu de soude et de potasse.

ALTERATION ROUGE

Selon Derry (1939), l'altération rouge résulte de l'acquisition par les feldspaths (albite et microcline) d'une teinte rose ou rouge probablement causée par de fines particules d'hématite. Ce changement s'accompagne d'une diminution dans la teneur en biotite et d'une augmentation de celle des feldspaths. L'altération rouge a une répartition irrégulière. Certains dykes ou apophyses sont entièrement affectés. Elle est commune autour des veines de quartz pegmatitique.

ALTERATION PEGMATITIQUE

L'altération "pegmatitique" s'observe dans certaines parties non silicifiées du porphyre. Il s'agit de veines ou d'amas irréguliers qui, minéralogiquement et texturalement, ressemblent à des pegmatites. La roche est constituée essentiellement de quartz vitreux grossier et de feldspath rouge, avec des quantités moindres de calcite, de micas, de tourmaline et de minéraux accessoires. Derry (1939) suggère que cette

altération représente un stade plus avancé du processus ayant provoqué la déstabilisation de la biotite et le développement de "l'altération rouge".

HALOS D'OR

Gilbert (1984) a réalisé une étude sur la distribution de l'or dans la zone P, une zone aurifère explorée par Minerais Lac en 1980-1983. De l'analyse de 76 échantillons provenant de deux trous de forage localisés dans les grauwackes, il a conclu que l'or se distribuait de façon lognormale et trimodale dans le dépôt. En effet, les roches encaissantes, la zone minéralisée et la zone minéralisée enrichie renferment respectivement 64, 840 et 3 300 ppb Au. Étant donné que ces teneurs se distribuent dans des bandes parallèles, il suggère l'hypothèse d'une distribution "stratigraphique" des concentrations aurifères. Sansfaçon (1986) croit plutôt que la minéralisation est plissée et n'est pas parallèle au litage sédimentaire; en conséquence, la distribution des concentrations aurifères peut être stratiforme, mais pas "stratigraphique".

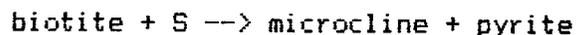
La distribution des éléments associés: arsenic, antimoine et tungstène, est également lognormale. Gilbert (op. cit.) a noté un appauvrissement en arsenic et tungstène et un enrichissement en antimoine dans le dépôt, mais il n'y a pas de corrélation significative entre les couples Au-As, Au-W et Au-Sb.

5.2.6 DISCUSSION

Parce que la teneur en or dans le grauwacke n'est pas directement

proportionnelle à l'intensité de la silicification ni à la teneur en pyrite, Derry (1939) a suggéré que la minéralisation s'est effectuée en deux étapes. Après fracturation, une première vague de solutions aurait provoqué l'altération, la recristallisation et la pyritisation des grauwackes. De l'or en concentration non économique (0,5 - 2 g/t) se serait déposé dans les grandes zones altérées. Une seconde vague de solutions associée à une fracturation plus locale aurait ensuite déposé de l'or pour former le minerai de grauwacke. Derry (op. cit.) hésite à placer l'or des veines "pegmatitiques" du porphyre avec cette deuxième vague ou un peu après, leur rapport Au:Ag étant si différent. Eakins (1962) accepte l'hypothèse de deux venues d'or et souligne l'aspect chertoux du quartz de première vague et vitreux de la deuxième.

Nous désirons souligner l'importance du microcline dans l'altération des grauwackes, d'autant plus que ce minéral est généralement absent dans les gisements de Val d'Or et dans beaucoup d'autres. Par contre, il est présent à la mine du lac Shortt, à Hemlo et à d'autres endroits. Les minéraux constituant le minerai de grauwacke sont connus mais leurs proportions et variations le sont peu. La destruction partielle ou complète de la biotite est cependant bien établie (Derry, 1939; Eakins, 1962). La seule analyse disponible de Eakins (op. cit.) indique une addition de K_2O , au moins dans une partie du minerai. Nos travaux suggèrent que le microcline est toujours présent dans le grauwacke altéré et il est parfois le seul minéral potassique de certaines roches silicifiées. Une réaction importante à pu être:



(l'altération est trop peu connue pour spéculer sur ce qu'il a pu

advenir du Mg). La formation de microcline à grain fin contribue à l'aspect "silicifié" des roches.

Tout le minerai déjà extrait vient de la fracture EW de Sladen ou des environs immédiats. Cette fracture était une zone bréchique peu foliée durant l'altération et la minéralisation. Elle a ensuite évolué en une zone cisailée plus étroite par persistance du mouvement après la période de minéralisation. La formation de brèche plutôt que de cisaillement est peut-être reliée au caractère de l'altération qui détruisait les minéraux micacés pour former quartz et microcline et rendre la roche plus cassante.

La relation spatiale entre minéralisation et porphyre mérite aussi d'être soulignée. Une grande part du minerai extrait est située directement au-dessus du porphyre, même si ça n'est pas évident en plan (voir figure 5.2.5).

Au point de vue géologique, la propriété Canadian Malartic constitue un cas très intéressant tant par la variété des structures qui ont influencé l'emplacement et la forme des gîtes, que par la nature complètement différente des deux types de minerai qu'on y a exploités. Même leur rapport Au:Ag était nettement différent. De plus, ce rapport était de moins de 1 dans la partie E de la zone Sladen, ce qui est inusité dans les gîtes d'or archéens (Bache, 1980).

En guise de conclusion, on pourrait souligner qu'en dépit de son existence relativement longue (1935 à 1965), la mine Canadian Malartic aura probablement été la mine d'or ayant eu la plus basse teneur moyenne au Québec. Cependant, malgré sa basse teneur, elle s'avéra une opération très rentable à cause de ses faibles coûts d'exploitation. En effet, le

grauwacke altéré était très compétent et permettait d'exploiter de vastes chantiers ouverts, contrairement aux zones de schistes comme à la mine East Malartic qui nécessitaient une méthode de remblai.

5.3 MINES SLADEN MALARTIC ET BARNAT (NATIONAL MALARTIC)

5.3.1. LOCALISATION

La partie productive de la propriété de Sladen Malartic est juste à l'est de celle de Canadian Malartic, à la bordure SE de la ville de Malartic. La propriété Barnat ou National Malartic est contigue au NE.

5.3.2. HISTORIQUE ET PRODUCTION

Les premiers claims de la propriété Sladen furent jalonnés en 1923 et 1924. La prospection fut entravée par le mort-terrain considérable et le développement fut une conséquence des découvertes sur les terrains voisins de Canadian Malartic. En 1929, des sondages à l'aide d'une foreuse non motorisée indiquèrent le prolongement de la zone aurifère EW de Canadian Malartic sur les terrains de Sladen Malartic. Mais l'abandon des travaux à Canadian Malartic entraîna leur arrêt à Sladen. En 1935, par suite de l'augmentation récente du prix de l'or, le même secteur fut exploré par sondage au diamant. Une vingtaine de trous totalisant 2 110 mètres localisèrent deux zones de faible teneur et espacées de 215 m (les zones ouest et intermédiaire de la figure 5.3.1). Le puits no 1 fut foncé en 1936 pour les mettre en valeur. Les galeries montrèrent que les zones étaient de bonne largeur et de teneur plus élevée qu'indiquée par les forages de surface. Le puits fut approfondi à 370 m et un moulin fut érigé qui entra en production en janvier 1938. Sa capacité initiale de

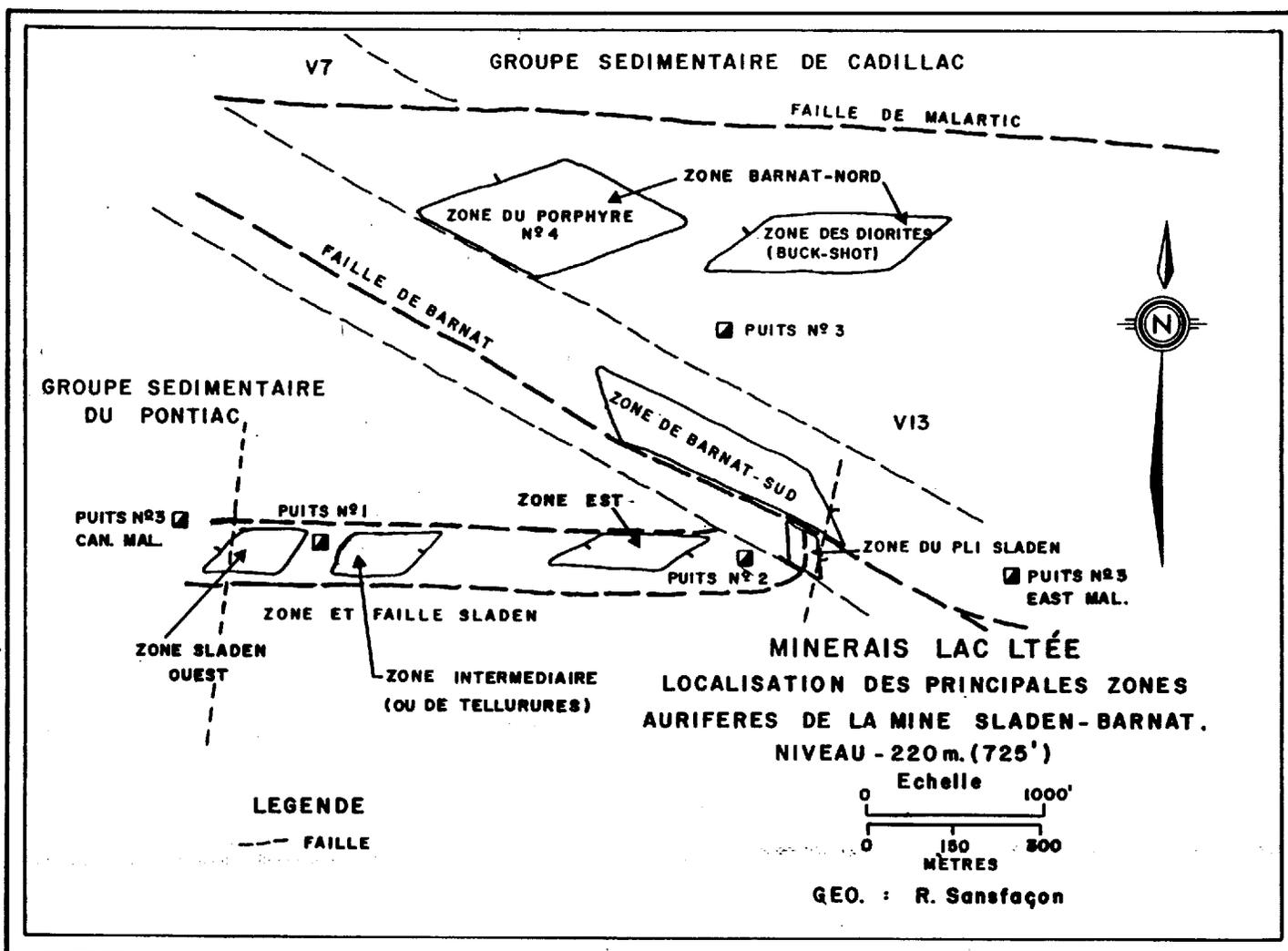


Figure 5.3.1 Localisation des principales zones aurifères de la mine Barnat-Sladen.

225 t/j fut haussée à 635 t/j dans la même année. Le puits no 2 fut ensuite foncé pour exploiter la "zone Est" récemment découverte. Terminé en 1942 à une profondeur de 540 m, il comptait 10 niveaux dont deux, à 110 et 225 m, étaient reliés aux galeries du puits no 1. La production de la mine se poursuivit jusqu'à l'épuisement des réserves de minerai en 1951.

La National Malartic Mining Company Limited avait acquis les terrains au NE de ceux de Sladen Malartic. De 1937 à 1940, des forages totalisant 9 230 m découvrirent deux zones aurifères: un amas de minerai localisé dans une masse de porphyre (zone Barnat-sud de la figure 5.3.1) et une zone plus riche située à 370 m au NE (zone des diorites ou Barnat-nord). Un puits vertical de 220 m (puits no 3 ou "Barnat") fut creusé en 1941 à mi-distance entre les zones Nord et Sud, à 400 m au nord du puits no 2 de Sladen. Le développement de la propriété fut interrompu en raison de la guerre en 1942.

Barnat Mines Limited fut incorporée en 1948 et prit possession des terrains presque épuisés de Sladen Malartic et de ceux de National Malartic. Le puits no 3 fut approfondi et la production, jusqu'en 1959, vint surtout des amas de diorite de la zone nord. Le porphyre minéralisé no 4, à 400 m au NW du puits no 3, fut découvert par sondage en 1958. Il fut exploité au taux de 1 100 à 1 650 t/j de 1960 à 1967. Un autre porphyre minéralisé (no 7) fut découvert en profondeur, à 500 m à l'est du puits no 3, en 1966. Opérant à perte en raison de l'épuisement et de la basse teneur du minerai, la mine ferma en 1970.

D'après Sansfaçon et al. (1987), la production de 1938 à 1970 fut la suivante:

	Minerai	Teneur	Tonnes Au	Tonnes Ag
	x 10 ⁶ tonnes	g/t Au		
Total, Barnat-Sladen	8,45	4,5	37,74	9,32
dont:				
Zones Sladen, grauwacke et porphyre	2,25	3,5	7,7	6,3
Diorites, Barnat-Nord	1,8	8,6	15,4	1,4
Porphyre no. 4, Barnat-N	3,6	3,8	13,8	1,3

Il convient de noter la teneur en or bien plus élevée dans le minerai de diorite. La teneur en argent plus élevée de Sladen vient surtout des zones ouest et intermédiaire.

La production a repris de 1976 à 1979, après l'approfondissement du puits no 3 à 945 m. Le minerai extrait provenait surtout des porphyres nos 6 et 7. La mine fut fermée en 1981, les réserves étant épuisées. La mine et les terrains avoisinants appartiennent aujourd'hui à Minerais Lac Limitée.

5.3.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

Gunning et Ambrose (1940) ont décrit la géologie et la pétrographie de la propriété Sladen Malartic. Byers et Gill (1948) se sont attachés aux aspects structuraux alors connus. Eakins (1962) a surtout étudié l'altération des gisements. Issigonis (1980) traite de la minéralisation et de l'altération du porphyre no 6. Sansfaçon (1986) donne un aperçu de

la structure et de la minéralisation du camp minier de Malartic. Sansfaçon et al. (1987) présentent une synthèse de tous les travaux antérieurs et fournissent plusieurs données et interprétations nouvelles de la structure du secteur.

5.3.4 GEOLOGIE LOCALE, CONTEXTE STRUCTURAL

Les gîtes de Barnat-Sladen sont situés dans les Groupes de Pontiac et de Piché. Trois failles majeures dominent la structure locale, soit les failles de Sladen (Gunning et Ambrose, 1940; Byers et Gill, 1948), de Barnat (Sansfaçon et al., 1987) et de Malartic (Eakins, 1962) ou Cadillac.

La zone de fracture et de faille de Sladen, de direction 95° et pendage de 50 à 80° S, est située au nord des puits no 1 et 2 (figure 5.3.2). C'est une zone complexe, comme sur les terrains de Canadian Malartic. C'est localement une faille bien nette qui se manifeste par une zone de boue de faille de 1 à 15 cm d'épaisseur. Vers l'est et en profondeur, elle passe à un groupe de failles anastomosées qui découpent en losanges les roches avoisinantes (Sansfaçon et al., op. cit.). Elle longe souvent des zones bréchiques, silicifiées et minéralisées. Byers et Gill (op.cit.) distinguent une phase précoce et une phase tardive. La zone de fracture ancestrale aurait un mouvement inverse avec composante horizontale senestre. Elle serait antérieure ou contemporaine à l'événement hydrothermal qui a d'abord silicifié les brèches puis formé le minerai. Dans la phase tardive, postérieure à la minéralisation, les failles contournent souvent les zones silicifiées plutôt que de les traverser. Ce dernier mouvement est aussi inverse mais avec composante

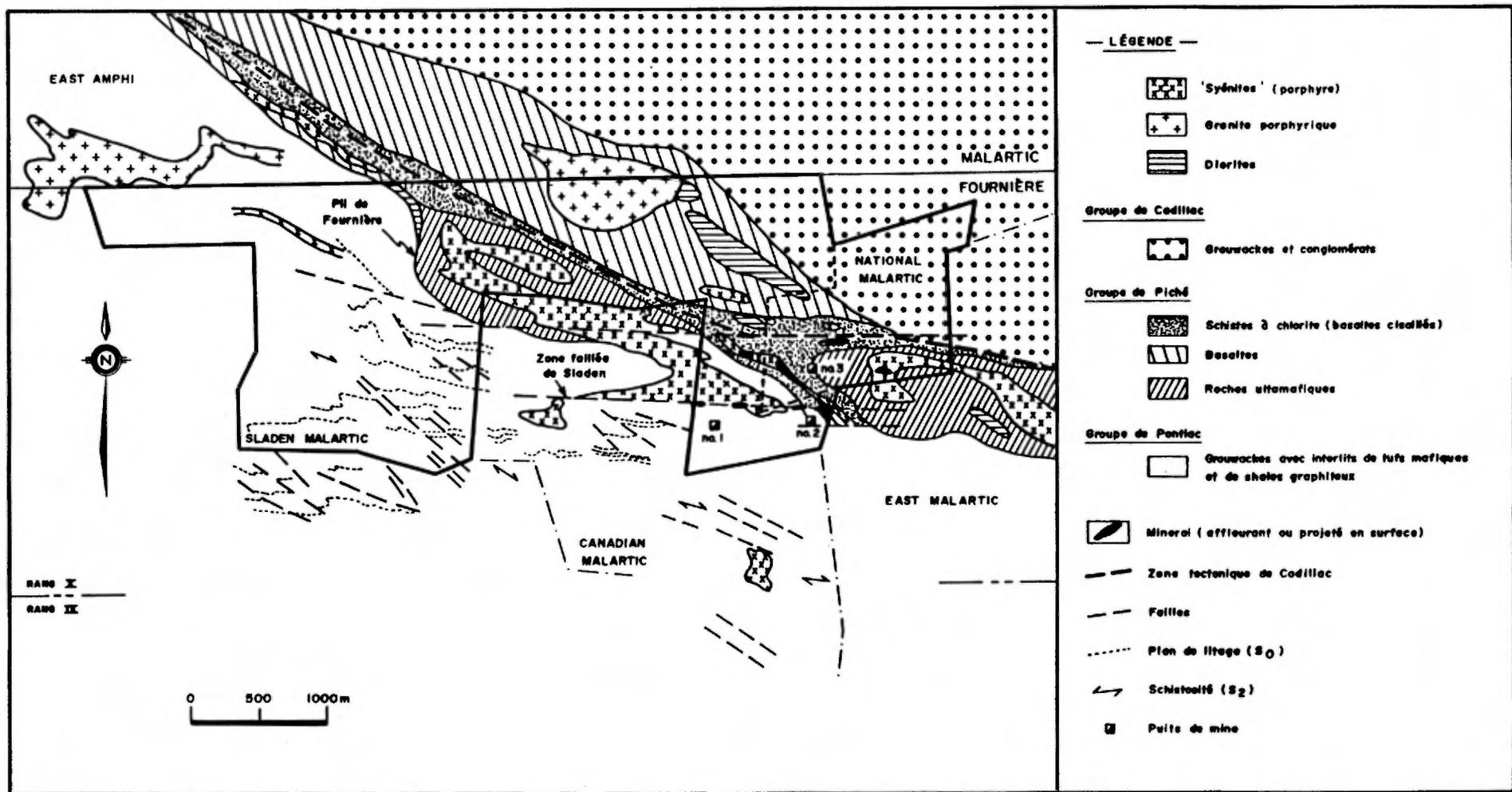


Figure 5.3.2 Géologie de la propriété Barnat-Sladen (modifié d'après Sansfaçon, 1986).

dextre (Byers et Gill, op. cit.). La zone de fracture de Sladen est généralement oblique au litage dans les grauwackes (Byers et Gill, op. cit.; figure 5.3.3).

La faille Barnat, à la bordure sud du Piché, est une zone de 200 m de largeur où une schistosité de fracture et des failles sub-parallèles sont bien développées (Sansfaçon et al., op. cit.). L'orientation est d'environ 115° et le pendage abrupt vers le sud. Le contact entre les Groupes de Piché et de Pontiac est marqué par un fort cisaillement. Les éléments structuraux de la faille Barnat déforment la zone de Sladen en forme de S. Cette structure constitue le "pli de Sladen" (Byers et Gill, 1948) près de la frontière entre les propriétés Sladen et East Malartic. Ce "pli" plonge de 50° à 60° vers l'est.

La faille Malartic, une large zone de schiste à talc-chlorite à 250 m au nord du puits no 3, est orientée E-W et sub-verticale (figure 5.3.4). Selon Sansfaçon et al. (1987), elle est postérieure à des structures de direction NE présentes dans la zone minéralisée de Barnat-nord. Sa relation avec la faille Barnat est indéterminée.

La structure interne du Groupe de Piché entre les failles Barnat et Malartic est peu connue, une bonne part des roches étant constituées de schistes à chlorite-talc-carbonate. Sansfaçon et al. (1987) rapportent que la schistosité, la stratification dans les roches volcaniques et les contacts intrusifs montrent souvent des pendages faibles à modérés. Des failles d'orientation NE recoupent la schistosité pénétrante de ces mêmes schistes et ont formé des plis dextres dans les diorites et les porphyres. Les petites intrusions présentent souvent des formes cylindriques qui plongent modérément vers l'ouest. Eakins (1962) croit

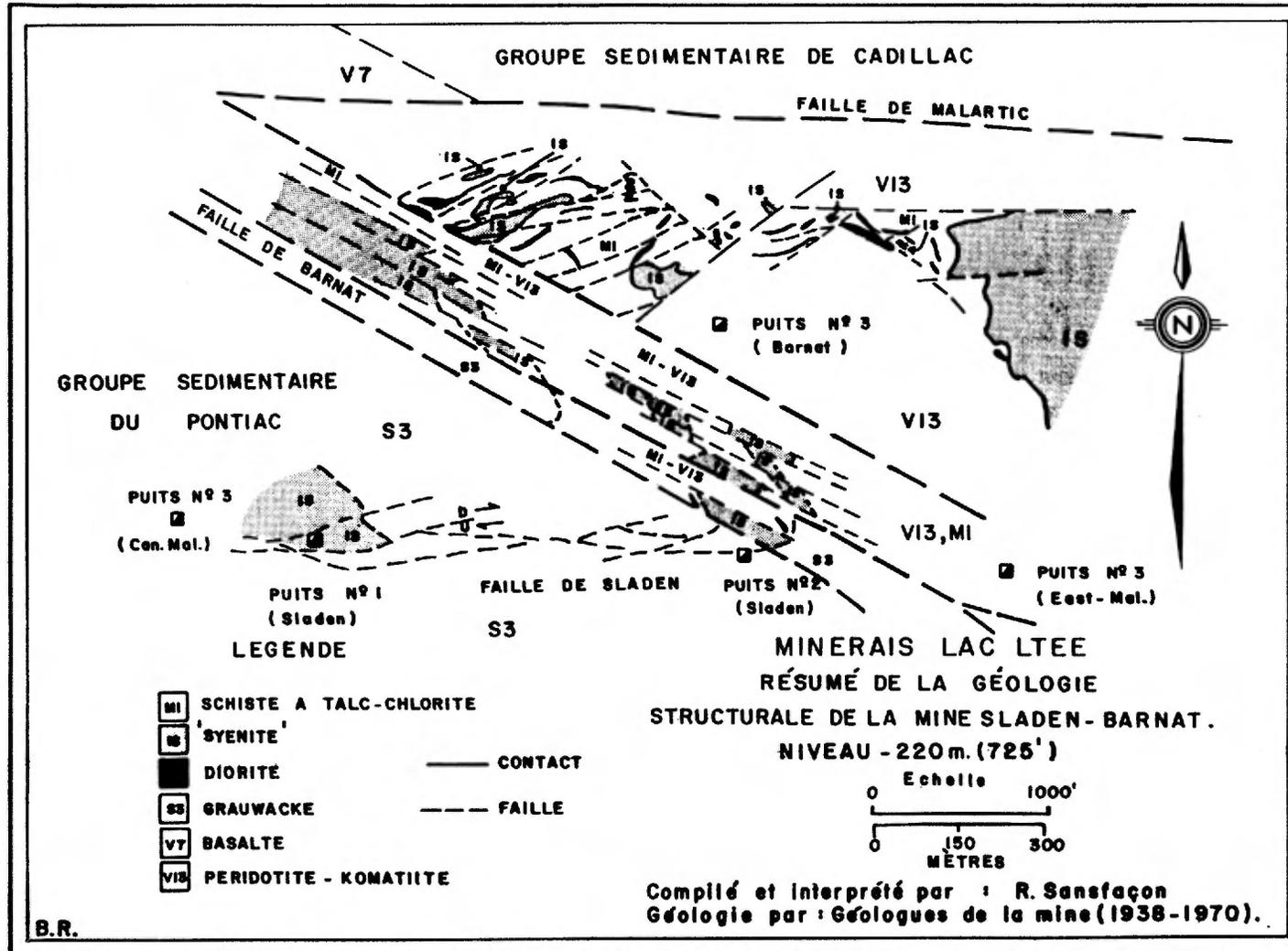


Figure 5.3.4 Ensemble des principaux caractères structuraux de la mine Barnat-Sladen.

que les intrusions sont déformées mais que leur forme est assez proche de leur forme originale. Par contre, Sansfaçon et al. (1987) croient que les corps intrusifs ne sont que des segments d'intrusions beaucoup plus continues qui ont été déplacés par des plis-failles.

5.3.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

TYPES DE MINERAL, ASPECT, DIMENSIONS

Les lentilles de minerai se retrouvent dans trois secteurs (figure

5.3.1):

- 1- la zone fracturée et faillée de Sladen,
- 2- le secteur Barnat-sud dans la faille de Barnat,
- 3- le secteur Barnat-nord entre les failles Barnat et Malartic.

Le minerai peut aussi être classé selon la roche-hôte:

- a) minerai de grauwacke,
- b) minerai de diorite,
- c) minerai de porphyre.

Le minerai de grauwacke est identique à celui déjà décrit à Canadian Malartic. Les minerais de diorite et de porphyre sont semblables: intrusions intensément fracturées et pyritisées dans des schistes à talc-chlorite. Ils se distinguent par le fait que la diorite, plus mafique, contient beaucoup plus de pyrite (5-20% en poids) que le porphyre et sa teneur en or est plus élevée.

ZONE DE SLADEN, MINERAI DE GRAUWACKE

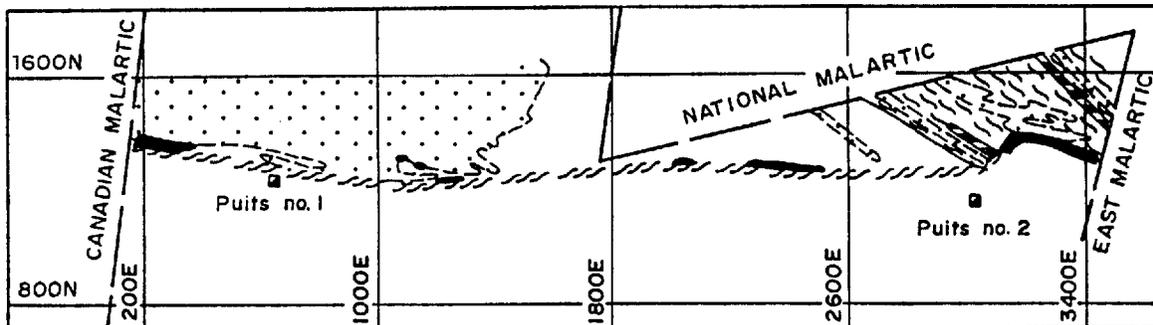
Tout le minerai de grauwacke est dans le Pontiac, dans la zone de fracture de Sladen. Quatre lentilles principales ont été minées (figure 5.3.5).

lentille	dimensions approximatives			situation
	horiz	vert	épaisseur max.	
amas ouest	70 m	200 m	20 m	100 m W du puits 1 à la frontière de Canadian Malartic.
amas intermédiaire ou de tellurures	120 m	150 m	15 m	0-150 m E du puits 1
amas est	100 m	400 m		600 m E du puits 1
amas du "pli" de Sladen	150 m		5-10 m	à la frontière de East Malartic

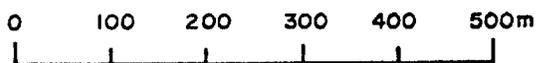
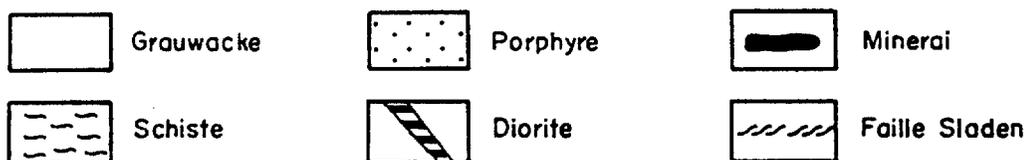
Le tonnage total et la teneur moyenne sont indiqués dans la partie "historique et production". Le minerai des amas ouest et intermédiaire est dans le grauwacke mais il déborde localement dans le porphyre silicifié juste au nord. Le minerai du "pli" de Sladen est plus complexe. Il est dans le Pontiac et dans le Piché et n'est pas constitué que de grauwacke. Il forme l'extrémité W des gisements de East Malartic qui sont décrits à la section suivante.

La description de Gunning et Ambrose (1940) montre que le minerai, comme à Canadian Malartic, est dans un grauwacke silicifié et pyritisé mais que la teneur n'est pas directement proportionnelle au degré d'altération. Ainsi, certaines zones silicifiées ne sont pas aurifères tandis que le minerai de la lentille intermédiaire est, en partie, très peu altéré. Par contre, la lentille ouest est fortement silicifiée

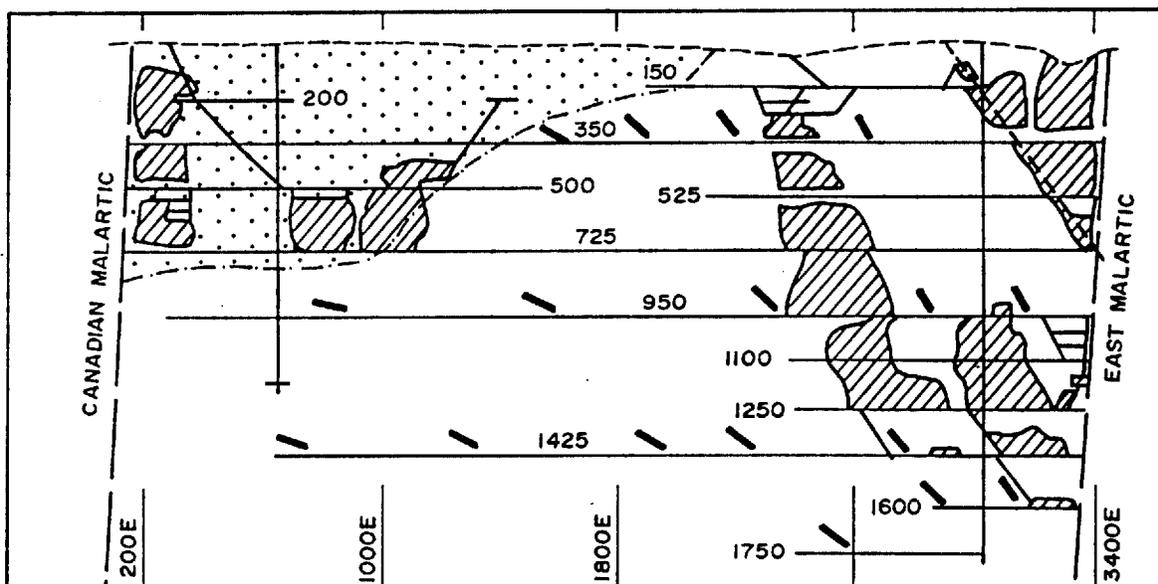
SLADEN MALARTIC



PLAN, NIVEAU 350 (105m)



Lentille ouest Lentille intermédiaire ou de tellurures Lentille est " Pli de Sladen "



COUPE LONGITUDINALE DANS LE PLAN DE LA FAILLE

Trace du contact du porphyre dans le plan de la faille. - - - -
 Trace du litage dans le plan de la faille
 Chantier miné.//// Axe du "pli Sladen"

Figure 5.3.5 Plan géologique du niveau 350 et coupe longitudinale, mine Sladen Malartic. (d'après Byers et Gill, 1948).

surtout près du contact nord avec le porphyre où de nombreuses veines et de larges masses irrégulières de quartz recourent le grauwacke. Au premier niveau, une zone de minerai particulièrement siliceux de 2 à 8 m d'épaisseur et 70 m de longueur avait une teneur de plus de 15 g/t (Gunning et Ambrose, op. cit.).

La faille tardive de Sladen longe les zones de minerai, habituellement sur leur côté sud. Ainsi, le plan de boue de faille forme le toit de plusieurs chantiers d'abattage, mais ça n'est pas par choix selon Byers et Gill (1948).

SECTEUR DE BARNAT-SUD

La zone de Barnat-sud est dans la faille Barnat, à 150m au sud du puits no 3. Nous avons peu d'information à son sujet. Elle semble n'avoir produit que peu de minerai si on exclut celui du pli de Sladen. Eakins (1962) y rapporte des volumes importants de porphyre à basse teneur et quelques petites lentilles dans la diorite. Les intrusions de porphyre seraient plus grosses et plus abondantes qu'ailleurs dans la faille de Barnat et elles seraient de forme tabulaire (Eakins, op. cit.).

SECTEUR DE BARNAT-NORD

Les 3/4 de l'or extrait de la mine vient de ce secteur qui comprend la "zone des diorites" ou "buckshot" (figure 5.3.6) et la zone du porphyre no 4 (voir historique et production). Ces zones sont à peu près EW, à 200 m au nord du puits no 3.

La zone des diorites comprend un essaim de dykes, de cheminées ou de segments d'intrusions en forme de cigares plongeant de 20 à 40° vers

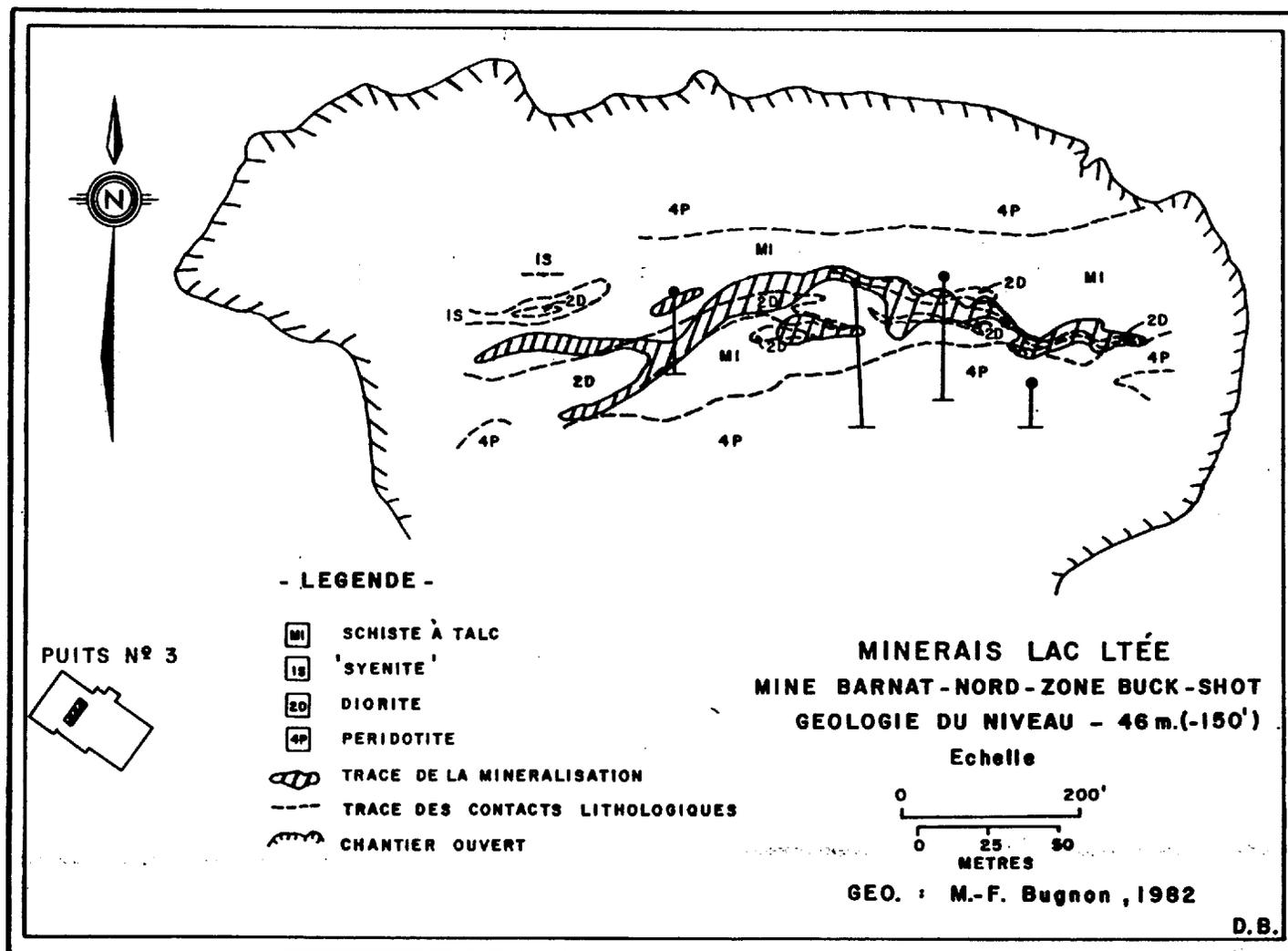


Figure 5.3.6 Géologie du niveau 46 mètres de la zone Buckshot.

l'ouest. Les intrusions individuelles sont étroites, généralement 10 m ou moins, et consistent surtout de diorite mais aussi de porphyre dans un schiste à talc-chlorite-carbonate. Eakins (1962) rapporte que le secteur favorable a 250 m de longueur EW et environ 10 m d'épaisseur. Il a été tracé jusqu'à 675 m de profondeur mais la partie la plus productrice s'étend de la surface à 225 m. Les intrusions individuelles de diorite sont souvent minéralisées sur toute leur largeur (figure 5.3.7).

Le porphyre no 4 est à l'ouest de la zone des diorites. Il a la forme d'un gros cylindre plongeant à 30° vers l'ouest. Il a plus de 100 m de diamètre, il a été suivi sur 450 m, et sa profondeur est de 200 à 500 m (Sansfaçon et al., 1987). Presque tout le cylindre constitue du minerai dans certaines sections (figures 5.3.8 et 5.3.9).

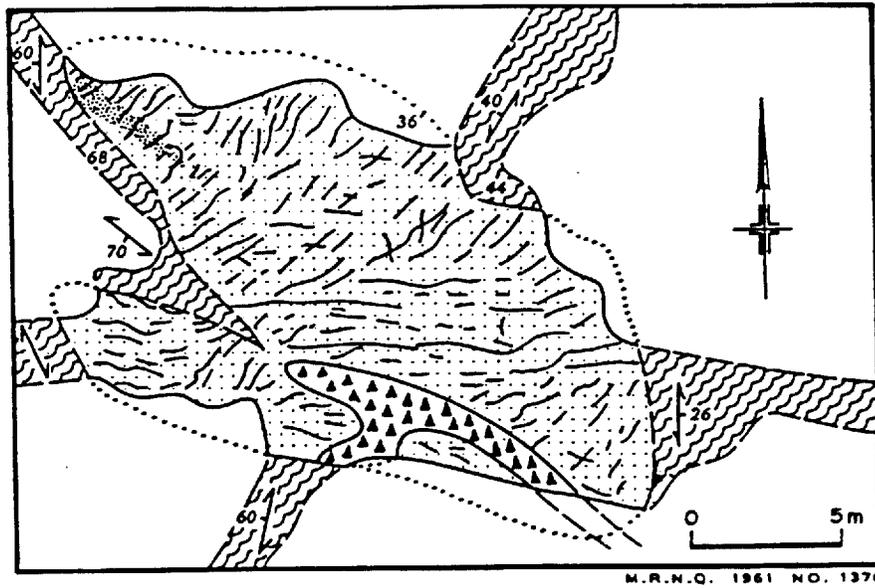
Le porphyre no 6 est dans une grosse masse de porphyre à 500 m à l'est du puits no 3. Un plan de Issigonis (1980) montre une lentille de minerai de 15 m par 75 m à plongée abrupte vers le nord. Le secteur minéralisé s'étendrait de 500 m de profondeur jusqu'au fond de la mine, à 945 m. Il a été exploité entre les profondeurs de 630 et de 840 m au cours des années 70 (Sansfaçon et al., op. cit.).

CONTROLE STRUCTURAL

ZONE DE SLADEN

La phase précoce de la zone faillée de Sladen a évidemment contrôlé le passage des solutions minéralisatrices puisque des amas de minerai se retrouvent tout le long de cette zone qui recoupe obliquement les couches stratigraphiques.

L'intrusion de porphyre de Canadian Malartic a aussi influencé la



MINE BARNAT
PARTIE DU NIVEAU DE 525 PIEDS MONTRANT UN CULOT DE DIORITE FRACTURÉE.

- | | |
|---|--|
|  Minéral dans la diorite |  Schiste calc-chloriteux |
|  Zone de brèche |  Fractures remplies de quartz-noir. |

Figure 5.3.7 Détail d'une cheminée dioritique minéralisée dans la "zone des diorites", mine Barnat (d'après Eakins, 1962).

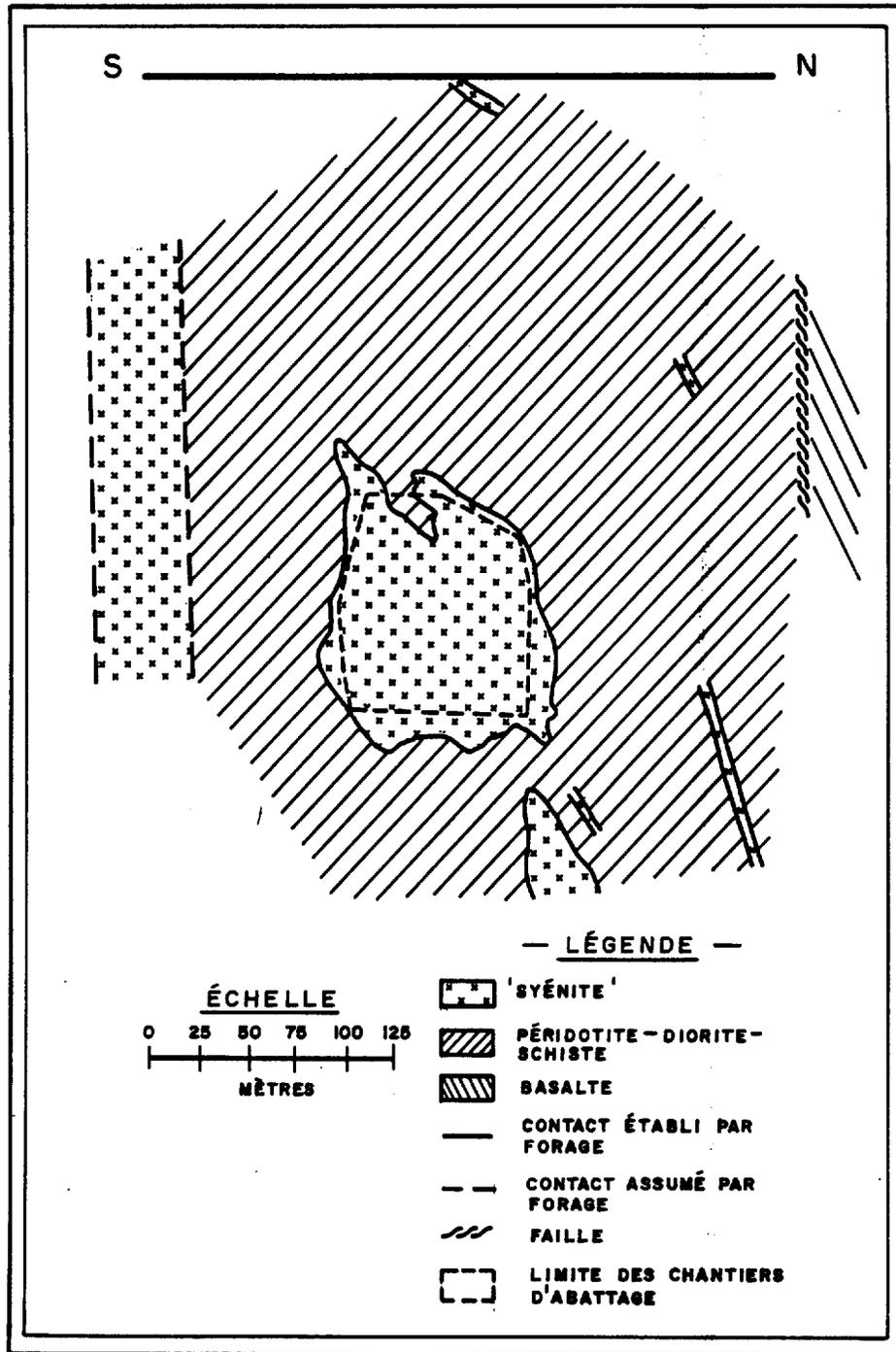


Figure 5.3.8 Coupe géologique de la zone aurifère. Porphyre 4 de la Mine Barnat (d'après R. Sansfaçon).

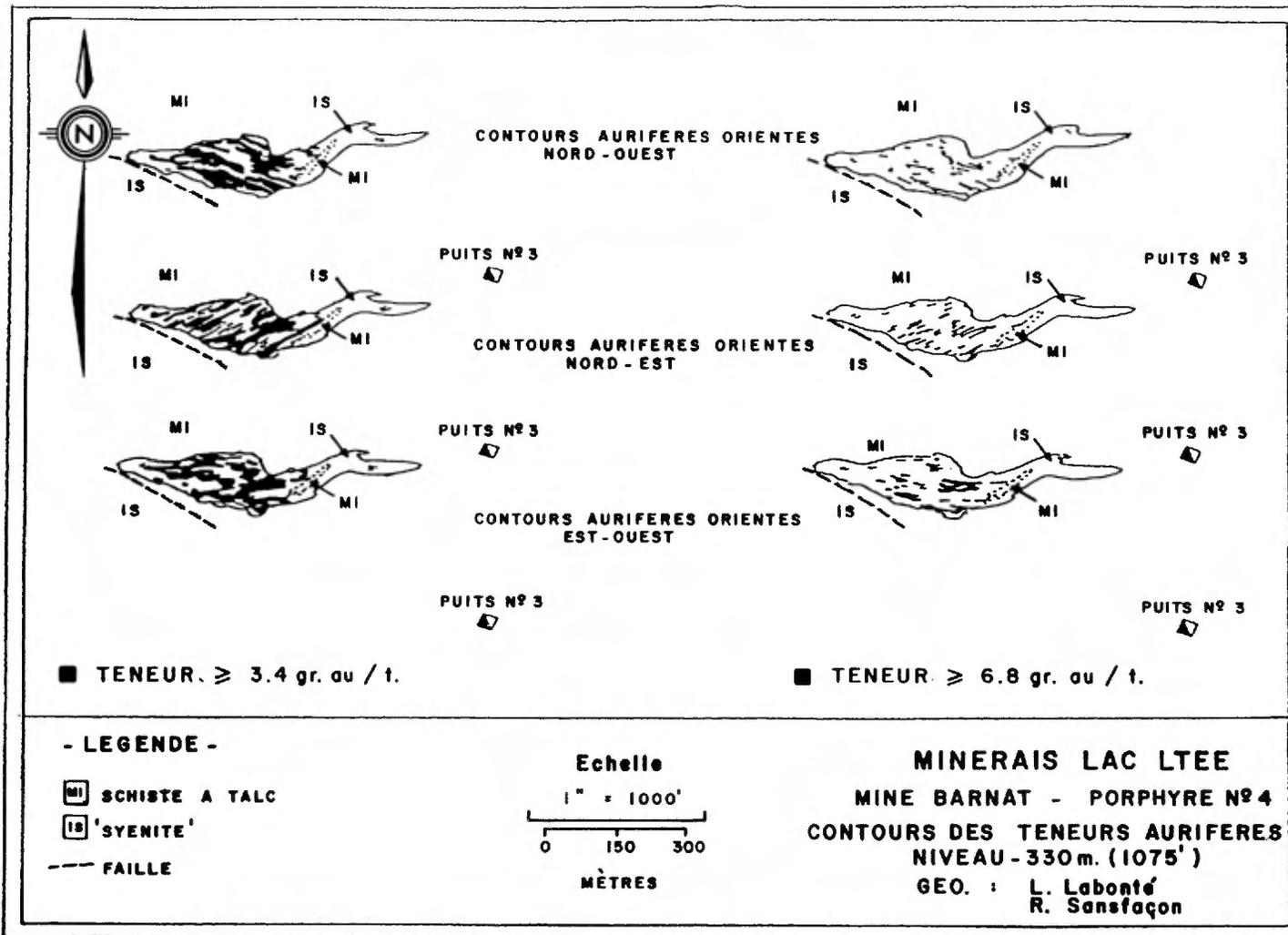


Figure 5.3.9 Distribution des teneurs aurifères dans le porphyre no 4 , au niveau 330 mètres.

localisation des amas ouest et intermédiaire car, à certains endroits, le minerai le plus riche est dans le grauwacke directement en bordure de l'intrusion. Les deux amas se terminent le long du pendage où la bordure de l'intrusion s'éloigne de la zone de fracture (figure 5.3.5). Gunning et Ambrose (1940) rapportent qu'une lentille de minerai de l'amas intermédiaire est située dans une masse de grauwacke en forme de coin prise entre la partie principale de l'intrusion et une apophyse de forme tabulaire.

Les deux murs de l'amas de minerai est sont dans le grauwacke. Byers et Gill (1948) croient que ce minerai est restreint aux endroits où le grauwacke est finement lité, où il est recoupé à un angle de plus de 30° par la zone de faille et où l'intersection entre le litage et la faille plonge à plus de 45°E (figure 5.3.5).

L'amas du "pli de Sladen" est situé à l'intersection de la zone de Sladen et de la faille Barnat. Sa plongée de 60°E correspond à cette rencontre: pendages sud de la zone Sladen et subvertical de la faille Barnat. Byers et Gill (1948) décrivent un dyke de diorite de direction SE situé dans le Piché qui s'arrête brusquement contre le grauwacke de la zone Sladen. Le dyke est fracturé à cet endroit et forme une zone de minerai de bonne teneur en forme de crayon ou de cigare.

SECTEUR DE BARNAT-SUD

La zone de Barnat-sud est dans la faille de Barnat mais elle est peu connue. Le minerai est présumément relié à la fracturation des intrusions compétentes de porphyre qui reposent dans des schistes incompetents à talc-chlorite-carbonate.

SECTEUR DE BARNAT-NORD

Le minerai est pratiquement restreint à des corps de diorite et de porphyre intensément fracturés qui sont beaucoup plus compétents que les schistes à talc-chlorite-carbonate environnants. On ne sait cependant à quelle phase de déformation est associée la minéralisation. Sansfaçon et al., (1987) croient que des failles NE antérieures à la faille de Malartic sont responsables de cette minéralisation. Selon Eakins (1962), la zone des diorites, telle qu'exposée aux niveaux supérieurs, est dans une zone schisteuse EW parallèle à la faille de Malartic qui est à 100 m au nord. Il rapporte surtout qu'un groupe d'étroites zones bréchiques irrégulières et plus ou moins continues sont disposées tout le long de la zone EW des diorites. Ces zones bréchiques sont silicifiées et minéralisées et Eakins (op. cit.) croit qu'elles étaient un important lieu de passage des solutions minéralisatrices. Une zone de brèche est illustrée à la figure 5.3.7.

Nous avons déjà mentionné que plusieurs corps de diorite et de porphyre de ce secteur ont une forme plus ou moins cylindrique de cheminées ou de boudins plongeant de 20 à 40° W.

MINERALOGIE ET ALTERATION

MINERAI DE GRAUWACKE

Le minerai de grauwacke a été décrit dans la section traitant de Canadian Malartic. Nous n'y reviendrons pas. Mentionnons cependant que le rapport Au:Ag était aussi bas que 1:3 dans certaines parties des amas ouest et intermédiaire de Sladen. Ces deux amas étaient également riches en tellurures qui étaient visibles à l'oeil nu dans des zones siliceuses

ou riches en or. Les minéraux rapportés sont la sylvanite $(Au, Ag)Te_4$, la calavérite $(Au, Ag)Te_2$, la petzite $(Au, Ag)Te$, la werhlite $BiTe$, et possiblement la melonite $NiTe_2$ (Gunning et Ambrose, 1940; Eakins, 1962). Nous ne savons si l'argent était surtout sous forme de tellurures ou d'électrum.

MINÉRAI DE DIORITE

Le minerai consiste en diorite altérée, pyritisée et intensément fracturée. Les fractures plus importantes sont remplies de petites veines de quartz de direction variable (figure 5.3.7). L'altération, qui rend la roche plus pâle, s'étend de quelques centimètres à quelques décimètres en bordure des fractures. La limite entre roches fraîches et altérées est parfois nette (Eakins, 1962). La pyrite est concentrée le long des fractures mais elle est aussi disséminée dans la roche. Elle peut être concentrée en chapelet le long de fissures très fines.

Aucune étude microscopique des minéraux opaques de Barnat n'est disponible. Les sulfures sont essentiellement constitués de pyrite qui forme de 5 à 20% du minerai. La teneur en or est à peu près proportionnelle à celle de la pyrite et le rapport Au:Ag est élevé (10:1). Selon Eakins (1962), l'or est essentiellement contenu dans la diorite pyritisée et les veines de quartz en contiennent très peu. Un peu d'or visible a cependant été observé dans les veines.

La séquence d'altération serait la suivante, d'après Eakins (1962):

- 1- formation d'albite, de magnétite et d'un peu de carbonate aux dépens de la hornblende;

- 2- biotitisation plus ou moins intense aux dépens de la hornblende;
- 3- albitisation, pyritisation et déposition de l'or. Le pyritisation est moins répandue que la biotitisation. Elle s'accomplit aux dépens de la magnétite et d'autres minéraux mafiques;
- 4- amphibolitisation, veinules essentiellement constituées d'amphiboles grenues qui recourent la diorite biotitisée;
- 5- silicification, veines de quartz chertueux. La carbonatation de la diorite est commune, mais modérée et bien moindre qu'à Malartic Goldfields.

Certaines de ces réactions ont dû être simultanées ou presque. Ainsi, la pyrite est toujours abondante autour des veines de quartz et les deux doivent être quasi-contemporaines. La rareté de la pyrite dans les veines viendrait de ce que ce minéral, comme le propose Eakins (1962), s'est largement formé par sulfurisation de la magnétite et des autres minéraux mafiques déjà en place dans la diorite. La place de l'amphibolitisation dans cette séquence nous intrigue puisqu'elle représente un renversement apparent des premières réactions. Mais l'amphibole n'est pas nécessairement incompatible avec les réactions 1 et 3 ci-haut, surtout si elle est nettement plus magnésienne que la hornblende originale. Sa présence, en combinaison avec la rareté de la chlorite, suggère une température d'altération relativement élevée et une activité chimique modérée de CO_2 . Du plagioclase zoné observé dans un échantillon de minerai renforce cette suggestion.

MINÉRAI DE PORPHYRE

Le minerai de porphyre a plusieurs ressemblances avec le minerai de diorite mais sa teneur en pyrite ne dépasse pas 5% et l'altération y est bien moins évidente visuellement. La fracturation y est souvent plus intense et rapprochée et l'altération peut être uniformément répandue dans toute la roche (Eakins, 1962). Les veines de quartz sont peut-être un peu plus abondantes que dans la diorite. L'or visible est rare. La teneur d'or, proportionnelle à la quantité de pyrite présente, est systématiquement plus basse que dans la diorite.

L'altération est du même type que dans les diorites selon Eakins (1962). Ainsi, la faible teneur originale en minéraux ferromagnésiens limite la quantité de pyrite formée et résulte en une altération moins évidente. Selon Eakins (1962), certains échantillons de porphyre fortement pyritisé sont pratiquement sans biotite, magnétite et chlorite. Il admet cependant qu'il peut difficilement caractériser les changements dans les feldspaths car les porphyres non altérés sont de plusieurs types et leur teneur en plagioclase et feldspath potassique est variable.

Issigonis (1980), par contre, établit un parallèle entre l'altération du porphyre minéralisé et celle des gisements de type cuivre-molybdène porphyrique. Dans le porphyre no 6, il a noté la présence des assemblages suivants: feldspath potassique-biotite-quartz (zone potassique) contenant 5% de pyrite et de l'or; 2) chlorite-calcite (zone propylitique) auxquelles s'associent de la magnétite, un peu de pyrite et de l'or en traces. Il remarque que le minerai économique se situe entièrement dans la zone d'altération potassique et que la limite de l'altération hydrothermale la plus intense coïncide avec celle du

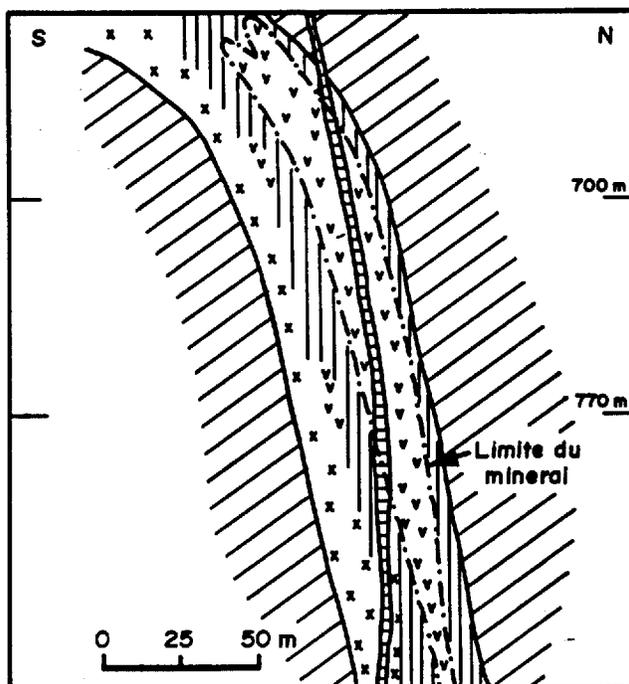
minéral (figure 5.3.10).

ALTERATION DES ROCHES ULTRAMAFIQUES

Eakins (1962) a décrit des phénomènes de biotitisation et d'amphibolitisation des roches à talc-chlorite-carbonate. Localement, des disséminations de biotite ou d'actinolite grenue forment des amas aux limites diffuses souvent sans relation évidente avec des intrusions. Mais les limites peuvent aussi être bien nettes. Ainsi, des couches noires de biotite massive, généralement accompagnée de porphyroblastes d'amphibole, bordent des fissures dans les roches ultramafiques et suivent le contact des intrusions. Ces couches ont généralement de 1 à 5 cm d'épaisseur. Elles se retrouvent indifféremment autour des porphyres ou des diorites. Parfois, elles ne bordent qu'un des murs de l'intrusion. Elles indiquent une addition métasomatique de K_2O puisque cet élément est rare dans la komatiite et la diorite non altérées.

Une altération fréquente dans la zone de Barnat-nord consiste en couches ou zones d'amphibole grenue massive en contact franc avec le schiste ultramafique (Eakins, 1962). Ces zones ont jusqu'à un mètre d'épaisseur. Elles peuvent être isolées dans le schiste mais elles se retrouvent surtout à la bordure inférieure de certaines intrusions (Eakins, op. cit.).

Dans les lames que nous avons examinées, la formation d'amphibole est liée à une diminution ou une disparition de la chlorite et du carbonate. L'amphibole, peut-être de l'actinolite, est presque incolore au microscope. Elle est communément associée à une faible quantité d'amphibole sodique un peu plus tardive qui est fortement pléochroïque en



MINE BARNAT

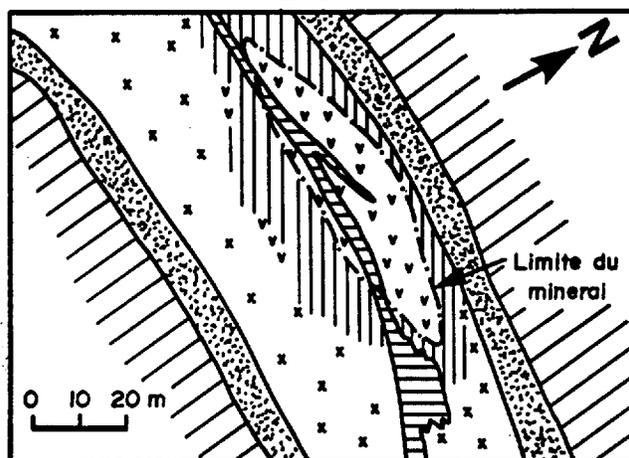


Figure 5.3.10 Coupe géologique et plan (niveau 770 mètres) de la zone aurifère du porphyre no 6. L'altération potassique (v) se concentre dans la zone de minéral et est bordée par une zone d'altération propylitique (▨▨▨). Les symboles lithologiques sont identiques à ceux de la figure 5.3.1 (d'après Issigonis, 1980).

incolore-bleu-violet (Z vs c = 80°, type crossite).

APPORTS METASOMATIQUES

Eakins (1962) présente une analyse d'un échantillon de minerai de diorite de Barnat-nord et une autre de diorite non altérée. Ces analyses montrent bien l'addition de S (seulement 2% dans ce cas particulier) et de CO₂ (6%) dans le minerai. Elles suggèrent une addition de Na₂O (1%) et K₂O (1%). L'addition de S s'est faite sans changement évident de Fe total. La différence dans la teneur des autres éléments peut s'expliquer par les variations normales dans ces roches.

5.3.6 DISCUSSION

Les travaux de la mine ont montré que la zone de fracture de Sladen est oblique au litage du grauwacke, ce qui était moins évident à Canadian Malartic. La minéralisation aurifère dans le grauwacke n'est donc pas stratiforme et syngénétique.

Plus de 5 millions de tonnes de minerai ont été extraites du secteur de Barnat-nord. Son importance mérite bien d'être soulignée même si elle est moindre que celle de toute la zone de fracture de Sladen.

Le minerai de Barnat-nord provient essentiellement de corps intrusifs constitués soit de diorite de composition intermédiaire, soit de porphyre felsique. Des analyses de Eakins (1962) montrent que certaines diorites minéralisées sont de caractère tholéitique et ne sont pas reliées génétiquement aux porphyres calco-alcalins. Mais la minéralisation aurifère n'avait pas de préférence et se retrouve dans les deux types d'intrusions. La teneur en or est cependant approximativement

proportionnelle à la quantité de pyrite formée et celle-ci est largement limitée par la quantité de fer déjà présent dans la roche. Ainsi, le porphyre bien minéralisé, qui contenait 2 à 5% de pyrite, avait une teneur moyenne d'un peu plus de 4 g/t Au tandis que la diorite, avec 5 à 20% de pyrite, avait une teneur d'environ 9 g/t.

Selon Eakins (1962), l'altération et la minéralisation sont strictement contrôlées par des fractures et ne s'étendent qu'à quelques décimètres de celles-ci. Les intrusions bien minéralisées sont donc intensément fracturées ou "éclatées". Par contre, la minéralisation est insignifiante dans le schiste environnant à talc-chlorite-carbonate. D'étroites couronnes de biotite massive formées dans le schiste ultramafique en bordure de certaines intrusions altérées montrent que les solutions métasomatiques circulaient facilement dans les intrusions fracturées mais ne pénétraient que localement dans le schiste qui est éminemment ductile.

Un phénomène peu usité est rapporté par Eakins (1962), à Barnat-nord: la formation de couches et veinules d'amphibole massive, souvent à bordure bien nette. Il croit que l'amphibolitisation a suivi la pyritisation et la minéralisation aurifère. Ceci, combiné à l'abondance de biotite et de microcline, à la rareté de chlorite et de muscovite et à la présence locale de plagioclase zoné, suggère une température relativement élevée des solutions hydrothermales.

Le contrôle structural est malheureusement peu connu. Plusieurs intrusions ont la forme de segments de cheminées à pendage faible ou modéré vers l'ouest. Eakins (1962) croit que les cheminées se sont injectées durant la déformation et que leur forme présente diffère peu de

- leur forme originale. Par contre, Sansfaçon et al., (1987) croient plutôt que ce ne sont que des segments d'intrusions beaucoup plus considérables (et déjà minéralisées) qui ont été brisés et isolés par la déformation tectonique.

5.4 MINE EAST MALARTIC

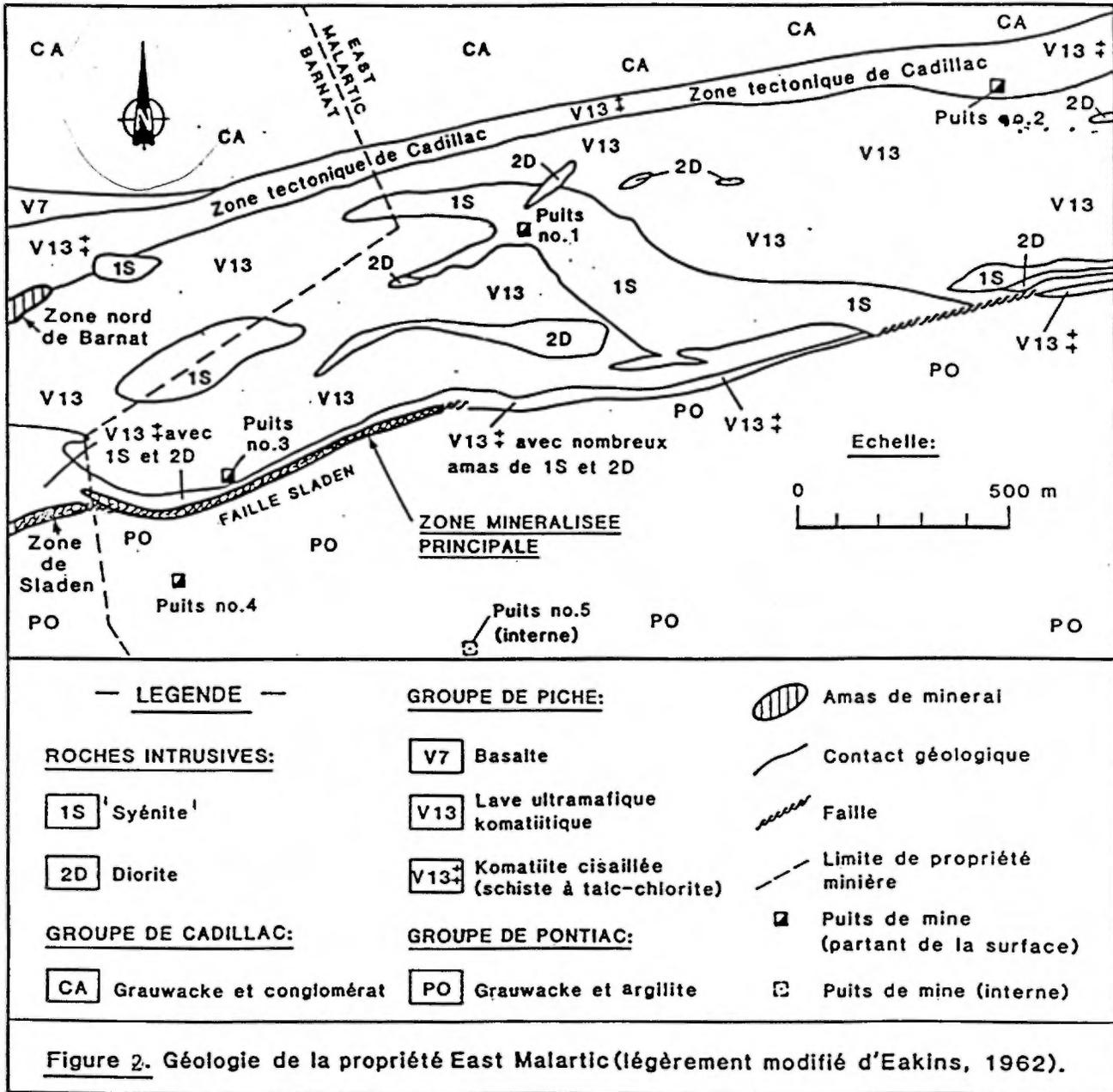
5.4.1 LOCALISATION

La mine East Malartic est située juste à l'est des terrains de la mine Barnat-Sladen. Le chevalement en béton du puits no 3 est bien visible à 200 mètres au sud de la route 117 et à environ un kilomètre à l'est de la ville de Malartic.

5.4.2 HISTORIQUE ET PRODUCTION

Les terrains furent jalonnés en 1932 et la compagnie East Malartic Mines Limited fut incorporée en 1934. La découverte de gros blocs anguleux de porphyre minéralisé déclencha une campagne de forage de 46 trous totalisant 4 400 m qui indiqua la présence de deux zones aurifères. Celles-ci furent explorées en 1936 par deux puits verticaux de 107 m chacun (puits no 1 et 2, figure 5.4.1), avec galeries aux niveaux 53 et 99 m. Ces deux zones s'avérèrent non économiques.

Entre-temps, la mine Sladen Malartic avait découvert les lentilles minéralisées ouest et intermédiaire et suivi la zone de fracture de Sladen vers l'est en direction de la propriété de East Malartic. En 1937, la frontière entre les deux propriétés fut forée conjointement par les deux compagnies et une minéralisation aurifère de teneur économique fut découverte: c'est la "zone du pli de Sladen" déjà mentionnée qui plonge à 60° E sur les terrains de East Malartic, pour former leur zone no 3. Après avoir défini des réserves d'un peu plus de un million de tonnes à 8,1 g/t Au, East Malartic décida d'aller en production et de construire une usine de traitement. La production au moulin débuta en novembre 1938 à un taux initial de 680 tonnes/jour. Cette capacité fut



Figuré 5.4.1

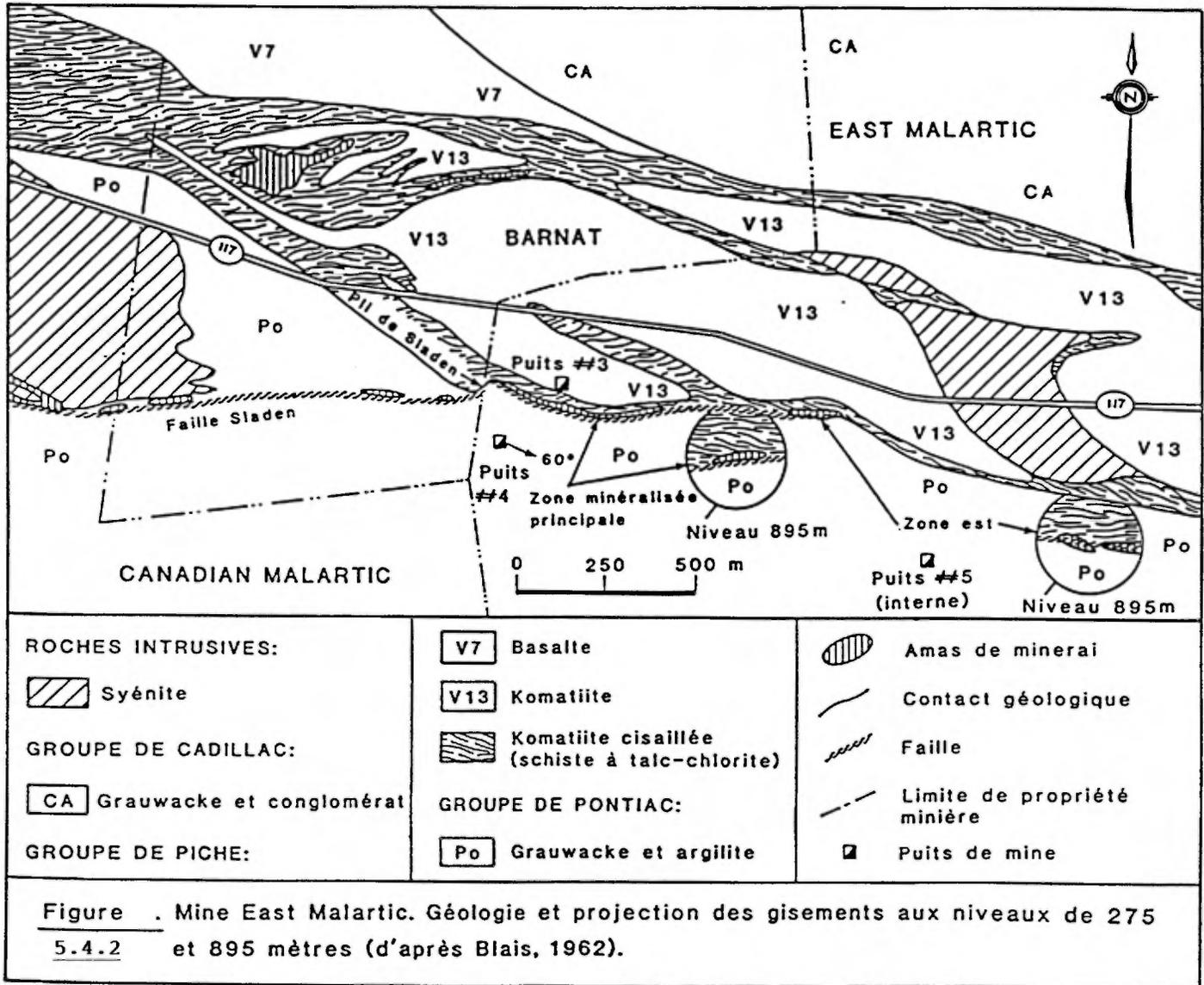
haussée à 1 340 tonnes/jour en 1939 et à 1 630 tonnes/jour en 1968.

La mine East Malartic fut exploitée au moyen de 3 puits (figure 5.4.2). Le puits no 3 est vertical et d'une profondeur de 540 m. Il est relié au puits no 4 au niveau de 480 m. Le puits no 4 est incliné à 60° vers l'ESE et atteint une profondeur verticale de 1 215 m. Le puits no 5 est un puits vertical interne qui débute au niveau 1160 m et se prolonge jusqu'à la profondeur de 1 506 m. L'exploitation s'est effectuée sur 32 niveaux espacés de 45 à 50 m les uns des autres. La mine East Malartic a produit sans interruption de novembre 1938 jusqu'en septembre 1979. On y a extrait 17,9 millions de tonnes de minerai qui ont fourni 88,2 tonnes d'or et 17,4 tonnes d'argent pour une teneur moyenne de 4,92 g/t Au et 0,97 g/t Ag. La mine fut fermée à cause de la diminution de la teneur des réserves et des mauvaises conditions de terrain qui devenaient de plus en plus difficiles avec la profondeur. Les réserves encore en place sous le dernier niveau (1 480 m) sont évaluées à 890 000 tonnes à une teneur moyenne de 6,38 g/t Au.

Les terrains de la mine East Malartic appartiennent maintenant à Minerais Lac Limitée. Le moulin de la East Malartic est toujours en opération et traite du minerai provenant des mines Doyon et Bousquet.

5.4.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

Cormie (1948), Dresser et Denis (1951) et Rancourt (1967) ont présenté de brèves descriptions de la géologie de la mine East Malartic. Les travaux de Eakins (1962) portant sur la pétrographie et l'altération des mines de Malartic ont déjà été mentionnés. Shaw (1975) a décrit la minéralogie et la pétrologie d'une zone de minerai située dans les



grauwackes du Groupe de Pontiac sous le dernier niveau (1 480 m) de la mine. Kerrich (1983) a présenté des données sur la géochimie de la mine. Un rapport de Trudel et Sansfaçon (1987) résume tous les travaux géologiques sur la mine et ajoute des données pétrographiques inédites.

5.4.4- GEOLOGIE LOCALE

Le Groupe de Piché forme une bande de 650 m de largeur sur la propriété. Il est localement constitué de komatiite et d'un peu de basalte. Il est bordé au nord par la faille de Malartic ou Cadillac qui le sépare du Groupe de Cadillac.

Les découvertes initiales, soit les zones minéralisées # 1 et 2 non économiques, étaient dans des intrusions de porphyre et de diorite dans les parties centrales et nord du Piché. Le contexte est probablement semblable à celui du secteur de Barnat-nord. Par contre, tout le minerai exploité par la mine vient essentiellement de la zone de contact entre le Piché et le Pontiac au sud. La description qui suit portera donc entièrement sur cette zone.

Nous avons vu (mine Barnat-Sladen) que la faille de Sladen est dans le Pontiac à l'ouest du "pli Sladen". A l'est, sur la propriété de East Malartic, la faille longe le contact entre le Piché et le Pontiac sur une distance de plus de 1 km dans une direction sensiblement EW avec un pendage abrupt vers le sud. A cet endroit, le contact tourne dans une direction ESE et la faille Sladen pénètre apparemment dans le Piché. La faille aurait un mouvement inverse-senestre selon Cormie (1948).

Le grauwacke ne semble pas particulièrement altéré sauf près du contact où il est souvent silicifié. Par contre, toute la bordure sud du

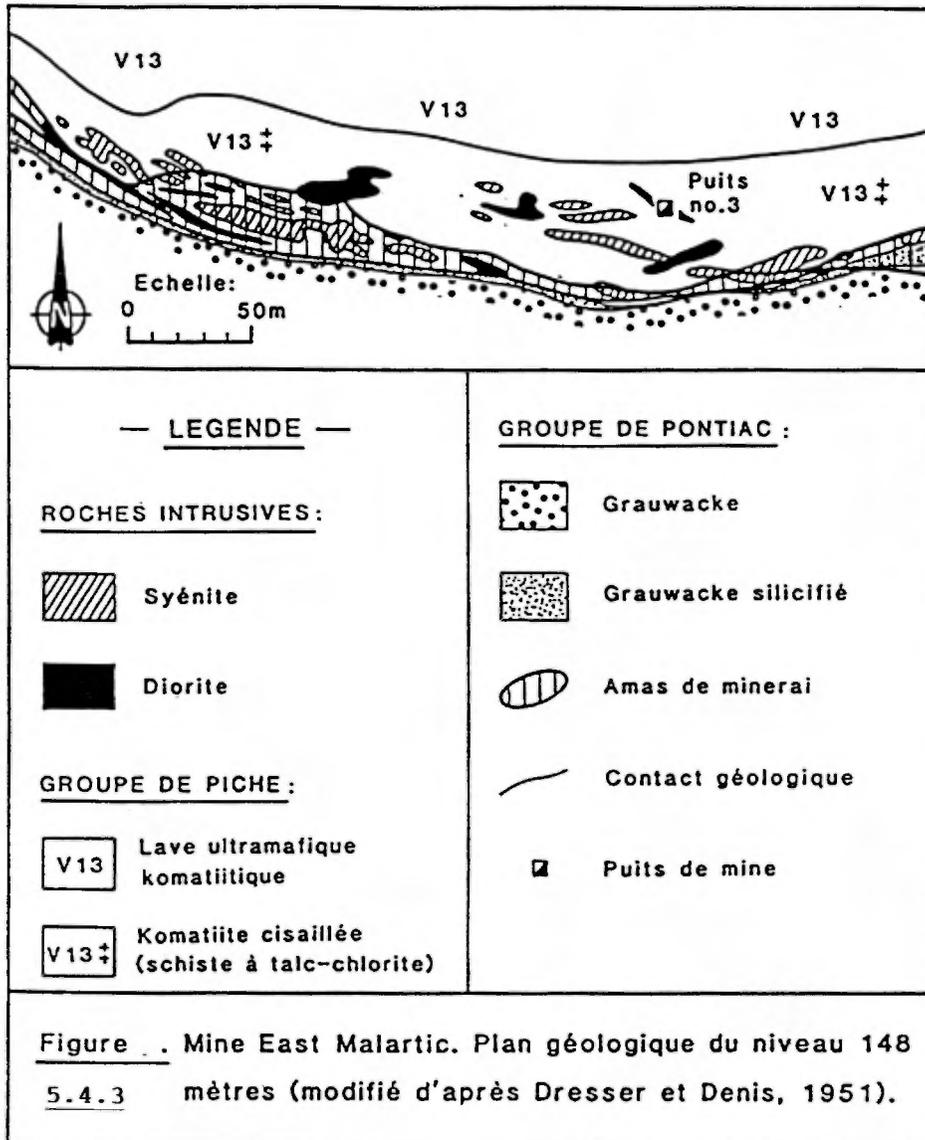
Piché sur une largeur de 10 à 70 m est transformée en schistes talqueux, en chlorito-schistes et en schistes amphibolitiques (Dresser et Denis, 1951). Ces schistes sont injectés, dans les mots de Eakins (1962), d'une quantité incroyable de dykes et petites intrusions de porphyre et d'un peu de diorite de formes et de dimensions très variables (figure 5.4.3). Des dykes de porphyre sont aussi présents dans les grauwackes mais ils y sont beaucoup plus rares.

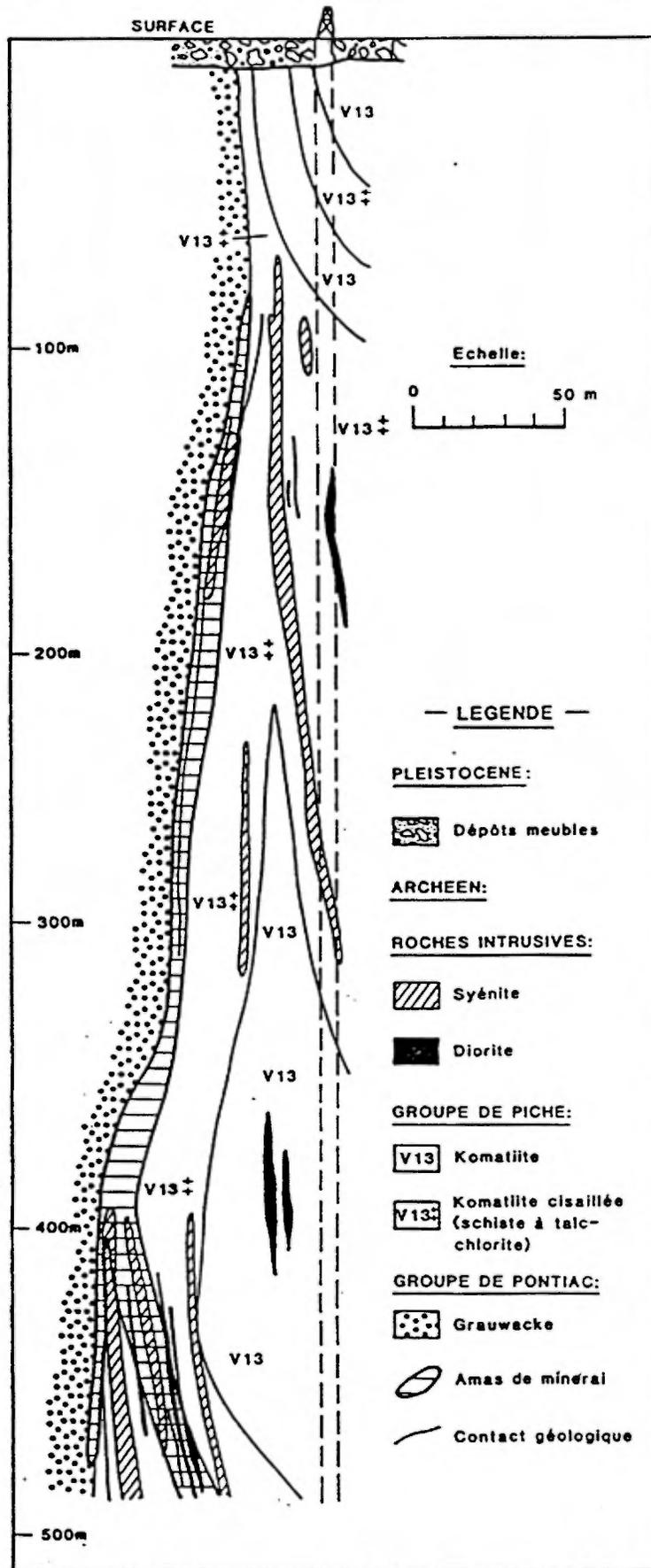
5.4.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

DESCRIPTION DES CORPS MINERALISES

Tout le minerai exploité à la mine East Malartic était situé dans le voisinage immédiat de la faille Sladen. Le minerai chevauche souvent le contact entre le Piché et le Pontiac (figure 5.4.4). Il englobe indifféremment le grauwacke, le porphyre et la diorite, qui forment du minerai identique à celui des mines Canadian Malartic et Barnat-Sladen, mais il comprend, en plus, une bonne proportion de schistes mafiques ou ultramafiques pyritisés.

Cormie (1948) a souligné que tout ce minerai ne contient qu'une faible quantité de veines de quartz, estimée à 5% du volume par Dresser et Denis (1951). L'or est disséminé dans la roche pyritisée qui peut être fracturée ou foliée. Comme à Barnat, la teneur en or est généralement proportionnelle à la quantité de pyrite (Cormie, 1948). Le minerai le plus riche se trouve dans les diorites dont la teneur varie de 6 à 8 g/t Au. La teneur en pyrite peut atteindre 20% en poids. Mais ces intrusions sont généralement étroites et bien moins volumineuses que celles des porphyres. Ces derniers ont une teneur de 4 à 6 g/t. Les





. Section géologique de la mine East Malartic passant par le puits vertical no. 3 (d'après Dresser et Denis, 1951)

Figure 5.4.4

grauwackes qui ont été minés ont une teneur de 3 à 5 g/t (Eakins, 1962), mais un volume considérable de grauwacke possède une teneur sub-économique. La teneur moyenne du schiste mafique n'a pas été spécifiée. Celle de tout le minerai extrait est d'environ 5 g/t Au et 1 g/t Ag. La teneur moyenne en pyrite serait de 3% en poids selon Dresser et Denis, 1951.

Le minerai était présent dans deux zones: la zone principale qui s'étend du "pli" de Sladen vers l'est et la zone est située à l'endroit où la faille Sladen laisse le contact avec le Pontiac pour entrer dans le Piché (figure 5.4.2). En surface, le minerai était presque continu entre ces deux zones. Le minerai le plus riche se trouvait dans la zone principale près de la limite avec la propriété Barnat-Sladen, dans un secteur où les masses intrusives de porphyres et de diorites étaient particulièrement abondantes. Ces intrusions étaient beaucoup moins abondantes dans la lentille est et une part plus importante de la minéralisation était dans le grauwacke à plus basse teneur (Dresser et Denis, 1951). Au niveau de 150 m, la zone principale a été exploitée de façon continue sur 610 m de longueur par 7 m de largeur à une teneur moyenne de 6,9 g/t Au (Eakins, 1962). Cependant la longueur de la zone diminue en profondeur et n'est plus que d'environ 150 m au niveau de 895 m (figure 5.4.2). La largeur du minerai exploité atteignait 27 m dans les meilleures conditions, mais était beaucoup moindre en moyenne.

CONTROLE STRUCTURAL

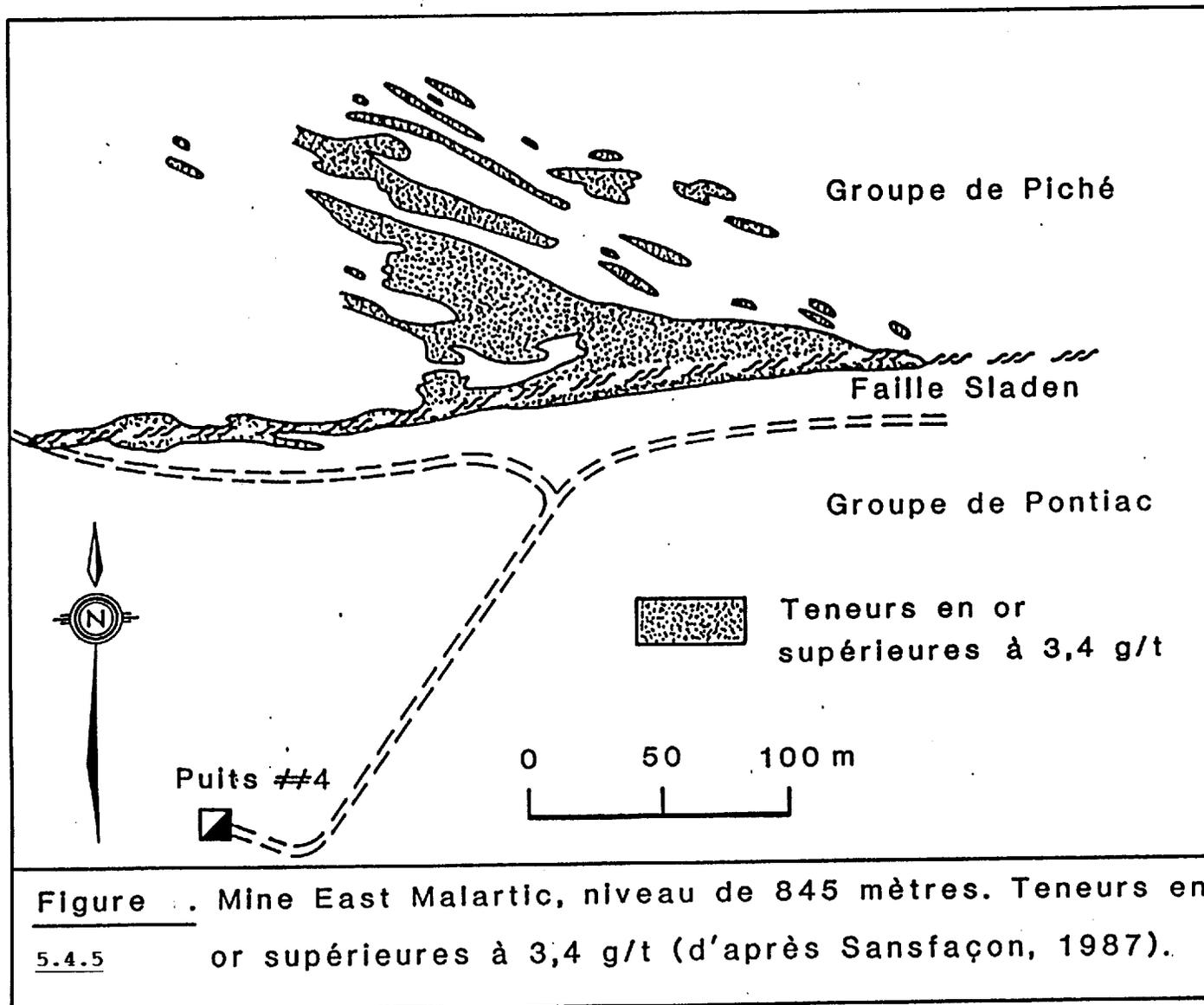
La faille Sladen exerce un contrôle évident sur l'emplacement du minerai: "n'importe quel type de roche peut être minéralisé près de la faille, mais le même type ne l'est pas plus loin" (Cormie, 1948).

Dresser et Denis (1951) décrivent un dyke de diorite qui est oblique à la faille. Il est fracturée et à bonne teneur d'or près de la faille mais la fracturation et la teneur diminuent graduellement en s'en éloignant.

Les zones minéralisées principale et est plongent, dans le plan de faille, à environ 60° vers l'est. Le "pli Sladen" a la même plongée (voir mine Barnat-Sladen). Ce pli est une ondulation de la surface de faille à l'endroit où elle laisse le contact entre le Piché et le Pontiac pour passer dans les grauwackes vers l'ouest et en profondeur. Ainsi le grauwacke est présent au nord de la zone de faille en profondeur.

Cette plongée vers l'est résulte apparemment de l'intersection de la faille Sladen (environ 95° / 80°S) et de structures ESE possiblement associées à la faille de Barnat (voir mine Barnat-Sladen). Les plis et les coupes montrent des intrusions de diorite et de porphyre, ainsi que des zones schisteuses de direction ESE à pendage abrupt NE. Les intrusions plongent généralement de 50 à 60° E dans la zone de faille. La direction ESE est également évidente dans la zone minéralisée au nord de la faille à la figure 5.4.5. La figure 5.4.6 montre une zone fortement silicifiée de même direction dans le grauwacke au sud de la faille.

Selon Dresser et Denis (1951), la largeur de la zone minéralisée dans le schiste d'origine volcanique dépend de la répartition et de la dimension des intrusions. Là où elles sont absentes, la puissance du minerai est réduite, et il peut même manquer. Les parties minéralisées les plus riches se rencontrent là où les intrusions ont moins de 5 m de largeur et sont séparées les unes des autres par d'étroites bandes de schistes. Ce minerai à forte teneur se présente au contact du schiste



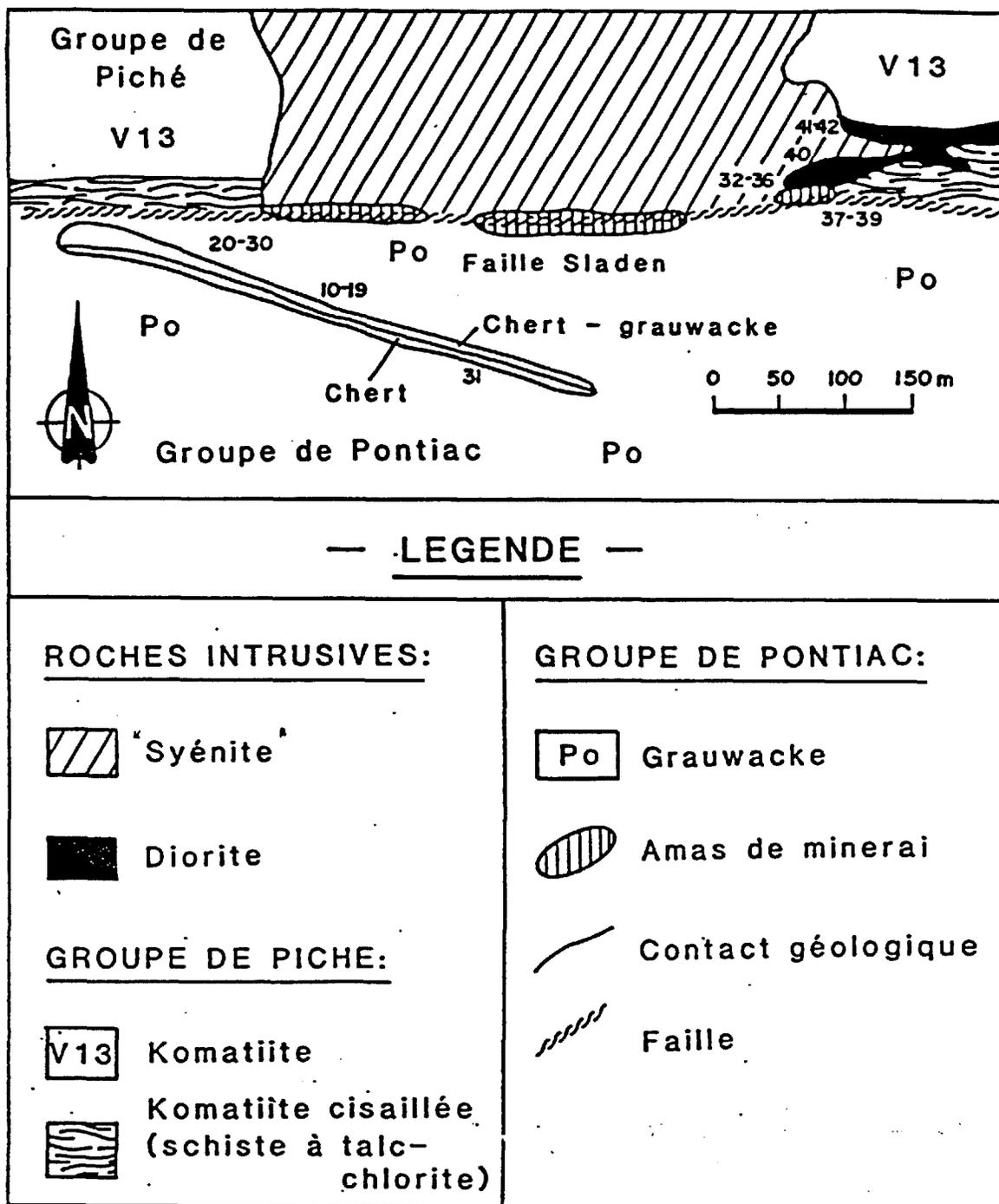


Figure 5.4.6 Mine East Malartic, carte géologique du niveau 1035 mètres. La zone minéralisée ESE dans le Pontiac est interprétée comme un chert par Kerrich (1983), comme une zone fracturée silicifiée par Trudel et al. (1987).

avec les intrusions et s'appauvrit rapidement en s'éloignant de ce contact (Dresser et Denis, op. cit.). Les intrusions étaient particulièrement nombreuses près du pli de Sladen, où le minerai est le plus riche. Sur certains niveaux, les roches intrusives pouvaient constituer jusqu'à 40% de la zone minéralisée (Dresser et Denis, 1951).

Dans la partie est de la mine, où les intrusions sont moins abondantes, le minerai est souvent limité aux parties saillantes de grauwackes altérés qui s'avancent dans les roches vertes (Dresser et Denis, 1951). Un saillant qui a été suivi sur 200 mètres, plonge à 65°E.

Des petits plis en Z plongeant à 50° ou 60°E sont rapportés par Dresser et Denis (1951) dans la zone de schistes et dans de petites intrusions. Ils suggèrent un mouvement normal-dextre, ce qui est contraire à celui proposé par Cormie (1948).

Des fractures tardives avec déplacements faibles ou inexistantes sont particulièrement nombreuses dans le minerai de grauwacke (Dresser et Denis, 1951). Elles ont les orientations suivantes: 50 à 80° / subverticales, 100 à 130° / subverticales, SE/ 15°-30° SW.

MINERALOGIE DE LA MINERALISATION

Les gisements aurifères de la mine East Malartic ne sont pas filoniens. Nous avons vu que les veines de quartz sont peu abondantes (environ 5% du minerai selon Dresser et Denis, 1951) et ne contiennent qu'une faible quantité de l'or présent. Ce dernier est plutôt distribué de façon assez homogène dans de larges zones d'altération et de pyritisation dans des roches schisteuses ou fracturées. Ces altérations sont décrites plus loin.

Deux phases distinctes de silicification et de veines de quartz ont été mentionnées dans la description de la mine Canadian Malartic. La première est représentée par un quartz saccharoïdal à cherteux, la deuxième par un quartz vitreux à grain grossier appelé parfois "quartz pegmatitique". Les descriptions de Dresser et Denis (1951) et de Eakins (1962) laissent entendre que ceci s'applique également à la mine East Malartic. De même, ces auteurs n'indiquent pas de différences spécifiques dans les minéraux filoniens non-métalliques des deux propriétés et le lecteur pourra se référer à la description du gisement de Canadian Malartic. Selon Dresser et Denis (1951), "les veines de quartz ne renferment d'ordinaire que quelques mouchetures de sulfures".

La pyrite est le seul sulfure abondant. Elle peut être finement (0,02 à 0,10 mm) et uniformément disséminée dans le grauacke et peut passer inaperçue sans un examen attentif. Elle est plus grenue (souvent 1-2 mm) dans les autres roches et peut former des cubes ayant jusqu'à 1 cm de côté dans les diorites et les schistes mafiques. La quantité de pyrite varie selon la nature de la roche altérée. Eakins (1962) a démontré que la pyritisation dans les gisements de Malartic s'effectue sans apport de fer, mais simplement par réaction entre les solutions sulfureuses et les silicates ou oxydes de fer des roches encaissantes. Ainsi, la diorite, qui est plus riche en fer, peut contenir jusqu'à 20% de pyrite assez régulièrement dispersée alors que le porphyre et le grauacke en contiennent rarement plus de 5%.

Des quantités modérées d'ilménite et de magnétite sont présentes dans certaines diorites et schistes ultramafiques. Les autres minéraux métalliques ne sont présents qu'en très faible quantité. La chalcopyrite

est toujours présente mais sa teneur n'est généralement que de l'ordre de 0,01%. La pyrrhotite est plus rare encore, ainsi que la galène et la sphalérite. Nous avons observé des traces de molybdénite dans un grauwacke et dans un schiste ultramafique. De la chromite, un peu de pentlandite et de la mackinawite associée à la chalcopyrite ont aussi été aperçues dans une roche ultramafique légèrement pyritisée. Shaw (1975) rapporte la présence d'un peu de petzite ((Au, Ag)₂Te).

L'or visible est rare. Dresser et Denis (1951) en rapporte dans de minuscule craquelures dans le quartz, et aussi le long de joints et de plans de schistosité où il est sans relation apparente avec le quartz. Au microscope, l'or s'observe facilement dans les diorites fortement pyritisées, plus difficilement dans les autres roches. Il peut être en inclusions très fines (1- 10 microns) dans la pyrite ou en grains un peu plus gros (5-40 microns) en bordure de la pyrite ou disséminés dans les silicates. Une bonne part de l'or que nous avons observé n'est pas en contact apparent avec la pyrite et peu être associé avec n'importe lequel des silicates et carbonates usuels. De l'or a été observé en intercroissance avec de l'amphibole, Celle-ci appartient probablement au stade d'amphibolitisation du schème de Eakins (voir altération, mine Barnat-Sladen).

DISTRIBUTION DE L'OR

La figure 5.4.5 montre la distribution des teneurs en or supérieures à 3,4 g/t sur le niveau 845 mètres de la mine East Malartic. Ces contours sont basés sur les résultats analytiques provenant de 105 forages dont chaque section de 1,5 mètre a été analysée pour l'or. C'est donc dire

que la distribution de l'or sur ce niveau est parfaitement connue et que la figure 5.4.5 reflète fidèlement la réalité.

Cette figure met en évidence des relations extrêmement intéressantes. On y observe en effet que la distribution de l'or est contrôlée par deux facteurs principaux: 1°) la faille Sladen et 2°) des structures ou lithologies de direction ESE. Les amas de minerai les plus importants se situent à l'intersection de ces deux structures. Cette relation s'applique d'ailleurs à l'ensemble du camp minier de Malartic, où l'intersection des fractures de direction SE avec les failles de direction EW constitue un lieu privilégié pour le dépôt de l'or.

ALTERATION

Toutes les roches affectées par la faille Sladen ont été déformées, altérées et minéralisées en or. Cependant, la nature de l'altération varie selon la composition des unités lithologiques.

LES GRAUWACKES ALTERES

L'aspect mégascopique du grauwaacke durci et "silicifié" près de la faille Sladen a déjà été décrit (voir mine Canadian Malartic). La roche légèrement altérée montre des veinules et petites plages irrégulières de quartz - carbonate - microcline et biotite. Le microcline remplace partiellement et irrégulièrement les grains clastiques d'albite et les grains micacés de la matrice en bordure des veinules. La biotite peut aussi être plus abondante en bordure des veines. Les grauwackes plus altérés deviennent modérément carbonatés (5-10%), finement pyritisés (3%) et la teneur en feldspath augmente aux dépens de toute la muscovite et,

probablement, d'une partie de la biotite. Localement, le grauwacke est transformé en une roche quartzo - feldspathique très fine, d'aspect chertoux, parfois à texture bréchique où des fragments foncés baignent dans une matrice quartzique. Cette roche est constituée de quartz (50-80%), de microcline (souvent 25%), d'une quantité variable d'albite (0-25%) et d'un peu de carbonate, de biotite et de pyrite. Certaines roches fortement silicifiées contiennent peu d'or (voir Canadian Malartic), d'autres sont de teneur économique.

Les grauwackes altérés ont donc été enrichis, à des degrés divers, en S, CO₂, K, Si et Au. Ces additions ne sont pas nécessairement contemporaines comme nous l'avons vu à Canadian Malartic.

INTRUSIONS FELSIQUES ALTEREES

Deux types distincts d'intrusions felsiques sont représentés dans les lames pétrographiques que nous avons examinées. Le type le plus commun est un porphyre constitué d'environ 35% de phénocristaux de feldspath de 2 mm dans une matrice quartzo-feldspathique très fine contenant un peu de biotite, de muscovite, de carbonate, de pyrite et parfois de la chlorite. Tous les échantillons examinés sont altérés et pyritisés. Certains porphyres "silicifiés" sont fortement cataclasés, relativement riches en carbonate et muscovite et pauvres en biotite. Les phénocristaux consistent en microcline, en mésoperthite irrégulière de remplacement et en albite avec fines inclusions de séricite. L'albite est évidemment dérivée d'un plagioclase un peu plus calcique. La proportion des divers feldspaths varie beaucoup, souvent même à l'intérieur d'une lame mince. Les phénocristaux sont parfois

composés de microcline en bordure des fractures tandis que les phénocristaux plus éloignés sont constitués d'albite avec séricite. Une bonne part du feldspath potassique remplace donc le plagioclase et ce métasomatisme potassique est présumément relié d'assez près à la minéralisation aurifère.

Le deuxième type est représenté par une roche équigranulaire constituée de 80% d'albite en grains allotriomorphiques allongés de 1mm, de 15 ou 20% d'amphibole de même dimension, et d'un peu de sphène, de carbonate et de pyrite. L'amphibole est une hornblende métamorphique assez pâle entourée partiellement d'une couronne d'amphibole sodique ayant les propriétés optiques de la crossite (X vs c: 5-10°, Z = b, X: bleu foncé, Y: incolore, Z: violet intense). Cette roche est sûrement albitisée mais sa texture la distingue bien du porphyre. Elle est un peu plus mafique et plus riche en minéraux de titane que le porphyre. Une roche de même texture mais porteuse d'or contient 5 à 10% de pyrite, 10% de biotite, 10% de carbonate et un peu de chlorite. Ces minéraux se sont formés aux dépens de l'amphibole dont il ne reste que des traces. La minéralisation s'est donc accomplie avec des additions de S, de CO₂ et de K.

DIORITES ALTERÉES

Les "diorites" sont basiques et caractérisées par une bonne teneur en titane sous forme d'ilménite ou de sphène. La forme originale des grains de plagioclase est partiellement conservée dans les roches peu foliées. Ces grains sont fins, ayant surtout 0,5 mm de diamètre, quelquefois 1 mm. Ils sont habituellement constitués d'albite mais un

peu de plagioclase zoné a été observé. Les échantillons examinés sont tous altérés, les minéraux cafémiques étant représentés par les assemblages suivants:

biotite (10-15%) - carbonate - magnétite (10%) (traces de pyrite)

biotite - carbonate - pyrite (10-20%) - tr. magnétite

hornblende (20%) - biotite - carbonate - pyrite (10-20%)

Les conclusions suivantes sont tirées de notre examen pétrographique:

- (1) la pyrite s'est souvent formée aux dépends de la magnétite secondaire: elle remplace la magnétite en bordure des veines dans des roches riches en magnétite disséminée.
- (2) La minéralisation aurifère s'est accompagnée d'un apport métasomatique de S, CO₂ et K. La biotite constitue généralement 10 ou 15% des diorites altérées. Le microline a même été observé qui remplace partiellement le plagioclase.
- (3) Même si la biotite, la pyrite et le carbonate se forment aux dépends de l'amphibole, certaines diorites aurifères fortement pyritisées contiennent malgré tout une bonne quantité d'amphibole (5-20%) qui est en équilibre avec le carbonate et la biotite. La chlorite peut être présente mais elle est peu abondante dans les lames examinées.

KOMATIITES ALTEREES

Eakins (1962) a montré que la komatiite non altérée loin des zones

de cisaillement est relativement dure et constituée de beaucoup d'amphibole (40-90%), de serpentine (0-40%) et d'un peu de magnétite (10-15%). Elle est carbonatée et transformée en roche tendre composée surtout de talc, de chlorite et de carbonate dans ou près des zones cisailées. Ses analyses montrent bien l'addition de CO_2 . Ces roches sont souvent biotitisées en plus, aux alentours des secteurs minéralisés. Presque tous les échantillons examinés de roches ultramafiques venant de la mine contiennent une bonne quantité de biotite (5-40%). Ceci témoigne d'un apport intense de K qui s'étend possiblement sur de bonnes distances. La biotite est abondante même dans des roches non déformées. La teneur des roches ultramafiques en carbonate, talc et chlorite est cependant très variable à cause de l'amphibolitisation décrite ci-après.

La présence dans les roches ultramafiques d'amas irréguliers contenant de 50% à 90% d'actinolite ou de hornblende grenue a été mentionnée par Eakins (1962). Ces amas, aux bordures nettes ou diffuses, peuvent recouper le schiste à talc-chlorite-carbonate. Ils n'ont parfois aucune relation spatiale avec les roches intrusives (Eakins, 1962). Nos échantillons montrent que cette altération est présente à la mine East Malartic mais nous ne connaissons pas son étendue. Ainsi, des échantillons porteurs d'or sont composés d'environ 75% d'amphibole, de 20% de biotite, de 1 à 3% de pyrite et de 2% de carbonate. L'absence de minéraux de titane montre qu'ils dérivent bien de roches ultramafiques. Ces roches contiennent bien moins de CO_2 que le schiste à talc-chlorite-carbonate-biotite avoisinant et, d'après les descriptions de Eakins (1962), elles se sont formées par décarbonatation locale.

D'autres échantillons contiennent des quantités moindres d'amphibole et plus grandes de carbonate, de talc et de chlorite. Tous ces minéraux sont généralement en équilibre.

Des traces de crossite ou amphibole sodique semblable à celle déjà décrite sont présentes dans quelques échantillons.

GEOCHIMIE

Eakins (1962) a présenté 2 analyses de diorite peu altérée et de diorite minéralisée et 3 analyses de porphyre peu et très altéré (tableaux 4.3 et 4.4). Shaw (1975) donne 2 analyses de grauwackes non minéralisé et minéralisé. Ces données indiquent, comme nous venons de le mentionner, que les roches minéralisées sont enrichies en S, en CO₂ et souvent en K.

Plusieurs échantillons de grauwacke minéralisé ont été analysés par Kerrich (1983). Ses résultats montrent une teneur de 50 ppm W, donc un enrichissement modéré probable. L'enrichissement du minerai en As et Sb est négligeable. Un rapport élevé K/Na correspond souvent avec les hautes teneurs en or mais pas toujours. La teneur en Ba est erratique mais parfois élevée: elle atteint jusqu'à 2 300 ppm dans un échantillon de grauwacke siliceux. Elle est de 1 500 à 2 000 ppm dans le porphyre. Un schiste mafique du Piché contient 2 500 ppm Ba. Cependant, la teneur en Ba ne montre pas de corrélation avec l'or.

5.4.6 DISCUSSION

La Mine East Malartic demeure le plus important producteur d'or du camp minier de Malartic. Les gisements étant surtout dans les roches

schisteuses du Groupe de Piché, la condition des murs des chantiers était beaucoup moins favorable qu'à Canadian Malartic par exemple et les coûts d'extraction étaient plus élevés. Par contre, la teneur était un peu supérieure à East Malartic.

Plus de 25 millions de tonnes de minerai exploité étaient en bordure de la faille de Sladen, soit tout le minerai de East Malartic, celui du secteur Sladen de Barnat-Sladen et une grande part du minerai de Canadian Malartic. La partie la plus productive de cette faille vient du secteur où elle rencontre la faille de Barnat ou le contact entre les Groupes de Piché et de Pontiac.

Les gisements aurifères de East Malartic ne sont pas du type filonien. L'or est dispersé dans de larges zones de roches variées qui sont altérées et pyritisées. Il se rencontre dans les grauwackes, comme à Canadian Malartic, dans les intrusions intensément fracturées de porphyre et de diorite, comme dans le secteur de Barnat, et en plus dans les schistes mafiques et ultramafiques qui entourent ces intrusions. La minéralisation aurifère est associée à des apports métasomatiques de CO_2 , de K et particulièrement de S, la teneur en or étant souvent proportionnelle à la teneur en pyrite. La carbonatation est complexe et pas nécessairement reliée uniquement au processus de minéralisation. Ainsi, les roches ultramafiques sont intensément carbonatées dans les zones de cisaillement (Eakins, 1962). Mais, à l'intérieur de celles-ci, des roches minéralisées et altérées ont été localement amphibolitisées (Eakins, op. cit.) et décarbonatées. La destruction du carbonate pourrait être causée par le passage de solutions de température relativement élevée.

Les minéraux d'altération sont passablement différents de ceux développés autour des gîtes de Val d'Or par exemple. Les caractéristiques suivantes méritent donc d'être soulignées:

- présence de microcline, rareté relative de muscovite;
- abondance de biotite dans les roches mafiques;
- présence d'amphibole, décarbonatation locale;
- chlorite probablement subordonnée à l'amphibole dans les roches mafiques, souvent absente;
- présence d'albite mais aussi d'un peu de plagioclase secondaire zoné.

Les silicates sont généralement les mêmes dans les roches altérées et non altérées. Les assemblages minéralogiques de l'altération sont donc éminemment compatibles avec le métamorphisme régional situé tout près de la frontière entre les faciès schistes verts et amphibolite. Les textures reliées à l'altération metasomatique sont surtout métamorphiques. Ainsi, la biotite et le carbonate se sont nécessairement substitués à des minéraux mafiques, peut-être la hornblende, mais ils se retrouvent côte-à-côte et généralement en équilibre avec des porphyroblastes ou des aiguilles d'amphibole.

Les gisements de la mine East Malartic sont nettement épigénétiques et postérieurs à la sédimentation, au volcanisme et aux intrusions mafiques et felsiques, puisque la minéralisation recoupe toutes ces lithologies. Ils sont également postérieurs en partie au métamorphisme, puisque dans les zones altérées, les assemblages minéralogiques du métamorphisme régional sont modifiés. Ils sont donc synmétamorphiques d'après l'évidence présentée au paragraphe précédent.

Dans une publication récente, Kerrich (1983) assigne une origine syngénétique exhalative à un gisement d'or à basse teneur contenu dans un horizon de direction ESE de "chert tuffacé felsique" du Groupe de Pontiac (figure 5.4.6). Selon Trudel et Sansfaçon (1987) cette interprétation est erronée. A leur avis, l'horizon décrit comme étant composé "d'abondants fragments dans une matrice à grain ultra-fin de chert ou de carbonate" représente une zone de bréchification tectonique accompagnée de silicification et de carbonatation. De telles zones tectonisées et silicifiées, de direction ESE (associées à la déformation D_2), sont fréquentes dans la région de Malartic et contiennent souvent des minéralisations d'or à basse teneur (Sansfaçon, 1986). D'ailleurs, ces structures contrôlent en partie la distribution de l'or dans le gisement East Malartic (figure 5.4.5). En conséquence, nous croyons que toutes les minéralisations d'or de la mine East Malartic sont épigénétiques et étroitement contrôlées par la structure.

5.5 MINE MALARTIC GOLDFIELDS

5.5.1 LOCALISATION

La mine Malartic Goldfields était située à 9 km à l'est de la ville de Malartic, sur la frontière entre les cantons de Fournière et de Dubuisson.

5.5.2 HISTORIQUE ET PRODUCTION

Les claims de la mine sont jalonnés en 1934. Ils sont pratiquement dépourvus d'affleurements. Un levé à la boussole d'inclinaison délimite la bande volcanique (groupe de Piché) que l'on considère favorable. L'exploration, par creusage de tranchées et une quantité considérable de forages systématiques, est d'abord concentrée à la bordure sud du groupe car la mine East Malartic, à 6 km à l'ouest, est située de ce côté. De l'or est rencontré mais aucune zone économique n'est découverte. Des forages entrepris à la bordure nord du Piché en 1938 ont beaucoup plus de succès. Dès 1939, un premier puits est creusé pour explorer les gisements découverts l'automne précédent (mine no 1). En tout, on a alors effectué plus de 20 000 mètres de sondage, surtout à la bordure sud du Piché. Une usine de traitement entre en opération en décembre 1939. Sa capacité est de 270 tonnes par jour. En 1942, un deuxième puits est creusé à 900 m à l'ouest du premier pour exploiter un deuxième groupe de gisements (mine no 2; figure 5.5.1). Les puits atteindront éventuellement les profondeurs de 765 m pour le puits no 1 et de 830 m pour le no 2. Ils sont reliés par une galerie à 365 m de profondeur.

La production s'effectue au taux journalier de 550 tonnes de 1941 à 1949, de 1 500 tonnes de 1949 à 1959, pour décliner ensuite. La mine

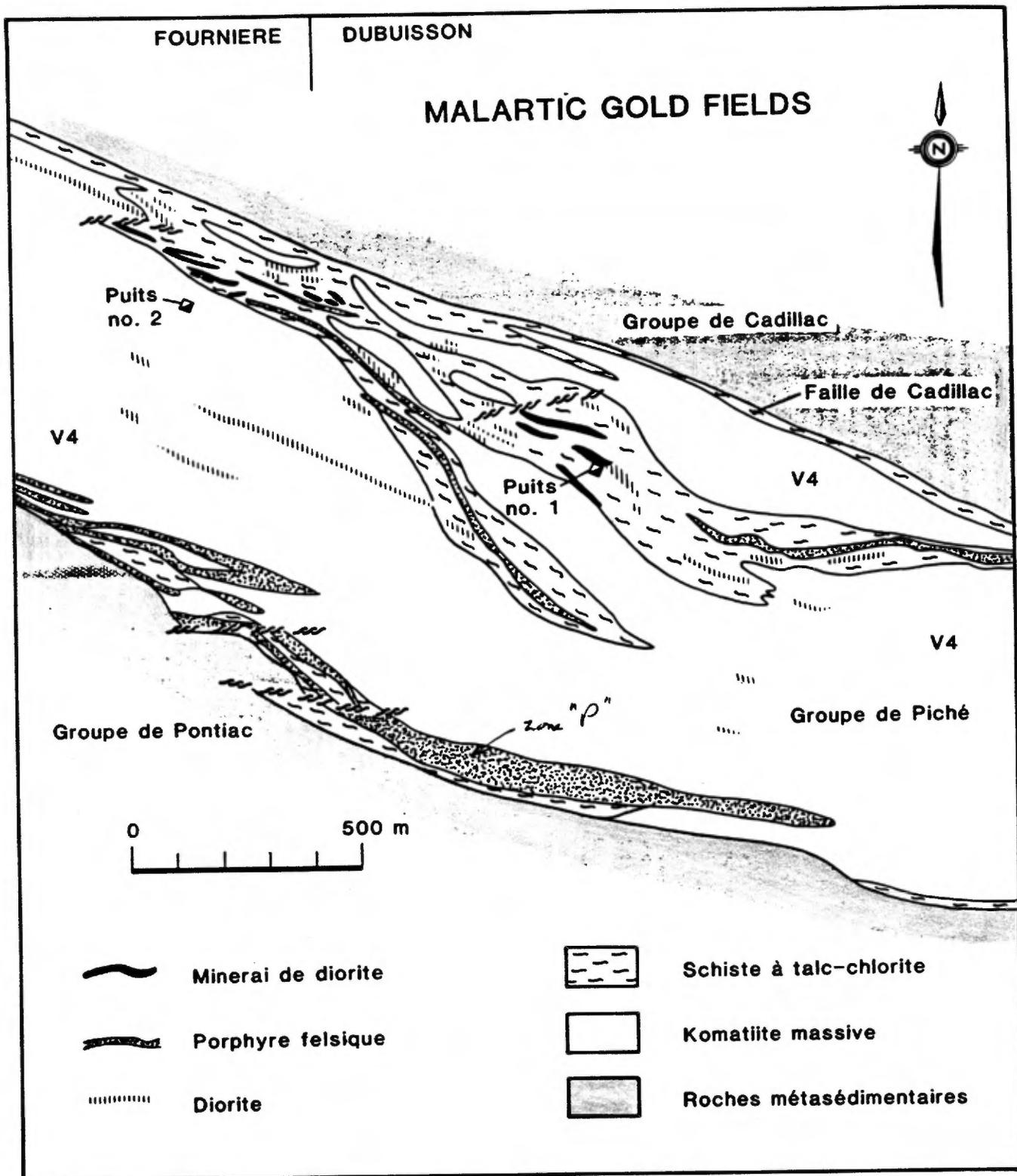


Figure 5.5.1 Géologie de la propriété Malartic Gold Fields (d'après Eakins, 1962).

ferme en avril 1965 après une production de 52,9 tonnes d'or extraites de 8,96 millions de tonnes de minerai à une teneur récupérée de 5,9 g/t Au.

L'usine de traitement, d'une capacité de près de 2 300 t/j continue d'opérer après la fermeture de la mine en traitant du minerai provenant des mines Barnat, Marban et Norlartic. Elle est toujours en marche et traite présentement du minerai de la mine Bousquet. La compagnie Minerais Lac est maintenant propriétaire de l'usine ainsi que d'une partie des anciens terrains miniers située près du puits no 2.

5.5.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

Une description concise du minerai et de ses contrôles est fournie par Halet (1948). De brèves descriptions ont aussi été publiées par Barth (1952) et par Anderson et Wilten (1953). La descriptions de Eakins (1962) est beaucoup plus détaillée mais elle concerne surtout l'altération de tous les gisements du secteur sud de Malartic et elle ne distingue pas toujours entre les observations faites aux différentes mines. Un rapport de Sansfaçon et Trudel (1988) fait la synthèse des données publiées et non publiées de la mine.

5.5.4 GEOLOGIE LOCALE

Le groupe de Piché forme localement une bande d'environ 800 m à 1000 m de largeur, de direction approximative 115° avec pendage généralement abrupt vers le nord (environ 75°N, Halet, 1948). La bordure sud est constituée d'une zone de schiste talqueux injecté d'une multitude de dykes de porphyre (figure 5.5.1). La partie sud et médiane est composée surtout de komatiite massive si l'on admet que la "péridotite" indiquée

sur la carte de Eakins représente effectivement cette lithologie. La partie nord, sur des largeurs de 30 à 500 m, est une zone de schistes à talc-chlorite qui englobe des blocs isolés de komatiite massive. Les schistes représentent un groupe de failles anastomosées selon Sansfaçon et Trudel (1988). Une zone de schistes à la bordure nord du Piché serait continue et représenterait la faille majeure de Cadillac selon Eakins (1962).

La diorite est plus abondante dans les zones schisteuses que dans les parties massives. Elle se présente en dykes ou filons-couches assez continus dans la roche massive. Dans les zones de schistes, elle forme des corps lenticulaires et irréguliers, parfois disposés en chapelet (figure 5.5.2) et qui ressemblent à des gros boudins. Les dykes de porphyre, si abondants à la bordure sud du Piché, sont peu abondants dans la zone schisteuse nord. Ils recouperont les diorites.

L'allure générale des couches stratigraphiques à l'intérieur de la bande de Piché est malheureusement peu connue. Dans les komatiites massives, certaines masses de diorite auraient une direction parallèle aux bordures du Piché d'après la carte de Eakins (1962) mais il n'est pas établi si ce sont des filons-couches concordants aux coulées. Les zones schisteuses sont très déformées et montrent des plis d'entraînement (Halet, 1948; Eakins, 1962) malheureusement non documentés. Dans deux rares affleurements du Piché situés à l'ESE de la mine, Imreh (1979) a relevé des polarités opposées. Elles pointent au NNW dans un cas, au SSE dans l'autre, ce qui suggère un pli de direction ENE à l'intérieur de la bande du Piché.

5.5.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

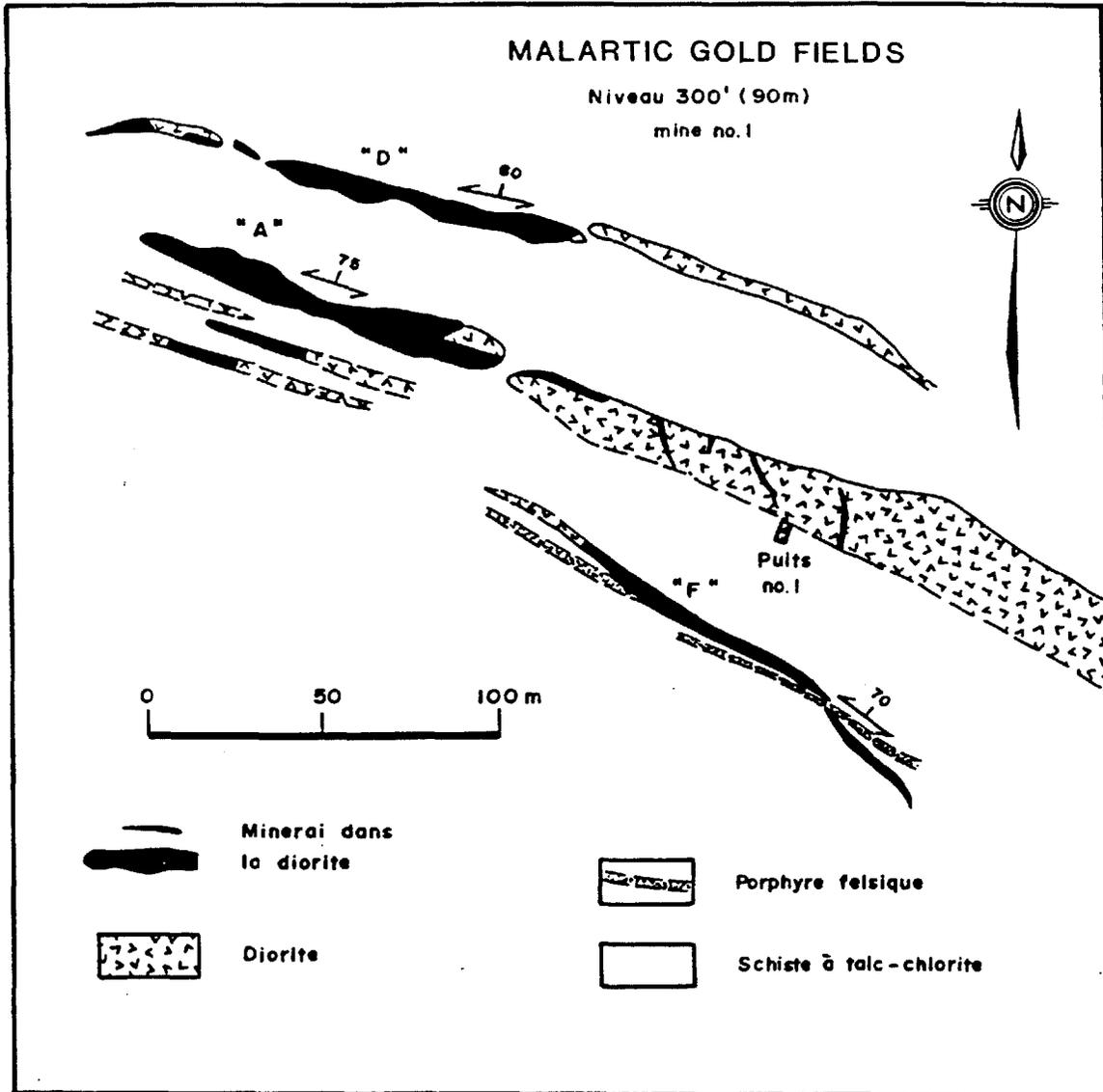


Figure 5.5.2 Minerai dans les parties étroites et lenticulaires des dykes de diorite, mine Malartic Gold Fields (d'après Dresser et Denis, 1951).

Le minerai exploité par Malartic Goldfields vient essentiellement de petites masses ou dykes lenticulaires de diorite situés dans les zones de schistes talqueux de la partie nord du Piché (figure 5.5.2). Des zones aurifères non économiques, les zones "P" et "du moulin", sont présentes dans les dykes de porphyre felsique à la bordure sud du Piché. La description suivante ne s'applique qu'au "minerai de diorite".

DESCRIPTION DES CORPS MINERALISES

Selon Halet (1948), le minerai consiste en un stockwerk de veines et veinules de quartz dans la diorite pyritisée et altérée. L'or est rarement visible et se retrouve surtout dans l'éponte pyriteuse des veines. Les veines individuelles varient en épaisseur de quelques millimètres jusqu'à 30 cm. Elles forment surtout des réseaux de veines subparallèles d'orientation variable. La diorite ne devient minerai qu'aux endroits où les veines sont suffisamment nombreuses pour amener tout le dyke, ou un volume considérable du dyke, à une teneur économique. De grands segments de dyke sont alors minés en vrac. Les veines sont fortes et persistantes dans la diorite mais elles se pincent et disparaissent rapidement en passant dans le schiste en bordure du dyke. Les murs du dyke forment donc la limite du minerai (Halet, op. cit.). Ces murs pendent généralement à 75° vers nord.

Les dykes lenticulaires minéralisés sont compris dans deux secteurs situés près des deux puits de la mine (figure 5.5.1). Une distance de 400 m sépare ces deux secteurs favorables qui ont de 300 à 500 m de longueur, près de 100 m de largeur et qui se prolongent jusqu'à 800 m de profondeur. Les lentilles individuelles de minerai ont jusqu'à 150 m de

longueur horizontale et jusqu'à 10 m d'épaisseur. Elles sont allongées verticalement: Halet (1948), rapporte que des lentilles de 30 m de longueur horizontale ont été suivies verticalement sur 150 m.

Les teneurs sont variables et dépendent de l'intensité de la fracturation et de la pyritisation (Eakins, 1962). Anderson et Wilten (1953) font état de parties subhorizontales à plus basse teneur à l'intérieur de dykes bien minéralisés (figure 5.5.3). Le programme de contrôle des teneurs du minerai nécessitait des forages transversaux aux dykes pour les localiser et des forages subverticaux le long des dykes pour mieux évaluer leur teneur. On évitait les parties à basse teneur afin de maintenir une teneur moyenne de plus de 5,5 g/t Au. L'ensemble de tout le minerai exploité a une teneur moyenne d'environ 6 g/t Au.

CONTROLE DE LA MINERALISATION

CONTROLE STRUCTURAL

Les secteurs minéralisés sont dans des zones de schistes qui sont considérées par Eakins (1962) comme des fractures subsidiaires à la faille de Cadillac qui est à 200 m au nord.

L'épaisseur des dykes influence leur fracturation. Ainsi, Dresser et Denis (1951) rapportent que les dykes de moins de 10 m d'épaisseur sont parfois fracturés et minéralisés de part en part. Ces dykes ont fourni la majorité du minerai. Les dykes plus gros (10 à 30 m d'épaisseur) ne sont que partiellement fracturés. La minéralisation peut être restreinte à quelques zones de fractures obliques au dyke, ou continue d'un bord à l'autre du dyke. Ces zones ont 10 à 30 m de longueur horizontale et 1 ou 2 m d'épaisseur. Leur direction est surtout

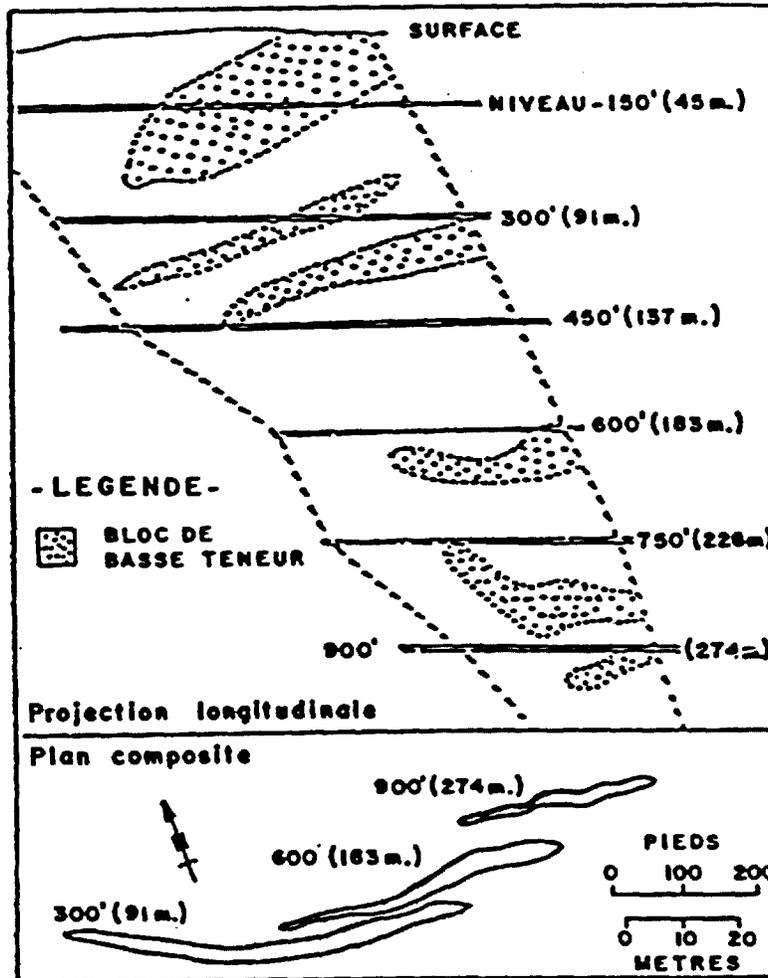


Figure 5.5.3 Zones sub-horizontales à teneur plus basse dans un dyke de diorite minéralisée, Malartic Gold Fields (d'après Anderson et Wilten, 1953).

N ou NNW et leur pendage vertical ou presque. Elles sont parfois distantes l'une de l'autre de 10 ou 15 m (figure 5.5.2).

Les veines du stockwerk sont subparallèles dans un espace limité (figure 5.5.2) mais leur orientation varie beaucoup selon l'endroit et d'une lentille minéralisée à l'autre (Sansfaçon et Trudel, 1988). Leur pendage varie d'horizontal à vertical (Halet, 1948) mais il est généralement moins incliné que la bordure du dyke (Anderson et Wilton, 1953). Certaines veines sont à peu près perpendiculaires aux murs du dyke, d'autres sont presque parallèles (Halet, op. cit). Beaucoup de veines ont une direction de 30° et un pendage de 45° NW (Dresser et Denis, 1951).

L'absence de données précises sur l'orientation et la nature des veines limite leur description. La fracturation de la diorite et sa minéralisation tient sans doute à sa nature cassante en comparaison des schistes ductiles encaissants: les veines sont persistantes et subparallèles dans le dyke mais elle se terminent brusquement en pénétrant le schiste. Celui-ci s'est nécessairement allongé dans le plan de la schistosité lors du développement de celle-ci et les dykes à peu près EW ont subi une extension. La distribution en chapelet de dykes lenticulaires suggère d'ailleurs un boudinage. Les segments de dykes minéralisés sont allongés verticalement ce qui implique une extension sub-horizontale à peu près EW. Les fractures verticales obliques dans les gros dykes concordent d'ailleurs avec cette direction d'étirement. Les nombreuses veines à faible pendage suggèrent cependant que l'étirement n'était pas limité à la direction sub-horizontale. Un étirement vertical ou oblique a pu aussi jouer à certains moments.

La figure 5.5.4 illustre la courbure d'un pli dans les dykes et les schistes. Les veines dans les dykes tournent apparemment avec le pli et elles sont possiblement antérieures au pli. Sansfaçon et Trudel (op.cit.) croient que des failles EW, NE et SE recouperont les dykes minéralisés. Elles sont montrées à la même figure.

Halet (1948) rapporte un certain contrôle de la minéralisation de la diorite par les dykes de porphyre. Il décrit un dyke de porphyre qui recoupe l'extrémité de deux dykes de diorite. La meilleure teneur d'or dans la diorite est précisément à la rencontre du porphyre et cette teneur décroît graduellement en s'éloignant du porphyre. Il affirme qu'il y a plusieurs autres exemples de cette nature et que l'association est trop évidente pour être fortuite.

CONTROLE CHIMIQUE OU LITHOLOGIQUE

Halet (1948) a insisté sur le contrôle lithologique de la minéralisation. Il souligne que les veines de quartz se retrouvent dans toutes les lithologies sauf les schistes finement laminés mais que la minéralisation économique est presque uniquement restreinte aux diorites. Certains dykes de porphyre bien fracturés contiennent autant de veines de quartz que les diorites mais leur teneur en or et en pyrite est basse même où ils rencontrent les dykes de diorite minéralisée. De plus, lorsque certaines veines présentes dans la diorite pénètrent pour quelques décimètres dans le schiste environnant, la quantité de pyrite présente dans les épontes de la veine chute brusquement en pénétrant le schiste (Halet, 1948). Le phénomène est illustré par Eakins (1962; figure 5.5.5 de ce rapport). Comme Eakins (1962), nous croyons que la

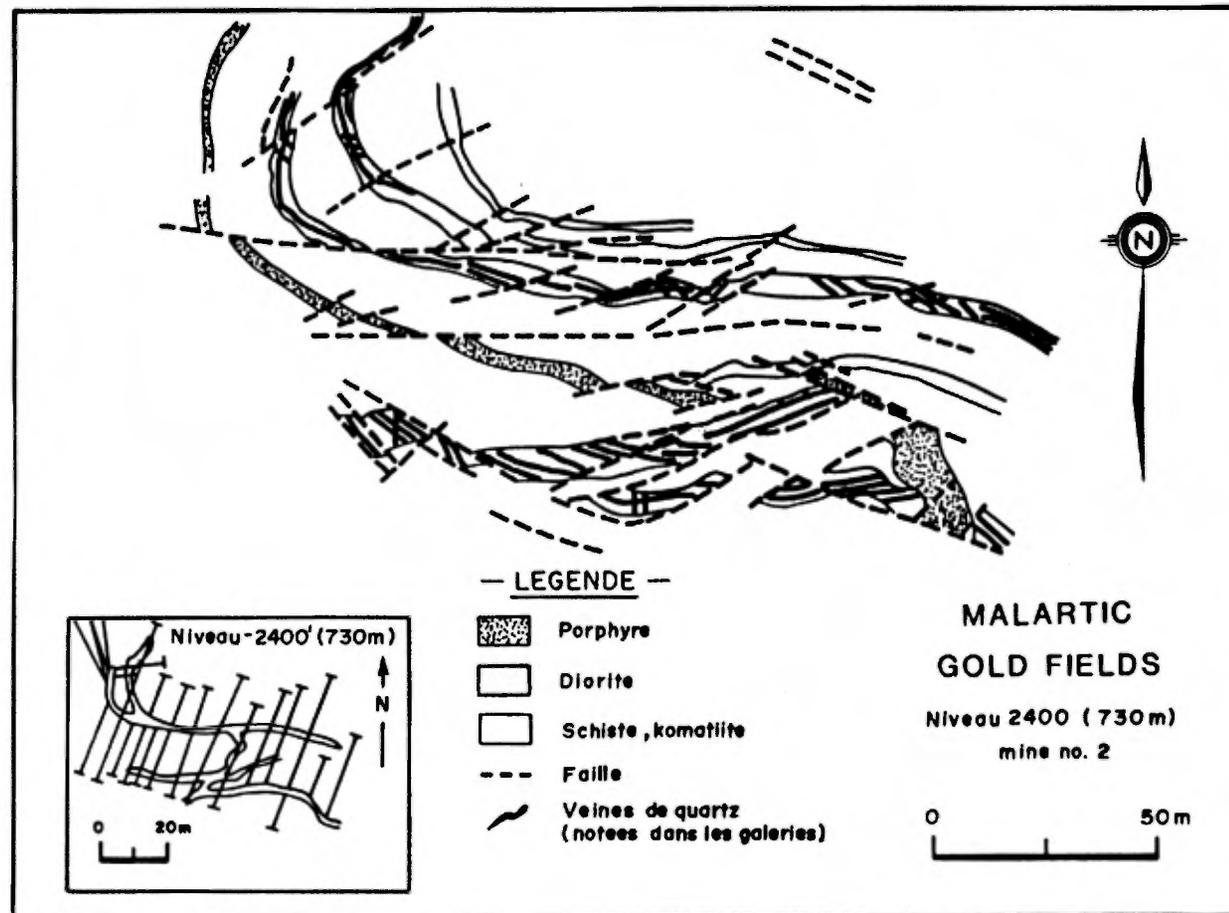


Figure 5.5.4 Petit pli dans la mine no 2, Malartic Gold Fields. L'orientation des veines (schématiques) semble tourner avec le pli. (Interprétation structurale de R. Sansfaçon).

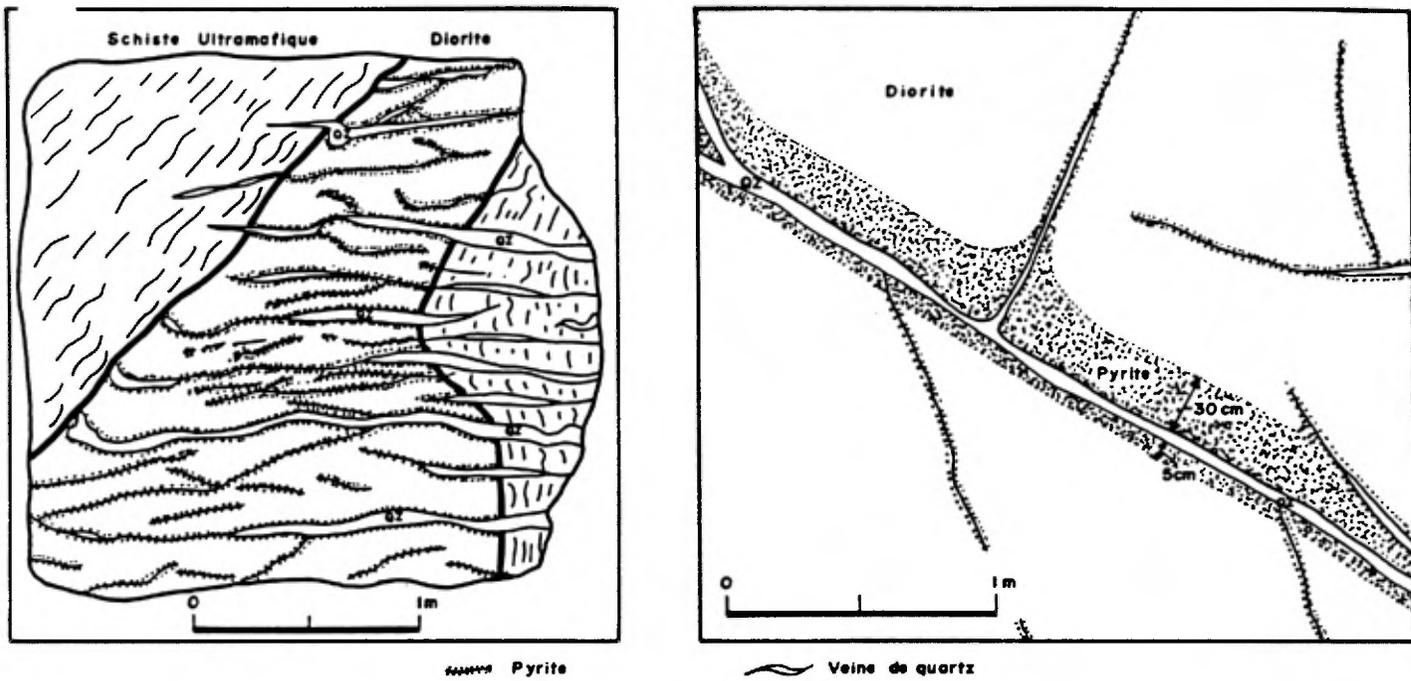
haute teneur en fer et, particulièrement, en magnétite de la diorite est un facteur important dans la formation de la pyrite et la déposition de l'or.

MINERALOGIE

Les veines consistent de quartz blanc ou bleuté, souvent avec une quantité considérable de tourmaline, et une faible quantité de pyrite. Des traces d'arsénopyrite, de chalcopyrite et de galène sont aussi présentes (Halet, 1948; Dresser et Denis, 1951). Un peu d'or est parfois visible mais, de l'avis général, les veines de quartz contiennent peu d'or. Dresser et Denis (1951) évaluent à 15% la proportion de veines de quartz dans le minerai de diorite.

La diorite formant l'éponte des veines est altérée et bien minéralisée en pyrite avec un peu d'arsénopyrite sur une distance de quelques décimètres en bordure des veines de quartz et de fines fractures (Halet, 1948). Toute la masse de diorite est altérée si les veines sont suffisamment rapprochées. La pyrite est en cristaux de 1 ou 2 mm et forme jusqu'à 15% du minerai selon Dresser et Denis (1951). L'arsénopyrite est rarement visible à l'oeil nu (P.T. Black, cité par Eakins, 1962). Des échantillons représentatifs de minerai auraient une teneur d'environ 0,1% As d'après Dresser et Denis (1951). L'or est rarement visible. Halet (1948) croit que l'or est associé de près à la pyrite et que la majorité de l'or du minerai est dans la diorite pyritisée.

MALARTIC GOLD FIELDS



a)

b)

Figure 5.5.5 Détail de la minéralisation dans la diorite, Malartic Gold Fields (d'après Eakins, 1952).

- a) pyrite aurifère bordant les fractures et les veines de quartz le minerai est restreint à la diorite.
- b) la zone de pyrite est plus large dans l'éponte supérieure de certaines veines.

ALTERATION DE LA DIORITE

L'altération des diorites dans toutes les mines du secteur sud de Malartic telle que décrite par Eakins (1962) a été rapportée précédemment. Cet auteur n'indique pas cependant les différences entre les diverses mines sauf que la carbonatation des diorites est plus intense à Malartic Goldfields qu'ailleurs. Il ne mentionne pas spécifiquement si l'amphibolitisation tardive reliée à la minéralisation est présente dans les diorites de Malartic Goldfields. Nous doutons qu'elle le soit. Eakins (1962) mentionne et illustre un phénomène curieux observé à Malartic Goldfields: une zone pyritisée beaucoup plus large dans l'éponte supérieure que dans l'éponte inférieure de certaines veines (figure 5.5.5; un phénomène semblable a été observé à la mine Lamaque - Karvinen, rapport non publié).

Notre propre étude a dû se restreindre à quelques échantillons de diorite peu altérée et de diorite pyritisée. La diorite peu altérée est constituée de hornblende et de plagioclase (albite et plagioclase zoné, probablement oligoclase) et d'un peu d'épidote, de chlorite et de sphène. Cependant, un échantillon peu altéré est riche (5-10%) en magnétite secondaire qui est présente en petits cristaux dispersés à l'intérieur de la hornblende et du plagioclase. Eakins (1962) décrit la formation de magnétite et d'albite aux dépens de la hornblende dans une phase initiale d'altération. Dans notre cas, cependant, la hornblende est abondante et stable. Nous ne savons si cette oxydation est antérieure à la pyritisation ou si elle lui est contemporaine et se forme à la périphérie des zones altérées. Cette oxydation en magnétite peut être importante pour la minéralisation: selon Eakins (1962), une bonne part de la pyrite

s'est formée aux dépens de la magnétite.

Nos échantillons de diorite riche en pyrite (5-20%) ont une composition minéralogique très variable. Tous sont carbonatés (5-20%). Plusieurs sont riches en biotite (jusqu'à 30%) avec peu de hornblende ou de chlorite mais d'autres n'en contiennent que des traces. La chlorite peut être abondante ou presque absente (1-20%). La tourmaline est abondante dans certains échantillons. La hornblende est peu abondante et souvent absente (0-10%). Le reste de la roche est constitué de plagioclase abondant (surtout albite, probablement un peu d'oligoclase) d'un peu de quartz et d'ilménite.

La minéralisation aurifère est donc associée à une addition évidente de S, CO₂, K, B et As. Une légère addition de Na est probable: deux échantillons de diorite analysés par Eakins contiennent 4 et 4,5% Na₂O.

5.5.6 DISCUSSION

La minéralisation aurifère à la bordure sud du Piché est dans des intrusions de porphyre. La minéralisation principale dans la diorite est elle aussi, apparemment postérieure ou contemporaine aux dykes de porphyre car sa teneur est parfois influencée par la proximité de dykes de porphyre. Halet (1948) a d'ailleurs émis l'hypothèse que les dykes de porphyre puissent être la principale voie de passage des solutions minéralisatrices. La déformation tectonique s'est cependant poursuivie après la période de minéralisation. Elle semble surtout marquée par des failles EW et par des petites failles NE et SE. Des petits plis dans les schistes talqueux sont possiblement postérieurs à la minéralisation.

La minéralisation à Malartic Goldfields est très semblable à celle

dans les diorites à East Malartic et à Barnat-nord. Minéralogiquement, le minerai de Malartic Goldfields contient plus de carbonate, de tourmaline et d'arsénopyrite. La présence de microcline et d'amphibole tardive notée dans les mines près de la ville de Malartic n'a pas été observée ici.

La localisation du minerai est contrôlée par la fracturation intense de la diorite cassante située dans un schiste ductile. La majorité du minerai provient de dykes de moins d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui étaient minés sur leur pleine largeur. Les dykes plus épais résistent mieux à la déformation et ils forment peu de minerai. Un contrôle chimique qui gère la quantité de pyrite formée semble également affecter la teneur en or.

5.6 MINE CAMFLO (SOCIÉTÉ MINIERE BARRICK ET MALARTIC HYGRADE)

5.6.1 LOCALISATION

Le puits de la mine Camflo, filiale de la Société minière Barrick (Canada) Inc., est situé à 7 km au nord-est de la ville de Malartic (figure 5.6.1), dans la partie nord du lot no 54, rang I du canton Malartic. Le gisement plonge vers le nord-est et se prolonge jusque sur la propriété des mines d'or Malartic Hygrade (Canada) Ltd, où il est exploité conjointement par les deux sociétés.

5.6.2 HISTORIQUE ET PRODUCTION

Le secteur de la mine n'affleure pas. La découverte fut faite en forant des anomalies magnétiques.

Les claims, choisis pour leur position stratégique, furent achetés

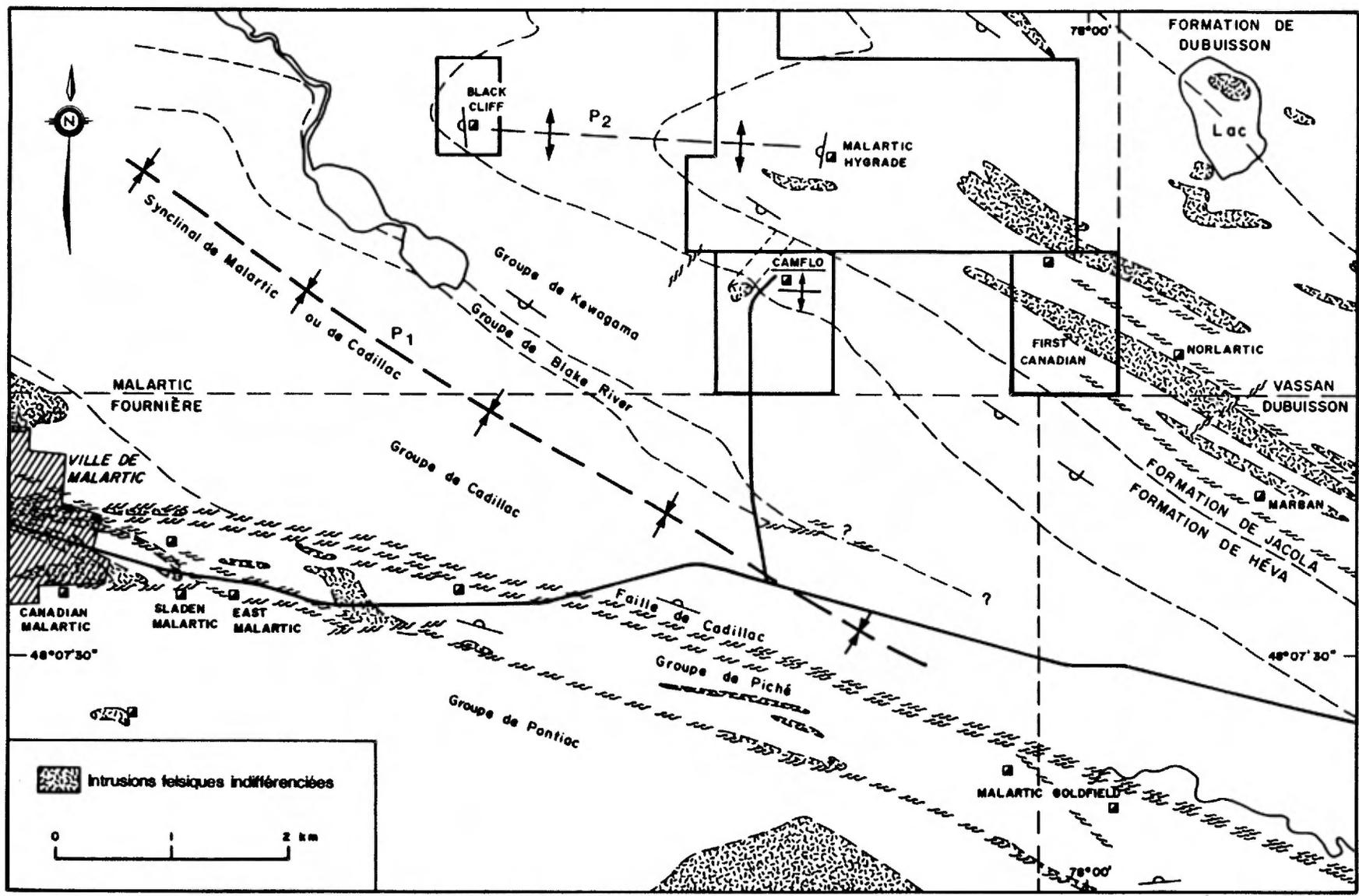


Figure 5.6.1 Situation géographique et cadre géologique des gîtes du secteur nord. Les gîtes de Camflo, de Malartic Hygrade et de Black Cliff sont près de la charnière de plis EW P₂ (d'après Imreh, 1984).

pour 5 000\$ comptant en 1962 par la compagnie Camflo Matagami Mines Ltd (qui devint plus tard Camflo Mines Ltd, puis Société minière Barrick Inc.). Un levé magnétométrique fut suivi d'une campagne de 3 sondages qui recoupèrent le stock de syénite quartzifère (stérile en surface), la formation de fer et une zone aurifère dans la ferrodiorite. Les forages suivants montrèrent le peu d'étendue de cette zone. Finalement, un forage plus profond (no 13) recoupa une bonne zone minéralisée dans la syénite quartzifère; 22 autres forages indiquèrent bientôt la présence de 1 100 000 tonnes métriques de minerai à une teneur de 7 g/t Au entre 100 m et 300 m de profondeur.

Le fonçage du puits débuta à l'été 1963 et la production en juin 1965. Le minerai fut d'abord traité à l'usine de Malartic Goldfields, ce qui permit de s'assurer de la viabilité de l'entreprise avant que ne débute la construction d'une usine de concentration sur place. Celle-ci fut terminée en 1969. Sa capacité journalière de 900 tonnes métriques de minerai fut portée à 1 130 tonnes en 1975.

Le stock de syénite porteur de minéralisation plonge à 55° vers le nord-est. Il traverse la limite nord de la propriété Barrick (Camflo) à une profondeur d'environ 800 m et se prolonge sur les terrains de la société Malartic Hygrade. Ce prolongement est exploité conjointement par les deux sociétés à la suite d'une entente intervenue en 1980.

Au 1er janvier 1986, la mine avait produit 46,0 tonnes d'or (1,48 million d'onces Troy) du secteur Camflo ou Barrick et 5,0 tonnes (161 000 oz) des terrains de Malartic Hygrade couverts par l'entente. La répartition entre les divers types de minerai décrits plus loin est la suivante:

<u>Roches-hôtes</u>	<u>Minerai extrait</u> (tonnes métriques)	<u>Secteur</u>
Syénite	6 016 000 tonnes à 6,9 g/t	Camflo (Barrick)
quartzifère	747 000 tonnes à 6,7 g/t	Mal. Hygrade
Sous total:	6 763 000 tonnes à 6,9 g/t	
diorite et roches volcaniques	889 000 tonnes à 4,3 g/t	Camflo*
roches sédimentaires	124 000 tonnes à 5,0 g/t	Camflo
Total:	7 776 000 tonnes à 6,6 g/t	

Les réserves prouvées et probables étaient, à cette même date, de 2 253 000 tonnes à 3,3 g/t. Le puits atteint présentement la profondeur de 1 235 mètres (4 056 pieds) et les niveaux inférieurs sont encore au stade de développement. L'exploitation se fait surtout par grands chantiers ouverts et le coût d'extraction par tonne de minerai est parmi les plus bas des mines souterraines canadiennes.

* Inclus un peu de minerai miné sur les terrains de Willroy Mines Ltd (maintenant Minerais Lac) à l'est de ceux de Barrick.

5.6.3 TRAVAUX GÉOLOGIQUES ANTERIEURS

La géologie de la mine a été décrite de façon succincte par Meikle (1970) et dans certains livrets-guides d'excursions géologiques (Latulippe, 1976; Makila, 1980). Des thèses de 1^{er} cycle, non publiées, ont été préparées par Mahoney (1968) et Parry (1977) sur la pétrographie du porphyre minéralisé. Dans une thèse de maîtrise, Chainey (1983) a fourni un grand nombre de données géochimiques originales sur la mine. Perrault et Giovenazzo (1983) et Alderton (1984) ont effectué de courtes

études minéralogiques du minerai. Un rapport de Sauvé et Makila (1987) résume ces travaux ainsi que toutes les données de la mine et ajoute plusieurs données pétrographiques additionnelles.

5.6.4 GEOLOGIE LOCALE

La structure la plus évidente de la mine Camflo est sans doute le stock ou cheminée de syénite quartzifère. Il s'est injecté dans le Kewagama à quelques dizaines de mètres du contact avec les roches volcaniques du Héva. Il est situé dans la zone axiale d'un petit pli P_2 en forme de Z mis en évidence par les travaux de la mine (figure 5.6.2). La partie anticlinale du pli est synforme, et la partie synclinale est antiforme. Dans les niveaux supérieurs de la mine, l'axe du pli et l'axe du stock sont parallèles et plongent avec un angle de 50 à 60° dans une direction de N 55°. Plusieurs apophyses du stock ont une direction approximative EW / 70° N, à peu près parallèle au plan axial P_2 (figure 5.6.3). Des textures déjà mentionnées suggèrent que la déformation était active lors de la cristallisation du stock. Elle s'est poursuivie ensuite avec une fracturation intense du stock. Certaines apophyses montrent des changements brusques d'épaisseur qui ressemblent à du boudinage mais sans séparation complète des éléments ou boudins. Le stock est donc légèrement déformé et son injection est apparemment contemporaine à la déformation D_2 .

La partie supérieure du Héva rencontrée dans la mine est constituée d'andésite et de tufs surtout calco-alcalins injectés d'une forte proportion, environ 50%, de filons-couches tholéitiques. Ces derniers, composés surtout de gabbro et de ferrodiorite fortement magnétique,

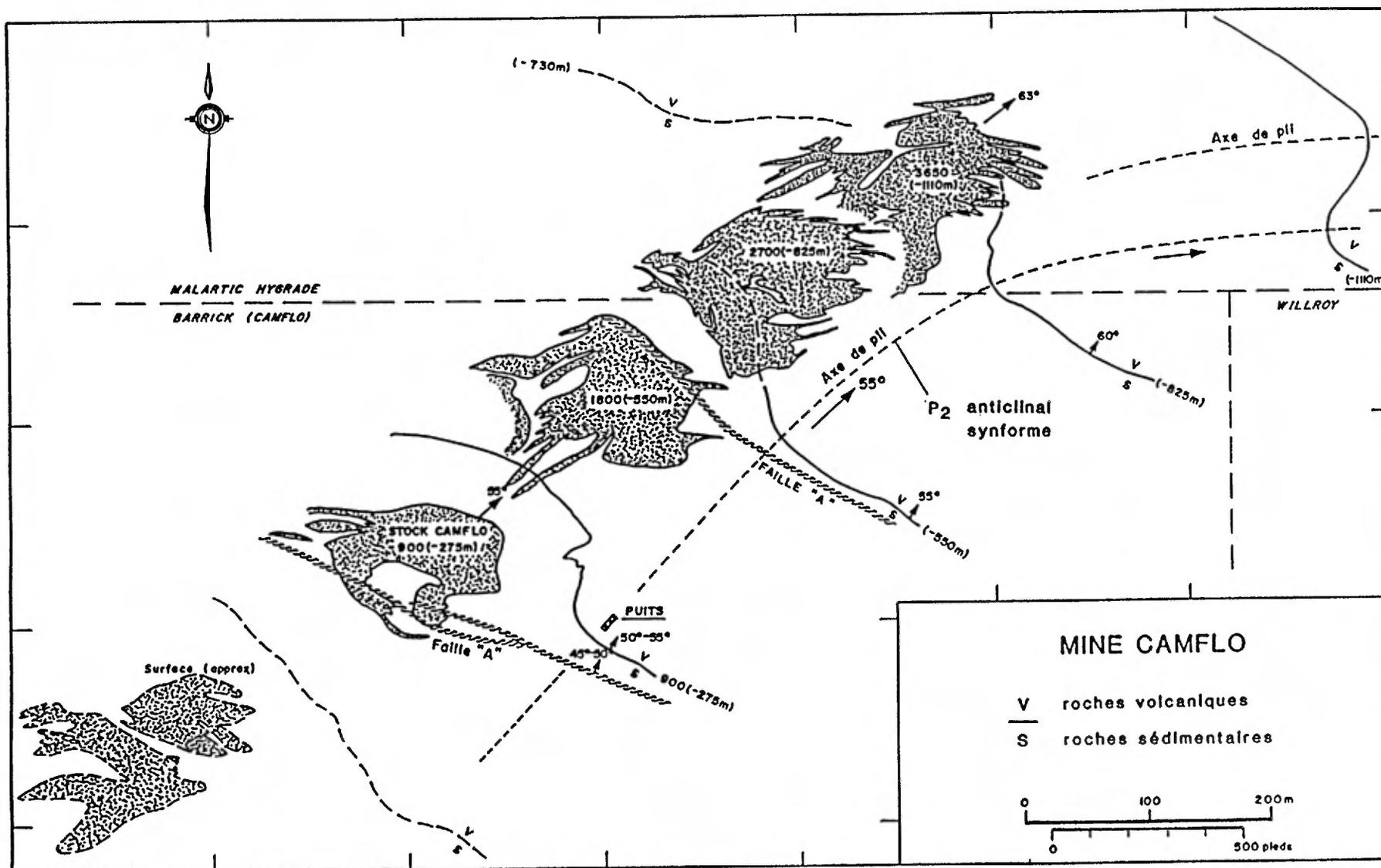


Figure 2 Plans superposés montrant la forme du stock de Camflo à divers niveaux ainsi que le contact entre les roches volcaniques du Malartic et les roches sédimentaires du Kewagama. La plongée de 55° de la cheminée s'accroît légèrement en profondeur. Cette plongée est identique à celle des axes de plis aux niveaux supérieurs.

Figure 5.6.2

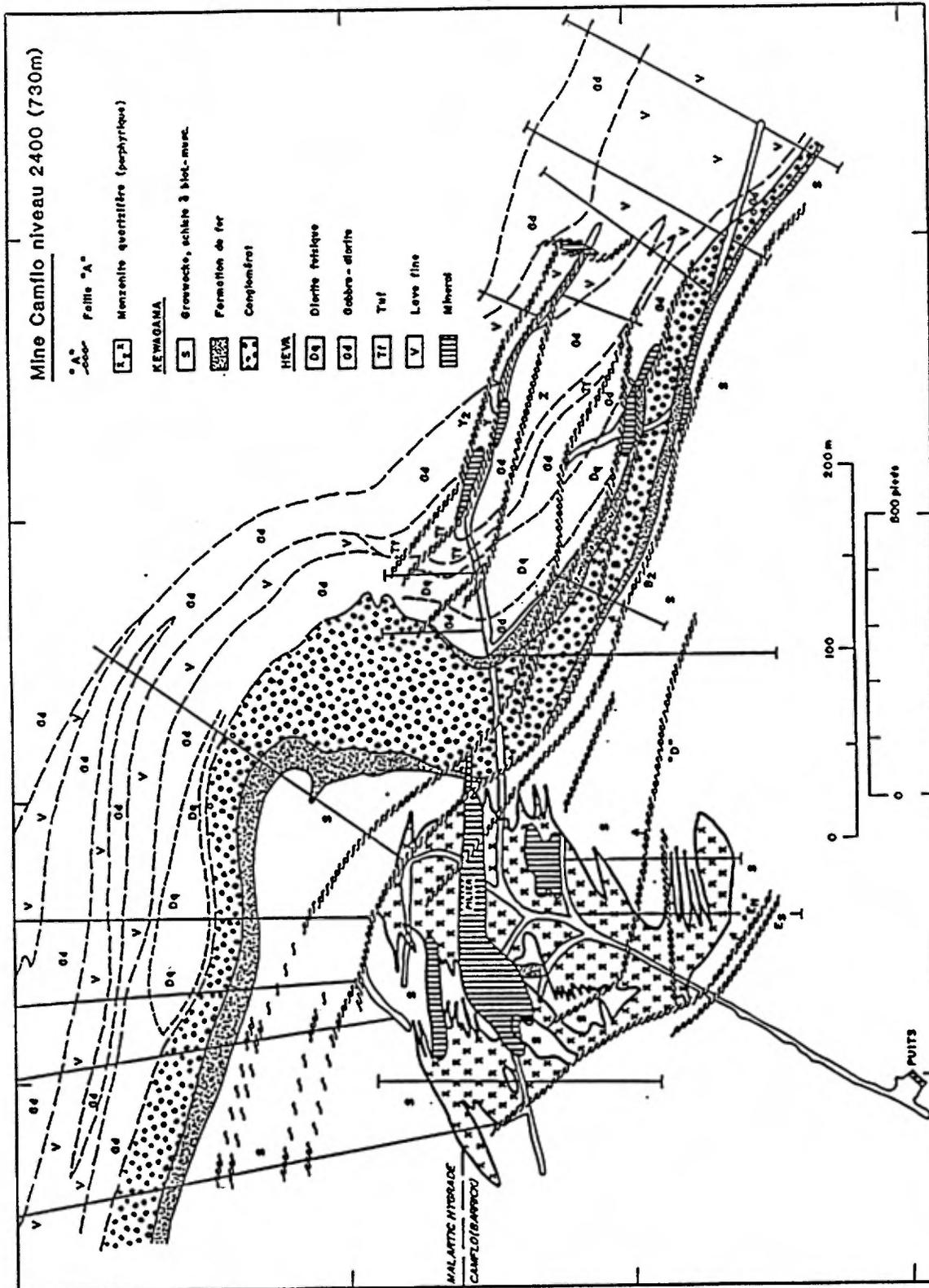


Figure 5 Plan du niveau 2 400. Le minéral forme des zones EW dans le stock. Il est contrôlé par les failles tardives hors du stock.
Figure 5.6.3

contiennent localement de grandes lentilles différenciées de tonalite à magnétite ou "granophyre". La partie inférieure du Kawagama présente à la mine a été décrite antérieurement et indiquée au tableau 4.2.

5.6.5 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

GENERALITES

La majeure partie du minerai (91%) provient du stock de syénite quartzifère qui est recoupé par un stockwerk de veines et veinules de quartz. C'est le minerai de porphyre.

Du minerai de failles se rencontre le long de fractures hors du stock. Il est présent surtout dans le Héva (8% du minerai) et tout particulièrement dans la ferrotonalite et la ferrodiorite mais il se rencontre aussi dans les roches métasédimentaires du Kawagama (1% du minerai). Les failles minéralisées sont relativement tardives et recoupent le stock, mais elles sont sans effet évident sur la minéralisation dans le stock. Le minerai de faille semble légèrement postérieur à la minéralisation dans le stock.

MINÉRALISATION DANS LE STOCK DE CAMFLO

ASPECT ET DISTRIBUTION DU MINÉRAI

Une partie importante de la cheminée de Camflo, jusqu'à 20% sur certains niveaux, constitue du minerai aurifère. Le reste du stock donne une forte anomalie géochimique: environ 250 ppb Au (Chainey, 1983). Le minerai ne se distingue pas visuellement de la syénite quartzifère stérile excepté là où il est très riche (Meikle, 1970). Pourtant, les analyses indiquent souvent des chutes brutales, des contacts nets entre

les zones de minerai (Mahoney, 1967). La syénite quartzifère est partout fracturée et recoupée par une multitude de veinules de quartz et contient toujours une petite quantité (plus de 0,5%) de pyrite souvent très fine. Le minerai à haute teneur contient plus de veines de quartz (3-10%), plus de pyrite (2-3%) et cette dernière est souvent plus grenue (1-3 mm).

Le stock ne contient pas de minerai dans les premiers 100 mètres sous la surface. Il contient ensuite de 3 000 à 12 000 tonnes de minerai par mètre vertical. Des niveaux peu productifs alternent avec des niveaux très productifs. Les zones de minerai ont des formes, dimensions et orientations variables et leur mode de contrôle n'est pas évident. Le minerai a cependant une tendance assez nette à se retrouver dans la partie nord du stock, souvent dans deux zones parallèles de direction E-W, à pendage abrupt vers le nord et à plongée NE semblable à celle du stock (figures 5.6.4 et 5.6.5). Ces zones ont souvent 15 à 25 mètres d'épaisseur mais elles se joignent localement pour former des zones plus considérables. Le minerai est exploité par grands chantiers ouverts. Un chantier majeur en cours d'exploitation a 60 m de longueur horizontale, 15 m de largeur et 200 m le long de la plongée. Avec l'exploitation en plus grande profondeur, une configuration régulière des murs des grands chantiers prend plus d'importance. Ceci requiert une dilution un peu plus forte mais la productivité de ces grands chantiers est excellente. La teneur moyenne du minerai de porphyre déjà extrait est de 6,9 g/t Au.

DEFORMATION ET ALTERATION DU STOCK

La déformation du stock est marquée par: (1) la fracturation et la formation de veines et veinules, (2) une cataclase répandue mais

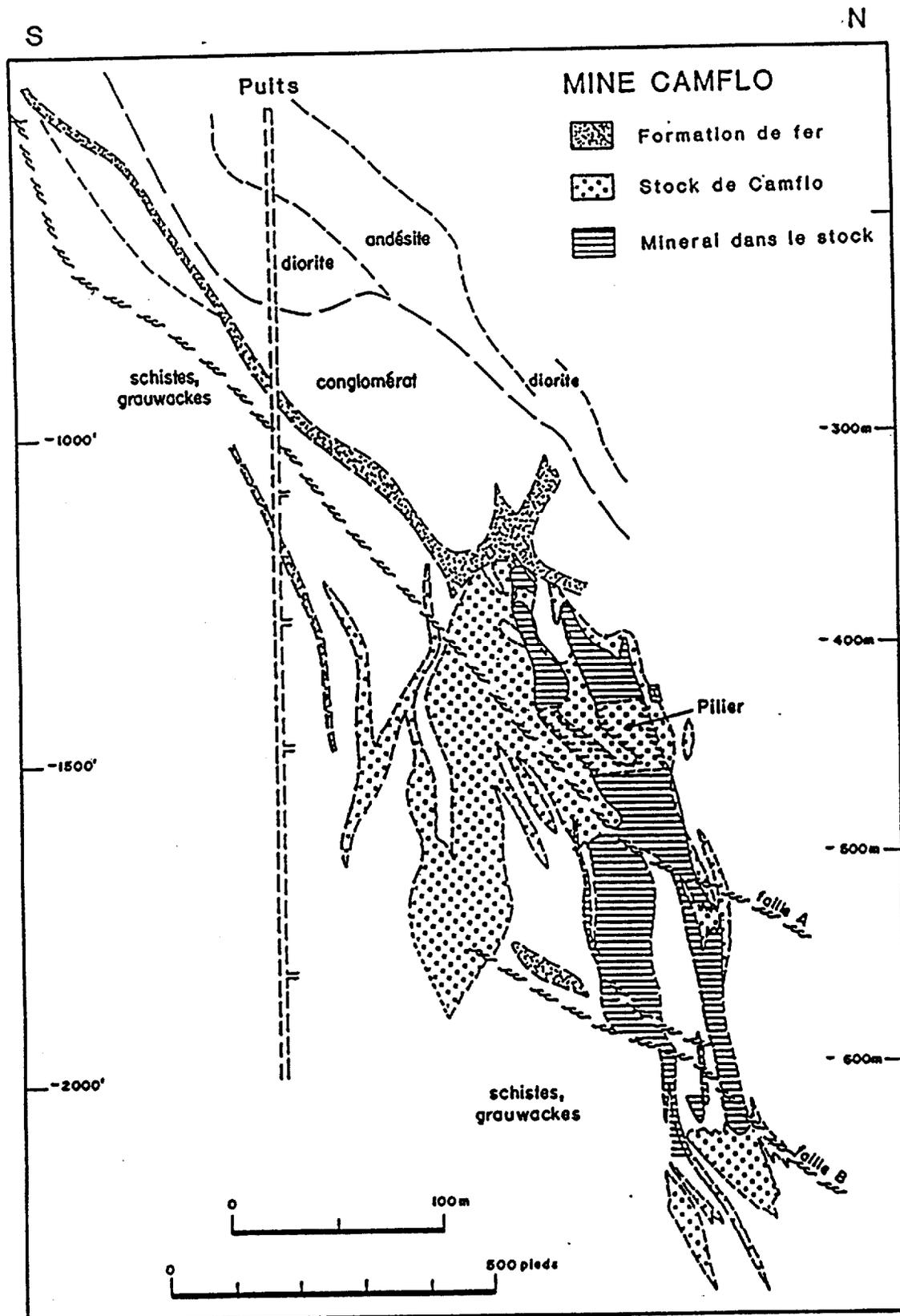


Figure 6 Coupe verticale NS du stock de Camflo. Le minerai est dans la partie nord du stock et forme deux zones qui coalescent localement.

5.6.4

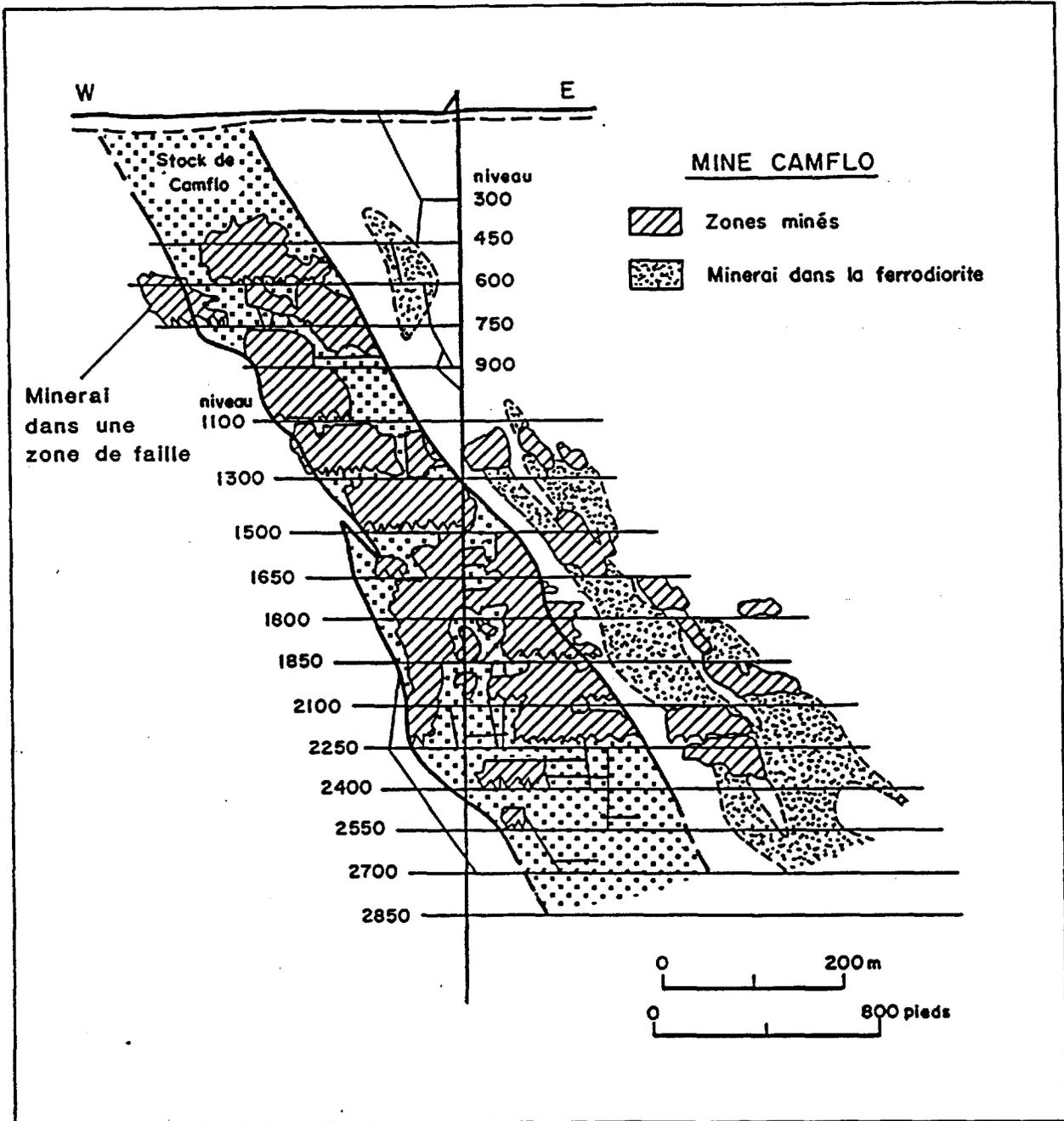


Figure 7 Coupe longitudinale projetée sur un plan vertical EW. Le stock et les zones minéralisées plongent au NE. Le stock traverse sur les terrains de Malartic Hygrade aux niveaux 2 250 à 2 700. D'après le rapport annuel de la mine Camflo, 1979.

Figure 5.6.5

mégascopiquement peu évidente et (3) les failles tardives accompagnées d'une bonne schistosité de leurs épontes.

(1) Les géologues de la mine ont noté que les veinules de quartz gris aurifère ont été précédées et possiblement suivies de veinules non aurifères. Comme exemple, des veines de quartz pegmatoïdes avec gros cristaux idiomorphes de fluorite et de microcline sont tout aussi abondantes dans la syénite quartzifère stérile que dans le minerai. Elles ne sont donc pas reliées à la minéralisation aurifère et pourraient appartenir à une phase tardi-magmatique ou pneumatolitique.

(2) La cataclase ou granulation de la monzonite est marquée par la formation de petits grains granoblastiques de quartz, d'albite et de microcline. Elle a été mentionnée précédemment. Elle est reliée à une fracturation contemporaine aux veines diverses et semble avoir débuté avec les derniers stades de la cristallisation magmatique. Sa distribution est mal connue.

Quelques échantillons montrent une absence totale de cataclase. La plupart montrent une cataclase faible ou modérée qui n'affecte que 10% ou moins de l'échantillon.

(3) La schistosité locale associée aux failles tardives est reliée à la formation abondante de muscovite qui se forme aux dépens du microcline. Elle est bien distincte de la cataclase où le microcline est soit conservé dans les grains granoblastique, soit remplacé par l'albite sans formation importante de muscovite.

L'altération de la syénite quartzifère est peu évidente mais elle

est répandue à travers tout le stock. Elle est marquée par la présence généralisée de pyrite et de calcite et l'absence virtuelle de silicates calciques tels que l'épidote. Les minéraux ferromagnésiens originaux sont entièrement remplacés par des agrégats de petits grains de carbonate-biotite-magnétite-pyrite. Nous n'avons observé des restes d'amphibole que dans une seule lame mince. Les analyses de Chainey montrent d'ailleurs que tout le calcium du stock est essentiellement contenu dans la calcite.

La pyrite très fine est répandue dans toute la cheminée (voir la partie "géochimie" ainsi que la figure 5.6.6). Nous avons mentionné que le minerai à forte teneur d'or se distingue visuellement par une teneur un peu plus élevée en pyrite. La pyritisation a pu suivre la formation de magnétite et s'effectuer surtout à ses dépens. Des échantillons non cataclasés et avec peu de pyrite contiennent jusqu'à 1% de magnétite secondaire tandis que les échantillons riches en pyrite n'en contiennent pas.

L'albitisation ou remplacement plus ou moins complet de la perthite par de l'albite finement maclée n'a été observée que dans une partie mineure des lames minces étudiées. Elle est notable dans les roches fortement cataclasées et dans les épontes non cataclasées mais légèrement blanchies de certaines veines de quartz. Les analyses de Chainey (1983) confirment un apport de Na et un départ de K dans certains échantillons déformés ou cataclasés. Nous avons observé de l'or fin dispersé dans deux échantillons albitisés et cette altération est peut-être reliée d'assez près à la minéralisation aurifère. Cependant, les analyses de Chainey (1983) ne montrent pas de corrélation évidente entre

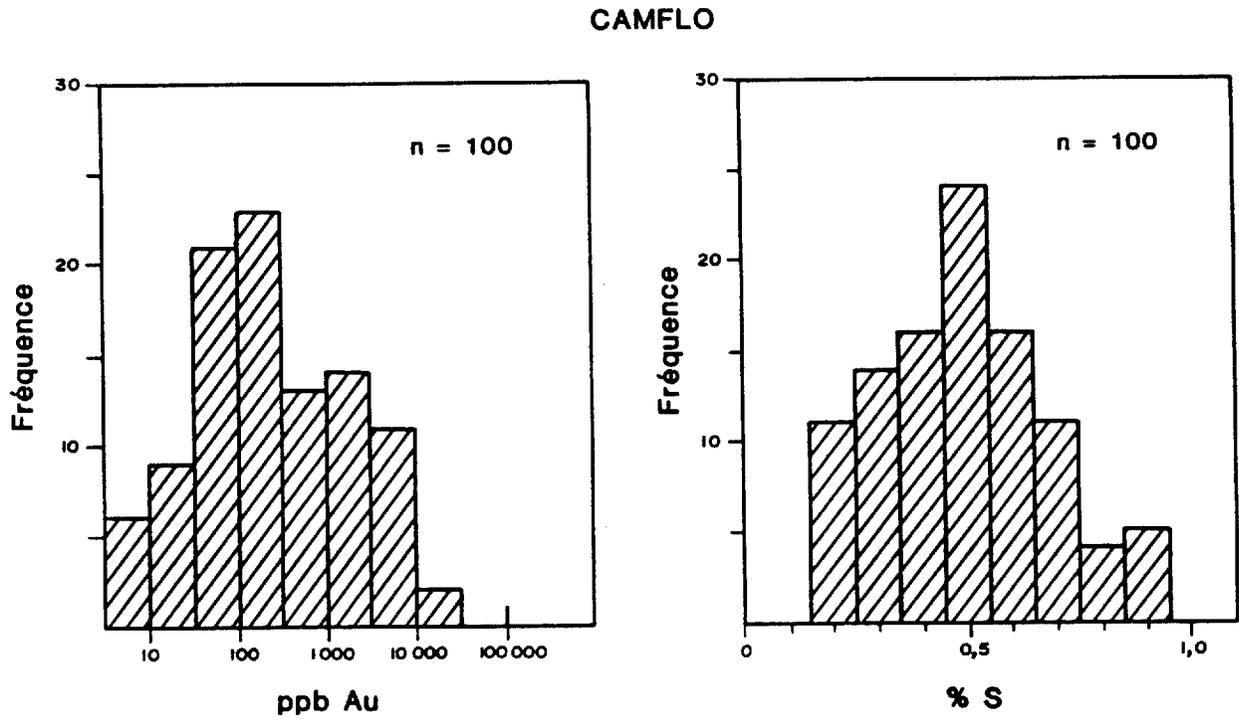


Figure 5.6.6 Histogrammes montrant la distribution de l'or et du soufre dans le stock de Camflo. Tous les échantillons sont anormaux en Au et S (mesures par Chainey, 1983).

l'enrichissement en soude et les teneurs d'or.

MINERALOGIE

Une liste des minéraux rencontrés dans la syénite quartzifère et les veinules est donnée au tableau 5.6.1. Certains minéraux sont associés à l'or, d'autres ne le sont pas. Nous avons déjà mentionné que certains types de veines de quartz ne semblent pas reliés directement à la minéralisation aurifère. Le quartz des veines aurifères est gris ou blanc grisâtre et translucide. Le quartz saccharoïde, souvent bleuté, des veines situées dans les failles tardives dans le stock n'est pas favorable à l'or.

L'or visible se rencontre surtout dans les veinules de quartz. De l'or fin a aussi été observé au microscope dans la syénite quartzifère en bordure des veines et dans la syénite cataclasée et fortement albitisée. Cette dernière contient généralement des petites veinules et lentilles de quartz. Il fait peu de doute que la majeure partie de l'or est dans les veinules de quartz-calcite et leurs épontes pyriteuses immédiates. L'or semble surtout libre et disséminé dans le carbonate et les silicates. Il se rencontre souvent près de la pyrite dont il recouvre parfois les faces cristallines (Meikle, 1970). Une faible quantité d'or se retrouve en fines inclusions de 3 à 20 microns dans la pyrite. Les sulfures sont associés à l'or. Ils consistent essentiellement de pyrite avec des traces de chalcopryrite, de galène et de molybdénite. La pyrrhotite est extrêmement rare et ne se rencontre qu'en inclusions dans la pyrite. Les tellurures et la scheelite s'observent surtout dans les veines à forte teneur d'or (Meikle, 1970; Mahoney, 1967; Alderton, 1984).

TABLEAU 5.6.1 - MINERALOGIE DU MINERAI DANS LE STOCK DE CAMFLO.

veines aurifères		autres minéraux du stock, rapport	
		inconnu avec la minéralisation	
		commun	traces
quartz		perthite 65%	apatite
pyrite		albite 15	zircon
scheelite		quartz 5-20	ilménite
chalcopryrite tr		carbonate 3-10	sphène
galène tr		biotite 0-10	rutile
molybdénite tr		muscovite 0-5	allanite
pyrrhotite tr		chlorite 0-5	épidote
altaïte PbTe tr		magnétite 0-1	hornblende
calavérite		pyrite 0,3-3	anhydrite
(Au, Ag) Te ₂ tr			fluorite
or (4-10% Ag) tr			tourmaline
			hématite

Tellurures rapportés par Mahoney (1967) et Alderton (1984). Titre de l'or par Perrault et Giovenazzo (1983).

Le minerai contient des traces d'hématite et d'anhydrite, ce qui indique des conditions relativement oxydantes. L'âge relatif de ces minéraux n'est pas connu. Les ions sulfates sont possiblement reliés à la phase minéralisatrice, mais le barium vient probablement du feldspath potassique.

GEOCHIMIE

Les nombreuses mesures géochimiques de Chainey (1983) montrent que pratiquement tous les échantillons de syénite quartzifère sont anormaux ou enrichis en Au et en S (figure 5.6.6). Ces éléments constituent donc un indice fidèle de l'altération favorable du stock. Rares sont les échantillons qui contiennent moins de 50 ppb Au. La teneur médiane des échantillons analysés est d'environ 300 ppb Au. Pour la partie sud et moins minéralisée du stock, la médiane est de 150 ppb. L'or est sans doute l'élément dont la teneur est la plus variable dans tout le stock: de 10 à 50 000 ppb.

Les échantillons analysés par Chainey (op. cit.) contiennent entre 0,17 % S et 1 % S et la moyenne est de 0,5 % S. La figure 5.6.7 montre que le soufre est enrichi dans la partie nord du stock où se trouve la majorité du minerai.

Chainey (1983) a montré une corrélation positive entre Au et S ainsi qu'avec W. Il n'y a pas de corrélation significative entre Au et As ou Sb dans le stock. Nous verrons plus loin qu'il y en a une dans le minerai hors du stock.

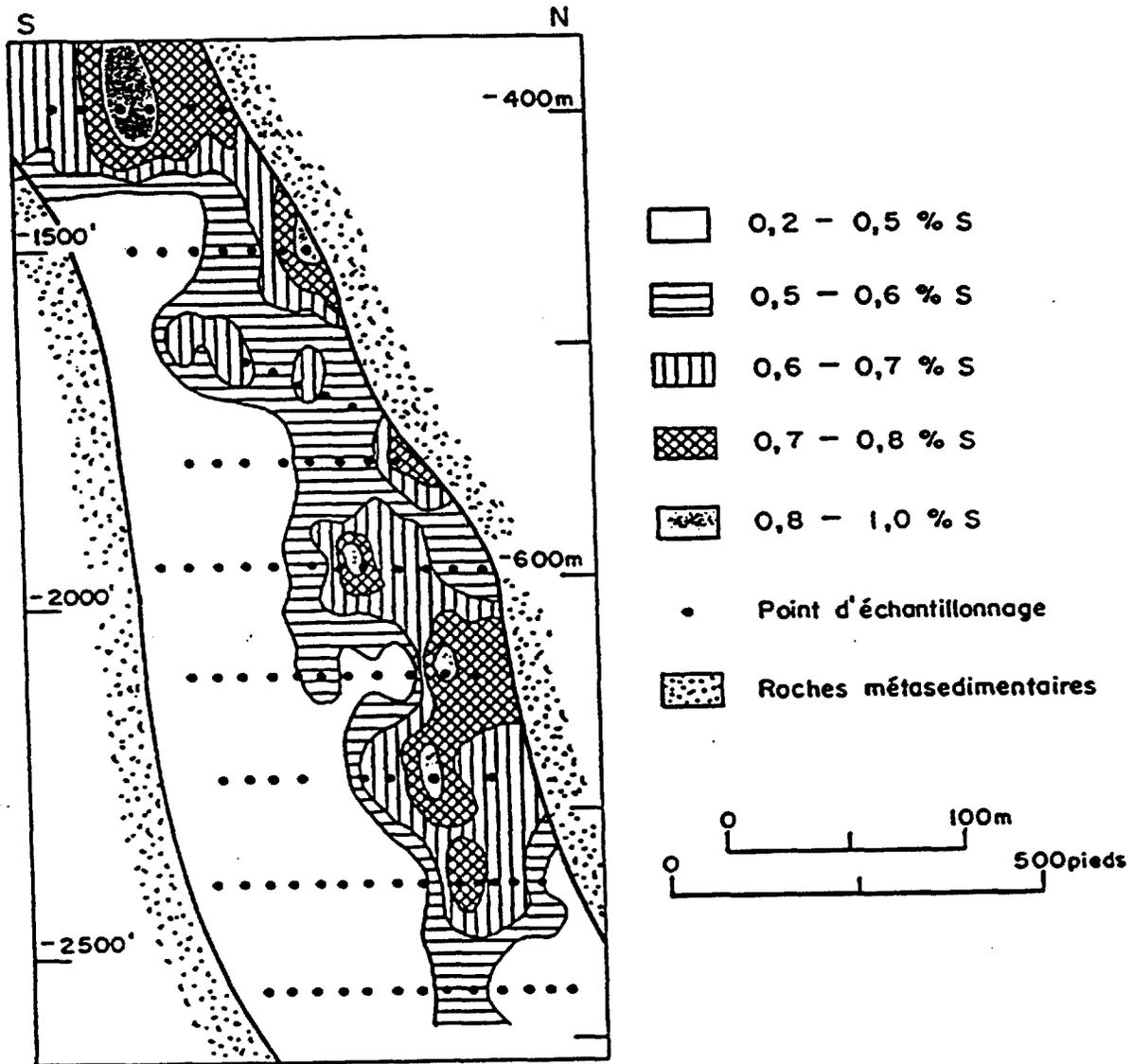


Figure 5.6.7 Distribution du soufre dans le stock de Camflo. Le soufre est concentré dans la partie nord du stock de monzonite. Coupe transversale du stock projetée sur un plan vertical NS (d'après Chainey, 1983).

MINERALISATION DE FAILLES HORS DU STOCK

ASPECT ET DISTRIBUTION DU MINERAI

Les failles tardives sont faiblement minéralisées sur presque toute leur longueur dans la mine. Ce sont des zones de cisaillement de 1 ou 2 m d'épaisseur, fortement séricitisées et pyritisées. Elle contiennent souvent des veines de quartz centimétriques ou décimétriques dans leur partie centrale. L'analyse montre communément de basses teneurs en or (1-2 g/t). Ces failles, qui recourent les formations à angle faible, peuvent s'élargir et constituer des zones économiques lorsqu'elles intersectent des unités lithologiques ou des structures favorables. Certaines structures sont mentionnées plus loin (contrôle structural). Les raisons pour lesquelles du minerai se forme à un endroit plutôt qu'ailleurs sont souvent obscures mais les roches les plus cassantes et les plus riches en magnétite sont nettement plus favorables.

La ferrotonalite, qui a fourni la majorité du minerai hors du stock, est plus cassante que les roches volcaniques ou sédimentaires à cause de sa composition felsique. La zone de cisaillement se perd parfois en entrant dans cette roche qui se fracture dans diverses directions et la trace de la faille peut être difficile à suivre. La ferrotonalite non altérée a une bonne teneur en magnétite (5%) et la ferrodiorite adjacente en a plus encore (5-15%). Les zones de failles ou de fractures minéralisées contiennent une bonne proportion de veines de quartz et une quantité variable de pyrite remplace la magnétite. La teneur en or est proportionnelle à la teneur en pyrite qui peut atteindre 20 à 30% dans le minerai de bonne teneur (6 à 12 g/t). La plongée des zones minéralisées est vers le NE, tout comme l'axe du pli de phase 2

(figure 5.6.5). La ferrotonalite et la ferrodiorite ont fourni peu de minerai au-dessus du niveau 1 300 (400 mètres) mais ce type devient important en-dessous. Les dimensions et teneurs des lentilles minéralisées sont variables. Une lentille importante au niveau 2 700 a 200 m de longueur horizontale et 3 à 5 m d'épaisseur (elle n'est pas uniquement dans la ferrotonalite mais déborde dans la ferrodiorite adjacente). La roche peut être fracturée et minéralisée sur des épaisseurs considérables entre deux zones de failles mais la teneur peut être basse: une lentille a 20 m d'épaisseur à une teneur de 3 g/t. La teneur du minerai de ferrotonalite et de ferrodiorite déjà extrait est de 4,3 g/t, sensiblement plus basse que celle du minerai provenant du stock de syénite quartzifère. Tout ce "minerai de diorite" a été extrait d'un secteur situé de 50 à 300 m à l'est du stock.

La formation de fer montre bien le contrôle chimique exercé par la magnétite sur la formation de pyrite et la teneur en or. En bordure de failles ou de fractures, toute la magnétite peut être remplacée par une pyrite massive (50%) à grain moyen (1-5 mm). Ces couches de remplacement peuvent se terminer brusquement à quelques décimètres de la fracture. Des veines de quartz dans la pyrite massive montrent parfois des quantités spectaculaires d'or visible. Ces zones de quartz et pyrite sont à très bonne teneur (20 à 50 g/t) mais elles n'ont, le plus souvent, que 0,1 à 1 m d'épaisseur. La longueur horizontale des zones minéralisées est également faible (parfois 20-30 m) car elle est fonction de la faible épaisseur de la formation de fer et de sa rencontre oblique avec la zone de faille. Localement, des petits plis à plongée NE doublent l'épaisseur de la formation de fer et augmentent sa

fracturation. En bref, la formation de fer a fourni du minerai de bonne teneur (jusqu'à 20 g/t) mais en quantité minime.

Chacune des autres lithologies rencontrées dans la mine a aussi fourni du minerai mais en quantité relativement faible. Toutes les lithologies contiennent un peu de magnétite mais ce n'est pas le seul facteur de contrôle. Le schiste à biotite-muscovite a produit du minerai de bonne teneur dans des zones de failles situées tout près du stock aux niveaux supérieurs. Ce minerai avait une teneur en pyrite de 5 à 10%.

STRUCTURES FAVORABLES

La rencontre des failles et des roches compétentes est sans doute un facteur de première importance pour la formation de minerai mais d'autres facteurs sont reconnus localement:

- (1) intersection ou rapprochement de deux failles. Une fracturation secondaire peut s'établir entre deux failles rapprochées. La zone de minerai de diorite de 20 m d'épaisseur déjà mentionnée est située à l'intersection de 3 failles tardives (A, C et B₂).
- (2) Des changements dans le pendage des failles sont favorables à certains endroits.
- (3) Des petits plis parasites ou d'entraînement qui augmentent l'épaisseur et la fracturation de la formation de fer.
- (4) Contact entre deux lithologies différentes. Le contraste de ductilité peut augmenter les contraintes locales. Du minerai de faille a été extrait au contact du mica-schiste et du stock.

ALTERATION

L'altération est complexe et sa pétrographie n'a pas été étudiée. Nous énumérons donc simplement les phénomènes les plus évidents. La minéralisation de failles est toujours associée à:

- une pyritisation intense - plus de 50% de pyrite dans la formation de fer, jusqu'à 30-40% dans la ferrodiorite, 5-10% dans les schistes pélitiques;
- veines et veinules de quartz abondantes;
- carbonatation (calcite et dolomite), particulièrement intense dans les roches mafiques (20-25% carbonate);
- addition de K: muscovite et biotite;
- chlorite relativement abondante (elle est absente dans la ferrodiorite non altérée);
- albitisation locale possible mais non confirmée.

Les minéraux d'altération: muscovite, chlorite, biotite, albite et carbonate, sont ceux qu'on rencontre dans le faciès métamorphique des schistes verts, zone de la biotite.

MINERALOGIE

Les minéraux associés à l'or sont les mêmes que dans le stock mais la teneur en pyrite et en carbonate est ici beaucoup plus élevée. Deux autres distinctions ont aussi été notées. Le minerai de faille contient des traces d'arsénopyrite qu'on n'a pas notées dans le stock. Une petite quantité d'anhydrite (1%) semble commune dans certaines zones minéralisées. Elle est aussi disséminée dans la roche à certaine distance des zones minéralisées. Des traces d'hématite sont présentes.

GEOCHIMIE

Chainey (1983) a établi le profil géochimique d'un grand nombre d'éléments au travers d'une zone minéralisée dans la faille "A" dans les schistes pélitiques. Les éléments suivants montrent un enrichissement qui coïncide exactement avec la zone aurifère ou qui forme un halo débordant un peu plus loin:

(entre parenthèses: facteur d'enrichissement pic/bruit de fond de l'élément)

- | | |
|---|--|
| (1) éléments enrichis restreints
à la zone aurifère | Au (X300), S (X15),
As (X200), Sb (X100), Ba (X5) |
| (2) éléments enrichis formant un halo
de 2-3 m autour de la zone aurifère | CaO (X2), CO ₂ (X30), W (X10) |
| (3) éléments enrichis formant un halo
de 5-10 m autour de la zone aurifère | K ₂ O (X2), Rb (X2) |

Les autres éléments majeurs ou mineurs ne montrent pas d'enrichissement. La figure 5.6.8 montre ces profils. Ils indiquent de façon semi-quantitative les éléments ajoutés lors de la période de minéralisation aurifère. Ces données s'appliquent apparemment au minerai de faille dans la ferrodiorite et les autres lithologies, mais ne s'appliquent pas au stock où l'or ne montre une corrélation positive qu'avec S et W.

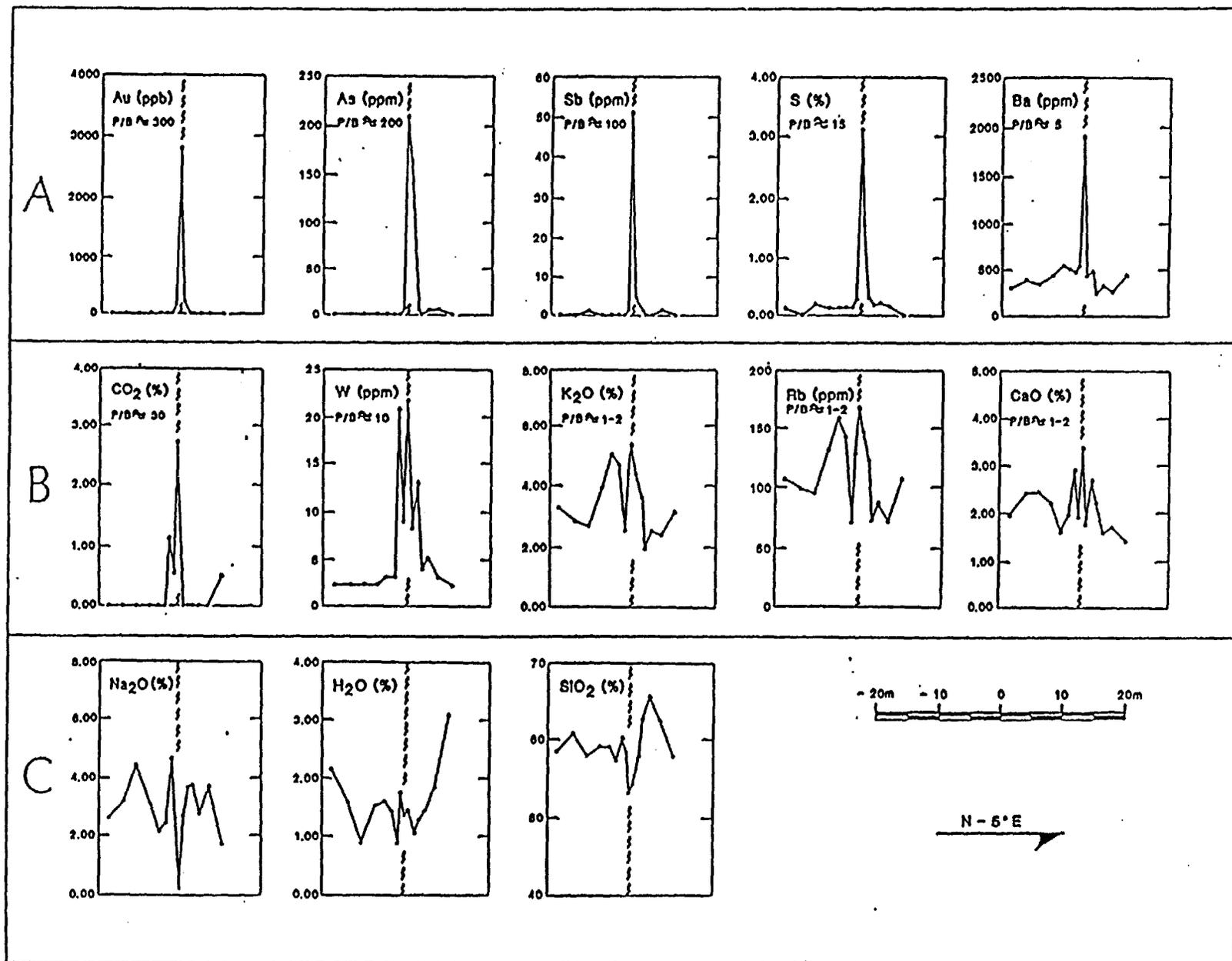


Figure 5.6.8 Profils géochimiques au travers d'une zone minéralisée: faille "A" dans les schistes pélitiques, niveau 900 (d'après Chainey, 1983).

5.6.6 DISCUSSION

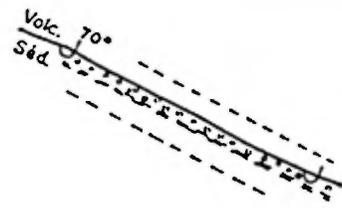
AGE RELATIF DES MINÉRALISATIONS DANS ET HORS DU STOCK

La minéralisation hors du stock est peut-être légèrement plus tardive que celle du stock. Elle est clairement contrôlée par les failles tardives et celles-ci recoupent obliquement les zones minéralisées du stock sans effet apparent (figure 5.6.3). De plus, l'altération intense du microcline en muscovite le long des failles est plus tardive que la cataclase durant laquelle le microcline était stable ou transformé en albite.

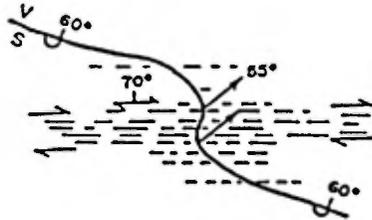
SEQUENCE CHRONOLOGIQUE

La séquence chronologique près de la mine pourrait être la suivante. Certains aspects en sont illustrés à la figure 5.6.9:

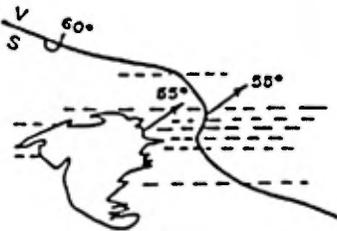
- 1- déposition du Malartic inférieur puis des laves tholéitiques et des andésites calco-alcalines du Héva.
- 2- Injection de filons-couches tholéitiques différenciés avec grandes lentilles de ferrotonalite; âge inconnu, présumément pénécemporain aux laves du Héva.
- 3- Déposition des sédiments volcanoclastiques du Kewagama et des groupes supérieurs.
- 4- Plissement de la phase 1, couches stratigraphiques inversées à environ N 120°/60-80°NE, schistosité régionale et métamorphisme près de la limite inférieure du faciès amphibolite.
- 5- Plis de phase 2 à plans axiaux $\approx 90^\circ/70^\circ$ N, formant un pli complexe en Z où la partie synclinale est antiforme. Le pli peut s'expliquer par une zone de déformation ou de dislocation à $\approx 90^\circ/70^\circ$ N avec un



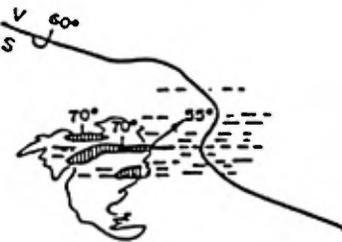
1 Plissement de la phase 1, couches renversées, schistosité régionale \approx N 120°
Métamorphisme: limite inférieure du faciès amphibolite.



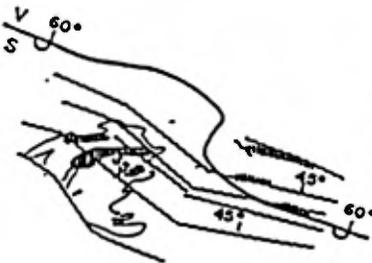
2a Pli de phase 2, plus accentué en profondeur, plan axial \approx 90°/70° N
La déformation peut s'expliquer par un mouvement subhorizontal dextre ou subvertical inverse.



2b Injection du stock de Caeflo durant la déformation. Plusieurs apophyses à \approx 90°/70° N.



2c Minéralisation du stock. Tendance des zones minéralisées à \approx 90°/70° N, plongée \approx 55° NE par persistance du mouvement de phase 2.



2d Failles tardives et minéralisation hors du stock. Métamorphisme rétrograde: zone de la biotite.

Figure 5.6.9 Schéma illustrant la suite possible des événements à la mine Camflo, vues en plan.

mouvement subhorizontal dextre, ou mouvement inverse ou une combinaison de ces deux mouvements.

- 6- Injection du stock de Camflo durant la déformation et selon l'axe du pli. Le stock se distingue des autres intrusions calco-alcalines de la région par l'abondance de potasse et de feldspath alcalin (microcline, perthite et mésoperthite).
- 7- Fracturation et cataclase du stock par la persistance de la déformation de phase 2. Minéralisation: tendance des zones minéralisées à une orientation $90^{\circ}/70^{\circ}N$ parallèle au plan axial avec plongée selon l'axe du pli.
- 8- Failles tardives et minéralisation dans le granophyre et les autres lithologies. Conditions de P et T correspondant au faciès métamorphique des schistes verts, zone de la biotite. Les failles sont courbes et tendent à suivre le pli en Z: elles sont peut-être affectées par la persistance de la déformation de phase 2.

L'injection du stock, la fracturation et la minéralisation semblent donc toutes reliées à la déformation D_2 .

CONTROLES DE LA MINERALISATION

CONTROLE CHIMIQUE

La mine Camflo fournit un bel exemple du contrôle chimique de la minéralisation aurifère par la teneur en fer de la roche et, surtout, par sa teneur en magnétite. Dans la formation de fer et la ferrodiorite, la teneur en pyrite est surtout fonction de la magnétite remplacée et la teneur en or est à peu près proportionnelle à la teneur

en soufre. Dans le stock, la faible quantité de pyrite vient de la faible teneur originale en fer et la formation de pyrite est probablement précédée par la formation de magnétite. Ici également, il y a une certaine correspondance entre les teneurs d'or et de pyrite. Cependant, le rapport Au/S est très différent dans le minerai de porphyre et le minerai de diorite: les teneurs moyennes pourraient être de 7 g/t Au et 1% S dans le stock et 5 g/t Au, 5-10% S dans la diorite. Peut-être que les solutions minéralisatrices étaient un peu plus diluées en or dans le cas du minerai de faille mais bien d'autres facteurs ont également pu jouer.

CONTROLE STRUCTURAL

Le contrôle de l'emplacement du stock par le pli de phase 2 et le contrôle du minerai de diorite par les failles tardives ont été mentionnés. Nous n'y reviendrons pas.

La syénite quartzifère et la ferrotonalite ont fourni presque tout le minerai. Ces roches diffèrent en âge et en composition chimique et minéralogique. Leur facteur commun est sans doute leur nature siliceuse et cassante: ce sont les roches les moins ductiles de la mine. Leur fracturation multiple et leur cataclase a donné aux solutions minéralisatrices accès à un grand volume de roche. L'importance de ceci peut être réalisée par la constatation que la formation de fer donne un matériel d'excellente teneur mais malheureusement l'altération ne se répand le plus souvent qu'à quelques centimètres ou décimètres d'une fracture.

Il est étrange que les failles tardives ne donnent pas de minerai dans le stock qui avait été si favorable auparavant (si l'on admet une légère différence d'âge dans la minéralisation). C'est peut-être que le stock contient peu de fer et la minéralisation tardive avec possiblement un faible rapport Au/S n'y était pas favorisée. De plus, le microcline s'est transformé en muscovite abondante pour donner une roche ductile dans les failles tardives. Dans la cataclase antérieure, le microcline était soit granulé, soit transformé en albite cassante. La ferrotonalite, qui ne contient pas de microcline, a formé peu de minéraux ductiles.

GENESE DE LA MINERALISATION

Parce que le stock est d'aspect peu altéré, que le minerai est peu distinct du porphyre stérile et que le contrôle structural n'est pas évident, certains auteurs ont supposé que l'or est arrivé avec l'intrusion (Mahoney, 1968; Parry, 1977), qu'il a été concentré dans une phase volatile résiduelle et qu'il a été remobilisé par la déformation tardive. L'or est sûrement l'élément dont la teneur est la plus variable dans l'intrusion et nous ne croyons pas qu'il soit arrivé dans le magma. Il est relié à une phase d'altération et de pyritisation très étendue dans le stock et à la formation de veines post-magmatiques.

Meikle (1970) a proposé que la cheminée déjà solidifiée était reliée à une masse batholitique en fusion en profondeur. Cette dernière contenait une phase gazeuse à basse teneur d'or. La fracturation de la cheminée subverticale a permis l'accès des solutions minéralisatrices aux roches plus froides près de la surface. A cet endroit, le soufre a réagi avec la magnétite pour former la pyrite qui précipita l'or. Nous

acceptons l'essentiel de cette hypothèse mais nous désirons souligner certains points: (1) d'abord, l'importance de la déformation qui a fracturé et cataclasé les roches cassantes. Comparées aux autres roches plus ductiles, la syénite quartzifère et la ferrotonalite formaient de véritables aquifères potentiels à perméabilité causée par la fracturation près du pli de phase 2. A cause de leur grande extension verticale, elles ont servi de conduits aux solutions minéralisatrices ascendantes. Celles-ci étaient canalisées par les roches ductiles environnantes, donc peu perméables; (2) l'abondance des solutions minéralisatrices qui ont causé une altération très étendue du stock et dans toute la mine; (3) il se peut que les solutions minéralisatrices ne soient pas dérivées d'une masse magmatique mais générées par le métamorphisme profond comme proposé par Kerrich (1983) et Colvine et al. (1984). Le point n'est pas critique et l'hypothèse magmatique a l'avantage que la minéralisation du stock a probablement suivi d'assez près sa consolidation; (4) enfin, si l'or est transporté par des complexes sulfurés, la réaction du soufre avec la magnétite des roches pour former la pyrite pourra causer la déposition de l'or.

COMPARAISONS AVEC D'AUTRES GISEMENTS AURIFERES

A) PORPHYRES DE BARNAT ET DE EAST MALARTIC

Le minerai de porphyre de Camflo est d'aspect semblable à celui de Barnat et de East Malartic. La teneur en or est cependant plus élevée à Camflo et le contexte structural est différent.

B) MINE LAMAQUE

La mine Camflo présente plusieurs points communs avec le secteur

de la cheminée principale de la mine Lamaque à Val d'Or:

- (1) chacun est dans une cheminée felsique d'un peu moins de 200 m de diamètre.
- (2) Une bonne part du minerai est sous forme de stockwerk formant de larges zones dans la cheminée éclatée.
- (3) Une quantité importante de minerai se rencontre à l'extérieur de la cheminée dans des zones de failles plus tardives que la cheminée.
- (4) Les teneurs d'or sont semblables ainsi que la minéralogie des veines: quartz, pyrite, scheelite et tellurures. La tourmaline est cependant bien plus abondante à Lamaque.

Les cheminées felsiques sont cependant bien distinctes par leur teneur en Na et K:

	%K ₂ O	%Na ₂ O	%SiO ₂ (normalisés)
tonalite de Lamaque	1,2	5,7	67,1
syénite quartzifère de Camflo	5,8	4,6	69,2

C) GISEMENTS DE KIRKLAND LAKE

Les roches-hôtes intrusives de Camflo et de Kirkland Lake sont toutes deux riches en K et probablement en Ba (du moins, les laves alcalines riches en K de Kirkland Lake ont souvent une teneur de 0,15 - 0,3% Ba, Gentleman, 1984). La syénite de Kirkland Lake est cependant bien plus alcaline que celle de Camflo qui contient 15% de quartz. La forme et la dimension des intrusions et le contrôle structural de la

minéralisation sont cependant différents aux deux endroits.

CONCLUSIONS

La mine d'or Camflo, l'une des plus profitables du district de Val d'Or -Malartic, est surtout située dans une cheminée ou petit stock de 200 m de diamètre. Ce dernier est constitué de syénite quartzifère porphyrique qui se distingue des autres roches intrusives du district par une forte teneur en K_2O et par l'abondance de perthite et mésoperthite. Le stock est tardicinématique. Il est contemporain à un petit pli de phase 2 qui a contrôlé son emplacement et sa déformation subséquente.

La grande majorité du minerai vient du stock. L'or est associé à un peu de pyrite et il se retrouve surtout dans de nombreuses veinules de quartz et dans leurs épontes immédiates. Visuellement, le minerai diffère peu du porphyre stérile. Ce dernier contient en moyenne 150 à 300 ppb Au. Le stock est une roche cassante et la minéralisation est reliée à la fracturation multiple et à la cataclase causées par une déformation qu'on suppose reliée au pli de la phase 2.

Une quantité subordonnée de minerai vient de roches-hôtes situées hors du stock. Cette minéralisation, possiblement un peu plus tardive que celle du stock, est plus riche en pyrite et elle est clairement contrôlée par une famille de failles. La lithologie la plus favorable de ce groupe secondaire est une ferrotonalite ou diorite siliceuse formée par différenciation de filons-couches tholéitiques. Sa nature cassante a facilité le passage des solutions minéralisatrices et sa teneur relativement élevée en magnétite a favorisé la formation de pyrite

abondante et la déposition de l'or.

Presque tous les échantillons du stock sont enrichis en or et en soufre. Ceci peut constituer un critère utile dans l'exploration de stocks semblables.

5.7 LES MINES D'OR MALARTIC HYGRADE (CANADA) LTEE

5.7.1 LOCALISATION

Malartic Hygrade détient une grande propriété à 7 km au nord-est de la ville de Malartic. Le puits présentement utilisé pour fins d'exploration est sur le lot 55, rang II du canton Malartic, à 1,2 km au nord de celui de la mine Camflo.

Le prolongement du stock minéralisé de Camflo sur la propriété de Malartic Hygrade et son exploitation conjointe avec la Société Barrick sont couverts à la section précédente et ne seront pas repris ici.

5.7.2 HISTORIQUE

Les premiers indices d'or de la propriété furent découverts par un prospecteur vers 1936 mais la mise en valeur fut laborieuse et la propriété eut successivement plusieurs détenteurs. Un total de 159 sondages furent effectués entre 1935 et 1961. Des rapports internes font alors état de réserves de 79 000 tonnes métriques à 25 g/t Au et de 69 000 tonnes additionnelles à 3 g/t. Un puits de 135 m fut commencé en 1961 avec niveaux à 75 et 120 m. Durant l'exploration souterraine des veines nos 1, 2 et 3, environ 30 000 tonnes de minerai de bonne teneur furent abattues et traitées à l'usine de Malartic Goldfields qui produisirent environ 0,56 tonne d'or (Avramtchev et Lebel-Drolet, 1979; teneur moyenne de 19,8 g/t Au). La construction d'une usine de traitement de 270 tonnes par jour fut entreprise en 1963. Elle était complétée à 80% à la

suspension des travaux en 1965. La compagnie fut réorganisée en 1968 mais elle demeura peu active.

Après de longues discussions, une entente fut finalement conclue en 1980 entre Malartic Hygrade et Camflo Mines Ltd pour exploiter conjointement le prolongement sur les terrains de Malartic Hygrade de la cheminée de porphyre minéralisé de Camflo. La production aurifère de ce secteur d'entente est rapportée à la section traitant de la mine Camflo. Les réserves prouvées et indiquées, au 31 décembre 1986, y sont de 550 000 tonnes métriques à 3,9 g/t (Malartic Hygrade, rapport annuel, 1986).

Grâce à sa situation financière améliorée et grâce aussi aux financements par actions accréditives, la compagnie Malartic Hygrade poursuit depuis 1985 un vigoureux programme d'exploration. La zone minéralisée no 8, découverte en 1985, est présentement explorée par des travaux souterrains. Les réserves indiquées y sont de 205 000 tonnes à 8,4 g/t Au (Malartic Hygrade, rapport annuel 1986).

5.7.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

Les rapports de visite des géologues résidents (Ingham, 1949, 1951), les "fiches de gîte" du Ministère de l'Énergie et des Ressources et les rapports annuels de la compagnie Malartic Hygrade (Hodge, 1980) décrivent brièvement la géologie de la propriété. Sauvé (1987) a compilé les données existantes et fait une étude pétrographique de la propriété.

5.7.4 GEOLOGIE LOCALE

La majorité des roches de la propriété appartiennent à la Formation de Jacola (basaltes et komatiites). Elles sont prises dans un pli majeur P_2 dont le plan axial passe près du puits (figure 5.7.1). Le pli est complexe: son amplitude de plus de un kilomètre dans la partie ouest de la propriété se dissipe en un complexe faillé dans la partie est, mais ce secteur est peu connu à cause du manque d'affleurement. Les intrusions felsiques calco-alcalines sont très nombreuses dans tout ce secteur bouleversé.

La proportion relative des basaltes et des komatiites varie beaucoup selon l'endroit. Les basaltes sont surtout massifs ou coussinés; les tufs sont rares. Les unités massives les plus grenues (2-3 mm) sont localement appelées "diorites". Certaines recoupent les laves ultramafiques et elles sont clairement intrusives mais ces micro-gabbros ont la même composition que les basaltes et la distinction entre coulées et filons-couches est souvent impossible. En l'absence d'évidence contraire, nous supposons que les micro-gabbros sont pénécontemporains aux basaltes.

Près du puits, de nombreux petits dykes felsiques calco-alcalins courent dans des directions diverses. Le plus souvent, leur direction oscille autour de 90°. En second lieu, leur direction est plus ou moins parallèle aux formations. Le stock tonalitique de Malartic Hygrade, à 250 m au sud du puits, a une direction de 95° à 100°. En plan, il est subparallèle à la trace du plan axial du pli P_2 . Un essaim de dykes EW situé entre deux failles EW a été recoupé dans les travaux souterrains

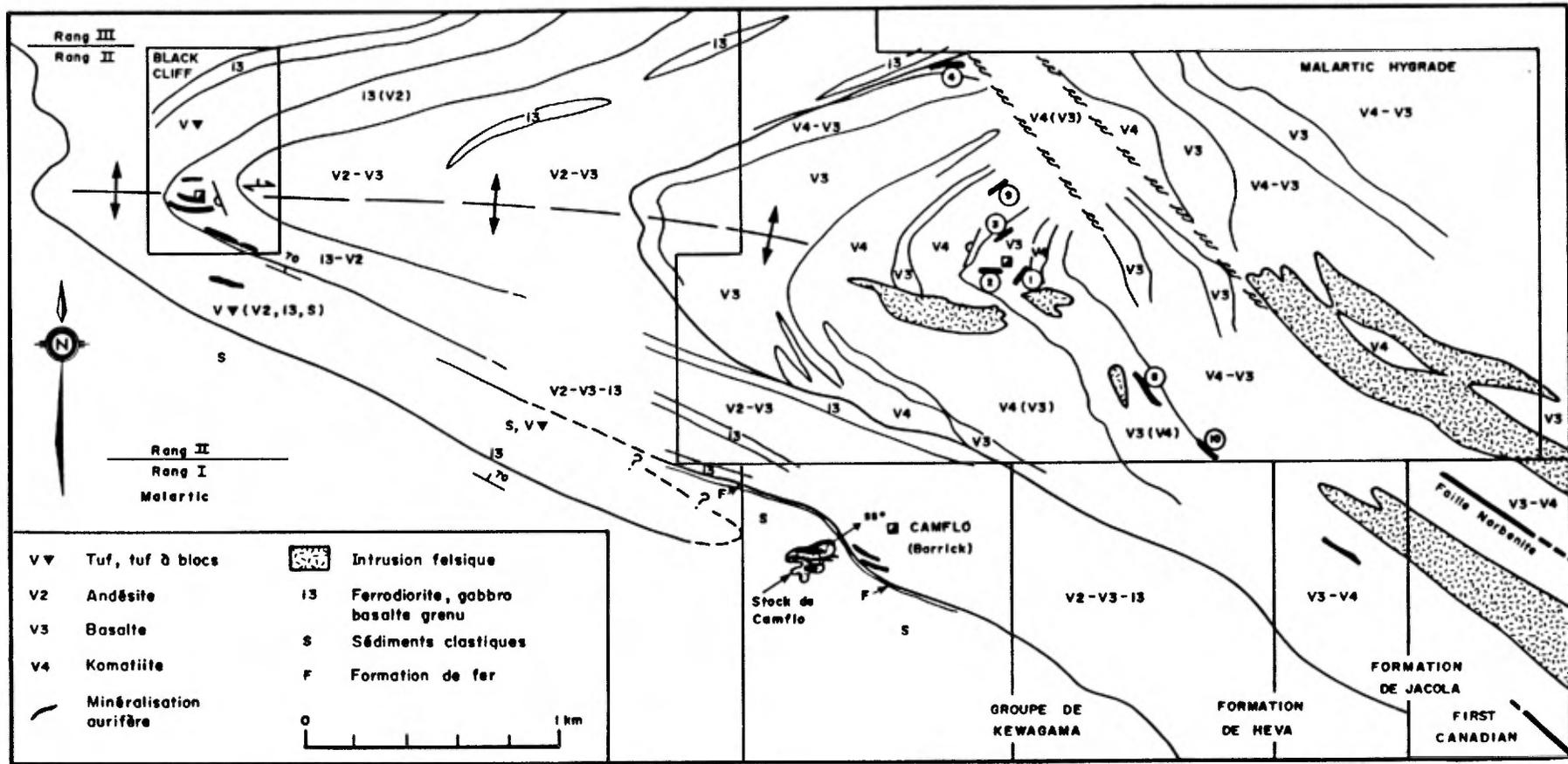


Figure 5.7.1 Géologie et minéralisation aurifère dans la partie SE du canton de Malartic. Les nombres correspondent aux diverses zones minéralisées de Malartic Hygrade (d'après un plan la mine).

(figure 5.7.2). A peu de distance, en bordure de la zone minéralisée no 8, les dykes sont paraconcordants aux formations (140°). Les intrusions EW sont contrôlées par la fracturation EW de la déformation D₂. Les intrusions felsiques sont cependant déformées, particulièrement celles dont la direction s'éloigne de 90° (Y. Trudeau, comm. person.). Elles sont donc, en général, syncinématiques et contemporaines à D₂ mais certaines peuvent être plus anciennes.

La schistosité est généralement peu développée dans les laves massives et coussinées. Elle est bien développée dans les tufs mais ils sont peu abondants. Elle est à peu près EW près de la charnière du pli. Un affleurement de laves coussinées dans l'éponte SW de la zone minéralisée no 8 montre un aplatissement NS des coussins qui tendent vers une forme en dents molaires. La schistosité EW n'est discernable que dans la bordure des coussins. La schistosité dans la zone minéralisée est parallèle à celle-ci, soit environ 145°/ 55° NE.

Des zones de cisaillement EW à pendage surtout abrupt vers le nord, sont exposées près du puits (figure 5.7.2) et elles ont été rencontrées dans les travaux souterrains (figure 5.7.3). L'une d'elles recoupe l'extrémité NW de la zone minéralisée no 8. Le déplacement horizontal est surtout dextre mais peut être senestre. La direction du mouvement n'est pas connue. Les zones cisillées ont quelques mètres d'épaisseur et sont de type "ductile-cassant". Elles sont synmétamorphiques, à peu près parallèles au plan axial du pli P₂ et présumées contemporaines à D₂.

Des petites failles de type "cassant" recoupent la zone minéralisée no 8 mais la déplacent très peu. Elles sont EW, subverticales, et leurs stries plongent vers l'ouest. Elles sont représentées par une mince

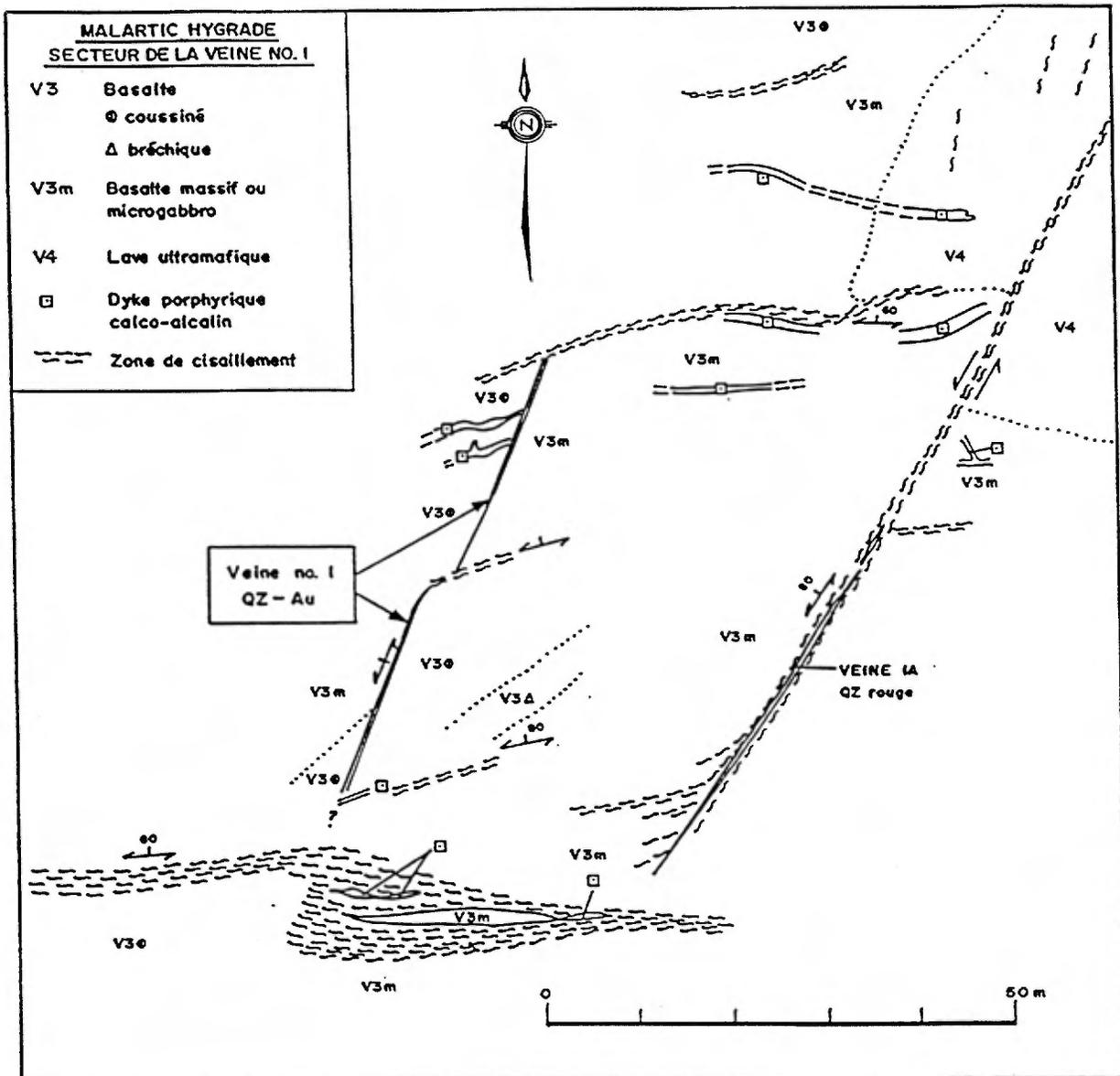


Figure . Détail de la veine no 1, Malartic Hygrade. La veine est simple et occupe une fracture subsidiaire entre des zones de cisaillement EW. Des dykes de porphyre sont souvent associés aux mêmes zones de cisaillement (d'après une carte de Y. Trudeau, Malartic Hygrade, 1985).

5.7.2

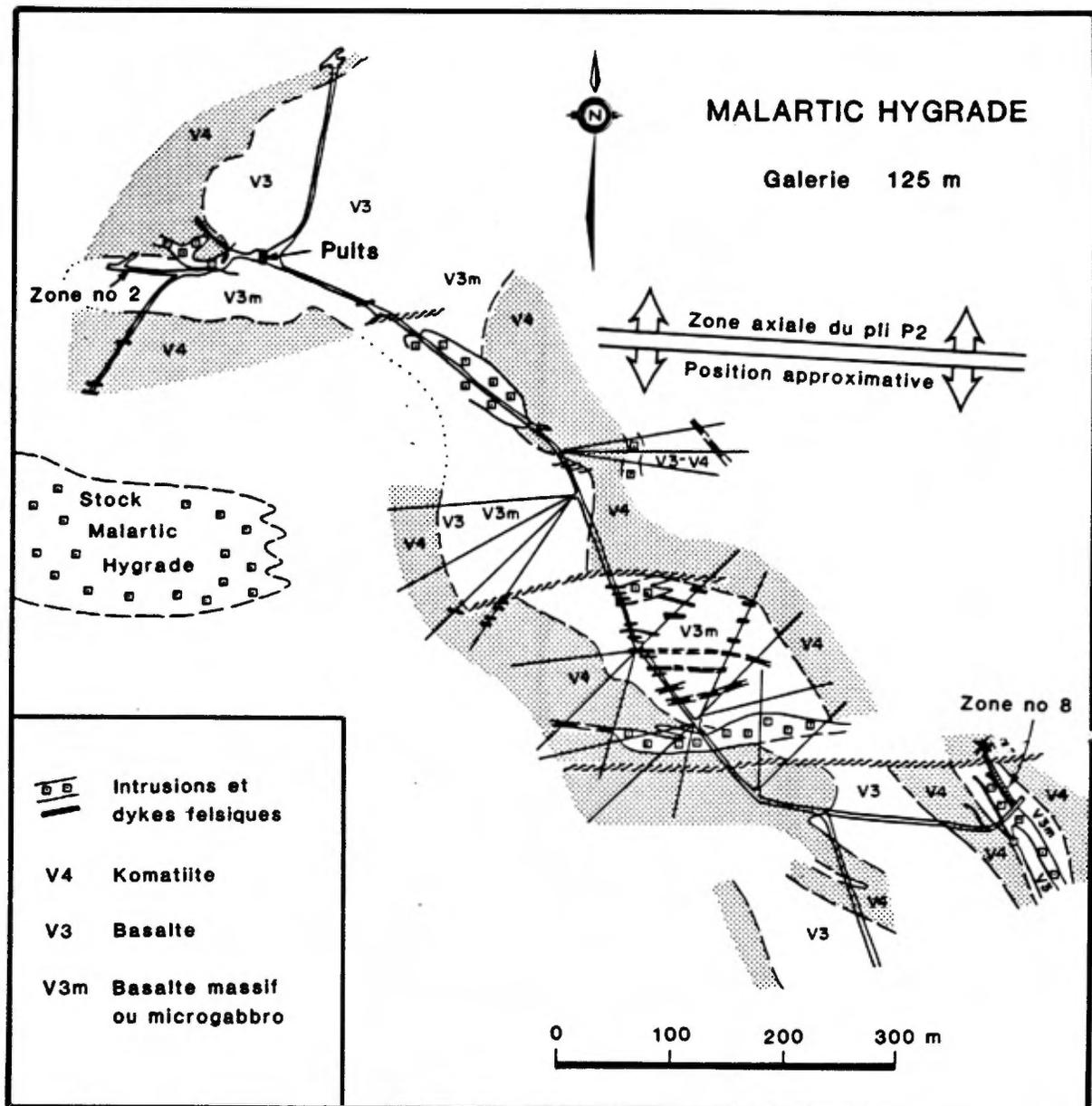


Figure 5.7.3 Plan géologique du niveau 125 mètres de Malartic Hygrade. Essaim de dykes et zones de cisaillement EW sub-parallèles au plan axial P₂. La zone minéralisée no 2 est EW, la zone no 8 est SE et paraconcordante aux formations (d'après un plan de la mine).

surface ou miroir de faille qui contraste avec les zones de cisaillement de même direction déjà décrites. Nous supposons que les failles cassantes sont plus tardives que les zones de cisaillement.

5.7.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

VEINES PRINCIPALES

La propriété comprend plusieurs veines ou zones minéralisées d'orientations diverses. Leur position est montrée à la figure 5.7.1 et le tableau 5.7.1 résume leur orientation, leur dimension et la nature des roches encaissantes. Elles sont présentées brièvement dans le texte suivant.

Les veines 1,2 et 3 sont situées près du puits, donc près du plan axial du pli. Ce sont elles qui ont été explorées et partiellement exploitées au début des années soixante. La veine no 1 affleure bien. C'est une veine de quartz qui occupe une fracture simple, aux épontes peu schisteuses, qui débute contre une zone de cisaillement EW et se termine contre une autre (figure 5.7.2). Elle est localement à bonne teneur, mais étroite (1 m) et son tonnage indiqué à moins de 75 m de profondeur n'est que de 12 000 tonnes. La zone no 2 a produit presque tout le minerai exploité dans les années soixante. Elle est dans une zone schisteuse EW mais elle affleure peu et nous n'avons malheureusement pas de plan montrant sa configuration complexe. D'après Hodge (1980), elle est constituée d'au moins 7 lentilles de quartz sub-parallèles. Les lentilles sont étroites mais certaines sont à forte teneur en or. Le peu qui affleure montre une zone fortement cisailée et carbonatée qui

TABLEAU 5.7.1. Données sur les zones minéralisées de Malartic Hygrade (d'après Hodge, 1980, et des communications du personnel de Malartic Hygrade)

Zone	Localisation	Orientation	Dimensions tonnage et teneur	Description
no 1	100 m SE du puits	25°/80-90 W	50 m x 1 m 12 000 t @ 13 g/t	- veine de quartz, fracture simple entre 2 cisaillements EW - dans basalte coussiné et massif
no 2	40 m SSW du puits	75°-90/65 N	200 m de long 25 000 t @ 25 g/t	- lentilles de quartz multiples, déchiquetées par le cisaillement EW - surtout dans un microgabbro - association spatiale avec dykes felsiques
no 3	80 m N du puits	60°/75 N	90 m de longueur minéralisation erratique	- plusieurs lentilles de quartz dans une zone cisailée - dans un microgabbro ("diorite")
no 4	750 m N du puits	≈ 90°/ N	350 m x ≈ 1,5 m, erratique	- surtout dans serpentinite, associé à gabbro bréchifié, dykes felsiques
no 8	800 m SE du puits	145°/45 NE	200 m x ≈ 5 m 205 000 t @ 8g/t	- cisaillement dans une brèche basaltique, avec sulfures, veinules de qtz éponte: basalte fin et grenu, dykes felsiques sur flanc long du pli
no 9	300 m N du puits	60°/90	75 m x ≈ 1,5 m	- veine de quartz et dyke felsique dans une zone cisailée - dans la charnière d'un pli mineur sur le flanc court du pli principal.
no 10	1 100 m SE du puits	135°/50 NE		- même contexte structural que la zone 8

englobe des lentilles de quartz plissées et déformées. Des dykes de porphyre felsique sont spatialement associés à la zone cisailée. La zone 3 a montré de bonnes teneurs à certains endroits, mais elle semble erratique puisqu'on n'a pu y calculer des réserves.

La zone no 4 est située près de la limite nord de la propriété. Selon Hodge (1980), les sondages ont retourné des teneurs de 1 à 13 g/t Au sur des épaisseurs de 1 à 1,5 m. Exceptionnellement, l'or serait dans la serpentinite associée à un gabbro bréchique et à des dykes de porphyre.

La zone no 8, la plus importante, a été découverte en 1985 et elle est présentement explorée par travaux souterrains. Le minerai est constitué de brèche basaltique fortement pyritisée et de veines de quartz. Il est décrit dans les pages suivantes.

Les zones 9 et 10 sont également des découvertes récentes. La zone 9 est une veine de quartz étroite et courte qui souvent longe un dyke de porphyre dans une zone cisailée au sein des roches basaltiques. La zone cisailée est à la charnière d'un pli mineur de quelques dizaines de mètres d'amplitude (Y. Trudeau, comm. pers.). Nous n'avons pas de données sur la zone 10. Son contexte semble être le même que celui de la zone 8.

ZONE MINERALISEE NO 8

SITUATION, DIMENSIONS

La zone minéralisée no 8 est située dans des roches basaltiques, sur le flanc long du pli, à 750 m au SE du puits.

Le minerai prouvé forme une lentille continue de 125 m de longueur horizontale, de 2 à 9 m d'épaisseur, suivie sur plus de 125 m le long du pendage. La teneur est de 8 g/t. L'exploration de la zone minéralisée se poursuit en profondeur et de l'autre côté d'une faille qui la recoupe au nord.

CONTEXTE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La lentille de minerai est paraconcordante et située dans la partie centrale d'une unité basaltique de 50 m d'épaisseur entre 2 unités komatiitiques (figure 5.7.4). Son orientation est de 145°/ 45° NE. L'éponte supérieure ou NE est constituée surtout de basalte grenu ou microgabbro, l'éponte inférieure de laves fines, en partie coussinées et bréchiques. La séquence est présumément inversée.

Plusieurs dykes felsiques gris pâle (tonalite calco-alcaline) sont présents dans l'éponte inférieure à quelques mètres du minerai, parfois à son contact même. Un "dyke mauve" ou légèrement rosé est présent dans la lentille de minerai. Il est riche en biotite chloritisée et en muscovite et il est un peu moins felsique que les autres.

Le minerai occupe une étroite zone de déformation et de cisaillement. Les épontes basaltiques, surtout le basalte grenu, sont généralement peu cisailées sauf en bordure immédiate du minerai. La lentille de minerai s'amincit rapidement à son extrémité SE et passe à une zone cisailée de moins de 1 m d'épaisseur. A son extrémité NW, la lentille est recoupée par des zones de cisaillement à environ 90°/ 80° N. Des veines de quartz et des dykes felsiques prennent parfois une allure EW à proximité de ces zones.

STRUCTURE INTERNE DU MINERAL

Les géologues de Malartic Hygrade subdivisent le minéral en trois faciès principaux:

- 1- une brèche pyriteuse tectonisée qui se rencontre surtout contre l'éponte inférieure du gisement. La teneur en pyrite est souvent de 10 à 15% en poids. La teneur en or est proportionnelle à la pyrite (D. Raymond, comm. pers.) et elle est relativement uniforme partout dans la brèche (7-10 g/t, J. Sullivan, comm. person.). La brèche est constituée de fragments centimétriques de laves mafiques et de roches felsiques altérées dans une matrice foliée chloriteuse. Elle contient une quantité variable de veinules d'albite-quartz.
- 2- Des veines et masses complexes de quartz qui se rencontrent surtout du côté NE de la lentille. L'or visible est localement présent en quantité spectaculaire dans le quartz et sa teneur est beaucoup plus variable que dans la brèche pyritisée. Le complexe de quartz est constitué de 30 à 60% de veines et lentilles de quartz se recoupant mutuellement et séparées par des lambeaux plus ou moins schisteux et plus ou moins continus de basalte et de brèche pyritisée. Des blocs décimétriques angulaires de brèche pyritisée aurifère se rencontrent également dans certaines veines (photo 5.7.1).
- 3- Un réseau ou stockwerk de veines centimétriques et décimétriques de quartz-albite-or dans le basalte imprégné de pyrrhotite disséminée fait localement la transition entre les amas de quartz et le basalte de l'éponte supérieure. Ce faciès est peu abondant.

Photo 5.7.1 – Brèche pyritisée (demie inférieure) et veine de quartz avec inclusions angulaires de brèche pyritisée, zone no 8, Malartic Hygrade (photo par D. Raymond).



Photo 5.9.1 – Veine de quartz à haute teneur d'or (veine no 1), First Canadian. La veine mesure environ 0,5 m de largeur (photo par A. Makila).

La répartition des divers faciès est illustrée à la figure 5.7.5. Il y a un peu de gradation et de mélange entre les divers faciès, mais la séparation se fait assez bien et la lentille de minerai montre une zonalité assez évidente de ses faciès constituants.

La brèche pyritisée distante des veines de quartz importantes contient tout autant de pyrite qu'en bordure des veines. Elle se distingue donc de nombreux gisements aurifères où la pyrite est essentiellement concentrée dans l'éponte immédiate des veines.

Le "dyke mauve" injecté dans le minerai est généralement étroit (0,5 m). Il montre une bonne continuité et il est surtout situé dans la brèche pyriteuse près de son contact avec les masses de quartz. Il recoupe localement la brèche pyriteuse foliée et il semble postérieur à une partie de la minéralisation (D. Raymond, comm. pers.). Il est cependant altéré et pyritisé (≈0,5% pyrite) et il est localement fracturé et recoupé par des veines de quartz. Il a pu s'injecter durant la période de minéralisation aurifère. Le tableau 5.7.2 présente une coupe lithologique généralisée de la zone 8.

MINERALOGIE ET ALTERATION

La zone minéralisée est complexe et le degré d'altération variable. Quelques roches-types seront mentionnées mais des phases intermédiaires sont présentes. Leurs minéraux sont énumérés au tableau 5.7.3.

Le basalte grenu situé à plusieurs mètres du gisement est constitué surtout d'albite et de hornblende avec une quantité modérée d'épidote et un peu de chlorite. L'ilménite est partiellement transformée en sphène. Des veinules chloriteuses deviennent plus abondantes à l'approche du

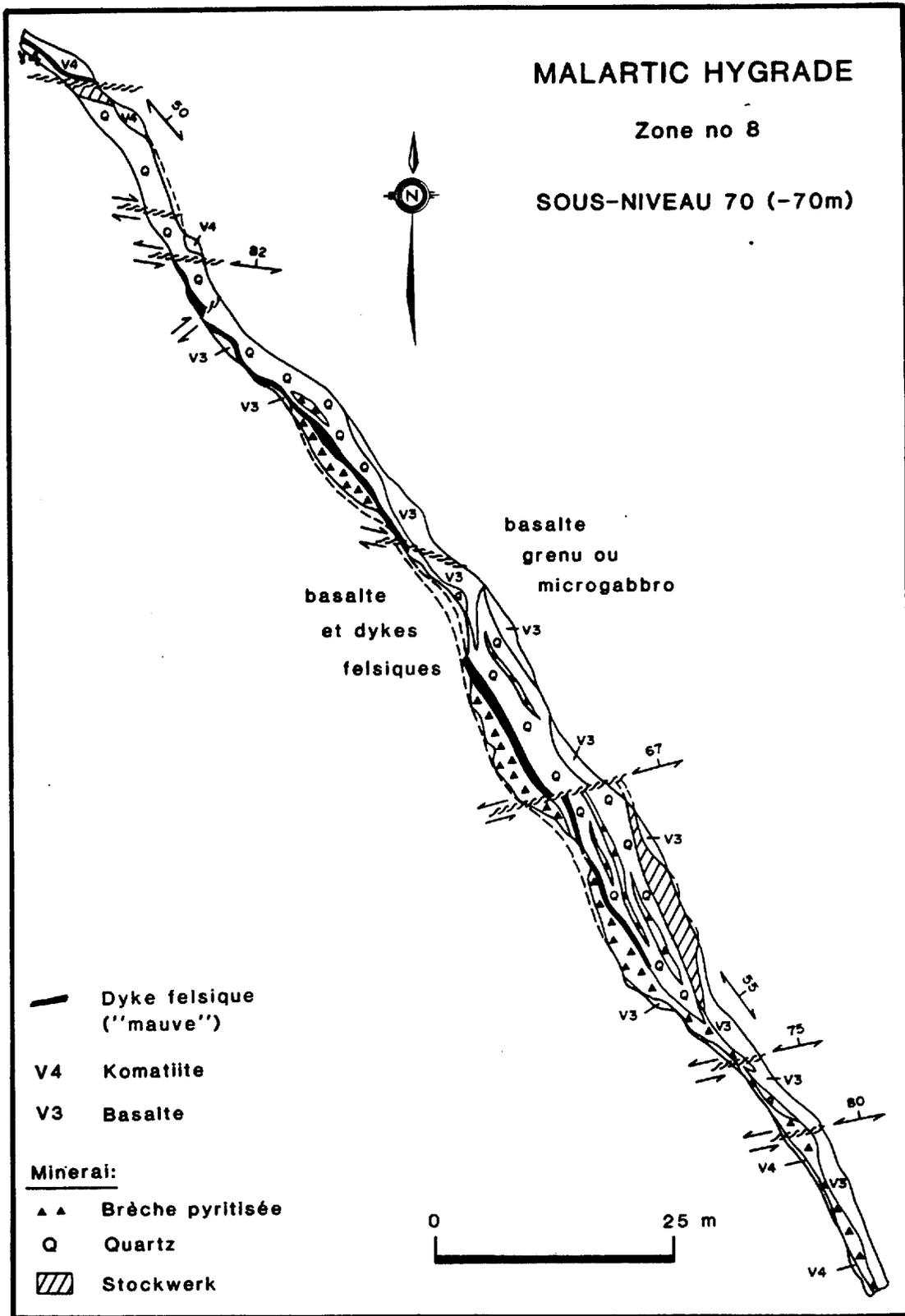


Figure 5.7.5 Distribution des trois faciès constituant de la zone minéralisée no 8 de Malartic hygrade (d'après un plan de la mine).

TABLEAU 5.7.2 - Coupe lithologique généralisée, zone Malartic Hygrade no 8.

épaisseur
représentative

Sommet stratigraphique (les formations sont
présumément renversées).

15 m Lave ultramafique.

15 m Basalte finement grenu, souvent coussiné et
bréchiq.ue.

5-10 m Quelques dykes felsiques gris pâle, albitisés dans
la lave fine.

0-2 m Lave finement grenue, chloriteuse et schisteuse.

LENTILLE DE MINERAI

1-4 m Brèche pyritisée (jusqu'à 20% Py). Fragments de
basalte, fragments d'albite-carbonate, veinules
Ab-Qz. Teneur en or relativement uniforme,
proportionnelle à la pyrite.

0,5-1 m "Dyke mauve", intermédiaire-felsique, à biot-musc.

1-4 m Amas complexe de Qz (30-60%) avec lambeaux de
basalte et brèche pyritisée aurifère. Or visible
dans le Qz, teneur variable

0-3 m Stockwerk - petites veines de Qz - Ab - or dans
basalte avec pyrrhotite disséminée.

15 m Basalte massif grenu (2-3 mm) ou micro-gabbro
("diorite").

25 m Lave ultramafique.
Base stratigraphique.

TABLEAU 5.7.3 - Minéralogie, zone minéralisée no 8, Malartic Hygrade

(minéraux disposés par ordre décroissant d'abondance).

	Balsalte grenu de l'éponte NE	Basalte chloritisé à pyrrhotite disséminée	Brèche fortement pyritisée	Veine de quartz
minéraux majeurs	hornblende albite épidote chlorite	albite chlorite carbonate quartz	albite carbonate chlorite quartz pyrite	quartz albite
mineurs < 5%	quartz ilménite sphène	pyrrhotite sphène hornblende épidote	sphène épidote	carbonate chlorite pyrite sphène
traces		pyrite chalcopryrite or tellurures	pyrrhotite chalcopryrite molybdénite pentlandite or	pyrrhotite sphalérite chalcopryrite galène molybdénite pentlandite or

minéral.

Le basalte est chloritisé dans les zones de stockwerks et il peut contenir 3-10% de pyrrhotite finement disséminée. Il montre parfois une foliation avec ségrégation en lentilles millimétriques riches en albite, avec carbonate et un peu de hornblende, séparées par des surfaces chloriteuses. L'albite est en grains allongés de même dimension que dans le basalte grenu ou fin. Elle n'est pas broyée. En comparaison avec le basalte moins altéré, la hornblende et l'épidote sont partiellement détruites au profit de la chlorite, du carbonate et de la pyrrhotite tandis que l'ilménite est transformée en sphène. La pyrite se développe auprès de petites lentilles ou veinules de chlorite, d'albite et de carbonate. Elle s'accompagne parfois d'or microscopique et d'un peu de tellurures.

La brèche fortement pyritisée est constituée d'agrégats felsiques d'albite avec une quantité variable de carbonate et de quartz dans une matrice foliée de chlorite avec sphène recristallisé et un peu d'épidote. Les fragments ont parfois une teinte jaune-beige due à de fines poussières de sphène et de rutile dispersées dans l'albite. Ils sont fracturés et les fissures sont remplies de carbonate ou d'albite recristallisée. L'albite est en grains allotriomorphes allongés dont la dimension, assez uniforme à l'intérieur d'un seul fragment, peut cependant varier d'un fragment à l'autre. Elle s'est possiblement formée par surcroissance sur les grains de plagioclase du basalte. Les fragments sont felsiques mais l'ensemble de la brèche est mafique et il y a apparemment eu ségrégation et migration locale de Na vers les fragments et de Mg et Ti vers la matrice. La pyrite en grains de 0,5 à 5 mm

constitue 5 à 10% en volume de la roche. La pyrrhotite est peu abondante; elle est parfois restreinte à des traces en inclusions dans la pyrite. Un peu de pentlandite est présente dans quelques échantillons. Elle est en exsolution relativement abondante dans la pyrrhotite mais peut aussi s'associer à la pyrite quand la pyrrhotite est rare. Des feuillets très fins de molybdénite sont communs dans la chlorite. Des petits points d'or visible sont observés dans la brèche pyritisée (D. Raymond, comm. person.) mais l'or est surtout microscopique. Il se présente en fines inclusions dans la pyrite, entre les grains de pyrite et dans la gangue.

Les veines de quartz sont gris pâle un peu bleuté, parfois avec des rubans ou trainées grises ou noires probablement dérivées de lambeaux d'éponte. Le quartz est le constituant majeur, mais l'albite est abondante près des épontes et certaines petites veines centimétriques contiennent plus d'albite que de quartz. Les rubans gris sont riches en albite, en carbonate, en chlorite et en sphène. La pyrite forme généralement moins de 1% de la veine même, mais elle est très abondante dans certaines enclaves. L'or est visible çà et là dans le quartz et deux échantillons ont été examinés. Dans l'un, l'or jaune est libre mais accompagné de pyrrhotite, un peu de chalcopryrite, très peu de pyrite et des traces de sphalérite et pentlandite (en exsolution dans la pyrrhotite). Dans l'autre, l'or est beaucoup plus blanc et accompagné de beaucoup de sphalérite, d'une quantité moindre de galène et d'un peu de pyrrhotite et de chalcopryrite. La relation entre ces deux paragenèses n'est pas connue.

ASPECTS CHIMIQUES DE L'ALTERATION

Par rapport aux roches encaissantes, la brèche pyritisée est fortement enrichie en S et en CO₂. Un apport de sodium est probable: du moins, des dykes felsiques dans l'éponte inférieure du gisement sont fortement albitisés. Cependant, le dyke "mauve", qui est dans le minerai, n'est pas albitisé. Le volume considérable de quartz suggère une source extérieure pour au moins une partie de la silice. Contrairement à d'autres gisements aurifères, ceux près de la ville de Malartic en particulier, l'apport métasomatique de K est insignifiant dans la zone no 8 car la biotite et la muscovite ne sont présentes qu'en traces.

5.7.6 DISCUSSION

COMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS

La zone Malartic Hygrade no 8 montre certaines ressemblances avec le gisement Kiena, situé à 9 km au SE (Ferrault, 1987). Tous deux sont formés d'une brèche fortement pyritisée, possiblement constituée surtout de fragments basaltiques. La pyritisation est relativement uniforme et indépendante des masses de quartz. Elle n'est pas essentiellement restreinte aux épontes des veines de quartz comme dans le minerai de diorite de Malartic Goldfields, par exemple. Les amas de quartz sont cependant bien plus abondants dans la zone no 8 de Malartic Hygrade qu'à Kiena.

Par l'abondance de pyrite, la zone no 8 ressemble au "minerai de diorite" de la mine Camflo. Ce dernier contient aussi passablement de lentilles de quartz. Par contre, le minerai de diorite de Camflo est

nettement d'allure discordante comme l'ont montré les travaux détaillés à la mine.

CONTROLE LITHOLOGIQUE

Les zones minéralisées de Malartic Hygrade sont dans les roches basaltiques, en particulier dans ou au contact de lave grenue ou microgabbro (zones no 2 et 8). Cette roche favorable est la plus compétente de la propriété après les intrusions tonalitiques de bonnes dimensions.

PARALLELISME ET RELATION D'AGE ENTRE VEINES, DYKES ET ZONES DE CISAILLEMENT

Nous avons vu que les dykes felsiques et les zones de cisaillement sont de direction variable mais qu'ils favorisent deux directions: (1) EW, surtout près de la charnière du pli, et (2) paraconcordante aux formations. Les zones minéralisées sont également EW dans le cas de la zone 2 et paraconcordante pour la zone 8. Un seul exemple pour chaque direction n'est pas convaincant, mais ce point est repris ailleurs dans ce volume, avec d'autres exemples (sections 5.8 et 5.9). Nous montrerons que dykes, zones de cisaillement et veines sont, du moins en partie, pénécontemporains dans une même période de déformation D_2 .

Parrallélisme et association spatiale entre dykes et zones minéralisées sont illustrés à la figure 5.7.5: un essaim de dykes est présent dans le mur de la zone no 8. De plus, le "dyke mauve" situé dans le minerai est apparemment tardif dans la période de minéralisation. Les zones minéralisées no 2 et 9 montrent également une association spatiale

avec les dykes felsiques.

La veine no 1 est une fracture subsidiaire entre deux cisaillements EW (figure 5.7.2). Elle semble causée par ces cisaillements.

NATURE DE LA BRECHE PYRITISEE, GENESE

La nature de la brèche pyritisée de la zone 8 n'est pas évidente. Le personnel de la mine croit qu'il s'agit d'une brèche tectonique. C'est sûrement le cas si certains fragments sont dérivés d'intrusions felsiques mais ceci n'est pas bien établi vu l'altération intense. Il faut souligner également que la zone minéralisée est située dans un secteur bouleversé marqué par de nombreuses failles et des changements brusques de direction. La séquence volcanique indiquée à la figure 5.7.5 et au tableau 5.7.2 est généralisée. En réalité, elle est plus complexe avec un peu de roches ultramafiques localement présentes aux extrémités SE et NW de la lentille de minerai. Celle-ci n'est peut-être pas strictement concordante avec les formations.

La brèche pyritisée est peut-être dérivée d'une brèche volcanique pré-existante car elle est à la partie sommitale d'une coulée massive si le basalte grenu est bien une coulée et non un filon-couche. La brèche est cependant fortement tectonisée et les veines de quartz multiples indiquent des déformations répétées.

Ceux qui favorisent l'hypothèse syngénétique pourraient y voir un cas appuyant leurs convictions car le minerai semble concordant et ses faciès constituants - brèche, amas de quartz et stockwerk - montrent vaguement une répartition en couches superposées. Sans pouvoir éliminer complètement l'hypothèse syngénétique, nous croyons cependant que le

gisement est épigénétique car il a trop en commun avec d'autres gisements aurifères du secteur qui sont clairement épigénétiques. Nous ne pouvons expliquer la distribution stratiforme du minerai. Elle est peut-être reliée à un contraste de ductilité entre les deux éponges, avec ségrégation du quartz contre l'éponge la plus compétente.

5.8 BLACK CLIFF MINES LIMITED (ANCIENNEMENT VINRAY MALARTIC)

5.8.1 LOCALISATION

Le puits de la propriété Black Cliff est dans la partie N du lot 43, rang II du canton de Malartic, à 3 km au NW du puits de la mine Camflo.

5.8.2 HISTORIQUE

Un levé magnétométrique fait en 1945 pour le compte de Vinray Malartic Mines Ltd. montra la présence d'un pli dessiné par les filons de gabbro ou ferrodiorite. Des sondages à la charnière du pli à l'hiver 1946 découvrirent des veines aurifères dans la roche gabbroïque. Un puits de 85 m fut creusé en 1947. Deux veines (nos 6 et 7 de la figure 5.8.1) furent suivies en galerie sur de courtes distances. La teneur moyenne obtenue par échantillonnage est rapportée plus loin (voir "description des veines"). Les travaux furent interrompus en 1948. Les indices minéralisés situés à 200 m au SE du puits n'avaient pas été explorés.

Les travaux ne reprirent qu'en 1959. Après 5 500 m de sondages effectués en 1963, la compagnie Black Cliff Mines annonça des réserves de 630 000 tonnes métriques à 9 g/t Au dans 22 veines ou zones minéralisées situées à moins de 175 m de profondeur. Les travaux furent ensuite interrompus pour de nombreuses années par une poursuite légale.

Une entente intervenue en 1987 entre Black Cliff Mines et Exploration Essor Inc. prévoit une exploration vigoureuse de la propriété par forages et travaux souterrains. Un estimé préliminaire des réserves, plus conservateur que l'ancien, place celles-ci à environ 130 000 tonnes

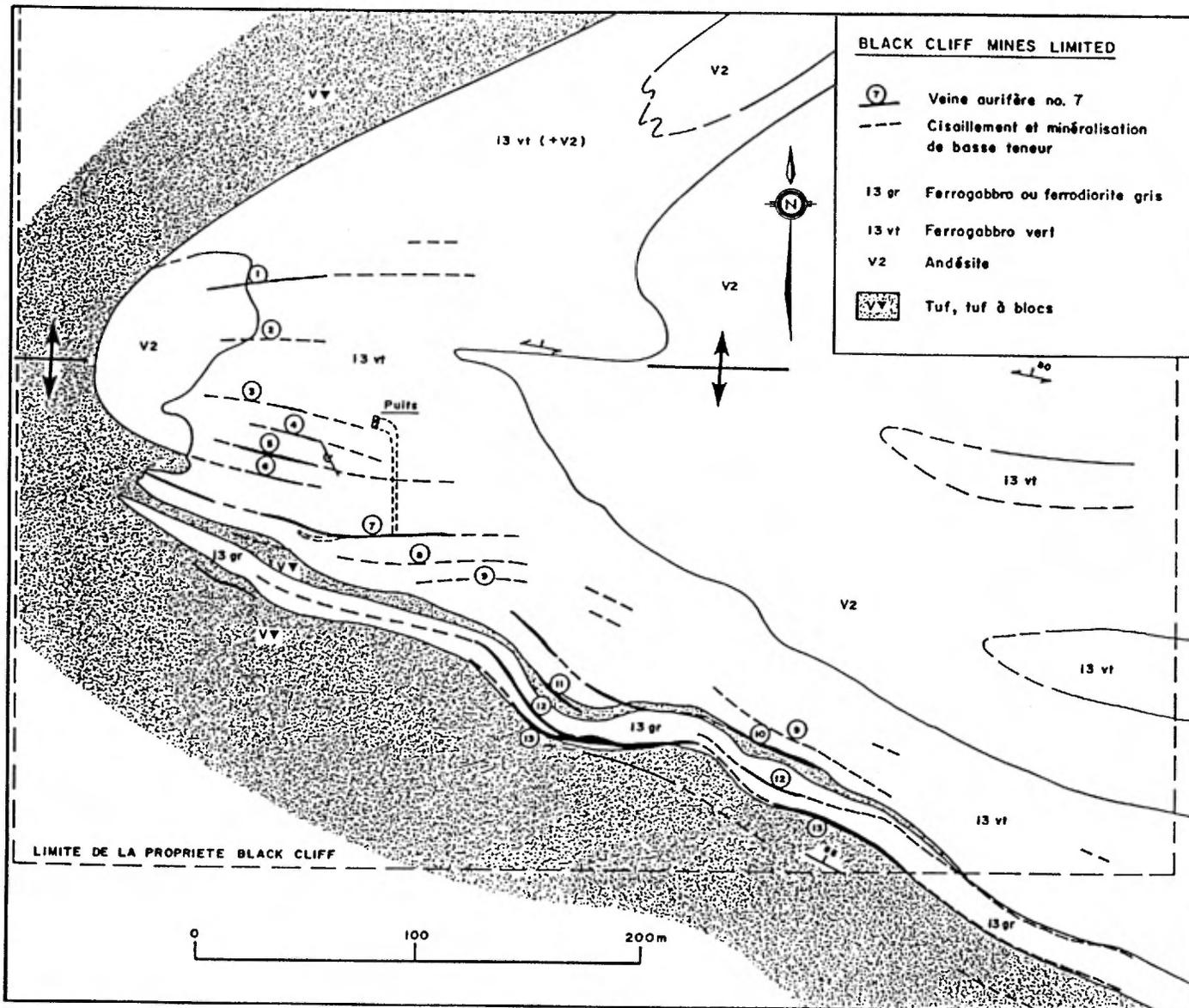


Figure 5.8.1

Zones de cisaillement avec minéralisation aurifère dans un filon-couche de gabbro au nez et sur le flanc d'un pli, propriété Black Cliff. Interprétation basée sur de nombreux sondages (d'après une carte de 1964 de Black Cliff Mines Limited).

métriques à une teneur de 8,23 g/t Au (Finance, 9 mars 1987).

5.8.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

La propriété est brièvement décrite dans des rapports de visite des géologues résidents de Val d'Or (Ingham, 1949, 1951) et dans de rares rapports internes. Une carte géologique montrant la localisation des galeries souterraines et la position des zones minéralisées indiquées par les sondages de 1963 est disponible dans la filière du géologue résident du M.E.R.Q à Val d'Or.

Les affleurements sont rares sur la propriété et les vieilles carottes de sondage ne sont plus disponibles. Un décapage récent a heureusement dégagé quelques bons affleurements autour du puits. Nous les avons examinés et nous avons échantillonné les haldes provenant des travaux souterrains.

5.8.4 GEOLOGIE LOCALE

Les veines aurifères de Black Cliff sont dans des filons-couches tholéitiques de la Formation de Héva. Elles sont peut-être assez près du Groupe de Kewagama mais la limite de celui-ci n'est pas connue localement à cause de la rareté des affleurements.

Le puits de Black Cliff est à la charnière du pli P_2 le plus important du secteur (figure 5.8.1). C'est un anticlinal EW à plongée subverticale, le même qui passe près du puits de Malartic Hygrade.

ROCHES ENCAISSANTES

La figure 5.8.1 montre l'allure du pli et celle des lithologies

principales et des veines.

Deux unités gabbroïques séparées par une mince bande de tuf constituent la roche-hôte principale. L'unité inférieure, indiquée comme "diorite verte" sur les vieilles cartes, est un gabbro vert foncé, riche en magnétite et ilménite (analyse no 3, tableau 4.3). Un litage magmatique, particulièrement bien développé à sa partie supérieure, montre une alternance de couches centimétriques ou décimétriques mafiques et felsiques. L'unité supérieure constituée de "diorite grise" n'affleure pas et n'a pu être étudiée. C'est présumément un faciès feldspathique ou quartzo-feldspathique des filons-couches.

Les roches stratigraphiquement sous-jacentes aux filons-couches principaux sont constituées surtout de laves mafiques coussinées avec un peu de lave massive et de "diorite". Quelques petits affleurements au NW du puits, au-dessus des filons-couches, montrent des brèches de coulées ou roches pyroclastiques à fragments felsiques dans une matrice à biotite et chlorite et un peu de conglomérat à cailloux volcaniques variés surtout felsiques. Quelques dykes felsiques gris pâle recoupent les filons-couches mais ils sont peu nombreux.

Une schistosité EW co-axiale au pli P_2 est pénétrative et bien développée dans les laves coussinées et bréchiques. Des zones de cisaillement EW, souvent carbonatées et parfois biotitisées, ont aussi été observées dans les laves coussinées. Les filons-couches ne contiennent pas de schistosité généralisée: ils contiennent de nombreuses zones de cisaillement EW séparant des tranches non foliées près de la charnière du pli.

5.8.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

DESCRIPTION DES VEINES

Les veines peuvent être divisées en deux groupes selon leur position et leur orientation:

- 1- veines EW, à la charnière du pli. Elles sont dans le gabbro vert, tout près du puits (veines 1 à 8 de la figure 5.8.1).
- 2- Zones minéralisées à 115°/60°NE, sur le flanc long du pli. Elles sont dans la ferrodiorite grise et au sommet stratigraphique du gabbro vert, à 200 m au SE du puits (nos 10 à 14 de la figure 5.8.1).

(1) Des affleurements près du puits montrent que les zones de cisaillement déjà mentionnées contiennent localement des lentilles de quartz dans leur partie centrale. Certaines veines de quartz sont déformées, donc contemporaines au cisaillement. Une veine importante (no 7) a été suivie sur 50 m par une galerie souterraine. Sa teneur moyenne dans la galerie est de 6,5 g/t Au sur 0,75 m d'épaisseur. Sa direction est de 90° et son pendage est abrupt vers le nord. D'après Ingham (1949), la zone minéralisée est constituée d'une veine centrale de quartz de 0,3 m d'épaisseur entourée d'une zone schisteuse localement bréchifiée qui est recoupée par de nombreuses veinules de quartz.

(2) Les zones minéralisées situées à 200 m au SE du puits ne sont connues que par de vieux sondages. La corrélation des veines individuelles et leur orientation peuvent être erronées dans certains cas mais les forages sont suffisamment nombreux pour donner l'allure générale. La zone no 13 est, de loin, la plus importante puisque les 3/4 des réserves de l'évaluation de 1963 s'y trouvaient.

MINÉRALOGIE DES VEINES, ALTERATION DES ÉPONTES

Une zone minéralisée dégagée près du puits de Black Cliff est formée de veines de quartz, mais aussi de brèche gabbroïque, de matériel rubané riche en carbonate et albite et d'épentes gabbroïques altérées. Les constituants des veines sont, en ordre décroissant: le quartz, le carbonate, l'albite, la biotite, la chlorite, l'actinolite, l'ilménite, le sphène et la tourmaline. Les sulfures sont formés de pyrite et de pyrrhotite avec des traces de chalcopyrite, de molybdénite, de sphalérite, d'or et de tellurures. Les mêmes minéraux se retrouvent en proportions différentes dans les autres types de roche. De l'or microscopique a été observé dans les veines et dans le gabbro altéré et riche en pyrrhotite.

Le gabbro altéré des épentes est enrichi en H_2O , K_2O , CO_2 et S (possiblement Na, Si). La pyrrhotite est abondante en bordure des veines. La teneur en biotite atteint localement 20% et peut atteindre 50% dans les clastes gabbroïques des brèches. La roche est partiellement chloritisée mais cette altération ne va pas strictement de pair avec la biotitisation: certaines roches riches en biotite contiennent de la hornblende presque sans chlorite. L'épidote disparaît mais l'amphibole est nettement plus stable et un peu d'actinolite est présente dans les veines de quartz (c'est l'inverse dans les gîtes aurifères de Val d'Or, où l'épidote est plus stable que l'actinolite.)

5.8.6 DISCUSSION

Le contrôle de la minéralisation aurifère par la déformation D_2 est particulièrement évident à Black Cliff. La minéralisation est dans des veines de cisaillement subparallèles au plan axial à la charnière du pli P_2 . Sur le flanc long du pli, les zones minéralisées semblent devenir paraconcordantes aux formations, mais elles ne sont connues que par forage et leur direction est imprécise. Leur position légèrement au sud de la charnière d'un pli anticlinal est très semblable à celle du minerai de diorite dans des zones de failles à la mine Camflo. À ce dernier endroit, les failles minéralisées ne sont pas strictement concordantes aux formations mais légèrement obliques à celles-ci.

La minéralisation de Black Cliff se rencontre dans les filons-couches mafiques. Ceux-ci, généralement non foliés, sont bien plus compétents que les laves coussinées et bréchiques qui possèdent une schistosité pénétrative. Donc, comme à beaucoup d'autres endroits dans la région de Malartic, la minéralisation favorise la roche localement la plus compétente. Incidemment, la diorite grise est probablement plus compétente que le gabbro vert si elle est plus feldspathique.

5.9 FIRST CANADIAN, ZONE KIERENS (AUR RESOURCES INC)

5.9.1 LOCALISATION

La compagnie First Canadian, une filiale de Aur Resources Inc., détient les lots 62, 63 et 64 du rang I, canton Malartic, à 10 km à l'est de la ville de Malartic et à 2 km à l'est du puits de la mine Camflo.

5.9.2 HISTORIQUE

La propriété de First Canadian faisait autrefois partie de la propriété de la mine Norlartic dont l'historique a été décrit dans un autre rapport (Imreh et al., en préparation). Durant les opérations minières, une longue galerie située à une profondeur de 230 m fut percée jusqu'à la zone NW ou Kierens mais on n'y fit aucune exploitation.

Des forages de surface effectués par Aur Resources en janvier 1986 indiquèrent des réserves possibles de 635 000 tonnes à une teneur de 6,8 g/t Au. Un puits fut creusé en 1986 et 1987 et l'exploration souterraine de la zone Kierens est présentement en cours.

5.9.3 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

Les roches encaissantes sont les mêmes qu'à la mine Norlartic qui a été décrite par Sauvé (dans Imreh et al., en préparation). Le rapport qui suit présente le contexte local de la zone Kierens. Il est basé sur une visite souterraine et sur des communications orales du personnel de Aur Resources Inc. La description de la minéralogie et de l'altération est basée sur l'examen de 10 lames pétrographiques.

5.9.4 GEOLOGIE LOCALE

La zone minéralisée de Kierens est dans la Formation de Jacola (basaltes et komatiites), à l'intérieur de la zone majeure de cisaillement de Norbenite ou Norlartic. Cette dernière est une zone schisteuse, hydratée et carbonatée, de 30 à 60 m d'épaisseur, de plusieurs kilomètres de longueur et elle est injectée par plusieurs filons-couches ou dykes calco-alcalins intermédiaires et felsiques. Le minerai autrefois exploité par la mine Norlartic ("zone principale") provenait d'un filon-couche de microdiorite calco-alcaline dans cette même zone de cisaillement à 1 km au SE de la zone Kierens (figure 5.9.1). La zone de cisaillement est à peu près parallèle aux formations mais celles-ci n'affleurent pas et sont sans lit-repère connu. Les roches de la zone cisailée sont surtout basaltiques à Norlartic et komatiitiques à First Canadian. Il n'est donc pas certain que la zone cisailée soit strictement parallèle aux formations.

5.9.5 GEOLOGIE ECONOMIQUE

ZONE DE NORBENITE

Les corps minéralisés sont dans une zone altérée dans la partie centrale de la zone cisailée de Norbénite (figures 5.9.1 et 5.9.3). La composition des unités lithologiques est la suivante:

- 1) les épontes de la zone cisailée sont constituées de komatiite généralement massive, grise, faiblement magnétique.
- 2) la zone cisailée de Norbénite est composée surtout de schiste ultramafique à chlorite-talc (+ actinolite et carbonate) peu magnétique mais elle contient aussi plusieurs couches de "volcanites

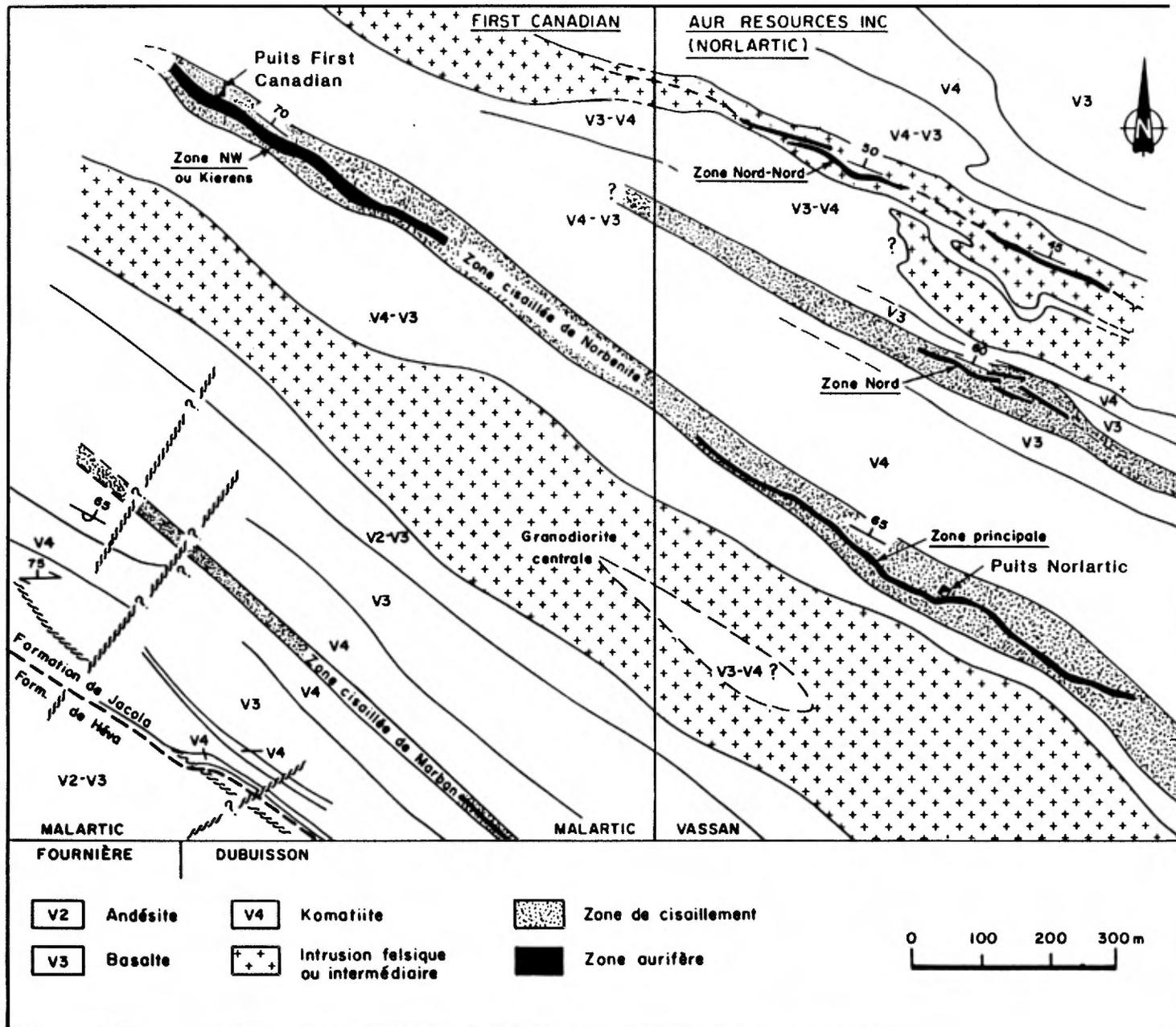


Figure 5.9.1 Carte géologique des propriétés First Canadian et Norlartic. La zone Kierens et la zone minéralisée principale de Norlartic sont dans la zone de cisaillement de Norbenite (cartographié par Aur Resources).

mafiques altérées" et plusieurs dykes ou filons-couches intermédiaires et felsiques. Ces couches et filons-couches ont généralement de 1/2 m à quelques mètres d'épaisseur. Les "volcanites mafiques" sont des roches fines foncées, à chlorite-calcite-albite, moins schisteuses que le schiste ultramafique. On présume qu'elles dérivent de laves basaltiques, qui sont abondantes dans la formation, mais leur nature extrusive ou intrusive n'est pas établie.

- 3) La zone altérée est constituée des trois lithologies déjà décrites mais plus altérées avec, ici et là, des veines et veinules d'albite, quartz et carbonate. Le schiste ultramafique montre une ségrégation du carbonate et de la chlorite en rubans lenticulaires de 0,5 mm d'épaisseur. Les volcanites mafiques, parfois très riches en calcite, contiennent jusqu'à 5% de cubes de pyrite de quelques millimètres. Des zones qu'on dit "silicifiées" sont, en fait, des zones albitisées. Souvent, on ne peut distinguer si elles dérivent de "volcanites mafiques" ou de filons-couches intermédiaires.

Les dykes ou filons-couches sont surtout de couleur foncée, assez riches en chlorite, de composition intermédiaire et à grain fin. Ils sont antérieurs à la minéralisation aurifère et ils sont probablement identiques aux dykes de "microdiorite calco-alkaline" de la zone principale de Norlartic. Des dykes felsiques de teinte rougeâtre (traces d'hématite), qui ne contiennent pas de minerai, marquent souvent la limite nord de la minéralisation aurifère (G. Mannard, comm. pers.). L'hypothèse a été avancée que ces dykes rougeâtres pourraient être postérieurs à la minéralisation (G. Mannard, comm. pers.). Les dykes rougeâtres sont plutôt riches en muscovite tandis que les dykes de

microdiorite n'en contiennent pratiquement pas. Ils se comparent peut-être au "dyke mauve" de la zone no 8 de Malartic Hygrade qui est également riche en muscovite et apparemment tardif dans la période de minéralisation.

DESCRIPTION DES CORPS MINERALISES

Les géologues de Aur Ressources ont reconnu trois modes ou "styles" de minéralisation:

- 1) veine de quartz relativement simple et isolée due à une fracture principale. La veine no 1 décrite plus bas en est un bel exemple.
- 2) Stockwerk ou réseau de veinules multiples dans les dykes de microdiorite. La roche est compétente et les veinules peuvent courir dans toutes les directions. La microdiorite contient une pyrite fine et elle peut être légèrement blanchie en bordure des veinules (ce mode de minéralisation est identique à celui de la zone principale de Norlartic).
- 3) Essaim de veinules de quartz sub-parallèles dans les "volcanites mafiques" fortement pyritisées. Les cubes de pyrite peuvent atteindre 1 cm et former jusqu'à 5% de la roche (c'est semblable au style de minéralisation de la zone nord de Norlartic).

La veine no 1 (photo 5.9.1) est une veine de quartz étroite, communément de 1/2 m d'épaisseur, mais elle est riche et contient souvent de 35 à 100 g/t Au. L'échantillonnage d'une galerie qui l'a suivie sur 66 m a donné une teneur moyenne de 21,6 g/t Au sur la largeur de la galerie (figure 5.9.2). L'or visible est commun, surtout près des épontes chloriteuses. La bordure de la veine n'est pas plane mais irrégulière

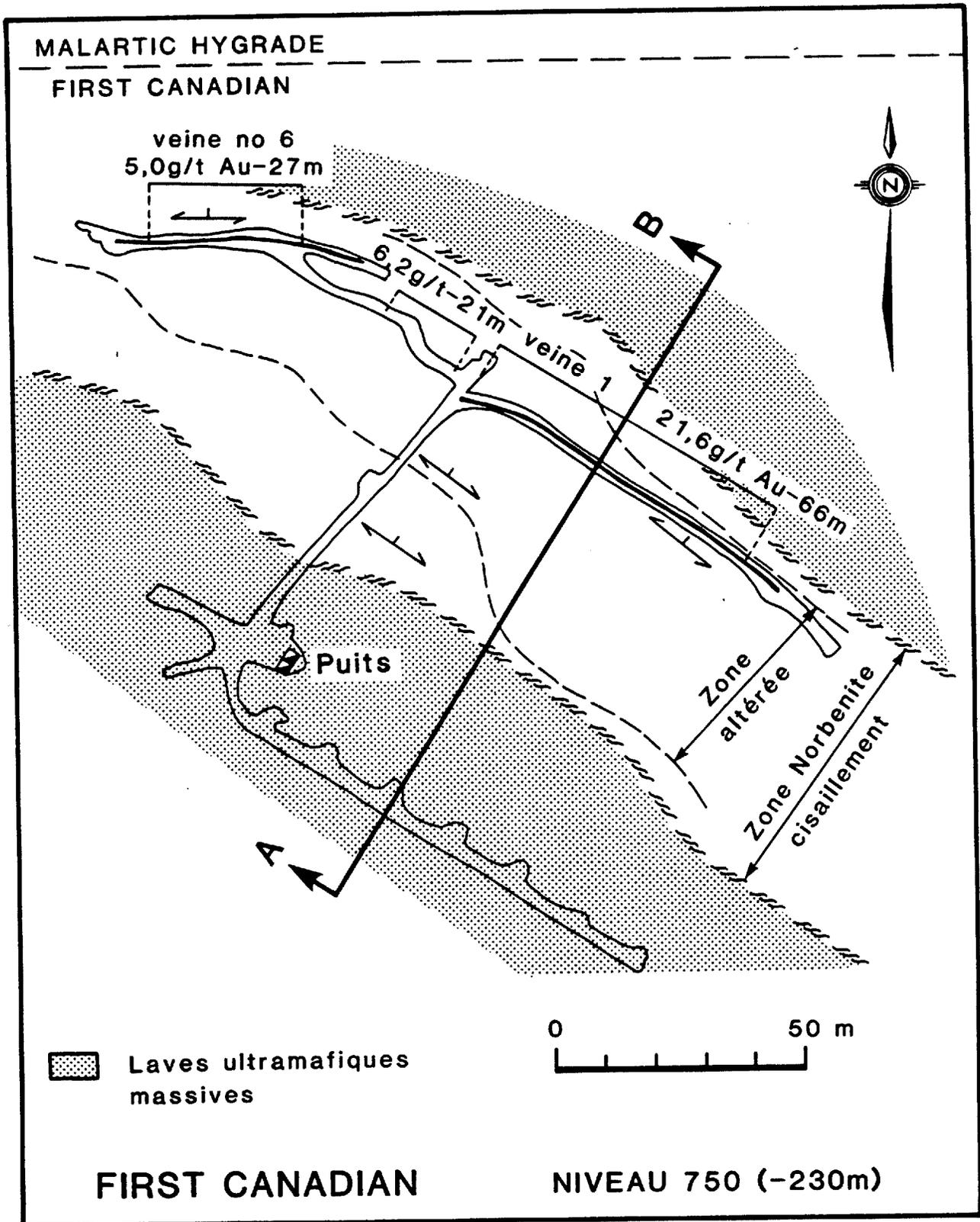


Figure 5.9.2 Plan géologique, niveau 750, montrant la distribution de quelques veines de quartz dans la partie altérée de la zone de cisaillement de Norbenite (d'après un plan de Aur Resources).

avec de nombreuses veinules ou apophyses de quartz aurifère qui se projettent dans l'éponte (photo 5.9.1). La veine contient des enclaves d'épontes, souvent étirées, parfois angulaires.

RELATIONS STRUCTURALES

La zone de cisaillement de Norbénite a une direction de 120°. Son pendage varie de 70°N en surface à vertical en profondeur (figure 5.9.3). Toutes ses composantes lithologiques, sauf quelques veinules de quartz-albite, sont à peu près parallèles à la zone. La déformation est intense à en juger par la forte schistosité et par la ségrégation du carbonate, de la chlorite et du talc en filonnets lenticulaire. Les nombreuses veinules de quartz témoignent de déformations répétées. La schistosité s'enroule autour des extrémités de dykes boudinés. Des petites veines de quartz sont plissotées et boudinées: leurs axes plongent abruptement vers l'est dans certains cas. Le mouvement de la zone de cisaillement est mal connu. D'après des formes de cymoides, G. Mannard (comm. pers.) croit que la direction de glissement plonge vers le NW: le côté sud se serait élevé relativement au côté nord avec une composante horizontale dextre.

Les données de sondage suggèrent que les secteurs enrichis en or plongent abruptement vers l'est.

La zone no 1 recoupe obliquement les diverses lithologies: sa direction est de quelques degrés à gauche de celle des dykes et couches de volcanites mafiques. La veine est plus étroite dans le schiste ultramafique incompetent, plus large et avec plus de veinules subsidiaires à la veine principale où elle recoupe les volcanites

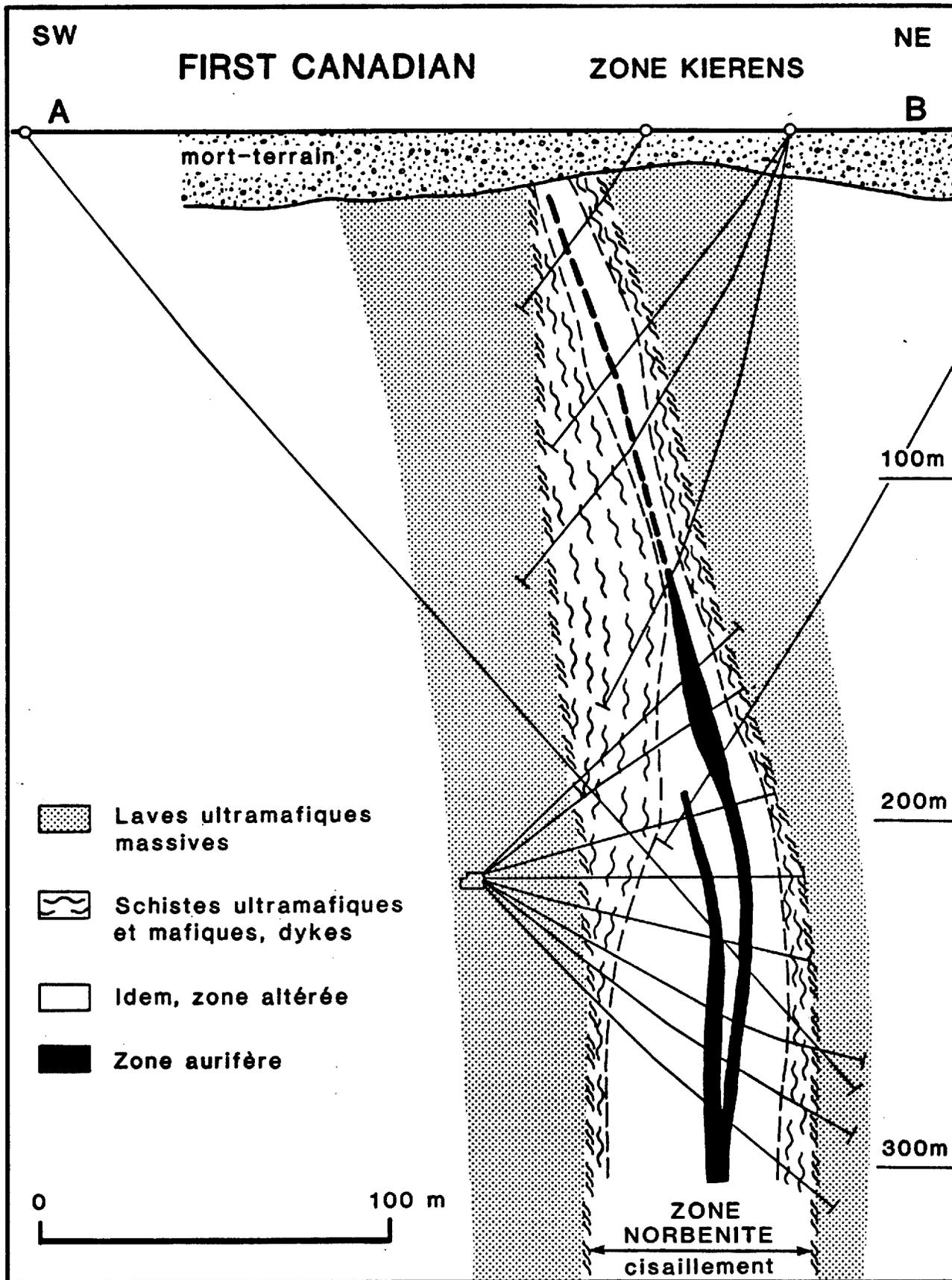


Figure 5.9.3 Coupe verticale AB de la zone Kierens de First Canadian (d'après une coupe de Aur Resources).

mafiques et, surtout, le dyke intermédiaire plus compétent (G. Mannard, comm. pers.).

La veine no 6 et la schistosité sont EW, à pendage N abrupt à l'extrémité NW du secteur exploré (figure 5.9.2). La zone de Norbénite semble tourner ici, ou elle est déplacée par un cisaillement EW (quelques forages faits dans son prolongement NW sur les terrains de Malartic Hygrade n'ont pas réussi à la retrouver).

MINERALOGIE

La veine no 1 est surtout constituée de quartz. Des plages grises à bordure diffuse, possiblement dérivées d'enclaves, sont riches en albite avec un peu de carbonate, de chlorite, de pyrite et des traces de muscovite, de rutile et d'ilménite. La pyrite est peu abondante: moins de 1% dans la veine, peut-être 1 ou 2% dans l'éponte immédiate. Elle est plus abondante et plus grenue dans les épontes constituées de volcanites mafiques. Des traces de chalcopryrite et de sphalérite ont été notées, ainsi qu'un peu de molybdénite dans l'éponte schisteuse de la veine (G. Mannard, comm. pers.). L'or visible est commun dans la veine.

De l'or est aussi présent en inclusions microscopiques dans la pyrite des épontes. La pyrite contient également des inclusions de chalcopryrite, de magnétite, de pyrrhotite et de pentlandite.

ALTERATION

Les laves ultramafiques non cisillées en bordure de la zone de Norbénite sont constituées d'un enchevêtrement de grains fins de serpentine, de talc et de chlorite, d'une quantité variable de trémolite

et d'un peu de magnétite. Le carbonate et le talc sont plus abondants que dans des serpentinites massives observées sur la propriété Norlartic. Dans la zone de cisaillement, la serpentine fait place à la chlorite modérément pléochroïque, la chlorite et le talc sont plus grenus et la magnétite devient plus rare. Des aiguilles d'actinolite sont visibles, dans certaines couches. La ségrégation entre carbonate et chlorite est plus marquée et le rubanement plus intense dans la zone altérée.

Les "volcanites altérées" sont des roches à albite - chlorite - calcite - quartz avec un peu de biotite, d'ilménite, de rutile et parfois de la muscovite. Elles sont beaucoup plus riches en calcite et chlorite que les basaltes hors des zones schisteuses qui sont des roches à hornblende avec un peu d'épidote. Les "volcanites mafiques" deviennent pyriteuses dans la zone d'altération.

Les roches de la zone Norbénite ont donc subi une addition métasomatique de S et CO₂. Les volcanites mafiques ont été hydratées (chlorite). Il y a possiblement eu addition de Na dans les roches albitisées ("silicifiées") mais ce n'est pas certain car leur composition originale est mal connue. L'addition de K est négligeable, même à la bordure des veines.

5.9.6 DISCUSSION

Le gîte de First Canadian (comme celui de Norlartic) est un bel exemple de minéralisation aurifère dans une large zone de cisaillement contenant plusieurs petits dykes ou filons-couches. La veine no 1 est à haute teneur d'or et basse teneur de pyrite (incluant la pyrite des épontes). Le contraste est cependant moins marqué pour d'autres veines.

La minéralisation dans une large zone de schistes ultramafiques ressemble au contexte de la zone K de la mine Siscoe (Trudel, 1985).

La zone no 8 de Malartic Hygrade est à 1,5 km de la zone Kierens et dans la même Formation de Jacola. Il y a plusieurs ressemblances dans la minéralogie et l'altération de ces gisements, mais aussi de grandes différences: (1) la zone no 8 est foliée ou cisailée mais ses épontes le sont peu et il n'y a aucune commune mesure avec l'étendue du cisaillement de la zone Norbénite; (2) l'abondance de pyrite disséminée (10-15%) dans la zone no 8 est en contraste avec sa rareté relative dans la bordure de la veine no 1 de First Canadian.

La zone Kierens est dans un cisaillement à 120° près de son intersection avec un cisaillement EW. La veine no 6, qui est EW, suggère que la période de minéralisation aurifère n'était pas terminée lors du cisaillement EW. La zone no 8 de Malartic Hygrade est aussi dans un cisaillement longitudinal (140°) recoupé par une zone de cisaillement EW.

CHAPITRE 6

INCLUSIONS FLUIDES (PAR LAO KHEANG)

6.1 INTRODUCTION

La mine Camflo étant la seule qui soit présentement accessible dans la région de Malartic, l'étude des inclusions fluides a été limitée à ce gisement. En effet, la possibilité de prendre des échantillons dans une mine en opération assure un bon contrôle sur les matériaux prélevés, contrairement aux échantillons recueillis sur les terrils d'anciennes mines.

La géologie de la mine Camflo a été décrite par Sauvé et Makila (1987) et dans la section 5.6 de ce rapport. Rappelons simplement qu'environ 90% du minerai de cette mine provient d'une cheminée de monzonite quartzifère recoupant les roches volcaniques et sédimentaires. L'autre 10% de la production provient de petit amas dispersés dans les diorites, les sédiments et les formations de fer situés à l'extérieur de cette cheminée.

Sur certains niveaux, jusqu'à 20% du volume de la cheminée de monzonite est minéralisé et constitue du minerai aurifère; l'autre 80% est stérile.

Cette étude des inclusions fluides est donc centrée surtout sur la cheminée de monzonite en raison de l'importance des zones minéralisées dans cette intrusion. Des échantillons de la diorite pyritisée, du sédiment et de la formation de fer ont également été examinés afin de

comparer leurs données avec celles de la cheminée de monzonite. Nous avons également étudié des échantillons de monzonite stérile provenant de la cheminée afin de caractériser le fluide magmatique résiduel présent lors de la cristallisation du quartz dans la monzonite.

6.2 TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les inclusions fluides sont étudiées dans des sections polies sur les deux surfaces. L'épaisseur des sections polies varie de 200 microns dans les veines de quartz à approximativement 100 microns dans la monzonite. Afin de minimiser la contamination de surface, les sections polies sont nettoyées dans un bain aux ultrasons pour que toute la poudre de roche et d'alumine provenant de la boue de polissage soit enlevée.

Les mesures thermométriques sont effectuées à l'aide d'une platine Chaimeca réchauffante-refroidissante. Pour cette platine, les variations de température sont de -180 à $+600^{\circ}\text{C}$. La précision de la platine est vérifiée régulièrement en comparant avec des standards dont la température de fusion (T_f) est bien établie, soit l'eau pure ($T_f = 0^{\circ}\text{C}$), le tétrachlorure de carbone ($T_f = -22,8^{\circ}\text{C}$), le CO_2 pur ($T_f = -56,6^{\circ}\text{C}$), le toluène ($T_f = -95^{\circ}\text{C}$) et les produits Merck (T_f de 70 à 398°C). Les mesures peuvent être répétées avec une exactitude de $0,1$ à $0,3^{\circ}\text{C}$ pour des températures de -100 à $+100^{\circ}\text{C}$, et de $0,3$ à 1°C pour des températures de 100 à 400°C .

Des analyses chimiques semi-quantitatives des constituants non-volatils des inclusions fluides sont exécutées à l'aide de la microsonde. La microsonde fonctionne à 15KV avec un courant moyen de

20 nA. Le faisceau d'électrons est élargi pour couvrir toute la surface de la cavité de l'inclusion éclatée. Une sonde pourvue d'un système à énergie dispersive est appropriée pour ce type d'analyses. Toutes les analyses sont effectuées sur les résidus "in situ" produits par l'évaporation des phases volatiles à des températures d'environ 100 à 150°C (Metzger et al., 1977) ou aux températures de décrépitation (Eadington, 1974). Les éléments plus légers que le Na ne peuvent être détectés par cette méthode. Des analyses expérimentales exécutées sur des précipités de NaCl pur démontrent que les rapports atomiques de **Na/Cl** sont corrects à l'intérieur d'une marge d'erreur de 5% ($\text{Na/Cl} = 1 \pm 0,05$).

6.3 ECHANTILLONS ETUDIÉS

Les échantillons utilisés pour cette étude ont été recueillis par Pierre Sauvé (1986) et Daniel Chainey (1980 et 1981) dans le cadre de leurs études sur la métallogénie aurifère à la mine Camflo. Étant donné que les zones minéralisées se trouvent dans plusieurs types de roches hôtes, le choix des échantillons s'est basé sur l'importance des zones minéralisées et des différents types de lithologie. Trois groupes d'échantillons ont été choisis:

- (1) cinq échantillons de veines de quartz et sulfures provenant du minerai de la cheminée monzonitique (DC24-20, DC-B, DC-P1), 16-24-66 et 16-7-232) ont été choisis sur différents niveaux de la mine. L'épaisseur des veines de quartz varie approximativement de 2 à 10 mm. Les veines sont composées essentiellement de quartz très fracturé (figure 6.1a) avec des quantités mineures de sulfures et de carbonate. Une monzonite pyritisée (3 à 5% de

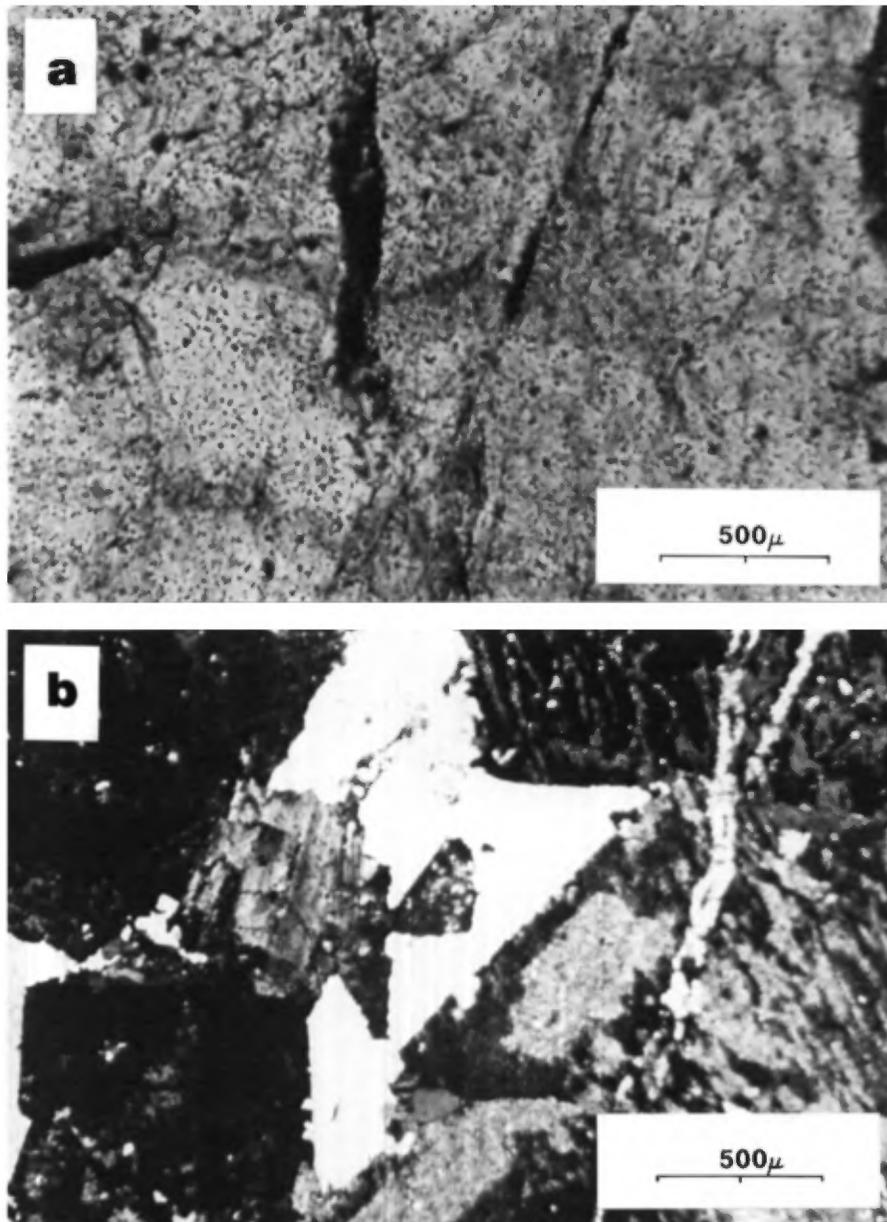


Figure 6.1 - (a) Quartz, très fracturé dans une veine avec de courtes traînées d'inclusions fluides et (b) quartz magmatique dans la monzonite de la mine Camflo

pyrite) est la roche-hôte de toutes ces veines. Ces échantillons contiennent des inclusions fluides qui sont intimement reliées au fluide impliqué dans la formation des zones minéralisées à l'intérieur de la cheminée de monzonite.

- (2) Trois échantillons provenant des zones minéralisées situées à l'extérieur de la cheminée: des veines de quartz dans la diorite pyritisée (24-168-1655), dans le sédiment minéralisé (DC21-30) et dans la formation de fer pyritisée (CM-201). La diorite et le sédiment sont fortement altérés et contiennent de 5 à 7% de pyrite. Ces échantillons contiennent des inclusions fluides reliées aux saumures qui se propagèrent à l'extérieur de la cheminée de monzonite.
- (3) Afin de connaître les paramètres du fluide magmatique résiduel dans le quartz primaire de la monzonite, trois échantillons de monzonite stérile ont été choisis (4-51-70, 16-13-251 et CM-104). Ces échantillons contiennent moins de 0,5% de sulfures finement disséminés. Pétrographiquement, la monzonite est moyennement altérée et contient des minéraux primaires tels que l'albite, le feldspath potassique et le quartz accompagnés d'une quantité de minéraux secondaires tels que la séricite, la biotite, la chlorite et le carbonate. Le quartz dans ces échantillons est d'origine magmatique (figure 6.1b) et se retrouve dans les interstices entre les cristaux de feldspath. Ce quartz contient des inclusions fluides primaires reliées au fluide magmatique.

6.4 VEINES DE QUARTZ DANS LE MINERAI DE MONZONITE

6.4.1 TYPES D'INCLUSIONS

Les inclusions fluides peuvent être génétiquement divisées en deux catégories: (1) les inclusions primaires formées à la même époque que les minéraux-hôtes et (2) les inclusions secondaires formées dans des fractures tardives (Roedder, 1984). A la mine Camflo, cette distinction entre les inclusions primaires et secondaires n'est pas pratique parce que le matériel de veine est fortement fracturé et quelquefois recristallisé. Nous considérons que la plupart de ces inclusions sont secondaires. En général, les inclusions utilisées pour cette étude sont distribuées sous forme de courtes traînées à l'intérieur des grains de quartz. Les traînées plus longues et tardives passant à travers plusieurs grains de quartz contiennent des inclusions trop petites pour être étudiées.

Les inclusions fluides dans les veines et veinules de quartz provenant des cinq échantillons étudiés dans le minerai de monzonite sont divisées en trois groupes selon leur rapport H_2O/CO_2 : les inclusions aqueuses, aquacarboniques et carboniques. Les inclusions aqueuses contiennent essentiellement une solution saline alors que la quantité de CO_2 est minime. En général, le CO_2 dans les inclusions aqueuses ne peut être détecté à la température de la pièce. Toutefois, la présence de CO_2 peut quelquefois être détectée aux températures en-dessous de $0^\circ C$. Les inclusions aqueuses dans les veines de quartz et sulfures constituent à peu près 65% du nombre total des inclusions. En général, leur longueur est inférieure à 10 microns. La variété la plus commune est composée de deux phases: H_2O liquide et H_2O vapeur (figures 6.2a, b1 et b2; 6.3b2 et b3). La boule de vapeur occupe moins d'un

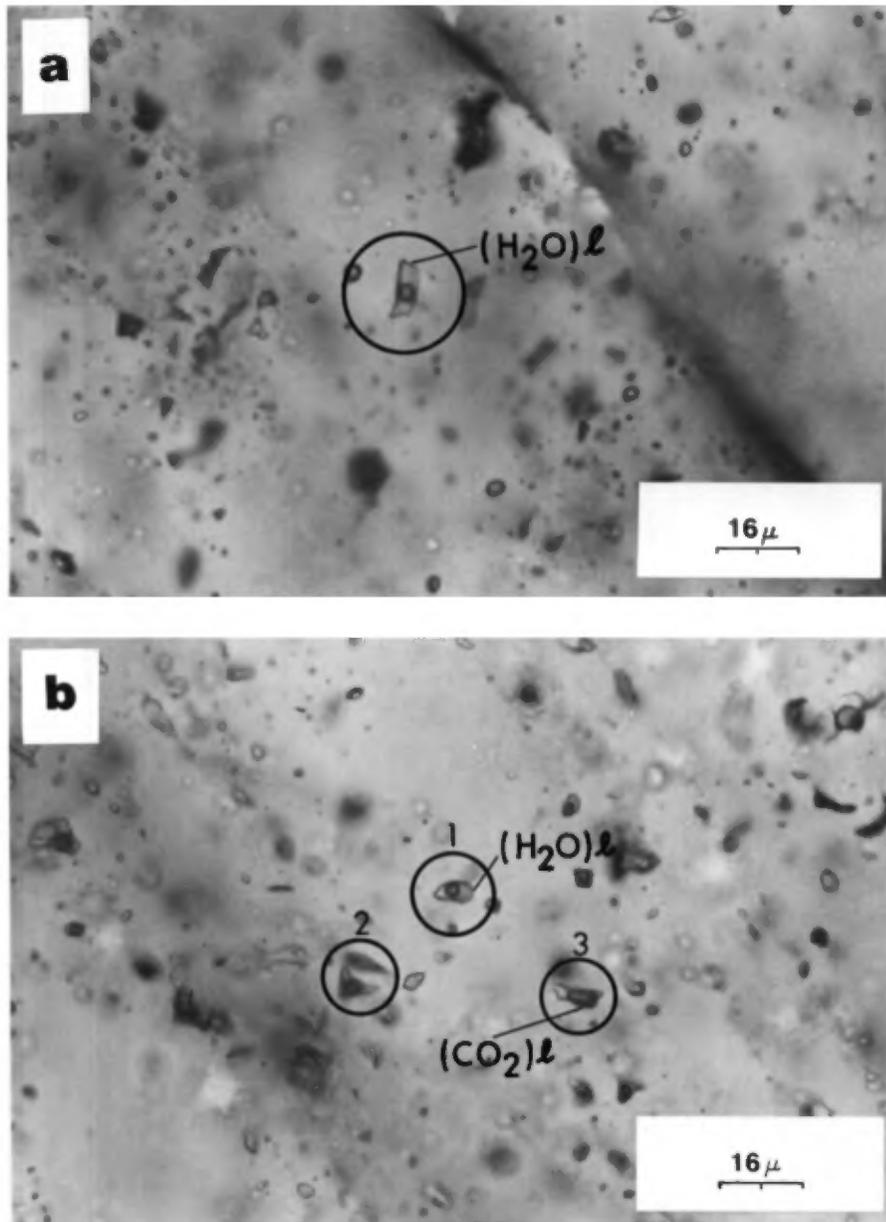


Figure 6.2 - Inclusions fluides aqueuses $(\text{H}_2\text{O})_{l+v}$ (a, b_1 et b_2) et inclusions aquacarboniques $(\text{H}_2\text{O})_l + (\text{CO}_2)_l$ (b_3) dans les veines de quartz-sulfures de la mine Camflo

tiers du volume total de l'inclusion. Toutes les inclusions aqueuses ont une salinité moyenne; c'est-à-dire qu'à la température de la pièce aucun cristal de NaCl n'est présent dans les phases fluides. Toutefois, des cristaux de carbonate, observés dans le quartz-hôte, sont également présents dans certaines inclusions aqueuses. En général, les inclusions aqueuses montrent des formes simples telles que ovale, tubulaire ou sphéroïde.

Les inclusions aquacarboniques contiennent deux phases principales (H_2O et CO_2) dont les proportions varient entre riches en H_2O et riches en CO_2 . Ces inclusions constituent à peu près 10% du nombre total des inclusions. A la température de la pièce, les inclusions à deux phases (H_2O) l + (CO_2) l (figure 6.2b3) sont plus abondantes que les inclusions à trois phases (H_2O) l + (CO_2) l + (CO_2) v (figure 6.3a). Toutes les inclusions aquacarboniques ont une salinité moyenne et contiennent quelquefois un petit cristal de carbonate.

Les inclusions carboniques sont plus abondantes que les inclusions aquacarboniques et constituent approximativement 25% du nombre total des inclusions. Dans ces inclusions, la phase fluide principale est le CO_2 . La plupart des inclusions carboniques contiennent une quantité minime de H_2O qui est généralement piégée contre la paroi de l'inclusion (figure 6.3b1). A la température de la pièce, les inclusions à une phase (CO_2) l sont les plus abondantes tandis que les inclusions à deux phases (CO_2) l + (CO_2) v sont observées moins souvent. Les cristaux de carbonate sont rarement présents dans les inclusions carboniques.

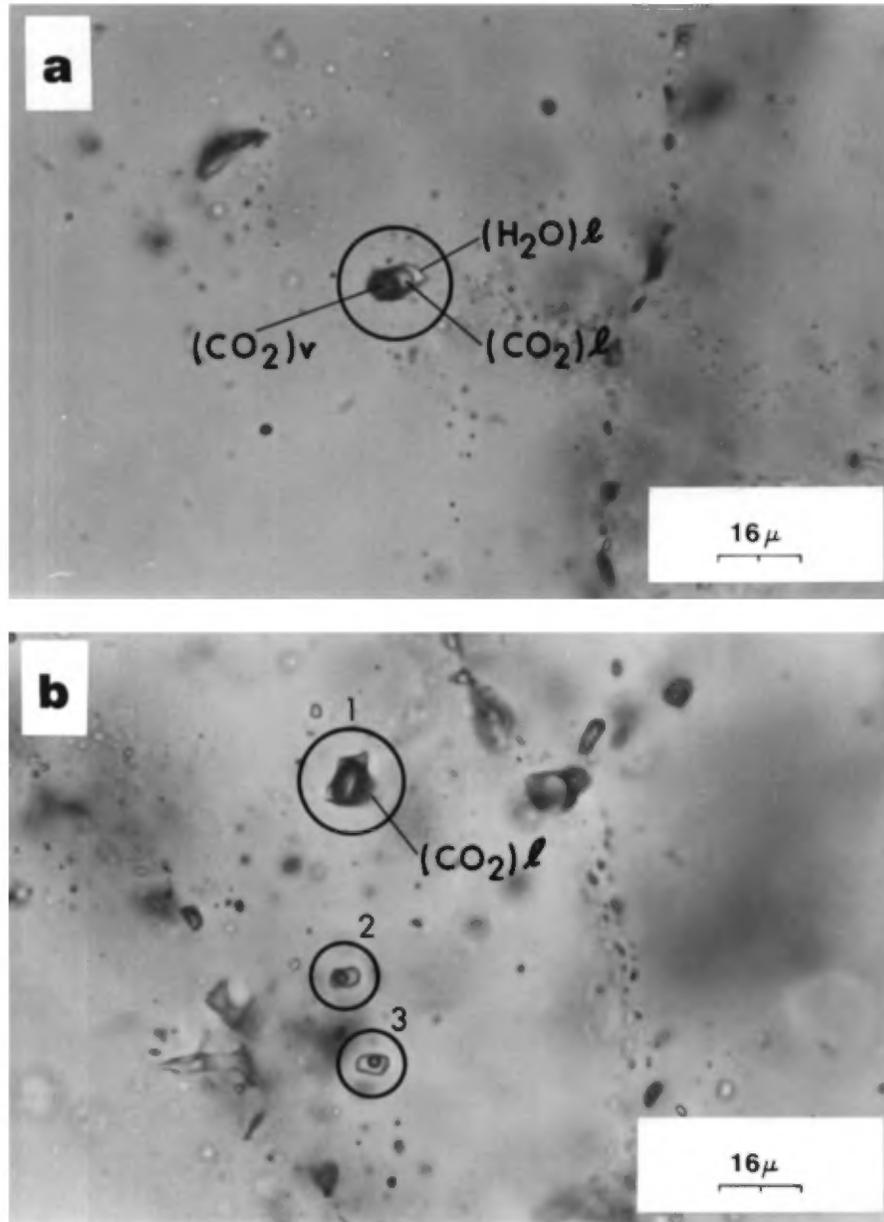


Figure 6.3 - (a) Inclusions aquacarboniques $(\text{H}_2\text{O})_l + (\text{CO}_2)_l + (\text{CO}_2)_v$, (b₁) inclusions carboniques $(\text{CO}_2)_l$ et (b₂, b₃) inclusions aqueuses $(\text{H}_2\text{O})_{l+v}$ dans les veines de quartz-sulfures de la mine Camflo

6.4.2 TF ET SALINITE EQUIVALENTE

Le "Tf" fait référence à la température de fusion de la glace formée par refroidissement des inclusions dans de l'azote liquide. Cette Tf est une caractéristique de la solution et varie en fonction de la salinité et de la nature du sel dissout dans le fluide. En pratique, nous utilisons une salinité équivalente correspondant au système NaCl-H₂O (Roedder, 1962) si la Tf est supérieure à -21,1° C (température eutectique du système, correspondant à 23,3% poids de NaCl). Dans les cas où la Tf est inférieure à -21,1°C, le système CaCl₂ - H₂O est plutôt utilisé. Ce système possède une température eutectique de -49,9°C lorsque la solution contient 30,2% poids de CaCl₂ (Crawford, 1981).

Dans le cas des inclusions aquacarboniques, nous déduisons leur salinité à l'aide de la température de fusion de l'hydrate gazeux (Tfhy) dans le système H₂O + CO₂ + NaCl (Collins, 1979).

La figure 6.4 représente la Tf des inclusions aqueuses dans les cinq échantillons provenant des veines de quartz dans la monzonite. Deux groupes se distinguent sur l'histogramme:

- (a) Le premier groupe a une Tf qui varie de -1 à -13°C et comprend des inclusions de quatre échantillons (DC-8, DC-24-20, 16-7-232 et 16-24-66). Ce groupe a un mode bien défini à -6° C. La salinité équivalente varie de 1 à 13% poids éq. NaCl et le mode correspondant est de 7% poids éq. NaCl (figure 6.5).
- (b) Le deuxième groupe a une Tf qui varie de -14 à -23°C et est constitué uniquement d'inclusions aqueuses provenant de l'échantillon DC-P1 (figure 6.4). Seulement sept inclusions ont une Tf comprise entre -13 et -10°. Le mode de ce groupe est à peu

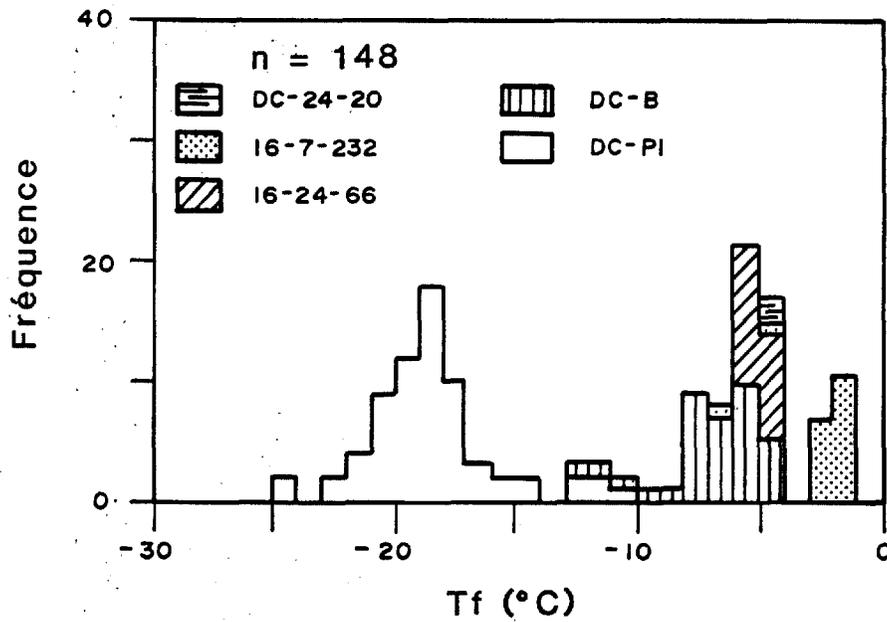


Figure 6.4-Températures de fusion de la glace pour les inclusions fluides aqueuses dans les veines de quartz - pyrite provenant de la monzonite.

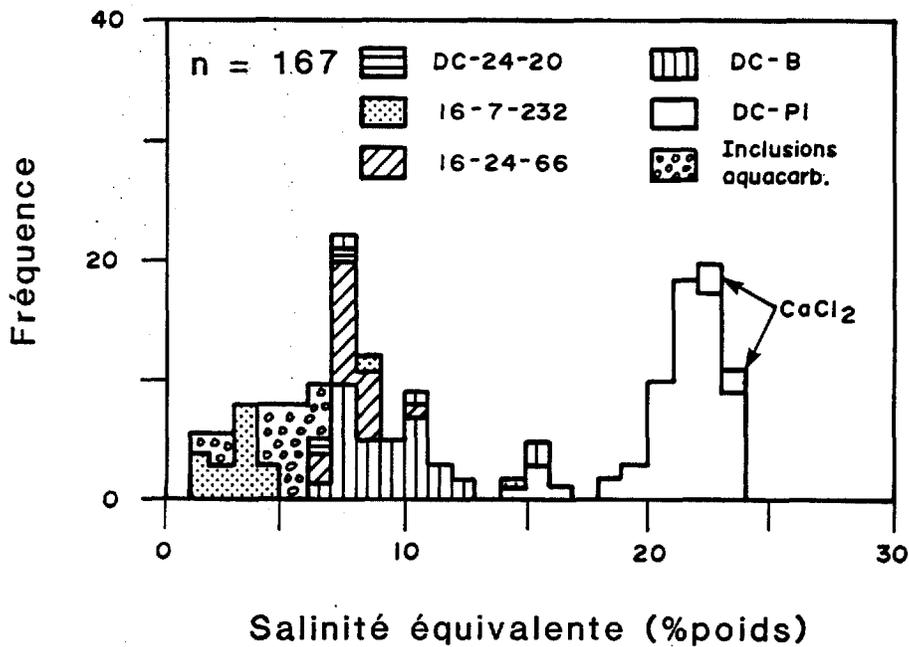


Figure 6.5-Salinité (% poids NaCl) des inclusions aqueuses et aquacarboniques dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite.
La salinité équivalente pour quatre inclusions est donnée en %poids de CaCl_2 .

près de -18°C . La salinité correspondante pour ce deuxième groupe varie de 18 à 24% poids éq. NaCl (figure 6.5) et la valeur modale est de 22% poids éq. NaCl.

Un nombre restreint d'inclusions aquacarboniques provenant des mêmes échantillons ont été utilisées afin de déduire leur salinité. La température de fusion de l'hydrate (T_{fhy}) varie de $+6$ à $+10^{\circ}\text{C}$ (figure 6.6) et le mode de l'histogramme est de $+7^{\circ}\text{C}$. La salinité correspondante varie de 1 à 7% poids éq. NaCl avec un mode de 6% (figure 6.5).

En conclusion, les inclusions fluides dans les veines de quartz et sulfures provenant du minerai de monzonite montrent une grande variation de salinité. Cette variation peut être reliée à différents fluides, comme nous en discuterons plus loin dans le texte.

6.4.3 TEMPERATURE D'HOMOGENEISATION DES PHASES FLUIDES

Les températures d'homogénéisation (T_h) des phases fluides dans les inclusions aqueuses varient de 100 à 360°C (figure 6.7). Toutes les inclusions s'homogénéisent en une phase liquide. Ce type d'homogénéisation suggère que ces inclusions ont été piégées à l'état liquide. Sur l'histogramme de la figure 6.7, les températures d'homogénéisation se divisent en deux groupes:

- a) le premier groupe possède une T_h qui varie de 100 à 200°C et est composé essentiellement d'inclusions provenant de l'échantillon DC-P1. Seulement quelques inclusions provenant d'autres échantillons sont présentes dans ce groupe. Le mode de ce premier groupe est de $120 - 130^{\circ}\text{C}$;

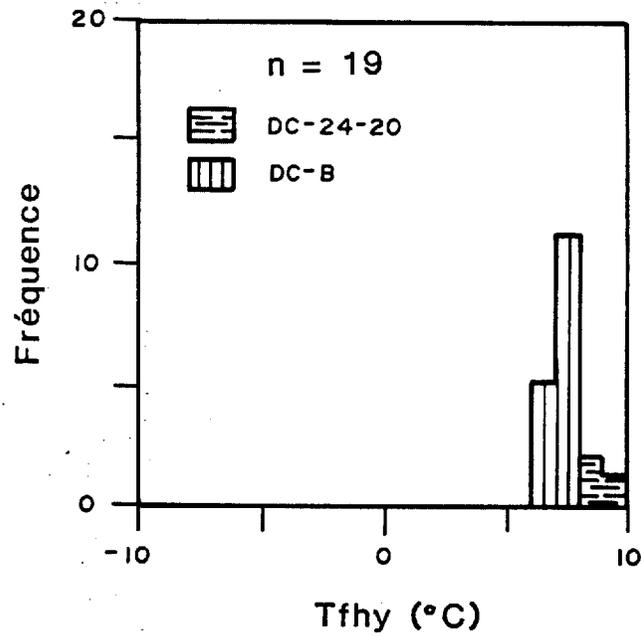


Figure 6.6-Températures de fusion de l'hydrate (Tfhy) pour les inclusions aquacarboniques dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite.

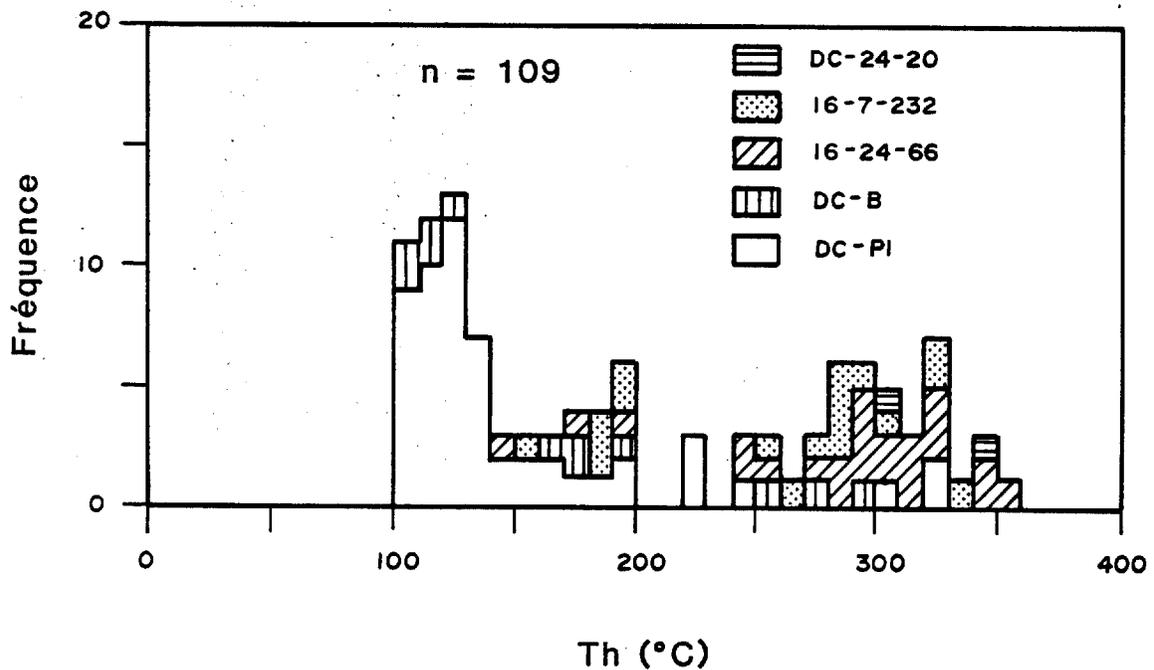


Figure 6.7-Températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite.

b) le deuxième groupe possède une Th qui varie de 240 à 360°C et comprend des inclusions provenant surtout de quatre échantillons (figure 6.7). Seulement quatre inclusions provenant de l'échantillon DC-P1 se trouvent dans ce groupe. Le mode de ce deuxième groupe est approximativement de 300°C.

Encore une fois, les inclusions de l'échantillon DC-P1 semblent se distinguer de celles des autres échantillons. Toutefois, la basse Th de l'échantillon DC-P1 n'indique pas nécessairement une basse température de formation, parce que la Th est aussi une fonction de la composition du liquide et de la pression.

Quant aux inclusions aquacarboniques, quelques mesures ont été effectuées sur l'homogénéisation des phases H₂O-CO₂ et les Th sont présentées à la figure 6.8. Ce paramètre peut servir de guide pour l'estimation de la température du système en conjonction avec les Th des inclusions aqueuses. Les Th (H₂O-CO₂) forment un seul groupe variant entre 220 et 350°C et le mode est de 290 à 300°C. Ce mode est comparable à celui obtenu pour le deuxième groupe d'inclusions aqueuses.

6.4.4 PARAMETRES DES INCLUSIONS RICHES EN CO₂

Les températures de fusion de la phase CO₂ (TfCO₂) dans les inclusions carboniques et aquacarboniques provenant de la mine Camflo varient entre -57 et -56,4°C (figure 6.9). Le mode de l'histogramme est de -56,6°C, ce qui correspond au CO₂ pur. La présence d'autres phases telles que CH₄ dans ces inclusions n'est donc pas significative.

D'autre part, les températures d'homogénéisation de la phase CO₂ (ThCO₂) dans les inclusions carboniques et aquacarboniques montrent une

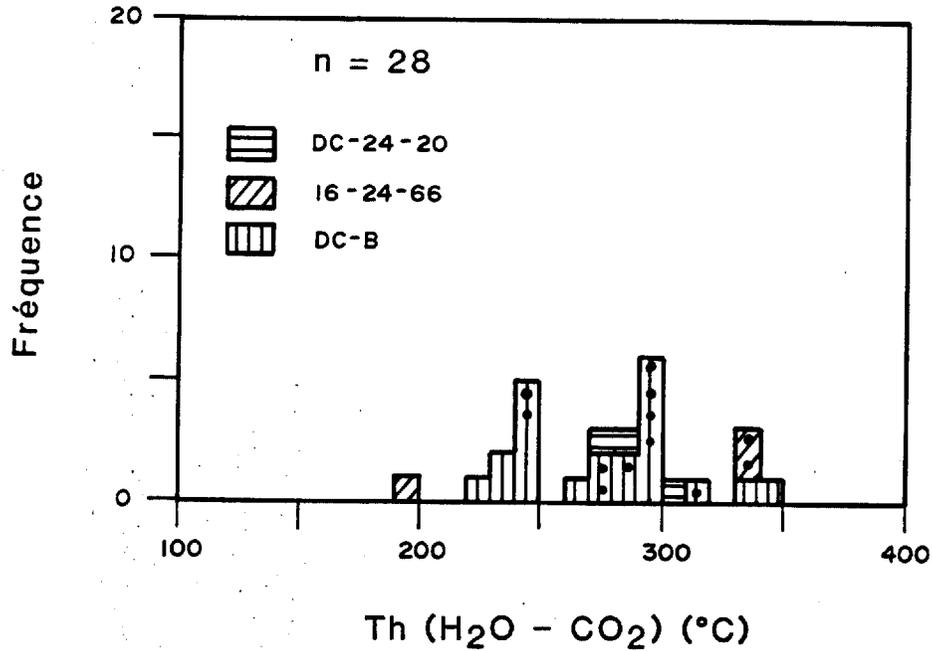


Figure 6.8 - Températures d'homogénéisation des phases H₂O - CO₂ (Th_{H₂O-CO₂}) des inclusions aquacarboniques dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite. Les points noirs indiquent l'homogénéisation en la phase CO₂, tandis que le reste est homogénéisé en la phase H₂O.

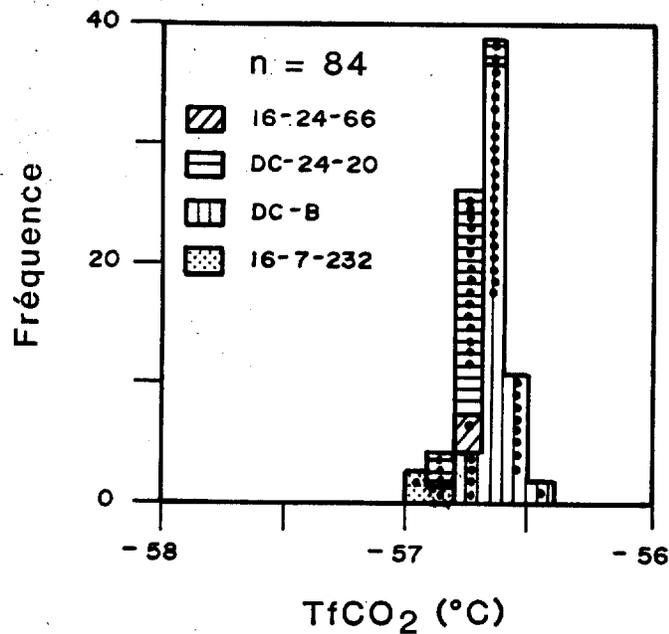


Figure 6.9 - Températures de fusion de la phase CO₂ (TfCO₂) dans les inclusions carboniques (points noirs) et aquacarboniques dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite.

grande variation, entre +1 et +32° C (figure 6.10). Seulement cinq mesures de la ThCO₂ se trouvent entre -9 et -22°C. Les valeurs de la ThCO₂ peuvent être divisées en trois groupes, leurs modes étant de 5,22 et 30°C respectivement. Cette grande variation indique que la densité de CO₂ varie de 0,47 pour ThCO₂ = 31,1°C à 0,91 pour ThCO₂ = 1°C.

6.4.5 ANALYSES CHIMIQUES

Des analyses à la microsonde ont été effectuées sur un nombre restreint de résidus d'inclusions dans les veines de quartz provenant du minerai de la cheminée de monzonite. Les dix éléments détectés sont: Na, Mg, Al, K, Ca, Mn, Fe, Ba, S et Cl. Les abondances relatives (rapports poids) de ces éléments par rapport aux alcalis totaux (Na + K) sont indiquées aux figures 6.11, 6.12 et 6.13.

Le Na est l'élément alcalin le plus abondant dans ces inclusions. La plupart des rapports Na/(Na + K) se situent entre 0,85 et 1 (figure 6.11 a). Ce groupe est constitué principalement d'inclusions provenant de l'échantillon DC-P1 et de quelques autres échantillons. Les rapports de quelques autres inclusions sont éparpillés entre 0 et 0,8 sans tendance bien définie. Ces rapports indiquent que le fluide relié aux veines de quartz est riche en Na plutôt qu'en K.

L'abondance relative du Ca est de beaucoup inférieure à celle du Na. La plupart des inclusions ont un rapport Ca/(Na + K) inférieur à 0,2 (figure 6.11c). Les autres éléments présents en quantités mineures sont: Ba < 0,05 (figure 6.11d), Mn < 0,02 (figure 6.12a), Fe < 0,02 en général (figure 6.12b) et Al < 0,01 (figure 6.12d). Mg est également présent en quantités minimales montrant une grande variation entre 0 et

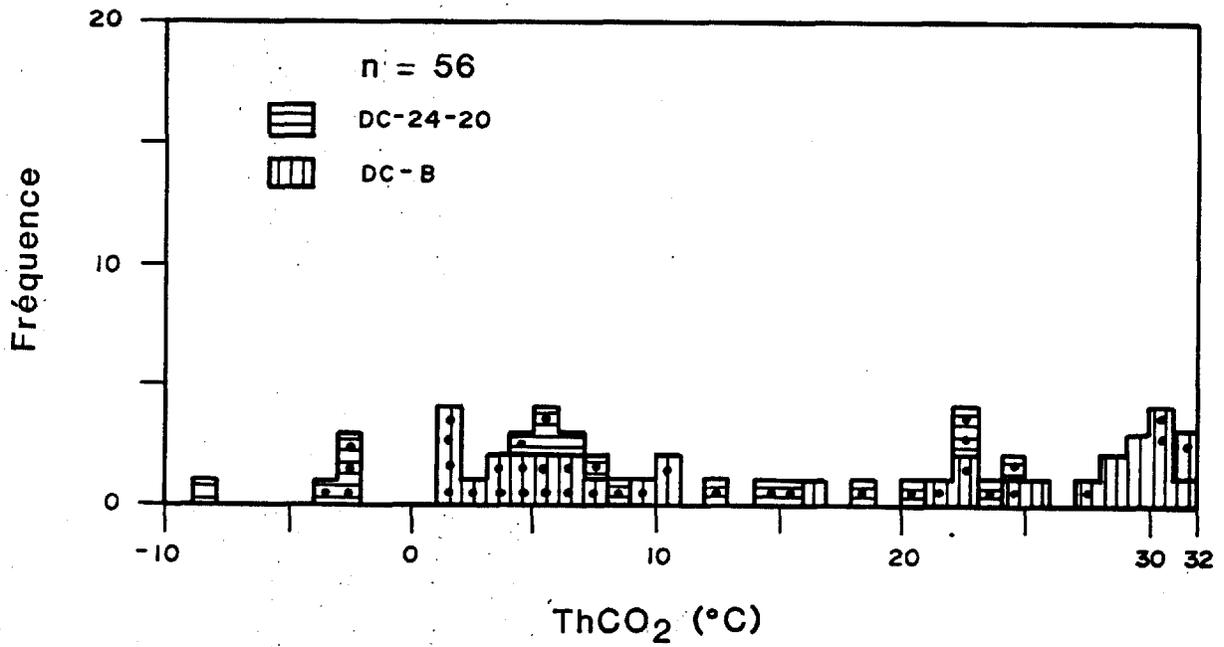


Figure 6.10-Températures d'homogénéisation de la phase CO₂ (ThCO₂) dans les inclusions carboniques (points noirs) et aquacarboniques des veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée de monzonite.

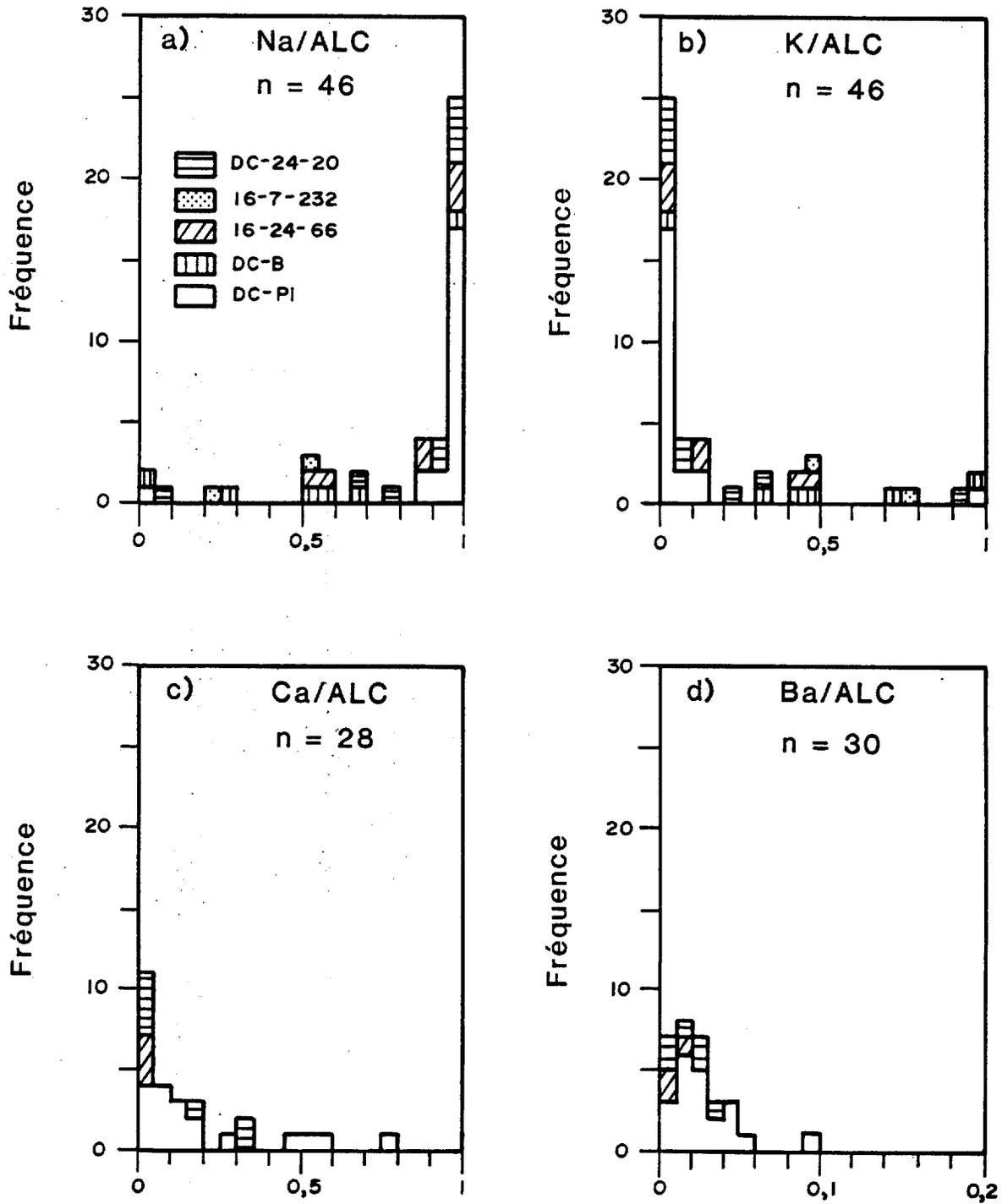


Figure 6.11 - Quantités relatives de Na, K, Ca et Ba par rapport au total des alcalis (ALC = Na + K) dans les inclusions fluides des veines de quartz du minerai de la cheminée de monzonite.

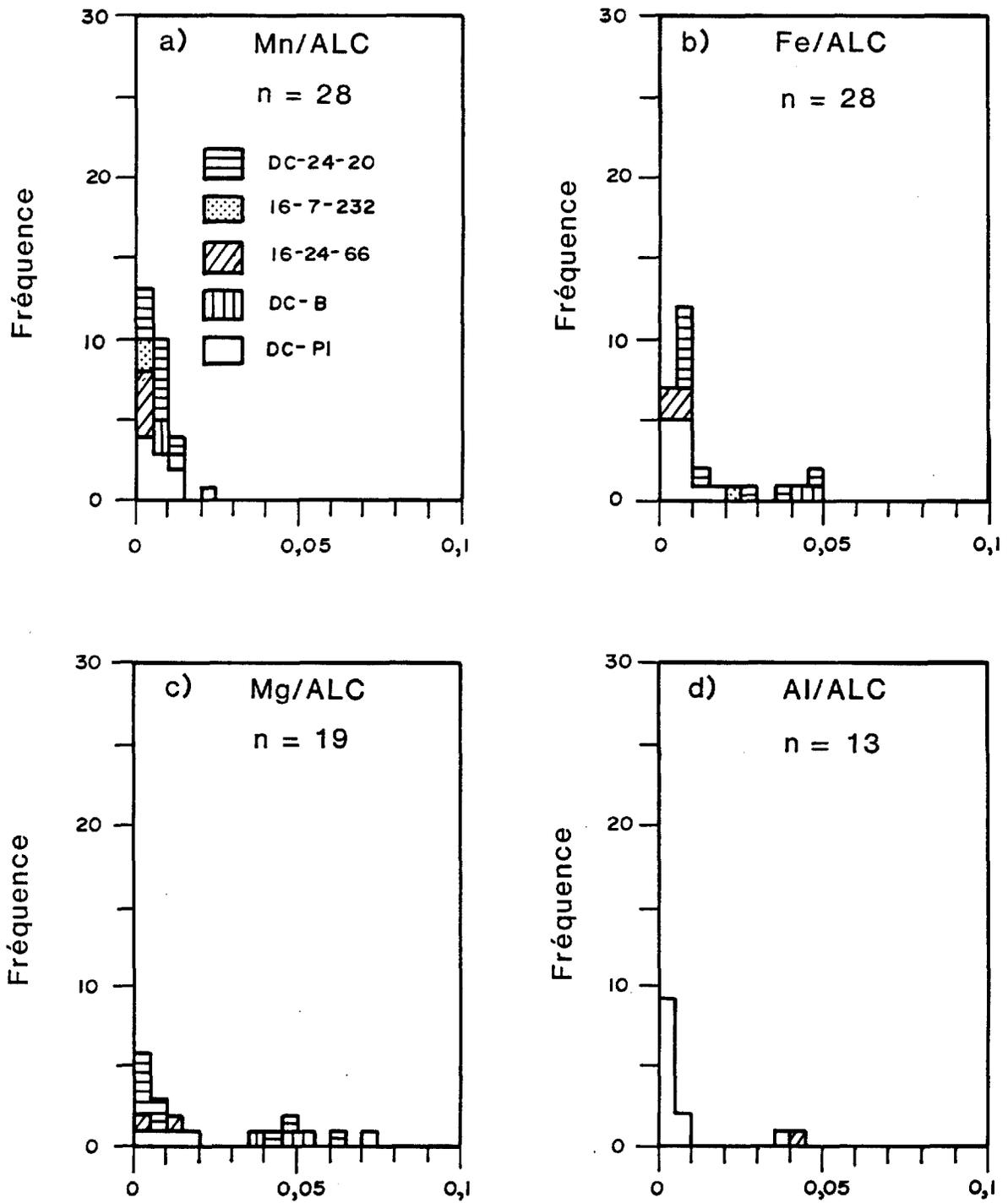


Figure 6.12 – Quantités relatives de Mn, Fe, Mg et Al par rapport au total des alcalis (ALC = Na + K) dans les inclusions fluides des veines de quartz du minerai de la cheminée de monzonite.

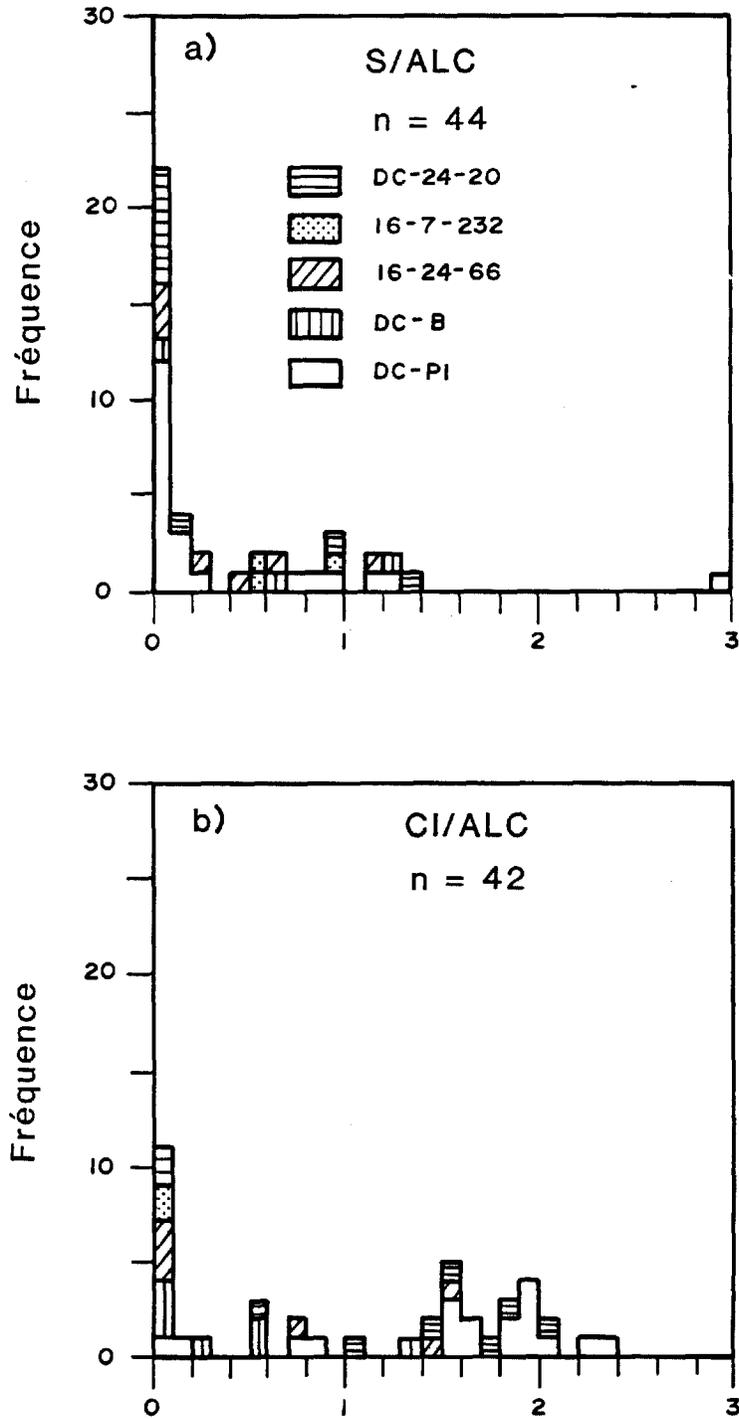


Figure 6.13 - Quantités relatives de S et de Cl par rapport au total des alcalis (ALC = Na + K) dans les inclusions fluides des veines de quartz du minerai de la cheminée de monzonite.

0,075 (figure 6.12c).

Le Cl et le S présentent une grande variation de leurs abondances relatives. Le chlore varie de 0 à 2,4 (figure 6.13b) et définit trois groupes: (1) $< 0,15$; (2) entre 0,25 et 0,90 et (3) entre 1,3 et 2,4. Le soufre varie de 0 à 1,4 (figure 6.13a) et forme deux groupes: (1) entre 0 et 0,3 et (2) entre 0,4 et 1,4.

L'abondance relative des éléments principaux tels que Cl, S, Na et K démontre que les fluides reliés aux veines de quartz et sulfures provenant du gisement Camflo possédaient une grande variation de composition.

6.5 INCLUSIONS LOCALISEES A L'EXTERIEUR DE LA ZONE DE MINERAL DANS LA MONZONITE

En plus des inclusions dans des veines de quartz provenant de la zone de minerai dans la cheminée de monzonite, nous avons aussi examiné: (1) des inclusions dans des veines de quartz provenant de la diorite, du sédiment et de la formation de fer minéralisées et (2) des inclusions dans du quartz magmatique provenant de la monzonite stérile. Cet examen nous permettra de comparer ces données avec celles de la zone de minerai dans la cheminée de monzonite.

6.5.1 VEINES DE QUARTZ DANS LA DIORITE, LE SEDIMENT ET LA FORMATION DE FER MINERALISES

Dans les veines de quartz et sulfures trouvées à l'extérieur de la cheminée de monzonite, les inclusions fluides peuvent aussi être divisées en trois types: aqueuses, aquacarboniques et carboniques. Les

inclusions aqueuses sont les plus abondantes dans ces échantillons et en général, elles ont une longueur de 8 microns. Pour les inclusions aqueuses, le rapport vapeur/liquide varie beaucoup, soit de 1/6 à 1/3. Du point de vue thermique, la T_h correspondante varie entre 100 et 360°C (figure 6.14) dans tous les types de roche. Toutes les inclusions aqueuses ont une salinité modérée et se caractérisent par une variation restreinte de leur T_f , qui se situe entre 0 et -6°C (figure 6.15). La salinité correspondante est de moins de 8% poids éq. NaCl (figure 6.16). Sur ce diagramme, les inclusions de chaque type de roche-hôte définissent leur propre champ de salinité: (1) de 6 à 8% poids pour les inclusions dans des veines encaissées dans un sédiment, (2) de 4 à 7% poids pour celles encaissées dans une diorite et (3) < 2% pour celles encaissées dans une formation de fer. Quelques inclusions aqueuses contiennent un cristal de carbonate comme phase solide.

Les inclusions aquacarboniques (H_2O-CO_2) ne sont pas abondantes dans les échantillons mentionnés ci-haut et, en général, sont dominées par le type riche en H_2O . Trois inclusions provenant de veines encaissées dans une formation de fer ont été analysées pour leur salinité (0,2, 0,2 et 0,4% poids). Ces valeurs sont comparables à celles des inclusions aqueuses associées (figure 6.16).

Les inclusions carboniques (CO_2) sont beaucoup plus abondantes que les inclusions aquacarboniques. A la température de la pièce, ce type consiste surtout en inclusions à une seule phase (CO_2)₁. A partir de la T_{fCO_2} (figure 6.17), on peut conclure que le fluide carbonique varie de CO_2 pur dans les veines encaissées dans une diorite, à un mélange de CO_2 accompagné d'autres phases dans les veines encaissées dans une formation

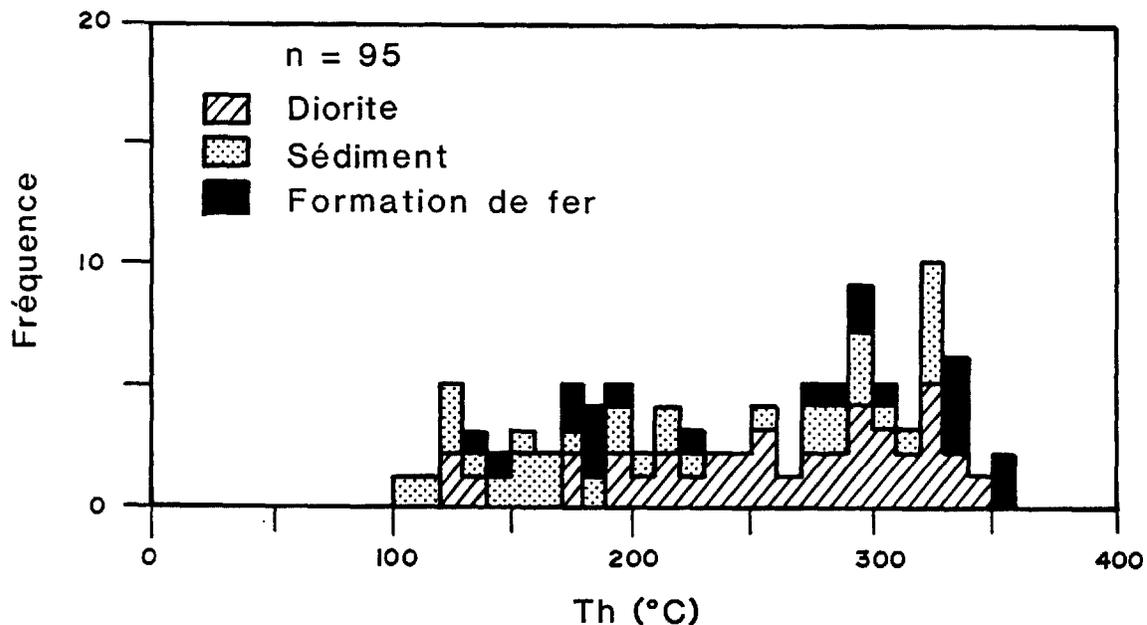


Figure 6.14 - Températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses des veines de quartz dans la diorite, le sédiment et la formation de fer minéralisés.

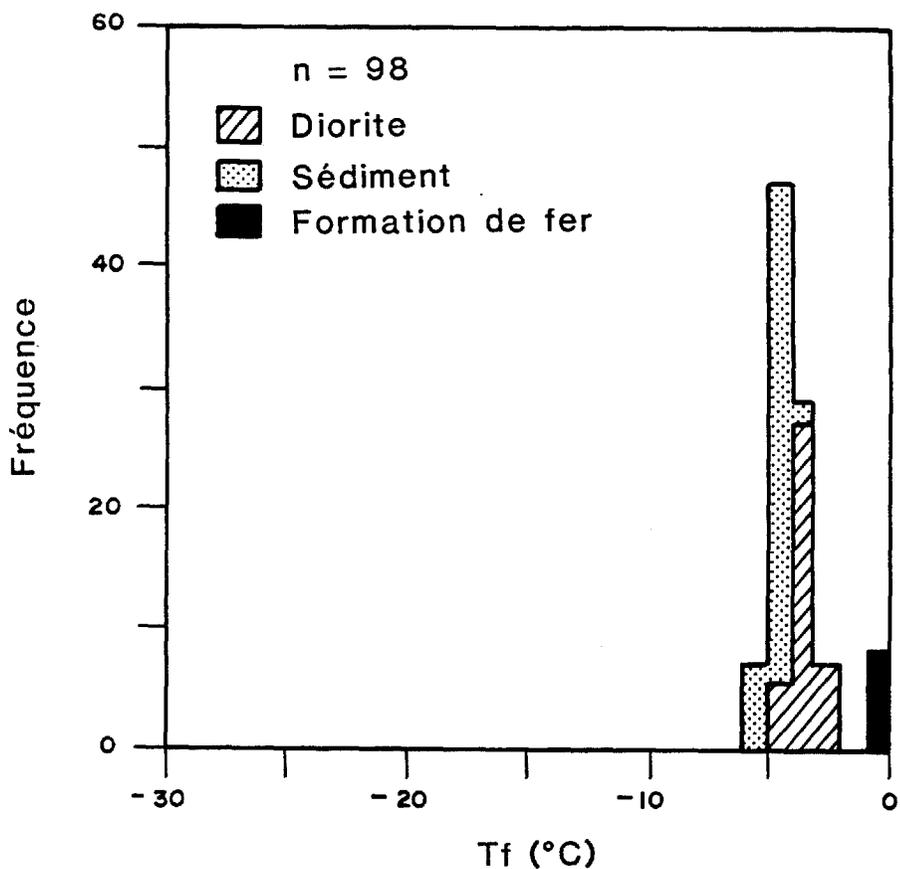


Figure 6.15 - Températures de fusion des inclusions aqueuses dans les veines de quartz - pyrite de la diorite, du sédiment et de la formation de fer.

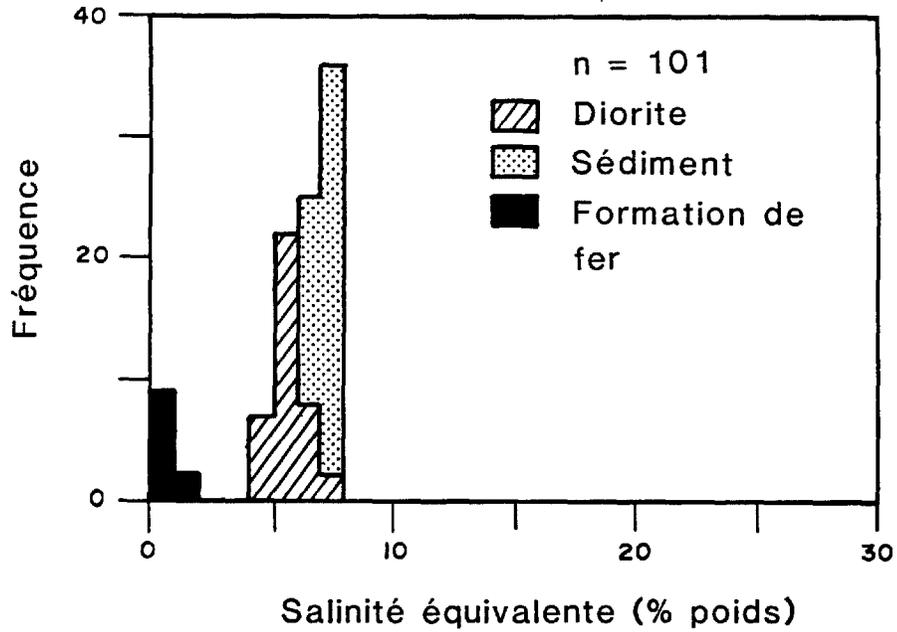


Figure 6.16 - Salinité des inclusions fluides des veines de quartz de la diorite pyritisée, du sédiment et de la formation de fer.

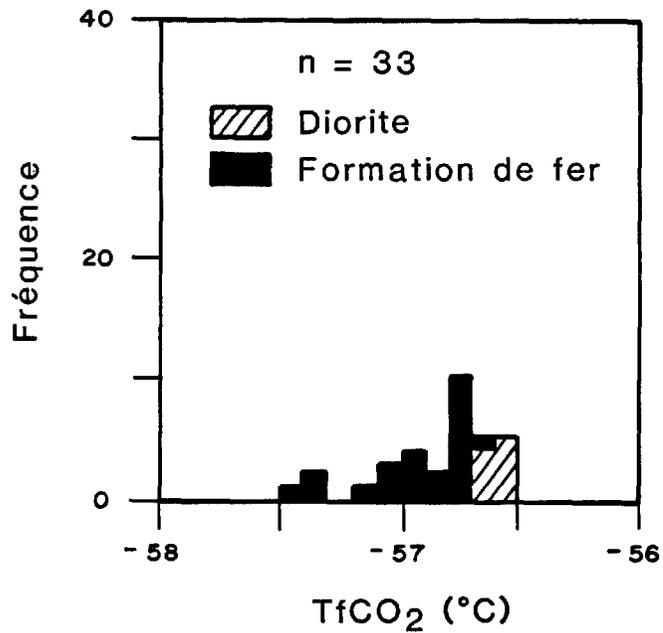


Figure 6.17 - Températures de fusion de la phase CO₂ dans les inclusions carboniques et aquacarboniques des veines de quartz - pyrite de la diorite et de la formation de fer.

de fer.

Des analyses à la microsonde sur des résidus d'inclusions fluides montrent que Na, K, Ca, Mg, Mn, Fe, S et Cl sont présents dans ces inclusions, alors que Al et Ba sont généralement absents. Les abondances relatives de ces éléments sont montrées aux figures 6.18 et 6.19. La figure 6.19 démontre que dans les veines encaissées dans la diorite, la solution est riche en S, tandis que dans les veines encaissées dans une formation de fer, la solution est plus riche en Cl.

6.5.2 QUARTZ MAGMATIQUE DANS LA MONZONITE

Le quartz magmatique dans la monzonite stérile contient quelques inclusions fluides primaires. On suppose qu'elles représentent le fluide séparé du magma silicaté lors de la cristallisation des minéraux anhydres. Ces inclusions sont de même nature que celles présentes dans les veines de quartz. Elles sont toutefois distribuées de façon aléatoire d'un grain de quartz à l'autre. La plupart des inclusions ont une longueur inférieure à 5 microns.

Les inclusions aqueuses sont les plus abondantes dans le quartz primaire de la monzonite. Leur rapport vapeur/liquide varie beaucoup tel qu'indiqué par la Th qui s'étend de 120 à 440°C (figure 6.20). Cette variation importante de la Th est reliée aux contraintes tectoniques (extinction ondulante des grains de quartz). Toutes les inclusions bien préservées ont une salinité modérée (absence de cristaux de NaCl) et en général, leur Tf varie entre -16 et -33°C (figure 6.21). La salinité correspondante varie de 19% poids éq. NaCl à 28% poids éq. CaCl₂ et le mode est de 23% (figure 6.22).

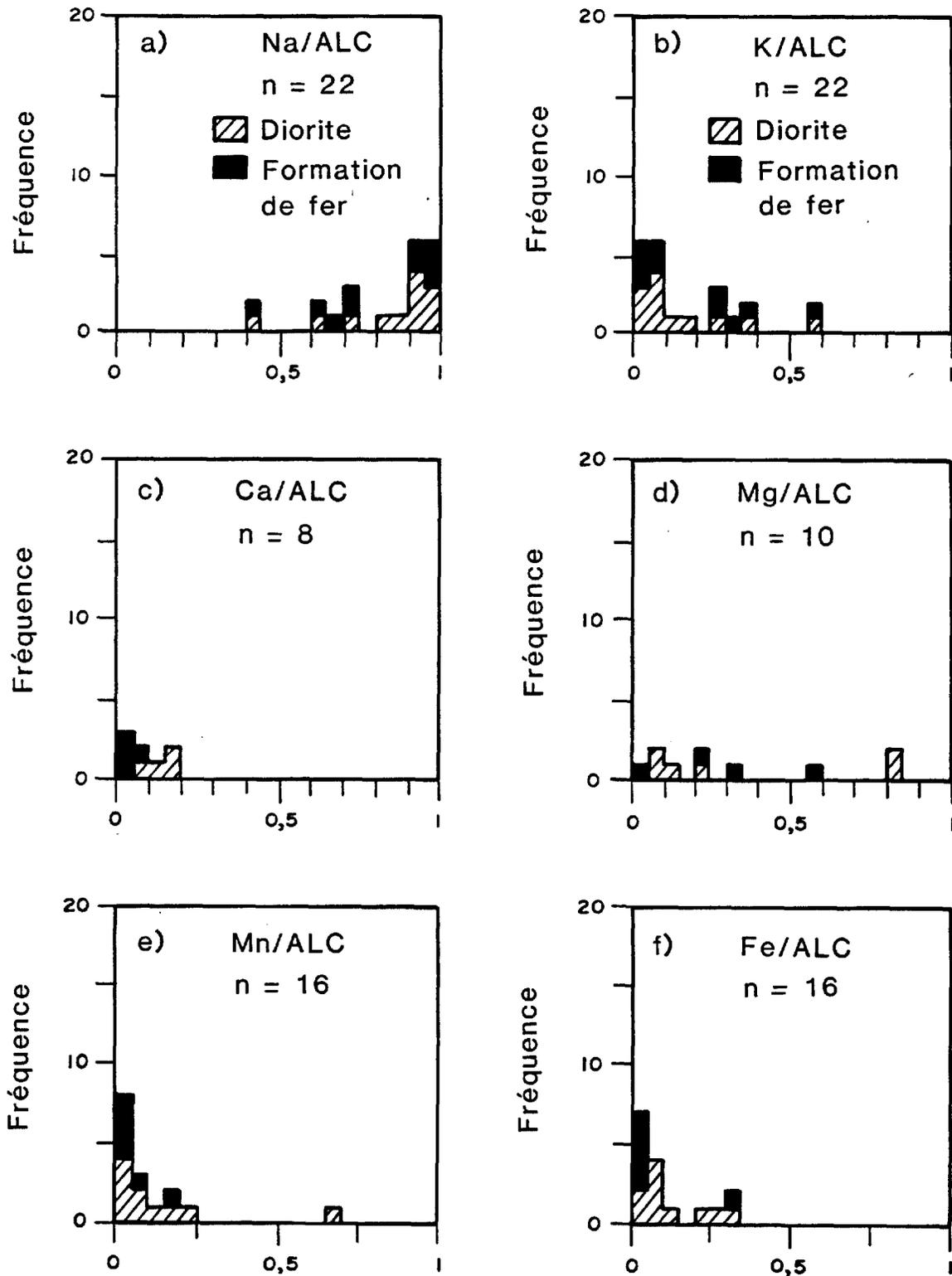


Figure 6.18 – Quantités relatives de Na, K, Ca, Mg, Mn et Fe par rapport au total des alcalis (ALC = Na + K) dans les inclusions fluides des veines dans la diorite et la formation de fer.

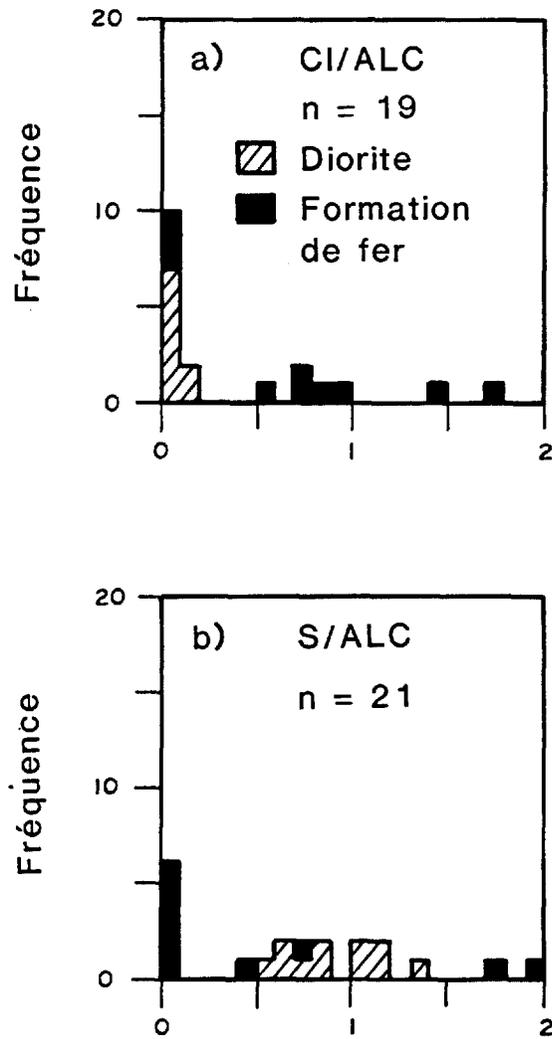


Figure 6.19 - Quantités relatives de Cl et de S par rapport au total des alcalis (ALC = Na + K) dans les inclusions fluides des veines dans la diorite et la formation de fer.

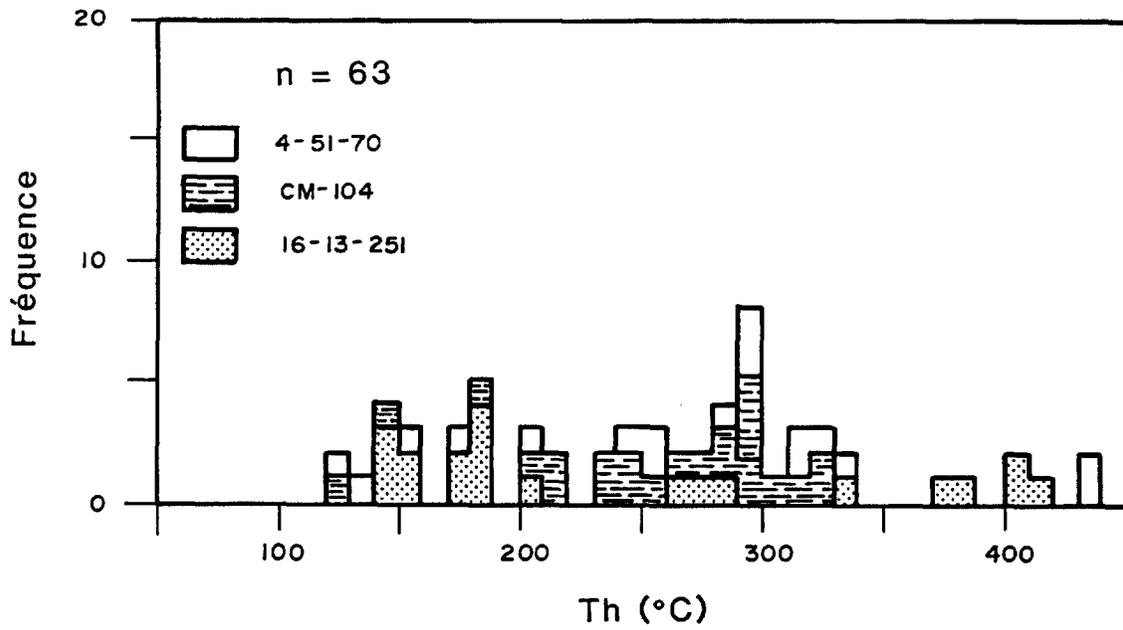


Figure 6.20 – Températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses dans le quartz magmatique de la monzonite.

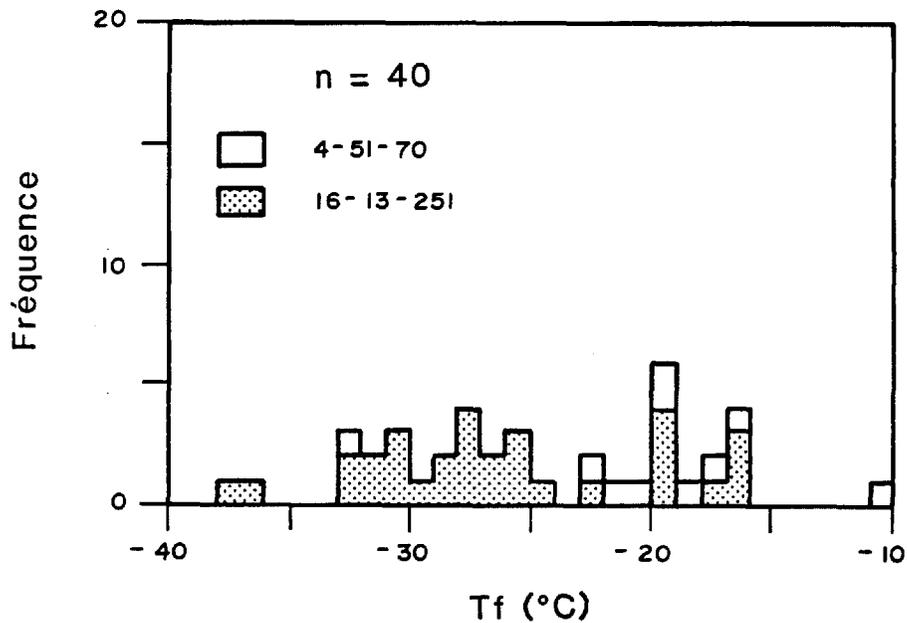


Figure 6.21 – Températures de fusion des inclusions aqueuses dans le quartz magmatique de la monzonite.

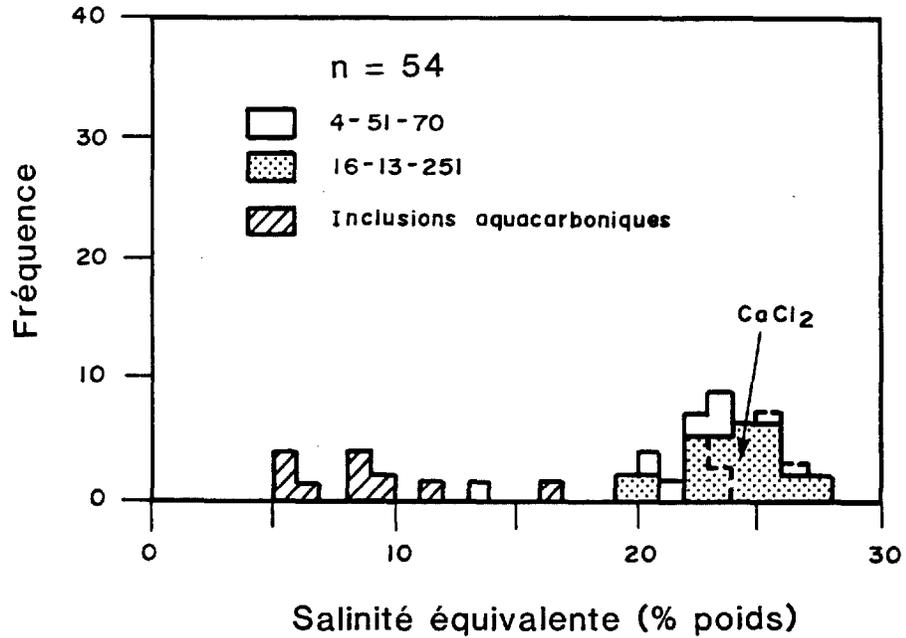


Figure 6.22 – Salinité (en % poids éq. NaCl ou CaCl₂) des inclusions aqueuses et aquacarboniques dans le quartz magmatique de la monzonite. Le champ de la salinité mesurée en CaCl₂ est défini par une ligne pointillée.

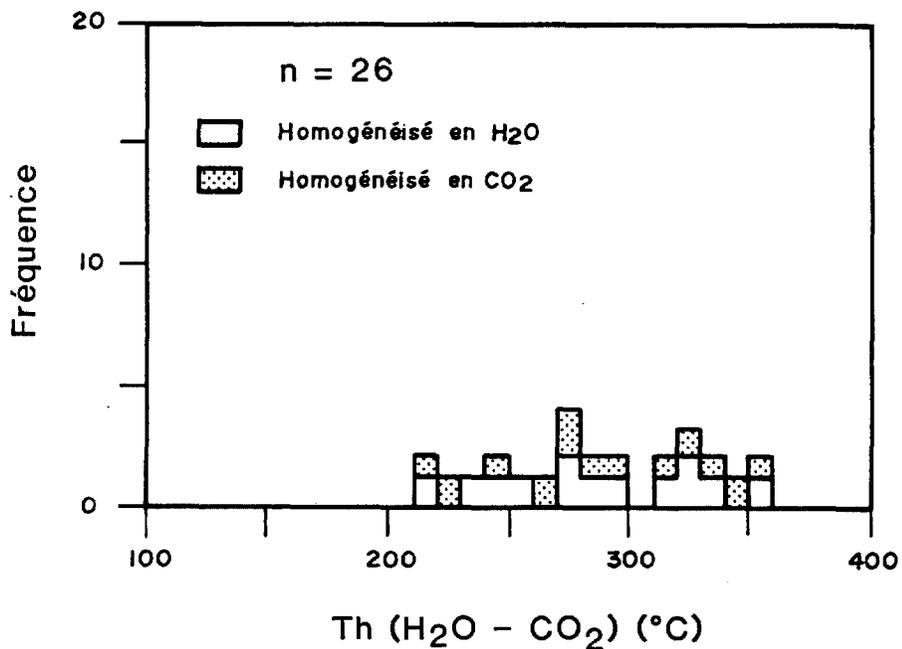


Figure 6.23 – Températures d'homogénéisation (H₂O - CO₂) des inclusions aquacarboniques dans le quartz magmatique de la monzonite. Seulement deux mesures (258 et 270°C) proviennent de l'échantillon 16-13-251, les autres proviennent de l'échantillon CM-104.

Les inclusions aquacarboniques s'homogénéisent à des températures de 220 à 360°C (figure 6.23) qui sont comparables aux Th des inclusions aqueuses. Leur salinité varie de 5 à 10% poids eq. NaCl (figure 6.22).

Les inclusions carboniques dans le quartz magmatique sont généralement à une seule phase (CO₂)₁. La phase CO₂ est relativement pure, comme le démontre la valeur de la TfCO₂ voisine de -56,6°C (figure 6.24).

Les contraintes de temps ne nous ont pas permis d'acquérir des données chimiques sur les inclusions fluides dans le quartz magmatique de la monzonite.

6.6 INTERPRETATION DU FLUIDE MINERALISATEUR

6.6.1 SALINITE ET TEMPERATURE DU FLUIDE

Sur le diagramme salinité versus Th (figure 6.25), les inclusions des cinq échantillons de veines de quartz provenant de la zone de minerai dans la monzonite tombent dans trois champs: A, B et C. La distinction entre ces champs est basée surtout sur la salinité, alors que la Th varie de 100 à 350°C dans tous les cas.

Le champ A comprend seulement les inclusions de l'échantillon DC-P1. La salinité approximative pour ce champ est de 22% poids eq. NaCl sur la ligne moyenne AA'. La Th moyenne pour la concentration de mesures sur le côté gauche du champ est d'à peu près 130°C. La présence d'inclusions dont la Th est supérieure à 200°C s'explique par le mécanisme d'étranglement (voir Roedder, 1984 et Ahmad et Rose, 1980).

Le champ B comprend des inclusions de trois échantillons (DC-B, 16-24-66 et DC-24-20). La salinité de ce champ est évaluée à 7,5% poids

eq. NaCl sur la ligne moyenne BB'. Cette valeur correspond à la concentration de mesures sur le côté droit du champ. La Th moyenne pour les mesures concentrées sur le côté droit du champ est de 310°C. La corrélation négative entre la salinité et la Th est reliée à l'hétérogénéité du fluide aqueux, dans lequel des bulles riches en vapeur se séparent de la phase liquide. Cette hétérogénéité est aussi démontrée par deux faits: (1) la présence d'inclusions aquacarboniques dont la salinité est différente pour des mêmes températures d'homogénéisation (figure 6.25) et (2) la coexistence de phases riches en Cl et riches en S (figure 6.13).

Le champ C comprend des inclusions aqueuses de l'échantillon 16-7-232 et des inclusions aquacarboniques de quelques autres échantillons. La salinité pour ce champ est évaluée à 3,5% poids eq. NaCl et la Th moyenne pour la concentration de mesures situées sur le côté droit du champ est de 290°C. Cette faible salinité est peut-être due à une phase vapeur très diluée. La corrélation positive entre la Th et la salinité le long de la ligne CC' suggère effectivement un phénomène de dilution par mélange avec une solution moins saline et à plus faible température.

À partir de ces données on peut supposer que chaque champ représente un fluide distinct. La question se pose cependant à savoir lequel de ces fluides représente la saumure minéralisatrice du gisement aurifère de Camflo? Compte tenu de leur similarité, il est raisonnable de relier les champs B et C au même fluide parental. Tel que déjà mentionné, la faible salinité du champ C peut être le résultat d'une dilution. Les faibles variations de températures (290 - 310°C)

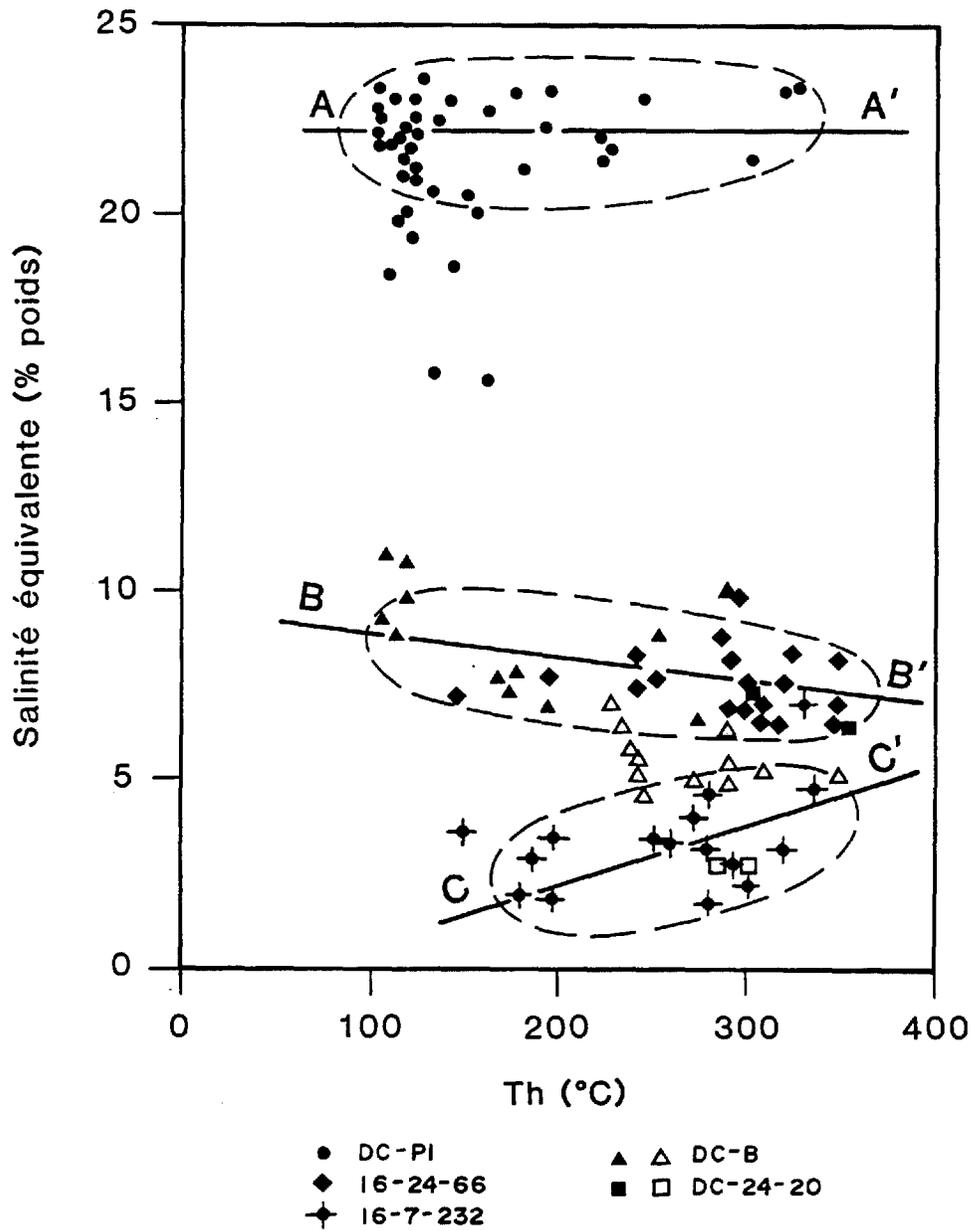


Figure 6.25 - Salinité et température d'homogénéisation des inclusions aqueuses (symboles pleins) et des inclusions aquacarboniques (symboles vides) dans les veines de quartz - pyrite du minerai de la cheminée monzonitique.

représenteraient la condition thermique du fluide minéralisateur. A partir des données du champ B (figure 6.25), nous proposons que le fluide minéralisateur dans la cheminée de monzonite avait une salinité de 7,5% poids éq. NaCl. Cette salinité est comparable à celle des inclusions provenant des veines dans le sédiment-hôte (7% poids sur la ligne moyenne SS', figure 6.26). Les fluides moins salins provenant des veines dans la diorite (5,4% poids; DD', figure 6.26) et dans la formation de fer (0,6% poids; ligne FF', figure 6.26) sont probablement reliés à un phénomène combiné de séparation d'une phase vapeur et de dilution.

Dans le cas du champ A (figure 6.25), il est impossible de relier ces inclusions au champ B, qui représente le fluide minéralisateur, parce que leur salinité est toujours supérieure à 18% poids et qu'elles sont nettement différentes des autres inclusions. Ces inclusions ont plutôt une salinité comparable à celle retrouvée dans le quartz magmatique de la monzonite (24% poids, correspondant à la concentration maximale de points sur la ligne MM', figure 6.27).

Compte tenu de la discussion précédente, nous proposons que deux types différents de fluides étaient impliqués dans la formation des veines dans la monzonite: (1) le fluide résiduel lié à la cristallisation de la monzonite et (2) le fluide hydrothermal lié à la minéralisation aurifère à la mine Camflo.

6.6.2 CONSIDERATIONS CHIMIQUES

Compte tenu de la nette différence de salinité entre l'échantillon DC-P1 et les quatre autres échantillons provenant de la cheminée

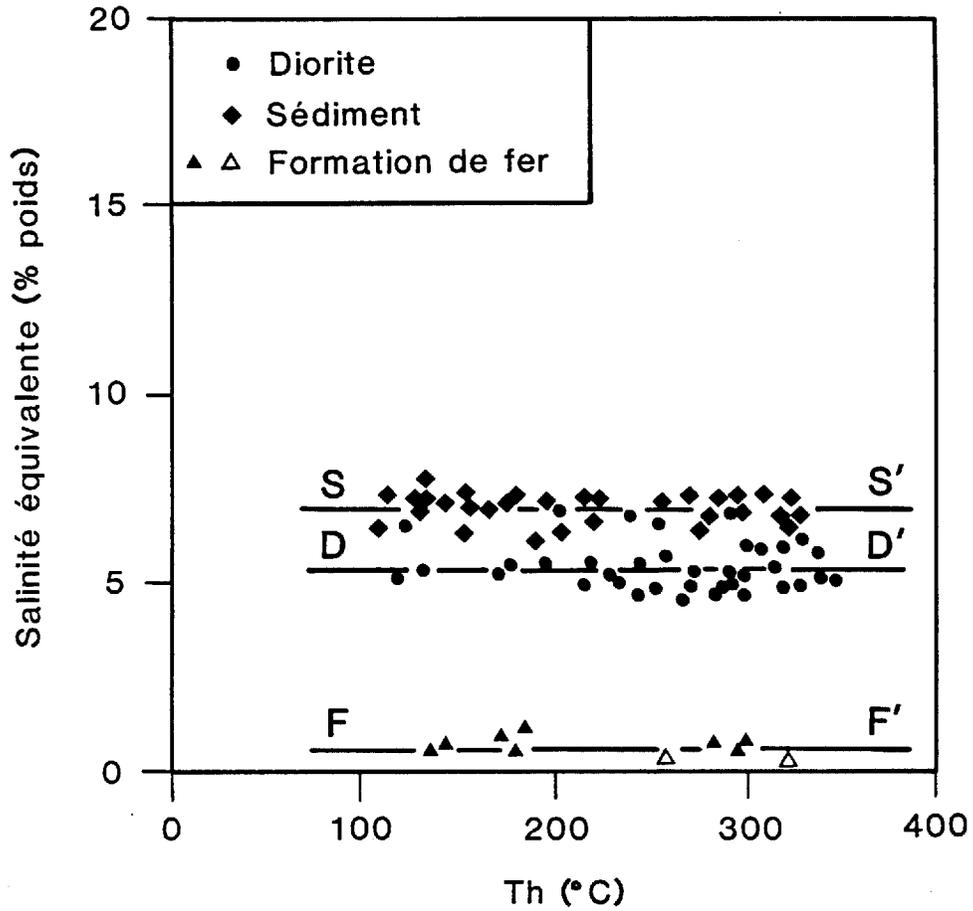


Figure 6.26 - Salinité et température d'homogénéisation des inclusions aqueuses (symboles pleins) et des inclusions aquacarboniques (symboles vides) dans les veines de quartz - pyrite de la diorite, du sédiment et de la formation de fer.

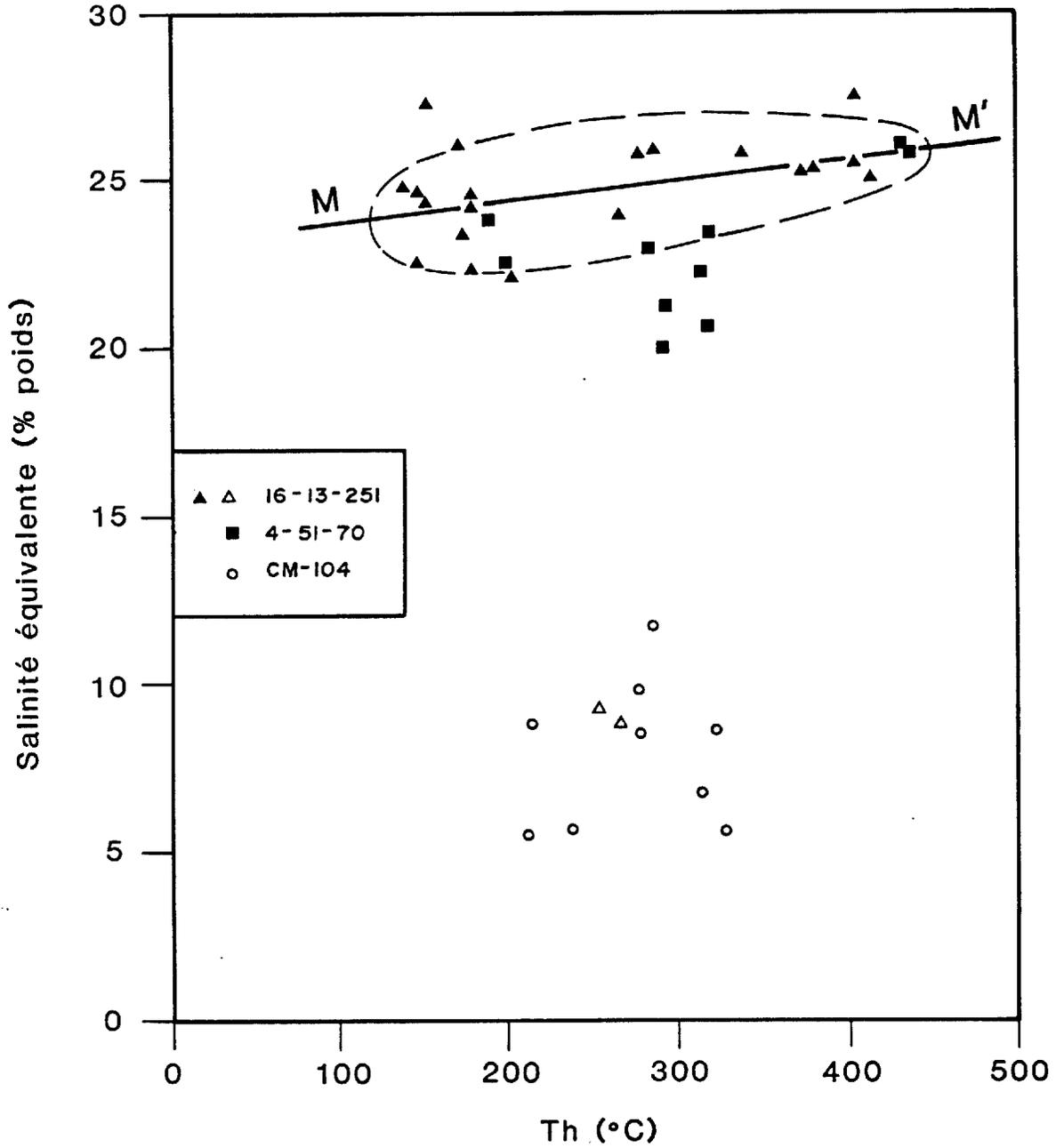


Figure 6.27 – Salinité et température d'homogénéisation des inclusions primaires aqueuses (symboles pleins) et aquacarboniques (symboles vides) dans le quartz magmatique de la monzonite.

minéralisée (figure 6.25), il est raisonnable de maintenir cette distinction. Tel qu'indiqué sur les figures 6.11a et 6.13b, la veine de quartz de l'échantillon DC-P1 a été formée à partir d'une solution riche en Na et Cl. La figure 6.28 montre que 13 analyses sur 20 de l'échantillon DC-P1 sont très riches en Cl ($Cl/(Na + K) > 1,50$). Cet excès de Cl par rapport aux alcalis (analyses situées au-dessus de la ligne NaCl + KCl) indique la présence d'autres chlorures dans la solution, tel que le $CaCl_2$. Cette conclusion est en accord avec la Tf de certaines inclusions, dont la valeur est inférieure à $-21^\circ C$ (figure 6.4). Sept analyses de l'échantillon DC-P1 montrent un déficit en Cl par rapport aux alcalis (en-dessous de la ligne NaCl + KCl, figure 6.28). Cette carence suggère que le fluide était hétérogène (présence de phases riches en vapeur et en liquide). Sur la figure 6.29, ces sept analyses contiennent plus de S ($S/(Na + K) > 0,5$) que les 13 analyses riches en Cl ($S/(Na + K) > 0,20$). En général, la phase riche en vapeur contient plus de S que de Cl (White et al., 1971). Nous proposons donc que les inclusions riches en S à la mine Camflo se sont formées à partir d'un fluide à phase vapeur dominante. Compte tenu de la plus grande abondance des inclusions riches en Cl, la composition moyenne du fluide parental de l'échantillon DC-P1 est évaluée à partir des modes des histogrammes (figures 6.11, 6.12 et 6.13) et est présentée au tableau 6.1.

Dans le cas des quatre autres échantillons de la cheminée minéralisée, la plupart des analyses montrent un déficit en Cl par rapport au total des alcalis: 15 analyses sur 20 se situent en-dessous de la ligne NaCl + KCl (figure 6.28). Le rapport $Na/(Na + K)$ pour ces

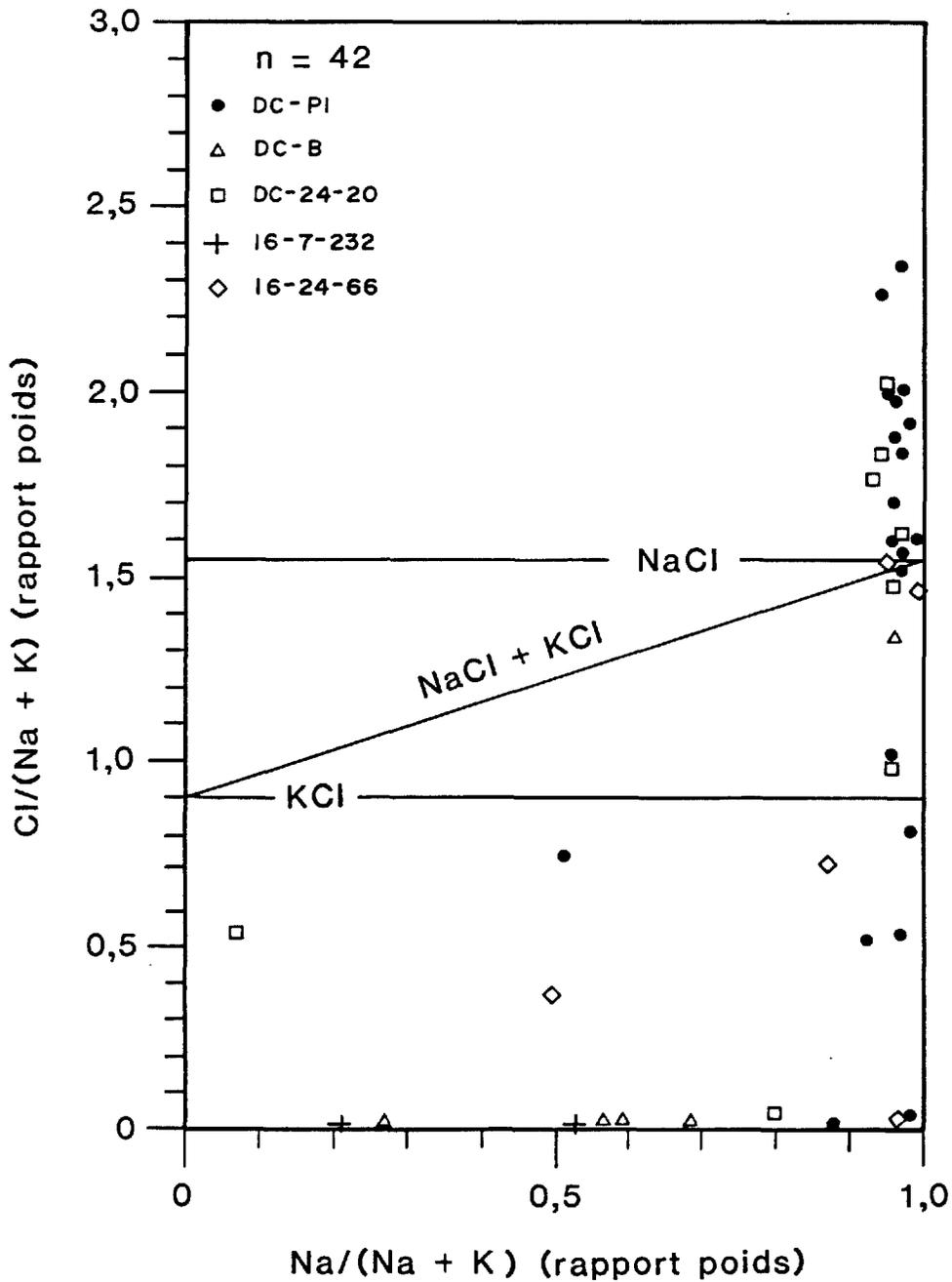


Figure 6.28 - Variation des rapports $Na/(Na + K)$ et $Cl/(Na + K)$ pour les inclusions fluides des veines de quartz - pyrite de la zone de minerai de la cheminée monzonitique.

analyses varie beaucoup, passant de 0,50 à 0,95. La figure 6.29 montre que les rapports $S/(Na + K)$ pour les inclusions pauvres en Cl sont généralement supérieures à 0,48. Compte tenu de ces données, nous suggérons que le fluide parental de ces quatre échantillons était dominé par des composés solubles d'alcalis et de soufre sous forme de sulfites ou de sulfates. La faible quantité d'inclusions riches en Cl (5 analyses, figure 6.29) dans ces échantillons s'explique encore une fois par l'hétérogénéité du fluide. La grande quantité d'inclusions riches en S nous suggère que le fluide riche en S était un constituant majeur dans le système minéralisateur, tandis que le fluide riche en Cl était un constituant mineur. Les compositions relatives de ces deux constituants dans les quatre échantillons provenant du minerai de la cheminée de monzonite sont indiquées au tableau 6.1.

Sur la base de ces compositions moyennes, le fluide minéralisateur riche en S apparaît très différent du fluide riche en Cl de l'échantillon DC-P1. Le fluide riche en S a tendance à être relativement plus riche en K par rapport au Na. Il est intéressant de noter que le fluide lié aux veines dans la diorite appartient également au type riche en S (tableau 6.1).

6.7 DISCUSSION

6.7.1 PHASES RICHES EN CO₂ ET EN S

La présence d'inclusions aqueuses, aquacarboniques et carboniques représente une caractéristique commune des dépôts aurifères archéens de la région de Val d'Or - Cadillac incluant les gîtes Camflo (cette étude), Sigma - 2 (Lao et al., 1985), Sigma (Robert et Kelly, 1984), New

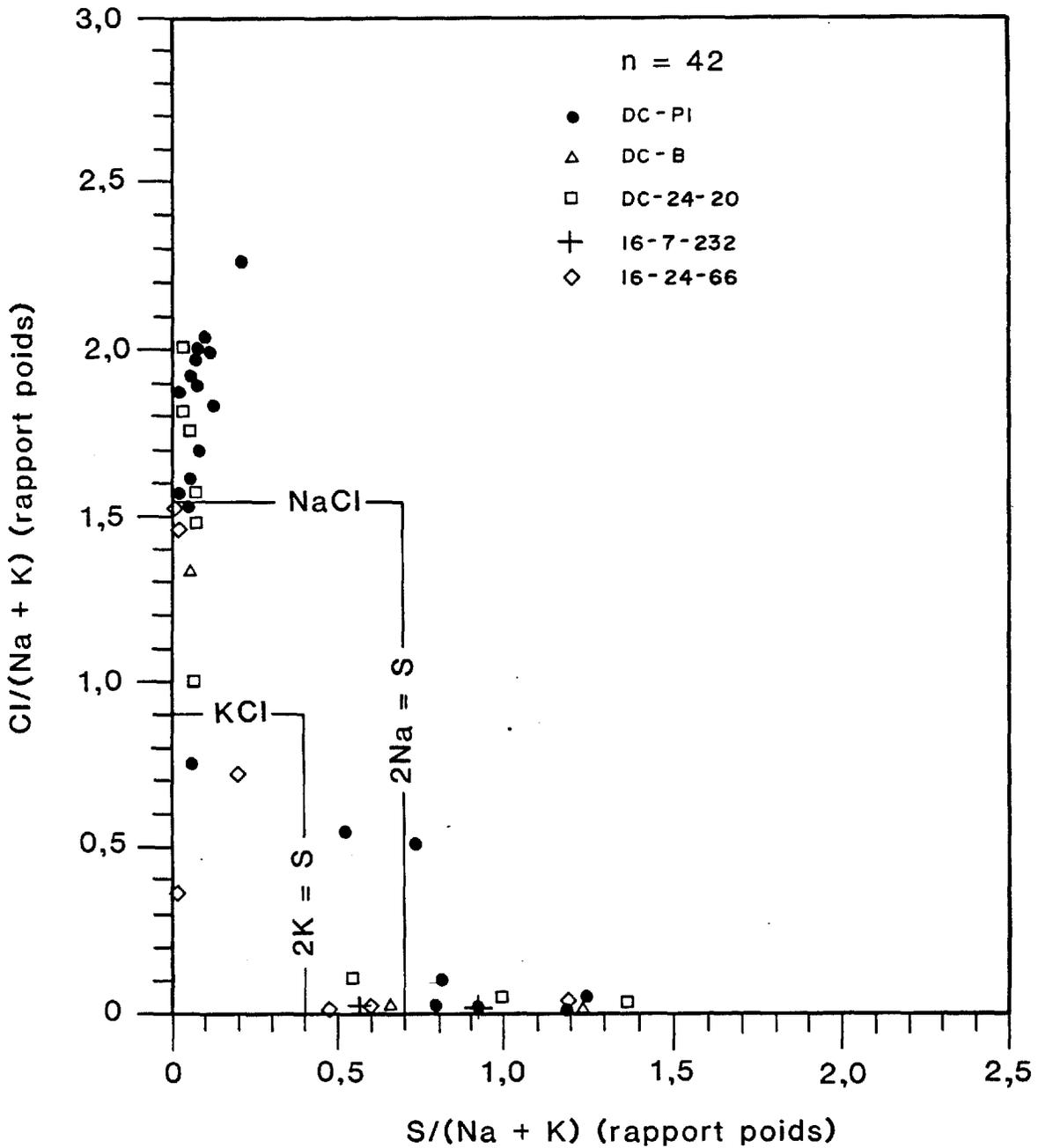


Figure 6.29 - Variation des rapports Cl/(Na + K) et S/(Na + K) des inclusions fluides des veines de quartz - pyrite de la zone de minerai de la cheminée monzonitique. Les lignes pour les chlorures et les sulfites ou les sulfates sont indiquées.

TABEAU 6.1 - Quantités relatives des éléments dans les inclusions fluides de la mine Camflo (rapports poids) pour (Na + K) = 1, d'après les analyses à la microsonde.

Elements	Veines de quartz dans le minerai de monzonite			Minerai de diorite
	DC-P1	DC-24-20, DC-B, 16-7-232 16-24-66		24-168-1655
	Riche en Cl	Riche en S (dominant)	Riche en Cl (subordonné)	Riche en S
Na	0,9689	0,7141	0,9583	0,9191
K	0,0311	0,2859	0,0417	0,0809
Ca	0,0796	-----	0,0189	0,1303
Mg	-----	-----	0,0050	-----
Al	0,0030	-----	-----	-----
Mn	0,0064	0,0058	0,0062	0,0073
Fe	0,0044	0,0205	0,0173	0,0122
Ba	0,0238	0,0161	0,0176	-----
S	0,0698	0,8972	0,0466	0,9051
Cl	1,8693	0,0144	1,6372	0,0403

(-) quantité relative inférieure à la limite de détection

Pascalis (Leo et al., 1986), et Doyon (Guha et al., 1982). La coexistence de ces différents types d'inclusions dans le même système et dans le même grain de quartz est due à l'hétérogénéité des phases présentes dans le système de fluides. D'après les données expérimentales de Bowers et Helgeson (1983), cette hétérogénéité s'explique par une séparation des phases fluides lors de l'abaissement de température et de pression. La présence d'inclusions aqueuses presque pures (avec une quantité négligeable de CO_2) et d'inclusions carboniques presque pures (avec une quantité négligeable de H_2O) indique la coexistence de ces deux phases dans le système de fluides relié au gisement de Camflo. Dans le cas des inclusions aquacarboniques, elles peuvent être interprétées comme résultant de l'emprisonnement d'un mélange homogène ou hétérogène des phases H_2O et CO_2 . Les inclusions aquacarboniques de Camflo ont une salinité inférieure à celle des inclusions aqueuses associées (figure 6.25). Etant donné que dans un mélange homogène de CO_2 et de H_2O , la salinité varie très peu en fonction de la quantité de CO_2 présente dans la solution, il est plus probable que ces inclusions aquacarboniques représentent un mélange hétérogène de H_2O et de CO_2 .

Tel que mentionné précédemment, le fluide aqueux de Camflo est composé de deux phases chimiquement distinctes: (1) la phase prédominante riche en S et (2) la phase subordonnée riche en Cl. Trois phases fluides coexistaient donc dans le système hydrothermal de Camflo: la vapeur riche en CO_2 , la phase aqueuse riche en S et la phase aqueuse riche en Cl. La coexistence de phases riches en CO_2 et en S explique la relation directe entre la carbonatation et la pyritisation. Ces deux

types d'altération sont intimement associés à la minéralisation aurifère dans la cheminée de monzonite.

Selon les données lithogéochimiques de Chainey (1983), la quantité d'or dans la monzonite montre généralement une corrélation positive avec le rapport $S/(S + CO_2)$ (figure 6.30). De plus, Chainey (1983) a également démontré qu'il existe une relation directe entre les quantités de CaO et de CO_2 dans la monzonite, le long de la droite représentant la composition de la calcite (figure 6.31). Ces relations suggèrent que la précipitation de l'or est favorisée par la fixation du S sous forme de sulfures (Sauvé et Makila, 1987) et du CO_2 sous forme de carbonates dans la monzonite altérée. Dans le cas de la minéralisation aurifère à Camflo, le transport de l'or en solution était lié aux complexes de S et de CO_2 .

En conclusion, le fluide lié à la minéralisation à Camflo était hétérogène et composé essentiellement d'une phase aqueuse riche en S avec une quantité moindre de vapeur riche en CO_2 et une quantité minime de phase aqueuse riche en Cl. Le S et le CO_2 ont joué un rôle important dans le transport et la précipitation de l'or.

6.7.2 RELATION ENTRE LA MINÉRALISATION ET L'ALTERATION SODIQUE

Les observations pétrographiques démontrent que la monzonite de Camflo est fortement altérée à travers l'ensemble de la cheminée intrusive. Les minéraux d'altération communs sont la séricite, la biotite, le carbonate et la chlorite. De petits grains disséminés de pyrite sont présents partout dans le corps monzonitique. Dans le contexte général de la minéralisation et de l'altération hydrothermale,

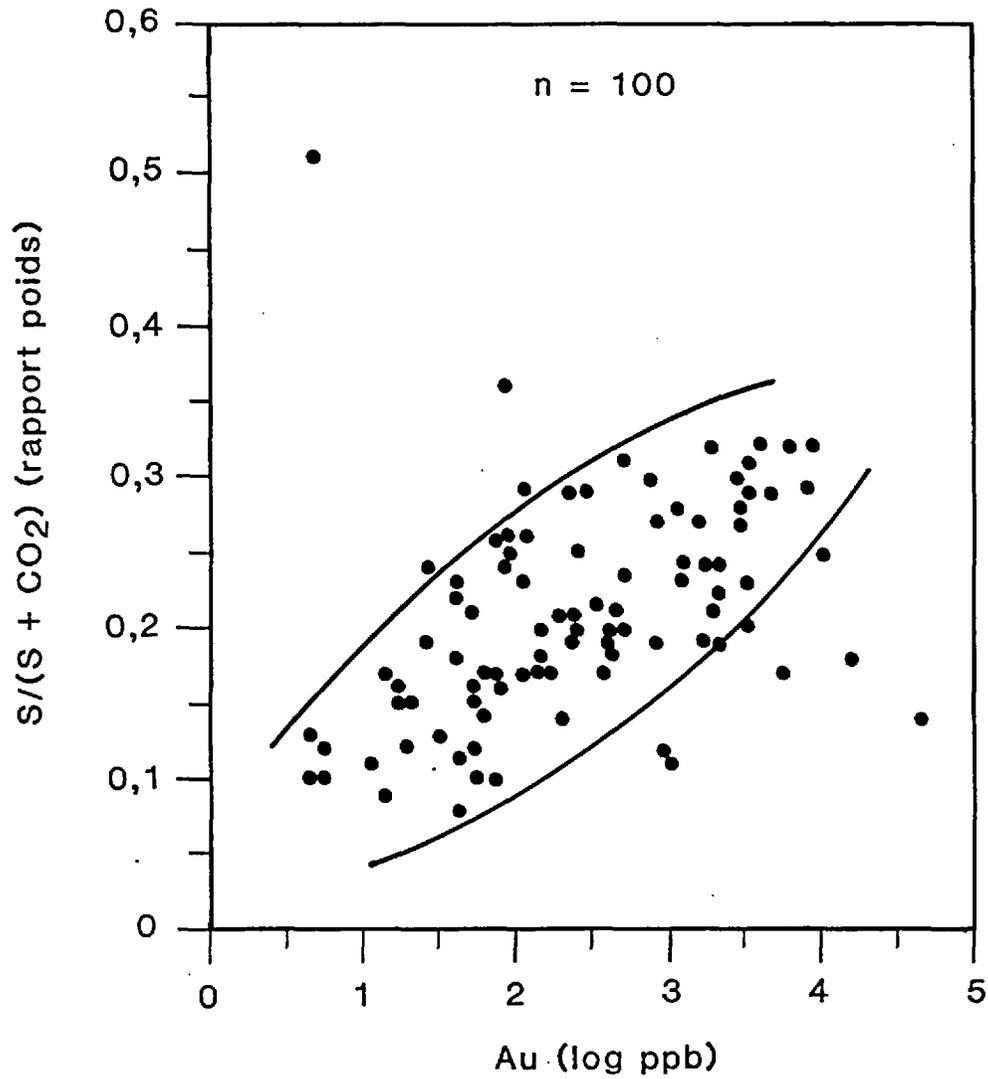


Figure 6.30 - Variation de l'or en fonction du rapport $S/(S + CO_2)$ dans la cheminée monzonitique. Le champ indiqué comprend approximativement 90% des points.

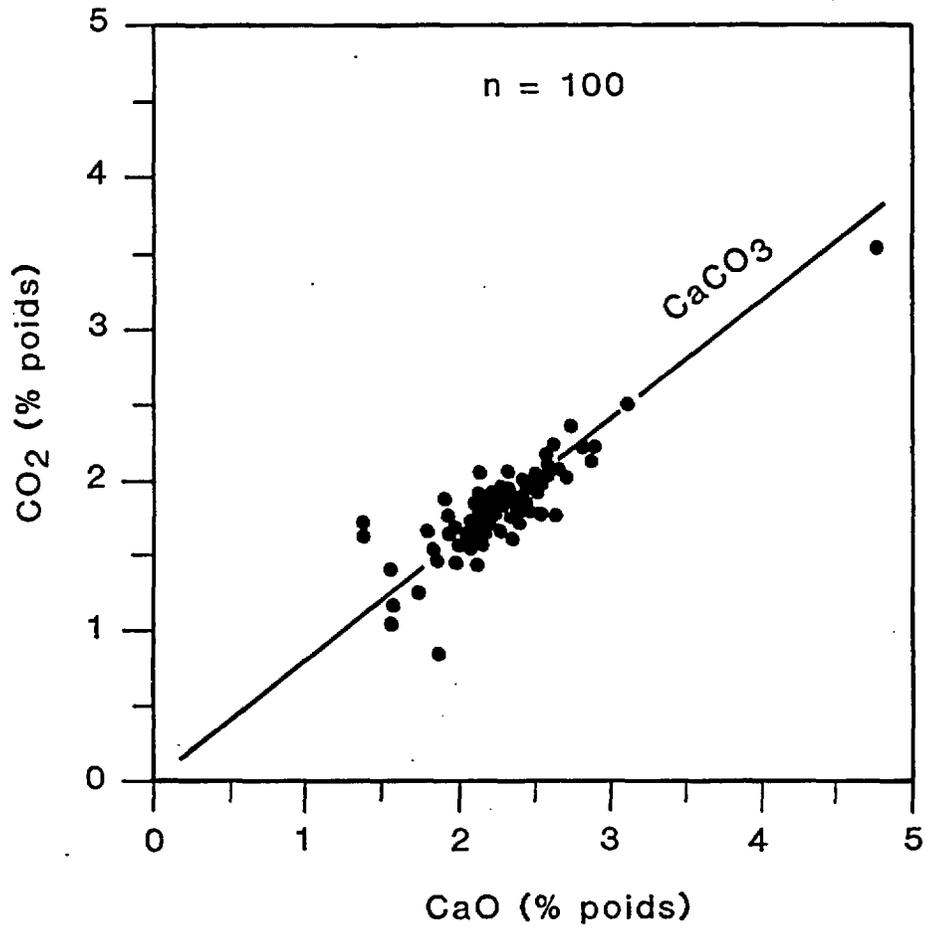


Figure 6.31 - Variation du CaO et du CO_2 dans la cheminée monzonitique (d'après Chainey, 1983). Tous les points tombent sur la ligne représentant CaCO_3 .

la présence de pyrite est liée à celle des minéraux d'altération.

La monzonite, minéralisée ou non, contient de la microcline et de l'albite en proportions relativement constantes tel qu'indiqué par les rapports poids de $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ dans les analyses de roches totales (figure 6.32). La plupart des échantillons (80%) montrent un pic bien défini pour leurs rapports $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ qui se situe à l'intérieur d'un étroit intervalle compris entre 0,35 et 0,55. L'autre 20% des échantillons montre un enrichissement en Na_2O . La texture magmatique primaire de la microcline et de l'albite est généralement bien préservée dans la monzonite (Sauvé et Makila, 1987). Nous estimons donc que le rapport poids quasi-constant de $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ représente une caractéristique primaire de la monzonite de Camflo plutôt que l'effet de l'altération hydrothermale.

Lors de l'interaction entre le fluide minéralisateur et la monzonite, du S et du CO_2 ont été ajoutés à la roche tel qu'indiqué par l'altération en pyrite et en carbonate. Nous sommes également intéressés à savoir si la minéralisation a modifié le rapport Na/K primaire de la monzonite.

La figure 6.33 montre que les rapports poids de $\text{S}/(\text{S} + \text{CO}_2)$ pour la monzonite varient entre 0,08 et 0,36. Cette variation indique que la carbonatation et la pyritisation peuvent agir localement en sens inverse. C'est-à-dire qu'une carbonatation intense n'est pas forcément accompagnée d'une pyritisation intense et vice versa. Sur la figure 6.33, on constate que les rapports poids de $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de 80% des échantillons de monzonite se situent entre 0,35 et 0,50 quel que soit leur rapport $\text{S}/(\text{S} + \text{CO}_2)$. Cette variation limitée du rapport $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}$

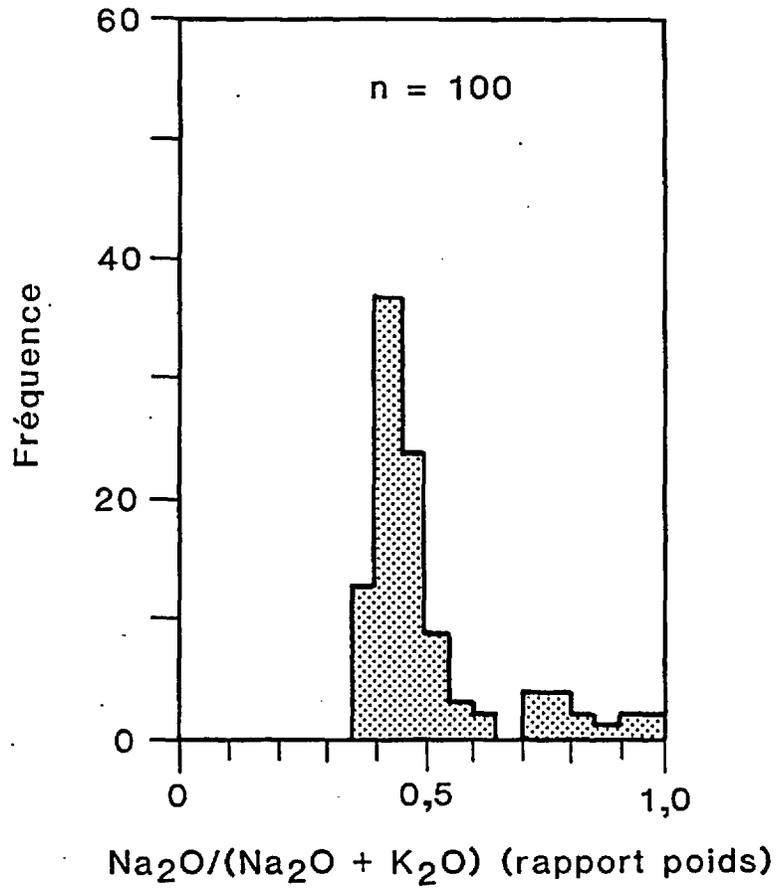


Figure 6.32 - Quantité relative de Na₂O par rapport au total des alcalis dans la cheminée monzonitique.

+ K_2O) suggère que l'interaction du fluide minéralisateur avec la monzonite n'a pas provoqué un changement important du rapport Na/K dans la plupart des roches altérées. De plus, ce 80% des échantillons montrant une variation limitée de leurs rapports $Na_2O/(Na_2O + K_2O)$ possède des teneurs en or qui vont de 10 à 10 000 ppb (figure 6.34). Ces données montrent clairement que les rapports $Na_2O/(Na_2O + K_2O)$ de 80% des échantillons sont indépendants du contenu en or ou en S de la roche.

Seulement 20% des échantillons de monzonite ont des rapports $Na_2O/(Na_2O + K_2O)$ plus élevés (entre 0,50 et 0,95; figure 6.33). Ces rapports élevés sont indépendants de la teneur en S de la roche. Bien que la corrélation ne soit pas parfaite, la teneur en or dans ces échantillons augmente généralement avec l'accroissement du rapport $Na_2O/(Na_2O + K_2O)$ (figure 6.34). Par conséquent, il semble que l'altération hydrothermale liée à la minéralisation aurifère ajoute du Na ou lessive du K des roches affectées. Sauvé et Makila (1987) ont noté que la monzonite encaissante des veines était localement albitisée. L'albite prédomine sur la microcline dans ces endroits. La localisation restreinte de cette altération sodique (albitisation) rend cependant difficile l'évaluation de son importance pour la précipitation de l'or, en comparaison de la pyritisation et de la carbonatation qui affectent l'ensemble du corps monzonitique.

En résumé, lors de l'altération hydrothermale, le rapport primaire Na_2O/K_2O de la plupart des échantillons de monzonite n'a pas été affecté de façon significative. Seulement quelques échantillons montrent une augmentation de leur valeur en Na_2O , liée à l'albitisation locale dans les épontes de certaines veines. L'albitisation associée à la

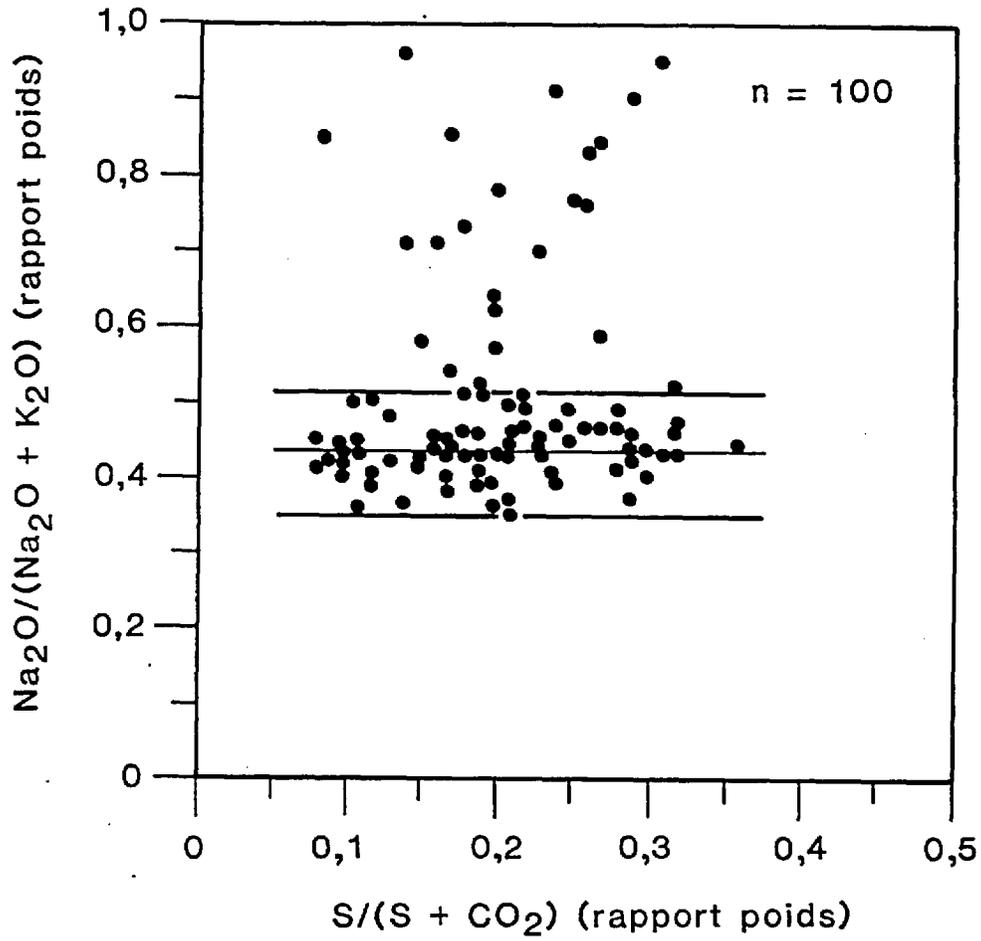


Figure 6.33 - Diagramme $\text{S}/(\text{S} + \text{CO}_2)$ versus $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ dans la cheminée monzonitique.

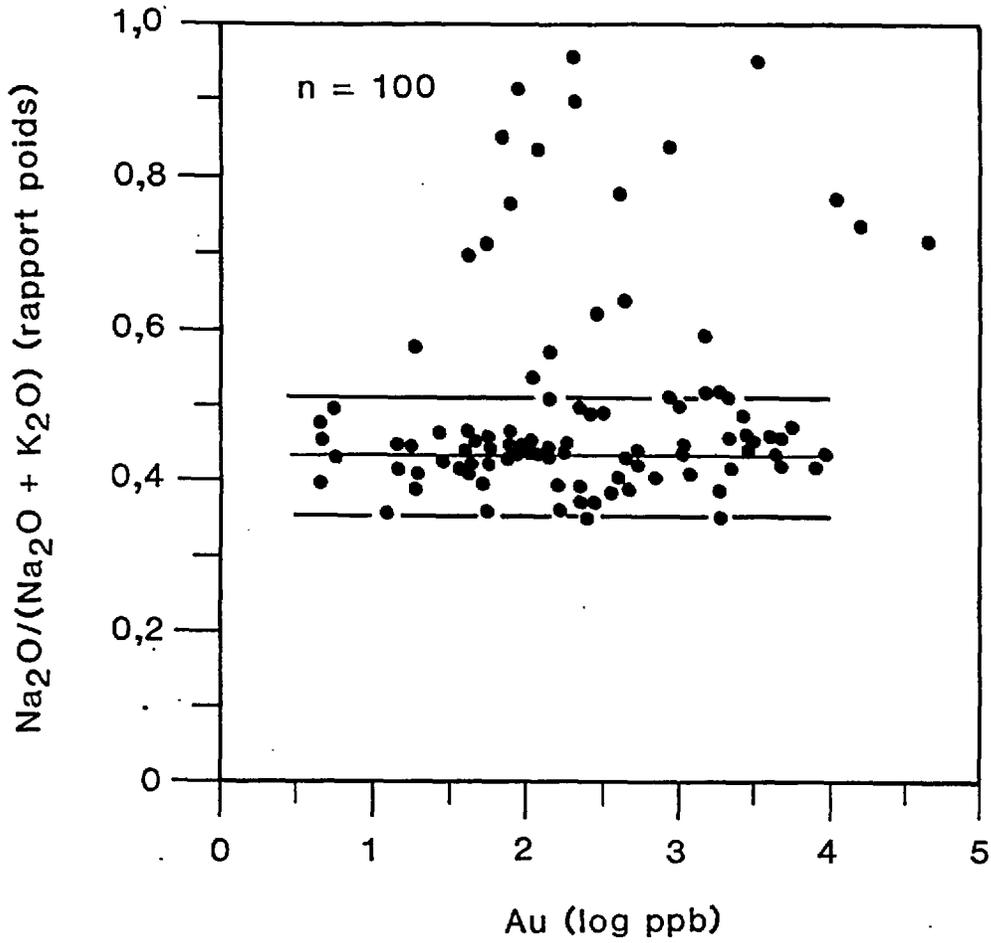


Figure 6.34 - Variation de l'or en fonction du rapport $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ dans la cheminée monzonitique.

minéralisation aurifère est commune en Abitibi dans les mines Eldrich (Trudel et al., 1987), Sigma (Robert, 1983), Lamaque (Daigneault, 1983), Elder et Callahan (Trudel et al., données non publiées).

6.7.3 COMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS

Les données disponibles sur les inclusions fluides provenant des gisements d'or archéens sont peu abondantes. En général, elles se limitent aux résultats thermométriques. Présentement, des données thermochimiques ne sont disponibles que pour quelques gisements de la région de Val d'Or - Cadillac. Nous limiterons donc nos comparaisons aux gisements de cette région.

Les fluides minéralisateurs liés aux gisements aurifères de la région de Val d'Or - Cadillac montrent une grande variation dans leur salinité, qui fluctue entre 3,2 et 26,8% poids éq. NaCl (figure 6.35). Le groupe à faible salinité (moins de 5% poids) comprend les fluides provenant des gisements Swanson (Lao et Perrault, 1987), New Pascalis (Lao et al., 1986) et la zone 2 de Doyon (Lao et Perrault, données non publiées). Ce groupe à faible salinité correspond à plusieurs autres gisements aurifères. Par exemple, dans le bloc Yilgarn de l'Australie de l'ouest, les fluides reliés à six gisements d'or montrent une salinité inférieure à 4% poids (Groves et al., 1984).

Le groupe à salinité élevée (plus de 20% poids) comprend les fluides provenant des gisements Sigma (Robert et Kelly, 1984) et de la zone 3 de Doyon (Lao et Perrault, 1987). Ces fluides à salinité élevée sont rares dans les gisements d'or. La salinité de ces fluides est plutôt comparable à celle des gisements de cuivre porphyrique dans les

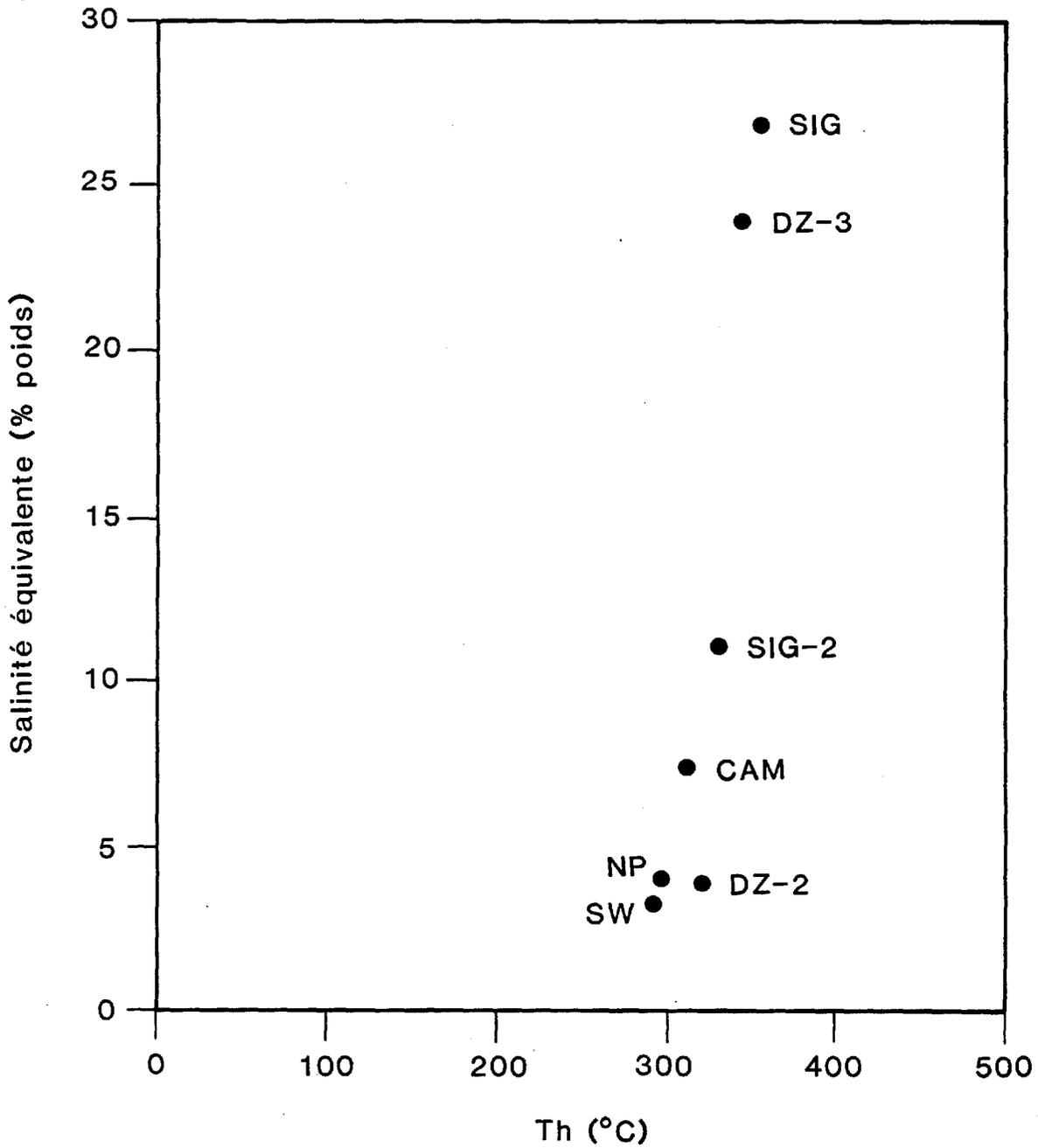


Figure 6.35 - Diagramme salinité versus température d'homogénéisation pour les gisements aurifères de la région de Val d'Or-Cadillac; (CAM) Camflo, (DZ-2) Doyon Zone-2, (DZ-3) Doyon Zone-3, (NP) New Pascalis, (SIG) Sigma, (SIG-2) Sigma-2 et (SW) Swanson.

roches granitiques (Ahmad et Rose, 1970; Roedder, 1971 et Cloke et Kesler, 1979).

Dans le cas des gisements Camflo et Sigma - 2, leurs salinités respectives de 7,5% poids (cette étude) et de 11% poids (Lao et al., 1985) les situent à une position intermédiaire entre les deux groupes mentionnés précédemment (figure 6.35). Cette salinité intermédiaire est également peu commune pour les gisements d'or archéens situés dans des terrains métavolcaniques.

Du point de vue de leur température d'homogénéisation, tous les gisements mentionnés ci-haut se situent à l'intérieur d'un étroit intervalle de température variant entre 290 et 350°C (figure 6.35). La température moyenne de 310°C obtenue pour Camflo est donc comparable à celles des autres gisements de la région. Cet intervalle de température reflète les conditions liées à la déstabilisation des complexes d'or et à la précipitation de ce métal.

Du point de vue chimique, les fluides aqueux minéralisateurs liés aux six gisements d'or étudiés se divisent en deux groupes: (1) les fluides riches en Cl et (2) les fluides riches en S (figure 6.36). Les fluides riches en Cl sont les plus abondants dans les systèmes hydrothermaux modernes. La teneur en Cl de ces fluides excède la quantité nécessaire pour balancer la somme de (Na + K) alors que les rapports poids S / (Na + K) sont de moins de 0,20. Cette catégorie comprend les fluides provenant des gisements Sigma, Sigma - 2, la zone 2 de Doyon et les veines subhorizontales de New Pascalis. Tel que mentionné précédemment, le fluide riche en Cl est cependant un constituant mineur dans le système de Camflo.

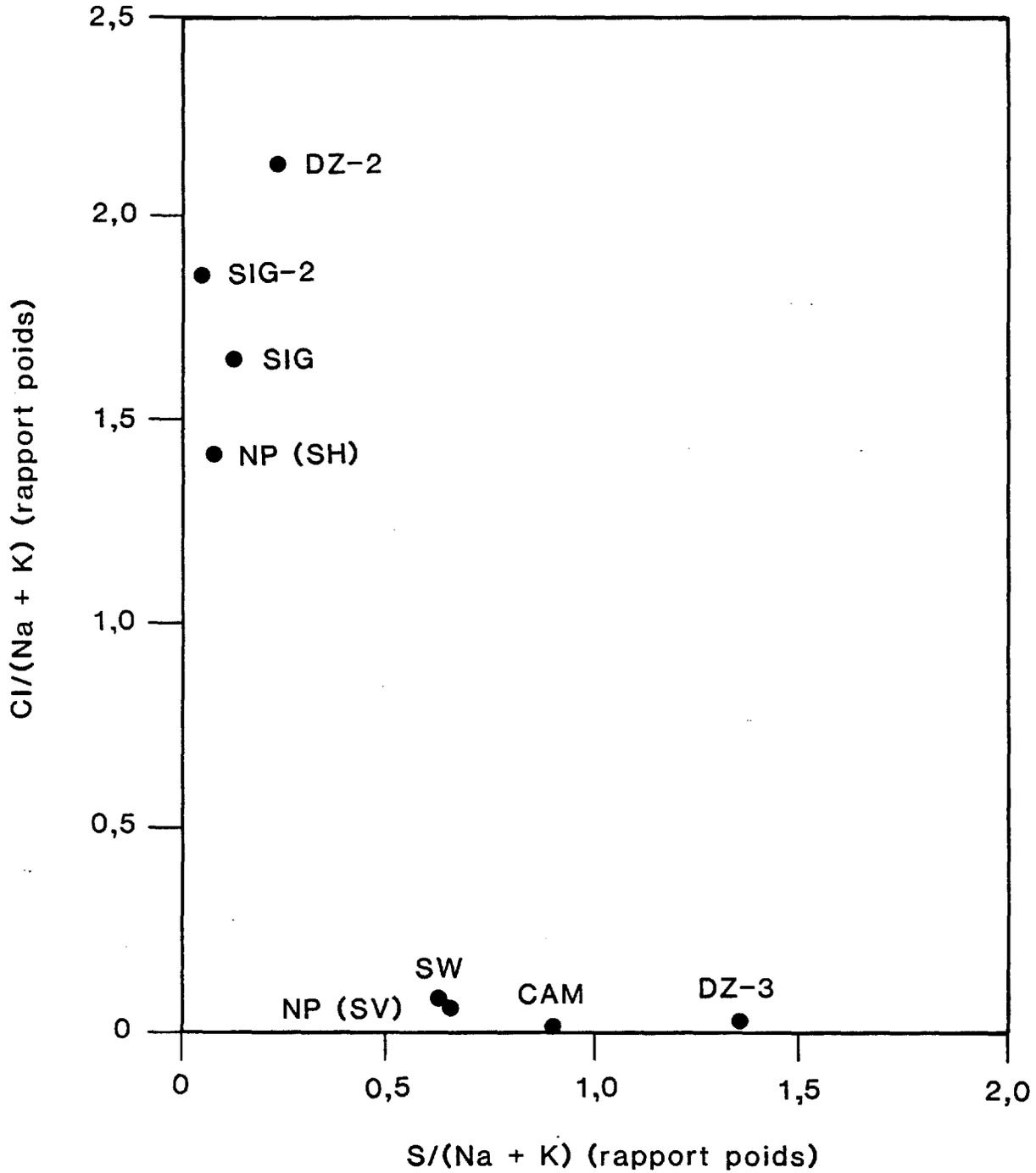


Figure 6.36 - Diagramme S/(Na + K) versus Cl/(Na + K) pour les gisements aurifères de la région de Val d'Or-Cadillac. Pour New Pascalis: SH = veines sub-horizontales, SV = veines sub-verticales.

Le fluide riche en S est d'un type inusité, contenant plus de S que nécessaire pour former des sulfates (SO_4) ou des sulfites (SO_3) d'alcalis. Cette catégorie comprend les fluides des gisements Swanson, la zone 3 de Doyon et les veines subverticales de New Pascalis (figure 6.36). Le tableau 6.1 indique que le rapport moyen $S/(Na + K)$ pour le fluide principal du système de Camflo est d'environ 0,90. Le fluide hydrothermal de Camflo est considéré comme un type riche en S plutôt que riche en Cl.

Le diagramme combinant la salinité et les rapports poids de $Cl/(Cl + S)$ (figure 6.37) montre clairement que les deux fluides (riche en Cl et riche en S) peuvent jouer un rôle important dans la formation des gisements d'or archéens. Néanmoins, la salinité peut être très variable dans les deux types de fluides. Les données tirées de l'étude de ce nombre limité de gisements suggèrent que les gisements à teneur élevée (telle la zone 3 de la mine Doyon: 9 g/t Au) ont tendance à être liés à un fluide riche en S et à salinité élevée. Toutefois, d'autres analyses devront être faites afin de vérifier cette observation.

6.7.4 ORIGINE DES FLUIDES MINERALISATEURS

Les fluides aqueux impliqués dans les systèmes hydrothermaux modernes peuvent être divisés en trois types principaux: (1) la solution de chlorure classique (solution - Cl), (2) la solution acide de sulfate (solution - SO_4) et (3) la solution de bicarbonate (solution - HCO_3) (White et al., 1971). Les deux premiers types peuvent être rattachés aux fluides riches en Cl et en S identifiés dans cette étude. Le troisième type est retrouvé moins fréquemment dans nos analyses

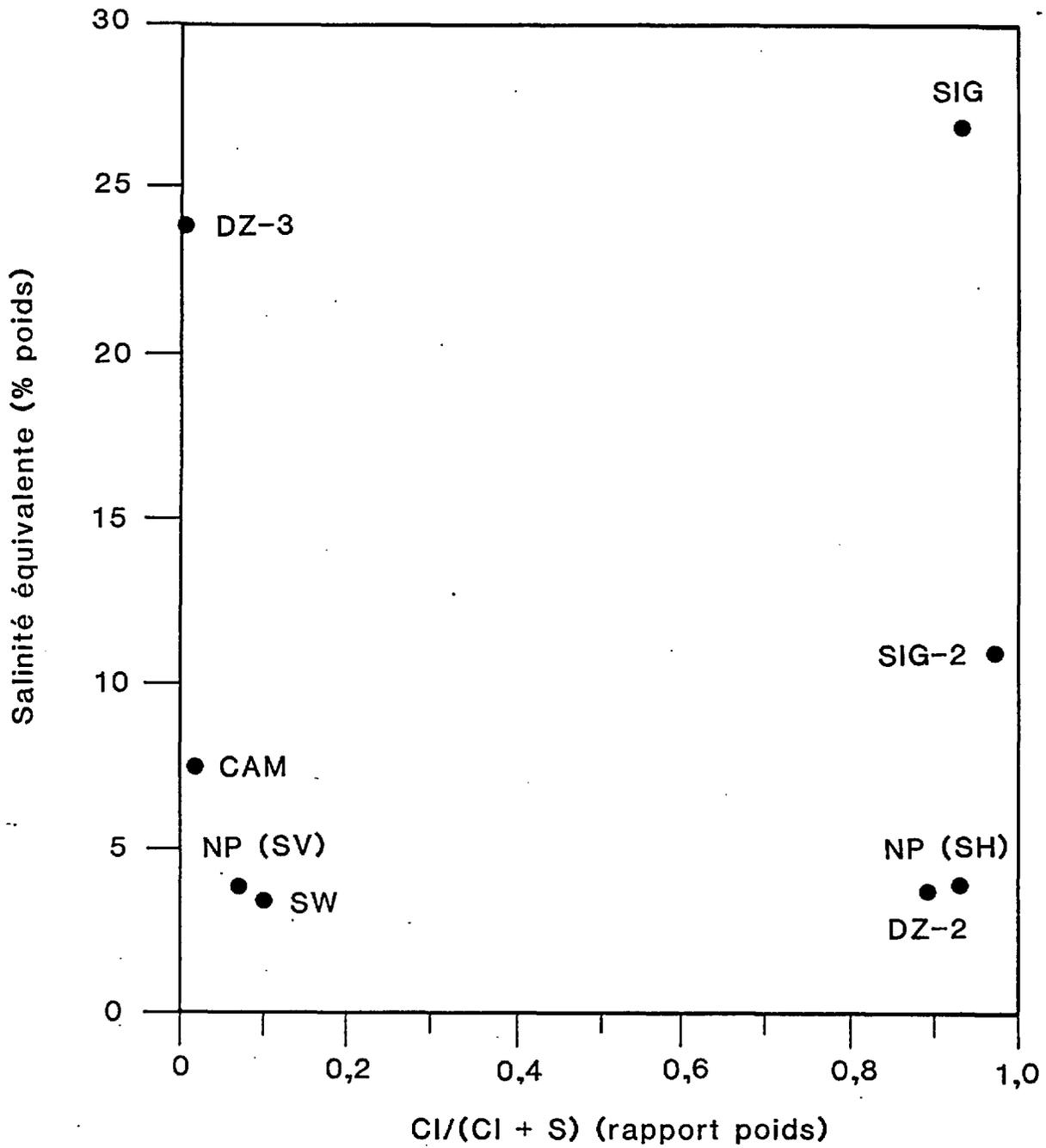


Figure 6.37 - Variation de la salinité en fonction du rapport $Cl/(Cl + S)$ pour les gisements aurifères de la région de Val d'Or-Cadillac.

d'inclusions fluides. La solution mixte ($\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$) est fréquente dans les systèmes naturels, tandis que les solutions ($\text{Cl} - \text{SO}_4$), ($\text{Cl} - \text{HCO}_3$) et surtout ($\text{Cl} - \text{SO}_4 - \text{HCO}_3$) sont rares.

Puisque le fluide de Camflo est riche en S plutôt qu'en Cl, la solution - SO_4 mentionnée précédemment est la plus importante dans ce gisement. Selon les données de White et al. (1971), la solution - SO_4 est généralement associée avec des systèmes hydrothermaux dominés par la phase vapeur. Dans l'environnement des gisements d'or archéens, ce fluide riche en vapeur peut être formé par le dégazage: (1) d'un fluide métamorphique; (2) d'un fluide interstitiel ou (3) d'un fluide magmatique.

Le dégazage d'un fluide métamorphique peut se produire suite à des réactions de déshydratation lors du métamorphisme prograde. Dans ces conditions, les minéraux sont recristallisés en phases anhydres à haute température et l'excédent d'eau est libéré. Selon Kerrich et Fyfe (1981), Kerrich et Hodder (1982) et Fyfe et Kerrich (1984), le fluide métamorphique est caractérisé par une faible salinité (bien inférieure à 3,5% poids) et par une teneur élevée en K ($\text{K}/(\text{Na} + \text{K}) \geq 0,5$). Ces auteurs proposent qu'à la profondeur des réactions de déshydratation, la quantité de fluide interstitiel riche en Cl présent dans les roches est négligeable en raison du manque de porosité. Le dégazage d'un fluide métamorphique génère donc une faible quantité de Cl étant donné la quasi-absence de Cl dans les roches-hôtes et en particulier dans les minéraux hydratés. Le rapport $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K})$ des fluides métamorphiques est donc probablement très faible. Selon White (1957), le fluide métamorphique possède une haute teneur en HCO_3 , généralement plus élevée

que le Cl. De plus, comme pour le Cl, le rapport poids S/(Na + K) du fluide métamorphique généré par le dégazage devrait être faible. Les caractéristiques du fluide métamorphique: faible salinité, rapport K/(Na + K) élevé et faible rapport S/(Na + K) sont donc incompatibles avec les données des inclusions de Camflo (salinité de 7,5% poids; faible rapport K/(Na + K) < 0,29 et rapport élevé S/(Na + K) = 0,90). Le seul paramètre du fluide de Camflo qui est similaire au fluide métamorphique est le faible rapport Cl/(Na + K) = 0,01. On a récemment proposé le dégazage d'un fluide métamorphique comme étant le principal mécanisme de production des fluides aurifères archéens (Kerrick et Fyfe, 1981; Kerrich et Hodder, 1982). Il est impossible toutefois d'établir une relation entre ce type de fluide et les données des inclusions de la mine Camflo.

A cause de difficultés d'échantillonnage, les paramètres thermochimiques des fluides provenant du dégazage d'un fluide interstitiel ou d'un fluide magmatique demeurent inconnus. On ignore également les différences compositionnelles entre le liquide interstitiel ou magmatique originel riche en Cl et en Na et le fluide riche en vapeur qui en dérive. Selon les travaux de Sourirajan et Kennedy (1962) et ceux de White et al. (1971) sur les systèmes hydrothermaux modernes, la phase riche en vapeur est beaucoup moins salée et a des rapports K/(Na + K) et S/(Na + K) plus élevés que le liquide originel. Par contre, le rapport Cl/(Na + K) est très faible dans la phase vapeur par rapport à la phase liquide. Par exemple, à Steamboat spring, les rapports pour la phase liquide sont: S/(Na + K) = 0,05, K/(Na + K) = 0,11 et Cl/(Na + K) = 1,17, tandis que les rapports

pour la phase vapeur sont 0,58, 0,33 et 0,04 respectivement (White et al., 1971).

L'eau interstitielle dans les pores des roches représente de l'eau de mer piégée. Si nous présumons que l'eau de mer archéenne avait une composition semblable à l'eau de mer actuelle, l'eau interstitielle devrait avoir un rapport élevé $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) = 0,97$, un rapport élevé $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K}) = 1,73$ et un faible rapport $\text{S}/(\text{Na} + \text{K}) = 0,08$. Ces paramètres de l'eau interstitielle ne correspondent pas à ceux du fluide minéralisateur de Camflo. Toutefois, tel que mentionné, le fluide gazeux dérivé de cette eau pourrait avoir une composition semblable au fluide de Camflo.

L'eau magmatique est généralement riche en Na et en Cl (Røedder et Comb, 1967; Weisbrod, 1981; Rankin et Alderton, 1985). Nos analyses non publiées sur les inclusions fluides dans les roches granitiques archéennes de la région de Val d'Or - Noranda montrent que l'eau magmatique possède des rapports $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) > 0,90$ et $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K}) > 1,50$. Les rapports $\text{S}/(\text{Na} + \text{K})$ sont généralement inférieurs à 0,20. La salinité de ces fluides est très variable, mais est en général supérieure à 10% poids. Encore une fois, ces paramètres de l'eau magmatique ne correspondent pas au fluide minéralisateur de Camflo. Toutefois, un fluide dérivé de l'eau magmatique pourrait être semblable à celui de Camflo.

En résumé, il est probable que le fluide aurifère de Camflo provient d'un fluide interstitiel ou d'un fluide magmatique plutôt que d'un fluide métamorphique produit par des réactions de déshydratation. La présence de la phase CO_2 dans le fluide minéralisateur est

compatible avec une origine magmatique et n'implique pas nécessairement un processus métamorphique (Cameron et Hattori, 1987).

6.8 RESUME

Les données thermométriques et chimiques des inclusions fluides dans les veines de quartz et sulfures provenant de différentes zones minéralisées à la mine Camflo sont résumées au tableau 6.2. Ces données permettent de tirer les conclusions suivantes:

- (1) le fluide lié à la formation du gisement d'or de Camflo était hétérogène et composé de deux phases principales: une phase aqueuse dominante et une phase carbonique subordonnée composée de CO_2 relativement pur. Ces deux phases ont probablement été générées par un mécanisme d'immiscibilité par suite d'une baisse de température et de pression.
- (2) Le fluide aqueux dans la cheminée de monzonite possède une salinité de 7,5% poids éq. NaCl. Dans les zones minéralisées situées à l'extérieur de la cheminée, les mêmes fluides montrent des salinités plus faibles: 5,5% poids dans la diorite, 7% poids dans les sédiments et 0,6% poids dans la formation de fer. Cette diminution de la salinité reflète possiblement le degré de dilution dans le système de fractures. La température du fluide est estimée à 310°C dans la cheminée de monzonite.
- (3) Chimiquement, les inclusions aqueuses de Camflo appartiennent à deux types: un type dominant riche en S et un type subordonné riche en Cl. Le type riche en S est caractérisé par des rapports $Na/(Na + K) = 0,71$, $S/(Na + K) = 0,90$ et $Cl/(Na + K) = 0,01$ tandis

Tableau 6.2

Résumé des caractéristiques thermométriques et chimiques des inclusions fluides aqueuses de la mine Camflo.

Provenance	Pourcentage du total des inclusions	Température de fusion	Salinité (%pds équivalent)	Température d'homogénéisation	Chimisme
Veines de quartz dans le minerai de la cheminée monzonitique.	65% contre 25% pour les inclusions carboniques et 10% pour les inclusions aquacarboniques	<u>DC-PI</u> -18°C	22%	120-130°C	Riche en Cl Na/Na + K = 0,97
		<u>Quatre autres</u> -6°C	7,5%	310°C	Riche en S (dominant) Na/Na + K = 0,71 Riche en Cl (mineur) Na/Na + K = 0,96
Veines de quartz minéralisées situées à l'extérieur de la cheminée monzonitique	Indéterminé, mais inclusions aqueuses >> carboniques >> aquacarboniques	0 à -6°C	0-8%	300°C	Riche en S (dans la diorite) Na/Na + K = 0,92
Quartz magmatique dans la monzonite	"	-16 à -33°C	19-28%	150°C	Aucune donnée

que le type riche en Cl est caractérisé par des rapports $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) = 0,96$, $\text{S}/(\text{Na} + \text{K}) = 0,05$ et $\text{Cl}/(\text{Na} + \text{K}) = 1,64$.

- (4) Dans le minerai de monzonite, la minéralisation en or s'accompagne de la pyritisation et de la carbonatation de la roche. Toutefois, cette altération a eu peu d'effet sur les proportions relatives de Na_2O et de K_2O dans la monzonite. La plupart (80%) des analyses ont leur rapport $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ voisin de 0,45 qui représente le rapport original au stade magmatique.
- (5) Parmi les gisements d'or archéens de la région de Val d'Or - Cadillac, le fluide de Camflo est classé comme étant riche en S, tout comme les fluides des gisements de Swanson, la zone 3 de Doyon et les veines subverticales de New Pascalis. Les composés de soufre et d'alcalis dans ces fluides sont présents sous forme de sulfites ou de sulfates.
- (6) Génétiquement, le fluide de Camflo représente probablement le produit de la condensation d'une phase vapeur riche en S dérivée d'un fluide interstitiel ou d'un fluide magmatique en profondeur.

CHAPITRE 7

TYPLOGIE DES GISEMENTS

7.1 BREF RESUME DES CLASSIFICATIONS PROPOSEES

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

La classification proposée par Bache (1980) comporte trois grands groupes de gisements et huit types principaux, pouvant être subdivisés en sous-types. Cette classification est la suivante:

I- Gisements du groupe volcano-sédimentaire, pré-orogéniques:

1. Gisements type amas sulfuré polymétallique, où l'or est un sous-produit:

1a. liés à un volcanisme calco-alcalin différencié,

1b. liés à un volcanisme calco-alcalin à dominante basique, à

caractère ophiolitique.

1c. encaissés dans des sédiments, en dehors des volcanites, mais dont les liens avec le volcanisme sont soupçonnés.

2. Gisements de type "itabiritique" sensu lato, exclusivement aurifères.
3. Gisements réputés discordants en contexte volcano-sédimentaire exclusivement aurifères.

II- Gisements du type plutono-volcanique, post-orogéniques:

4. Gisements porphyriques cuprifères, où l'or est un sous-produit:

4a. à molybdène et or.

4b. à or.

5. Amas de substitution dans des assises carbonatées:

5a. amas de substitution à association minéralogique polymétallique,

5b. amas de substitution à minéralisation aurifère disséminée, avec présence de mercure.

6. Gisements filoniens centrés sur une intrusion:

6a. gisements filoniens à cuivre dominant,

6b. gisements filoniens à plomb-zinc dominants,

6c. gisements filoniens à or-argent dominants,

6d. gisements filoniens encaissés dans des volcanites tertiaires à caractère cratonique, riches en argent, dont les liens avec une intrusion sont soupçonnés.

III - Gisements détritiques:

7. Les placers anciens.

8. Les placers récents: alluvions et éluvions.

7.2 TYPLOGIE DES GISEMENTS DU SECTEUR DE MALARTIC

Dans la classification proposée par Bache (op.cit.), les gisements d'or du secteur de Malartic appartiennent tous au type 3 (gisements réputés discordants en contexte volcano-sédimentaire, pré-orogéniques et exclusivement aurifères). Tous les gisements aurifères de l'Abitibi appartiennent d'ailleurs à ce type, sauf les gisements volcanogènes de sulfures massifs où l'or est un sous-produit (e.g. mines Horne, Quemont, etc.). Bache (op.cit.) cite entre autres comme exemples québécois de gisements de type 3 les mines Lamaque, Sigma, East Malartic, Camflo, O'Brien, Elder, Eldrich et Quesabe en Abitibi, et la mine Belleterre au Témiscamingue.

Les diverses classifications mentionnées précédemment offrent l'avantage incontestable de catégoriser les gisements aurifères du secteur de Malartic par rapport à l'ensemble des gisements mondiaux. Cependant, le caractère universel de ces classifications entraîne un regroupement de tous les gisements de la région de Malartic à l'intérieur d'un seul type, et de ce fait, elles ne permettent pas de caractériser ces gîtes les uns par rapport aux autres. Il importe donc de développer une typologie propre à la région de Malartic.

Les données et discussions présentées au chapitre 5 de ce rapport ont clairement fait ressortir que le contrôle de la minéralisation aurifère dans le secteur de Malartic était à la fois structural et lithologique. Toute classification des gisements d'or de la région de Malartic doit donc nécessairement s'appuyer sur ces deux paramètres. En conséquence, nous proposons une classification des gisements aurifères du secteur de Malartic selon les quatre types suivants:

- 1- Zones de fractures et de cisaillement affectant des intrusions encaissées dans des roches volcaniques ou sédimentaires:
 - 1a - dans des roches volcaniques: Malartic Goldfields, Barnat et une partie de East Malartic;
 - 1b - dans des roches sédimentaires: une partie de Canadian Malartic et de Sladen.
- 2- Zones de cisaillement dans des roches volcaniques ou des intrusions syn-volcaniques:
 - 2a - zone de cisaillement et d'injection majeure: First Canadian;
 - 2b - zone de cisaillement mineure: Black Cliff et zone 8 (Orion) de Malartic Hygrade.
- 3- Zones de fracturation et d'altération dans des roches sédimentaires: une partie de Canadian Malartic, Sladen et East Malartic.
- 4- Cheminée intrusive fracturée dans des roches sédimentaires: Camflo et son prolongement sur la propriété Malartic Hygrade.

Le tableau 7.1 résume la typologie proposée, tout en reprenant les principales caractéristiques des gisements étudiés.

Tableau 7.1 - Typologie et caractéristiques des gisements d'or de Malartic

Gisement	Contrôle structural majeur	Roche-hôte principale	Roche-hôte secondaire	Aspect du minéral
Type 1. Zones de cisaillement affectant des intrusions dans des roches volcaniques ou sédimentaires:				
East Malartic	Faille EW de Sladen	Ensemble de porphyre, de diorite et de volcanites schisteuses	Grauwacke	Or et pyrite disséminés, 5% de veines de quartz
Malartic Goldfields	Zone SE de schistes à talc-chlorite à proximité de la faille de Cadillac	Diorite fracturée (stockwerk)	-----	Or dans les épontes fortement pyritisées des veines et fractures
Barnat	Zone de brèche EW dans des schistes à talc-chlorite	Porphyre fracturé (stockwerk)	Diorite fracturée	Or et pyrite disséminés, stockwerk de veinules de quartz
Type 2. Zones de cisaillement dans des roches volcaniques ou des intrusions syn-volcaniques:				
First Canadian	Faille ESE Norlartic: large zone de schistes à talc-chlorite	Surtout dans les roches plus compétentes: intrusions et basalte altéré	-----	Or et pyrite disséminés dans un stockwerk de veines de quartz
Malartic Hygrade (zone 8)	Cisaillement mineur paraconcordant SE sur le flanc long d'un pli EW	Brèche basaltique (tectonique?)	-----	Or dans une brèche fortement pyritisée et dans des amas de quartz
Black Cliff	Charnière d'un pli P ₂ EW; cisaillements mineurs EW	Gabbro-diorite	-----	Or dans des veines de quartz de cisaillement
Type 3. Zones de fracturation et d'altération dans des roches sédimentaires:				
Canadian Malartic	Faille EW tardive de Sladen	Grauwacke altéré, recristallisé et fracturé	Porphyre felsique	Or et pyrite disséminés
Sladen Malartic	Faille EW tardive de Sladen; intersection avec la faille ESE de Barnat	Grauwacke altéré, recristallisé et fracturé	Porphyre felsique	Or et pyrite disséminés
Type 4. Cheminée intrusive fracturée encaissée dans des roches sédimentaires:				
Canflo (et son prolongement sur Malartic Hygrade)	Cheminée intrusive et petit pli EW P ₂	Porphyre fracturé, stockwerk	Ferrotonalite, diorite	Or dans des veines de quartz et leurs épontes

Minéralogie des veines	Altération des éponges (en plus de la pyritisation)	Nature et relation des intrusions calco-alkalines avec la minéralisation	Age de la minéralisation
Pyrite, traces de molybdénite, Au	Biotite, carbonate, amphibole, microcline, talc, chlorite	Monzodiorite (quartzifère); petites intrusions très nombreuses dans la zone cisailée (roche-hôte du minerai)	Après le porphyre; avec la faille de Sladen (tardive)
Pyrite, traces d'arséno-pyrite et de molybdénite, Au	Biotite, carbonate, chlorite, tourmaline, magnétite (pré-minéralisation)	Monzodiorite (quartzifère) quelques dykes de 10 à 30 mètres d'épaisseur	Après ou pénécotemporaine au porphyre
Pyrite, Au Au > Ag	Microcline, biotite, amphibole, carbonate, chlorite	Monzodiorite (quartzifère); cylindres lenticulaires (dykes boudinés?); roche-hôte principale	Après le porphyre; avec faille EW?
Pyrite, traces de molybdénite, Au	Chlorite, carbonate	Essaim de petits dykes felsiques et intermédiaires; gros dykes ESE à peu de distance	Après les dykes ou pénécotemporaine
Pyrite, pyrrhotite, molybdénite, pentlandite, Au	Carbonate, chlorite, albite	Stock tonalitique, essaims de dykes EW et SE bordant la zone minéralisée	Pénécotemporaine avec les dykes
Pyrite, pyrrhotite, Au	Carbonate, biotite, chlorite	Rares petits dykes felsiques	Associée à P ₂
Pyrite, tellurures, Au, Au > Ag	Carbonate, microcline, biotite, chlorite, muscovite	Petit stock de monzodiorite quartzifère. Minerai à la bordure externe et au-dessus du stock	Après le porphyre, avec la faille EW tardive de Sladen
Pyrite, tellurures, Au, Au = Ag	Carbonate, microcline, biotite, chlorite, muscovite	Petit stock de monzodiorite quartzifère. Minerai à la bordure externe et au-dessus du stock	Après le porphyre; avec la déformation P ₂
Pyrite, tellurures, scheelite, anhydrite, molybdénite, Au	Carbonate, biotite, chlorite, muscovite, albite, magnétite (pré-minéralisation)	Cheminée de syénite quartzifère de 200m de diamètre (roche-hôte)	Après le porphyre; avec la déformation P ₂

CHAPITRE 8

INTERPRETATION

8.1 METALLOTECTES

Les données des chapitres précédents: description des gisements (chapitre 5), étude des inclusions fluides (chapitre 6) et typologie des gisements (chapitre 7) permettent maintenant de définir les principaux métallotectes de la minéralisation aurifère dans le secteur de Malartic. Cette synthèse des métallotectes de la région tient évidemment compte de tous les travaux antérieurs dont nous avons pris connaissance. Certains de ces métallotectes avaient déjà été identifiés par les auteurs précédents, mais leur regroupement, leur hiérarchisation ainsi que la définition de plusieurs d'entre eux découlent directement de nos travaux.

Dans le but de guider la recherche de l'or à différentes échelles dans la région de Malartic, nous avons subdivisé les métallotectes en trois classes: 1°) régionaux; 2°) locaux (à l'échelle des gisements individuels); 3°) microscopiques et géochimiques. Il est évident que les limites entre ces trois classes sont plus ou moins arbitraires et qu'elles passent graduellement de l'une à l'autre. Les métallotectes retenus sont les suivants:

8.1.1 METALLOTECTES REGIONAUX

1°) proximité de la zone tectonique de Cadillac. La faille de Cadillac représente un bris tectonique majeur dans la région, et son association avec la minéralisation aurifère est connue depuis les tous débuts de la prospection minière en Abitibi. De fait, le

Groupe de Piché, dont le tracé suit de près celui de la faille de Cadillac, compte pour 58% de la production aurifère de la région de Malartic (section 5.1). L'importance métallogénique de la faille de Cadillac tient à deux facteurs principaux: a) les intrusions favorables à la minéralisation sont particulièrement abondantes à proximité de la faille et b) l'intensité de la déformation augmente en approchant de cette structure. Prise dans son sens large, la zone tectonique de Cadillac englobe une bande d'une dizaine de kilomètres de largeur le long de laquelle se retrouve une concentration de gisements aurifères unique au Québec (Imreh et Trudel, 1987). Elle constitue un contrôle de premier ordre et dépasse de beaucoup le cadre de la région de Malartic, s'étendant de Val d'Or à l'est jusqu'à Kirkland Lake (Ontario) à l'ouest. Il s'agit d'une structure majeure séparant des volcanites faiblement métamorphisées au nord et des sédiments fortement métamorphisés au sud;

- 2^o) présence de failles ou de zones de cisaillement. Celles-ci peuvent être subdivisées en deux familles principales. En premier lieu, les zones de cisaillement EW tardives (e.g. faille Sladen) et les plis EW tardifs (e.g. plis de Camflo et de Malartic Hygrade). Prises dans leur ensemble, ces structures EW sont largement les plus importantes du point de vue de la production aurifère dans la région de Malartic, puisqu'elles regroupent les zones minéralisées de Canadian Malartic, Sladen, East Malartic, Camflo, Black Cliff et une partie de Malartic Hygrade. En deuxième lieu, les zones de cisaillement ESE et SE (e.g. failles Barnat et Norbenite, zones cisailées de Malartic Goldfields).

Dans le secteur nord de la région, ces zones sont paraconcordantes avec les unités lithologiques (zone Kierens de First Canadian et zone B de Malartic Hygrade). Dans la partie sud de la région, elles sont nettement obliques par rapport au litage sédimentaire. A la mine Camflo, des failles "tardives" de même direction mais à pendage plus faible (15 à 60° N) contrôlent la minéralisation hors de la cheminée intrusive. Ces deux familles de structures peuvent être le lieu de nombreuses injections de dykes ou filons de diverses compositions. La minéralisation peut se retrouver dans n'importe quel type de roche affectée par ces structures, mais la situation la plus favorable se présente lorsque des roches compétentes sont encaissées dans des roches plus ductiles;

3°) intersection de deux structures majeures d'orientations différentes.

Dans la région étudiée, l'intersection des failles E-W avec des structures d'orientation différente est particulièrement favorable à la minéralisation aurifère (par exemple: l'intersection de la faille Sladen avec la faille Barnat, qui a généré les importants gisements des mines Sladen et East Malartic). Souvent, les zones minéralisées suivent la linéation résultant de l'intersection des deux structures;

4°) présence d'intrusions déformées. Dans la région de Malartic, les intrusions spatialement associées à la minéralisation aurifère peuvent être d'affinité tholéiitique ou calco-alcaline, et leur composition varie de mafique à felsique (section 4.2). Les intrusions felsiques syntectoniques d'affinité calco-alcaline ont produit le plus de minerai, et Sansfaçon (1986) les considère comme

la lithologie-hôte par excellence dans le secteur. D'ailleurs, on retrouve les gisements d'or de Malartic dans deux secteurs où ces intrusions felsiques sont particulièrement abondantes, souvent sous forme de petits amas et de dykes. Ces centres d'intrusion et de minéralisation sont situés près de la ville de Malartic et dans le secteur de Malartic Hygrade-Norlartic. Cependant, la zone Barnat nord (secteur "Buckshot") et la mine Malartic Goldfields constituent des exceptions notables, puisque la minéralisation y est encaissée dans des diorites. La situation la plus propice se présente lorsque les intrusions compétentes sont encaissées dans des roches volcaniques ou sédimentaires plus ductiles, comme les intrusions mafiques et felsiques dans les volcanites schisteuses du Groupe de Piché, les intrusions felsiques dans les grauwackes du Groupe de Pontiac et la cheminée intrusive de Camflo dans les sédiments du Groupe de Kawagama. Dans le cas des intrusions de grandes dimensions, c'est souvent la bordure qui est la plus favorable à la présence de minéralisation économique. Dans tous les cas, il faut cependant que des structures favorables (i.e. failles ou zones de cisaillement) affectent ces lithologies compétentes.

8.1.2 METALLOTECTES LOCAUX

1°) en plus des structures majeures mentionnées précédemment, des structures de plus petites dimensions contrôlent la distribution de l'or à l'échelle locale dans les gisements. Parmi celles-ci, Sansfaçon (1966) distingue les suivantes: a) la zone de charnière de plis transposés et faillés dans des roches compétentes (e.g. Black

Cliff); b) au sud de Malartic, la minéralisation se retrouve fréquemment dans des fractures parallèles à la schistosité régionale S_2 , de direction SE. Par ailleurs, on en retrouve également dans des cassures recoupant S_2 , de même que dans des zones déformées par S_2 mais obliques au litage. Ces relations laissent supposer plusieurs périodes de minéralisation, ou tout au moins que la minéralisation aurifère s'est étendue sur une période de temps assez longue, si la déformation a été plus ou moins continue; c) les plans de schistosité de certains schistes sont parfois minéralisés, en particulier près du contact avec des corps intrusifs;

2°) abondance d'intrusions. Il a été observé, entre autres à la mine East Malartic, que la zone minéralisée était plus large et de meilleure teneur aux endroits où il y avait plusieurs petites intrusions séparées par de minces bandes de schiste, plutôt qu'une seule intrusion de grande dimension. En effet, les intrusions plus petites sont plus susceptibles d'être complètement fracturées, comparativement aux intrusions plus volumineuses qui ne sont souvent fracturées qu'en périphérie;

3°) présence de zones d'altération. La minéralisation aurifère s'accompagne d'une altération qui est généralement bien visible, en particulier dans les zones minéralisées les plus importantes. La pyritisation est commune à toutes les zones minéralisées, même si les zones pyritisées ne portent pas toutes des valeurs significatives en or. L'altération potassique est également bien développée et constitue l'une des caractéristiques des gisements de Malartic. Elle se manifeste fréquemment par une biotitisation, mais

parfois également par une séricitisation et par la formation de microcline dans les sédiments et les intrusions felsiques. La carbonatation et la silicification sont d'autres altérations communément présentes, tandis que le développement abondant de chlorite et de talc est restreint aux roches de composition mafique et ultramafique;

- 4°) présence de roches riches en fer. Dans le secteur nord de la région, plusieurs minéralisations aurifères sont encaissées dans des roches riches en fer (formations de fer, ferrodiorites et ferrogabbros). Dans ces roches, la pyrite aurifère remplace fréquemment la magnétite. De même, dans les gisements du secteur sud, les diorites, plus riches en fer, contiennent plus de pyrite et d'or que les intrusions felsiques (Eakins, 1962). Les roches riches en fer constituent donc un milieu chimique favorable à la précipitation du soufre et de l'or transportés par les solutions minéralisatrices.

8.1.3 METALLOTECTES MICROSCOPIQUES ET GEOCHIMIQUES

- 1°) abondance de pyrite. Même si les zones pyritisées ne sont pas toutes aurifères, la pyrite accompagne toutes les minéralisations d'or du secteur et constitue le meilleur métallotecte pour ce métal. Dans la région de Malartic, il est rare d'observer de l'or visible à l'œil nu. Le métal précieux se présente surtout en particules microscopiques associées à de la pyrite finement disséminée dans les roches altérées. Dans plusieurs zones minéralisées, la teneur en or est proportionnelle à la quantité de pyrite présente dans la roche;

- 2°) association avec des lithologies riches en or. Chainey (1983) a démontré que même dans sa partie stérile, la monzonite de Camflo contenait 150 ppb d'or, ce qui est nettement supérieur aux roches granitoides communes (1 à 5 ppb; Boyle, 1979; Rose et al., 1979). Quelques analyses du "porphyre" de la mine East Malartic montrent également des teneurs élevées en or (Kerrick, 1983). La détermination de la teneur moyenne en or semble donc constituer un moyen utile de distinguer les intrusions aurifères et stériles. De même, la recherche de zones enrichies en or dans les roches volcaniques et sédimentaires peut indiquer la proximité d'une zone minéralisée (Perrault, 1985). Ainsi, Gilbert (1984) a trouvé une teneur médiane de 64 ppb Au pour les grauwackes encaissant la zone P de la propriété Canadian Malartic;
- 3°) alteration microscopique. En plus des altérations mégascopiques mentionnées précédemment, d'autres altérations tout aussi significatives ne s'observent que sous le microscope. Ainsi, dans les zones minéralisées, la hornblende des diorites est remplacée par un agrégat de biotite, carbonate et pyrite. Dans les komatiites, la serpentine, l'amphibole et la magnétite sont en grande partie transformées en talc, chlorite, biotite et carbonate. Dans les intrusions felsiques et les grauwackes, le microcline remplace fréquemment le plagioclase. Dans les roches riches en magnétite, ce minéral est remplacé par la pyrite. De plus, toutes les lithologies sont silicifiées, carbonatisées et pyritisées à divers degrés;
- 4°) microthermométrie et chimisme des inclusions fluides. L'étude des inclusions fluides à la mine Camflo a démontré que le quartz

magmatique de la monzonite possédait une température d'homogénéisation (120 à 150°C) plus basse et une salinité (19 à 28% poids éq. Na Cl) plus élevée que le quartz des veines aurifères (température d'homogénéisation de 300 à 310°C et salinité de 0 à 8% poids éq. Na Cl). De plus, le fluide originel du quartz magmatique est riche en Cl, tandis que celui des veines de quartz aurifères est riche en S.

8.2 MODELES GENETIQUES

8.2.1 GENERALITES

Au moins quatre modèles génétiques distincts ont été proposés pour les gisements filoniens d'or de l'Abitibi en général et de la région de Malartic en particulier:

- 1°) la minéralisation aurifère est liée à l'évolution pré-cinématique 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);
- 2°) la minéralisation aurifère est associée spatialement à des lithologies (corps intrusifs ou formations volcano-sédimentaires) riches en or (Perrault, 1985);
- 3°) les gisements d'or sont pré-orogéniques 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);
- 4°) les gisements d'or sont épigénétiques et syn-orogéniques. Leur distribution est étroitement contrôlée par la structure et par la

présence de roches intrusives compétentes. C'est le modèle que nous favorisons, ainsi que Sansfaçon (1986).

Dans les sections qui suivent, les divers modèles proposés sont discutés en détail et confrontés. Nous y présentons également nos évidences en faveur du modèle choisi.

8.2.2 MODELE LIE A L'EVOLUTION PRE-CINEMATIQUE DU VOLCANISME

Imreh (1984) a mis en évidence deux types de volcanisme dans la région de Malartic: le volcanisme de type plaine sous-marine et le volcanisme de type arc insulaire. Le premier, de caractère komatiitique et tholéiitique riche en Mg, correspond au Groupe de Malartic inférieur tandis que le second, de caractère tholéiitique riche en Fe et calco-alkalin, correspond au Groupe de Malartic supérieur. De plus, il propose la présence d'une zone de subduction du côté sud de la ceinture Abitibi qui expliquerait la prépondérance du volcanisme calco-alkalin à la bordure méridionale du sillon volcanique.

Il a ensuite établi que le Groupe de Malartic inférieur n'a compté que pour 13,7% de la production totale d'or du secteur de Malartic-Val d'Or, contre 85,6% pour le Groupe de Malartic supérieur et la zone tectonique de Cadillac (la balance de 0,7% provient du Groupe de Blake River). La répartition selon les diverses formations lithostratigraphiques est la suivante (de la base vers le sommet): Groupe de Malartic inférieur, Formation de La Motte-Vassan: 0,0%, Formation de Dubuisson: 12,7% et Formation de Jacola: 1,0%; Groupe de Malartic supérieur, Formation de Val d'Or: 39,1% et Formation de Héva 8,1%; zone

tectonique de Cadillac: 38,4%.

Il en conclut que la minéralisation aurifère n'est présente que dans le stade final du volcanisme de type plaine et dans le stade arc insulaire. Les phénomènes volcaniques constitueraient des métallotectes de premier ordre. La concentration primaire de l'or serait liée à la situation particulière par rapport à la subduction, et par conséquent à l'évolution pré-cinématique du sillon. Les éléments structuraux et les intrusions post-volcaniques ne joueraient le rôle de métallotectes que dans la mesure où ils se superposent aux métallotectes de premier ordre.

Nous sommes en désaccord avec ce modèle sur les points suivants:

- 1°) Imreh (1984, figure 3, page 6) corrèle les roches ultramafiques de la zone tectonique de Cadillac avec la Formation de Dubuisson. Si tel est le cas, plus de la moitié de la production d'or du secteur proviendrait du Groupe de Malartic Inférieur, ce qui est contraire au modèle qu'il propose;
- 2°) L'importance de la Formation de Val d'Or (39,1% de la production totale) tient au fait qu'elle renferme les deux plus importantes mines du secteur de Malartic-Val d'Or, soit les mines Lamaque et Sigma. Dans ces deux gisements, la minéralisation aurifère est localisée dans des masses intrusives compétentes ou des essaims de dykes fracturés (Daigneault, 1983; Robert, 1983). Le contrôle de la minéralisation est structural et lithologique, et n'est pas relié au fait que ces gisements se situent dans les volcanites calco-alcalines de la Formation de Val d'Or;
- 3°) Imreh (op. cit.) attribue la production des mines Sullivan, Bras d'Or, Bussièras, Beaufor et Perron à la Formation de Dubuisson. Tous

ces gisements sont situés dans la bordure du batholite de Bourlamaque, au contact entre les roches intrusives compétentes et les roches volcaniques plus ductiles. Le contrôle de ces gisements filoniens est structural et lié à la différence de compétence entre les unités lithologiques. Il est donc indépendant du fait que le batholite de Bourlamaque soit encaissé dans la Formation de Dubuisson.

A notre avis, la concentration de gisements aurifères à la bordure sud de la ceinture Abitibi est liée à une plus forte déformation tectonique à proximité de la faille de Cadillac, et au grand nombre de petites intrusions compétentes situées près de cette structure. Nous considérons que la distribution des gisements est indépendante de leur position stratigraphique et de l'évolution pré-cinématique du volcanisme. De plus, tant que la distribution des unités tholéitiques et calco-alcalines ne sera pas connue de façon plus complète dans la ceinture volcanique de l'Abitibi, nous croyons qu'il est prématuré de placer une zone de subduction à sa bordure méridionale.

8.2.3 MODELE LIE A DES ROCHES-SOURCES RICHES EN OR

Perrault (1985) a démontré que plusieurs gisements d'or de l'Abitibi sont associés à des intrusions ou à des formations volcano-sédimentaires riches en or. Selon lui, ces lithologies enrichies en or sont importantes pour l'exploration, car le lessivage de l'or qu'elles renferment et sa reconcentration dans des structures favorables produirait les gisements d'or économiques.

Ainsi, la Formation de Val d'Or (médiane de 132 analyses = 18 ppb Au) contient les mines Lamaque et Sigma. La moitié supérieure, d'affinité calco-alcaline, du Groupe de Blake River (médiane de 36 analyses = 28 ppb Au) renferme les gisements Doyon, Bousquet et Dumagami. Comme exemple de roches intrusives, le batholite de Bourlamaque (médiane de 46 analyses = 21 ppb Au) a été le site de six mines d'or. Rappelons que la teneur normale en or de roches non associées à la minéralisation est de l'ordre de 1 à 5 ppb (Boyle, 1979; Rose et al., 1979).

Perrault (op. cit.) a de plus démontré que certaines unités calco-alcalines de l'Abitibi (Formation de Val d'Or et Groupe de Blake River) étaient plus riches en or que les unités tholéitiques (Formations de Jacola et de Dequisier). De ce fait, les unités à caractère calco-alcalin seraient plus favorables à la présence de gisements d'or.

Ce modèle ouvre de nouvelles possibilités pour la prospection minière et il mérite certainement d'être approfondi. Cependant, le nombre de cas documentés est encore trop faible pour pouvoir en généraliser l'usage. S'il est démontré que certaines intrusions associées à des gîtes sont enrichies en or comme le batholite de Bourlamaque (Perrault, op. cit.), la monzonite de Camflo (Chainey, 1983) et le porphyre d'East Malartic (Kerrich, 1983), il n'existe pas encore de données comparatives pour des intrusions ne renfermant pas de minéralisation aurifère connue comme les batholites de Lacorne, de Preissac et de La Motte. De même, il faudrait documenter un plus grand nombre de cas à travers l'ensemble de l'Abitibi avant de pouvoir confirmer l'hypothèse selon laquelle les volcanites d'affinité calco-alcaline seraient plus riches en or que celles d'affinité

tholéiitique.

Il est intéressant de remarquer que ce modèle se rapproche de celui décrit précédemment en ce sens que si effectivement une zone de subduction est responsable de la présence de roches calco-alcalines à la bordure sud du sillon, et que celles-ci soient enrichies en or, il existe alors une relation entre la zone de subduction et l'enrichissement en or.

Nous émettons cependant les mêmes réserves que précédemment, à savoir que l'enrichissement en or des roches situées dans la partie sud de la ceinture Abitibi est peut-être secondaire et relié au fait que ces roches sont plus déformées et altérées parce qu'elles sont situées à proximité d'une zone de cisaillement majeure, soit la faille de Cadillac. Afin de démontrer que la teneur primaire en or des unités calco-alcalines est véritablement plus élevée que celle des unités tholéiitiques, il faudrait comparer des échantillons montrant un minimum de déformation et d'altération. Ce n'est pas une tâche facile dans des terrains archéens tectonisés, métamorphisés et minéralisés.

6.2.4 MODELE DE CONCENTRATIONS D'OR PRE-OROGENIQUES REMOBILISEES

Dans la typologie qu'il propose, Bache (1980) classe les gisements d'or filoniens de l'Abitibi dans le type 3: "gisements exclusivement aurifères du groupe volcano-sédimentaire, pré-orogéniques, réputés discordants". Il donne comme caractéristiques de ce type de gisements:

- 1°) âge des terrains encaissants presque exclusivement précambrien;
- 2°) le produit principal est l'or avec l'argent comme sous-produit;
- 3°) gangue de quartz, carbonates ferromagnésiens, chlorite, séricite et

tourmaline;

- 4°) minéraux métalliques associés: pyrite et autres sulfures, scheelite, molybdénite et rares tellurures;
- 5°) encaissés dans un environnement volcano-sédimentaire ou dans des intrusions de nature variée;
- 6°) en relation spatiale avec de grandes fractures;
- 7°) métamorphisme de faciès schistes verts en général;
- 8°) forme de filons, veines, "pipes", stockwerks ou corps silicifiés;
- 9°) altération des épontes: chlorite-séricite-pyrite-carbonates;
- 10°) rapport Au/Ag > 1;
- 11°) association étroite avec des strates sédimentaires bien litées de jaspes, de carbonates et de formations ferrugineuses.

Les gisements de la région de Malartic répondent bien à toutes ces caractéristiques sauf la dernière, soit l'association étroite avec des sédiments chimiques d'origine exhalative. Nous reviendrons sur ce sujet lorsque nous discuterons du modèle génétique proposé par Bache (op. cit.).

A cause de l'association étroite, dans les mêmes assises rocheuses, de gisements volcanogènes de sulfures massifs polymétalliques et de gisements d'or filoniens, Ridler (1970), Hutchinson et al. (1971), Hutchinson (1975) et Bache (1980) ont émis l'hypothèse que l'or a été déposé par des processus exhalatifs tout comme les sulfures. Le métal proviendrait du lessivage des roches mafiques et ultramafiques constituant la base des empilements volcaniques et serait déposé sous forme de gisements aurifères stratiformes concordants avec des sédiments

chimiques d'origine exhalative, mis en place à la fin d'un cycle volcanique.

Les veines, filons, stockwerks et remplissages de zones de cisaillement seraient formées par la remobilisation et la redistribution de l'or à partir de ces zones enrichies, sous l'action du métamorphisme (Boyle, 1955; Routhier, 1963). Par la suite, les intrusions post-volcaniques auraient provoqué une nouvelle concentration de l'or.

Nous sommes en accord avec la classification de Bache (1980), sauf en ce qui concerne le caractère pré-orogénique des gisements. Nos arguments sont les suivants:

- 1°) L'étude des gisements du secteur de Malartic a démontré qu'on pouvait dans plusieurs cas rattacher la minéralisation aurifère à une phase de déformation (D_2) plutôt tardive. Nous considérons donc les gisements de la région comme syn-orogéniques. Dans certains cas, comme celui de la mine Sigma à Val d'Or, les études détaillées démontrent même le caractère tardi-orogénique de la minéralisation aurifère (Robert, 1983);
- 2°) les gisements du secteur de Malartic ne montrent aucune association spatiale avec des sédiments chimiques (jaspes, carbonates ou formations ferrugineuses). Kerrich (1983) suggère la présence d'un niveau de chert tuffacé exhalatif à la mine East Malartic, mais il s'agit selon nous d'une zone de cisaillement silicifiée nettement discordante (Trudel et Sansfaçon, 1987). Une formation ferrugineuse est présente à proximité de la mine Camflo, mais elle n'a produit qu'une faible partie du minerai (1%) et elle semble indépendante de la minéralisation principale qui se situe dans une cheminée de

monzonite altérée. En conséquence, rien ne nous porte à croire que les gisements d'or du secteur de Malartic soient des gîtes syngénétiques remobilisés.

8.2.5 MODELE EPIGENETIQUE A CONTROLE STRUCTURAL ET LITHOLOGIQUE

Nos observations sur les neuf gisements d'or étudiés dans le secteur de Malartic démontrent que toutes ces minéralisations sont étroitement contrôlées par la structure. Tout le minerai se retrouve dans des amas de roches broyées et altérées, des veines, des filons, des réseaux de veinules ou des cheminées intrusives fracturées. A l'échelle régionale, ce sont les grandes failles et zones de cisaillement et de broyage qui contrôlent la distribution des gisements. A l'échelle des mines individuelles, ce sont des structures de plus petites dimensions (charnières de plis de deuxième phase, plis faillés et transposés, fractures, plans de schistosité et présence de roches de compétences différentes) qui régissent la localisation du minerai.

Comme la minéralisation aurifère se retrouve dans les mêmes structures qui ont affecté l'ensemble des roches de la région, nous en concluons que les gisements sont syn-tectoniques. Nous ne croyons pas que la minéralisation fut d'abord syngénétique et ensuite remobilisée lors du métamorphisme et de la déformation. En effet, la plupart des gisements ne montrent aucune association spatiale avec des sédiments chimiques, et les gisements volcanogènes de sulfures massifs sont absents dans la région de Malartic. En conséquence, nous croyons que toutes les minéralisations aurifères du secteur sont épigénétiques.

En plus d'être structural, le contrôle de la minéralisation est

également lithologique. Dans les zones de fortes contraintes, les roches incompetentes se déforment de façon ductile, produisant des schistes imperméables aux solutions minéralisatrices. Par contre, les roches compétentes se fracturent, créant ainsi les ouvertures nécessaires à la déposition des filons aurifères. Dans chaque mine, on peut démontrer que la minéralisation se retrouve dans la roche la plus compétente localement. Il convient également de rappeler l'association étroite, dans le temps et dans l'espace, entre la minéralisation aurifère et les intrusions felsiques calco-alcalines (nous croyons que ces deux événements sont contemporains).

Les gisements du secteur sont également syn-métamorphiques. Même si les assemblages minéralogiques d'altération sont superposés sur ceux dus au métamorphisme, le faciès métamorphique des zones minéralisées demeure toujours compatible avec celui du métamorphisme régional. Il ne faut pas oublier que la déformation et le métamorphisme ont dû s'étendre sur un temps relativement long, et que la minéralisation aurifère est associée à plusieurs périodes successives de déformation et de métamorphisme (Sansfaçon, 1986).

Le fait que les gisements du secteur de Malartic soient épigénétiques, syn-tectoniques, syn-métamorphiques, et à contrôle structural et lithologique n'est pas en opposition totale avec les trois modèles génétiques discutés précédemment. En effet, chacun de ces modèles comporte des éléments tout à fait valables et compatibles avec les caractères observés des gîtes. Par exemple, nous ne sommes pas opposés à l'hypothèse d'une zone de subduction du côté sud de la ceinture Abitibi, ni au caractère plus favorable des roches calco-alcalines, ce

qui pourrait expliquer la plus grande concentration de gisements dans la partie méridionale du sillon (Larue et Trudel, 1987). Cependant, nous avons voulu signaler la nécessité d'études plus détaillées avant de confirmer ou d'infirmer ces hypothèses de travail.

Quant à la source de l'or, elle demeure problématique. Pour les raisons que nous avons invoquées précédemment, nous ne croyons pas que l'or ait été déposé d'abord par des processus syngénétiques et ensuite remobilisé. Nous croyons plutôt que toutes les minéralisations sont épigénétiques et que l'or provient du lessivage des roches-hôtes. Les données analytiques et les calculs démontrant en effet que les roches volcano-sédimentaires (Gilbert, 1984; Ferrault, 1985) et intrusives (Chainey, 1983; Taner et Trudel, 1988) contiennent suffisamment d'or pour que leur lessivage, même partiel, puisse compter pour tout l'or produit dans les mines du secteur. Cependant, le lessivage de l'or a dû se faire en profondeur et non "latéralement", car les solutions minéralisatrices étaient en déséquilibre avec les roches encaissantes, tel que démontré par les bordures d'altération présentes dans les épontes de toutes les structures minéralisées. L'étude des inclusions fluides (chapitre 6) suggère que le fluide minéralisateur pourrait être d'origine magmatique ou encore l'eau de mer interstitielle contenue dans l'empilement volcano-sédimentaire.

8.3 ESSAI COMPARATIF AVEC LES GISEMENTS DE VAL D'OR

Cette étude métallogénique de l'or dans le secteur de Malartic s'inscrit dans le cadre d'un projet plus vaste portant sur la métallogénie de l'or sur l'ensemble du territoire québécois. Cette étude a débuté par le secteur de Val d'Or (Sauvé et al., 1986) et s'est

poursuivie par celui de Malartic. Suite à ces travaux, il nous semble opportun, au stade actuel de nos connaissances, d'établir une brève comparaison entre les gisements aurifères de ces deux secteurs.

SIMILITUDES

- 1°) les gisements des deux secteurs sont épigénétiques, syn-tectoniques et syn-métamorphiques. Le contrôle de la minéralisation est à la fois structural et lithologique. La seule exception est la mine Akasaba, à Val d'Or, où la minéralisation est tardi-volcanique et précoce dans le métamorphisme (Sauvé, 1985);
- 2°) la minéralisation aurifère est fréquemment associée à des intrusions felsiques déformées (syn-tectoniques);
- 3°) les altérations associées à la minéralisation aurifère sont souvent les mêmes: pyritisation, carbonatation, séricitisation, chloritisation et albitisation;
- 4°) les sulfures accompagnent toujours la minéralisation aurifère et dans la majorité des cas, la pyrite est le sulfure dominant;
- 5°) le gisement le plus productif du secteur de Val d'Or (Lamaque) et l'un des plus importants du secteur de Malartic (Camflo) se situent dans des cheminées felsiques subverticales de taille et de géométrie semblables.

DIFFERENCES

- 1°) le secteur immédiat de la faille de Cadillac a fourni la majeure partie de la production d'or à Malartic, tandis qu'à Val d'Or presque tous les gisements sont situés au nord de cette structure;

- 2^o) la minéralisation aurifère à Malartic se localise dans des zones broyées et altérées, plutôt que dans des veines de quartz bien définies comme à Val d'Or;
- 3^o) l'altération potassique est commune aux deux secteurs. Elle se manifeste cependant par le développement de biotite et de microcline à Malartic, tandis que la séricitisation domine à Val d'Or. Cette minéralogie différente résulte du degré de métamorphisme plus élevé lors de la minéralisation à Malartic;
- 4^o) l'or est le produit principal dans tous les gisements de Malartic, tandis qu'il a été récupéré comme sous-produit des gisements polymétalliques de Manitou-Barvue, Louvem, Dunraine et East Sullivan dans le camp minier de Val d'Or;
- 5^o) la tourmaline, la scheelite, le bismuth natif et les tellurures sont des minéraux communs sans être abondants dans les filons aurifères de Val d'Or, tandis qu'ils sont plutôt rares à Malartic;
- 6^o) les veines minéralisées à faible pendage ("flats") semblent être pratiquement absentes à Malartic, alors qu'elles sont communes dans plusieurs gisements du secteur de Val d'Or. Nous croyons que cette situation reflète une formation à plus faible profondeur (et un métamorphisme moindre) pour les gisements de Val d'Or. Même à l'échelle d'un gisement individuel profond comme la mine Sigma (environ 2 000 m), on peut constater que l'augmentation du métamorphisme en profondeur s'accompagne d'une nette diminution de la quantité de veines sub-horizontales (Grant, 1986; Robert, 1984, page 13).

CHAPITRE 9

CONCLUSION

La région minière de Malartic a produit, entre 1935 et 1984, un peu plus de 262 tonnes d'or métal, ce qui la classe au deuxième rang au Québec derrière le secteur de Val d'Or pour la production provenant de gisements dont l'or est le produit principal. Actuellement, une seule mine de moyenne importance (Camflo) est encore en opération, et la région de Malartic ne compte que pour moins de 4% de la production québécoise d'or. Cependant, l'exploration y est encore fort active et le potentiel du secteur demeure élevé.

L'étude de six mines et de trois gisements qui pourraient être mis en production bientôt démontre que la minéralisation aurifère est épigénétique, syn-tectonique et syn-métamorphique. Elle montre un contrôle structural et lithologique. En nous appuyant sur ces caractéristiques des gîtes, nous pouvons établir une typologie qui soit factuelle plutôt que déductive. Ainsi, nous distinguons quatre classes de gisements aurifères dans la région de Malartic:

- 1 - zones de cisaillement affectant des intrusions encaissées dans des roches volcaniques ou sédimentaires : Malartic Goldfields, Barnat et une partie de East Malartic, Canadian Malartic et Sladen;
- 2- zones de cisaillement dans des roches volcaniques ou des intrusions syn-volcaniques : First Canadian, Black Cliff et la zone B de Malartic Hygrade;

- 3- zones de fracturation et d'altération dans des roches sédimentaires:
une partie de Canadian Malartic, Sladen et East Malartic;
- 4- cheminée intrusive fracturée encaissée dans des roches sédimentaires:
Camflo et son prolongement sur la propriété Malartic Hygrade.

Cette étude nous a également permis de définir un certain nombre de métallotectes qui pourront s'avérer utiles pour la prospection minière. Les métallotectes retenus sont les suivants:

À l'échelle régionale:

- 1 - proximité de la faille de Cadillac;
- 2 - présence de failles ou de zones de cisaillement majeures;
- 3 - intersection de structures d'orientations différentes;
- 4 - association spatiale avec des intrusion felsiques calco-alcalines syn-tectoniques;

À l'échelle des gisements:

- 1 - présence de structures locales;
- 2 - abondance d'intrusions;
- 3 - présence de zones d'altération;
- 4 - présence de roches riches en fer;

À l'échelle microscopique ou géochimique:

- 1 - abondance de pyrite;
- 2 - proximité de roches enrichies en or;
- 3 - altérations microscopiques;
- 4 - microthermométrie et chimisme des inclusions fluides.

REMERCIEMENTS

Ce travail n'a été rendu possible que grâce à une concertation soutenue entre les scientifiques du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (M.E.R.Q.), de l'industrie minière et du milieu universitaire. Les auteurs désirent remercier particulièrement les personnes ou organismes suivants:

- ce projet de recherche a été financé en entier par le M.E.R.Q. Nous tenons à remercier, entre autres, Alain Simard (directeur du service du Nord-Ouest) qui a agi comme coordonnateur du projet, ainsi que Denis Racicot (représentant régional du M.E.R.Q. à Val d'Or) et tout le personnel du bureau pour leur aide efficace;
- les géologues des compagnies minières qui nous ont facilité l'accès aux données sur les gisements. Nos remerciements s'adressent particulièrement à Roger Doucet et Robert Sansfaçon (Minerais Lac), Alex Makila (Société Barrick), James Sullivan, Yvon Trudeau et Denis Raymond (Malartic Hygrade), Don Bubar et George Mannard (First Canadian);
- le professeur Claude Hubert (Université de Montréal) dont les travaux dans la région de Malartic ont grandement aidé à une meilleure connaissance de la géologie structurale du secteur;
- le professeur Guy Perrault (École Polytechnique) qui fut l'instigateur de ce projet de recherche sur la métallogénie de l'or au Québec;
- Lao Kheang pour l'étude des inclusions fluides à la mine Camflo et la rédaction du chapitre 6 de ce rapport;
- André Lacombe pour le dessin;

- Sabine Plusquellec, Sylvia Morneau et Line Parisien pour la
dactylographie.

BIBLIOGRAPHIE

- AHMAD, S.N. et ROSE, A.W. (1980): Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Econ. Geol.*, v. 75, pp. 229-250.
- ALDERSON, D.H.M. (1983a): Further specimens of high grade gold mineralized porphyry from the Camflo mine - 450 foot, 900 foot, 1 300 foot and 1 500 foot levels, Camflo property. Rapport interne, Les Mines d'or Malartic Hygrade (Canada) Ltée, 9 p.
- ALDERSON, D.H.M. (1983b): Specimens of low grade gold-mineralized porphyry drill core from the Malartic Hygrade - Camflo joint project 2 850 foot level, Camflo Mine. Rapport interne, 11 p.
- ALSAC, C. ; LANARCHE, R. et LATULIPPE, M. (1970): Etude 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.
- AMBROSE, J.W. (1941): Cléricy and La Fausse map - areas, Québec. Commission Géologique du Canada, mémoire 233.
- ANDERSON, J.B. et WILTON, C.K. (1953): Slope Control by diamond drill sampling at Malartic Goldfields Limited. *Canad. Inst. Mining Metall.*, Trans: v. 56, pp. 157-159.
- ANHAUSSER, C.R. (1981): Geotectonic evolution of the Archean succession in the Barberton Mountainland, South Africa. Dans: "Precambrian plate tectonics, developments in Precambrian geology, 4 " (A. Kröner, éditeur), Elsevier, Amsterdam, Pays-Bas, pages 137 à 160.
- ARNDT, N.T. et NISBET, E.G. (1982): What is a komatiite? Dans: "Komatiites", Allen et Unwin, Londres, pp. 19-27.
- AVRANTCHEV, L. et LABEL-DROLET, S. (1979): Production minérale du Québec au 1er janvier 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-727, 31p.
- BABINEAU, J. (1982): Evolution géochimique et pétrologique des séries volcaniques de la région de Cadillac-Malartic, Abitibi. Mémoire de maîtrise, Univ. de Montréal, 130 p.
- BABINEAU, J. (1982) : La Motte-Vassan. Dans: "Travaux sur le terrain 1982", Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV - 938, page 31.
- BABINEAU, J. (1983a): Région de La Motte-Malartic. Dans: "Travaux sur le terrain 1983", Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 83-13, pages 40 et 41.
- BABINEAU, J. (1983b): Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 83-30, une carte annotée.
- BABINEAU, J. (1984): Géologie de la région de La Motte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 84-03, 17 pages et 2 hors-texte.

- BABINEAU, J.; HUBERT, C. et LUDDEN, J.N. (1983): Structure et stratigraphie du losange du lac Malartic, Abitibi-sud. Dans: "Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances", Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 83-11, page 105.
- BACHE, J.J. (1980): Les gisements d'or dans le monde. Bureau de recherches géologiques et minières, mémoire 118, 106 pages.
- BARAGAR, W.R.A. et McGLYNN, J.C. (1976): Early Archean basement in the Canadian Shield: a review of the evidence. Commission géologique du Canada, publication 76-14.
- 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. (1962): Notes on East Malartic Mines Limited, Norrie, Québec. Rapport interne, 9 pages et 1 carte.
- BOWERS, T.S. et HELGESON, H.C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non ideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geological system: equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluid at high pressures and temperatures. Geoch. et Cosm. Acta, v. 47, pp. 1247-1275.
- BOYLE, R.W. (1955): The geochemistry and origin of the gold bearing quartz veins and lenses of the Yellowknife greenstone belt. Economic Geology, volume 50, pages 51 à 66.
- BOYLE, R.W. (1979): The geochemistry of gold and its deposits. Commission Géologique du Canada, bulletin 280, 584 pages.
- BYERS, A.R. et GILL, J.E. (1948): Sladen Malartic mine. Dans : "Structural geology of Canadian ore deposits, "Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume anniversaire, pages 258 à 264.
- CAMERON, E.M. et HATTORI, K. (1987): Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. Economic Geology, volume 82, pages 1177 à 1191.
- CHANEY, D. (1983): Paramètres pétrographiques et géochimiques du gisement d'or de la mine Camflo, Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Ecole Polytechnique de Montréal, département de génie minéral, 215 pages.
- CLOKE, P.L. et KESLER, S.E. (1979): The halite trend in hydrothermal solution. Economic Geology, volume 74, pages 1823 à 1831.
- COLLINS, P.L.F. (1979): Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., v. 74, pp. 1435-1444.
- COLVINE et al. (1984): An integrated model for the origin of Archean

- lode gold deposits. Ontario Geological Survey, open file report 5524, 98p.
- CORMIE, J.M. (1948): East Malartic mine. Dans: "Structural geology of Canadian ore deposits", Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume anniversaire, pages 865 à 867.
- CRAWFORD, M.L. (1981): Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. L.S. Hollister et M.L. Crawford (éds), Short Course In Fluid Inclusions: Application to petrology. Mineralogical Association of Canada, pp. 75-100.
- DAIGNEAULT, R. (1983): Géologie et géochimie du gisement d'or de la mine Lamaque, Val d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise ès sciences appliquées, département de génie minéral, Ecole Polytechnique, 174 pages.
- DE LAUNAY, L. (1913): Traité de métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères, tome III. Librairie polytechnique Charles Béranger, Paris et Liège.
- DERRY, D.R. (1939): The Geology of the Canadian Malartic Gold Mine, Northern Quebec. Economic Geology, vol. 34, no 5, pp. 495-523.
- DERRY, D.R. et HERZ, H.C. (1948): Canadian Malartic mine. Dans: "Structural Geology of Canadian ore deposits", Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume anniversaire, pages 853 à 857.
- DIMROTH, E.; IMREH, L.; GOULET, N. et ROCHELEAU, M. (1983 a). 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.
- DIMROTH, E.; IMREH, L.; GOULET, N. et ROCHELEAU, M. (1983 b): 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.
- DIMROTH, E.; IMREH, L.; ROCHELEAU, M. et GOULET, N. (1982): Evolution of the south central part of the archean Abitibi belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. Journal Canadien des sciences de la Terre, volume 19, pages 1729 à 1758.
- DRESSER, J.A. et DENIS, T.C. (1951): Géologie de Québec, volume III: géologie économique. Ministère des Mines du Québec, rapport géologique 20, 641 p.
- EADINGTON, P.J. (1974): Microprobe analysis of the non-volatile constituents in fluid inclusions. N. Jb. Miner. Mh., vol. 11, pp. 518-525.
- EAKINS, P.R. (1952): Geological setting of the gold deposits of the Malartic district, Quebec. Thèse de doctorat, Université McGill, 208 pages.

- EAKINS, P.R. (1962): Caractères géologiques des gisements aurifères du district de Malartic, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport géologique 99, 143 pages.
- ENMONS, W.H. (1937): Gold deposits of the world. Mc Graw-Hill, New-York.
- ENGEL, H.E.J. et KULM, D.L. (1972): Pré-Precambrian global tectonics: a tectonic test. Geological Society of America Bulletin, volume 83, pages 2325 à 2340.
- FYFE, W.S. et KERRICH, R. (1982): Gold: natural concentration process. Dans: R.P. Foster (éd), Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, pp. 99-127.
- GARIEPY, C. (1984): Développement de la croûte continentale : exemples de l'Himalaya, de l'Abitibi et des îles Féroes. Thèse de doctorat, département de géologie, Université de Montréal, 267 pages.
- GARIEPY, C. ; ALLEGRE C.J. et LAJOIE, J. (1984): U-Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume 21, numéro 11, pages 1296 à 1304.
- GATES, T.M. et HURLEY P.M. (1973): Evaluation of Rb - Sr dating methods applied to Matachewan, Abitibi, Mac Kenzie and Sudbury dyke swarms in Canada. Journal Canadian des Sciences de la Terre, volume 10, pages 900 à 919.
- GELINAS, L. et LUDDEN, J.N. (1984): Rhyolitic volcanism and the geochemical evolution of an Archean central ring complex: the Blake River Group volcanics of the southern Abitibi belt, Superior province. Physics of the Earth and Planetary Interiors, volume 35, pages 77 à 88.
- GELINAS, L.; TRUDEL, P. et HUBERT, C. (1984): Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn - Noranda area, Abitibi, Québec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume 21, numéro 2, pages 220 à 231.
- GENTLEMAN, S.M. (1985): - Geochemistry and petrogenesis of an archaean alkaline suite, Kirkland Lake area, Abitibi Greenstone belt, Northeastern Ontario. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 130 p.
- GILBERT, M. (1984): Etude géochimique et pétrographique du dépôt aurifère de la zone P, canton Fournière, région de Malartic, Québec. Projet de fin d'études, département de génie minéral, Ecole Polytechnique, 35 pages.
- GIROD M.; BAILEY D.K.; BAKER P.E.; FISCHER, R.V.; MAURY, R.; ROCCI, M.; SCHMINKE, H. et UPTON, B.G. (1978): Les roches volcaniques: pétrologie et cadre structural. Doïn (éditeur), Paris, 239 pages.

- GOODWIN, A.M. (1977): Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, volume 14, pages 2737 à 2759.
- GOODWIN, A.M. (1979): Archean volcanic studies in the Timmins - Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec. *Commission Géologique du Canada, Bulletin 278*, 51 pages.
- GOODWIN, A.M. (1982): Archean volcanoes in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition and development. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, volume 19, pages 1140 à 1155.
- GOODWIN, A.M. et RIDLER, R.H. (1970): The Abitibi orogenic belt. Dans: "Basins and geosynclines of the Canadian Shield" (A.J. Baer, éditeur), *Commission Géologique du Canada, publication 70-40*, pages 1 à 30.
- GORMAN, B.E. (1986): Le district de Bousquet-Cadillac. Dans: "Structure et or, de Rouyn à Val d'Or, Québec", réunion annuelle conjointe de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, livret-guide de l'excursion 14, pages 45 à 73.
- GOULET, N. (1978): Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac - Larder Lake fault, Rouyn - Beauchastel area, Quebec. Thèse de doctorat, Université Queen's, Kingston, Ontario, 141 pages et 9 hors-texte.
- GRANT, M. (1986): Etude du métamorphisme et de la distribution verticale des teneurs en Au, As et Sb à la mine Sigma, Val d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de génie minéral, Ecole Polytechnique, 121 pages.
- GRANT, M.; SANSFACON, R. et TRUDEL, P. (1987): Géologie de la mine Canadian Malartic, district de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, N° 87-26, 49 pages.
- GROVES, D.I., PHILLIPS, G.N., Ho, S.E., HENDERSON, C.A., Clark, M.E. et WOAD, G.M. (1984): Controls on distribution of archean hydrothermal gold deposits in Western Australia. Dans: R.P. Foster (ed), *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, pp. 689-712.
- GUHA, J., GAUTHIER, A., VALLEE, M., DESCARREAU, J. et LANGE-BRAD, F. (1982): Gold mineralization patterns at the Doyon mine (Silverstack), Bousquet, Québec. Dans: R.W. Hodder et William Petruck (éds), *CIM special volume 24*, pp. 50-57.
- GUNNING, H.C. (1937): Cadillac area, Quebec. *Commission Géologique du Canada, mémoire 206*, 71 pages.
- GUNNING, H.C. et AMBROSE J.W. (1939): La Pause area, Abitibi and Témiscamingue counties, Quebec. *Commission Géologique du Canada, rapport 39-12*.
- GUNNING, H.C. et AMBROSE, J.W. (1940): Malartic area, Quebec. *Commission Géologique du Canada, mémoire 222*, 162 pages et 12 hors-texte.

HALET, R.A. (1948): Malartic Gold Fields mine. Dans: "Structural geology of Canadian ore deposits", Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume anniversaire, pages 868 à 875.

HODGE, B.L. (1980): Report on gold potential of the Malartic Hygrade Gold Mine (Canada) Limited property, Malartic township, Quebec. Dans: Rapport annuel 1980 de Malartic Hygrade Gold Mines (Canada) Limited, pp. 4-19.

HOLUBEC, J. (1972): Lithostratigraphy, structure and deep crustal relations of Archean rocks of the Canadian Shield, Rouyn-Noranda, Quebec. Krystalinikum, volume 9, pages 63 à 88.

HUBERT, C.; TRUDEL, P. et 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.

HUTCHINSON, R.W. ; RIDLER, R.H. et SUFFEL, G.G. (1971): Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada: a model for archean metallogeny. Canadian Institute of Mines Transactions, volume 74, pages 106 à 115.

HUTCHINSON, R.W. (1975): Lode gold deposits: the case for volcanogenic derivation. Dans: "Proceedings of the 5 th gold and money session and gold technical session", Pacific Northwest metals and minerals conference, Portland, Oregon, pages 64 à 105.

IMREH, L. (1976): Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val d'Or et son incidence géologique. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP - 349, 73 pages.

IMREH, L. (1979): Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val d'Or-Amos. Assoc. Géol. Canada / Assoc. Minér. Canada, Excursion A-4, 40 p.

IMREH, L. (1984): Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 pages et 2 hors-texte.

IMREH, L. et 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.

INGHAM, W.N. (1949): Terrains miniers et travaux de mise en valeur dans les comtés d'Abitibi et de Témiscamingue en 1946 et 1947. Ministère des Mines du Québec, RP 227, pp. 114-116.

INGHAM, W.N. (1950): Geology, structure and ore deposits of the Malartic area, Quebec. Ministère des Mines du Québec, S-11, 6 pages, GM-2335.

- ISSIGONIS, M.J. (1980): Occurrence of disseminated gold deposits in porphyries in Archean Abitibi belt, Northern Quebec, Canada. Institute of Mining and Metallurgy transactions, Applied Earth sciences, vol. 89, section B, pp. 157-158.
- KERRICH, R. et FYFE, W.S. (1981): The gold-carbonate association. Chem. Geol., v. 33, pp. 265-294.
- KERRICH, R. et HODDER, R.W. (1982): Archean lode gold and base metal deposits: Evidence for metal separation into independent hydrothermal systems. Dans: R.W. Hodder et William Petruck (eds), CIM special volume 24, pp. 144-160.
- KERRICH, R. (1983): Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume 27, 75 pages.
- LAJOIE, J. et LUDDEN, J. (1984): Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implication for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume 21, pages 1305 à 1314.
- LAO, K. et PERRAULT, G. (1987): Cl-rich and S-rich fluids related to the archean gold deposits in the Val d'Or region, NW Québec. GAC-MAC Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 12, p. 61.
- LAO, K., PERRAULT, G. et AUDET, A. (1985): Thermochemistry of aqueous fluids related to the formation of the Sigma-2 gold deposit, Val d'Or, Québec. GAC-MAC Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 10, p. A-31.
- LAO, K., PERRAULT, G. et GAUNOND, A. (1986): Metamorphogenic fluid of New Pascalis gold deposit, Val d'Or, NW Québec. GAC-MAC Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 11, p. 89.
- LATULIPPE, M. (1976): Excursion géologique Val d'Or - Malartic. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-367, 124 pages.
- LUDDEN, J. ; FRANCIS D. et ALLARD, G.O. (1984): The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. Dans: "Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization", Guha, J. et Chown, E.H. (éditeurs), Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 34, pages 20 à 34.
- LUDDEN, J. et 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. et GARIÉPY, C. (1986): The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine, volume 123, numéro 2, pages 153 à 166.
- MAC DONALD, G.A. (1972): Volcanoes. Prentice-Hall (éditeur), Englewood Cliffs, New Jersey, 519 pages.

- MAC BEEHAN, P.J. et 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.
- MAKILA, A. (1980): Camflo Mines Limited. Gold symposium and field excursion, Val d'Or - Kirkland Lake - Timmins, Geological division, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 60-69.
- MAHONEY, G. (1968): Etude pétrographique et minéralogique de l'intrusion porphyrique aurifère de Camflo Mines. Projet de fin d'études, Ecole Polytechnique, 41 p.
- MEIKLE, B.K. (1970): Camflo Mines Limited - Geology and Mining. *Canad. Inst. Mining Metall. Bull.*, v. 63, pp. 1406-1410.
- MEIKLE, B.K. et SCHERKUS, E. (1979): Les mines Camflo Ltée. Livret-guide des excursions A-2 et A-4, GAC-MAC, pp.54-58.
- METHOT, Y. et TRUDEL, P. (1987): Géologie de la mine Marban, Malartic, Québec. *Minist. Energie et Ressour.*, Québec, MB 87- 53, 65 p.
- NETZGER, F.W., KELLY, W.C., NESBITT, B.E. et ESSENCE, E.J. (1977): Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. *Econ. Geol.*, v. 72, pp. 141-152.
- NORMAN, G.W.H. (1941): Région de la carte de Vassan-Dubuisson, comté d'Abitibi, Québec. *Commission Géologique du Canada*, brochure 41-6.
- NORMAN, G.W.H. (1942): La partie est du canton de Dubuisson, comté d'Abitibi, Québec. *Commission Géologique du Canada*, brochure 42-9.
- NORMAN, G.W.H. (1943): Bourlamaque, Abitibi county, Quebec. *Commission Géologique du Canada*, brochure 43-2.
- NORMAN, G.W.H. (1944): Région de La Motte, comté d'Abitibi, Québec. *Commission Géologique du Canada*, étude préliminaire 44-9, 15 pages.
- NORMAN, G.W.H. (1946): Preliminary maps of NW, NE, SW and SE Bourlamaque, Abitibi county, Quebec. *Commission Géologique du Canada*, études préliminaires 46-15, 46-16, 46-17 et 46-18.
- NORMAN, G.W.H. (1947): Dubuisson, Bourlamaque et Louvicourt, comté d'Abitibi, Québec. *Commission Géologique du Canada*, brochure 47-20.
- NEELANDS, E.V. et MILLENBACH, J.P. (1939): Mining methods at Canadian Malartic. *Inst. Canadien des Mines et Métallurgie, Bull.*, vol.32, no 321, pp. 35-49.
- O'NEILL, J.J. (1935): La mine d'or Canadian Malartic, comté d'Abitibi. *Service des Mines du Québec*, rapport annuel 1934, partie B, pp. 69-95.

- PARENT, G.; LUDDEN, J.; HUBERT, C. et BABINEAU, J. (1983): Stratigraphie volcanique et évolution géochimique dans la région de Malartic. Dans: "Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances", Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 83-11, pages 107 à 110.
- PARRY, S.E. (1977): Gold mineralization and wall rock alteration at the Camflo mine, Val d'Or, Québec. B.Sc. Thesis, Queen's University, Kingston, Ont., 43 p.
- PATTERSON, C.G. (1984): Field, trip guidebook to the Hemlo area. Ontario Geological Survey, miscellaneous paper 118, 33 pages.
- PERRAULT, G. et GIOVENAZZO, D. (1983): Quelques observations sur le titre de l'or dans le minerai de la mine Camflo. Rapport interne, Les Mines Camflo Limitée, 25p.
- PERRAULT, G.; TRUDEL, P. et BEDARD, P. (1984): Auriferous halos associated with the gold deposits at Lamaque mine, Québec. Economic geology, volume 79, numéro 2, pages 227 à 236
- 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 à 66.
- PERRAULT, G. (1987): Géologie de la mine Kiéna, district de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, M B 87-49, 118 pages.
- RACICOT, D. (1986): Région de Val d'Or-Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport des représentants régionaux 1985, partie B, DV 86-04, 68 p.
- RAGUIN, E. (1961): Géologie des gîtes minéraux. Masson et compagnie (éditeur), Paris.
- RANCOURT, C. (1967): East Malartic Mines Limited. Dans: "Northwestern Quebec-Northern Ontario", Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, livret-guide de l'excursion du centenaire, pages 22 et 23.
- RANKIN, A.H. et ALDERTON, D.H.M. (1985): Fluids in granites from Southwest England. CIMM: High Heat Production Granites and Hydrothermal Circulation and Ore Genesis, pp. 287-299.
- RIDLER, R.H. (1970): Relationship of mineralization to volcanic stratigraphy in the Kirkland Lake-Larder Lake area, Ontario. Geological Association of Canada Proceedings, volume 21, pages 33 à 42.
- RITTMANN, A. (1963): Les volcans et leur activité. Masson (éditeur), Paris, 456 pages.

- ROBERT, F. (1983): Etude du mode de mise en place des veines aurifères de la mine Sigma, Val d'Or, Québec. Thèse de doctorat en sciences appliquées, département de génie minéral, Ecole Polytechnique, 294 pages.
- ROBERT, F. et KELLY, W.C. (1984): Gold mineralizing fluid at the Sigma mine, Abitibi region, Québec: a fluid inclusion investigation. Geol. Soc. America Annual Meeting, program with abstracts, p. 636.
- ROCHELEAU, M. (1980): Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, département de géologie, 313 pages et 2 hors-texte.
- ROEDDER, E. (1962): Low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. Econ. Geol., v. 57, pp. 1045-1061.
- ROEDDER, E. (1971): Fluid inclusion studies on the porphyry copper type ore deposits at Bingham (Utah), Butte (Montana) and Climax (Colorado). Economic Geology, volume 66, pages 98 à 120.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. Review in mineralogy. Mineralogical Society of America, v. 12, 644 p.
- ROEDDER, E. et COMB, D.S. (1967): Immiscibility in granitic melt indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from the Ascension Island. Jour. Petrol., v. 8, pp. 417-451.
- ROSE, A.W.; HAWKES, H.E. et WEBB, J.S. (1979): Geochemistry in mineral exploration. Academic Press, Londres, 656 pages.
- ROUTHIER, P. (1963): Les gisements métallifères. Masson et compagnie (éditeur), Paris.
- SANSFACON, R. (1986): Le district de Malartic. Dans: "Structure et or, de Rouyn à Val d'Or, Québec", réunion annuelle conjointe de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, livret-guide de l'excursion 14, pages 28 à 43.
- SANSFACON, R.; GRANT, M. et TRUDEL, P. (1987): Géologie de la mine Barnat-Sladen, Malartic, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 87-41, 43 pages.
- SANSFACON, R. et TRUDEL, P. (1988): Géologie de la mine Malartic Goldfields, Malartic. Minist. Énergie et Ressources Québec, (en préparation).
- SAUVE, P. (1985): Géologie de la mine d'or Akasaba, région de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-40, 51 pages.
- SAUVE P., PERRAULT G. et TRUDEL, P. (1986): Compilation 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.

- SAUVE, P. (1987): Géologie des propriétés de Malartic Hygrade Gold Mines (Canada) Limited et de Black Cliff Mines Limited, Malartic, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 87-40, 71 pages.
- SAUVE, P. (1987): Mine Norlartic. Rapport soumis au Min. Énergie et Ressour. du Québec, 34 p.
- SAUVE, P. et MAKILA, A. (1987): Géologie de la mine Camflo, Malartic, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 87-40, 71 pages.
- SHAW, W.H. (1975): A gold mineralization study of the grauwacke ore body below the 31 st level at East Malartic Gold Mines. Projet de fin d'études, Université Queen's, Kingston, Ontario, 59 pages.
- SOURIRAJAN, S. et KENNEDY, C.G. (1962): The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperature and pressure. Am. Jour. Sci., v. 260, pp. 5-141.
- STOCKWELL, C.H. (1970): Structural provinces and subprovinces of the Canadian Shield. Dans: "Geology and economic minerals of Canada" (R.J.W. Douglas, éditeur), Commission Géologique du Canada, Economic Geology report no 1, p. 46.
- TANER, N.F. et TRUDEL, P. (1988): Bourlamaque batholith and its gold potential, Val d'Or, Québec. Soumis au Journal Canadien des Sciences de la Terre.
- 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.
- TRUDEL, P. (1975): Pétrographie et pétrologie de la partie nord de la ceinture métavolcanique de Rouyn-Noranda. Mémoire de maîtrise, département de Génie minéral, Ecole Polytechnique de Montréal, 213 pages.
- TRUDEL, P. et CLOUTIER, M.A. (1984): Litho-geochemistry of the Gilman and Blondeau Formations in the Chibougamau region. Dans: "Chibougamau - Stratigraphy and mineralization", Guha, J. et Chown, E.H. (éditeurs), Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 34, pages 120 à 136.
- TRUDEL, P. (1985): Géologie de la mine Siscoe, Val d'Or, Québec. Minis. Énergie et Ressour. Qué., MB 85-18, 47 pages.
- TRUDEL, P. et SANSFACON, R. (1987): Géologie de la mine East Malartic, région de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 87-25, 64 pages.
- TRUDEL, P.; METHOT, Y. et PERRAULT, G. (1987): Géochimie de la minéralisation aurifère à la mine Eldrich, région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. 12e Colloque International d'Exploration Géochimique, Orléans, France, 23 au 26 avril 1987, Programme et résumés, pages 60 et 61.

- TURNER, F.J. (1968): Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill Book Co, N.Y.
- WEISBRÖD, A. (1981): Fluid inclusions in shallow intrusives. In: L.S. Hollister et M.L. Crawford (éds): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineralogical Association of Canada, pp. 241-271.
- WHITE, D.E. (1957): Thermal water of volcanic origin. Geol. Soc. Am. Bull., v. 68, pp. 1637-1658.
- WHITE, D.E., MUFFLER, L.J. et TRUESDELL, A.H. (1971): Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. Econ. Geol., volume 66, pages 75 à 97.
- WILLIAMS, H. et MCBIRNEY, A.R. (1979): Volcanology. Freeman, Cooper and Company éditeur, San Francisco, 397 pages.
- WILSON, M.E. (1962): Rouyn-Beauchastel areas, Québec. Commission Géologique du Canada, mémoire 315, 140 pages.
- WINDLEY, B.F. (1981): Precambrian rocks in the light of the plate tectonics concept. Dans: "Precambrian plate tectonics: developments in Precambrian geology, 4", A. Kroner (éditeur), Elsevier, Amsterdam, Pays-Bas, pages 1 à 20.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin (5ième édition), 348 pages.