

DV 90-02

LA CEINTURE POLYMETALLIQUE DU NORD-OUEST QUEBECOIS, GEOLOGIE ET PRODUCTION MINERALE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



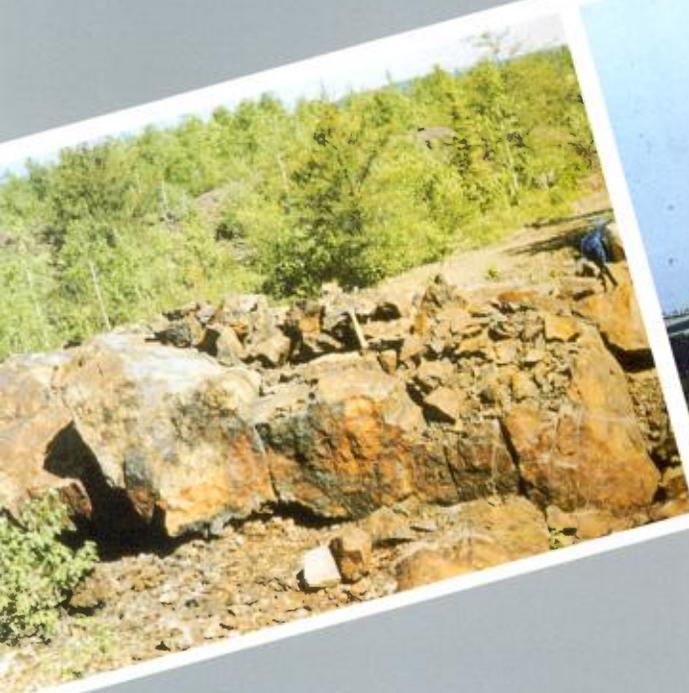
Licence

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 

La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois :
géologie et production minérale



***La ceinture polymétallique
du Nord-Ouest québécois :
géologie et production minérale***

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef : A. Simard

Manuscrit soumis le 89-11-30

Accepté pour publication le 90-01-24

Lecteur critique

A. Simard

Éditeur

Michel Mercier, Géo-textes

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

AVANT-PROPOS

Les articles contenus dans ce volume ont été écrits à l'occasion du symposium de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, qui s'est tenu à Rouyn-Noranda entre le 28 mai et le 1^{er} juin 1990.

Ils ont été réalisés, en tout ou en partie, par les géologues du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et, en particulier, par ceux du Service géologique du Nord-Ouest.

À l'exception de celui de Denis Racicot, ces articles ont été originellement présentés en version anglaise dans la publication spéciale du symposium publiée sous l'égide de la Division géologique de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie. Ce volume, intitulé *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, fut édité par Maurice Rive, Pierre Verpaelst, Yves Gagnon, Jean-Marc Lulin, Gérald Riverin et Alain Simard et porte le numéro 43. Les titres originaux des articles contenus dans ce dernier volume et repris dans celui-ci sont les suivants :

- *Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of Northwestern Quebec*, par A. Simard, A. Gobeil, P. Verpaelst, M. Rive, S. Lacroix et D. Racicot.
- *Massive sulfide deposits in Northwestern Quebec*, par F. Chartrand et S. Cattalani.
- *Regional geological elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of Northwestern Quebec*, par S. Lacroix, A. Simard, P. Pilote et L.M. Dubé.
- *The structural evolution of the Casa Berardi east gold deposit, Quebec*, par P. Pilote, J. Guha, R. Daigneault, F. Robert, J.Y. Cloutier et J.P. Golightly.
- *Characteristics of Late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada*, par M. Rive, H. Pintson et J.N. Ludden.
- *The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec : a stratigraphic synthesis*, par A.S. Péloquin, R. Potvin, S. Paradis, M.R. Laflèche, P. Verpaelst et H.L. Gibson.
- *La production minière dans la partie québécoise de la sous-province d'Abitibi, 1927-1988*, par D. Racicot.

Les lecteurs sont priés de noter que suite à la traduction des articles et suite aux modifications apportées par l'éditeur et les auteurs, les textes de la présente publication peuvent différer légèrement de ceux du volume de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie.

Le Chef du Service géologique du Nord-Ouest

Alain Simard

TABLE DES MATIÈRES

LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI DU NORD-OUEST QUÉBÉCOIS : DOMAINES GÉOLOGIQUES ET PRODUCTION MINÉRALE

Résumé	2
Introduction	3
Géologie régionale	3
Considérations générales	3
L'édification des empilements volcaniques et la formation des bassins sédimentaires.....	3
La déformation des empilements volcanosédimentaires	6
L'évolution tectonique de l'Abitibi	7
Production minérale et géologie économique	7
Les régions minières : production minérale et géologie	8
Considérations générales	8
Les domaines producteurs d'or	12
Les domaines de métaux de base	13
Les domaines producteurs de métaux précieux et usuels	14
Conclusion	15
Remerciements	16
Références	16

LES DÉPÔTS DE SULFURES MASSIFS DU NORD-OUEST QUÉBÉCOIS

Résumé	22
Introduction	23
Distribution et importance des dépôts	23
Considérations géologiques	29
Géologie des dépôts	30
Roches hôtes	31
Forme et nature des dépôts	32
Minéralogie du minerai et de la gangue	33
Altération hydrothermale	33
Modèles génétiques	34
Conclusion	35
Remerciements	36
Références	36

**ÉLÉMENTS GÉOLOGIQUES RÉGIONAUX ET RESSOURCES MINÉRALES
DU SILLON HARRICANA-TURGEON, ABITIBI DU NORD-OUEST QUÉBÉCOIS**

Résumé	40
Introduction	41
Cadre géologique régional	41
Organisation interne du sillon Harricana-Turgeon	42
Domaines lithotectoniques volcaniques	42
Associations basaltiques	42
Associations basaltiques à komatiitiques	43
Associations basaltiques à rhyolitiques	43
Domaines lithotectoniques sédimentaires et niveaux graphiteux	48
Domaines sédimentaires	48
Niveaux graphiteux régionaux	48
Granitoïdes et zones de déformation régionales	48
Ressources minérales	49
Dépôts polymétalliques	49
Historique et anomalies géophysiques	49
Description des dépôts	49
Potentiel minéral et association géologique régionale	49
Dépôts aurifères	50
Historique et anomalies géophysiques et géochimiques	50
Description des dépôts	50
Potentiel minéral et association géologique régionale	51
Conclusion	51
Remerciements	52
Références	52

**LE GÎTE AURIFÈRE CASA-BERARDI EST,
QUÉBEC — ÉVOLUTION STRUCTURALE**

Résumé	56
Introduction	57
Historique des travaux d'exploration	57
Géologie régionale	57
Géologie structurale	58
Fabrique tectonique régionale	58
Coulours de déformation et failles	58
Gîte Casa-Berardi Est	62
Contexte local	62
Minéralisations	62
Altérations	65
Discussion et conclusion	65
Remerciements	67
Références	67

**LE GROUPE DE BLAKE RIVER, ROUYN-NORANDA, QUÉBEC :
SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE**

Résumé	70
Introduction	71
Géologie générale	71
Structures	74
Complexe volcanique central	75
Secteur sud	75
Secteur est	77
Secteur ouest	78
Discussion et conclusion	79
Remerciements	80
Références	80

**CARACTÉRISTIQUES DES ROCHES PLUTONIQUES ARCHÉENNES
TARDIVES DES SOUS-PROVINCES D'ABITIBI ET DU PONTIAC,
PROVINCE DU SUPÉRIEUR, CANADA**

Résumé	84
Introduction	85
Cadre géologique	85
Caractères pétrographiques et structuraux des plutons	87
Relations chronologiques : datations U-Pb (zircon)	92
Caractéristiques géochimiques des suites plutoniques	93
Évolution de la croûte archéenne récente à la lumière des résultats obtenus	94
Conclusion	94
Références	96

**LA PRODUCTION MINIÈRE DANS LA PARTIE QUÉBÉCOISE
DE LA SOUS-PROVINCE D'ABITIBI : 1927 - 1988**

Résumé	100
Introduction	101
Secteur étudié	101
Survol historique	101
Nombre et diversité des mines	101
Évolution annuelle de la production	103
Tonnage et nombre de mines	103
Production d'or	103
Production de cuivre	103
Production de zinc	103
Production de nickel et de plomb	103
Production de molybdène et de bismuth	107

Production de lithium, de fer et d'amiante	107
Durée de vie et taille des exploitations	107
Mines d'or	107
Mines de métaux de base	107
Évolution et importance relative des principaux camps miniers	107
Production de minerai	107
Production d'or	111
Production de cuivre	111
Production de zinc	111
Conclusion	111
Remerciements	114
Références	114

**LA CEINTURE DE ROCHES VERTES
DE L'ABITIBI DU NORD-OUEST QUÉBÉCOIS :
DOMAINES GÉOLOGIQUES ET PRODUCTION MINÉRALE**

par

Alain Simard¹, André Gobeil², Pierre Verpaelst³, Maurice Rive³, Sylvain Lacroix³ et Denis Racicot⁴

Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest :

1. Bureau du directeur;
2. Division de Chibougamau;
3. Division de Rouyn-Noranda;
4. Division de Val-d'Or.

RÉSUMÉ

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi appartient à la province tectonique du Supérieur. Elle est formée essentiellement : (1) de produits volcaniques et sédimentaires déposés il y a environ 2,7 milliards d'années; (2) d'intrusions gabbroïques ou granodioritiques allant de précinématiques (synvolcaniques) à syncinématiques ou tardicinématiques. La plus grande partie de ces roches a été métamorphisée au faciès des schistes verts.

La ceinture de l'Abitibi, telle que nous la connaissons, est le produit d'une évolution géologique des plus complexes. L'érection multiphase des édifices volcaniques fut accompagnée, à la faveur de mouvements de subsidence et d'émergence, par la formation de bassins et le dépôt des produits de l'érosion. La déformation des empilements volcanosédimentaires s'est amorcée aussitôt leur formation. Elle a culminé à la fin de l'orogénèse kénoréenne avec la mise en place des batholites granodioritiques et s'est poursuivie après celle-ci. Une mosaïque de blocs ou domaines géologiques entre lesquels les corrélations sont souvent hasardeuses, particulièrement dans la partie sud de la ceinture (Rouyn-Noranda et Val-d'Or), résultent de cette évolution. Certains de ces ensembles, pour des raisons économiques, présentent un grand intérêt.

Dans l'Abitibi du Nord-Ouest québécois, environ 145 mines ont produit des métaux précieux (Au, Ag) ou usuels (Cu, Zn). Plus de 420 millions de tonnes de minerai ont été extraites de ces mines et on en a tiré 1 600 tonnes d'or, 4 000 tonnes d'argent, 4 400 000 tonnes de cuivre et 5 300 000 tonnes de zinc. La plus grande partie de la production originaire de huit domaines géologiques chacun présentant une signature métallogénique qui lui est propre.

Certains domaines ont été et sont encore essentiellement producteurs d'or (Cadillac-Malartic, Val-d'Or, Caopatina), d'autres sont producteurs de métaux usuels (Matagami et Normétal), tandis que d'autres encore ont produit ou produisent des métaux précieux et des métaux de base (Rouyn-Noranda, Chibougamau, Casa Berardi-Joutel).

L'or originaire de veines de quartz (à Val-d'Or, par exemple) et de veines riches en sulfures (Cadillac, Chibougamau) ou même en sulfures massifs (Rouyn-Noranda). Les métaux usuels originent principalement de sulfures massifs volcanogènes (Rouyn-Noranda, Matagami, Normétal). La région de Chibougamau produit du cuivre à partir de veines de sulfures également aurifères. Enfin, nous avons noté que certains secteurs sont particulièrement riches en zinc.

Introduction

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi compte certainement parmi les ensembles géologiques archéens les plus étudiés. S'il en est ainsi c'est qu'on y a rapidement défini un potentiel minéral important, lequel s'est matérialisé depuis sous la forme de nombreuses exploitations. En effet, depuis la mise en production de la première mine, en 1927, jusqu'à aujourd'hui, au moins 145 mines ont été exploitées dans la partie québécoise de la ceinture. Les chiffres contenus dans le tableau A.1 rendent compte de l'importance de la production québécoise de métaux précieux et usuels par rapport à celle du Canada et celle du monde. Nous verrons, plus loin, que la production québécoise en métaux précieux et en métaux usuels provient essentiellement de l'Abitibi.

Dans cet article, nous essaierons de montrer que l'Abitibi du Nord-Ouest québécois est constitué de plusieurs domaines ou secteurs géologiques et que chacun de ceux-ci possède une signature métallogénique qui lui est propre.

Géologie régionale

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

L'ensemble géologique abitibien, tel qu'entendu ici, forme la ceinture volcanoplutonique de l'Abitibi, laquelle constitue la majeure partie de la sous-province lithotectonique d'Abitibi au sens de Card & Ciesielski (1986). Cette dernière occupe la partie sud-est de la province tectonique du Supérieur.

La ceinture de l'Abitibi (figure A.1 et tableau A.2) est formée essentiellement : (1) de produits volcaniques et sédimentaires déposés il y a environ 2,7 milliards d'années; (2) d'intrusions gabbroïques, tonalitiques, granodioritiques ou syénitiques dont la mise en place est étalée dans le temps — elles peuvent être précinématiques (synvolcaniques), syncinématiques ou tardicinématiques et elles peuvent être regroupées à l'intérieur de suites plutoniques bien définies (Rive *et al.*, ce volume). La plus grande partie de ces roches a été métamorphosée au faciès des schistes verts : on trouve au coeur des empilements les moins déformés des zones à prehnite-pumpellyite alors que le faciès amphibolite est atteint autour de certaines intrusions (Jolly, 1980). La déformation des empilements volcanosédimentaires est multiphase. Elle s'est amorcée dès le début de leur érection, a culminé à la fin de l'orogène kénoréenne avec la mise en place des

batholites granitiques et s'est poursuivie après celle-ci. Les différentes suites intrusives ont également été affectées, à des degrés divers par la déformation.

L'existence d'un socle sialique ancien dans le Nord-Ouest québécois a été proposée par plusieurs chercheurs (Gariépy *et al.*, 1984; Racicot *et al.*, 1984; Ayres & Thurston, 1985; Mueller *et al.*, 1989) bien qu'il n'ait pu être formellement identifié. Néanmoins, le fait que cette hypothèse compte maintenant une majorité de supporteurs est fortement ressentie au niveau des modes évolutifs proposés pour la ceinture de l'Abitibi.

Dans la sous-province d'Abitibi, on considère généralement que l'événement kénoréen se termine autour de 2680 Ma avec la mise en place des plutons granitiques postérieurs aux déformations (Frarey & Krogh, 1984). Cependant, plusieurs âges obtenus de zircons ou de sphènes de la zone structurale de Kapuskasing (Krogh *et al.*, 1988) suggèrent qu'au niveau de la croûte moyenne, le refroidissement peut s'être prolongé plus longtemps (Corfu, 1987).

L'ÉDIFICATION DES EMPILEMENTS VOLCANIQUES ET LA FORMATION DES BASSINS SÉDIMENTAIRES

D'une façon générale, à travers l'Abitibi, le développement des empilements volcaniques est réalisé selon une séquence qui varie peu dans ses grandes lignes (tableau A.3).

Dans un premier temps, une vaste plaine de lave mafique à ultramafique est formée en milieu aquatique. Elle est caractérisée par : (1) des unités largement étendues; (2) des coulées massives et épaisses, ce qui suggère un rythme d'effusion rapide (Ballard, 1979); (3) un pourcentage des vacuoles très faible (au plus quelques pour cent), ce qui suggère une mise en place en milieu relativement profond (Moore, 1965). Un des exemples les plus spectaculaires de plaine de lave est observé dans la partie nord de la ceinture où les laves à phénocristaux de plagioclase de la Formation d'Obatogamau s'étendent sur 200 km à l'ouest de Chibougamau (Gobeil & Racicot, 1983). On retrouve encore plus à l'ouest, dans le secteur de Casa Berardi (rivière Turgeon), des laves «Type Obatogamau». Ce type de plaine est également décrit dans la partie sud de l'Abitibi où il est représenté par le Groupe de Kinojévis, près de Rouyn-Noranda et le Groupe de Malartic (Imreh, 1984), près de Val-d'Or.

Dans un deuxième temps, les complexes centraux sont édifiés localement sur les plaines. Du point de vue de la paléogéographie, ceux-ci forment les reliefs qui, à

TABLEAU A.1 — Production de métaux précieux (Au, Ag) et usuels du Québec, du Canada et du monde pour l'année 1988

	Production* mondiale (tonnes)	Production** canadienne (tonnes)	Production** québécoise (tonnes)	Production québécoise (% prod. canadienne)	Production québécoise (% prod. mondiale)
Au	1 710,0	127,8	32,5	25,0	2,0
Ag	13 400,0	1 527,0	122,0	8,0	1,0
Cu	8 600 000,0	721 588,0	45 191,0	6,3	0,5
Zn	7 000 000,0	1 253 580,0	73 440,0	6,0	1,0

* L'industrie minière du Québec 1988.

** Canadian Mines Handbook 1989-1990.

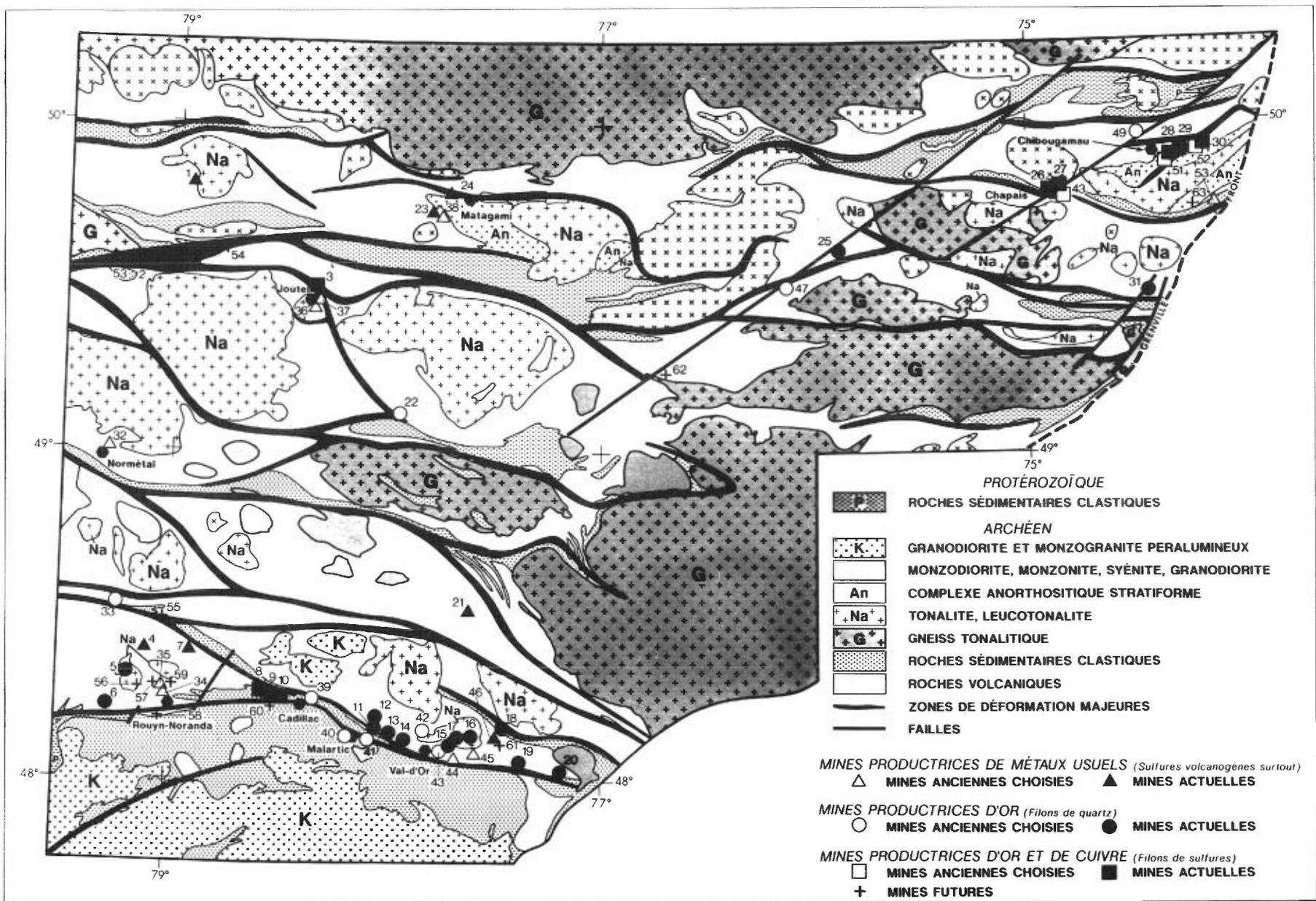


FIGURE A.1 — Géologie simplifiée de la partie québécoise de l'Abitibi et localisation des principales mines. Cette carte est inspirée de la carte MERQ-OGS (1983). Les modifications apportées sont largement inspirées des données publiées et non publiées des géologues du Service géologique du Nord-Ouest ainsi que de Hocq (1990).

TABLEAU A.2 — Dépôts métallifères du Nord-Ouest québécois (localisés sur la figure A.1)

Dépôts en exploitation (janvier 1990)		Anciens dépôts		Exploitations futures	
1. Selbaie (A1, A2, B)	Zn, Cu, Ag, Au	32. Normétal	Zn, Cu, Ag, Au	53. Étang d'Or Ouest	Au
2. Étang d'Or Est	Au	33. Beattie	Au, Ag	54. Estrades	Zn, Cu, Au
3. Agnico-Eagle	Au	34. Horne	Cu, Au, Ag	55. Duquesne	Au
4. Ansil	Cu, Zn, Ag, Au	35. Quemont	Zn, Cu, Au, Ag	56. Elder	Au
5. Pierre Beauchemin	Au	36. Poirier	Cu, Zn, Ag	57. Silidor	Au
6. Francoeur	Au	37. Joutel Copper	Zn, Cu, Ag	58. Astoria	Au
7. Mobrún	Zn, Au, Cu, Ag	38. Lac Mattagami	Zn, Ag, Cu, Au	59. Donalda	Au
8. Doyon	Au	39. O'Brien	Au	60. Bousquet 2	Au
9. Bousquet	Au	40. Canadian Malartic	Au	61. Louvicourt	Zn, Cu, Au
10. Donald J. LaRonde	Au	41. East Malartic	Au	62. Grevet	Zn, Cu, Ag
11. Camflo/Malartic Hygrade	Au	42. Siscoe	Au	63. Corner Bay	Cu, Au, Ag
12. Orion	Au	43. Lamaque	Au		
13. Kierens	Au	44. East Sullivan	Cu, Zn, Ag, Au		
14. Kiena	Au	45. Manitou	Zn, Cu, Au, Ag		
15. Sigma	Au	46. Louvem	Zn, Cu, Ag, Au		
16. Ferderber	Au	47. Lac Bachelor	Au		
17. Dumont	Au	48. Cooke	Au, Cu		
18. Lucien Béliveau	Au	49. Gwillim	Au		
19. Sigma-2	Au	50. Principale	Au, Cu		
20. Chimo	Au	51. Henderson II	Au, Cu		
21. Abcourt	Ag, Zn	52. Lemoine	Zn, Cu, Au, Ag		
22. Géant Dormant	Au				
23. Isle-Dieu	Zn, Cu, Ag, Au				
24. Norita	Zn, Cu, Ag, Au				
25. Lac Shortt	Au				
26. Springer	Au, Cu				
27. Perry	Cu, Au				
28. Cedar Bay	Au, Cu				
29. Copper Rand	Au, Cu				
30. Portage	Au, Cu				
31. Joe Mann	Au, Cu				

TABLEAU A.3 — Caractères distinctifs des plaines de lave et des complexes volcaniques centraux

Caractéristiques géologiques	Plaine de lave	Complexe central
Milieu	Sous-marin	Sous-marin à subaérien
Type de volcan	Bouclier (étendu, pentages faibles)	Stratovolcan (caldeira)
Centres effusifs	Nombreux (difficiles à localiser)	Peu nombreux (peuvent être localisés)
Caractéristiques morphologiques des roches volcaniques		
- Variété de faciès	Faible	Grande
- Faciès principal	Laves massives ou coussinées	Volcanoclastites (pyroclastites)
- Volume de brèches de coulées et d'hyaloclastites	Faible	Grand
- Pourcentage des vacuoles	Faible (<2 %)	Variable (jusqu'à 40 %)
Quantités relatives des laves de composition différente		
- Laves ultramafiques	Peuvent être abondantes à la base	Très rares
- Basaltes	Prédominant	Peuvent être abondants à la base
- Andésites	Très rares	Abondantes
- Dacites/rhyolites	Rares	Abondantes surtout au sommet
Différenciation des laves	Limitée	Prononcée et cyclique
Affinité chimique	Tholéitique (principale), komatiitique	Calco-alcaline (principale), tholéitique, alcaline

la faveur des phénomènes d'érosion, contribuent aux dépôts de sédiments associés. Bien que le diamètre des complexes centraux puisse être très important, les unités constituantes ne peuvent être suivies sur d'aussi grandes distances que celles des plaines de lave : les variations d'épaisseur comme les variations de faciès sont également plus importantes et se produisent souvent sur de courtes distances.

Le milieu de formation des complexes centraux, généralement aquatique à l'origine, évolue parfois très rapidement pouvant devenir, par moments, subaérien (Dimroth *et al.*, 1982; Piché, 1984). Les laves qui forment ces volcans étant généralement formées en milieu moins profond que celui des plaines, le contenu en vacuoles des roches est plutôt élevé, pouvant atteindre plus de 40 % (Hocq, 1979; Sanschagrin & Leduc, 1979). Une mise en

place en milieu moins profond favorise également un volcanisme de type explosif, plus fréquent à la fin d'un épisode effusif. La composition chimique des roches est également très variable, allant du pôle basaltique au pôle rhyolitique; elles appartiennent à des suites tholéitiques ou à des suites calco-alkalines (Gélinas *et al.*, 1977). Le volcanisme felsique prédomine à la fin d'un cycle volcanique. La composition des laves et ses variations témoignent de la présence de chambres magmatiques moins profondes et de sources plus évoluées (Thurston *et al.*, 1985).

Les complexes centraux sont d'une importance capitale puisqu'on leur associe les gisements de métaux usuels de l'Abitibi. En effet, la genèse de ces derniers est liée à l'activité hydrothermale qui caractérise la fin de l'activité volcanique et qui suit souvent la formation des dépôts pyroclastiques de composition rhyolitique (Chartrand & Cattalani, ce volume). Le Groupe de Blake River, à Rouyn-Noranda, constitue l'un des plus beaux exemples de complexe central en Abitibi. Le complexe central de Val-d'Or regroupant les formations de Jacola, Val-d'Or et Héva-sud (Imreh, 1984), le complexe de Matagami représenté par le Groupe de Watson, le complexe de Chibougamau qui regroupe les formations de Waconichi, de Gilman et de Blondeau de même que ceux de Fénélon, de Brouillan, de Joutel et de McIvor (Lacroix *et al.*, ce volume) en sont d'autres d'exemples.

Les dépôts sédimentaires résultent essentiellement de l'émergence et de l'érosion des édifices volcaniques adjacents. Bien que les failles normales synsédimentaires aient rarement pu être décrites dans l'Archéen, à cause des déformations subséquentes, les analyses détaillées des faciès suggèrent qu'elles ont également pu jouer un rôle primordial dans le développement des bassins sédimentaires (Dimroth *et al.*, 1982; Mueller *et al.*, 1989) comme c'est le cas dans les milieux phanérozoïques.

Les roches sédimentaires du Nord-Ouest québécois sont assignées à quatre milieux principaux qui sont les suivants : le milieu fluvial, les cônes de déjection alluvionnaires, les deltas de canyon sous-marin et le milieu pélagique. Le milieu fluvial peut être représenté par la Formation de Duparquet (Dimroth *et al.*, 1982) qui s'étend le long d'une partie de la zone de faille de Porcupine-Destor, au nord de Rouyn-Noranda et par la Formation de Hay, près de Chapais (Piché, 1984). La Formation de Chebistuan, au nord de Chibougamau, contient des dépôts qui sont associés à des cônes de déjection alluvionnaires (Mueller & Dimroth, 1984). Les groupes de Pontiac et de Cadillac près de Rouyn-Noranda représentent une partie d'un delta de canyon sous-marin (Dimroth *et al.*, 1982). D'importantes unités de sédiments pélagiques ont été retracées dans la partie nord de la ceinture de l'Abitibi notamment dans les régions de Casa Berardi et Chibougamau. Ces unités correspondent à des conducteurs d'envergure régionale sur les levés électromagnétiques à petite échelle. Soulignons le fait que les formations de fer constituent d'importantes unités dans la partie nord de la ceinture (voir Lacroix *et al.*, ce volume), ce qui n'est pas le cas dans la partie sud.

LA DÉFORMATION DES EMPILEMENTS VOLCANOSÉDIMENTAIRES

En Abitibi, les chercheurs universitaires ont été largement influencés par l'industrie minière et par ses cycles évolutifs. Ainsi, les années soixante-dix furent marquées par la réalisation d'importants travaux de volcanologie à cause du fort potentiel économique des sulfures massifs volcanogènes. Dans le Nord-Ouest québécois, les travaux de Gélinas ou ceux de Dimroth et de leurs collaborateurs eurent un impact considérable. Les chercheurs des années quatre-vingt ont détourné leur intérêt vers l'étude de la déformation des empilements. Ils ont été, encore une fois, influencés par l'industrie minière dont les travaux d'exploration furent voués essentiellement à la recherche des dépôts aurifères, contrôlés par des éléments structuraux. Dans la partie québécoise de la ceinture d'Abitibi, bien que des travaux dignes de mention eussent été réalisés dans les régions de Chibougamau (Daigneault & Allard, 1987), de Matagami (Piché *et al.*, ce volume) ou de Casa Berardi (Lacroix, 1986 et 1987; Lacroix *et al.*, ce volume) les principaux travaux de géologie structurale ont porté sur la partie sud de la ceinture.

Dans la région de Rouyn-Noranda, par exemple, Dimroth et ses collaborateurs (Dimroth *et al.*, 1982; Dimroth *et al.*, 1983; Dimroth & Rocheleau, 1985; Archambault, 1985) soutiennent qu'une compression N-S reliée à l'orogénèse kénoréenne est responsable d'une première génération de plis. D'après eux, les plis P_1 ne montrent pas de schistosité de plan axial et constituent des plis par flexure qui moulent les complexes centraux. Une seconde génération de plis furent formés à la faveur d'un épisode subséquent de compression N-S, lequel a favorisé le développement d'une schistosité de plan axial.

Bien qu'ils distinguent également deux phases de déformation, l'interprétation de Hubert et de ses collaborateurs (Hubert *et al.*, 1983; Hubert *et al.*, 1984; Hubert & Ludden, 1986) diffère de la précédente. En effet, pour eux, la déformation est principalement imputable à la phase D_1 , à laquelle ils associent le développement de grands cisaillements à coulissage senestre (*wrench faults*). La seconde phase résulterait d'une compression N-S perpendiculaire aux grands cisaillements E-W.

Des travaux récents (Hubert *et al.*, 1989; Green *et al.*, 1990; Hocq, 1990) suggèrent que des failles de charriage (en partie prékénoréennes) puissent être les premières manifestations de la déformation. Hocq (1990), en particulier, est convaincu de la présence d'un grand nombre de nappes de charriage dans la ceinture d'Abitibi. Hubert *et al.* (1989) ont reconnu six nappes dans la sous-province de Pontiac. Il n'existe pas de consensus sur la signification des zones de failles majeures comme celles de Cadillac et de Porcupine-Destor. Suivant Dimroth et ses collaborateurs, ces failles furent actives en tant que failles normales pendant l'activité volcanique et la formation des bassins sédimentaires; elles furent réactivées plus tard dans l'évolution tectonique agissant alors comme failles inverses. Selon Hubert et ses collaborateurs, ces failles séparent des terranes. Elles auraient joué un rôle primordial dans la déformation à la faveur

de mouvements de coulissage. Elles furent réactivées et transformées en failles inverses subséquemment.

Rappelons que des chercheurs ont fait appel à d'autres mécanismes pour expliquer les déformations de l'Abitibi. Certains ont fait appel à la tectonique verticale ou au diapirisme (Gorman *et al.*, 1976; Schwerdtner *et al.*, 1979; West & Marechal, 1979; Bhattacharyya *et al.*, 1988; Campbell & Hill, 1988). D'autres font appel à la transpression (Hudleston *et al.*, 1988; Borrodaile *et al.*, 1988; Davis *et al.*, 1989; Robert, 1990).

L'état actuel des connaissances est tel qu'il faut, pour progresser, un examen de la troisième dimension, d'où l'importance des coupes profondes de réflexion sismique réalisées dans le cadre du projet *Lithoprobe* (Green *et al.*, sous presse). Elles permettront de voir en profondeur le tracé des grandes failles E-W qui ont assurément joué un rôle de premier plan lors de la déformation. Bien que les pendages de ces failles soient subverticaux en surface, leur attitude en profondeur est inconnue. Si elles deviennent moins inclinées en profondeur comme c'est le cas pour d'autres orogènes (ex. : Grenville, Green *et al.*, 1989), cela pourrait indiquer qu'elles constituent des surfaces de charriage listriques le long desquelles des mouvements horizontaux très importants pourraient s'être produits, comme le propose Hocq (1990). Il est fort probable que l'inclinaison des failles, en surface, ait été accentuée à la faveur des déformations tardives. Un tel redressement a été invoqué pour d'autres ceintures de roches vertes où il serait causé par le plissement et le plutonisme (Hoffman, 1989) ou le coulissage ou «wrenching» (Davis *et al.*, 1989).

L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DE L'ABITIBI

Le débat fondamental portant sur l'existence ou l'absence à l'Archéen d'un mécanisme de «tectonique des plaques» et de zones de subduction (Shaw, 1980) a perdu de sa vigueur au cours de la décennie actuelle. Les modes évolutifs récents invoqués pour les ensembles archéens font appel à la tectonique des plaques (Mueller & Wooden, 1988; Davis *et al.*, 1989; Kusky, 1989; Percival & Williams, 1989; Nutman *et al.*, 1989). Ainsi les références à des milieux phanérozoïques se sont multipliées : (1) la province de Taupo en Nouvelle-Zélande (Gélinas *et al.*, 1977; Ludden *et al.*, 1986); (2) la province du «Basin and Range» aux États-Unis (Ayres & Thurston, 1985); (3) le bassin d'Huroko au Japon (Ludden *et al.*, 1986); (4) les arcs de Sumatra et du Nicaragua (Ludden *et al.*, 1986); (5) le bassin de Fiji (Mueller *et al.*, 1989); (6) le bassin marginal de la mer d'Andaman (Mueller *et al.*, 1989).

Reste à savoir si la subduction se fait du nord vers le sud (Ludden *et al.*, 1986) ou du sud vers le nord (Dimroth *et al.*, 1983a et b).

Parmi les modèles les plus récents, le modèle de «rifted volcanic arc» (Ludden *et al.*, 1986) est certes l'un des plus intéressants. Il a le mérite de tenir compte de différences fondamentales entre les parties nord et sud de la ceinture d'Abitibi : (1) au nord, le pic de l'activité volcanique fut atteint avant 2720 Ma, alors qu'au sud il fut atteint entre 2700 et 2710 Ma; (2) les volcans du «type émergent» au

nord furent envahis par des plutons tonalitiques ou granodioritiques mis en place dans un milieu de croûte continentale alors qu'au sud, le «rifting» permet d'expliquer la bimodalité du volcanisme, la présence de plutons synvolcaniques de composition trondhjémitique du type arc océanique et la prédominance de rhyolites appauvries en K.

La principale faiblesse du modèle repose sur le fait qu'il s'appuie essentiellement sur des données provenant des régions de Chibougamau, Rouyn-Noranda et Val-d'Or, donc sur une base de données incomplète. Les données nombreuses et nouvelles recueillies dans la bande Harricana-Turgeon (voir Lacroix *et al.*, ce volume) et dans d'autres secteurs, comme ceux de Miquelon, de Lebel-sur-Quévillon et de Joutel, de même que de nouvelles datations en cours de réalisation au MER justifient la révision du modèle existant.

Les travaux de *Lithoprobe* en Abitibi (Green *et al.*, sous presse) ont permis d'ébaucher un modèle tectonique suivant lequel des terranes volcaniques et sédimentaires adjacents furent chevauchés et déplacés latéralement dans une zone de convergence oblique. Une interprétation semblable fut obtenue à partir des données stratigraphiques et structurales pour la zone de contact entre les sous-provinces de Wabigoon et Quetico (Devaney & Williams, 1989; Davis *et al.*, 1989) : il est proposé que des zones de failles décrochantes représentent les zones de chevauchement précoces.

PRODUCTION MINÉRALE ET GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La ceinture volcanoplutonique d'Abitibi n'est pas seulement la plus étendue du monde (Windley, 1984) et l'une des plus étudiées, elle contient d'importants dépôts de métaux précieux et usuels. Ainsi 70 % des mines d'or canadiennes sont situées dans la partie sud de la ceinture où la production de métaux usuels est également importante. Enfin d'importants dépôts comme ceux d'Étang d'Or ont été récemment découverts dans la partie nord, moins explorée. La partie québécoise de l'Abitibi demeure très productive (tableau A.1). Soulignons qu'en 1988 l'Abitibi (entendre l'Abitibi québécois) a produit 99 % de l'or et de l'argent produits au Québec et la totalité de la production de cuivre et de zinc. À ce jour plus de 420 millions de tonnes ont été extraites de ce territoire : 1 600 tonnes d'Au, plus de 4 000 tonnes d'Ag, 4,4 millions de tonnes de Cu et 5,3 millions de tonnes de Zn ont été produites à partir de ce minerai.

Du point de vue géologique, la plus grande partie du cuivre et du zinc a été tirée de dépôts de sulfures massifs synvolcaniques. Les mines Horne et Quemont à Rouyn-Noranda, Lac Mattagami à Matagami, East Sullivan et Manitou Barvue à Val-d'Or, toutes fermées, furent les principales. En effet, ces cinq mines ont produit 38 % du cuivre et 52 % du zinc de l'Abitibi. Elles ont également produit 27 % de l'or et 35 % de l'argent. À l'heure actuelle, les seules mines de ce type en production sont les mines Ansil et Mobrun à Rouyn-Noranda, Isle-Dieu et Norita à Matagami, Abcourt (?) au nord de Val-d'Or et Selbaie (?)

à l'ouest de Matagami. On considère généralement que ces dépôts se sont formés avant la déformation régionale: certains sont très déformés (ex. Mobrún, Selbaie) et leur origine est plus difficile à établir.

La région de Chibougamau a produit des quantités significatives de cuivre, essentiellement à partir de zones de cisaillement cuprifères et aurifères qui recoupent le complexe gabbroïque de Cummings et le complexe anorthositique de Lac Doré. Ces dépôts filoniens sont d'âge kénoréen d'après Daigneault & Allard (1987), d'âge post-kénoréen d'après Guha *et al.* (1988). Les mines Springer et Perry à Chapais et les mines Copper Rand et Henderson II à Chibougamau ont produit un total de 884 200 tonnes de cuivre à partir de plus de 42 millions de tonnes de minerai, soit environ 20 % de la production de l'Abitibi. Ces mines n'ont pas produit de zinc mais des quantités significatives d'argent et d'or (65 tonnes).

Les gisements d'or sont regroupés à l'intérieur de deux groupes par Robert (1989), soit les gisements à filons de sulfures et les gisements à filons de quartz. Les gisements à filons pyriteux, tels Dumagami, Bousquet, Ellison, Doyon près de Cadillac et Agnico Eagle près de Joutel, sont formés (1) de lentilles de sulfures massifs ou disséminés, (2) de zones de veinules de pyrite ou (3) d'une combinaison des deux types précédents. On y tire 15 % de l'or produit au Québec et davantage si on considère que les gisements Cu-Au de Chibougamau appartiennent à cette catégorie. Quant aux gisements à filons de quartz où le quartz prédomine, ils fournissent le reste de la production d'or du Québec. Les mines Lamaque (fermée en 1985) et Sigma (en opération depuis 1937) sont deux exemples typiques de ce groupe.

Les dépôts d'or à filons de quartz typiques semblent s'être formés après la mise en place des intrusions syntectoniques à tarditectoniques : les altérations hydrothermales générées lors de la formation des filons se surimposent sur les assemblages métamorphiques (Robert, 1989). Bien que certains dépôts pyriteux (Doyon, Dumagami, Bousquet) soient associés à des zones pyriteuses pré-dynamométamorphiques, l'or qu'ils contiennent apparaît nettement associé à l'activité hydrothermale tarditectonique et postdéformation (Tourigny *et al.*, 1988; Savoie *et al.*, 1990; Marquis *et al.*, 1990). D'après Colvine *et al.* (1988), la mise en place de l'or pourrait, pour une grande partie de la province du Supérieur, avoir été réalisée dans un court intervalle de temps. Toujours d'après ces auteurs, la mise en place de la minéralisation aurifère se serait produite 10 à 25 millions d'années après la fin de l'activité volcanique. Toutefois, Wong *et al.* (1989) ont récemment établi, que pour le dépôt de Sigma, l'événement minéralisateur s'est produit 100 millions d'années après la fin du métamorphisme. De plus, les données isotopiques du plomb provenant des dépôts Cu-Au de la région de Chibougamau indiquent que les dépôts sont postarchéens (Thorpe *et al.*, 1984).

Certains dépôts de sulfures massifs aurifères peuvent être regroupés à l'intérieur d'un troisième groupe. Ces dépôts originent de la précipitation des solutions hydrothermales qui atteignent les fonds marins pendant l'activité volcanique. Les gisements d'Horne et Quemont à

Rouyn-Noranda, le dépôt d'Akasaba à Val-d'Or (Imreh, 1984; Sauvé, 1985) de même que la veine centrale de la mine Gwillim à Chibougamau (Bouchard *et al.*, 1984) en constituent les principaux exemples.

Les régions minières : production minérale et géologie

Le potentiel minéral d'une région est largement fonction de sa géologie. Jusqu'à un certain point, nous croyons également que la production minérale d'une région reflète sa géologie. Ainsi, nous avons choisi de discuter de la géologie de secteurs ou domaines géologiques reconnus pour leur production minérale. Ceux-ci sont définis au tableau A.4. Leurs limites sont tectoniques, lithologiques ou stratigraphiques.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

Les domaines de Rouyn-Noranda, de Cadillac-Malartic et de Val-d'Or forment la partie sud de la ceinture d'Abitibi (figure A.2). Ils ont fourni 66 % du minerai de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois et 84 % de l'or, 59 % de l'argent, 53 % du cuivre et 28 % du zinc produits dans cette même région.

Bien que la zone nord incluant les secteurs de Matagami, Chibougamau, Caopatina et Casa Berardi-Joutel (figure A.2) n'ait donné à ce jour que 23 % du minerai du Nord-Ouest, on en a tout de même tiré 5 % de l'or, 25 % de l'argent, 41 % du cuivre et surtout 58 % du zinc produits. Soulignons que la production d'or de la zone nord de la ceinture va s'accroître considérablement au cours des années à venir avec le développement des dépôts d'Étang d'Or et Joe Mann (lac Meston).

La production minérale des secteurs considérés est représentée à la figure A.3. De ce point de vue trois grands groupes peuvent être distingués : (1) les domaines producteurs d'or; (2) les domaines producteurs de métaux usuels; (3) les domaines producteurs de métaux précieux et usuels.

Bien que la production d'or du secteur de Cadillac-Malartic soit légèrement inférieure à celle des secteurs de Rouyn et de Val-d'Or, elle est remarquable compte tenu de la faible dimension du domaine. De plus, il s'agit d'un secteur typiquement aurifère qui, contrairement à ceux de Rouyn ou Val-d'Or, n'a pas produit de métaux de base. Jusqu'à aujourd'hui, le secteur de Val-d'Or a surtout produit de l'or, bien que des quantités significatives de métaux usuels aient été produites. La découverte récente d'un important dépôt de sulfures massifs dans le canton de Louvicourt (découverte Aur-Louvem) pourrait modifier l'image du domaine de Val-d'Or. Le secteur de Caopatina est également inclus, pour le moment, dans la catégorie des producteurs d'or.

Les secteurs de Matagami et Normétal appartiennent au type «métaux usuels». À ce jour, leur production d'or est nulle ou négligeable malgré la présence de plusieurs indices très intéressants comme ceux trouvés dans les cantons de Douay, Vezza et Noyon au sud de Matagami ou dans le canton Dussieux à l'est de la même ville.

TABLEAU A.4 — Nature des limites et principales caractéristiques des domaines de la partie québécoise de l'Abitibi telles que définies dans le présent article (début)

Domaine géologique	tectonique	Limites lithostratigraphique ou lithologique	Lithologies principales	Traits particuliers	Milieu principal	Principaux métaux produits et types de dépôt	Références choisies
Rouyn-Noranda	Faille de Duparquet-Destor-Manneville ^a (N) Faille de Cadillac-Larder Lake ^a (S) Faille de Lac Parfouru ^a (NE)	Groupe de Kinojévis ^e (NW, SW)	Volcanites mafiques à felsiques d'affinité tholéitique et calco-alcaline	Volcanites felsiques (dômes rhyolitiques et pyroclastiques) abondantes Nombreuses failles synvolcaniques représentées par des dykes de diorite Dôme structural avec faibles pendages, axes de plis peu inclinés; taux de déformation très faible	Volcanique : complexe central	Au ^{1,2} , Cu ¹ , Zn ¹ , Ag ¹	Wilson, 1962 Gélinas <i>et al.</i> , 1977 Dimroth <i>et al.</i> , 1982 Dimroth <i>et al.</i> , 1983a Dimroth <i>et al.</i> , 1983b Gélinas <i>et al.</i> , 1984 Hubert <i>et al.</i> , 1984 Peloquin <i>et al.</i> , présent volume Gibson & Watkinson, présent volume
Cadillac-Malartic	Faille de Cadillac-Larder Lake ^a (S)	Faille de Lac Parfouru ^a (NE) Faille de Ruisseau Davidson ^a (W)	Roches sédimentaires	Domaine très déformé Porphyres dioritiques synvolcaniques à tardifs Laves ultramafiques	Sédimentaire	Au ^{2,3}	Gunning, 1937 Gunning & Ambrose, 1940 Norman, 1944 Imreh, 1984 Sansfaçon <i>et al.</i> , 1990
Val-d'Or	Faille de Duparquet-Destor-Manneville ^a (N) Faille de Cadillac-Larder Lake ^a (S) Faille de Lac Parfouru ^a (W) Front du Grenville (E)		Volcanites ultramafiques à felsiques d'affinité komatiitique, tholéitique et calco-alcaline	Coulées komatiitiques (avec spinifex) communes	Volcanique : complexe central et plaine de lave	Au ²	Latulippe, 1976 Imreh, 1984
Caopatina	Faille de Doda ^a (S) Faille de Guercher-ville ^a (N) Faille d'Opawica ^b (W) Front du Grenville (E)		Volcanites mafiques d'affinité tholéitique Roches sédimentaires	Prédominance des laves basaltiques porphyriques	Volcanique : plaine de lave	Au ³	Sharma <i>et al.</i> , 1987 Mueller <i>et al.</i> , 1989

a = Hocq, 1990; b = figure 1, présent article; c = Daigneault & Allard, 1987; d = Lacroix *et al.*, présent volume; e = MER-OGS, 1983.

(N) = nord; (S) = sud; (E) = est; (W) = ouest.

1 = dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV); 2 = dépôts d'or à filons de quartz; 3 = dépôts d'or à filons de sulfures; 4 = type indéterminé.

TABLEAU A.4 — Nature des limites et principales caractéristiques des domaines de la partie québécoise de l'Abitibi telles que définies dans le présent article (suite)

Domaine géologique	Limites tectonique	Limites lithostratigraphique ou lithologique	Lithologies principales	Traits particuliers	Milieu principal	Principaux métaux produits et types de dépôt	Références choisies
Chibougamau	Faïlle de Kapunapotagen ^a (S)		Volcanites mafiques d'affinité tholéiitique	Intrusions stratiformes de type Bushveld avec anorthosite	Volcanique : plaine de lave et complexe central	Au ³ , Cu ³	Gobeil & Racicot, 1982 Allard & Gobeil, 1984 Daigneault & Allard, 1990
	Faïlle d'Opawica ^b (W)		Filons-couches gabbroïques différenciés	Importants filons-couches différenciés (complexe de Cummings) ^c			
	Faïlle de Barlow ^c (N)		Roches sédimentaires				
	Front du Grenville (E)			Volcanites alcalines (Formation de Haüy) ^c			
Matagami	Faïlle de Casa Berardi ^d (S)	Roches sédimentaires (S)	Volcanites mafiques à felsiques d'affinité tholéiitique et calco-alcaline	Importante séquence rhyolitique surmontée de la Tuffite-Clé	Volcanique : complexe central	Zn ¹	Sharpe, 1968 MacLean, 1984 Beaudry & Gaucher, 1986
	Faïlle de Lac Matagami ^d (N)		Complexe lité de gabbro-anorthosite-granophyre				
	Faïlle de Bapst ^d (W)						
	Zone de faille ^b (E)						
Casa Berardi-Joutel	Faïlle de Casa Berardi ^d (S)	Intrusions granitiques (W et E)	Volcanites mafiques à felsiques d'affinité tholéiitique et calco-alcaline	Basaltes komatiitiques (collines Cartwright) ^c	Volcanique : complexe central et plaine de lave	Au ² , Cu ^{1,4} , Zn ^{1,4} , Ag ^{1,4}	Remick, 1969 Lacroix <i>et al.</i> , présent volume
	Faïlle de Bapst ^d (E)		Roches sédimentaires	Formations de fer étendues			
Normétal	Faïlle de Macamic-Privat-Manneville ^a (S)	Pluton de Boivin ^d (N)	Volcanites mafiques à felsiques	Nombreux et minces niveaux de formations de fer	Volcanique : complexe central	Zn ¹ , Cu ¹ , Ag ¹	Tolman, 1952 Gilman, 1961
	Faïlle de Lac Chicobi ^a (S)	Intrusion granitique (W)	Roches sédimentaires	Volcanoclastites intermédiaires à felsiques abondantes			
	Faïlle de Vanier-Celoron-Glaudelet ^a (N)						
	Zone de faille (E)						

a = Hocq, 1990; b = figure 1, présent article; c = Daigneault & Allard, 1987; d = Lacroix *et al.*, présent volume; e = MER-OGS, 1983.

(N) = nord; (S) = sud; (E) = est; (W) = ouest.

1 = dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV); 2 = dépôts d'or à filons de quartz; 3 = dépôts d'or à filons de sulfures; 4 = type indéterminé.

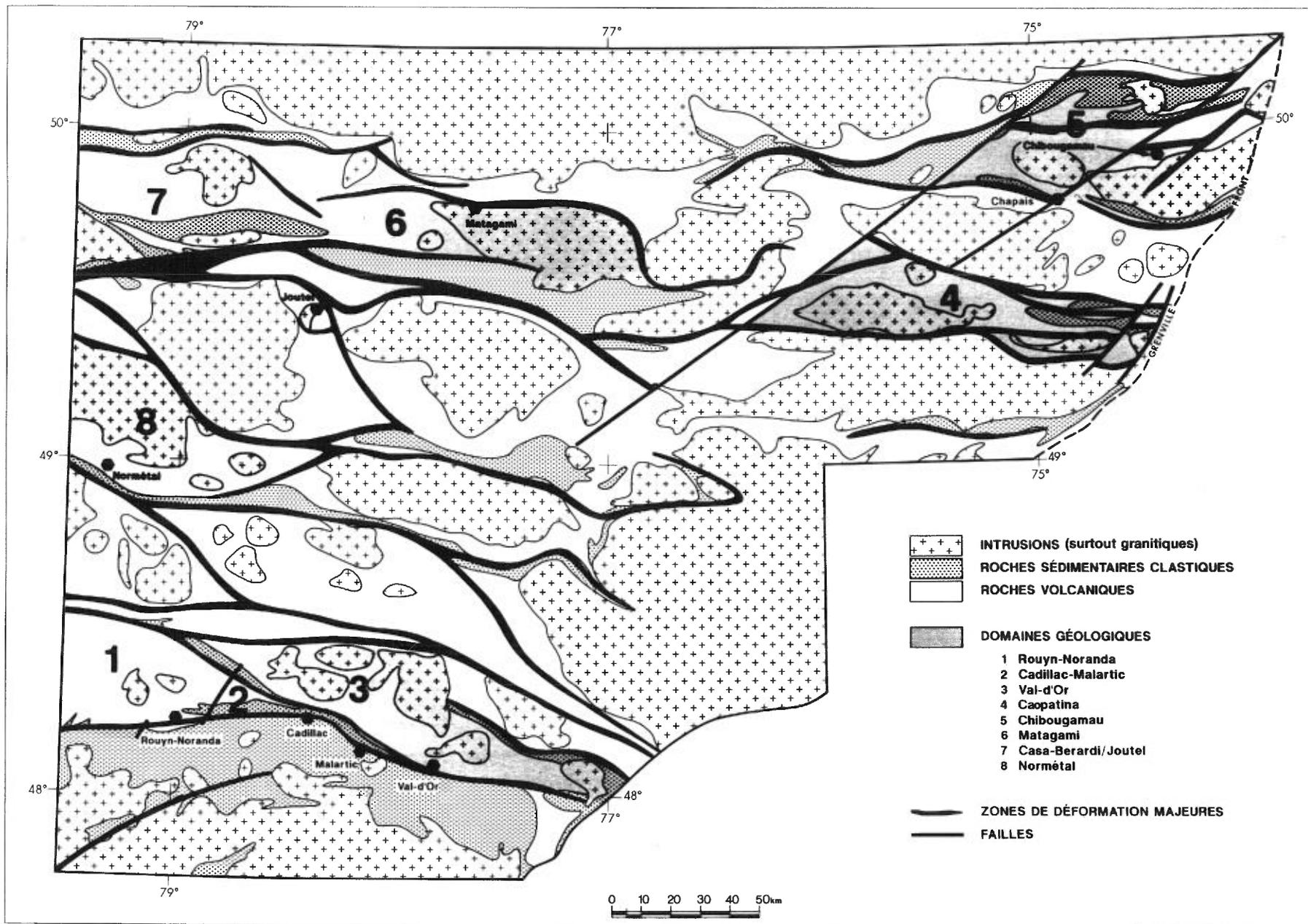


FIGURE A.2 — Limites des domaines géologiques définis au tableau A.4.

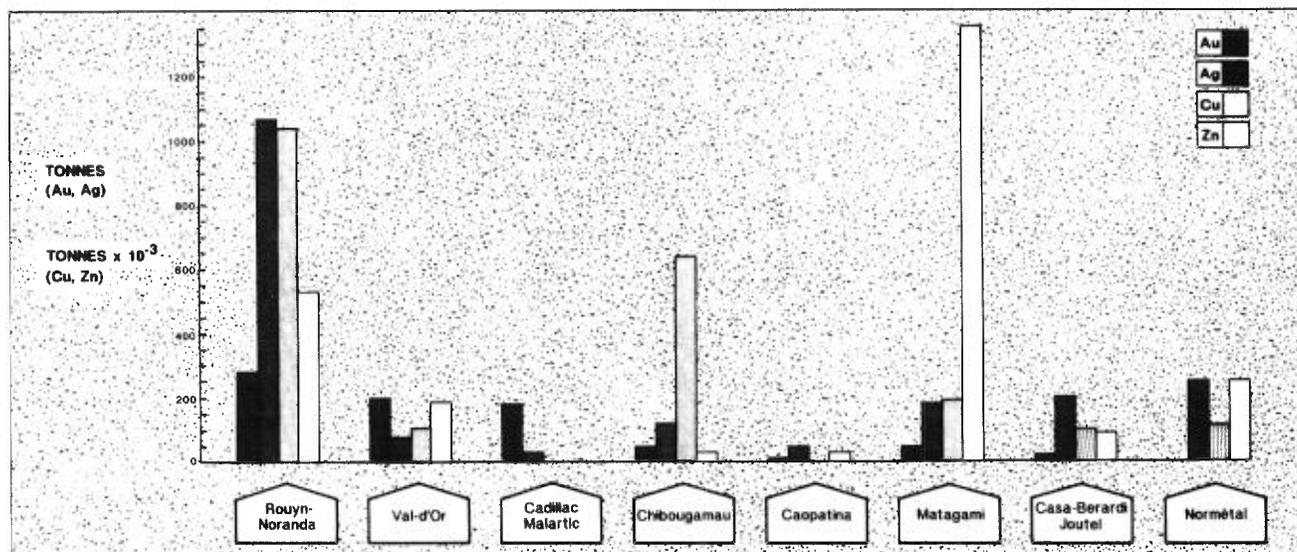


FIGURE A.3 — Production minérale des domaines géologiques tels que définis à la figure A.2 et au tableau A.4.

Les secteurs de Rouyn-Noranda, Casa Berardi-Joutel et Chibougamau sont polymétalliques. Ce caractère n'est pas seulement reflété par la production minérale globale des secteurs : il est observé au niveau de plusieurs gisements. Ainsi, les gisements de Horne, Quemont et Moberun à Rouyn-Noranda, celui de Selbaie dans le secteur de Casa Berardi, ceux de Copper Rand, Portage, Henderson et Lemoine à Chibougamau et ceux de Springer, de Perry et Cooke à Chapais sont polymétalliques.

Les domaines producteurs d'or

Comme nous l'avons déjà souligné le *domaine de Cadillac-Malartic* n'a pas produit de métaux de base. Il est remarquablement productif puisque 21 mines ont extrait près de 400 tonnes d'or dans ce secteur de faible superficie (environ 600 km²).

On y retrouve des roches appartenant aux groupes volcaniques de Blake River et de Piché ainsi qu'aux groupes sédimentaires de Kewagama, de Cadillac et de Pontiac. La complexité structurale de ce secteur est remarquable. Des études détaillées (Tourigny *et al.*, 1988; Sansfaçon, 1986) ont montré que certains contacts E-W qu'on pensait être stratigraphiques sont plutôt tectoniques, la transposition étant responsable du parallélisme des couches. Il semble que la déformation ait joué un rôle déterminant dans la formation des gîtes; elle permet d'expliquer la position actuelle des gîtes et leur morphologie. Notons que certains gisements filoniens pyriteux contenus dans le Blake River, comme ceux de Dumagami et Bousquet, pourraient avoir une composante synvolcanique : bien que l'or soit tardif (Marquis *et al.*, 1990), certaines lentilles de sulfures semblent être d'origine volcanogène (Valliant & Hutchinson, 1982; Stone, 1988; Tourigny *et al.*, 1989; Marquis *et al.*, 1990).

Le *domaine de Val-d'Or* a surtout produit de l'or bien que la production de métaux de base provenant essentiellement de deux mines (East Sullivan et Manitou) ne

soit pas négligeable. La mise en production du gisement de Louvicourt, découvert en 1989 par le tandem Aur-Louvem, fera éventuellement du secteur de Val-d'Or l'un des principaux producteurs de métaux usuels de l'Abitibi.

La renommée du secteur de Val-d'Or comme producteur d'or est due principalement aux mines Lamaque et Sigma, dont on a tiré au cours des 50 dernières années plus de 60 % de l'or du secteur et plus de 16 % de l'or produit dans le Nord-Ouest québécois. Dans ces deux mines, le développement des structures aurifères est postérieur à la mise en place des intrusions les plus tardives (dykes porphyritiques à feldspath) et au métamorphisme (Robert *et al.*, 1989). Le développement du système de veines complexes qu'on y trouve résulte d'une compression N-S tardive à laquelle on associe un étirement subvertical (Robert *et al.*, 1989; Robert & Brown, 1986).

Selon Imreh (1984), deux types de volcanisme sont représentés dans le secteur, soit le volcanisme de type plaine sous-marine représenté par le Groupe de Malartic et la Formation de Jacola d'affinité tholéiitique, soit le volcanisme de type complexe central représenté par les formations de Val-d'Or et d'Héva. La Formation de Val-d'Or et la partie supérieure de la Formation d'Héva montrent une nette tendance calco-alcaline.

La présence de minéralisations nickelifères sulfurées significatives est une caractéristique du domaine. Elles se rattachent toutes, sans exception, à la phase précoce du volcanisme ultramafique-mafique de type plaine sous-marine. Elles sont plus précisément associées aux épanchements ultramafiques du plancher de la Formation de La Motte-Vassan du Groupe de Malartic. Rappelons que la mine Marbridge est le seul gisement québécois connu de nickel sulfuré, associé aux volcanites-ultramafiques : on y a extrait 774 947 tonnes de minerai à 2,28 % Ni (Imreh, 1984).

La plupart des gisements d'or du secteur de Val-d'Or n'occupent pas la zone tectonique de Cadillac propre-

ment dite, bien qu'ils soient situés à peu de distance de celle-ci (<10 km). Ils se retrouvent aussi bien dans les formations tholéitiques (Dubuisson, Jacola) que calco-alcalines (Val-d'Or, Héva). Tous ces gisements semblent être associés à des éléments structuraux importants (Latulippe, 1980; Imreh *et al.*, en préparation) dont la plupart apparaissent associés à la zone de faille de Cadillac au développement multiphase non encore parfaitement compris.

Les dépôts de sulfures massifs du secteur East Sullivan, Manitou Barvue, Louvicourt et Mobern sont volcanogènes et situés à l'est de Val-d'Or. Ils sont associés aux produits les plus évolués du volcanisme contenus dans les unités pyroclastiques felsiques des empilements calco-alcalins. Comme Imreh (1984), nous sommes d'avis que l'importance des minéralisations de cuivre et de zinc est fonction de l'ampleur de la différenciation et du volume des termes rhyolitiques. Cette relation est particulièrement évidente dans le secteur de Rouyn-Noranda et dans le Groupe de Blake River où l'on retrouve à la fois la plus importante production annuelle de métaux usuels et le plus grand volume de rhyolite du Nord-Ouest québécois.

Le *domaine de Caopatina*, quoique peu exploré, apparaît être principalement aurifère. La partie est du domaine de Caopatina est formée essentiellement de basaltes porphyriques de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977). On y retrouve également quelques complexes felsiques d'extension restreinte tel le Membre des Vents (Sharma *et al.*, 1987). L'empilement volcanique est surmonté par les sédiments épyclastiques de la Formation de Caopatina (Sharma *et al.*, 1987). La stratigraphie de l'extrémité ouest du secteur qui contient le gisement de Lac Shortt est moins bien comprise : la faille d'Opawica, une faille régionale NE-SW à E-W en constitue la limite est. Les basaltes de «type Obatogamau» y sont toujours prédominants : les roches felsiques sont représentées par le Membre de Wachibagau et la Formation de Ruisseau Dalime (Sharma *et al.*, 1987) constituent l'équivalent de la Formation de Caopatina.

À la mine Joe Mann, située près de l'extrémité est du domaine, la minéralisation aurifère est contenue dans des veines de quartz-carbonate décimétriques logées dans trois zones de cisaillement E-W contenues dans un gabbro (zones Nord et Principale) et une rhyolite (zone Sud) (Dion & Fournier, 1989).

Le dépôt de Lac Shortt, dans la partie ouest, se trouve dans une zone cisailée et mylonitisée de 0 à 5 m d'épaisseur, reliée à la faille de Lac Shortt : la minéralisation aurifère est contenue dans des roches syénitiques et mafiques cisailées contenant de 3 à 5 % de pyrite disséminée (Lichtblau, 1989). L'or est spatialement et probablement génétiquement associé à un porphyre alcalin et potassique de composition syénitique (Morasse *et al.*, 1986).

La minéralisation des dépôts de Lac Shortt et Joe Mann comme celle de plusieurs autres dépôts archéens se trouve là où des zones de cisaillement recoupent des roches structurellement favorables, i.e. compétentes (dio-

rite et syénite à Lac Shortt; gabbro et rhyolite à Joe Mann), et/ou des roches chimiquement favorables, i.e. avec un contenu élevé en fer (diorite à Lac Shortt; gabbro à Joe Mann).

La bande de roches volcanosédimentaires qui s'étend entre ces deux dépôts a été peu explorée jusqu'à maintenant. Elle représente une cible de premier choix pour l'or et les métaux usuels principalement à cause de la présence de structures régionales minéralisées.

Les domaines de métaux de base

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes prédominent dans le *domaine de Matagami*. Huit gisements ont produit 36 065 463 tonnes de minerai d'où on a tiré 2 689 740 tonnes de zinc pour une teneur moyenne de 7,5 % de zinc et 0,8 % de cuivre. Il faut signaler la production de la mine Lac Matagami qui, entre 1963 et 1988, a produit 25 202 388 tonnes de minerai et 2 056 580 tonnes de zinc. Le secteur de Matagami est celui qui a produit le plus de zinc dans le Nord-Ouest québécois avec plus de 50 % de la production.

Les dépôts se trouvent dans le Groupe de Lac Watson à dominance rhyolitique, autour du complexe igné anorthositique de la rivière Bell. Ceux qui sont situés au sud du complexe, dont celui de Lac Matagami, sont associés à la «Key Tuffite», un niveau chertoux situé au sommet ou à l'intérieur d'une épaisse unité de rhyolite formant la partie supérieure du Groupe de Lac Watson (MacLean, 1984). Les rhyolites et les basaltes du Groupe de Lac Watson de même qu'une proportion importante des basaltes du Groupe de Wabasse (Wabasse 1) sont tholéitiques. Dans la partie ouest du secteur, le Groupe de Wabasse (Wabasse 2) contient des roches calco-alcalines (MacLean, 1984; Beaudry & Gaucher, 1986). En général, les sulfures massifs sont associés aux dômes de rhyolite (MacLean, 1984). Le contenu élevé en zinc et relativement pauvre en cuivre de certains dépôts pourrait s'expliquer par la nature distale de ceux-ci (MacLean, 1984). Toutefois, l'association des lentilles de sulfures avec les dômes rhyolitiques est semblable à celle de Rouyn-Noranda, ce qui suggère fortement un lien entre la mise en place de la minéralisation et une reprise de l'activité volcanique tel que décrit par Gibson & Watkinson (1986) pour le secteur de Noranda.

La stratigraphie du *domaine de Normétal* n'est pas bien définie. Ce domaine est caractérisé à la fois par l'abondance et la diversité des produits volcaniques qu'on y trouve. Bien qu'on y trouve un seul gisement, l'intérêt pour ce secteur réside dans le fait que ce dernier a produit 517 000 tonnes de zinc et 218 000 tonnes de cuivre à partir de 10 millions de tonnes de minerai. Il s'agit donc du deuxième plus important producteur de zinc du Québec, après Lac Matagami. Du nord au sud de la bande volcanosédimentaire, se succèdent : (1) une unité de laves mafiques à intermédiaires; (2) une unité de volcanoclastites felsiques à intermédiaires; (3) une seconde unité de laves mafiques à intermédiaires; (4) et une unité de roches sédimentaires épyclastiques comprenant des quartzites, des arkoses, des schistes ardoi-

siers et des tufs (Gilman, 1961). Soulignons la présence de plusieurs minces niveaux de formations de fer dans le secteur : au nord, elles sont composées de quartz et de magnétite et sont interstratifiées avec les laves et les tufs; au sud, elles contiennent de l'hématite et sont associées aux sédiments (Tolman, 1952).

Le gisement de Normétal est un dépôt de sulfures massifs volcanogènes (Valiquette *et al.*, 1978). Il est localisé le long d'une puissante zone de cisaillement (Tolman, 1952; Gilman, 1961), à la limite sud de la bande de roches felsiques, au contact avec les laves. Plus précisément, le gisement est contenu dans une unité de brèches volcaniques intensément silicifiée et dans les schistes à séricite adjacents (Tolman, 1952; Gilman, 1961). Par endroits, la rhyolite intrusive constitue le mur du gisement (Tolman, 1952).

Les domaines producteurs de métaux précieux et usuels

Le domaine de Rouyn-Noranda représenté ici par le Groupe de Blake River (formé essentiellement de roches volcaniques) est le secteur polymétallique par excellence du Nord-Ouest québécois, ayant produit 35 % de l'or, 53 % de l'argent, 48 % du cuivre et 21 % du zinc de l'Abitibi. On y trouve à la fois des milieux favorables à la formation de gîtes aurifères filoniens et des milieux propices à la formation de dépôts de sulfures massifs volcanogènes. Les gîtes aurifères filoniens sont principalement associés : (1) à la zone tectonique de Cadillac, directement (McWatters, Astoria) ou indirectement (Francoeur, Wasamac et Arntfield, associés au cisaillement Wasa); (2) à la zone tectonique de Porcupine-Destor (Duquesne, Beattie); (3) aux granitoïdes sodiques (Elder, Pierre Beauchemin, Silidor). Les dépôts de sulfures massifs sont localisés, pour la plupart, dans la «série des mines» (de Rosen-Spence, 1976) incluse dans l'unité calco-alcaline de Dufault, telle que définie par Gélinas *et al.* (1984). Cette unité est formée essentiellement de laves andésitiques parfois silicifiées (Gibson *et al.*, 1983), de pyroclastites et de rhyolites massives, associées. Soulignons le fait que certains dépôts de sulfures massifs sont anormalement riches en or. Ainsi, les mines Horne et Quemont ont produit environ 75 % de l'or extrait dans ce secteur.

Le secteur de Rouyn-Noranda se distingue des autres par le fait qu'il est centré sur une structure volcanique particulière caractérisée par plusieurs systèmes de failles synvolcaniques dont certaines montrent des évidences de mouvements de subsidence (Dimroth *et al.*, 1982). La plupart de ces failles sont occupées par des dykes de diorite, certains ayant agi comme dykes nourriciers (de Rosen-Spence, 1976; Lichtblau & Dimroth, 1980; Cousineau & Dimroth, 1982). L'image qui en résulte est celle d'un empilement volcanique traversé par des dykes mafiques, discordants pour la plupart : elle est valable pour tout le Groupe de Blake River (Péloquin *et al.*, 1985; Péloquin & Verpaelst, 1989; Péloquin *et al.*, ce volume).

Le centre volcanique de Rouyn-Noranda est également caractérisé par une abondance peu commune de volcanites rhyolitiques (volcanoclastites et laves). Selon

Gélinas *et al.* (1984), les volcanites rhyolitiques constituent un volume de 2 725 km²; la seule unité calco-alcaline de Dufault qui contient la plupart des gîtes de sulfures massifs en contiendrait 500 km³. Des volumes semblables de rhyolite ne sont rencontrés que dans les arcs insulaires continentaux comme ceux de Sumatra ou Guatemala ou encore, au niveau de structures annulaires épicontinentales comme celles des caldeiras de Valles, Long Valley, Timber Mountain ou Yellowstone aux États-Unis et de Taupo en Nouvelle-Zélande (Gélinas *et al.*, 1984). C'est pourquoi Gélinas & Ludden (1984) associent le Groupe de Blake River à un complexe central annulaire.

Il faut noter que le caractère calco-alcalin de la série des mines est actuellement remis en cause. Le gisement de Horne serait ainsi encaissé dans une séquence tholéiitique (Cattalani *et al.*, 1989). Certains indices minéralisés volcanogènes de la partie ouest du Blake River seraient également associés à des roches tholéiitiques (Verpaelst, 1985; Péloquin & Verpaelst, 1989). En conséquence, le caractère calco-alcalin d'un empilement volcanique ne doit plus être perçu comme un élément déterminant dans la recherche de sulfures massifs.

Le domaine de Casa Berardi-Joutel est polymétallique. On y trouve des gisements typiquement aurifères, soit filoniens à quartz (les dépôts Ouest, Principal et Est d'Étang d'Or; Pilote *et al.*, 1990), soit pyriteux (les gisements d'Agnico Eagle). Dans le secteur de Joutel, des gisements de sulfures massifs ont été exploités (Lacroix *et al.*, ce volume). Les gisements de Selbaie (A₁, B et A₂) tout comme le dépôt d'Estrades (non exploité) sont polymétalliques, contenant du zinc, du cuivre, de l'argent et de l'or. Bien que ce secteur ait produit peu à ce jour, soit moins de 20 millions de tonnes de minerai, il est en plein développement et pourrait voir son importance s'accroître considérablement au cours de la présente décennie.

Le secteur de Casa Berardi-Joutel n'est pas aussi bien connu que les autres, principalement à cause de la rareté des affleurements. Bien que plusieurs blocs lithotectoniques aient pu être reconnus, les relations qui existent entre eux ne sont pas encore clairement établies. Deux bandes principales de roches sédimentaires sont localisées dans les parties nord et sud du sillon. Elles sont dénommées respectivement Groupe de Matagami et Groupe de Taïbi (Sharpe, 1968; Latulippe, 1976; Beaudry, 1985). Ces deux groupes se composent de sédiments détritiques immatures, de fins à grossiers (Lacroix, 1987). Le Groupe de Taïbi est caractérisé par la présence d'importantes formations de fer : deux dépôts contiendraient 800 millions de tonnes de minerai subéconomique titrant 22 % de fer (Lavergne, 1985).

Le volcanisme de type plaine sous-marine se manifeste sous la forme de quatre unités (Lacroix *et al.*, ce volume). Trois de celles-ci se composent essentiellement de coulées de laves étendues, peu différenciées et contenant peu de vacuoles. L'unité de Cartwright, située à la limite sud du domaine ou près de celle-ci est spéciale, étant constituée d'une alternance de laves mafiques fortement différenciées et de laves ultramafiques (basaltes komatiitiques). Les basaltes contiennent de 10 à 18 %

de MgO et montrent ici et là des spinifex centimétriques : l'olivine est remplacée par la chlorite et/ou l'amphibole. Le volcanisme de type complexe central est également représenté à l'intérieur du domaine. Les produits du volcanisme sont différenciés, vacuolaires et comprennent une bonne proportion de volcanoclastites, felsiques surtout, probablement d'origine pyroclastique. Ces volcanites ceinturent les complexes plutoniques syn-volcaniques tels que ceux de Brouillan et de Joutel (Lacroix, 1987).

Soulignons enfin que la majorité des concentrations aurifères découvertes jusqu'ici l'ont été le long de failles orientées E-W ou SE-NW et localisées au contact entre les ensembles sédimentaires et volcaniques. La minéralisation aurifère pourrait être liée au développement des failles, à la mise en place des laves ultramafiques ou à la combinaison de ces facteurs (Lacroix, 1987).

Le domaine de Chibougamau, bien que polymétallique au niveau de sa production, diffère de ceux de Rouyn-Noranda et Casa Berardi-Joutel, précédemment décrits, pour les raisons suivantes : (1) il a produit très peu de zinc; (2) le cuivre, comme l'or, origine de filons. En fait, le gisement de Lemoine (1975-1983) est le seul dépôt volcanogène ayant fait l'objet d'une exploitation dans la région. On y a extrait 54 000 tonnes de zinc, 29 700 tonnes de cuivre, 29 tonnes d'argent et 2,6 tonnes d'or. Le domaine de Chibougamau, tel que nous l'avons déjà défini, a produit jusqu'à maintenant environ 7 % de l'or et près de 30 % du cuivre produits dans le Nord-Ouest québécois.

L'assemblage volcanosédimentaire de la région a été divisé en deux groupes (Allard *et al.*, 1979) : le Groupe de Roy, à la base, et le Groupe d'Opémisca, au sommet. Le Groupe de Roy est principalement constitué de roches volcaniques. De la base au sommet on retrouve la Formation d'Obatogamau, à caractère basique, la Formation de Waconichi, composée d'éléments volcaniques felsiques, la Formation de Gilman, constituée de roches volcaniques mafiques, et la Formation de Blondeau composée d'éléments volcaniques felsiques et de roches sédimentaires. Le Groupe d'Opémisca comprend à la base la Formation de Stella, composée essentiellement de roches sédimentaires épicycliques, et au sommet la Formation d'Haüy constituée de roches sédimentaires et volcaniques d'affinité alcaline.

Le domaine de Chibougamau se distingue des autres domaines par la nature et l'importance des complexes mafiques qu'on y trouve : les complexes de Cummings et de Lac Doré sont les plus remarquables. Le complexe de Cummings est formé de trois filons-couches logés dans la Formation de Blondeau : il a été suivi sur plus de 160 km (Allard & Gobeil, 1984) ce qui en fait, du point de vue stratigraphique, un niveau-repère de première importance. Chacun des filons-couches constituants est différencié et pétrographiquement distinct. Le filon-couche de Roberge forme la partie basale du complexe. Il est constitué de dunite, de péridote et de pyroxénite; on y a délimité plusieurs zones amiantifères. Il est surmonté par le filon-couche de Ventures lequel est composé de pyroxénite et de gabbro : il est l'hôte des gîtes filoniens de

cuivre, d'or et d'argent de Chapais. Enfin, le filon-couche de Bourbeau forme la partie supérieure du complexe. Il est constitué principalement de gabbro et est l'hôte des mines Cooke (Au, Cu) à Chapais et Norbeau (Au) à Chibougamau.

Le complexe de Lac Doré est une intrusion stratiforme de type Bushveld comprenant quatre zones qui sont de la base au sommet : la zone anorthositique, la zone litée, la zone granophyrique et la zone de bordure supérieure (Gobeil & Racicot, 1983). Signalons que la zone litée, d'une épaisseur pouvant atteindre 900 m, contient d'énormes réserves de minerai de fer, titane et vanadium (Allard, 1976). La zone anorthositique dont l'épaisseur peut atteindre 3 000 m est l'hôte de la plupart des gisements exploités ou en exploitation de la région de Chibougamau. Ceux-ci sont contenus dans des cisaillements SE (Copper Rand, Cedar Bay, etc.) ou plus rarement NNE (Henderson, Portage).

Conclusion

La ceinture volcanoplutonique de l'Abitibi est davantage perçue, aujourd'hui, comme une mosaïque de blocs tectoniques entre lesquels les corrélations ne sont pas toujours possibles. Cette nouvelle perception développée à partir du début des années quatre-vingt est due, dans une certaine mesure, aux travaux d'Hubert et de ses nombreux collaborateurs. Le changement est bien illustré par les différences fondamentales qui existent entre la carte OGS-MERQ publiée en 1983 et celle de Hocq (1990). Cette nouvelle image est importante non seulement à cause des changements qu'elle implique dans notre compréhension de l'évolution géotectonique de la ceinture mais également à cause de ses effets sur l'exploration minière. Nous avons cherché à comparer différents domaines géologiques de façon à faire ressortir les caractères propres à chacun (tableau A.5). Certains secteurs ont été et sont toujours principalement producteurs d'or (Cadillac-Malartic, Val-d'Or, Caopatina), d'autres sont producteurs de métaux de base (Matagami, Joutel) et d'autres encore produisent à la fois des métaux de base et des métaux précieux (Rouyn-Noranda, Chibougamau, Casa Berardi-Joutel). L'or est extrait de veines riches en quartz (domaine de Val-d'Or), de veines riches en sulfures (Cadillac, Chibougamau) ou de sulfures massifs volcanogènes (Rouyn-Noranda). Les métaux usuels originent principalement des dépôts de sulfures massifs volcanogènes des domaines de Rouyn-Noranda, Matagami, Normétal, bien que certains dépôts de type veine aient produit du cuivre (Chibougamau). De plus, nous avons noté que certains secteurs sont particulièrement riches en zinc (Matagami, Joutel).

Nous aimerions conclure en soulignant que la portée de notre travail est limitée, pour le moment, par la délimitation rudimentaire des blocs et les données métallogéniques limitées disponibles pour certains domaines. Une subdivision plus rigoureuse de la ceinture est requise et pour ce faire, non seulement faudra-t-il réaliser l'inventaire complet des zones de déformation et des failles existantes mais également les classer et les caractériser

TABLEAU A.5 — Facteurs géologiques favorisant la présence de métaux précieux et usuels dans les domaines géologiques de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois (* = fréquent; * = occasionnel)

		RN	VD	M-C	MA	CH	CAO	CB-J	N
Facteurs géologiques favorables aux minéralisations Cu-Zn volcanogènes									
Volcanisme rhyolitique	Dômes ou coulées	•	*		*	*	*	*	*
	Pyroclastites (brèches)	•	*		*	*	*	•	•
Exhalite/tuf chertoux		•	*		•	*			
Failles synvolcaniques		•							
Facteurs géologiques reliés à la présence d'or filonien									
Zone de cisaillement	Présence	•	•	•	*	•	•	•	*
	Carbonatation	•	•	•		•	•		
	Séricite/micas verts	•	•	•	•		•	•	•
Suite plutonique favorable	Suite sodique	•	•		*	*		•	*
	Suite syénitique	•							
	Suite anorthositique				•	•			

RN = Rouyn-Noranda; VD = Val-d'Or; M-C = Malartic-Cadillac; MA = Matagami; CH = Chibougamau; CAO = Caopatina; CB-J = Casa Berardi-Joutel; N = Normétal;

en fonction de leur âge, de leur géométrie et de leurs mouvements. De même, il faudra caractériser les différents blocs ou domaines en comparant leur géométrie, leur géologie et leur métallogénie. Dès lors les blocs ou domaines géologiques auront une grande signification pour l'exploration minérale.

Remerciements

Les auteurs désirent remercier leurs collègues du Service géologique du Nord-Ouest pour leur avoir donné accès à des données non publiées et également, pour les commentaires, critiques et conseils. Nous devons remercier plus particulièrement les docteurs Francis Chartrand, C. Jay Hodgson, Michel Hocq ainsi que James Moorhead et un réviseur anonyme pour des critiques et commentaires des plus constructifs. Nous avons également grandement apprécié les collaborations de madame Danielle Lachapelle qui a effectué la dactylographie du texte et de madame Sylvie Rhéaume qui a réalisé les figures.

Références

- ALLARD, G.O., 1976 — The Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368, 446 pages.
- ALLARD, G.O. — CATY, J.L. — CHOWN, E.H. — CIMON, J. — GOBEIL, A. — BAKER, D.J., 1979 — Stratigraphy and Metallogeny in the Chibougamau area. Association géologique du Canada, réunion annuelle; Livret-guide, Excursion B-1, 89 pages.
- ALLARD, G.O. — GOBEIL, A., 1984 — General geology of the Chibougamau region. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown.* Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; Volume spécial 34, pages 5-19.
- ARCHAMBAULT, G., 1985 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt : Discussion. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 21, pages 943-945.
- AYRES, L.D. — THURSTON, P.C., 1985 — Archean supracrustal sequences in the Canadian shield : an overview. *Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Édité par L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber.* Association Géologique du Canada; Volume spécial 28, pages 343-380.
- BALLARD, R.D. — HOLCOMB, R.T. — VAN ANDEL, T.H., 1979 — The Galapagos Rift at 86W.3 : Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the Rift Valley. *Journal of Geophysical research*; 84, pages 5407-5422.
- BHATTACHARYYA, P.K. — BHATTACHARYA, H.N. — MUKHERJEE, A.D., 1988 — The Chitralurga greenstone succession in south India and evolution of the Late Archean basin. *Geological Magazine*; 125, n° 5, pages 507-519.
- BEAUDRY, C., 1984 — Geology and geochemistry of Archean volcanic rocks in Daniel township, Matagami, Québec. Mémoire de maîtrise, Université McGill, Montréal, Québec; 129 pages.
- BEAUDRY, C. — GAUCHER, E.H., 1986 — Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-32, 147 pages.

- BEAUDRY, C. — GAUCHER, E.H., 1986 — Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-32, 147 pages.
- BORRADAILE, G.J. — SARVAS, P. — DUTKA, R. — STEWART, R., 1988 — Transpression in slates along the margin of an Archean gneiss belt, northern Ontario-magnetic fabrics and petrofabrics. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 25, pages 1069-1077.
- BOUCHARD, G. — GUHA, J. — ZUCKERKANDEL, W. — CARIGNAN, J. — ARCHAMBAULT, G., 1984 — The Gwillim Gold Mine and its geological setting. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; Volume spécial 34, pages 370-377.*
- CAMPBELL, J.H. — HILL, R.I., 1988 — A two stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kargoolie-Darseman area, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*; 90, pages 11-25.
- CARD, K.D. — CIESIELSKI, A., 1986 — Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; 13, n° 1, pages 5-13.
- CATTALANI, S. — BARRETT, T.J. — MACLEAN, W.H. — HOY, L. — HUBERT, C. — FOX, J.S., (sous presse) — Métallogénèse des dépôts de sulfures massifs de métaux de base dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec : 1. Les mines Horne et Quemont, Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- CIMON, J., 1977 — Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-448, 33 pages.
- COLVINE, A.C. — FYON, J.A. — HEATHER, K.B. — MARMONT, S. — SMITH, P.M. — TROOP, D.G., 1988 — Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Toronto; MP 139, 136 pages.
- CORFU, F., 1987 — Inverse age stratification in the Archean crust of the Superior Province : evidence from infra- and subcrustal accretion from high-resolution U-Pb zircon and monazite ages. *Precambrian Research*; 36, pages 259-275.
- COUSINEAU, P. — DIMROTH, E., 1982 — Interpretation of Relations between Massive, Pillowed and Brecciated Facies in an Archean Andesite Volcano-Amulet Andesite, Noranda, Quebec. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; 13, pages 83-102.
- DAIGNEAULT, R. — ALLARD, G.O., 1987 — Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- DAVIS, D.W. — POULSEN, K.H. — KAMO, S.L., 1989 — New insights into Archean crustal development from geochronology in the Rainy Lake area, Superior Province, Canada. *Journal of Geology*; 97, n° 4, pages 379-398.
- de ROSEN-SPENCE, A.F., 1976 — Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, Université de Toronto, Toronto; 116 pages.
- DEVANEY, J.R. — WILLIAMS, H.R., 1989 — Evolution of an Archean subprovince boundary : a sedimentological and structural study of part of the Wabigoon-Quetico boundary in northern Ontario. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 26, pages 1013-1026.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — ROCHELEAU, M. — GOULET, N., 1982 — Evolution of the South-Central Part of the Archean Abitibi Belt. Part I : Stratigraphy and Paleogeographic model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 19, pages 1729-1758.
- 1983a — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II : Tectonic evolution and geomechanical model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 20, pages 1355-1373.
- 1983b — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II : Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 9, pages 1374-1388.
- DIMROTH, E. — ROCHELEAU, M., 1985 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec : Discussion. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 22, pages 941-942.
- DION, C. — FOURNIER, R., 1989 — The Joe Mann Mine. *Dans Les dépôts aurifères des régions de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Chibougamau. Livret-guide, Excursion A7. AGC/AMC, Montréal, 1989.*
- EASTON, R.M., 1985 — The Nature and Significance of Pre-Yellowknife Supergroup Rocks in the Point Lake Area Slave Structural Province, Canada. *Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Édité par L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card and W. Weker. Association Géologique du Canada; volume spécial 28, pages 153-168.*
- FRAREY, M.J. — KROGH, T.E., 1986 — U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. *Geological Survey of Canada; Paper 86-1a, pages 43-48.*
- GARIEPY, C. — ALLGRE, C.J. — LAJOIE, J., 1984 — U-Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 21, pages 1296-1304.
- GÉLINAS, L. — BROOKS, C. — PERRAULT, G. — CARIGNAN, J. — TRUDEL, P. — GRASSO, F., 1977 — Chemo-Stratigraphic Divisions within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda District, Quebec. *Dans Volcanic Regimes in Canada. Édité par W.R.A. Barragar, L.C. Coleman et J.M. Hall. Association Géologique du Canada; volume spécial 16, pages 265-295.*
- GÉLINAS, G. — TRUDEL, P. — HUBERT, C., 1984 — Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-01, 41 pages.

- GÉLINAS, L. — 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*; 35, pages 77-88.
- GIBSON, H.L. — WATKINSON, D.H. — COMBA, C.D.A., 1983 — Silicification : Hydrothermal Alteration in an Archean Geothermal System within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; 78, pages 954-971.
- GILMAN, W.F., 1961 — Rapport préliminaire sur le canton de Desmeuloyes, comté d'Abitibi-Ouest, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 462, 15 pages.
- GOBEIL, A. — RACICOT, D., 1983 — Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02, 14 pages.
- GORMAN, B.E. — PEARCE, T.H. — BIRKETT, T.C., 1976 — On the Structure of Archean Greenstone Belt. *Precambrian Research*; 6, pages 23-41.
- GREEN, A.G. — MILKEREIT, B. — DAVIDSON, A. — SPENCER, C. — HUTCHINSON, D.R. — CANNON, W.F. — LEE, M.W. — AGENA, W.F. — BEHRENDT, J.C. — HINZE, W.J., 1988 — Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes. *Geology*; 16, pages 788-792.
- GREEN, A.G. — MILKEREIT, B. — MAYRAND, L.J. — LUDDEN, J.N. — HUBERT, C. — JACKSON, S.L. — SUTCLIFFE, R.H. — WEST, G.F. — VERPAELST, P. — SIMARD, A., (sous presse) — Deep structure of an archean greenstone terrane nature.
- GUHA, J. — DUBÉ, B. — PILOTE, P. — CHOWN, E.H. — ARCHAMBAULT, G. — BOUCHARD, G., 1988 — Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*; 23, pages 293-298.
- GUNNING, H.C., 1937 — Cadillac area, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 206, 80 pages.
- GUNNING, H.C. — AMBROSE, J.W., 1940 — Malartic area. Geological Survey of Canada; Memoir 222, 142 pages.
- HOCQ, M., 1979 — Canton d'Aiguebelle, Comté d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-644, 41 pages.
- _____ 1990 — Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-04.
- HODGSON, C.J., 1986 — Place of gold ore formation in the geological development of Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Trans. Inst. Metall. (Sect. B : Appl. earth sci.)*; 95, pages B183-B194.
- HOFFMAN, P.F., 1989 — Precambrian geology and tectonic history of North America. *Dans The geology of North America — An overview. Volume A. Édité par A.W. Bally et A.R. Palmer. Geological Society of America, Boulder, Colorado.*
- HUBERT, C. — TRUDEL, P. — GÉLINAS, L., 1984 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 21, pages 1024-1032.
- HUBERT, C. — LUDDEN, J.N., 1986 — Archean wrench-fault tectonics in the Abitibi greenstone belt of Canada. *Dans Workshop on the tectonic evolution of greenstone belts. Lunar and Planetary Institute Contribution*; 584, pages 59-61.
- HUBERT, C. — LUDDEN, J. — BROWN, A.C. — CHOUTEAU, M. — MAYRAND, L. — MARQUIS, P. — TOURIGNY, G., 1989 — Structural evolution of the Abitibi greenstone belt. *Dans The Abitibi-Grenville Lithoprobe project : 1989 Transect Report and updated proposal, Montreal*; pages 91-92.
- HUDLESTON, P.J. — SCHULTZ-ELA, D. — SOUTHWICK, D.C., 1988 — Transpression in an Archean Belt, Northern Minnesota. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 25, pages 1060-1068.
- IMREH, L., 1984 — Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional : Synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.
- JOLLY, W.T., 1980 — Development and Degradation of Archean Lavas, Abitibi Area, Canada, in *Light and Major Element Geochemistry. Journal of Petrology*; 21, pages 323-363.
- KROGH, T.E. — HEAMAN, L.M. — MACHADO, N., 1988 — Detailed U-Pb chronology of successive stages of zircon growth at medium and deep levels using parts of single zircon and titanite grains. *Dans 1988 Lithoprobe Workshop, University of Ontario*; page 243.
- KUSKY, T.M., 1989 — Accretion of the Archean Slave Province. *Geology*; 17, pages 63-67.
- LACROIX, S., 1986 — Le district minier de Casa-Berardi : cycles volcaniques et/ou une autre faille de Cadillac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 86-05, 68 pages.
- _____ 1987 — La faille aurifère de Casa Berardi/ Gold-Bearing Casa Berardi Fault Zone. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 87-17, 17 pages.
- LATULIPPE, M., 1976 — Excursion géologique, Val-d'Or — Malartic. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-367, 124 pages.
- LAVERGNE, C., 1985 — Gîtes minéraux à tonnage évalué et production minérale du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-08, 77 pages.
- LITCHBLAU, A.P., 1980 — Stratigraphy and facies at the south margin of the Archean Noranda caldera. *Dans Current research, part A. Geological Survey of Canada; Paper 80-1A*, pages 69-76.
- _____ 1989 — Geology of the Lac Shortt Gold Mine. *Dans Les dépôts aurifères des régions de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Chibougamau. Excursion A7, Livret-guide, AGC/AMC, Montréal.*

- LUDDEN, J. — HUBERT, C. — GARIÉPY, C., 1986 — The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; 123, pages 153-166.
- MACLEAN, W.H., 1984 — Geology and ore deposits of the Matagami District. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 483-495.*
- MARQUIS, P. — HUBERT, C. — BROWN, A.C., 1990 — A re-evaluation of genetic models for gold deposits of the Bousquet district, Quebec, based on their mineralogic, geochemical and structural characteristics. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43.*
- MERQ-OGS, 1983 — Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. Ontario Geological Survey/Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-16.
- MOORE, G.J., 1985 — Petrology of deep-sea basalt near Hawai. *American Journal of Science*; 251, pages 169-191.
- MORASSE, S. — HODGSON, C.J. — GUHA, J. — COULOMBE, A., 1986 — Preliminary report on the geology of the Lac Shortt gold deposit, Desmaraisville area, Quebec, Canada. *Dans Proceedings of Gold'86 an international Symposium on the Geology of Gold. Édité par A.J. MacDonald, Toronto; pages 191-196.*
- MUELLER, W. — DIMROTH, E., 1984 — Sedimentology and depositional history of the Blondeau and Chebistuan Formations. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 137-152.*
- MUELLER, P.A. — WOODEN, J.L., 1988 — Evidence for Archean subduction and crustal recycling, Wyoming province. *Geology*; 16, pages 871-874.
- MUELLER, W. — CHOWN, E.H. — SHARMA, K.N.M. — TAIT, L. — ROCHELEAU, M., 1989 — Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*; 97, pages 399-420.
- NORMAN, G.M.H., 1944 — Rouyn-Malartic-Destor region, Quebec. *Geological Survey of Canada; Paper 44-27.*
- NUTMAN, A.P. — FRIEND, C.R.L. — BAADSGAARD, H. — MCGREGOR, V.R., 1989 — Evolution and Assembly of Archean Gneiss Terranes in the Godthabsfjord region, Southern west Greenland : Structural metamorphic and isotopic evidence. *Tectonics*; vol. 8, n° 3, pages 573-589.
- PÉLOQUIN, A.S. — VERPAELST, P., 1989 — Groupe de Blake River, région de Rouyn-Noranda, Québec : corrélations au nord et au sud de la faille de Hunter Creek. *Association Géologique du Canada; réunion annuelle, programme et résumés, volume 14, pages A37.*
- PÉLOQUIN, A.S. — VERPAELST, P. — PARADIS, S. — GAULIN, R. — COUSINEAU, P., 1989 — Le Groupe de Blake River dans les cantons de Duprat et de Dufresnoy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-02, 180 pages.
- PERCIVAL, J.A. — WILLIAMS, H.R., 1989 — Late Archean Quetico accretionary complex, Superior province, Canada. *Geology*; 17, pages 23-25.
- PICARD, C. — PIBOULE, M., 1986 — Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi-Est, Québec). 1. Le Groupe basal de Roy. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 23, pages 561-578.
- PICHÉ, M., 1984 — The Haüy Formation : Subaerial volcanism in a braided stream environment. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.D. Chown. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 153-162.*
- PICHÉ, M. — GUHA, J. — SULLIVAN, J. — BOUCHARD, G. — DAIGNEAULT, R., 1990 — Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami : structure, stratigraphie et implication métallogénique. *Dans Northwestern Quebec Polymetallic belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43.*
- RACICOT, D. — CHOWN, E.H. — HANEL, T., 1984 — Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt; a preliminary survey. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 178-197.*
- ROBERT, F., 1989 — An overview of gold deposits in Quebec segment of the Abitibi belt. *Dans Les dépôts aurifères des régions de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Chibougamau. Livret-guide, Excursion A7, AGC/AMC, Montréal.*
- 1990 — An overview of gold deposits in Eastern Abitibi belt. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43.*
- ROBERT, F. — BROWN, A.C., 1986 — Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I. Geological relations and formation of the vein system. *Economic Geology*; 81, pages 578-592.
- ROBERT, F. — CREVIER, M. — DUMOULIN, M., 1989 — Le gisement d'or de la mine Sigma. *Dans Les dépôts aurifères des régions de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Chibougamau. Livret-guide, Excursion A7, AGC/AMC, Montréal.*
- SANSCHAGRIN, Y. — LEDUC, M., 1979 — Quart sud-est du canton d'Aiguebelle. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-676, 42 pages.
- SANSFAÇON, R., 1986 — Le district de Malartic. *Dans Structure et or, de Rouyn à Val-d'Or, Québec. AGC/AMC, Excursion 14. Livret-guide, pages 28-43.*

- SAUVÉ, P., 1985 — Géologie de la mine d'or Akasaba, Val-d'Or, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-40, 40 pages.
- SAVOIE, A. — SAUVÉ, P. — TRUDEL, P. — PERREAULT, G., 1990 — Géologie de la mine Doyon, Cadillac, Québec. *Dans* The Northwestern Quebec Polymetallic belt. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43.
- SCHWERDTNER, W.M. — STONE, D. — OSADETZ, K. — MORGAN, J. — STOTT, G.M., 1979 — Granitoids complexes and the Archean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 16, pages 1965-1977.
- SHARMA, K.N.M. — GOBEIL, A. — MUELLER, W., 1987 — Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-16, 16 pages.
- SHARPE, J.I., 1968 — Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 135, 130 pages.
- SHAW, D.M., 1980 — Evolutionary tectonics of the Earth in the light of early crustal structures. *Dans* The Continental Crust and its Mineral Deposits. *Édité par* D.W. Strangway. AGC/AMC; volume spécial 20, pages 65-76.
- SIMARD, A., 1987 — Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcanosédimentaire archéenne Frotet-Evans. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-17, 320 pages.
- STONE, W.E., 1988 — Nature and significance of metamorphism in gold concentration, Bousquet Township, Abitibi Greenstone Belt, Northwest Quebec. Thèse de doctorat non publiée. University of Western Ontario, London, Ontario; 464 pages.
- THORPE, R.I. — GUHA, J. — FRANKLIN, J.M. — LOVERIDGE, W.D., 1984 — Use of a Superior Province Lead Isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. *Dans* Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. *Édité par* J. Guha et E.H. Chown. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 34, pages 496-516.
- THURSTON, P.C. — AYRES, L.D. — EDWARDS, G.R. — GÉLINAS, L. — LUDDEN, J. — VERPAELST, P., 1985 — Archean bimodal volcanism. *Dans* Evolution of Archean Supracrustal Sequences. *Édité par* L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber. Association Géologique du Canada; volume spécial 28, pages 7-21.
- TOLMAN, C., 1952 — La région de la mine Normétal. Ministère des mines, Québec; RG 34, 34 pages.
- TOURIGNY, G. — HUBERT, C. — BROWN, A.C. — CRÉPEAU, R., 1988 — Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 25, pages 581-592.
- TOURIGNY, G. — HUBERT, C. — BROWN, A.C. — CRÉPEAU, R. — TRUDEL, P. — KHEANG, L., (sous presse) — Géologie de la mine Bousquet, Cadillac, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- VALIQUETTE, G. — MARCOTTE, D. — MELLINGER, M. — SMYTH, E. — WEBBER, G.R. — DESCHAMPS, F., 1978 — Recherche des métallotectes dans la région de Normétal. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 582, 236 pages.
- VALLIANT, R.I., 1981 — The geology, stratigraphy relationship and genesis of the Bousquet gold deposit, northwest Quebec. Thèse de doctorat non publiée, University of Western Ontario, London, Ontario; 323 pages.
- VALLIANT, R.I. — HUTCHINSON, R.W., 1982 — Stratigraphic distribution and genesis of gold deposits, Bousquet region, Northwestern Quebec. *Dans* Geology of Canadian Gold Deposits. *Édité par* R.W. Hodder et W. Petruk. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 24, pages 27-40.
- VERPAELST, P., 1985 — Géologie de la séquence volcanique archéenne du complexe de Duprat, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat non publiée, Université de Montréal, Québec; 260 pages.
- WEST, G.F. — MARESCHAL, J.C., 1979 — A model for Archean tectonism. Part I. The thermal conditions. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 16, pages 1942-1950.
- WILSON, M.E., 1962 — Rouyn-Beauchastel areas, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 315, 140 pages.
- WINDLEY, B.F., 1984 — The Evolving continents (2^e ed.). Chichester, Wiley; 399 pages.
- WONG, L. — HANES, J.A. — ARCHIBALD, D.A. — HODGSON, C.J. — ROBERT, F., 1989 — An integrated U-Pb and Ar-Ar geochronological study of the Archean Sigma gold deposit, Val-d'Or, Quebec. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts; 14, page A45.
- WYMAN, D.A. — LERRICH, R. — FRYER, B., 1986 — Gold mineralization overprinting iron formations at the Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada: mineralogical, microstructural and geochemical evidence. *Dans* Proceedings of Gold'86, an international Symposium in the Geology of gold. *Édité par* A.J. MacDonald, Toronto; pages 108-123.

LES DÉPÔTS DE SULFURES MASSIFS DU NORD-OUEST QUÉBÉCOIS

par

Francis Chartrand¹ et Sergio Cattalani²

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest, Division des gîtes minéraux;
2. Institut de recherche en exploration minérale (IREM).

RÉSUMÉ

Depuis la découverte, en 1923, du gisement Horne à Noranda, les gisements de sulfures massifs volcanogènes de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois ont fait l'objet de nombreuses études qui ont mené à la définition du modèle «Noranda». Les dépôts de sulfures massifs de type «Noranda» apparaissent associés à des zones d'altération hydrothermale, à des zones de «stockwerk» (sous-jacentes), à des unités de brèches volcanoclastiques, à des dômes felsiques et à des intrusions subvolcaniques typiques d'un milieu sous-marin. À Rouyn-Noranda, comme à Matagami, les gisements ont tendance à être localisés dans un intervalle stratigraphique favorable.

Par ailleurs, les études géologiques des dernières années indiquent que plusieurs gisements sont atypiques. Par exemple, le gisement d'Ansil contient d'épaisses zones de magnétite massive et montre une zone d'altération étendue dans les épontes supérieures. Soulignons également que les zones d'altération chloriteuses habituelles ne supportent pas les lentilles de sulfures massifs du gisement Horne, lequel n'est pas associé à un niveau d'exhalite comme le commande le modèle. De plus, notons que les gisements Horne et Queмонт, les géants du camp minier de Noranda, sont très riches en or, ce qui est inhabituel des gisements massifs volcanogènes typiques. Finalement, certains gîtes (Ansil, Corbet et Mobrùn) se situent bien en dehors de l'horizon stratigraphique reconnu.

Au fur et à mesure que les études de gîtes progressent, de plus en plus d'exceptions au modèle initial sont mises en évidence. Il devient donc nécessaire que soient effectuées des études géologiques détaillées additionnelles. L'utilisation de stratégies d'exploration basées sur un ou des modèles qui tiennent compte des données les plus récentes est plus que souhaitable.

Introduction

La présente étude porte sur la géologie et l'origine des dépôts de sulfures massifs de la sous-province d'Abitibi, dans le Nord-Ouest québécois. Ces dépôts se sont formés dans un milieu volcanique sous-marin à la faveur de solutions hydrothermales métallifères qui se sont épanchées sur le fond océanique. De tels dépôts sont généralement nommés «dépôts de sulfures massifs volcanogènes», expression que nous remplacerons par «dépôts de SMV».

Les dépôts de SMV, autant du point de vue économique que du point de vue scientifique, occupent une place importante parmi les types de dépôts présents dans la partie québécoise de la sous-province d'Abitibi. En fait, depuis la découverte par Edmond Horne, en 1923, de la lentille «Upper H Horne», environ vingt dépôts de SMV ont été exploités dans le camp minier de Rouyn-Noranda, onze dans celui de Matagami-Normétal-Joutel, cinq dans celui de Val-d'Or et deux dans celui de Chibougamau. Actuellement, au Québec, l'approvisionnement en métaux usuels est assuré par les gisements d'Ansil, Moberun, Isle-Dieu, Norita et Abcourt. Toutefois, d'autres découvertes sont requises si l'on veut éviter la diminution de production prévue pour le milieu de la présente décennie. Il y a là un défi d'importance que veulent relever un nombre grandissant de compagnies d'exploration. Les récentes découvertes de sulfures massifs polymétalliques de Moberun (lentille 1100), de Louvicourt près de l'ancienne mine Louvem, d'Estrades dans la région de Casa Berardi et de Grevet près de Quévillon, apparaissent donc des plus encourageantes et laissent supposer que d'importants dépôts restent à découvrir, même dans les camps miniers les plus explorés.

On considère généralement que les dépôts de SMV de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois appartiennent au type «Noranda». Les dépôts de ce groupe présentent les caractéristiques suivantes : (1) les sulfures massifs forment des lentilles concordantes ou des corps tabulaires qui recouvrent une zone de «stockwerk» et une cheminée d'altération hydrothermale; (2) les dépôts sont intimement associés aux dômes felsiques, aux brèches volcanoclastiques, aux failles synvolcaniques et aux intrusions subvolcaniques qui sont typiques des milieux volcaniques sous-marins proximaux; (3) les lentilles de sulfures massifs forment des essais qui occupent un niveau stratigraphique défini à l'intérieur de l'empilement volcanique.

Toutefois, au fur et à mesure que progresse notre connaissance des différents dépôts, il apparaît de plus en plus évident que plusieurs dépôts de SMV ne répondent pas entièrement au modèle «Noranda». Par ailleurs, les découvertes de Louvicourt et d'Ansil montrent bien qu'au niveau de l'exploration des métaux usuels, la clef du succès repose sur les liens qui peuvent être établis entre la connaissance détaillée des modèles génétiques et les données recueillies avec divers outils et différentes méthodes d'exploration.

Dans cette étude, nous comptons illustrer, à l'aide de plusieurs exemples, les principales caractéristiques des

dépôts de SMV du Nord-Ouest québécois. Le choix de ceux-ci fut basé sur la connaissance que nous avons des gîtes concernés et sur l'existence d'une documentation intéressante.

Distribution et importance des dépôts

Les dépôts de SMV de la partie québécoise de l'Abitibi appartiennent à neuf complexes volcaniques (figure B.1). Ces complexes sont caractérisés par des empilements volcaniques bimodaux (mafiques-felsiques) de plaine sous-marine étendue et sont formés de laves mafiques et ultramafiques, auxquelles sont associées des unités sédimentaires et des intrusions (Franklin *et al.*, 1981; Simard *et al.*, ce volume). Les complexes de Noranda, Matagami, Joutel-Normétal et Chibougamau contiennent la plupart des dépôts de SMV. Le tonnage et les teneurs des principaux dépôts québécois de sulfures massifs sont présentés au tableau B.1.

Le district de Rouyn-Noranda, principal secteur producteur de métaux usuels au Québec, contient plusieurs dépôts de SMV d'importance dont certains anormalement riches en Au et Ag (figure B.2). C'est dans ce district, le plus étudié au Québec (voir Péloquin *et al.*, ce volume), que se situent le «géant» Horne (Price, 1948; Sinclair, 1971; Cattalani *et al.* [a], sous presse; Kerr, 1990), Ansil (Cattalani *et al.* [b], sous presse; Riverin *et al.*, 1990), Millenbach (Simmons, 1973; Riverin & Hodgson, 1980; Knuckey *et al.*, 1982) et Moberun (Cattalani *et al.* [b], sous presse; Caumartin & Caillé, 1990).

Le district de Matagami est, en ce qui concerne les dépôts de SMV, le second en importance. Par ailleurs, la géologie du district est peut-être moins bien connue que celle d'autres secteurs (voir Lacroix *et al.*, ce volume; Piché *et al.*, 1990). La plupart des dépôts furent découverts à la fin des années cinquante ou au début des années soixante (MacLean, 1984) et leur exploitation est complétée ou presque complétée. Seul, un petit groupe de mines assure, pour quelques années encore, une activité non négligeable : il s'agit de la mine Norita (Sharpe, 1968; MacGeehan *et al.*, 1981; MacLean, 1984) et surtout de la mine Isle-Dieu, découverte en 1985 et où se trouve un dépôt très riche en zinc.

Jusqu'à très récemment, le secteur de Val-d'Or était considéré par la plupart des géologues comme un secteur exclusivement aurifère. Ceci était justifié, jusqu'à un certain point, puisque seulement quatre mines de métaux usuels y furent exploitées (figure B.3). Cependant, la récente découverte, près de l'ancienne mine Louvem, d'un dépôt important qui contiendrait au moins 36 millions de tonnes titrant 3,11 % Cu, 1,34 % Zn, 0,85 g/t Au et 18,8 g/t Ag (Kennedy, 1989), risque de modifier la perception qu'ont les géologues de ce secteur.

Les régions de Joutel et Normétal (Lacroix *et al.*, ce volume) sont respectivement les hôtes des anciens gisements de Poirier et Joutel pour l'un et Normétal pour l'autre (figure B.1). Bien qu'actuellement ne s'y trouve aucun producteur, le dépôt de Normetmar près de la

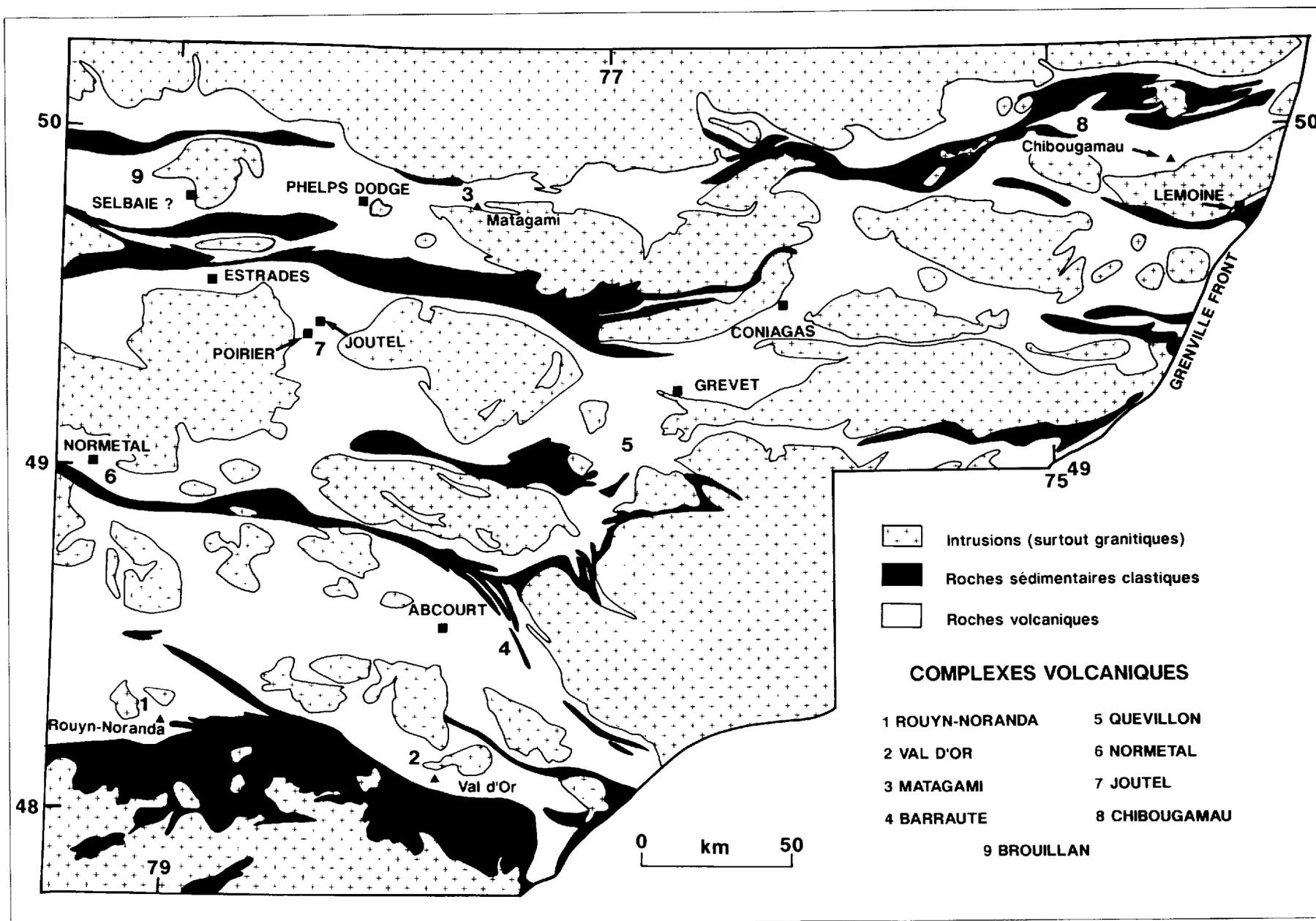


FIGURE B.1 — Carte géologique de la partie québécoise de la ceinture de l'Abitibi montrant les complexes volcaniques et plusieurs dépôts de SMV situés à l'extérieur des camps miniers. Modifiée de Franklin *et al.* (1981).

TABLEAU B.1 — Tonnage (production et réserves), teneurs et principales caractéristiques géologiques des dépôts de sulfures massifs de l'Abitibi québécois. Les données proviennent de divers articles (voir texte) et des archives du MER (début)

Gisement	Tonnage (m.t.)	Cu (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Roches hôtes	Forme et composition	Minéralogie des sulfures et zonalité	Altération
Rouyn-Noranda									
Horne*	54	2,2	-	6,1	13	Rhyolite porphyrique et aphyrique, brèche et tuf rhyolitiques, QFP	20 lentilles au sein d'une enveloppe allongée	Cp massive -> Po ± Cp rubanées -> Po ± Cp massives -> Py; Au natif et tellures	Silicification et séricitisation omniprésentes; chloritisation localisée
Horne n° 5	24,0	0,1	1,2	1,4	-	Brèche et tuf rhyolitiques	Couche qui surmonte les lentilles H	Mélange de Py et Sp massives, fragmentaires et disséminées	Silicification et séricitisation
Quemont*	15	1,22	1,89	4,9	19	Rhyolite aphyrique massive et porphyrique, brèche rhyolitique, QFP	Plusieurs lentilles, sulfures massifs et disséminés	Cp + Po massives, -> Py + Sp massives; Py et Cp disséminées dans l'éponte inférieure	Chloritisation de l'éponte inférieure, silicification et séricitisation latérales
Ansil**	1,5	7,2	0,8	1,7	26	Rhyolite bréchique et sphérolitique massive, rubanée; tuf rhyolitique	Lentille ellipsoïdale à deux dômes de sulfures, zone de stockwerk associée	Mt massive, Po + Cp massives, Sp mineure, exhalite latérale	Chloritisation, silicification, séricitisation; altération de l'éponte supérieure
Mobrun**	>7,6	0,67	5,14	1,8	42	Tuf et brèche pyroclastiques, lave mafique/felsique massive et rubanée	Lentilles en échelon, très tectonisées; sulfures massifs et rubanés, zone de stockwerk	Lentilles principales contenant Py ± Cp -> Sp ± Py	Silicification et séricitisation, chloritisation mineure
Norbec*	4,3	2,8	4,7	0,9	43,5	Tuf et brèche pyroclastiques felsiques, coulées rhyolitiques	Lentille principale et stockwerk bien développé	Py, Sp, Cp, Po et Mt, Cp concentrée à la base de la lentille	Chloritisation intense
Delbridge*	0,4	0,55	8,6	2,2	62,2	Rhyolite aphyrique et porphyrique, roches pyroclastiques felsiques et intermédiaires	Lentille recoupée par une faille, zone de stockwerk et exhalite	Cp dans le stockwerk supérieur, Py ± Sp à la périphérie des lentilles et du stockwerk	Pipe d'altération chloriteuse bien développée
Millenbach*	3,5	3,5	4,5	0,9	54	Andésite silicifiée, dômes de QFP, rhyolite	15 lentilles coniques sous tendues par des stockwerks, exhalites latérales	Cp massive -> brèche de Cp + Sp + Py + Po -> rubanements de Py + Sp ± Cp, zonalité Cu/Zn dans le stockwerk	Chloritisation au centre de la pipe, séricitisation à la périphérie, métamorphisées au faciès des coméennes
Waite, Amulet*	9,7	4,23	3,61	0,9	28	Andésite silicifiée, rhyolite massive et bréchique, andésite	Plusieurs lentilles de sulfures massifs, stockwerk et exhalites latérales associées	Semblable à Millenbach	Pipe d'altération chloriteuse et sériciteuse développée dans les épontes supérieure et inférieure, métamorphisée au faciès des coméennes
Vauze*	0,4	2,9	1,4	0,8	24,9	Rhyolite massive et rubanée, rhyolite bréchique	Lentilles massives et stockwerks, exhalite chertreuse latérale	Mt massive, Po bréchique et massive, Cp, Py et Sp, Py + Sp laminées à la périphérie	Pipes chloriteuses et sériciteuses

m.t. = millions de tonnes; * = ancien producteur; ** = producteur actuel.

‡ = Deux zones minéralisées furent échantillonnées.

Cp = chalcopyrite; Sp = sphalérite; Py = pyrite; Po = pyrrhotite; Mt = magnétite; Gn = galène; -> = passage graduel.

TABEAU B.1 — Tonnage (production et réserves), teneurs et principales caractéristiques géologiques des dépôts de sulfures massifs de l'Abitibi québécois. Les données proviennent de divers articles (voir texte) et des archives du MER (suite)

Gisement	Tonnage (m.t.)	Cu (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Roches hôtes	Forme et composition	Minéralogie des sulfures et zonalité	Altération
Rouyn-Noranda (suite)									
Aldermac*	2,0 [†] 1,2	1,65 1,6	- 4,0	- 0,3	- 34	Rhyolite massive et rubanée, brèche et tuf rhyolitiques, QFP	Plusieurs lentilles sous tendues par les stockwerks et surmontées par les exhalites	Po + Cp massives, surmontées par Py ± Cp ± Sp massives et rubanées	Silicification latérale, pipes chloriteuses et sériciteuses
Corbet*	2,2	2,9	2,0	0,9	20	Lave mafique massive et coussinée, brèche volcanoclastique	Plusieurs «langues» de sulfures massifs et des stockwerks associés	Zone centrale de Po + Cp massives, zone périphérique de Py + Sp massives; zonalité Cu/Zn dans le stockwerk	Chlorite au centre de la pipe, séricite en bordure
New Insko	1,0	2,5	-	0,9	15	Lave mafique et coussinée, volcanoclastites mafiques, QFP, lave felsique	Lentille tabulaire au sein d'une zone schisteuse, stockwerk latéral?	Po, Py, Cp massives, surmontées par minerai siliceux (Qtz-Py-Cp-Po)	Chloritisation et séricitisation enveloppant le sulfure massif
Iso	5,8	1,1	2,7	0,8	28	Semblable à New Insko	Lentille tabulaire, pas de stockwerk	Py, Sp, Cp massives, galène est fréquente; zonalité Cu/Zn latérale	Enveloppe de schiste à carbonate, séricite et chlorite
West MacDonald*	3,25	0,07	4,7	0,6	19,7	Enclave de volcanite au sein d'une granodiorite	Lobe	Py, Po, Sp massives	Séricitisation
Matagami									
Mattagami Lake*	25,6	0,42	5,1	0,3	21,6	Rhyodacite pyroclastique, exhalite cherteuse	2 lentilles tabulaires plissées	Py + Po + Mt massives -> Py + Sp massives -> Py + Sp rubanées, exhalite	Chloritisation, talc + actinote
Isle-Dieu**	2,06	1,03	17,78	0,45	82	Volcanoclastites felsiques, exhalite cherteuse, tonalite	Lentille irrégulière recoupée par un dyke tonalitique, stockwerk dans brèche rhyolitique	Sp + Py + Cp + Mt massives surmontées par Sp ± Cp ± Gn, exhalite	Chloritisation enveloppant la pipe d'altération
Bell Allard*	0,26	1,14	9,3	-	-	Semblable à Mattagami Lake	Masse lenticulaire et zone de stockwerk	Py, Po, Sp, Cp et Mt, exhalite cherteuse	Pipe d'altération chloriteuse
Orchan*	3,5	1,2	8,7	0,5	37	Semblable à Mattagami Lake	Plusieurs lentilles faillées et plissées, zones de stockwerk	Py, Po, Sp, Cp et Mt	Chloritisation et silicification
New Hosco*	2,0	1,9	2,2	-	-	Pyroclastites felsiques	Lentilles massives, exhalites	Accumulations massives et rubanées de Py, Po, Sp, Cp et Mt, zones périphériques riches en Sp	Chloritisation et silicification
Norita**	4,0	1,8	3,8	-	-	Roches volcaniques mafiques et felsiques, exhalite cherteuse	7 lentilles de formes différentes	Lentilles principales renfermant Py massive -> Py + Sp ± Cp massives et rubanées	Chloritisation et silicification
Garon Lake*	0,45	1,8	3,6	-	-	Rhyolite massive, bréchique et tufacée	3 lentilles en échelon	Py, Po, Cp, Mt et Sp massives, rubanement localement présent	Cordiérite et anthophyllite

m.t. = millions de tonnes; * = ancien producteur; ** = producteur actuel.

† = Deux zones minéralisées furent échantillonnées.

Cp = chalcopyrite; Sp = sphalérite; Py = pyrite; Po = pyrrhotite; Mt = magnétite; Gn = galène; -> = passage graduel.

TABLEAU B.1 — Tonnage (production et réserves), teneurs et principales caractéristiques géologiques des dépôts de sulfures massifs de l'Abitibi québécois. Les données proviennent de divers articles (voir texte) et des archives du MER (suite)

Gisement	Tonnage (m.t.)	Cu (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Roches hôtes	Forme et composition	Minéralogie des sulfures et zonalité	Altération
Matagami (suite)									
Radiore*	0,15	1,57	1,34	-	-	Tuf et brèche pyroclastiques, felsiques, tuf cherteux	Plusieurs lentilles; lentille principale de forme tabulaire	Po + Cp rubanées et massives à la base, Py + Sp au sommet et à la périphérie	Chloritisation et silicification
Bell Channel*	0,08	2	0,6	-	-	Semblable à Radiore	Lentille de sulfures massifs et veinules de sulfures	Py, Po, Cp, Sp et Mt massives	Chloritisation et silicification
Phelps-Dodge	1,6	1,1	4,9	-	-	Coulées rhyolitiques, hyaloclastites et tufs	En forme de chenal, finement laminé	Py, Po, Sp, Cp, Mt	Chloritisation et silicification
Val-d'Or									
Découverte Louvicourt	>36	3,11	1,34	0,85	18,8	Tufs felsiques à cendres et à lapillis, tuf cherteux et exhalite	Tabulaire, zone de stockwerk et d'altération sous-jacente	Py, Po, Cp, Sp; zonalité latérale Cu/Zn	Chloritisation et séricitisation
Louvem*	0,9 [†] 0,6	2,0 -	- 7,0	- -	- 40	Volcanoclastites à grains fins et grossiers	Lentilles étroites et coniques, zone d'altération latérale	Py, Po, Sp, Cp; zonalité latérale Cu/Zn	Chloritisation et séricitisation
East Sullivan*	16	1,07	4,0	-	-	Volcanoclastites felsiques	Forme triangulaire due aux failles et aux intrusions	Noyau riche en Po + Cp, zone périphérique riche en Py + Sp	Chloritisation et séricitisation
Manitou Barvue*	3,2	0,9	-	-	-	Voir East Sullivan	Lentille stratiforme et stockwerk transposé	Py + Sp massives, stockwerk de Cp-Py	Chloritisation, séricitisation et silicification
Autres dépôts									
Abcourt**	5,0 [†] 0,9	- -	3,0 3,8	- -	38 248	Pyroclastites felsiques à intermédiaires	Tabulaire, déformé	Py et Sp	Chloritisation, séricitisation et carbonatation
Normétal*	10,1	0,79	5,3	0,8	65	Lave andésitique et pyroclastites felsiques; faciès des amphibolites	Lentille et zone de stockwerk très tectonisées	Cp + Py ± Sp massives -> Py + Sp; Po + Py + Cp dans le stockwerk	Chloritisation
Poirier*	5,0 [†] 1,2	2,45 -	- 11,0	- -	7,6 2,6	Lave, brèche et tuf rhyolitiques	Plusieurs lentilles et stockwerk associés	Po, Py, Cp, Sp	Talc, chlorite et quartz
Joutel*	1,3 [†] 0,3	2,1 -	- 8,9	- -	- -	Tuf felsique, rhyolite	3 lentilles déformées	Po, Py, Cp, Sp, Mt, Gn en traces	Chloritisation et séricitisation
Estrades	2,3	1,0	7,7	4,4	119	Volcaniques felsiques	Couches de sulfures massifs laminés et bréchifiés	Py, Sp, Cp, Gn	?
Lemoine*	0,75	4,2	9,5	4,4	92	Tuf et lave rhyolitiques	Couches de sulfures massifs	Py, Po, Cp, Sp	Chloritisation
Contiagas*	0,7	-	10,7	-	182	Volcanoclastites à grains fins et grossiers, andésite	Plusieurs lentilles plissées	Py, Sp, Gn	Séricitisation et chloritisation
Grevet	> 6,2	0,48	8,65	-	34	Probablement des roches volcanoclastiques felsiques, lave mafique	4 horizons de sulfures massifs, déformation intense	Sp, Cp, Py, Po, Gn	Séricitisation et chloritisation

m.t. = millions de tonnes; * = ancien producteur; ** = producteur actuel.

† = Deux zones minéralisées furent échantillonnées.

Cp = chalcopryrite; Sp = sphalérite; Py = pyrite; Po = pyrrhotite; Mt = magnétite; Gn = galène; -> = passage graduel.

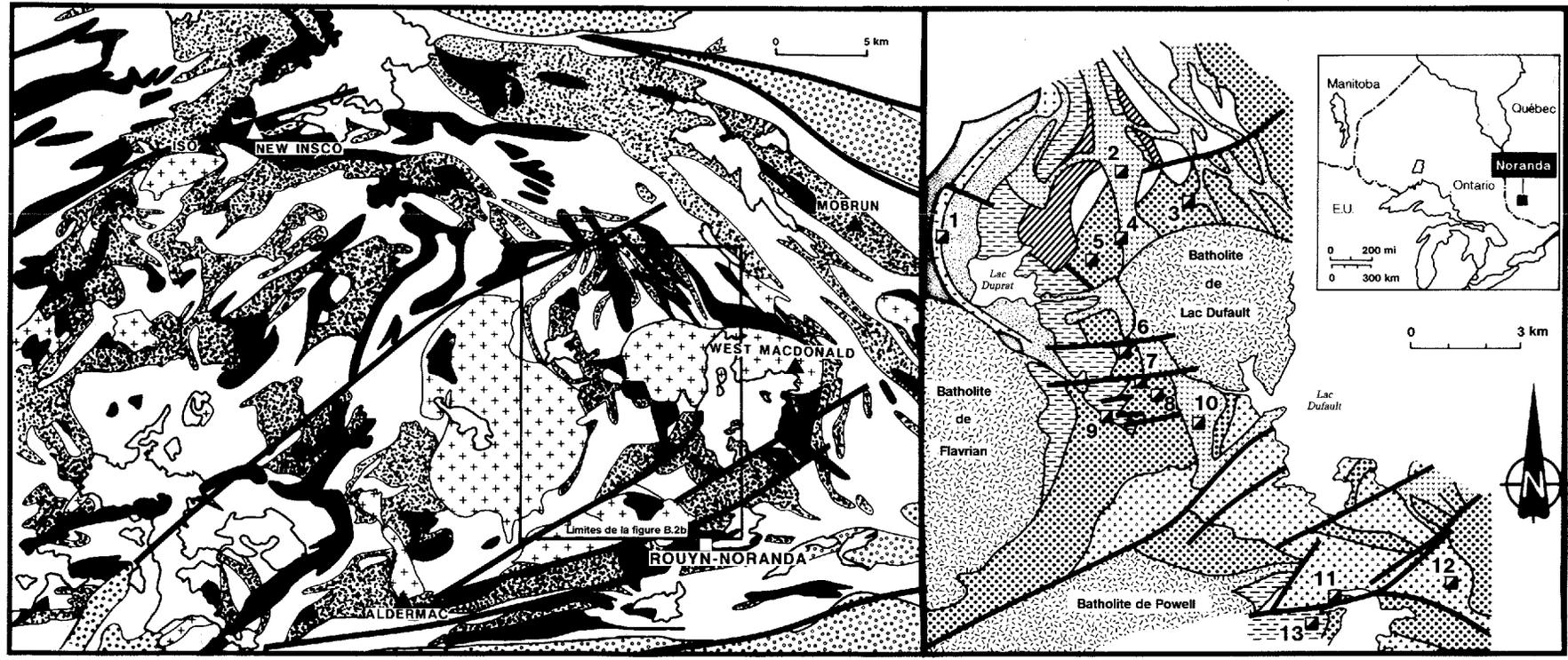


Figure B.2a

Figure B.2b

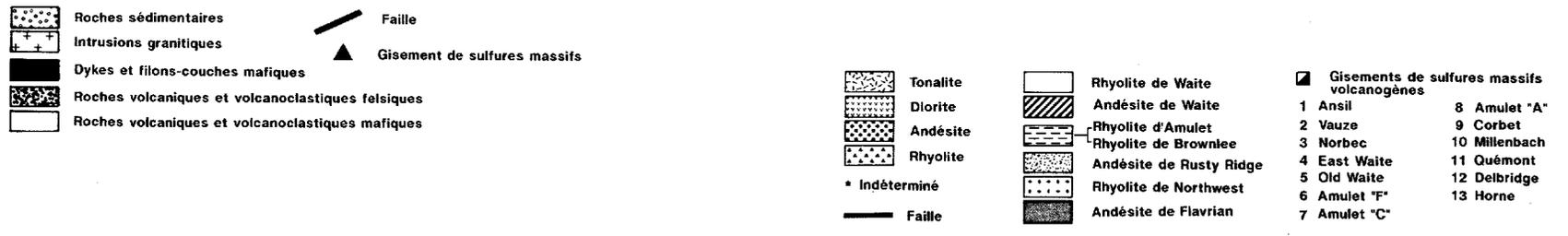


FIGURE B.2 — Carte géologique du camp minier de Rouyn-Noranda montrant la localisation des principaux dépôts de SMV (B.2a) et la série «centrale» des mines (B.2b). Modifiée de Spence & de Rosen-Spence (1975).

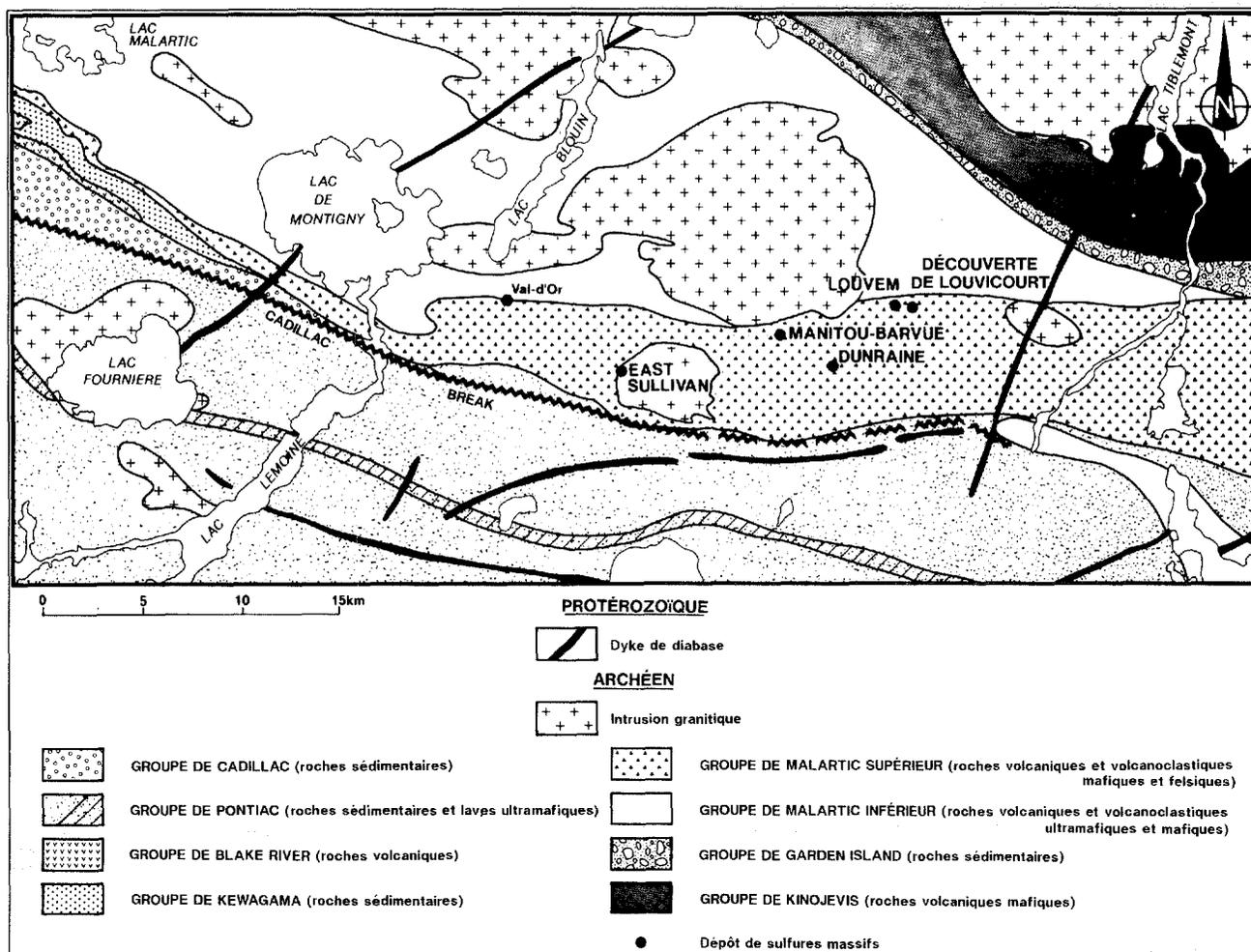


FIGURE B.3 — Carte géologique du camp minier de Val-d'Or montrant la localisation des principaux dépôts de SMV. Modifiée de Avramtchev & Lebel-Drolet (1981).

mine Normétal et de mine Poirier font l'objet de travaux d'importance. D'autres dépôts de SMV sont localisés dans les régions de Chibougamau, Casa Berardi, Baraute, Brouillon et Quévillon (figure B.1). Le complexe volcanique de Quévillon nous apparaît particulièrement prometteur, notamment depuis la découverte d'un dépôt de Zn-Cu de plus de 6 millions de tonnes dans le canton de Grevet.

Considérations géologiques

Comme l'a souligné Lydon (1984), dans la partie québécoise de l'Abitibi les dépôts de SMV forment, de façon typique, des ensembles. Ceci est particulièrement vrai dans le camp minier de Rouyn-Noranda où tous les dépôts, à l'exception de ceux d'Aldermac, West MacDonald, Mobern, Iso et New Inasco, sont centrés sur le complexe volcanique de Noranda, là où l'épaisseur de l'empilement est la plus importante. De plus, il semble qu'à l'intérieur d'un complexe volcanique donné, les dépôts tendent à être localisés le long d'un même horizon stratigraphique dit «favorable». Par exemple, d'après Spence & de Rosen-Spence (1975), la plupart des dépôts de SMV de la région de Noranda sont associés à la troisième zone

de volcanisme rhyolitique, dans la partie supérieure du Groupe de Blake River (figure B.4). À l'intérieur de cette zone, les dépôts sont répartis entre les séries nord, centrale et sud telles que définies par Gibson *et al.* (1984). Les dépôts des séries nord et sud sont considérés comme s'étant formés dans un court intervalle de temps (Spence & de Rosen Spence, 1975) alors que ceux de la série centrale, les plus nombreux, semblent s'être formés à l'intérieur d'un intervalle de temps plus étendu (figure B.4). La plupart des dépôts se sont formés au contact entre la rhyolite d'Amulet et l'andésite d'Amulet susjacente. Les dépôts de Corbet et d'Ansil font exception, étant situés très en dessous de ce contact (figure B.4). Ajoutons que plusieurs dépôts sont associés à des niveaux «exhalatifs» (tufs cherteux); on en dénombre quatre dans le secteur Amulet-Millenbach de la série centrale (Knuckey *et al.*, 1982) : on retrouve leurs équivalents latéraux de la région de Vauze-Norbec (Lickus, 1965; Sakrison, 1966; Spence, 1975). En conséquence, même à l'intérieur d'un horizon stratigraphique favorable, les dépôts sont répartis sur plusieurs niveaux.

La situation qui prévaut à Matagami, où les roches mafiques et felsiques forment une large antiforme (Sharpe, 1968; Lacroix *et al.*, ce volume; Piché *et al.*, 1990), est sem-

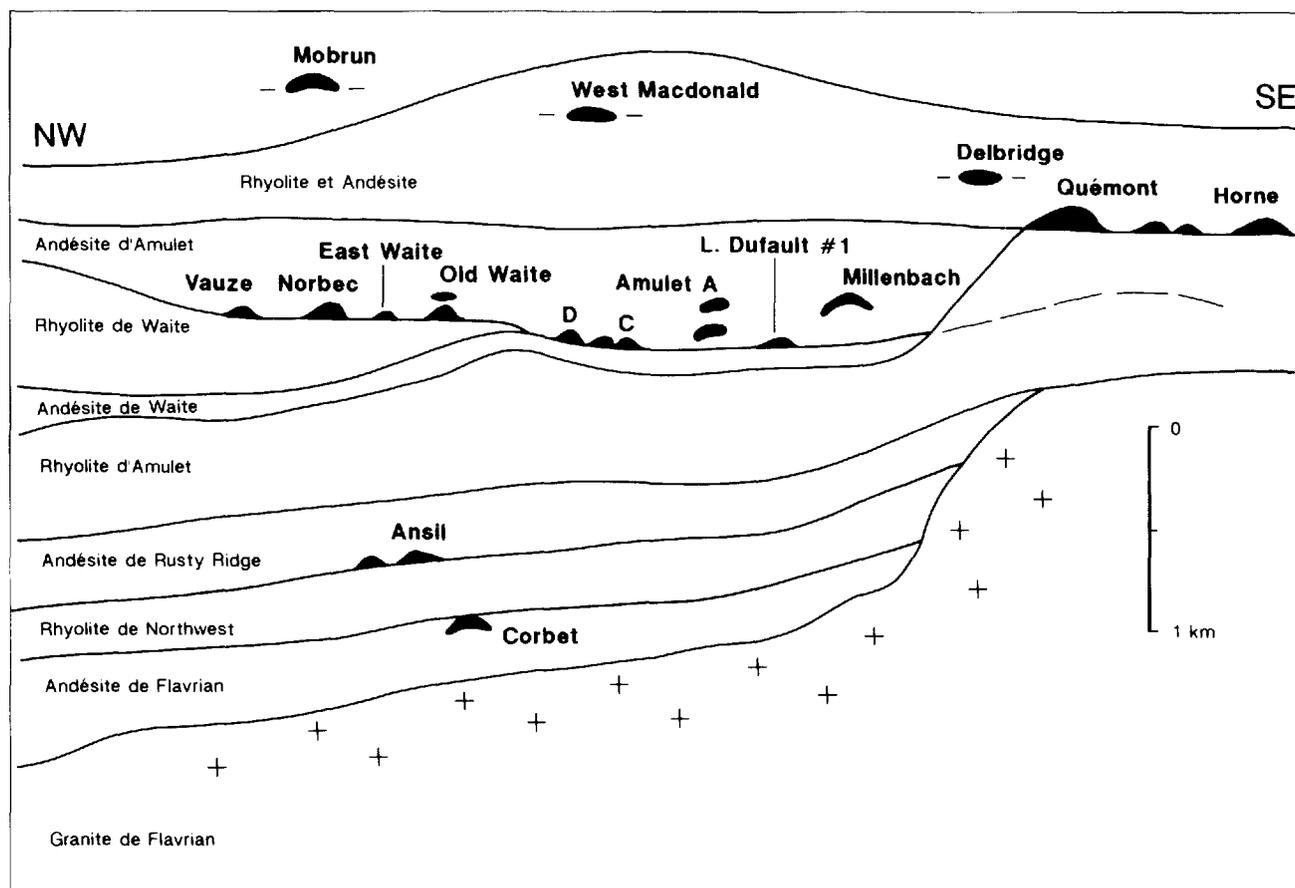


FIGURE B.4 — Position stratigraphique des principaux dépôts de SMV du camp minier de Rouyn-Noranda. Modifiée de Spence & de Rosen-Spence (1975).

blable à celle qui vient d'être décrite pour Noranda. Les dépôts du flanc sud de l'antiforme occupent la même position stratigraphique définie par une exhalite (tuf cherteux) dénommée «Tuffite Clef», présente dans la partie supérieure du Groupe de Lac Watson (Sharpe, 1968; MacLean, 1984). D'après MacLean (1984) le contrôle stratigraphique n'est pas aussi bien défini pour le flanc nord, même si plusieurs niveaux minéralisés ont été reconnus. Piché *et al.* (1990) font état, pour le flanc nord, d'une structure géologique plus complexe rendant difficile l'interprétation stratigraphique.

Dans la région de Val-d'Or (figure B.3) la plus grande partie des dépôts de sulfures massifs, incluant celui de Louvicourt, se trouve dans les roches volcaniques felsiques de la ceinture pyroclastique centrale (Sharpe, 1968), à la base du Groupe de Malartic supérieur de Latulippe (1976), à l'intérieur de la Formation de Val-d'Or d'Imreh (1984). Cependant, à l'intérieur de la formation, les dépôts n'occupent pas le même intervalle. Ainsi, le nouveau dépôt de Louvicourt se trouve au-dessus de l'horizon de la mine Louvem, dans des tufs et tufs à lapillis, près du contact avec une unité de roches volcaniques susjacentes (Bubar *et al.*, 1989).

Au Québec, les dépôts de SMV de la ceinture d'Abitibi ont généralement été affectés par le métamorphisme régional de type schiste vert et par conséquent, les roches

se sont recristallisées à divers degrés et certaines ont pu développer une fabrique pénétrante. Certains dépôts ont même pu être affectés par le métamorphisme de contact, lors de la mise en place de certains plutons. La plupart des dépôts de Noranda sont peu déformés en comparaison de ceux de Matagami, Joutel ou Normétal. Par contre, certains dépôts comme celui de Mobrun, à l'est de Rouyn-Noranda, sont intensément déformés. Ajoutons à cela, que la plupart des dépôts, notamment ceux d'Alderamac et de Delbridge, furent faillés lors d'épisodes tardifs de déformation. Il va sans dire que le développement de failles ne facilite pas l'interprétation géologique et les corrélations stratigraphiques entre les corps minéralisés. Par exemple, le dépôt de Horne est déraciné à cause des failles fortement inclinées de Horne Creek au nord et d'Andésite au sud, ce qui rend les reconstructions paléogéographiques difficiles (Cattalani *et al.* [a], sous presse).

Géologie des dépôts

Les nombreuses études réalisées sur les dépôts de SMV du camp minier de Noranda ont grandement influencé le modèle abitibien. Le modèle «Noranda» ou modèle idéal est représenté à la figure B.5. Avant d'élaborer davantage, il serait bon de revoir certains des différents aspects de la géologie de ce secteur.

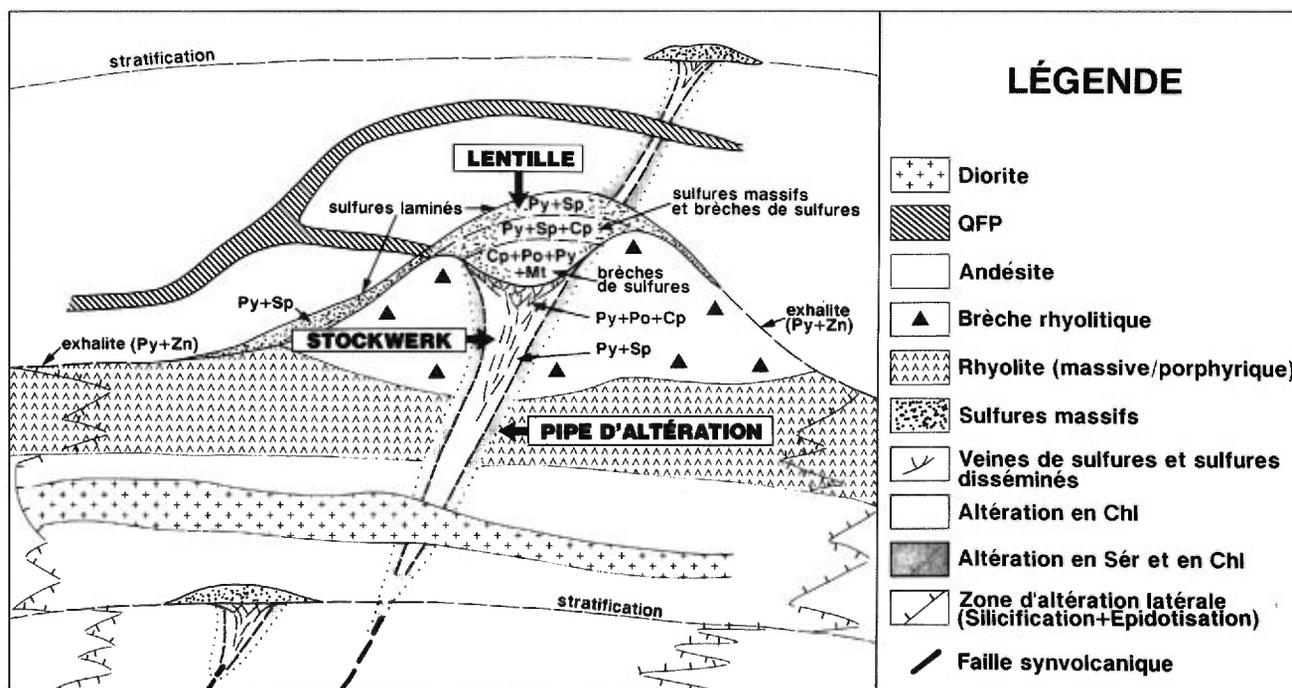


FIGURE B.5 — Schématisation d'un dépôt de type «Noranda». Les principaux éléments du modèle sont les suivants : (1) présence d'une cheminée d'altération et d'une zone de stockwerk (sulfures) sous les sulfures massifs; (2) les sulfures massifs se trouvent à la surface d'une coulée de lave ou à l'intérieur d'un horizon volcanoclastique; (3) le rapport Cu/Zn décroît vers le haut et vers l'extérieur de la zone minéralisée; (4) localement, d'importantes intrusions dioritiques, mises en place après la minéralisation, sont présentes; (5) un niveau d'exhalite (tuf cherteux) se situe dans le prolongement latéral du dépôt. Modifiée de Lydon (1984), Knuckey *et al.* (1982) et Spence & de Rosen-Spence (1975).

ROCHES HÔTES

Les dépôts sont contenus dans des roches volcaniques mafiques et felsiques d'affinité tholéiitique ou calco-alcaline. La détermination de l'affinité chimique des suites de roches est difficile à cause de l'altération prononcée des roches adjacentes aux dépôts. C'est pourquoi, les éléments en traces reconnus comme «immobiles» et les éléments des terres rares sont utilisés à la place des éléments majeurs pour ce type d'étude. Les roches volcaniques felsiques prédominent généralement : elles sont la plupart du temps présentes au «mur» des gisements. Les roches volcaniques mafiques se trouvent plus souvent au niveau du «toit». En fait, les dépôts se trouvent dans une zone de transition entre le volcanisme felsique et le volcanisme mafique plutôt que dans une zone de contact net. La plupart des dépôts sont spatialement associés à de petits dômes felsiques mis en place à la faveur de fractures synvolcaniques, lesquelles forment maintenant des dykes (Franklin *et al.*, 1981). L'association des dépôts de sulfures avec les dômes felsiques est bien établie pour les camps de Rouyn-Noranda et de Matagami; elle reste à être vérifiée pour ceux de la région de Val-d'Or, où l'association avec les roches pyroclastiques (Girault, 1986) est plus évidente. Les laves mafiques susjacentes sont généralement basaltiques, massives ou coussinées, localement bréchiques ou andésitiques. Les empilements volcaniques sont envahis par des dykes nourriciers et par des dykes et filons-couches de composition variée.

Les roches hôtes des gisements sont principalement constituées de laves rhyolitiques massives, aphyriques

ou porphyriques (quartz ou quartz et feldspath), montrant un litage de flux («flow banding») et parfois, des sphérolites et des roches pyroclastiques rhyolitiques (tableau B.1); des horizons hyaloclastiques peuvent être localement présents autour de certains dépôts et les textures perlitique et vitroclastique peuvent être généralement observées, en particulier dans la région de Matagami (Sharpe, 1968; Roberts, 1975; MacLean, 1988). Certains dépôts semblent être contenus dans les roches volcaniques mafiques. Cependant, dans la plupart des cas, les roches rhyolitiques sont présentes à peu de distance du dépôt (par exemple, le dépôt de New Inso, Meyers & MacLean, 1983; certaines lentilles du dépôt de Norita, MacGeehan *et al.*, 1981; le dépôt d'Iso, Telford & Becker, 1979). Les roches mafiques sont formées de laves massives et coussinées, aphyriques ou porphyriques; les volcanoclastites mafiques semblent plus rares que leurs équivalents felsiques.

Les dépôts de SMV, en particulier ceux de Rouyn-Noranda et Matagami, sont de façon caractéristique situés le long ou juste au-dessous d'un horizon stratigraphique marqué par la présence d'une exhalite (Franklin *et al.*, 1981; MacLean, 1984). Kalogeropoulos & Scott (1988) ont décrit le «Main Contact Tuff», l'un des nombreux horizons présents dans la région de Rouyn-Noranda, comme une exhalite finement laminée constituée de quartz, séricite, chlorite, pyrite, pyrrhotite, sphalérite et chalcopryrite. Au moins six dépôts peuvent être associés à cet horizon. Les autres exhalites de la région présentent une minéralogie semblable et tous contiennent une fraction clastique et une fraction chimique. La Tuffite Clef

de Matagami est décrite comme étant un tuf chertoux finement laminé, riche en sulfures contenant du zinc et du cuivre (MacLean, 1984). Rappelons que tous les dépôts du flanc sud de l'antiforme de Galinée sont localisés le long de cet horizon. Ailleurs en Abitibi, l'importance régionale de certains horizons d'exhalite n'est pas établie bien que de tels horizons recouvrent plusieurs dépôts dont celui de Louvicourt.

FORME ET NATURE DES DÉPÔTS

Idéalement, un dépôt de SMV est formé de deux parties : une lentille de sulfures massifs et une zone de stockwerk discordante au travers de laquelle les solutions hydrothermales ont circulé. Un gisement peut donc être formé d'une seule lentille et de sa zone de stockwerk associée (ex. New Insko) ou de plusieurs lentilles (ex. Horne, Mobrun, Millenbach).

La forme des lentilles de sulfures est variable : elles peuvent former des dômes ou des monticules aux flancs abrupts (Millenbach — Knuckey *et al.*, 1982; Norbec — Cattalani *et al.* [c], sous presse) et des nappes (Iso — Telford & Becker, 1979; Zone n° 5 de Horne — Cattalani *et al.* [a], sous presse; Estrades). Certaines lentilles ont la forme de chenaux (Phelps Dodge — MacLean, 1988) et d'autres, comme le dépôt d'Ansil, des formes plus complexes (le dépôt a en plan la forme d'une ellipse, laquelle se termine par un monticule à chacune de ses extrémités). Enfin, d'autres lentilles sont si déformées que leur aspect original ne peut être déduit. La plupart des lentilles sont décrites comme étant stratiformes et de forme lenticulaire : leur largeur et leur longueur se mesurent en centaines de mètres et leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Les lentilles «Upper H» et «Lower H» de la mine Horne constituent deux exceptions dignes de mention puisque leur épaisseur atteint 330 m. Elles ont d'ailleurs produit ensemble 50 millions de tonnes de minerai. Le dépôt de Louvicourt constitue également une exception notable atteignant par endroits 100 m d'épaisseur (Bubar *et al.*, 1989).

Règle générale, les différentes lentilles reposent sur une zone de stockwerk discordante présentant la forme d'une pipe ou d'un cône contenu dans une large zone d'altération hydrothermale qui s'amincit en profondeur. La dimension de la zone de stockwerk se mesure en dizaine de mètres et peut atteindre plusieurs centaines de mètres à proximité de la lentille de sulfures. Dans la grande majorité des dépôts, la limite supérieure de la zone de stockwerk est la lentille de sulfures massifs. Cependant, pour certains dépôts comme ceux d'Ansil (Cattalani *et al.* [b], sous presse; Riverin *et al.*, 1990), de Corbet (Knuckey & Watkins, 1982) et d'Amulet «Lower A» (Franklin *et al.*, 1988), la zone de stockwerk se prolonge sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres dans le toit. Enfin, ajoutons qu'au niveau de certains dépôts (Horne — Cattalani *et al.* [a], sous presse; New Insko — Meyers & MacLean, 1983), la zone de stockwerk se situe dans le prolongement latéral de la lentille de sulfures.

La zone de stockwerk est formée de sulfures qui sont disséminés ou contenus dans des veines, des veinules ou

des amygdales; les veines et veinules forment des zones anastomosées qui s'étendent au travers des zones à sulfures disséminés. Les zones de stockwerk des dépôts d'Amulet «Upper A» (Hall, 1982) et de New Insko (Meyers & MacLean, 1983) se sont développées à l'intérieur d'une unité de laves mafiques : les sulfures disséminés et les veinules se retrouvent dans les zones de trempe et les fractures de refroidissement radiales et concentriques des coussins.

La plupart des lentilles de sulfures massifs présentent des contacts francs et nets avec les couches susjacentes alors que le contact inférieur est graduel. En effet, la transition est marquée par une zone très riche en veines où les fragments de la roche encaissante altérée peuvent apparaître isolés dans les sulfures (ex. Lac Mattagami — Roberts, 1975). Latéralement les lentilles passent graduellement à des zones de sulfures disséminés avant de disparaître. Parfois, comme c'est le cas à Noranda et à Matagami, les lentilles passent graduellement à des exhalites contenant des sulfures : ceci peut être observé au niveau des dépôts de Millenbach (Knuckey *et al.*, 1982), Norbec (Cattalani *et al.* [c], sous presse), Delbridge (Boldy, 1968; Cattalani *et al.* [c], sous presse) et dans les dépôts localisés sur le flanc sud de l'antiforme de Galinée, à Matagami.

La topographie des fonds marins paraît être un élément déterminant dans la localisation et la forme des dépôts (Lydon, 1984). Par exemple, les dépôts qui forment des monticules comme ceux d'Aldermac, de Vauze (Spence, 1975), de Millenbach (Knuckey *et al.*, 1982), de Bell Allard et d'Orchan (MacGeehan *et al.*, 1981) semblent s'être formés sur le toit ou les flancs de dômes felsiques. On considère que les dépôts ayant la forme de chenaux, comme ceux de Phelps Dodge et les lentilles de la zone principale de Norita, se sont formés au bas d'une pente et se sont détachés du centre exhalatif (MacGeehan *et al.*, 1981; MacLean, 1984). Les plus gros dépôts, tel celui de Lac Mattagami, pourraient s'être formés dans une dépression située à la base d'un dôme felsique alors que d'autres se sont formés à une certaine distance du point de décharge (Lac Garon, MacLean, 1984). Cependant, les études en cours sur les fonds marins actuels (voir la revue de Lydon, 1988) suggèrent que la plupart des dépôts se forment tout près des événements. Ceci nous amène à questionner la nature plus distale de certains dépôts de Matagami comme proposé par MacGeehan *et al.* (1981) et MacLean (1984). Il faut certainement considérer la possibilité que ces dépôts se soient détachés de leur source lors de la déformation (piché *et al.*, 1990).

Les textures et structures présentes à l'intérieur des lentilles de sulfures massifs sont variées et fréquemment zonées : elles reflètent généralement les conditions dans lesquelles les sulfures se sont accumulés. La plupart des lentilles sont constituées de mosaïques granoblastiques de grains de sulfures fins à grossiers. On peut y trouver des zones massives ou rubanées : le rubanement est causé par des variations de granulométrie ou de minéralogie. Les lentilles «Upper H» et «Lower H» de la mine Horne et les dépôts d'Ansil, de Corbet et de Lac Mattagami sont composés de minerai massif et rubané. Les

dépôts de Millenbach, Vauze et Norita montrent une grande variété de textures et de structures. À Millenbach et à Vauze, la plupart des lentilles consistent en un coeur massif de chalcopryrite entouré d'une brèche formée de fragments de sulfures massifs; la brèche est elle-même recouverte de sulfures lités lesquels passent graduellement à une exhalite cherteuse (Knuckey *et al.*, 1982). La «Zone n° 5» de la mine Horne, qui a la forme d'une nappe, est composée principalement de sulfures à grains très fins, massifs ou disséminés et diffère nettement des zones «Upper H» et «Lower H» décrites précédemment. On croit qu'elle s'est formée au bas d'une pente suite à des mouvements régis par des processus sédimentaires (Fisher, 1970; Sinclair, 1971; Cattalani *et al.* [a], sous presse).

L'identification comme l'interprétation des textures et des structures internes des sulfures massifs sont rendues difficiles par les effets de la déformation régionale et du métamorphisme. Par exemple, la minéralisation du dépôt de Mobrùn fut cisailée durant la déformation; la remobilisation et la recristallisation à divers degrés peuvent y être observées (MacRobbie, 1986). D'après MacGeehan *et al.* (1981), les lentilles de la «Main Zone» de Norita montrent du litage et des structures sédimentaires qui témoignent du déracinement des lentilles. Toutefois, les études de Piché *et al.* (1990) semblent indiquer que le dépôt est très déformé et que des structures interprétées comme ayant une origine sédimentaire auraient plutôt une origine structurale.

MINÉRALOGIE DU MINÉRAI ET DE LA GANGUE

Les sulfures les plus fréquents sont la pyrite, la chalcopryrite et la sphalérite, les deux premiers formant généralement plus de 80 % des amas. La galène, la tétraédrite, la molybdénite, la bornite et l'arsénopyrite peuvent être présentes en quantités mineures. La magnétite est le minéral métallique non sulfuré le plus fréquent. Les métaux précieux des dépôts sont l'or ou l'argent natifs, l'électrum et des variétés de tellures (hessite, petzite et calavérite, etc.). Les minéraux de la gangue sont surtout des silicates (chlorite, quartz, talc, séricite, chert) ou des carbonates (calcite, dolomite, ankérite). Dans les dépôts qui ont subi l'influence du métamorphisme de contact généré par la mise en place de plutons granitiques (Lac Garon, Millenbach et Aldermac), la cordiérite, l'anthophyllite, l'andalousite, la biotite et le grenat peuvent être des constituants fréquents de la gangue.

Comme l'a souligné Lydon (1984), les dépôts de SMV et leurs roches hôtes sont zonés de façon caractéristique, autant du point de vue minéralogique que du point de vue chimique (figure B.5). Certaines des variations sont communes à de nombreux dépôts. Par exemple, le rapport Cu/Zn décroît verticalement (vers le sommet stratigraphique) et latéralement à partir du coeur de la cheminée d'altération et de la zone de stockwerk; le rapport décroît également de la base au sommet des lentilles de sulfures massifs. Ainsi, la chalcopryrite, la pyrrhotite et la magnétite sont concentrées à la base et au coeur de la zone de stockwerk. La pyrite et la sphalérite se retrouvent

principalement au sommet et aux bordures des lentilles de sulfures massifs de même qu'en bordure de la cheminée d'altération. Dans plusieurs dépôts, les lentilles de sulfures massifs se transforment latéralement et graduellement en exhalites cherteuses et pyriteuses. La zonalité de certains dépôts (Millenbach, Horne, Lac Garon) s'observe parfois à l'échelle de la mine; les lentilles situées stratigraphiquement plus bas ont des rapports Cu/Zn plus élevés. Les études réalisées sur les sulfures des fonds marins actuels suggèrent que les dépôts riches en Cu sont associés à des centres de décharge de longue durée. La zonalité des rapports Cu/Zn peut même s'observer à l'échelle d'un camp minier. Ainsi, Spence & de Rosen-Spence (1975) ont montré que la distribution des dépôts de la troisième, quatrième et cinquième zones de volcanisme felsique du camp de Rouyn-Noranda indique des rapports Cu/Zn décroissants à mesure que l'on s'élève dans la stratigraphie. Dans le camp de Matagami, les dépôts du flanc sud de l'anticlinal ont des rapports Cu/Zn inférieurs à ceux du flanc nord (tableau B.1).

Le contenu en métaux précieux varie d'un dépôt à l'autre et aussi d'un camp minier à l'autre. Par exemple, les dépôts de SMV de Matagami, Normétal, Joutel et Val-d'Or sont généralement pauvres en or, les teneurs étant inférieures à 1,5 g/t bien que certaines intersections, comme ce fut le cas pour le dépôt de Louvicourt, puissent être très riches en or. Par ailleurs, le secteur de Rouyn-Noranda recèle plusieurs dépôts riches en or. Les meilleurs exemples sont ceux de Horne (6,1 g/t) et Quemont (4,5 g/t). Les dépôts d'Ansil (1,7 g/t) et Mobrùn (1,8 g/t) sont plus riches en or que la moyenne alors que d'autres en contiennent peu (Aldermac, 0,3 g/t; Millenbach, 0,9 g/t). Notons enfin que pour certains dépôts (Delbridge, Abcourt, Isle-Dieu, Coniagas), le contenu en argent peut être corrélé avec le contenu en zinc.

ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Les zones d'altération hydrothermale si caractéristiques des dépôts de SMV de l'Abitibi québécois résultent de l'interaction entre l'eau de mer, progressivement réchauffée, et les roches. Comme ces zones sont plus larges que les dépôts qu'elles entourent, elles sont particulièrement importantes en exploration. Deux découvertes récentes, soit celle d'Ansil (en 1981) et celle de Louvicourt (en 1989) sont issues, en partie du moins, de l'identification de roches altérées typiquement associées aux sulfures massifs.

Dans le secteur de Rouyn-Noranda, les zones d'altération associées aux sulfures massifs sont connues depuis le début des années '30. Elles ont fait l'objet de plusieurs études, lesquelles sont résumées dans les articles de Franklin *et al.* (1981), Lydon (1988) et Morton & Franklin (1987). En résumé, deux zones d'altération sont typiques des SMV : celle reliée à la cheminée d'altération, discordante et facilement reconnaissable, et la zone étendue semi-concordante moins bien connue. Ces zones se trouvent généralement sous le niveau minéralisé. Les cheminées d'altération sont surimposées aux zones semi-concordantes ou évoluent verticalement ou latéralement vers ces dernières.

La cheminée d'altération typique est bien définie; elle entoure la zone de stockwerk et s'étend en profondeur — 1 000 m sous le dépôt de Vauze (Spence, 1975). On considère généralement que la cheminée occupe une zone de faille synvolcanique le long de laquelle les solutions hydrothermales auraient circulé. La cheminée est zonée, minéralogiquement et chimiquement : le coeur très chloriteux fait graduellement place, en périphérie, à une zone riche en séricite. La zone de stockwerk riche en chalcopyrite occupe le coeur de la cheminée alors que les zones de pyrite-sphalérite disséminées occupent la périphérie. Chimiquement, le coeur de la cheminée est enrichi en FeO et MgO et appauvri en CaO, Na₂O et SiO₂. Les mêmes transferts, quoique moins intenses, sont observés en périphérie où l'on note également un enrichissement en K. Ces changements originent essentiellement de la destruction du plagioclase lors de la chloritisation. L'altération présente au coeur du dépôt de Lac Mattagami est exceptionnellement intense : on y trouve du talc et de l'actinote (Roberts & Reardon, 1978). Dans les roches altérées qui ont subi un métamorphisme important, l'anthophyllite et la cordiérite sont dominantes : dans le camp de Rouyn-Noranda, ces minéraux ont été transformés en chlorite et séricite (métamorphisme rétrograde).

À peine quelques zones semi-concordantes associées aux SMV ont été décrites au Québec. Elles consistent en zones étendues de coulées ou brèches de coulée mafiques, spilitisées et silicifiées : elles se trouvent sous les horizons minéralisés des secteurs de Millenbach (Gibson *et al.*, 1983), de Matagami (MacGeehan, 1978) et d'Alderamac (Hunter & Moore, 1983). Ces zones de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres. À l'intérieur de ces dernières, l'altération est irrégulière, formant des taches, des lentilles ou des veines le long des brèches de coulée, des niveaux d'hyaloclastites ou des coulées amygdalaires (Hunter & Moore, 1983). Dans la région de Matagami, l'altération consiste en l'addition de SiO₂ et Na₂O laquelle est compensée par la soustraction de FeO, MgO, CaO, TiO₂, Zn et Cu (MacGeehan, 1978). À Millenbach, l'enrichissement en SiO₂ est contrebalancé par l'appauvrissement en Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ et Zn (Knuckey *et al.*, 1982). Une importante zone d'altération existe probablement dans la région de Val-d'Or. En effet, la bande de roches felsiques qui contient les dépôts de Louvem et Manitou Barvue est appauvrie en Na₂O et CaO et enrichie en MgO (Spitz & Darling, 1975 et 1978; Robert, 1980). Même en dehors de la zone des mines, les roches felsiques situées dans le prolongement des horizons minéralisés sont peralumineuses à cause de l'effet combiné d'un appauvrissement en Na₂O et CaO et d'un enrichissement en MgO. En fait, Robert (1980) a déjà suggéré que le caractère peralumineux des roches situées le long d'un horizon minéralisé pourrait être un guide d'exploration régional pour les dépôts de SMV.

Certains dépôts présentent une zone d'altération aussi bien au toit qu'au mur, ce qui est exceptionnel. Le dépôt d'Ansil, par exemple, est spécial car il montre une zone d'altération avec sulfures disséminés jusqu'à 300 m au-

dessus du dépôt (Riverin *et al.*, 1990). De plus, les éléments des terres rares sont mobiles jusqu'à 600 m au-dessus du dépôt (Cattalani *et al.* [b], sous presse). Une zone d'altération a également été délimitée dans le toit du dépôt d'Amulet «Lower A» (Spence, 1975). À Val-d'Or, l'enveloppe d'altération qui contient des veinules de sulfures et beaucoup de chlorite se situe au-dessus de l'horizon du dépôt de Louvem (volcanoclastites grossières). Cependant, elle se poursuit dans une autre séquence volcanoclastique susjacentes jusqu'au dépôt de sulfures massifs de Louvicourt auquel elle pourrait être rattachée (Bubar *et al.*, 1989). Les roches contenues dans cette enveloppe d'altération sont fortement appauvries en Na₂O et CaO et enrichies en MgO et K₂O, ce qui est typique des zones d'altération associées aux dépôts de sulfures massifs de type Noranda (Bubar *et al.*, 1989). Par endroits, le chloritoïde et les carbonates sont présents dans la zone d'altération (Franklin, 1990, communication personnelle).

La cheminée d'altération discordante est apparemment absente sous certains dépôts. Une zone chloriteuse bien définie n'a pas été identifiée sous les dépôts H de la mine Horne (Cattalani *et al.* [a], sous presse) bien qu'ici et là des zones chloriteuses soient présentes dans les rhyolites du mur. En fait, les zones chloriteuses sont mieux développées sur les flancs des corps minéralisés et les roches relativement peu altérées du mur sont en contact direct avec le minerai massif. De plus, la présence d'une importante zone latérale de séricitisation et de silicification associée au dépôt Horne a été bien établie par Cattalani *et al.* (sous presse [a]). Il existe d'autres exemples semblables où une cheminée discordante n'a pu être délimitée : New Inco et Iso (Meyers & MacLean, 1983), Radiore (MacLean, 1984), Phelps Dodge (Kranidiotis & MacLean, 1987), Lac Mattagami (Roberts, 1975) et Louvem (Spitz & Darling, 1975 et 1978). Dans la plupart de ces cas, les auteurs proposent que les fluides hydrothermaux ont circulé le long d'horizons volcaniques poreux et perméables. En conséquence, du moins dans les environs immédiats de ces mines, les fluides auraient circulé plutôt latéralement que verticalement. Par ailleurs, la déformation des empilements volcaniques et la disposition de la cheminée pourraient expliquer la position latérale des zones d'altération.

Le dépôt de Manitou Barvue constitue un autre bel exemple d'une cheminée d'altération concordante. Robert (1990) a proposé une rotation de la cheminée pendant la déformation régionale. Comme l'ont suggéré également Sangster (1972) et Lydon (1984), il faut envisager la possibilité que certaines zones de stockwerk ou certaines cheminées d'altération aient pu subir une rotation importante lors du métamorphisme régional et de la déformation, donnant l'impression actuelle que certaines zones d'altération occupent le même horizon que les dépôts auxquels elles sont associées.

Modèles génétiques

Les différents modèles génétiques ont été revus en profondeur par plusieurs auteurs dont Sangster (1972),

Sangster & Scott (1976), Solomon (1976), Franklin *et al.* (1981), plus récemment par Lydon (1984 et 1988). Comme l'a souligné ce dernier (Lydon, 1988), les études réalisées sur les systèmes hydrothermaux des fonds marins actuels et sur les dépôts de sulfures associés (voir, à titre d'exemple, le *Canadian Mineralogist*, v. 26, partie 3 : *Seafloor Hydrothermal Mineralization*) ont provoqué la révision de certaines idées établies par rapport à la genèse des SMV. Pour la partie québécoise de la ceinture d'Abitibi, le modèle général est largement dérivé des études réalisées à Rouyn-Noranda (Boldy, 1968; Spence, 1975; Knuckey *et al.*, 1982) et à Matagami (Roberts, 1975; MacGeehan *et al.*, 1981). L'étude approfondie du modèle de formation des dépôts de SMV de type Noranda et de leurs équivalents actuels dépasse le cadre de cet article — le lecteur peut se référer à Lydon (1988) pour une étude exhaustive. Nous allons plutôt revoir brièvement le modèle actuel et essayer de voir comment les études qui se poursuivent pourront l'améliorer.

Il est généralement reconnu que les dépôts de SMV archéens se sont formés au point ou près du point de décharge des solutions hydrothermales (probablement de l'eau de mer modifiée), lesquelles sont amenées à la surface via un système de fractures sous-marines. Ces solutions circulent à travers les roches encaissantes à la faveur de courants de convection induits par les intrusions subvolcaniques. Lors du passage des solutions, les roches sont altérées et les métaux lessivés. Le soufre provient probablement des roches volcaniques du mur. Les solutions, lorsqu'elles sont expulsées sur le fond marin, refroidissent rapidement et précipitent les métaux qu'elles contiennent sous forme de sulfures. Les variations du rapport Cu/Zn, si caractéristiques, dépendent largement de la température des solutions et résultent des solubilités différentes du Cu et du Zn dans celles-ci. Ainsi, le cœur des lentilles de sulfures est formé surtout de chalcopyrite et de bornite, massives ou bréchiques, formées le long de failles ou canaux, à des températures élevées. Les zones litées et rubanées de sphalérite et de pyrite sont caractéristiques des zones périphériques, de températures plus basses.

La composition, la forme et la localisation des dépôts par rapport aux points de décharge des solutions hydrothermales vont être influencés par d'autres facteurs reliés au milieu de formation des dépôts. Le modèle génétique proposé pour Millenbach (Knuckey *et al.*, 1982) est celui qui ressemble le plus au modèle de type Noranda. Les sulfures massifs se sont formés au-dessus d'évents, au sommet d'un empilement de coulées de laves sous-marines avant, pendant et après la mise en place de dômes quartzo-feldspathiques (QFP) — localement, les sulfures furent remobilisés. D'autres dépôts comme ceux de Vauze, Amulet, Norbec et Delbridge sont du type Noranda. Par ailleurs, un grand nombre de dépôts se démarquent plus ou moins du modèle «classique». Les principales différences sont les suivantes : (1) certains systèmes hydrothermaux paraissent particuliers (activité très ponctuelle, longue durée, solutions très chaudes) comme Ansil (Cattalani *et al.* [b], sous presse; Rivin *et al.*, 1990); (2) le système d'alimentation apparaît

plutôt concordant que discordant dans certains cas (voir la section précédente); (3) les roches fragmentaires dominent l'empilement hôte (probablement vrai des dépôts de Val-d'Or); (4) les sulfures ont été remobilisés et déposés dans des grabens ou chenaux (le dépôt de Horne — Cattalani *et al.* [a], sous presse; les dépôts de Norita et Phelps Dodge — MacGeehan *et al.* [1981] et MacLean [1984]) ou dans des bassins situés au bas des dômes de rhyolite (MacLean, 1984). Cette dernière interprétation est remise en question par Piché *et al.* (1990).

Il existe donc, dans l'Abitibi québécois, des dépôts qui se démarquent de façon significative du modèle établi. Par exemple, les données préliminaires provenant du nouveau dépôt de Louvicourt révèlent la présence d'une altération de carbonates et chloritoïdes associée à la minéralisation dans une épaisse séquence de roches volcanoclastiques felsiques. Cette association aux roches volcanoclastiques est également caractéristique de plusieurs autres dépôts de la région de Val-d'Or. La nature de l'altération comme l'importante séquence de volcanoclastites suggèrent qu'un modèle de type «Mattabi» (Morton & Franklin, 1987) pourrait s'appliquer davantage à la région de Val-d'Or (Franklin, 1990, communication personnelle). Cette possibilité fait ressortir la nécessité d'autres recherches, c'est-à-dire des études ou levés thématiques, notamment dans le domaine de la volcanologie.

Conclusion

Les études récentes et en cours sur les systèmes hydrothermaux anciens et actuels permettent de modifier et de préciser le modèle général. Il est évident qu'un seul modèle, à moins d'être très général, ne peut expliquer tous les dépôts rencontrés dans la ceinture d'Abitibi ou même à l'intérieur d'un complexe volcanique. Il apparaît important de détailler le plus possible le modèle puisque des dépôts aussi importants que ceux de Horne et de Louvicourt sont à certains égards atypiques du modèle classique «Noranda». En conséquence, beaucoup de travail reste à faire afin de mieux définir les modèles et leurs limites. Parmi les points principaux à éclaircir notons la notion d'horizon favorable : s'agit-il d'un concept sur lequel on a mis trop d'emphase, particulièrement dans le camp de Rouyn-Noranda? Depuis la mise en évidence de «l'horizon favorable» par Spence & de Rosen-Spence (1975), les dépôts d'Ansil et la lentille 1100 de Mobrui ont été découverts. Par ailleurs, comment expliquer que les dépôts de Matagami soient plus riches en zinc que ceux de Noranda ou qu'à Matagami les dépôts du flanc sud soient plus zincifères que ceux du flanc nord? Par la durée de vie des points de décharge? Par les rapports Cu/Zn initiaux des solutions hydrothermales ou pour d'autres raisons? Comment les milieux géologiques et volcaniques influencent-ils la genèse des dépôts? Est-ce que, par exemple, les milieux de Val-d'Or et de Rouyn-Noranda sont fondamentalement différents? Enfin, le contenu élevé en or de certains dépôts comme ceux de Horne ou de Quemont est-il une caractéristique primaire ou l'or a-t-il été introduit après la formation des lentilles?

Remerciements

Les auteurs voudraient remercier le ministère de l'Énergie et des Ressources qui leur a accordé la permission de publier cet article et en particulier le docteur Alain Simard pour ses encouragements et les discussions fructueuses sur certains aspects de la volcanologie. Nous voudrions également remercier le docteur Jim Franklin de la Commission géologique du Canada et le professeur Wallace MacLean de l'Université McGill pour leurs critiques, lesquelles nous ont permis d'améliorer l'article de façon substantielle. Enfin, Danielle Lachapelle a aimablement dactylographié le texte et nous l'en remercions.

Références

- AVRAMTCHEV, L. — LEBEL-DROLET, S., 1981 — Carte des gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-744, 98 pages, 14 cartes.
- BOLDY, J., 1968 — Geological observation on the Delbridge massive sulphide deposit. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Transactions*; 71, pages 247-256.
- 1979 — Exploration discoveries, Noranda district, Quebec (Case history of a mining camp). *Dans Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores. Édité par P.J. Hood. Geological Survey of Canada; Economic Geology, Report 31, pages 593-603.*
- BUBAR, D.S. — GILL, J.W. — MANNARD, G.N. — STOCKFORD, H.R., 1989 — Aur Resources copper-zinc massive sulphide discovery, Val d'Or, Quebec: an important new deposit in a neglected massive sulphide camp. Présentation au Séminaire d'information géologique du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 29 au 30 novembre, Québec.
- CATTALANI, S. — BARRETT, T.J. — MACLEAN, W.H. — HOY, L. — HUBERT, C. — FOX, J.S., sous presse (a) — Métallogenèse des gisements de sulfures massifs du Nord-Ouest québécois : I. Gisements de Horne et de Quemont. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- CATTALANI, S. — CHARTRAND, F. — BARRETT, T.J. — RIOPEL, J. — MACLEAN, W.H. — HOY, L., sous presse (b) — Métallogenèse des gisements de sulfures massifs du Nord-Ouest québécois : II. Gisements d'Aldermac, d'Ansil et de Mobrún. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- CATTALANI, S. — BARRETT, T.J. — MACLEAN, W.H., sous presse (c) — Métallogenèse des gisements de sulfures massifs du Nord-Ouest québécois : III. Gisements de Delbridge et de Norbec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- CAUMARTIN, C. — CAILLÉ, M.F., 1990 — Volcanic stratigraphy and structural geology of the Mobrún deposit, Rouyn-Noranda area, Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume spécial 43.*
- FISHER, D.F., 1970 — The origin of the Number Five Zone, Horne mine, Noranda, Quebec. Thèse de M.Sc. non publiée. University of Western Ontario; 114 pages.
- FRANKLIN, J.M. — SANGSTER, D.M., — LYDON, J.W., 1981 — Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Dans Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary, Volume 1905-1980. Édité par B.J. Skinner. Economic Geology Publishing Company; pages 485-627.*
- GIBSON, H.L. — WATKINSON, D.H. — COMBA, C.D.A., 1983 — Silicification : hydrothermal alteration in an Archean geothermal system within the Amulet Rhyolite formation, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; 78, pages 954-971.
- GIBSON, H.L. — WALKER, S.D. — COAD, P.R., 1984 — Surface geology and volcanogenic base metal massive sulphide deposits and gold deposits of Noranda and Timmins. Geological Association of Canada — Mineralogical Association of Canada; Guidebook to field-trip No.14; 124 pages.
- GIRAULT, M., 1986 — Pétrographie et géochimie de volcanites archéennes polymétamorphiques — reconstitution de l'histoire pétrologique (zone minière Manitou-Louvem, Val-d'Or, Québec). Thèse de doctorat non publiée; Université de Grenoble, 201 pages.
- HALL, B.V., 1982 — Geochemistry of the alteration pipe at the Amulet Upper A deposit, Noranda, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 19, pages 2060-2084.
- HUNTER, A.D. — MOORE, J.M., 1983 — The geologic setting of the Aldermac copper deposit, Noranda, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; 73, pages 128-136.
- IMREH, L., 1984 — Sillon La Motte-Vassan et son avant-pays méridional : synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.
- KALOGEROPOULOS, S.I. — SCOTT, S.D., 1989 — Mineralogy and geochemistry of an Archean tuffaceous exhalite : the Main Contact Tuff, Millenbach mine area, Noranda, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 26, pages 88-105.
- KENNEDY, P., 1989 — Events surrounding Aur, Louvem back to June '87 subject of dispute. *Northern Miner*; 75, No. 40.
- KERR, D.J., 1990 — A reappraisal of the geology and ore deposits of the Horne mine at Noranda, Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume Spécial 43.*
- KNUCKEY, M.J. — COMBA, C.D.A. — RIVERIN, G., 1982 — Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec. *Dans Precambrian sulfide deposits. Édité par R.W. Hut-*

- chinson, C.D. Spence et J.M. Franklin. The Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 255-296.
- KNUCKEY, M.J. — WATKINS, J.J., 1982 — The geology of the Corbet massive sulphide deposit, Noranda district, Quebec, Canada. *Dans Precambrian sulphide deposits. Édité par R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin. The Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 297-318.*
- KRANIDIOTIS, P. — MACLEAN, W.H., 1987 — Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit Matagami, Quebec. *Economic Geology*; 82, pages 1898-1911.
- LACROIX, S. — SIMARD, A. — PILOTE, P. — DUBÉ, B., 1990 — Regional geological elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of Northwestern Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume Spécial 43.*
- LATULIPPE, M., 1976 — La région de Val d'Or-Malartic dans le Nord-Ouest Québécois — Excursion géologique Val-d'Or—Malartic. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-367, pages 3-28.
- LICKUS, R.J., 1965 — Geology and geochemistry of the ore deposits at the Vauze mine, Noranda district, Quebec. Thèse de doctorat non publiée; McGill University, 135 pages.
- LYDON, J.W., 1984 — Volcanogenic massive sulphide deposits part 1 : a descriptive model. *Geoscience Canada*; 11, pages 195-202.
- 1988 — Volcanogenic massive sulphide deposits part 2 : genetic models. *Geoscience Canada*; 15, pages 43-65.
- MACGEEHAN, P.J., 1978 — The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec : a geothermal model for massive sulphide genesis. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 15, pages 551-570.
- MACGEEHAN, P.J. — MACLEAN, W.H. — BONENFANT, D.J., 1981 — Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the main zone at the Norita mine, Matagami, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; 74, pages 59-75.
- MACLEAN, W.H., 1984 — Geology and ore deposits of the Matagami district. *Dans Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 483-495.*
- 1988 — Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita*; 23, pages 231-238.
- MacROBBIE, P.A., 1986 — Stratigraphy, hydrothermal alteration and structure of the Mobrún massive sulfide deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. Thèse de B.Sc. non publiée, Carleton University; 46 pages.
- MEYERS, R.E. — MACLEAN, W.H., 1983. The geology of the New Inco copper deposit, Noranda district, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 20, pages 1291-1304.
- MORTON, R.L. — FRANKLIN, J.M., 1987 — Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*; 82, pages 1057-1063.
- PICHÉ, M. — GUHA, J. — SULLIVAN, J. — BOUCHARD, G. — DAIGNEAULT, R., 1990 — Structure, stratigraphie et implication métallogénique — les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume Spécial 43.*
- PRICE, P., 1948 — Horne Mine. *Dans Structural geology of Canadian ore deposits, Jubilee, Volume 1. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; pages 763-772.*
- RIVERIN, G. — HODGSON, C.J., 1980 — Wallrock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; 75, pages 424-444.
- RIVERIN, G. — LABRIE, M. — SALMON, B. — CAZAVANT, A. — ASSELIN, R. — GAGNON, M., 1990 — The geology of the Ansil deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume Spécial 43.*
- ROBERT, F., 1980 — Pétrographie et pétrochimie des roches encaissantes du gîte de Zn-Cu-Ag de Manitous-Barvue, Val-d'Or, Québec. Thèse de M.Sc.A. non publiée, École Polytechnique, Montréal; 208 pages.
- ROBERTS, R.G. — REARDON, E.J., 1978 — Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake mine, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 15, pages 1-21.
- ROBERTS, R.G., 1975 — The geological setting of the Mattagami Lake Mine, Quebec : a volcanogenic massive sulfide deposit. *Economic Geology*; 70, pages 115-129.
- SAKRISON, H.C., 1966 — Chemical studies of the host rocks of the Lake Dufault mine, Quebec. Thèse de doctorat non publiée, McGill University.
- SANGSTER, D.F., 1972 — Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada : a review. *Geological Survey of Canada; Paper 72-22, 44 pages.*
- SANGSTER, D.F. — SCOTT, S.D., 1976 — Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. *Dans Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Édité par K.H. Wolf. Elsevier, Amsterdam; pages 129-222.*
- SHARPE, J.I., 1968 — Geology and sulphide deposits of the Matagami area. Department of Natural Resources, Quebec; Geological Report 137, 122 pages.
- SIMARD, A. — GOBEIL, A. — VERPAELST, P. — RIVE, M. — LACROIX, S. — RACICOT, D., 1990 —

- The relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of northwestern Quebec. *Dans* The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume Spécial 43.
- SIMMONS, B.D., 1973 — Geology of the Millenbach massive sulphide deposit, Noranda, Quebec. *Canadian Mining and Metallurgy Bulletin*; 166, pages 67-78.
- SINCLAIR, W.D., 1971 — A volcanic origin for the No. 5 zone of the Horne mine, Noranda, Québec. *Economic Geology*; 66, pages 1225-1231.
- SOLOMON, M., 1976 — «Volcanic» massive sulphide deposits and their host rocks — a review and an explanation. *Édité par* K.H. Wolf. Elsevier, Amsterdam; pages 21-50.
- SPENCE, C.D., 1975 — Volcanogenic features of the Vauze sulfide deposit, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; 70, pages 102-114.
- SPENCE, C.D. — de ROSEN-SPENCE, A.F., 1975 — The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. *Economic Geology*; 70, pages 90-101.
- SPITZ, G. — DARLING, R., 1975 — The petrochemistry of altered volcanic rocks surrounding the Louvem copper deposit, Val-d'Or, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 12, pages 1820-1849.
- _____ 1978 — Major and minor element lithogeochemical anomalies surrounding the Louvem copper deposit, Val-d'Or, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; 15, pages 1116-1169.
- TELFORD, W.M. — BECKER, A., 1979 — Exploration case histories of the Iso and New Inco orebodies. *Dans* geophysics and geochemistry in the search for metallic ores. *Édité par* P.J. Hood. Geological Survey of Canada; *Economic Geology, Report 31*, pages 605-629.

**ÉLÉMENTS GÉOLOGIQUES RÉGIONAUX
ET RESSOURCES MINÉRALES DU SILLON HARRICANA-TURGEON,
ABITIBI DU NORD-OUEST QUÉBÉCOIS**

par

Sylvain Lacroix¹, Alain Simard², Pierre Pilote³ et Louis-Martin Dubé⁴

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest : Division de Rouyn-Noranda;
2. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest : Bureau du directeur;
3. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest : Division des gîtes minéraux;
4. École polytechnique (Université de Montréal), département de Génie minéral.

RÉSUMÉ

Le sillon Harricana-Turgeon (SHT) est une ceinture volcanosédimentaire peu connue de la sous-province d'Abitibi. Il englobe les secteurs de Matagami, Joutel, Brouillan et Casa-Berardi. Le SHT est dominé par des roches volcaniques couvrant 65 % de sa superficie; suivent les roches sédimentaires avec 18 % et les roches plutoniques avec 17 %. Il est également traversé par de nombreuses zones de déformation situées aux contacts et/ou recoupant les unités volcanosédimentaires et les intrusions. Une synthèse géologique préliminaire montre que les ressources minérales sont associées à quelques uns des principaux éléments géologiques régionaux.

Les unités volcanosédimentaires sont regroupées ici en douze domaines lithotectoniques allongés, la majorité traversant le SHT d'ouest en est sur plus de 150 km. Chacun des domaines est défini par des associations lithologiques et faciologiques ainsi que par des signatures gradiométriques et électromagnétiques. Huit domaines se composent d'associations basaltiques ou basaltiques à komatiitiques, avec de minces sédiments pélagiques interstratifiés — ces domaines représentent des plaines de laves sous-marines. Deux domaines se composent d'associations basaltiques à rhyolitiques et sont interprétés comme des arcs volcaniques formés d'un ou plusieurs complexes centraux.

Les roches sédimentaires du SHT sont regroupées en deux domaines lithotectoniques. Chacun se compose de séquences turbiditiques de grès-siltstone-argilite, de formations de fer de type Algoma (au «faciès oxyde») et de conglomérats à cailloux d'origine plutonique et volcanique. Ces trois faciès représentent, probablement en partie, des écoulements de masse en milieu marin de moyenne profondeur. Chaque domaine contient également un faciès formé de conglomérat-grès-siltstone contenant des fragments de compositions diverses (de source locale) et similaires aux dépôts alluvionnaires de type Timiskaming.

Les dix-neuf granitoïdes situés dans le SHT et à ses bordures ont été regroupés en quatre familles structurales : (1) pré-tectonique; (2) pré-tectonique à syntectonique précoce; (3) syntectonique à tarditectonique; (4) tarditectonique à post-tectonique. Les plutons pré-tectoniques à syntectoniques précoces sont présumés être subvolcaniques et sont généralement associés au volcanisme des complexes centraux.

Les ressources minérales du SHT correspondent essentiellement à des dépôts polymétalliques (Cu-Zn-Ag-Au) et aurifères (Au-Ag). Les dépôts polymétalliques se retrouvent uniquement dans deux des douze domaines lithotectoniques (Matagami-Brouillan et Joutel-Raymond) et sont composés d'associations basaltiques à rhyolitiques. Les dépôts aurifères sont tous associés aux zones de déformation situées le long de contacts volcanosédimentaires avec niveaux graphiteux. La plupart de ces dépôts sont encaissés dans les zones de déformation de Casa-Berardi et de Douay et sont situés au contact entre le domaine basaltique à komatiitique des Cartwright et le domaine sédimentaire de Taïbi, lequel contient des formations de fer régionales.

Introduction

Le sillon Harricana-Turgeon (SHT) est situé dans la partie NW de l'Abitibi et englobe les régions de Matagami, de Brouillan, de Joutel et de Casa-Berardi (figure 1). Le SHT forme une entité géologique qui s'étend en direction E-W sur une distance de plus de 150 km et en direction N-S sur une largeur variant de 60 à 90 km. Sa superficie est d'environ 9 600 km². Il s'agit d'une entité géologique relativement peu connue à cause d'un recouvrement quaternaire épais et d'un accès routier restreint.

Cet article présente une synthèse géologique descriptive du SHT de façon à associer les ressources minérales qu'on y trouve aux différents contextes géologiques régionaux. Dans un premier temps, les principaux éléments géologiques régionaux du SHT (les unités volcanosédimentaires, les granitoïdes et les zones de déformation) seront identifiés, décrits sommairement et localisés sur deux nouvelles cartes géologiques (figures C.2 et C.3). Dans un deuxième temps, l'inventaire des ressources minérales découvertes et potentielles sera présenté en relation avec le nouveau cadre géologique proposé.

La présente synthèse découle de l'intégration des résultats de quatre projets de cartographie réalisés par le

ministère de l'Énergie et des Ressources dans les régions de Matagami (Beaudry, 1985; Beaudry & Gaucher, 1986), de Casa-Berardi (Pilote, 1989) et de Joutel (Dubé, 1988 et 1989) et dans les secteurs centre et nord du SHT (Lacroix, 1986, 1987, 1990a et 1990b). Les observations de surface et de forage furent extrapolées régionalement à l'aide des levés gradiométriques (Relevés Géophysiques inc., 1985; ACSI Geosciences inc., 1987) et électromagnétiques (Questor Surveys Ltd, 1974-76-77; Relevés Géophysiques inc., 1981-82-84) effectués pour le MER.

Cadre géologique régional

La sous-province de l'Abitibi se compose d'une alternance de masses granitiques-gneissiques et de sillons volcanosédimentaires orientés grosso modo E-W (figure C.1). Les deux principaux sillons volcanosédimentaires de l'Abitibi québécois sont situés aux extrémités sud (Rouyn-Val-d'Or) et nord (Matagami-Chibougamau) de l'Abitibi. Dimroth *et al.* (1982) ont divisé l'Abitibi en deux zones : zone externe (moitié sud) et zone interne (moitié nord). Ludden *et al.* (1986) l'ont divisé en trois zones : une zone volcanique sud (ZVS) et une zone volcanique nord (ZVN), correspondant plus ou moins

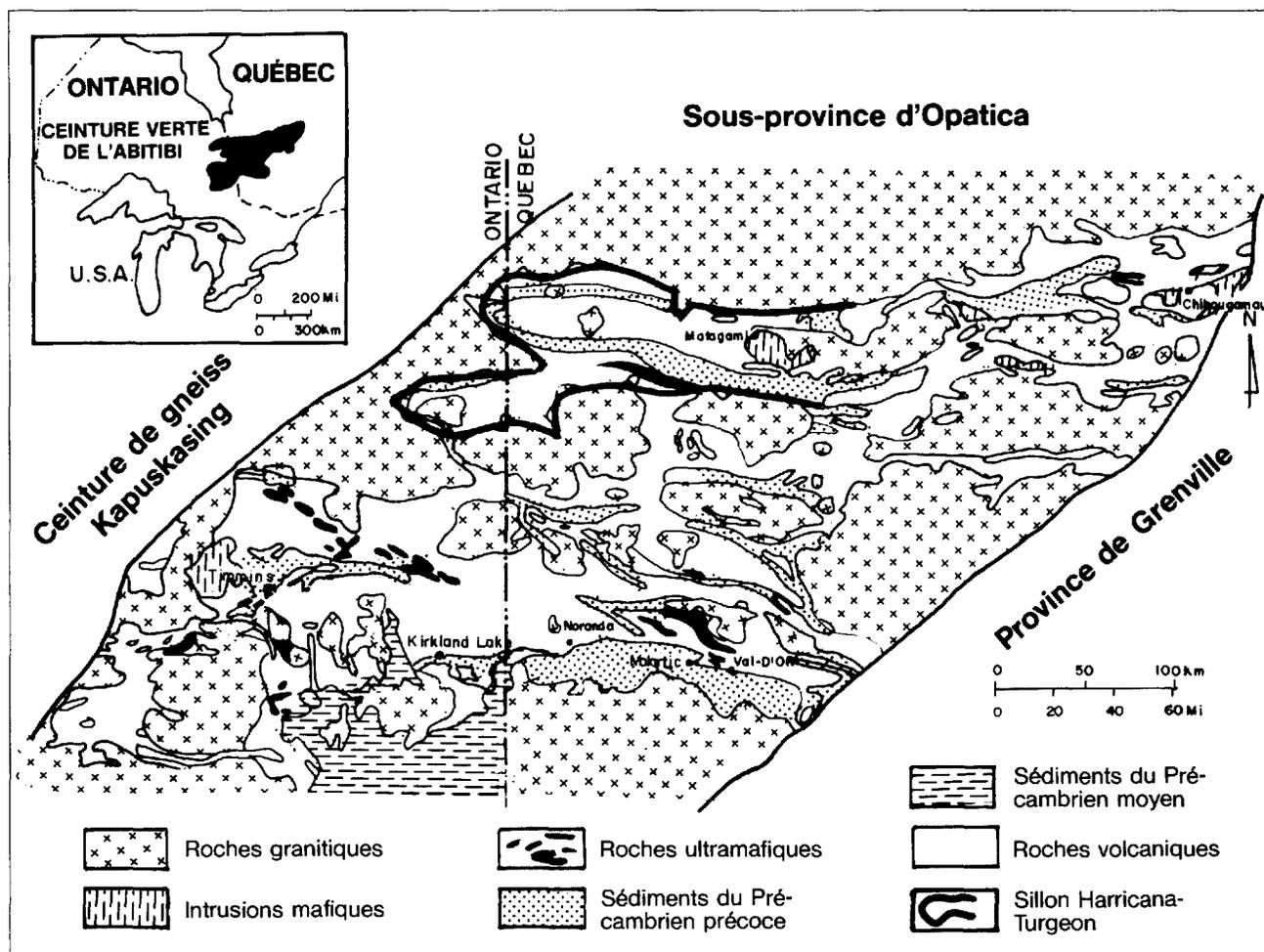


FIGURE C.1 — Localisation du sillon Harricana-Turgeon dans la sous-province d'Abitibi. Modifiée de Goodwin & Riddler, 1970.

aux sillons volcanosédimentaires Rouyn-Val-d'Or et Matagami-Chibougamau, et une zone granitique-gneissique centrale (ZGGC) séparant les deux premières.

Le SHT correspond approximativement au tiers ouest du sillon volcanosédimentaire nord (ZVN) et appartient à la zone interne. Il est limité au nord et à l'ouest par le terrain granitique-gneissique de la sous-province d'Opatika et au sud par les batholithes de Boivin, de Mistaouac et de Marest, de la zone granitique-gneissique centrale (ZGGC). Le sillon a été précédemment décrit par Longley (1943), Sharpe (1968) et Remick (1969). Des cartes de compilation régionale ont été réalisées : MERQ-OGS en 1985 (au 1 : 500 000), Avramtchev & Lebel-Drolet en 1979, Hocq en 1990 (au 1 : 250 000) et Rive en 1987 (au 1 : 125 000).

Organisation interne du sillon Harricana-Turgeon

La méthode classique d'étude des sillons de la sous-province d'Abitibi consiste à regrouper les unités volcanosédimentaires en formations et groupes, à effectuer une corrélation des différentes unités de part et d'autre des plis et des failles et à élaborer une lithostratigraphie (Imreh, 1982; Dimroth *et al* 1982; Jensen, 1986; Allard & Gobeil, 1984). Dans cette optique, les sillons sont considérés comme des entités cohérentes, issues du volcanisme et de la sédimentation. Au cours des dernières années, l'attention portée aux zones de failles majeures de l'Abitibi a amené certains géologues à douter des corrélations stratigraphiques entre plusieurs formations et groupes séparés par de telles failles (Hubert & Ludden, 1986; Tourigny *et al.* 1988). Dans cette nouvelle optique, les sillons abitibiens pourraient représenter l'accrétion ou le collage de blocs tectoniques ou terranes tectonostratigraphiques (Hubert & Marquis, 1989; Sawyer & Chown, 1989; Hocq, 1990). La présente étude, de nature descriptive, ne vise pas à trancher ce débat. Le SHT, tel que défini ici, n'implique pas la considération d'une entité géologique cohérente, possédant une lithostratigraphie interne, ou encore, à l'opposé, le collage ou l'accrétion de différentes unités tectonostratigraphiques. En fait, les reconstructions paléogéographiques et tectoniques globales de l'ensemble du SHT sont au-delà des objectifs de notre travail.

Dans la présente étude, les unités volcanosédimentaires du SHT sont regroupées en douze domaines lithotectoniques (figure C.2), lesquels forment des bandes allongées E-W, à l'exception de deux domaines (Dieppe et Poirier) orientés N-S et situés de part et d'autre du batholite de Mistaouac. Chacun des domaines lithotectoniques est caractérisé par des associations lithologiques et faciologiques spécifiques et des signatures gradiométriques et électromagnétiques, et représente un milieu paléogéographique bien défini. Ces différents domaines sont comparés à des groupes et formations mieux connus de l'Abitibi ainsi qu'à des milieux récents analogues. Les granitoïdes, situés à l'intérieur du SHT ou en bordure de celui-ci, appartiennent à différentes suites pétrogra-

phiques regroupées en quatre familles structurales : (1) pré-tectonique; (2) pré-tectonique à syntectonique précoce; (3) syntectonique à tarditectonique; (4) tarditectonique à post-tectonique. Les intrusions pré-tectoniques à syntectoniques précoces sont présumées subvolcaniques. Elles sont décrites à quelques occasions dans la section suivante portant sur les domaines lithotectoniques volcaniques. Les plis régionaux sont illustrés à la figure C.3. La description des zones de déformation régionale (failles majeures) et leur relation géométrique avec les domaines lithotectoniques et les granitoïdes sont ici étudiées avec une plus grande attention à cause d'un potentiel économique certain.

Domaines lithotectoniques volcaniques

Les roches volcaniques couvrent 6 220 km², soit 65 % de la superficie du SHT. Elles ont été regroupées en dix domaines lithotectoniques (figure C.2). Ceux-ci se composent : d'associations basaltiques, d'associations basaltiques à komatiitiques et d'associations basaltiques à rhyolitiques. Les principales caractéristiques des domaines lithotectoniques volcaniques sont décrites au tableau C.1.

ASSOCIATIONS BASALTIQUES

Sept des domaines lithotectoniques sont composés d'associations basaltiques : Manthet, Broullan nord, Wabessec-WB1, Enjalran, Orvilliers-Desmazure, Dieppe et Poirier (figure C.2). Ces sept domaines couvrent ensemble une superficie totale de 3 950 km², soit 41 % du SHT.

Trois de ces domaines (Poirier, Dieppe et Enjalran) contiennent des filons-couches (?) de péridotite correspondant à des valeurs gradiométriques très hautes. Les basaltes massifs sont grenus à plusieurs endroits et représentent probablement des filons-couches gabbroïques. La proportion importante de faciès massifs grenus et coussinés, le faible pourcentage de vacuoles et amygdales et la grande continuité latérale des coulées indiquent un volcanisme sous-marin probablement de grande profondeur. Ceci est également appuyé par l'interstratification avec les coulées de sédiments pélagiques chimiques fins et de pyroclastites distales. Ces niveaux argileux et graphiteux sont représentés par des anomalies linéaires sur les levés aéroportés électromagnétiques (AEM) lesquels traduisent également la grande continuité latérale de ces horizons. Dans les laves, la grande continuité latérale est visible par l'alternance linéaire de hauts et de bas gradiométriques d'environ 500 m d'épaisseur et ce, sur de grandes distances. Ils sont tout à fait semblables à ceux du Groupe de Kinojevis (décrits par Letros *et al.*, 1983) et correspondent à des niveaux tholéitiques riches en fer et magnésium. Ils sont interprétés comme ayant subi une évolution géochimique particulière (enrichissement en fer).

Les associations basaltiques sont similaires aux formations d'Obatogamau dans le sillon Chapais-Chibougamau (Allard & Gobeil, 1984) et au Groupe de Kinojevis

TABLEAU C.1 — Caractéristiques (superficie, signature géophysique, lithologies, faciès, textures) des domaines lithotectoniques volcaniques

Associations volcaniques Domaines lithotectoniques** Complexes centraux** Unités**	Basaltique								BK* CA	Basaltique à rhyolitique								
	Mn	Bn	WB1	En	O-D	P	D		LW	WB2	Fe	B	J-1	J-2	J	J-3	J-4	R
Superficie																		
Superficie (km ²)	← 3950 →									← 1360 →				← 410 →				
(Superficie/SHT) X 100	1000	300	150	1150	350	500	500	500	75	450	275	560	210	200				
	10,4	3,1	1,6	41,1	3,6	5,2	5,2	5,2	0,8	14,1	4,7	2,9	5,8	2,2	4,3			2,1
Signature géophysique																		
% très hauts gradiométriques				5		20												
% hauts gradiométriques	30	40	40	30	30	20	30	5	40	5	10	20	5	5	5	5	5	10
% bas gradiométriques	70	60	60	65	70	60	70	95	60	95	90	80	95	95	95	95	95	90
Longueur (km) hauts gradiométriques	40	20	>20	60	60	15	>15	5	15	5	3	4	1	1	1	1	1	2
Nombre d'anomalies aéromagnétiques	5-10	1-2		>5	>5		>5	5			1	1	1					4
Longueur (km) anomalies aéromagnétiques	2-20	70		100	30		5	5-20			5	5	1					1-5
Lithologies																		
Basalte komatiitique								x										
Basalte-gabbro	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Péridotite				x		x	x											
Formation de fer, chert				x		x	x											
Tuf, sédiments graphiteux	x	x		x	x		x	x			x	x	x					
Pyroclastite, lave andésitique								x		x	x	x			x		x	x
Pyroclastite rhyolitique							x		x	x	x	x		?			x	x
Rhyolite							x		x	x	x	x						x
Faciès et textures																		
Épaisseur des coulées (m)	15			10		50	8-15	10-100		20	20-50	20	10					
Massif/coussiné	1/1	2/1	1/1	1/1	2/1	1/1	1/1	2/1		1/1	1/1	1/1	2/1					
Phénocristaux - plagioclase (basalte)	x	x	x	x		x	x	x										
Micro Po - quartz, plagioclase (rhyolite)									x	x	x	x		x			x	x
% vacuoles	5	5	5	5	5	5	5	2	?	20	5-15	10-15	5		10			10
Varioles				x	x		x	x										
Lobes rhyolitiques									x		x				?			
Spinifex								x										

* BK = basaltique à komatiitique.

** Voir la figure C.2 pour les abréviations des domaines tectoniques, des complexes centraux et des unités.

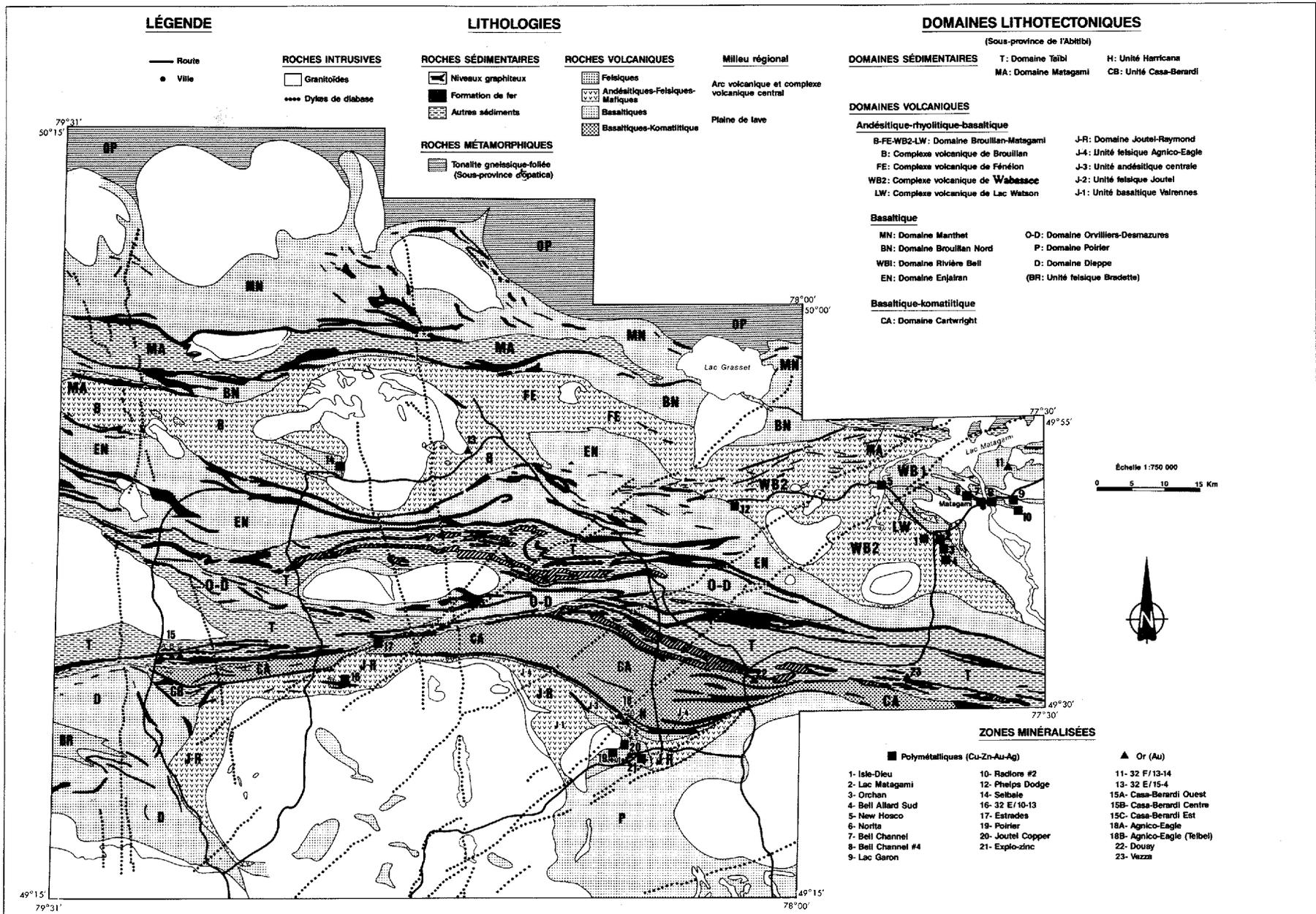


FIGURE C.2 — Lithologies et zones minéralisées du sillon Harricana-Turgeon.

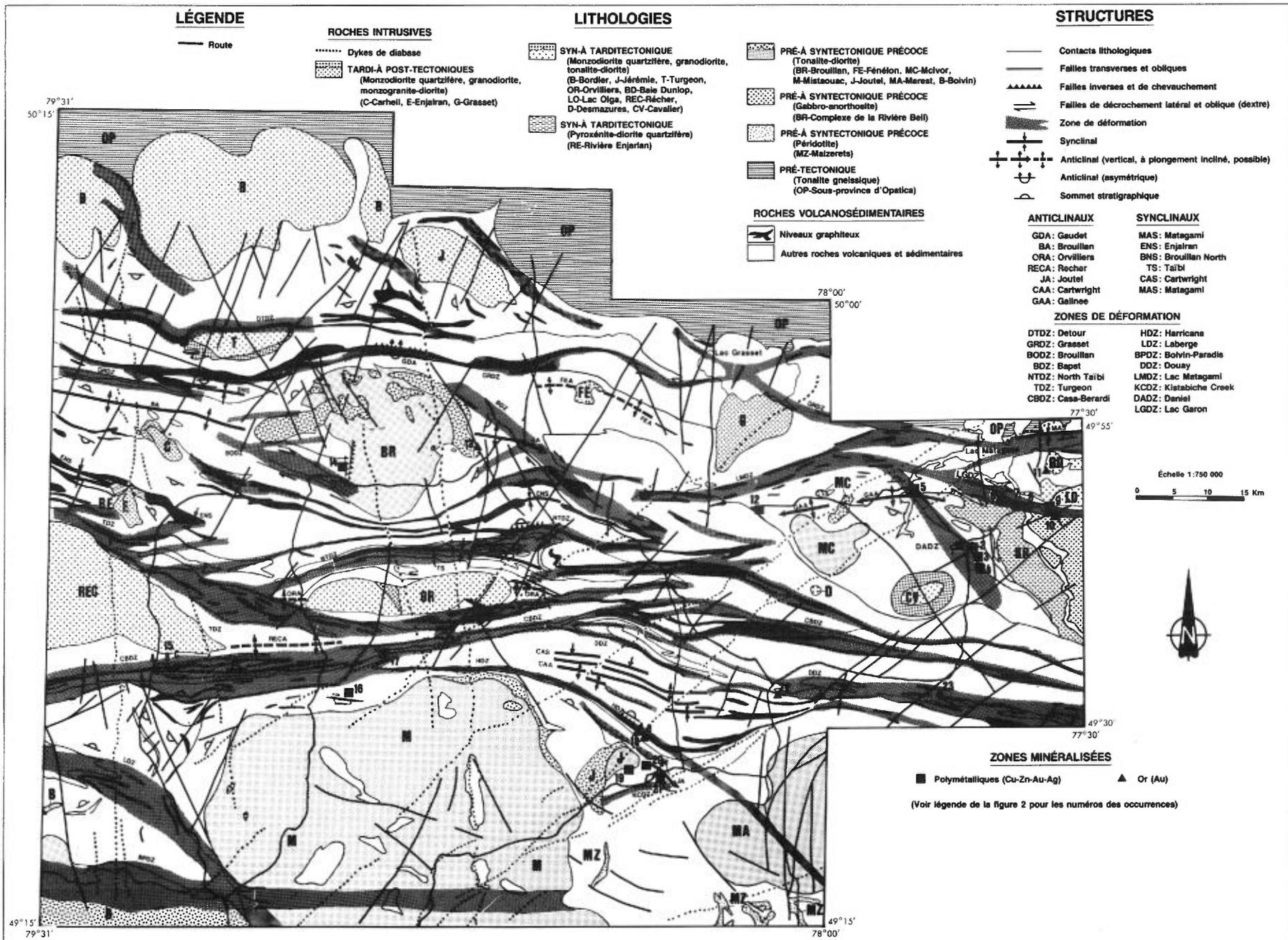


FIGURE C.3 — Structures, intrusions et zones minéralisées du sillon Harricana-Turgeon.

dans le sillon Rouyn-Val d'Or (Dimroth *et al.*, 1982) et représentent des plaines de lave sous-marines et/ou des volcans en bouclier. Le domaine de Dieppe se distingue apparemment des autres domaines par la présence d'un petit complexe felsique (unité de Bradette) interprété d'une façon analogue au complexe de Destor du Groupe de Kinojevis (Dimroth *et al.*, 1982) et au Membre des Vents de la Formation d'Obatogama (Kharma *et al.*, 1987). Ces domaines représentent un environnement similaire à celui où se forment les volcanites récentes de fond océanique de type MORB, lesquelles sont issues d'un volcanisme essentiellement fissural.

ASSOCIATIONS BASALTIQUES À KOMATIITIQUES

Un seul domaine lithotectonique (Cartwright) se compose d'une association basaltique à komatiitique qui affleure exceptionnellement bien (figure C.2). Il couvre une superficie de 500 km², soit 5 % du SHT. Cette association volcanique se distingue des associations basaltiques par la présence de basaltes komatiitiques (spinfex de pyroxène et olivine). Quelques andésites et tufs intermédiaires à lapillis et blocs ont également été notés. Les faciès volcaniques sont plus ou moins similaires à ceux des associations basaltiques (tableau C.1). Des pyroclastites distales et des sédiments pélagiques sont également interstratifiés avec les coulées volcaniques comme le montre la présence de plusieurs conducteurs AEM. Ce domaine volcanique correspond à un bas magnétique, reflétant probablement une évolution géochimique différente de l'enrichissement en fer présumé pour les associations basaltiques. Les seules roches intrusives dans cette séquence sont des filons-couches gabbroïques (ou laves massives grenues) comme dans le cas des associations basaltiques.

Comme mentionné plus haut, le domaine Cartwright représente une plaine de lave (et/ou des volcans en bouclier) sous-marine, environnement similaire à celui des volcanites récentes de fond océanique de type MORB. Par contre, la composition et l'évolution géochimique présumée de ce domaine sont différentes de celles des autres domaines basaltiques. On y trouve une association qui s'apparente aux komatiites du Groupe de Marlart de la ZVS de l'Abitibi, sans toutefois présenter un caractère magnésien aussi primitif (Gélinas *et al.*, 1977). Il s'agit de la première association volcanique de cette composition identifiée dans la ZVN, celle-ci se poursuivant vraisemblablement vers l'est jusqu'à Miquelon, mais avec une composition de basalte magnésien (Proulx, 1988).

ASSOCIATIONS BASALTIQUES À RHYOLITIQUES

Deux domaines lithotectoniques montrant une association basaltique à rhyolitique ont été identifiés dans le SHT : le domaine de Joutel-Raymond et le domaine de Matagami-Brouillan (figure C.2). Ces deux domaines couvrent ensemble 1 770 km², soit 18 % du SHT.

Le domaine de Matagami-Brouillan est interprété ici comme une chaîne E-W de quatre complexes centraux

situés autour de quatre plutons pré-tectoniques à syntectoniques précoces. Les quatre plutons sont métamorphisés au faciès schiste vert comme les roches encaissantes (qui ne montrent pas d'aurole de métamorphisme). Le domaine de Matagami-Brouillan est le site de trois plis régionaux majeurs : les anticlinaux de Brouillan, de Fénélon et de Galinée. Ces anticlinaux sont centrés sur les plutons présumés synvolcaniques de Brouillan, de Fénélon (interprété) et du complexe de Rivière Bell. Le domaine de Matagami-Brouillan représente donc un axe régional d'anticlinaux et de plutons syntectoniques qui traverse d'ouest en est le SHT.

Le complexe de Lac Watson a été nommé Groupe de Lac Watson par Beaudry & Gaucher (1986). Il se compose de rhyolites et de pyroclastites felsiques (tableau C.1). Son sommet se compose de la «Tuffite Clef» tandis que sa base a été partiellement détruite par l'intrusion du complexe gabbroïque-anorthositique de Rivière Bell, lequel a plissé le complexe volcanique et formé l'anticlinal de Galinée.

Le Groupe de Wabessee de Beaudry & Gaucher (1986) est divisé ici en deux domaines distincts : une association basaltique dans le domaine de Wabessee-WB1 déjà décrit et une association basaltique à rhyolitique dans le complexe central de Wabessee-WB2. Le complexe de Wabessee-WB2 est situé directement à l'ouest du complexe de Lac Watson et se trouve, selon Beaudry & Gaucher (1986), stratigraphiquement au dessus de celui-ci. Le complexe, composé principalement de basalte et d'andésite, est interprété ici comme étant centré sur les plutons tonalitiques et dioritiques de McIvor, autour desquels les rhyolites et pyroclastites grossières semblent concentrées. La limite ouest du complexe est localisée arbitrairement au niveau de plusieurs horizons graphiteux orientés ENE, correspondant à la zone de déformation de Lac Matagami (figure C.3).

Le complexe de Fénélon n'affleure à peu près pas, sauf au sud du pluton de Grasset (Lacroix, 1986). À cet endroit, il se compose de pyroclastites andésitiques, de basaltes massifs et coussinés et de rhyolites massives, bréchiques, à lobes et porphyriques à quartz. Un haut gradiométrique concentrique, au centre du complexe de Fénélon, est interprété comme un pluton diotitique nommé Fénélon, lequel n'affleure à aucun endroit. La limite ouest du complexe se situe au niveau de la zone de déformation de Bapst.

Le complexe de Brouillan est centré sur le pluton tonalitique-dioritique de Brouillan. La partie à l'est n'affleure pratiquement pas, mais la présence de rhyolite, de basalte et de pyroclastites remaniées a été notée. Au NW du pluton, une grande aire d'andésite affleure alors qu'au SW, les pyroclastites felsiques à intermédiaires prédominent largement. Au nord du pluton de Carheil, des basaltes et des rhyolites massives et bréchiques affleurent par endroits (figure C.3; Lacroix (1990a).

Le domaine Joutel-Raymond se compose d'au moins un complexe volcanique central situé à Joutel, autour du pluton du même nom. Quatre unités volcaniques distinctes ont été reconnues dans le complexe de Joutel. Les

TABLEAU C.2 — Quelques caractéristiques des occurrences polymétalliques et aurifères du sillon Harricana-Turgeon (SHT)

Nom	Année de la découverte	Tonnage (tonnes métriques)	Cu (%)	Zn (%)	Ag (g/t)	Au (g/t)
Occurrences polymétalliques						
1. Isle-Dieu*	1985	2 060 000	1	17,9	71,8	0,4
2. Lac Mattagami	1957	25 645 877	0,55	8,16	21,6	0,34
3. Orchan	1958	4 509 000	1,02	9,86	37,1	0,5
4. Bell Allard sud	1957	234 000	1,13	9,31		
5. New Hosco	1958	1 728 000	1,88	1,61		
6. Norita	1959	(prod.) 3 710 071 (rés.) 45 360	1,86 2,6	3,78 3,75	25	0,58
7. Bell Channel #1	1960	82 102	1,95	0,57		
8. Bell Channel #4		?	0,5/6,2M	1/6,2M		
9. Lac Garon	1958	489 000	1,45	2,23		
10. Radiore #2	1961	140 000	2,61	1,35		
12. Phelps Dodge	1973	1 405 950	0,9	4,5	17,14	
14. Selbaie	1974	(rés. B) 925 300 (rés. A1) 19 228 000 (rés. A2) 1 807 000 (prod. B et A2) 3 985 000 (prod. A1) 3 972 000	3,51 0,71 2,57 3,16 0,53	0,32 2,16 1,04 0,69 2,70	30,78 32,47 18,16 34,68 71,41	0,96 0,51 1,14 1,35 0,16
16. 32E/10-13	1960	-		7,4/0,5M		
17. Estrades	1985	934 410	0,94	10,68	182	5,5
19. Poirier	1959	(prod.) 4 847 729 (rés.) 684 450 445 900 81 900 273 000	1,97 2,22	0,6 11,2	4,56	
20. Joutel Copper	1960	1 290 547 373 650	2,16 0,26	8,66		
21. Explo-Zinc	1960	1 000 190	0,73	6,95	34,28	
Occurrences aurifères						
11. 32F/13-14, 34 (veines Edith, Rolande et Marcelle)	1957-1958	9 620				5,73
13. 32E/15-4	1947					0,5/0,45M
15A. Casa-Berardi Ouest	1985	4 720 000				7,89
15B. Casa-Berardi Centre	1981	2 300 000				7,2
15C. Casa Berardi Est	1981	2 220 000				6,86
18A. Agnico-Eagle (& Telbel)	1967	(prod.) 5 328 870 (rés.) 2 034 254				5,8 6
22. Douay	1983	557 000				7,8
23. Vezza	1987	1 700 000				5,6

* Le numéro réfère aux figures C.2 et C.3.

coulées basaltiques et les sédiments graphitiques interstratifiés de l'unité J-1 possèdent des faciès, des textures et une continuité latérale (tableau C.1) semblables à ceux des volcans de type bouclier (Dimroth *et al.*, 1982). Les unités rhyolitiques (J-2 et J-4) et andésitiques (J-3) possèdent des faciès plus typiques du volcanisme central (Dubé, 1988 et 1989). Ces trois dernières unités sont situées autour du pluton qui correspond à l'axe d'un anticlinal plongeant vers le SE. Le domaine de Joutel-Raymond est peu connu à l'ouest de Joutel même si un volcanisme basaltique à rhyolitique y est reconnu (Phillips, 1987; Lacroix, 1987).

Tous les complexes volcaniques centraux correspondent essentiellement à des bas gradiométriques, mais quelques courts hauts gradiométriques linéaires, comparables à ceux des plaines de lave, sont visibles par endroits. Les complexes centraux sont pratiquement dépourvus de niveaux graphiteux (conducteurs AEM linéaires). Les phases tonalitiques et dioritiques des plutons pré-tectoniques à syntectoniques précoces correspondent respectivement à des bas et à des hauts gradiométriques. Les phases tonalitique et dioritique des plutons de

Brouillan et de McIvor sont présumées être les équivalents intrusifs des rhyolites et basaltes-andésites de leur complexe volcanique central. Une relation similaire est supposée pour le pluton de Flavrian dans le Blake River (Goldie, 1978). De plus, les complexes centraux correspondent à des bas gravimétriques (Favini & Assad, 1980).

Les complexes centraux sont régulièrement espacés de 30 à 35 km dans le domaine de Matagami-Brouillan, exactement comme le sont les complexes semblables dans les arcs insulaires cénozoïque (Dimroth *et al.*, 1982). Les domaines de Matagami-Brouillan et de Joutel-Raymond représentent probablement des équivalents archéens de «systèmes d'arcs insulaires» (incluant les arcs insulaires, les bassins marginaux, etc.). Ils sont semblables au Groupe de Blake River dans la ZVS de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois (Simard *et al.*, 1990) et à la Formation de Waconichi dans la ZVN (Allard & Gobeil, 1984). Une caldeira a été interprétée dans le secteur au SW du pluton de Brouillan, là où une grande aire de dépôts pyroclastiques est connue (Larson & Hutchison, 1988; Faure *et al.*, 1990).

Domaines lithotectoniques sédimentaires et niveaux graphiteux

Les roches sédimentaires couvrent 1 750 km², soit 18 % de la superficie du SHT. Elles sont regroupées en deux domaines lithotectoniques (Matagami et Taïbi) et en une dizaine de minces niveaux graphiteux qui passent latéralement à de petits bassins sédimentaires (Harricana et Casa-Berardi).

DOMAINES SÉDIMENTAIRES

Les domaines sédimentaires Matagami et Taïbi affleurent très peu, limitant ainsi grandement notre connaissance. Ils sont regroupés ici en quatre faciès observés par endroits et qui représentent différents milieux de sédimentation. Il s'agit des faciès suivants : (1) grès-siltstones ± argilites; (2) formations de fer; (3) conglomérats et grès à cailloux plutonique et volcanique; (4) conglomérats-grès-siltstones à fragments de composition diverse et de source locale.

Le premier faciès (1) montre des séquences clastiques rythmiques avec plusieurs structures sédimentaires : granoclassement normal, rides et laminations parallèles et entrecroisées. Des basaltes et des gabbros sont interstratifiés avec les sédiments (Khobzi & Foy, 1987). Ce faciès s'apparente à des séquences de turbidite (Rocheleau, 1980).

Le deuxième faciès (2) est composé d'une alternance de lits centimétriques de magnétite, de chert, de jaspe et d'argilite-mudstone plus ou moins magnétique. Des basaltes et des gabbros sont interstratifiés avec les formations de fer à quelques endroits. Il s'agit de formations de fer au « faciès oxyde » de type Algoma, formées sous le niveau d'influence des vagues (Gross, 1965).

Le troisième faciès (3) est surtout composé de conglomérats à cailloux, de composition tonalitique à dioritique et andésitique, supportés par une matrice gréseuse. Ils représentent probablement l'érosion d'une chaîne volcanoplutonique émergente.

Le quatrième faciès (4) est également composé de conglomérats incorporés dans une matrice gréseuse, mais les cailloux aussi observés dans les grès et les siltstones ont une composition variable — tonalite gneissique accompagnée à quelques occasions de siltstone et de roches volcaniques dans le domaine de Matagami, au nord de la ville du même nom (Beaudry & Gaucher, 1986). À l'extrémité SW du domaine de Taïbi (dans le secteur des mines Casa-Berardi, figure C.2), les conglomérats massifs et non granoclassés sont formés de cailloux de roches sédimentaires et volcaniques de provenance locale (Pattison *et al.*, 1986). Ce faciès s'apparente aux dépôts alluvionnaires de type Timiskaming (Thurston & Chivers, 1990).

Le domaine de Taïbi est formé, en ordre décroissant d'importance, des faciès suivants : 1, 2, 3 et 4. Il contient notamment les plus importantes formations de fer de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois. On peut les suivre d'ouest en est dans le SHT sur plus de 150 km à l'aide des

cartes gradiométriques. Un tonnage de 819 912 000 tonnes titrant à 21,8 % Fe (MER, 1978) a d'ailleurs été calculé dans la partie nord de la bande de Taïbi (au NE du pluton d'Orvilliers, figure C.2). Le domaine de Matagami est peu connu mais les formations de fer y sont beaucoup moins étendues. Celui-ci semble formé, en ordre décroissant d'importance, des faciès suivants : 1, 4, 3 et 2. Dans les deux domaines, les formations de fer sont, en partie, associées aux séquences de sédiments turbiditiques, ce qui suggère une redéposition possible d'une partie des formations de fer par des écoulements de masse similaires à ceux observés dans la ceinture verte de Beardmore-Geraldton (Barret & Fralick, 1989). Les faciès 1, 2 et 3 correspondent, probablement en partie, à des écoulements de masse (turbidites) à la base d'une pente, dans un milieu marin relativement profond. Ils seraient contemporains d'un volcanisme basaltique.

NIVEAUX GRAPHITEUX RÉGIONAUX

Plus d'une dizaine de niveaux graphiteux traversent le SHT et sont représentés par des conducteurs AEM linéaires (figure C.2). Les niveaux graphiteux sont interstratifiés avec des associations basaltiques et basaltiques à komatiitiques des domaines sédimentaires. Ils sont situés à presque tous les contacts entre les différents domaines lithotectoniques. Un niveau graphiteux dans la partie sud du SHT passe latéralement à deux étroits bassins sédimentaires peu connus et nommés Casa-Berardi et Harricana.

Les niveaux graphiteux se composent essentiellement d'argilites noires interlitées à plusieurs endroits avec des siltstones, des grès fins, des cherts et des tufs felsiques à intermédiaires (Lacroix, 1986). L'argilite contient de la pyrite massive, laminée, nodulaire (2 à 3 cm) et disséminée. Elle serait d'origine sédimentaire, probablement biogénique (Easdon, 1969). Les niveaux graphiteux ont une épaisseur habituelle de quelques mètres à une dizaine de mètres. Ils peuvent être suivis sur plusieurs dizaines de kilomètres grâce aux anomalies linéaires AEM. Ces niveaux représentent une sédimentation détritique fine (pélagique) dans un milieu marin stagnant et réducteur (Springer, 1985).

Granitoïdes et zones de déformation régionales

Les granitoïdes et le terrain gneissique identifiés dans le SHT et à ses bordures (un total de 19), ont été regroupés en quatre familles structurales dont le nom et la suite pétrographique sont donnés à la figure C.3. Ils affleurent presque tous, exception faite des granitoïdes de Récher et de Fénélon. Ils correspondent à des plutons sauf les batholithes de Boivin, de Mistaouac et de Marest; le terrain gneissique au nord du SHT appartient à la sous-province d'Opatoca. Les granitoïdes intrusifs à l'intérieur du SHT (au nombre de 15) couvrent 1 647 km², soit 17 % de sa superficie totale.

Le SHT est traversé par de nombreuses zones de déformation dont l'épaisseur varie de plusieurs centai-

nes de mètres à quelques kilomètres. Elles peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de kilomètres jusqu'à plus de 100 kilomètres. Sur le terrain, elles correspondent à des zones fortement schisteuses, traduisant un caractère ductile prédominant et contrastant nettement avec le gradient de déformation beaucoup plus faible observé entre elles. Les zones de déformation ont été extrapolées régionalement grâce à la correspondance avec un des critères indirects suivants : les bas magnétiques, les contrastes d'anomalies magnétiques, les anomalies AEM, les éléments topographiques montrant un alignement rectiligne sur de grandes distances et des bris ou des rotations d'anomalies magnétiques ou AEM. Ces zones de déformation semblent grosso modo comparables aux failles de Cadillac, de Parfouru et de Porcupine-Destor (Hubert & Ludden, 1986) du sillon de Rouyn-Val-d'Or ainsi qu'aux failles Kapunapotagen et Faribault du sillon de Chapais-Chibougamau (Daigneault & Allard, 1987).

Dans le SHT, les orientations des zones de déformation varient, mais les directions E-W, NW-SE et ENE-WSW prédominent, formant ainsi un patron anastomosé. La localisation de ces zones n'est pas aléatoire : elles semblent principalement contrôlées par les contrastes de compétence. Ainsi, les contacts des domaines lithotectoniques, marqués par des niveaux graphiteux, semblent le site privilégié de ces zones. Les zones de déformation dites «longitudinales» sont nommées Casa-Berardi, Turgeon, Douay, Grasset, Detour et Harricana (pour une partie). Les niveaux graphiteux sont interprétés comme des argilites noires transformées, lors de la déformation, en schiste graphiteux d'aspect lustré; la pyrite nodulaire se forme probablement par aggrégation et rotation de la pyrite fine (Easdon, 1969; Springer, 1985).

Certaines autres zones de déformation, telles Brouillan et Daniel, situées à l'intérieur des domaines lithotectoniques, sont parallèles aux contacts de ces derniers. Les zones de déformation de Norita, de Récher et de Laberge sont situées, en partie, aux contacts des granitoïdes du complexe de Rivière Bell, de Récher et de Boivin. Finalement, d'autres zones de déformation montrent une relation de recoupement avec les domaines lithotectoniques déjà décrits. Cette relation s'observe à l'échelle régionale alors, qu'à l'échelle plus locale, les lithologies semblent parallèles aux zones de déformation. Ces zones de déformation sont dites «obliques»; les meilleurs exemples sont les zones de déformation de Bapst, de Lac Matagami et de Daniel qui recoupent à angle aigu les domaines de Brouillan-Matagami et d'Enjalran (en partie). Ces zones correspondent approximativement aux contacts des complexes centraux de Brouillan, de Fénélon, de Wabessee-W2 et de Lac Watson. La continuité vers l'est et le SE des zones de déformation de Laberge, de Boivin-Paradis et d'Harricana recoupent les batholites de Mistaouac et de Marest.

La zone de déformation de Casa-Berardi semble avoir une histoire géologique plus complexe. Elle correspond probablement à une ancienne faille normale synvolcanique («break») ayant été réactivée en faille inverse lors de la déformation (Pattison *et al.* 1986). Des conglomérats de provenance locale et probablement de type Timiskaming sont observés en bordure de la zone de déforma-

tion de Casa-Berardi et sont probablement associés à cette dernière.

Ressources minérales

Les dépôts minéralisés découverts dans le SHT sont polymétalliques et aurifères, comme la majorité des dépôts minéralisés de la sous-province d'Abitibi (Simard *et al.* 1990).

DÉPÔTS POLYMÉTALLIQUES

Historique et anomalies géophysiques

Les premiers dépôts minéralisés découverts dans le SHT ont été ceux de Lac Matagami (1957) et de Poirier (1958). Ces deux découvertes ont menées à la reconnaissance de deux essais de dépôts polymétalliques (tableau C.1 et figures C.2 et C.3) à Matagami et à Joutel. Ces découvertes ont coïncidé avec l'utilisation des méthodes géophysiques AEM; tous les dépôts découverts jusqu'en 1985 sont le site d'une anomalie AEM isolée et distincte. Dans les années '70, des travaux d'exploration faits sur des anomalies AEM isolées, à l'ouest de Matagami, ont conduit aux découvertes des dépôts de Phelps Dodge (1973) et de Selbaie (1974). En 1985, le dépôt Estrades fut découvert à l'ouest de Joutel; il est également le site d'une anomalie AEM isolée. Finalement, dans le camp minier de Matagami, le dépôt Isle-Dieu fut découvert en 1985 à une profondeur de 600 m. Il s'agit du premier dépôt polymétallique du SHT à ne pas être le site d'une anomalie AEM. Deux dépôts (Isle-dieu et Norita) sont présentement exploités dans le camp de Matagami et Les Mines Selbaie conduisent également une exploitation 100 km plus à l'ouest.

Description des dépôts

Tous les dépôts polymétalliques du SHT sont formés de sulfures massifs volcanogènes SMV (Chartrand & Cattalani, 1990), exception faite de celui exploité par les Mines Selbaie. À Matagami, les SMV du flanc sud de l'anticlinal de Galinée (figure C.3 et tableau C.2 [#1 à #4]) sont peu déformés, alors que ceux du flanc nord (#6 à #10) sont très déformés (Piché *et al.*, 1990). Les dépôts de Phelps Dodge (Charles Beaudry, communication personnelle), d'Estrades (Phillips, 1987) et du complexe de Joutel (#19 à #21 [Louis-Martin Dubé, communication personnelle]) montrent également des évidences de déformation élevée. Les Mines Selbaie représentent des dépôts polymétalliques atypiques à cause d'un caractère filonien et d'un contrôle structural omniprésent (Dep-tuck *et al.*, 1982; Faure *et al.*, 1990).

Potentiel minéral et association géologique régionale

À l'échelle du SHT, tous les dépôts polymétalliques sont associés aux faciès basaltiques à rhyolitiques des domaines de Joutel-Raymond et de Matagami-Brouillan (figure C.2). Le potentiel en métaux de base (production et réserves) de l'ensemble du SHT est légèrement supérieur

à 70 millions de tonnes de minerai; les dépôts sont principalement riches en zinc et en argent. Le SHT représente le troisième plus important secteur pour le potentiel en métaux de base de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois, après les secteurs de Rouyn et de Val-d'Or.

Le complexe de Lac Watson est de loin le complexe volcanique central le plus connu du domaine Matagami-Brouillan. Il contient neuf dépôts possédant un tonnage cumulé d'environ 38 millions de tonnes de minerai (tonnage évalué). Les dépôts y sont confinés à un certain intervalle stratigraphique sous-marin (Tuffite clef), au-dessus des roches felsiques du complexe de Lac Watson. Ils sont situés près des contacts nord et sud du complexe volcanique avec le complexe de Rivière Bell.

Le complexe de Wabessee (WB2) contient un seul dépôt: celui de Phelps Dodge avec environ 1,5 million de tonnes de minerai. Le dépôt est encaissé dans une séquence de coulées et de pyroclastites rhyolitiques et andésitiques située à l'ouest du pluton de McIvor (MER, 1980). Ce complexe affleure relativement bien, mais il a été peu exploré malgré de nombreux accès routiers et un environnement géologique régional qui semble favorable aux dépôts polymétalliques.

Le complexe de Brouillan se compose de deux croisants de volcanites basaltiques à rhyolitiques situés essentiellement à l'ouest et à l'est du pluton de Brouillan. Le secteur situé au SW du pluton se compose de pyroclastites rhyolitiques subaériennes à sous-marines et a été interprété comme étant une structure volcanique de type «caldeira». Dans ce secteur, se trouvent les mines Selbaie, directement au SW du pluton, avec un tonnage d'environ 20 millions de tonnes de minerai (Larson & Hutchison, 1988; Faure *et al.*, 1990). D'autres indices polymétalliques et contextes favorables existent autour du pluton de Brouillan.

Un autre complexe nommé Fénelon, interprété à partir des cartes géophysiques, est localisé entre les complexes de Brouillan et de Wabessee-WB2. Il est pratiquement inconnu et aucun dépôt n'y a été découvert.

Le domaine de Joutel-Raymond se compose du complexe volcanique central de Joutel, relativement bien connu, et de la partie ouest, très peu connue, entourant le batholite de Mistaouac. Le complexe de Joutel contient trois dépôts (à tonnage évalué) ayant un potentiel polymétallique cumulé de près de neuf millions de tonnes. Les trois dépôts sont situés dans l'unité pyroclastique rhyolitique J-2, à proximité du pluton subvolcanique de Joutel. La partie à l'ouest de Joutel contient le dépôt d'Estrades, d'environ un million de tonnes. Celui-ci est situé à la limite nord du domaine de Joutel-Raymond. La polarité sud, déterminée à cet endroit, suggère la présence probable d'un synclinal entre la séquence volcanique basaltique à rhyolitique, encaissant le dépôt, et l'unité J-4 du complexe de Joutel à polarité nord.

Tous les dépôts polymétalliques montrent une association régionale avec le volcanisme basaltique à rhyolitique des arcs volcaniques. À l'intérieur des complexes volcaniques centraux de Matagami et de Joutel, les dé-

pôts sont restreints à un intervalle stratigraphique (Tuffite clef et unité J-2). Tous les dépôts de ces deux complexes centraux sont localisés à proximité d'un pluton subvolcanique, lequel aurait produit la source de chaleur nécessaire à la création d'une cellule de convection, comme le veut le modèle classique des SMV (Franklin *et al.*, 1983). Les failles synvolcaniques, comme celles observées à Matagami par Piché *et al.* (1990), servent généralement de conduits pour les fluides et représentent donc des métalotectes importants à être identifiés dans les autres complexes. Aux Mines Selbaie, on pense qu'il s'agit d'une structure volcanique de type «caldeira»; cette structure existe probablement dans les autres complexes centraux. Il s'agit d'une structure bien connue pour son importance dans la formation des SMV (Franklin *et al.*, 1983).

Les deux complexes volcaniques centraux les plus explorés, Matagami et Joutel, se composent d'un essaim de dépôts. Dans ces deux camps, les futures découvertes seront probablement faites en profondeur, grâce à des modèles géologiques, comme ce fut le cas du dépôt Isle-Dieu. À l'extérieur de ces deux camps miniers, d'autres dépôts seraient probablement encaissés dans les complexes volcaniques, à proximité des plutons subvolcaniques.

DÉPÔTS AURIFÈRES

Historique et anomalies géophysiques et géochimiques

La première découverte aurifère dans le SHT fut effectuée en 1967, un peu au nord de Joutel, avec le gisement qui allait devenir, en 1974, la mine Agnico-Eagle. Un second puits (Telbel) a été creusé en 1980, à 1,5 km au SE du premier. En 1974, le dépôt Detour fut découvert en Ontario, à l'extrémité NW du SHT. En 1981, 1984 et 1985 respectivement, les dépôts de Casa-Berardi Est, Centre et Ouest furent découverts dans la partie SW du SHT. Le dépôt Douay fut découvert en 1983 au NE de Joutel et le dépôt Veza fut découvert en 1986 au sud de Matagami.

Les dépôts aurifères sont tous situés le long des niveaux graphiteux correspondant à des anomalies AEM linéaires. Les programmes d'exploration qui ont mené à leur découverte furent inspirés par celle, en 1964, du dépôt polymétallique géant de Kid Creek, lequel est situé le long d'un niveau graphiteux (Easdon, 1969). Les dépôts Casa-Berardi sont devenus des cas historiques de découverte par «forage à circulation inversée» et l'échantillonnage du till et ce, dans un secteur où existent d'importants dépôts quaternaires (Sauerbrei *et al.*, 1985).

Description des dépôts

Les dépôts Casa-Berardi, Veza et Detour sont de type filonien (Robert, 1989). L'or est associé à des sulfures disséminés dans les veines et leurs épontes. Dans les trois dépôts, les veines sont situées à proximité d'un horizon schisteux peu compétent (mudstone graphiteux à Casa-Berardi et Veza et schiste ultramafique [?] à Detour [Pattison *et al.*, 1986; Pilote *et al.*, 1990; Agnerian *et al.*, 1989; Marmont, 1986]). Des dykes, filons-couches et

autres corps intrusifs porphyriques sont présents dans les dépôts Detour et Veza. Pour sa part, le dépôt Agnico-Eagle est de type pyriteux (Robert, 1989) et l'or y est associé à des niveaux pyriteux semi-massifs (20 à 70 %) à massifs (>70 %), dans une zone de sidérite massive aphanitique (Wyman *et al.* 1986; Lacroix *et al.*, 1989). Dans le dépôt Douay, les sulfures disséminés sont associés à un horizon très siliceux, représentant un chert primaire ou une zone de silicification intense (Jean-Marc Lulin [Vior] et Roger Lambert [Inco], communications personnelles).

Potentiel minéral et association géologique régionale

Seulement cinq dépôts aurifères (à tonnage évalué) sont actuellement connus dans le SHT. Ils ont un potentiel cumulé de plus de 25 millions de tonnes de minerai. Ces dépôts sont tous localisés le long de niveaux graphiteux, situés aux contacts volcanosédimentaires régionaux qui sont le site des zones de déformation régionale de Casa-Berardi (CBDZ), Harricana (HDZ), Douay (DDZ) et Detour (DTDZ) (figure C.3).

Trois des cinq dépôts — Casa-Berardi (Ouest, Centre et Est), Douay et Veza — semblent situés au même niveau tectonostratigraphique régional, c'est-à-dire entre le domaine sédimentaire de Taïbi et le domaine volcanique des Cartwright. Un niveau graphiteux régional discontinu ainsi que les zones CBDZ et DDZ sont situés à ce contact. Des formations de fer du domaine de Taïbi, d'étendue régionale, sont également localisées près de ce contact.

Le dépôt Agnico-Eagle est situé au sud du domaine des Cartwright. Plus précisément, il est localisé au sommet de l'unité J-4 du complexe de Joutel, sous la mince bande sédimentaire Harricana (Lacroix *et al.*, 1989). Un autre dépôt aurifère, celui de Detour (Marmont, 1986), est situé au contact faillé (DTDZ) de la bande sédimentaire de Matagami avec la bande volcanique de Manthet, dans la continuité du SHT en Ontario. Les autres contacts volcanosédimentaires, qui sont le site de niveaux graphiteux et de zones de déformation, contiennent également plusieurs indices aurifères.

La présence de niveaux graphiteux et de sédiments chimiques, observée sur le site des dépôts, suggère un environnement favorable à une concentration primaire de l'or. À la mine Agnico-Eagle, la présence de formations de fer au «faciès sulfure», sous-jacentes à un niveau graphiteux, suggère un tel enrichissement primaire. Le dépôt a déjà été décrit comme étant volcanogène exhalatif (Barnett *et al.*, 1982). À l'échelle régionale, la présence d'un niveau graphiteux au sommet d'un complexe volcanique central (unité J-4), à l'intérieur duquel des SMV sont localisés à un niveau stratigraphique inférieur (unité J-2), semble appuyer le modèle dit «volcanogène exhalatif» (Lacroix *et al.*, 1989; Robert, 1989). Aux mines Casa-Berardi, un enrichissement primaire, associé à un mouvement normal précoce de la zone de déformation de Casa-Berardi, a été proposé par Pattison *et al.* (1986).

Toutefois, l'enrichissement aurifère et le contrôle régional prédominant des dépôts aurifères semblent de nature structurale. Les travaux de Springer (1985) suggèrent que les argilites noires primaires sont relativement pauvres en or et que l'enrichissement en or est associé au cisaillement, lequel transforme les argilites en schistes graphiteux. Les niveaux graphiteux (ou autres horizons) ont probablement été le site de déformations importantes à cause de leur faible compétence (Pattison *et al.*, 1986; Pilote *et al.*, 1990). À la mine Agnico-Eagle, Wyman *et al.* (1986) ont proposé une origine épigénétique de l'or, sur la formation de fer.

Mentionnons finalement que les plutons de Broullan, de Joutel et de McIvor sont pré-tectoniques à syntectoniques précoces et interprétés subvolcaniques. À cet égard, ils devraient contenir un potentiel aurifère similaire aux plutons de Flavrian et de Bourlamaque (Goldie, 1980). Ces plutons contiennent des zones cisailées et ankéritisées et plusieurs indices d'or, autant à leur bordure qu'à l'intérieur de ceux-ci.

Conclusion

Le SHT peut être divisé en douze domaines lithotectoniques. Ceux-ci forment des bandes allongées, principalement E-W, et une majorité traverse le SHT d'ouest en est, sur une distance de plus de 150 km. Les domaines lithotectoniques correspondent généralement à des entités structurales simples et homogènes. Le SHT est traversé par de nombreuses zones de déformation «longitudinales», localisées aux contacts des domaines lithotectoniques marqués par des niveaux graphiteux, et par des zones de déformation «obliques» recoupant ces mêmes domaines.

Le SHT est dominé par les roches volcaniques qui couvrent 69 % de sa superficie. Elles ont été regroupées en dix domaines lithotectoniques. Huit des dix domaines se composent d'associations basaltiques ou basaltiques à komatiitiques, avec de minces sédiments pélagiques interstratifiés, lesquels représentent des plaines de lave sous-marines. Les deux autres domaines se composent d'associations basaltiques à rhyolitiques interprétées comme des arcs volcaniques formés d'un ou plusieurs complexes centraux.

Les roches sédimentaires qui couvrent 18 % du SHT sont regroupées en deux domaines lithotectoniques. Ceux-ci se composent chacun de séquences de turbidite (grès-siltstone-argilite), de formations de fer de type Algoma au «faciès oxyde» et de conglomérats à cailloux plutoniques et volcaniques, représentant probablement, en partie, des écoulements de masse en milieu marin relativement profond. Un faciès composé de conglomérats-grès-siltstone, contenant des fragments de composition diverse et de source locale, est semblable aux dépôts alluvionnaires de type Timiskaming.

Les roches plutoniques qui couvrent 17 % du SHT appartiennent à quinze intrusions. Ces quinze granitoïdes et quatre autres, situés aux bordures du SHT, ont été regroupés en quatre familles structurales : pré-tectoni-

que, pré-tectonique à syntectonique précoce, syntectonique à tarditectonique, tarditectonique à post-tectonique. Les plutons pré-tectoniques à syntectoniques précoces sont interprétés comme des plutons subvolcaniques, généralement associés au volcanisme basaltique-rhyolitique des complexes volcaniques centraux.

La subdivision du SHT en douze domaines lithotectoniques a des implications économiques étant donné que seulement deux des douze domaines contiennent tous les dépôts polymétalliques (Cu-Zn-Ag-Au) du SHT. Ces domaines (Brouillan-Matagami et Joutel-Raymond), formés d'associations basaltiques à rhyolitiques et interprétés comme des arcs volcaniques, devraient représenter des cibles régionales prioritaires pour l'exploration des dépôts polymétalliques.

Les nombreuses zones de déformation, situées aux contacts volcanosédimentaires, sont le site de tous les dépôts aurifères connus du SHT. La plupart de ces dépôts sont situés au même niveau tectonostratigraphique défini par le contact du domaine basaltique à komatiitique des Cartwright avec le domaine sédimentaire de Taïbi, à proximité de formations de fer régionales. Ce contact est également le site des zones de déformation de Casa-Berardi et de Douay.

Remerciements

Les commentaires de Michel Jebrak (UQAC), Michel Hocq (MER) et Gilles Allard (Georgia University) ont grandement amélioré une version préliminaire de cet article. Nous voudrions également remercier les nombreux géologues des compagnies d'exploration avec qui nous avons eu de nombreuses et fructueuses discussions au cours des cinq dernières années. Les figures sont de l'excellent travail de Ronald Savard, Johane Blais et Sylvie Rhéaume du MER.

Références

- ACSI Géosciences inc., 1987 — Levé gradiométrique couleur, région de Brouillan-Manthet (à l'échelle de 1 : 50 000). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-08, DV 86-09 et DV 86-10.
- ALLARD, G.O. — GOBEIL, A., 1984 — General geology of the Chibougamau region. *Dans* Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. *Édité par* J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 5-19.
- AVRAMTCHEV, L. — LEBEL-DROLET, S., 1981 — Catalogue des gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-744.
- BARRET, T.J. — FRALICK, P.W., 1985 — Sediment redeposition in Archean iron formation : examples from the Beardmore-Geraldton Greenstone Belt, Ontario. *Journal of Sedimentary Petrology*; 55, pages 205-212.
- BEAUDRY, C., 1985 — Région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-07.
- BEAUDRY, C. — GAUCHER, E., 1986 — Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-32.
- CHARTRAND, F. — CATTALANI, S., 1990 — Les dépôts de sulfures massifs du Nord-Ouest québécois. (présent volume)
- DAIGNEAULT, R. — ALLARD, G.O., 1987 — Les cisaillements E-W et leur importance métallogénique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- DEPTUCK, R. — SQUAIR, H. — WIERZBICK, V., 1982 — Geology of the Detour zinc-copper deposits, Brouillan township Quebec. Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 319-342.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — ROCHELEAU, M. — GOULET, N., 1982 — Evolution of the south central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1 : Stratigraphy and paleogeographical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 19, pages 1729-1758.
- DUBÉ, L.M., 1988 — Géologie du complexe volcanique de Joutel. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-39.
- _____ 1989 — Géologie de la région de Joutel-Ruisseau Kistabiche. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 89-10.
- EASDON, M.M., 1969 — A compilation of graphitic occurrences in the Archean part of northwestern Quebec. Master thesis, McGill University; 119 pages.
- FAURE, S. — JEBRAK, M. — BOUILLON, J.J., 1990 — Contrôles tectoniques et minéralisation en Zn-Cu-Ag-Au de Les Mines Selbaie. (présent volume)
- FAVINI, R. — ASSAD, R., 1980 — Prévisions de minerai cupro-zincifère dans le Nord-Ouest québécois — Établissement et prévisions. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-670.
- FRANKLIN, J.M. — SANGSTER, D.M. — LYDON, J.W., 1981 — Volcanic-associated Massive Sulfide Deposits. *Dans* 75th Anniversary Volume — Economic Geology. *Édité par* B. Skinner; pages 485-627.
- GÉLINAS, L. — BROOKS, C. — PERREAULT, G. — CARIGNAN, J. — TRUDEL, P. — GRASSO, F., 1977 — Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. *Dans* Volcanic Regimes in Canada. *Édité par* W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall. Geological Association of Canada; Special Paper 16, pages 265-295.
- GOLDIE, R., 1978 — Magma mixing in the Flavrian pluton, Noranda area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 15, pages 132-144.
- _____ 1980 — Lithostratigraphy and the Distribution of Gold in the South-Central Abitibi Belt of Quebec. *Dans* Geology of Canadian Gold Deposits. *Édité par* R.W. Hodder et W. Petruk. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Paper 24, pages 15-26.
- GROSS, G.A., 1965 — Geology of iron deposits in Canada. *Dans* General geology and evaluation of iron deposits, Vol. I. Geological Survey of Canada; Economic Geology, Report 22.

- HOCQ, M., 1983 — Région de la rivière Gale. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 207-250.
- 1990 — Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-04.
- HUBERT, C. — LUDDEN, J.N., 1986 — Archean wrench-fault tectonics in the Abitibi Greenstone Belt of Canada. *Dans* Workshop on the Tectonic Evolution of Greenstone Belts. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas; January 16-18th.
- HUBERT, C. — MARQUIS, P., 1989 — Structural framework of the Abitibi greenstone belt of Quebec and its implications for mineral exploration. *Dans* Mineralization and Shear Zones. *Édité par* J.T. Bursnall. Geological Association of Canada; Short Course Notes, Volume 6, pages 219-238.
- KHOBZI, C. — FOY, S., 1987 — Rapport de travaux, propriété Massicotte, projet Turgeon d'Exploration Rambo inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 45607.
- IMREH, L., 1982 — Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional : Synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04.
- JENSEN, L.S., 1986 — Mineralization and Volcanic Stratigraphy in the Western Part of the Abitibi Subprovince. *Dans* Volcanology and Mineral Deposits. *Édité par* J. Wood et H. Wallace. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 129, pages 69-87.
- LACROIX, S., 1986 — Géologie de la région Harricana-Grasset (demi-est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-11.
- 1987 — Géologie de la région Harricana-Grasset (demi-ouest). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-13.
- 1990a — Géologie de la région de la rivière Turgeon. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; sous presse.
- 1990b — Géologie de la région de la rivière Harricana (partie nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; sous presse.
- LACROIX, S. — SIMARD, J.M. — THÉBERGE, D. — GENEST, R., 1989 — The Agnico-Eagle Mine. *Dans* Archean gold deposits in the Rouyn-Noranda, Val-d'Or and Chibougamau areas. *Édité par* A. Simard et al. Geological Association of Canada; Field Trip A7.
- LARSON, J.E. — HUTCHISON, R.W., 1988 — Les Mines Selbaie, Québec, Canada : an example of epithermal Zn-Cu-Ag mineralization associated with an archean caldera. Geological Society of America; Abstract with programs, A302.
- LETROS, S. — STRANGWAY, D.W. — TASSILOHIRT, A.M. — GEISSMAN, J.W. — JENSEN, L.S., 1983 — Aeromagnetic Interpretation of the Kirkland Lake-Larder Lake Portion of the Abitibi Greenstone Belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 20, pages 548-560.
- LONGLEY, W.W., 1943 — Région du lac Kitchigama, Territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG-12.
- LUDDEN, J. — HUBERT, C. — GARIEPY, C., 1986 — The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of the Superior Province, Canada. *Geological Magazine*; 123, pages 153-166.
- MARMONT, S., 1986 — Geological Setting of the De-tour Lake Gold Mine, Ontario, Canada. *Gold'86-Proceedings*; Volume 17, pages 1-183.
- MER, 1978 — Fiche de gîte 32 E/10-2. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- MERQ-OGS, 1983 — Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince. Ontario Geological Survey — Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; échelle de 1 : 500 000, cataloguée comme «Map 2484» en Ontario et «DV 83-16» à Québec.
- PATTISON, E.F. — SAUERBREI, J.A. — HANNILA, J.J. — CHURCH, J.F., 1986 — Gold Mineralization in the Casa-Berardi Area, Quebec, Canada. *Dans* Gold'86. *Édité par* A.J. MacDonald. *Proceedings* Volume; pages 170-183.
- PHILLIPS, P., 1987 — The Estrades Deposit. *The Northern Miner Magazine*; Vol. 2, No. 6, pages 14-15.
- PICHÉ, M. — GUHA, J. — SULLIVAN, J. — BOUCHARD, G. — DAIGNEAULT, R., 1990 — Structure, stratigraphie et implication métallogénique — les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami. *Dans* La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. *Édité par* M. Rive et al. Institut canadien des mines et de la métallurgie; présent volume.
- PILOTE, P., 1989 — Géologie de la région de Casa-Berardi, Dieppe, Collet et Laberge. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-43.
- PROULX, M., 1987 — Région du lac Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 88-03, pages 75-77.
- QUESTOR SURVEYS LTD, 1974-76-77 — Levé EM aérien par INPUT MK V — Régions de la rivière Turgeon, de Joutel-Poirier et de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 260, DP 430 et DP 657.
- RELEVÉS GÉOPHYSIQUES INC, 1981-82-84 — Levé EM aérien par INPUT MK VI — Régions de Comptois-Cavelier, de Brouillan-Manthet et du lac Grasset. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 819, DP 866 et DV 84-26.
- 1985 — Levé gradiométrique (couleur), région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-13 à DV 85-18 (6 cartes à l'échelle de 1 : 50 000).
- REMICK, J., 1969 — Géologie de la région d'Harricana-Turgeon. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP-546.
- RIVE, M., 1987 — Cartes de compilation et d'interprétation préliminaires des feuillets SNRC 32 E/6 à 16 et 32 L/1 à 3 (échelle de 1 : 50 000) et SNRC 32 E (échelle de

- 1 : 125 000). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; non publiées.
- ROBERT, F., 1989 — An overview of gold deposits in the Quebec segment of the Abitibi belt. *Dans* Archean gold deposits in the Rouyn-Noranda, Val-d'Or and Chibougamau areas. *Édité par* A. Simard *et al.* Geological Association of Canada; Field Trip A7.
- ROCHELEAU, M., 1980 — Sédimentologie des roches épiciastiques. *Dans* Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec. *Édité par* E. Dimroth et M. Rocheleau. Association géologique du Canada; Excursion A-1, pages 165-175.
- SAWYER, E.W. — CHOWN, E.H., 1989 — Opatica-Chibougamau transect. *Dans* The Abitibi-Grenville Lithoprobe project, 1989 Transect Report and updated proposal, Montréal; June 1989.
- SIMARD, A. — RIVE, M. — VERPAELST, P. — LACROIX, S. — GOBEIL, A. — RACICOT, D. — CHARTRAND, F., 1990 — La ceinture de roches vertes de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois : domaines géologiques et production minérale. (présent volume)
- SHARPE, J.I., 1968 — Geology and sulfide deposits of the Matagami area, Abitibi-East County, Quebec Department of Natural Resources; GR-137.
- SPRINGER, J.S., 1985 — Carbon in Archean rocks of the Abitibi belt (Ontario-Quebec) and its relation to gold distribution. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 22, pages 1945-1951.
- TOURIGNY, G. — HUBERT, C. — BROWN, A.C. — CRÉPEAU, R., 1988 — Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 25, pages 581-592.
- THURSTON, P.C. — CHIVERS, K.M., 1989 — Secular variation in Greenstone Sequence Development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; sous presse.
- WYMAN, D.A. — KERRICH, R. — FRYER, B.J., 1986 — Gold Mineralization Overprinting Iron Formation at the Agnico-Eagle Deposit, Quebec, Canada : Mineralogical, microstructural and geochemical evidence. *Gold'86; Proceedings Volume*, pages 108-123.

LE GÎTE AURIFÈRE CASA-BERARDI EST, QUÉBEC — ÉVOLUTION STRUCTURALE

par

Pierre Pilote¹⁻², Jayanta Guha², Réal Daigneault², François Robert³, Jean-Yves Cloutier⁴ et J.-Paul Golightly⁵

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest, Division des gîtes minéraux et Université du Québec à Chicoutimi.
2. Université du Québec à Chicoutimi.
3. Commission géologique du Canada.
4. Les Mines Casa-Berardi.
5. Inco Gold.

RÉSUMÉ

Les gisements Casa-Berardi Est, Casa-Berardi Centre et Casa-Berardi Ouest, situés dans la sous-province archéenne d'Abitibi, à moins de 300 m de la faille de Casa-Berardi (FCB), sont contenus à l'intérieur d'unités volcanosédimentaires de compositions variées. La FCB, une cassure de comportement fragile, fait partie intégrante de l'évolution structurale d'un couloir de déformation au comportement ductile-fragile, d'envergure régionale, connu sous le nom couloir de Casa-Berardi (CCB). Le CCB est marqué par le développement d'une schistosité mylonitique S_{C1} , plissée et déformée par une seconde schistosité S_{C2} , située à l'intérieur de zones de forte déformation.

Quatre générations de veines de quartz et de fractures ont été identifiées sur les gisements Casa-Berardi. La majeure partie de la minéralisation aurifère économique se présente dans le système de deuxième génération, contenu dans des zones de forte déformation. Ce système se compose de trois types de structures minéralisées : (1) des veines de quartz rubanées; (2) des réseaux de veines et d'épontes silicifiées; (3) des disséminations de sulfures le long de fractures. Une enveloppe d'altération hydrothermale (carbonate), d'âge précoce — pré-tectonique à syntectonique —, entoure les gîtes minéralisés. Cependant, l'altération liée à la mise en place de la minéralisation aurifère est contemporaine à tardive (syntectonique à post-tectonique) par rapport au développement de la déformation progressive dans le CCB. Les caractéristiques géologiques et les morphologies des différentes générations de veines de quartz et fractures développées s'inscrivent dans l'évolution géodynamique du couloir de déformation de Casa-Berardi.

Introduction

Les gisements aurifères Casa-Berardi Est, Casa-Berardi Centre et Casa-Berardi Ouest, auparavant appelés «Golden Pond East», «Golden Pond Main» et «Golden Pond West» (Pattison *et al.* 1986), sont la propriété conjointe des compagnies INCO Gold et Golden Knight. Les gisements sont localisés à environ 180 km au nord de la ville de Rouyn-Noranda.

Ces gîtes, d'âge archéen, sont constitués de veines de quartz aurifères mésothermales — dites de façon plus générale de type filonien («lode gold»; Roberts 1987) — et de disséminations de sulfures riches en or le long de fractures. Une chronologie relative des différentes générations de veines de quartz a été employée pour caractériser l'évolution de la minéralisation. Ces gîtes occupent des zones de cisaillement inverse, à pendage fort, situées tout près ou à l'intérieur de cisaillements majeurs ou cassures régionales de direction E-W. De tels contextes sont bien décrits, entre autres par Roberts (1987), Colvine *et al.* (1988) et Sibson *et al.* (1988).

La présente étude traitera premièrement des contextes stratigraphiques et structuraux régionaux entourant les gîtes Casa-Berardi. Cette section sera suivie d'une discussion portant sur les caractéristiques de l'épisode minéralisateur aurifère principal, en relation avec les structures produites lors de l'évolution de la déformation progressive dans le couloir de déformation de Casa-Berardi.

Historique des travaux d'exploration

La compagnie INCO, par le biais de sa filiale Canico, a effectué ses premiers travaux d'exploration dans la région de Casa-Berardi en 1957. Il s'agissait alors de levés électromagnétiques et magnétiques aéroportés. Un résumé des travaux d'exploration effectués dans cette région est donné au tableau D.1.

Le gîte «Golden Pond Main» ou Casa-Berardi Centre a été découvert en 1981, lors d'une campagne de forage — le sondage n° 40670 ayant le premier signalé cette zone minéralisée. En 1983, la compagnie Golden Knight se joint à l'INCO et obtient une part de 40 % de la propriété en échange de financement de travaux d'exploration. Une première campagne de forage par la méthode dite de «circulation inversée» (échantillonnage du till) a débuté cette année-là et a largement contribué à la localisation des zones anormales (Sauerbrei *et al.*, 1985).

En 1984, le tadem INCO-Golden Knight découvre la zone Casa-Berardi Est et, en 1985, les zones Casa-Berardi Ouest et Casa-Berardi 134 Est — cette dernière correspond au prolongement de la zone Casa-Berardi Centre sur les terrains détenus par Dome Exploration. Les travaux souterrains d'exploration ont débuté à l'automne 1985 dans la zone Est et au printemps 1987 dans la zone Ouest.

La mise en production officielle de la zone Est s'est faite en septembre 1988. La production anticipée était d'environ 600 kg (17 500 onces) d'or pour 1988 et de 1 700 kg (50 000 onces) pour 1989. Elle est de 2 000 kg

(60 000 onces) pour 1990. La mise en production officielle de la zone Ouest est prévue pour l'été 1990. En février 1990, les réserves de ces gîtes s'établissaient ainsi : zone Est, 2,5 millions de tonnes à 8,57 g/t Au; zones Centre et 134E, 4,2 millions de tonnes à 7,54 g/t Au; zone Ouest, 4,72 millions de tonnes à 7,89 g/t Au. Les réserves globales de ces zones totalisent 11,4 millions de tonnes de minerai à 7,91 g/t Au (*The Northern Miner*, 1988 et 1990).

Géologie régionale

Le district minier de Casa-Berardi est localisé dans la partie ouest de la sous-province d'Abitibi de la province du Supérieur (Goodwin & Ridler, 1970; Card & Ciesielski, 1986) du bouclier canadien. La région de Casa-Berardi et le secteur de Matagami-Rivière Turgeon ont été cartographiés par Remick (1969) et plus récemment par Pilote (1987 et 1988) et Lacroix (1986; voir aussi Rive [1987] et Lacroix *et al.* [1990]). Du côté ontarien, Thomson (1937) et Johns (1982) ont cartographié l'équivalent stratigraphique de ces terrains.

Les différentes lithologies rencontrées dans la région de Casa-Berardi (figures D.1 et D.2) sont d'âge archéen, à l'exception de dykes de diabase protérozoïques. Le degré de métamorphisme régional est celui des schistes verts. Les basaltes représentent la lithologie la plus abondante. Ils présentent une affinité tholéiitique dans la région des collines de Dieppe (Lacroix *et al.*, 1990). Les coulées individuelles sont dans la plupart des cas surmontées de petits niveaux de chert, de roches sédimentaires variées et plus rarement de tufs. De minces niveaux de formations de fer rubanées au «faciès oxyde», typiquement riches en magnétite, jaspe et chert sont rencontrés en plusieurs endroits (Pilote 1987 et 1988).

Des volcanites de composition intermédiaire à felsique occupent la partie nord du canton de Collet (Pilote, 1988) et forment le centre felsique de Bradette (Lacroix *et al.*, 1990). Ces roches consistent en des dykes et des coulées. Des lithologies de composition intermédiaire ont également été reconnues dans le canton de Casa-Berardi, à proximité des gîtes Casa-Berardi (Pattison *et al.*, 1986; Verrault, 1989).

Une bande de roches sédimentaires non différenciées, de direction E-W, se situe dans le tiers nord des cantons de Dieppe et de Casa-Berardi (Remick, 1969). Pattison *et al.* (1986) ont défini la séquence lithologique de «Golden Pond» dans la partie méridionale de cette bande. Cette séquence sédimentaire, d'une puissance inférieure à 2 km, englobe les trois gîtes Casa-Berardi. Elle se compose, de la base au sommet, de formations de fer rubanées, de conglomérats, de grauwackes, de siltstones et de mudstones ainsi que d'interdigitions de volcanites mafiques à intermédiaires et porphyriques à cristaux de quartz. La direction des strates est généralement E-W. Leur pendage est subvertical à abrupt vers le nord. Les polarités stratigraphiques reconnues au sud de la faille de Casa-Berardi font habituellement face au nord.

Des intrusions de granitoïdes, dont la composition varie de mésotonalite à hornblende à leucotonalite à

TABLEAU D.1 — Historique des découvertes des gîtes Casa-Berardi

1957-1966-1969	Levés électromagnétiques et magnétiques aériens.
1974	Jalonnement de 13 claims (11 seulement seront éventuellement conservés). Levés géophysiques au sol.
1975	Première campagne de forage totalisant 7 trous.
1981	Levés électromagnétiques aériens. Découverte par le forage n° 40670 de la zone Casa-Berardi Centre ou «Golden Pond Main». Jalonnement, durant l'été, de 590 claims. Forages à l'automne.
1982	Forages, levés géochimiques et géophysiques au sol. Jalonnement de 234 nouveaux claims. Prise d'une option sur les 17 claims contigus et détenus par Dome Exploration.
1983	Golden Knight se joint à INCO et obtient une part de 40 % sur la propriété en échange de financement de travaux d'exploration. Jalonnement de 30 claims supplémentaires. Levés géophysiques, sondages au diamant et début d'une campagne de forages par circulation inversée.
1984	Levés géophysiques et forages au diamant. Découverte de la zone Casa-Berardi Est.
1985	Campagnes de forages au diamant et de forages par circulation inversée. Découvertes des zones Casa-Berardi Ouest et 134 Est (la continuité de la zone Casa-Berardi Centre sur les terrains de Dome Exploration). Calcul des réserves et tests de récupération de l'or. Construction à l'automne d'une rampe d'exploration dans le secteur Casa-Berardi Est.
1986	Exploration et développement souterrains dans la zone Est. L'étude de faisabilité complétée indique des réserves de minerai de 2 531 700 tonnes à 8,71 g/t Au. La rampe est immergée à l'automne.
1987	La zone Est est réouverte. Début de la phase II des travaux souterrains d'exploration. Construction d'une ligne électrique, de bâtiments et d'un moulin, et rénovation de la route d'accès. Fonçage d'une rampe dans la zone Ouest.
1988 à 1990	En septembre, mise en production officielle de la zone Est. Les travaux d'exploration et de développement souterrains se poursuivent dans la zone Ouest, au niveau 200 m, et se continuent en 1989 au niveau 300 m; construction des aménagements de surface. En 1989, découverte de nouvelles minéralisations aurifères au nord-est de la zone Est. La mise en production de la zone Ouest est prévue pour l'été 1990.

biotite, se trouvent dans les secteurs sud et est de cette région. Les relations de recoupement par dykes sont fréquentes entre les différents faciès. Ceux-ci et plusieurs autres identifiés par Hocq (1987) sont regroupés pour l'instant sous l'appellation de «pluton de Mistaouac», d'âge précoce (prétectonique à syntectonique; Lacroix *et al.*, 1990). Dans la partie sud des cantons de Boivin et de Paradis, ces différentes tonalites se situent dans un domaine distinct constitué de gabbro folié et de mésotonalite et mélatonalite regroupés sous le nom de «complexe de Boivin» (Pilote, 1988).

Géologie structurale

FABRIQUE TECTONIQUE RÉGIONALE

Les roches de la région présentent une schistosité régionale, variant de faiblement développée dans la région des collines de Dieppe à fortement développée dans le canton de Casa-Berardi. Cette schistosité montre une direction régulière ENE et un pendage subvertical à abrupt vers le sud. Elle est coplanaire avec le plan axial de petits plis parasites. Les axes de plis mesurés plongent le plus souvent de 65 à 80° vers l'WSW. Ces plis ont la forme de «Z» et «M» dans la partie nord du canton de Dieppe et la forme de «M» et «S» dans la partie sud. Toutefois, il n'y a pas d'évidences supplémentaires de terrain pour supporter la présence d'un pli d'envergure régionale. La schistosité régionale ne contient pas de linéation d'étirement dans le secteur des collines de Dieppe. Sa trajectoire est légèrement déviée par les failles NNW et NNE. Cette schistosité régionale est, pour l'instant, distinguée des autres schistosités notées dans les couloirs de déformation (nommées Sc qui signifie «schistosité de couloir»).

COULOIRS DE DÉFORMATION ET FAILLES

Les cantons de Dieppe, de Casa-Berardi, de Collet et de Laberge possèdent trois couloirs de déformation de comportement ductile-fragile (Ramsay & Graham, 1970; Ramsay, 1980) d'envergure régionale (figure D.1). Leurs dimensions et leur étendue sont approximatives pour l'instant.

Le couloir de déformation de Casa-Berardi (CCB), situé dans la partie nord des cantons de Dieppe et de Casa-Berardi, s'étend sur 60 km au moins, soit de la frontière ontarienne jusqu'au canton d'Estrées (figure D.1). Sa largeur varie de 4 à 6 km. Il affecte à la fois les lithologies sédimentaires et volcaniques. Le CCB est recoupé à angle prononcé par des cassures de type fragile dont un exemple bien connu est la faille de Casa-Berardi (FCB). Il est important de distinguer entre la FCB proprement dite, une étroite zone graphiteuse et très schisteuse de 0,5 à 5 m d'épaisseur, et la structure beaucoup plus large représentée par le couloir de déformation de Casa-Berardi qui contient la FCB. Le gîte polymétallique «Golden Hope» se trouve à l'intérieur de ce couloir, en direction est, dans le canton d'Estrades.

Les principales caractéristiques du CCB sont : (1) une intensité de déformation généralement élevée avec par endroits des aires très déformées qui côtoient d'autres aires peu déformées de forme lenticulaire; (2) la répétition de lithologies causée par des plis serrés asymétriques de toutes les échelles (figure D.3); (3) la présence de cisaillements multiples, espacés, d'intensité variable; (4) la transposition, avec l'accroissement de l'intensité de la déformation, de la stratigraphie (S_0) à la direction générale de l'anisotropie principale du couloir (S_{c1}). La schistosité S_{c1} est caractérisée par l'orientation préféren-

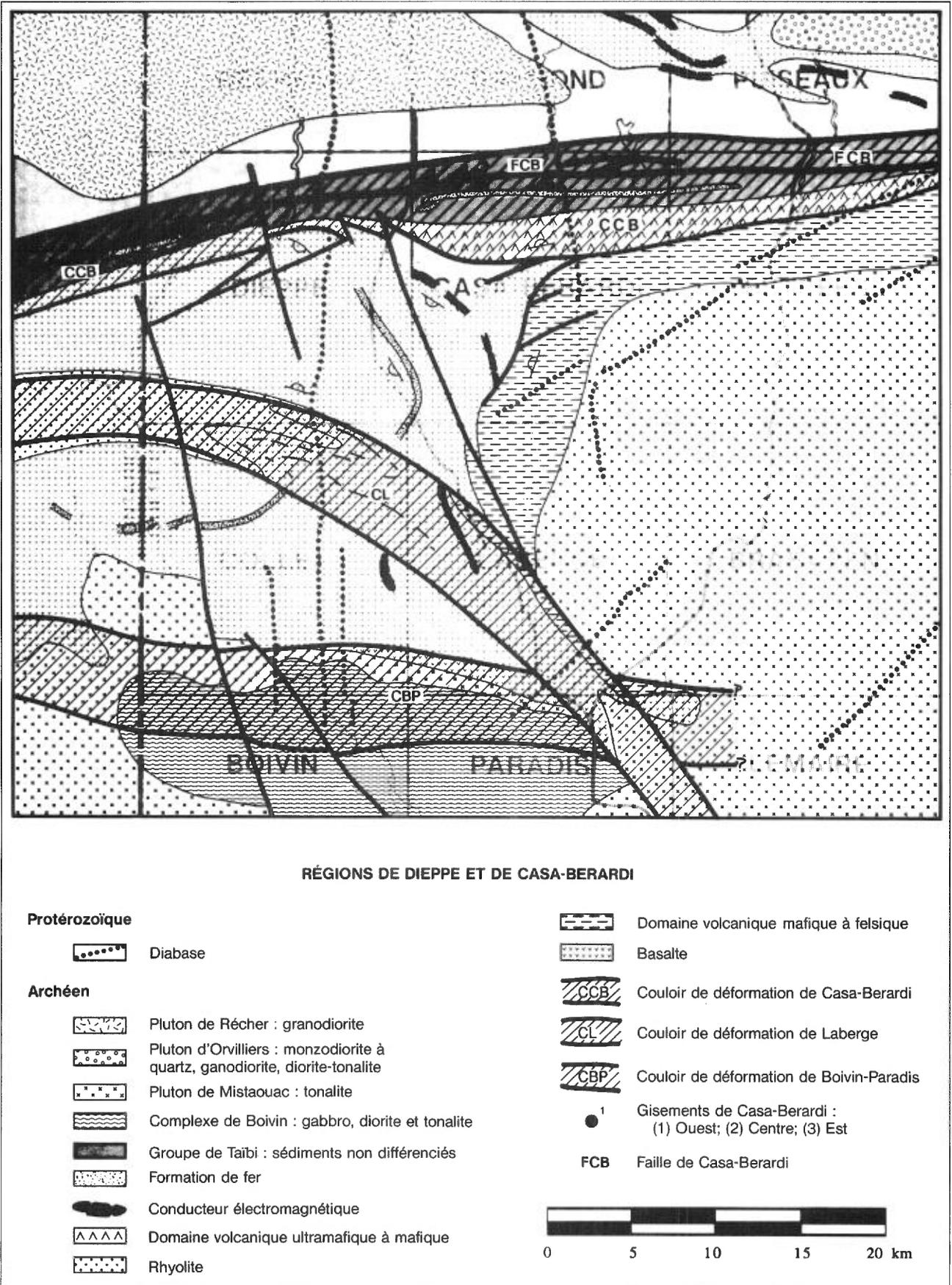


FIGURE D.1 — Géologie simplifiée des régions de Dieppe et de Casa-Berardi. Modifiée de Remick (1969), Johns (1982), Rive (1987), Pilote (1987 et 1988) et Lacroix *et al.* (1990).

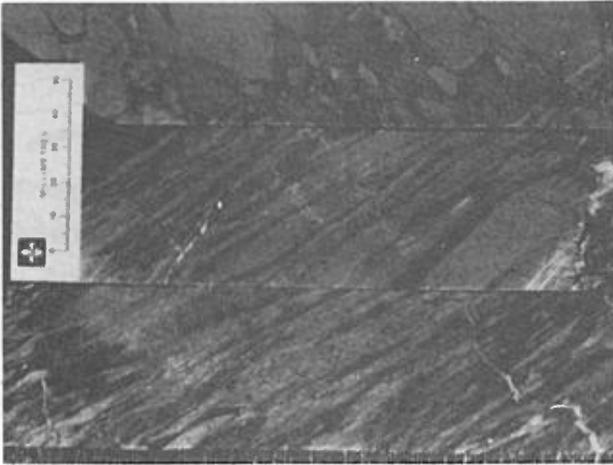


FIGURE D.2 — Progression de l'intensité de la déformation dans une unité conglomératique contenant des fragments d'origine volcanique et sédimentaire. Il y a environ 30 m entre le premier échantillon (celui du haut) peu à non déformé et le troisième (celui du bas) fortement déformé, où les fragments sont transposés par la schistosité Sc_1 . Ces échantillons proviennent d'un forage effectué à environ 150 m au sud de la mine Casa-Berardi Est.

tielle des phyllosilicates et l'appauvrissement des fragments (figure D.2). Cette schistosité est généralement d'aspect mylonitique; (5) la présence de deux générations de rubanement d'ankérite (figure D.3). Le plan d'anisotropie Sc_1 contient une linéation d'étirement qui plonge de 70 à 80° vers l'WSW (figure D.4). Cette linéation est bien illustrée par l'allongement des fragments dans certaines unités bréchiformes. La première génération de rubanement d'ankérite est contenue dans la schistosité Sc_1 . À l'intérieur du CCB, les plans S_0 et Sc_1 sont généralement subparallèles entre eux et présentent par endroits des plis non cylindriques ressemblant à des plis en fourreau (figure D.5). Le petit nombre d'affleurements présents dans ces secteurs empêche d'apprécier l'étendue régionale de ces phénomènes.

De plus, le CCB est caractérisé par le développement d'une deuxième schistosité (Sc_2) qui lui est subparallèle en direction et qui se superpose à Sc_1 . Les plans Sc_2 comprennent la seconde génération de rubanement d'ankérite et montrent une réorientation plus ou moins prononcée des phyllosilicates déjà présents. Ces plans sont

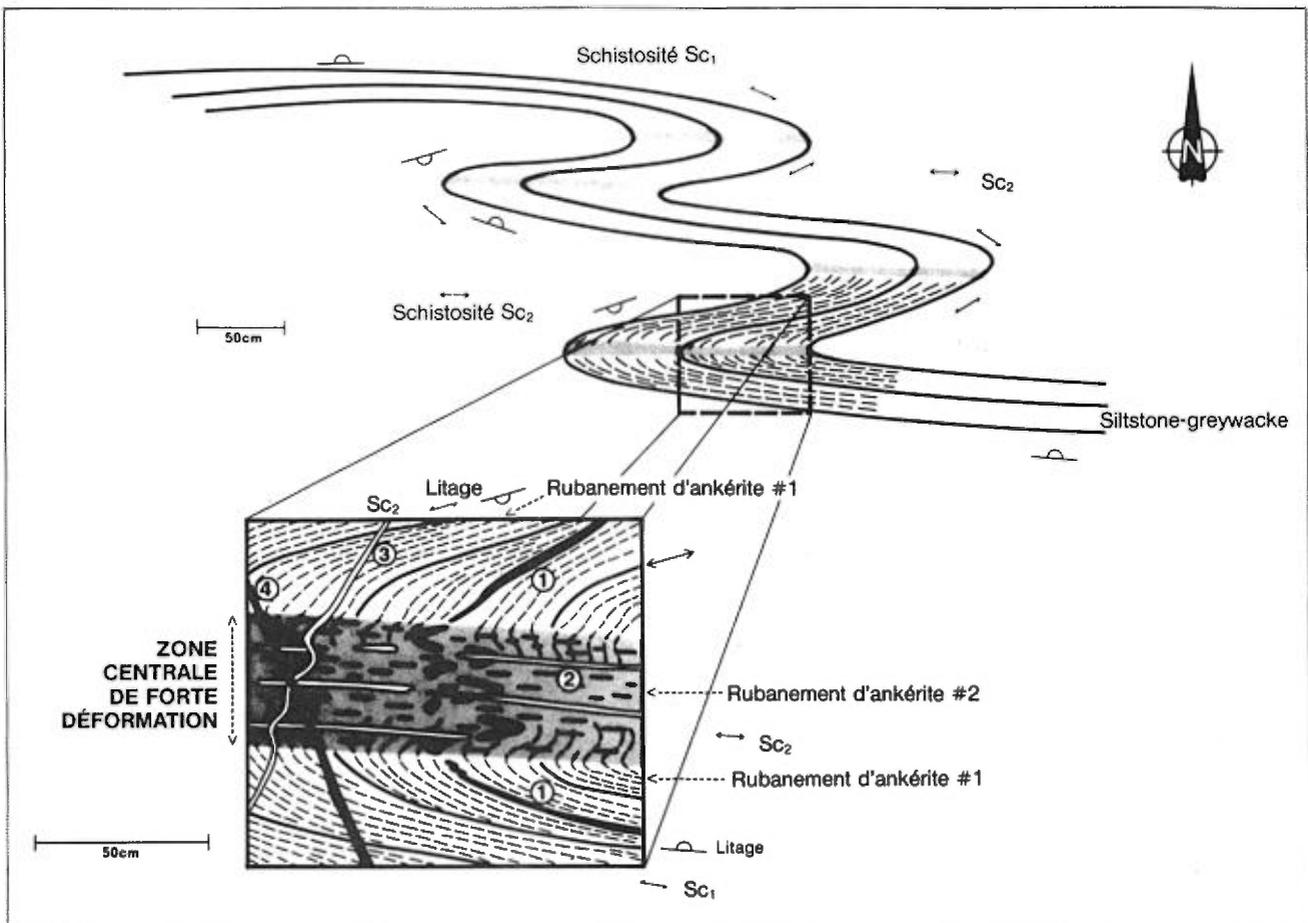


FIGURE D.3 — Représentation simplifiée en plan d'une zone de déformation de forte intensité située à l'intérieur du couloir de déformation de Casa-Berardi (CCB). Quatre générations de veines de quartz, de (1) à (4), et deux générations de rubanement d'ankérite sont identifiées. Les veines de quartz de la deuxième génération, contenant la plus grande partie de la minéralisation aurifère économique, présentent des évidences d'injections multiples (rubans de quartz) et du boudinage. Les veines de la première génération sont fortement plissées, boudinées et lacérées tandis que les veines des troisième et quatrième générations sont pratiquement non déformées. La stratigraphie SW est subparallèle ou transposée à la schistosité Sc_1 qui contient la première génération de rubanement d'ankérite. Ces plans sont tous plissés par les plans Sc_2 qui s'anastomosent entre eux selon une direction E-W. La plongée de ces plis est généralement abrupte vers l'ouest. Affleurement situé à 800 m au nord-est du gîte Casa-Berardi Est. Voir le texte pour plus de détails.

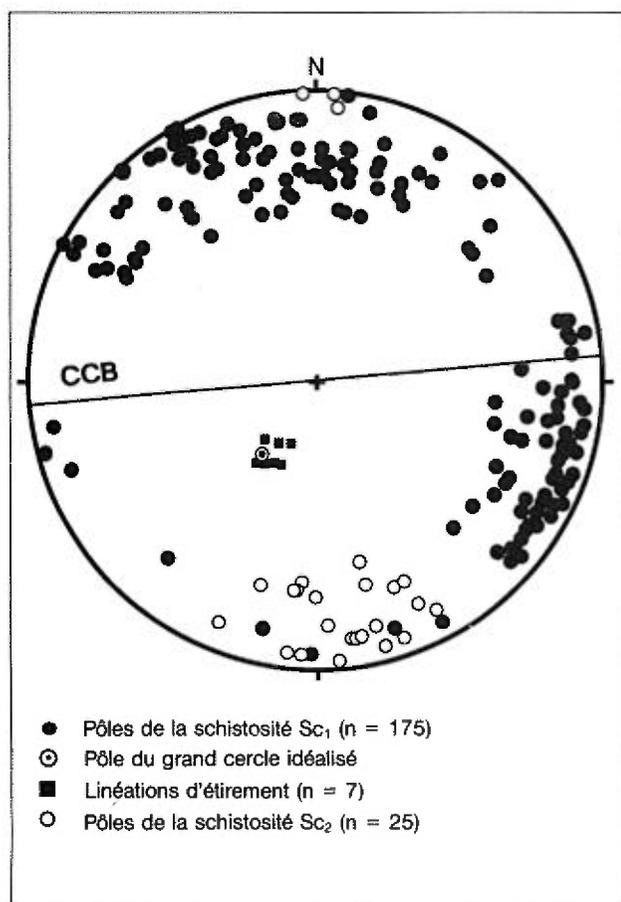


FIGURE D.4 — Éléments structuraux du couloir de déformation de Casa-Berardi. Ces données proviennent de la mine Casa-Berardi Est et des secteurs voisins. Projection équiaire, hémisphère inférieur.



FIGURE D.5 — Plis non cylindriques ressemblant à des plis en fourreau montrés par une formation de fer rubanée. Ce type de pli est observé uniquement à l'intérieur de zones de forte déformation, là où la schistosité Sc_2 est bien développée. Même localisation que la figure D.3.

généralement soulignés par le développement abondant de séricite, à l'intérieur de zones schisteuses et en bordure des veines de quartz. La schistosité Sc_2 constitue globalement le plan axial de nombreux plis en «Z», d'asymétrie constante. Ces plans ont déformé la schisto-

sité Sc_1 ainsi que le rubanement d'ankérite de première génération, à l'intérieur de zones de déformation de forte intensité (figure D.3). Ces zones sont de direction générale E-W et à pendage abrupt vers le nord. À l'échelle du CCB, les zones de forte déformation croissent en intensité et en largeur en s'approchant de la faille de Casa-Berardi.

Certains chercheurs notent également le développement de plis asymétriques et de plis en fourreau dans des zones de cisaillement ou couloir de déformation analogues au CCB (Berthé & Brun, 1980; Platt, 1983; Daigneault & Allard, 1987; Robert, 1989). Avec l'augmentation de la déformation, ces différents plis parasites peuvent être préservés par endroits grâce au cloisonnement de la déformation («déformation partitioning») ou encore être oblitérés par d'autres structures ou détruits.

Le CCB juxtapose des ensembles lithostratigraphiques distincts avec des polarités opposées par endroits (figure D.1). Ainsi, le domaine compris à l'intérieur du CCB comprend la totalité de la «séquence Golden Pond» et également une mince bande de volcanite située du côté sud de ces roches sédimentaires. Les strates montrent généralement une direction E-W et présentent une polarité habituellement nord. À l'opposé, le domaine des collines de Dieppe est composé de laves mafiques montrant un empilement d'orientation NNW-SSE et des polarités faisant face au SW. L'existence de corrélations stratigraphiques entre ces deux domaines demeure hypothétique.

Le CCB comprend un réseau de failles d'orientation ENE à E-W. Ce réseau est bien illustré par la faille de Casa-Berardi ou «FCB» (figure D.1; Pattison *et al.*, 1986). Il s'agit d'une discontinuité au comportement fragile, orientée globalement ENE — avec un pendage subvertical à abrupt vers le nord — et localisée dans les environs des gîtes Casa-Berardi. La FCB recoupe la stratigraphie (S_0) ainsi que les plans Sc_1 et Sc_2 avec un angle faible (figures D.6 et D.7). Cette faille se situe à l'intérieur d'une formation de fer au «faciès sulfures», riche en graphite et située dans la partie supérieure de la «séquence Golden Pond» (Pattison *et al.*, 1986). La présence de graphite — détectée à partir des levés électromagnétiques aéroportés, de la frontière ontarienne jusqu'au canton d'Estrées (MRN, 1973) — permet d'extrapoler la trace de cette faille sur une distance supérieure à 60 km en direction E-W.

Un deuxième couloir de déformation, appelé couloir de Boivin-Paradis (CBP), présente une orientation ESE-WNW à E-W et une largeur supérieure à 4 km (Pilote, 1988). Il affecte une grande partie du complexe de Boivin, les leucotonalites adjacentes et les volcanites mafiques de la partie sud des cantons de Collet et de Laberge. Un troisième couloir, le couloir de Laberge (CL) (Pilote, 1988), a une direction NW. Les deux derniers couloirs mentionnés, même si aucun gîte aurifère d'importance n'y a été découvert jusqu'à ce jour, présentent certaines des caractéristiques structurales du CCB. Une analyse portant sur les différences et similitudes existant entre ces divers couloirs de déformation est présentement en cours (Pilote *et al.*, en préparation).

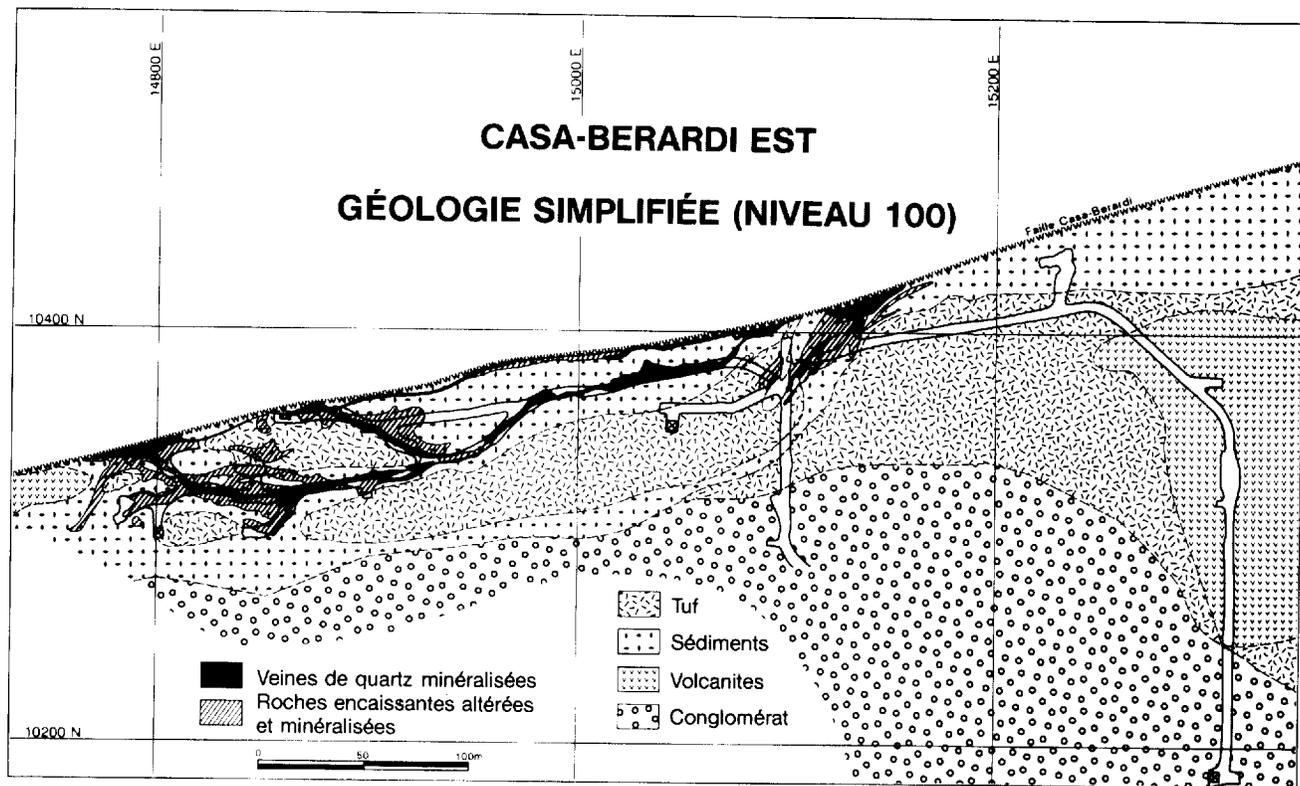


FIGURE D.6 — Géologie simplifiée du niveau 100, mine Casa-Berardi Est.

Gîte Casa-Berardi Est

CONTEXTE LOCAL

Les gîtes Casa-Berardi, répartis sur une distance de 5 km en direction E-W, se situent tous à l'intérieur du CCB. L'association spatiale entre ces gisements et la faille de Casa-Berardi (FCB) est un fait bien connu dans cette région (Pattison *et al.*, 1986) — les gisements se retrouvent tous à moins de 300 m de la trace de la faille de Casa-Berardi (figure D.1).

L'environnement géologique immédiat des gisements est marqué par la présence de conglomérats, de grau-wackes, d'argilites et de formations de fer rubanées, intercalées avec des unités volcaniques et pyroclastiques bréchiques de compositions variées.

MINÉRALISATIONS

Les minéralisations aurifères économiques des gisements Casa-Berardi sont issues principalement des veines de quartz. Quatre générations de veines de quartz et de fractures ont été identifiées dans ces gîtes (figure D.3). La majorité des minéralisations aurifères économiques se situent dans le réseau de deuxième génération. Ce réseau est composé de trois types de structures minéralisées : (1) des veines rubanées (de type « ribbon »; McKinsty & Ohle, 1949; Robert & Brown 1986a) de quartz-dolomite-ankérite-pyrite-arsénopyrite; (2) des « stock-works » quartzifères et des imprégnations siliceuses diffuses; (3) des disséminations riches en sulfures (arsénopy-

rite et pyrite accompagnées par endroits de fuchsite) le long des épontes schisteuses et fracturées, les fractures étant colmatées à quelques endroits par des veines de quartz. Ces différents systèmes minéralisés se développent plus particulièrement à l'intérieur et en bordure d'unités volcaniques-pyroclastiques, près du contact avec des roches sédimentaires (figures D.6 et D.7). Les minéralisations de types (1), (2) et (3) se rencontrent aux gîtes Casa-Berardi Est et Casa-Berardi Centre, tandis que les types (1) et (2) dominent à la mine Casa-Berardi Ouest.

L'attitude des différentes générations de veines et les assemblages d'altération associés à chacune sont caractéristiques à l'intérieur du CCB (figure D.3). Les veines de quartz de première génération sont habituellement subparallèles à la schistosité Sc_1 . Là où elles sont recoupées par des zones de forte déformation, ces veines sont fortement plissotées et lacérées. Elles se présentent alors typiquement sous la forme de charnières isolées dans une matrice très schisteuse et fortement carbonatée (figure D.3).

Comme mentionné précédemment, la plus grande partie de la minéralisation aurifère se situe dans les veines de deuxième génération. Ces veines, de dimensions variables, font de quelques centimètres à plus de 3 m d'épaisseur par des dizaines de mètres de longueur. À la mine Casa-Berardi Est, au niveau 100 m, le système principal de veines de quartz minéralisées est localisé du côté sud de la FCB (figures D.6 et D.7), dans des zones de cisaillement inscrites à l'intérieur de zones de forte déformation. La schistosité Sc_2 souligne ces zones et est subparallèle à ces veines. Les textures en ruban présentées

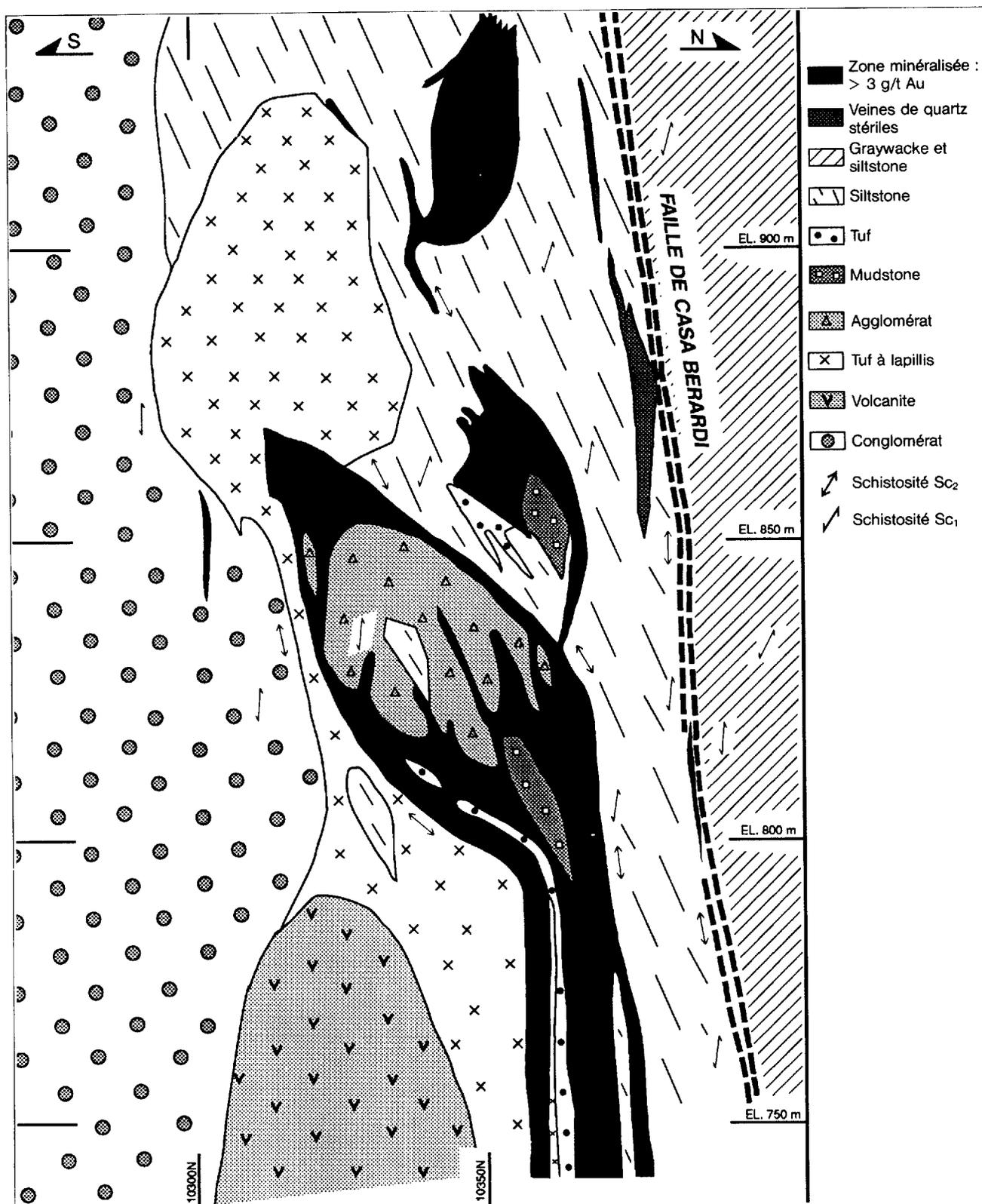


FIGURE D.7 — Coupe géologique simplifiée 149-40 Est, montrant le contour des zones minéralisées de toutes catégories, des veines et des disséminations, contenant plus de 3 g/t Au. Mine Casa-Berardi Est.

par ces veines et les fragments foliés d'éponte qu'elles contiennent appuie l'idée d'ouvertures répétées et d'injections multiples le long du contact encaissant-

veine, à l'intérieur d'un régime global en raccourcissement nord-sud. Les veines montrent aussi un boudinage plus ou moins prononcé. En coupe, le système principal

de veines présente un développement anastomosé et il est nettement oblique à la schistosité Sc_1 . De plus, la FCB recoupe ce système minéralisé (figures D.6 et D.7).

Les épontes, en bordure des veines, sont fortement déformées et prennent généralement l'aspect de schistes sur de grandes épaisseurs, particulièrement en bordure de la FCB. Par endroits, ces épontes ont été identifiées incorrectement par des termes de lithologies sédimentaires peu déformées.

Un réseau de veines de quartz de tension a été, jusqu'à ce jour, identifié uniquement au niveau 125 m, au travers-banc 149-13 Est de la mine Casa-Berardi Est (figure D.8, [a]). La direction de ce réseau varie de 285 à 300° et son pendage de 30 à 50° vers le nord. La teneur en or de ces veines de tension est d'environ 10 g/t. Elles recoupent les schistosités Sc_1 et Sc_2 . Ce réseau se rattache à une veine de quartz de direction E-W ($260^\circ/62^\circ$), encaissée dans un cisaillement. Cette veine de cisaillement («shear vein»), possédant les caractéristiques du système minéralisé de seconde génération, a une extension latérale qui atteint approximativement 30 m. Ce réseau en tension s'étend sur une longueur E-W d'environ 150 m. Un léger décrochement est visible au contact des deux types de veines (figure D.8, [a]). La forte obliquité existant entre la zone de cisaillement, de pendage nord, et la schistosité Sc_1 , de pendage subvertical à abrupt vers le sud, ainsi que l'entraînement observé de la veine de tension suggèrent un mouvement à composante inverse, le bloc nord chevauchant le bloc sud (figure D.8). Ce réseau de tension fait partie intégrante du développement du système minéralisé de veines de deuxième génération.

Le mode de propagation des veines de tension est bien illustré sur le mur du travers-banc 149-13 Est, où au

moins trois veines de quartz de faible pendage forment un système qui atteint une extension minimale de 45 m selon un axe N-S (figure D.8, [a]). La jonction entre la veine de tension n° 1 et la veine de cisaillement E-W est soulignée par une densité de veines et de fractures élevées, beaucoup plus accentuée du côté sud de la veine de cisaillement. Les veines de tension sont d'importance mineure ou non développées du côté nord. En direction sud, la veine de tension n° 2 diminue d'épaisseur pour finalement disparaître dans le toit. Près de cette terminaison apparente, une multitude de veinules de quartz perpendiculaires joignent plus ou moins efficacement la veine de tension n° 2 à une troisième petite veine de tension à la base du mur. L'épaisseur de la veine n° 3 augmente avec la disparition de la veine de tension n° 2. La jonction entre les veines de tension n° 1 et n° 2 a un aspect semblable (figure D.8, [a]).

De part et d'autre de la veine de tension n° 1, il y a beaucoup de veinules de tension et d'apophyses qui lui sont subparallèles, lesquelles sont de peu à modérément plissotées. Les veines de plus petite épaisseur semblent davantage sensibles à ce plissement. Ceci implique que ce type de veines de tension s'est mis en place vers la fin de la phase de déformation principale marquée par le développement des plans Sc_1 et Sc_2 . Cette séquence implique aussi que la schistosité Sc_1 a accommodé, par glissement différentiel le long de ses plans, une partie de la déformation, puisque les contraintes locales n'étaient plus alors suffisamment élevées pour rupturer ou boudiner les veines de tension. Ce comportement contraste avec les veines de quartz de première génération, parallèles à la schistosité Sc_1 (figure D.3), qui sont plissotées, lacérées et boudinées à l'intérieur de zones de forte déformation.

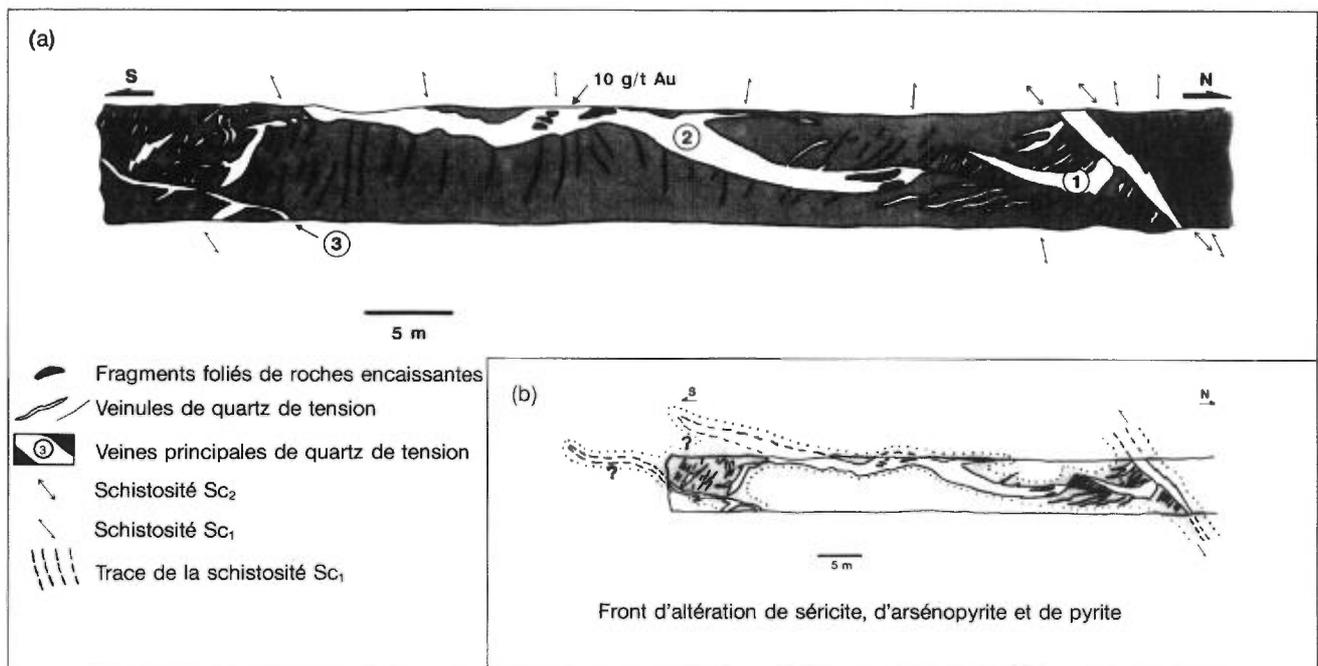


FIGURE D.8 — En a, représentation schématisée d'un réseau composé de trois veines de quartz de tension, numérotées 1, 2 et 3. La première veine de tension se rattache à une veine de quartz encaissée dans un cisaillement (coupe 149-13 Est, mine Casa-Berardi Est). En b, représentation idéalisée de l'étendue des fronts d'altération de séricite et de sulfures, d'épaisseur asymétrique, de part et d'autres des veines de tension.

Les veines de troisième génération sont plissotées légèrement tandis que celles de quatrième génération ne le sont pratiquement pas (figure D.3). Ces deux dernières générations de veines ne contiennent pas de quantité significative d'or. De plus, les morphologies peu à non déformées, présentées par ces types de veines, indiquent qu'elles sont apparues vers la fin de l'évolution géodynamique du CCB.

ALTÉRATIONS

Les lithologies encaissant les veines minéralisées sont fortement carbonatées, silicifiées, chloritisées et séricitisées. La tourmaline et le chloritoïde sont présents par endroits (Pattison *et al.*, 1986). Les fronts d'altérations, en bordure des veines minéralisées, présentent des zonations d'échelle variable : (1) une carbonatation extensive enveloppe les gîtes à l'intérieur du CCB — il y a une transition rapide de calcite à dolomite à ankérite, à partir de l'encaissant non altéré en direction des veines de quartz minéralisées; (2) une zonation séricite-chlorite à l'échelle des veines, dans laquelle la séricite se développe généralement en bordure immédiate des structures minéralisées et habituellement aux dépens de fronts chloriteux plus larges. Ces caractéristiques communes aux gîtes aurifères archéens de type filonien ont été notées, entre autres, par Kishida & Kerrich (1987) pour le gisement de Kerr-Addison et par Roberts (1987).

Un front d'altération, se propageant asymétriquement de part et d'autre des veines de quartz de tension, est souligné par une zone d'intense séricitisation contenant de 5 à 7 % d'arsénoopyrite disséminée et de 3 à 5 % de pyrite disséminée (figure D.8, [b]). Une zone plus large, riche en carbonate de fer, enveloppe les veines minéralisées. Ce front de séricite-sulfures s'étend sur une épaisseur de 50 cm à 1 m, au-dessus des veines de tension, et sur une épaisseur de 25 à 50 cm au-dessous de ces dernières. Au-delà du front de séricitisation, la chloritisation est l'altération dominante et le contenu en arsénoopyrite et en pyrite diminue alors abruptement à moins de 1 %. Cette asymétrie dans l'envergure des fronts d'altération, autour de veines de tension de faible pendage, est aussi observée à la mine Sigma par Robert & Brown (1986b). Les veines de tension contiennent de nombreux fragments schisteux séricitisés et minéralisés, identiques par leur aspect aux épontes qui sont directement en contact avec ces veines (figure D.8, [a]). Une faible quantité d'arsénoopyrite est disséminée le long de fractures dans le quartz des veines et enrobe des fragments schisteux. Autour de la veine de tension n° 3, à l'extrémité sud du travers-banc 149-13 Est (figure D.8, [b]), les sulfures disséminés sont encore présents, mais à une intensité moindre.

Discussion et conclusion

La morphologie interne du CCB semble être constante à toutes les échelles. Ainsi le litage S_0 apparaît subparallèle ou est fortement transposé à la schistosité Sc_1 , représentant l'anisotropie principale du CCB. Les plans

Sc_1 et le litage, là où ils peuvent clairement être distingués, sont plissés par la schistosité Sc_2 , à l'intérieur de zones de forte déformation. Ces plis sont d'asymétrie régulière en forme de «Z» à l'intérieur du CCB. Une conséquence importante de cette géométrie est que le litage S_0 et la schistosités Sc_1 vont apparaître habituellement subparallèles entre eux en coupe, sauf en bordure et à l'intérieur de ces zones de forte déformation ou encore dans certaines zones protégées moins déformées. Les plans Sc_1 et Sc_2 sont nettement obliques en coupe. Une estimation de l'orientation originale de la stratigraphie par rapport à ces zones de déformation donne une direction WNW.

La linéation d'étirement développée dans la schistosité Sc_1 plonge de 70 à 80° vers l'ouest. Certains indicateurs cinématiques employés sont : (1) l'obliquité en coupe entre les plans Sc_1 et un groupe d'éléments planaires — constitué de la schistosité Sc_2 , des veines de quartz de deuxième génération et de la FCB (figure D.7); (2) l'asymétrie démontrée par les veines de deuxième génération en bordure de la FCB; (3) les relations angulaires montrées par le réseau de veines de tension qui se rattache à une veine de quartz encaissée dans un cisaillement (figure D.8, [a]). Ces éléments, lorsque mis en relation avec la linéation d'étirement (figure D.4), suggèrent qu'un mouvement inverse — à rejet dans le sens du pendage des zones de failles ou légèrement oblique et avec une faible composante horizontale dextre — a pris place à l'intérieur du CCB, la partie nord surmontant la partie sud. Les plis asymétriques et la présence de discontinuités subsidiaires au sein du couloir expliquent la répétition systématique d'unités lithologiques. L'occurrence des plis asymétriques et non cylindriques illustrent vraisemblablement la complexité croissante des morphologies internes du couloir avec l'augmentation de la déformation. Des relations similaires sont observées ailleurs dans d'autres couloirs de déformation situés dans la province du Supérieur (Andrews *et al.*, 1986; Bell, 1978 et 1981; Bell & Hammond, 1984; Daigneault & Allard, 1987).

Il existe une relation spatiale marquée entre les meilleurs teneurs en or, certaines veines de quartz et la faille de Casa-Berardi. Comme mentionné par Pattison *et al.* (1986), la FCB est une structure mineure en termes d'intensité de déformation et d'épaisseur. La FCB tronque les gîtes minéralisés et s'avère vraisemblablement postérieure à la mise en place de ces derniers. Ainsi, la FCB représente probablement, dans l'évolution géodynamique du CCB, une réactivation tardive, de type fragile, d'une zone de forte déformation ou de certains plans Sc_2 . En terme de niveau de déformation, les principales structures à l'intérieur du CCB sont les nombreuses zones de forte déformation qui toutes montrent les mêmes morphologies et se disposent en motifs représentatifs de la déformation hétérogène anastomosée au fur et à mesure qu'on s'approche de la FCB (figures D.6 et D.7). L'épaisseur et la continuité E-W des zones de forte déformation croissent aussi en s'approchant de la FCB. Une façon de produire ces patrons anastomosés consiste en une déformation coaxiale (figure D.9, [c]). Des zones

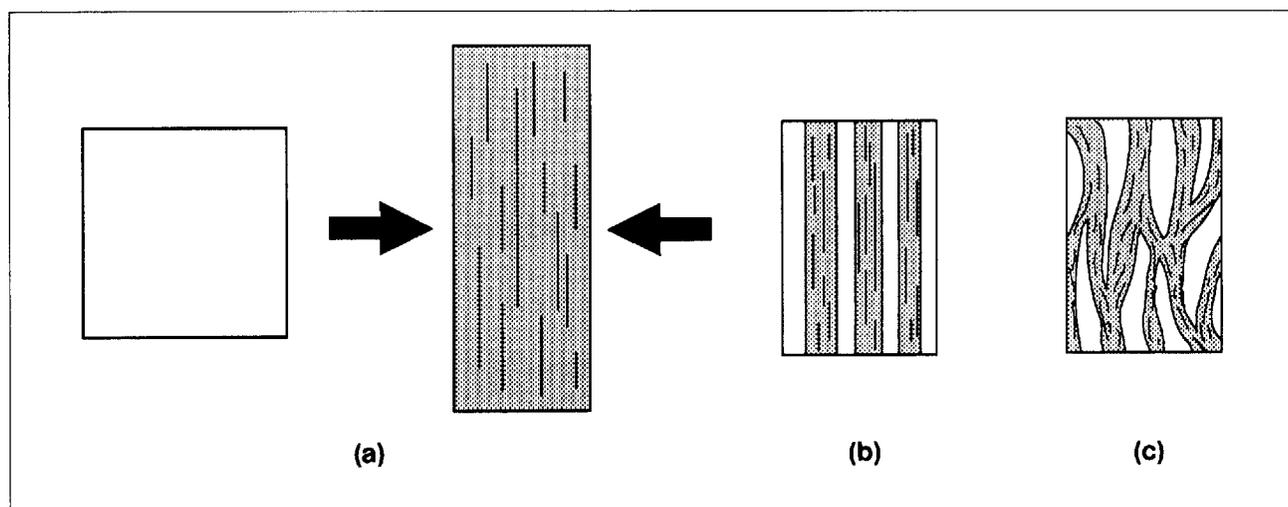


FIGURE D.9 — Différents aspects de la déformation coaxiale selon les types de lithologie présents et l'intensité de la déformation : en a, déformation homogène de l'ensemble; en b, déformation hétérogène de forte intensité par couloirs ou par zones d'épaisseur régulière; en c, déformation hétérogène de forte intensité par couloirs ou par zones anastomosées. Modifiée de Daigneault (1989).

de forte déformation d'épaisseur régulière (figure D.9, [b]) sont aussi observées à la mine Casa-Berardi Est, mais sont moins abondantes que celles de type anastomosé.

Le système de veines de quartz minéralisées de deuxième génération et les disséminations de sulfures (arséno-pyrite et pyrite) riches en or se trouvent bordés ou contenus dans la schistosité Sc_2 , à l'intérieur de zones de forte déformation. Dans le cas des veines de quartz, il semble que chacune puisse être représentée comme le site d'une zone de déformation fragile-ductile qui s'est ouverte pour ensuite être colmatée par le quartz. En l'absence de veines de quartz, les zones de forte déformation sont signalées par des concentrations de sulfures disséminées dans les plans Sc_2 des schistes plus ou moins séricitisés. La présence de ces concentrations de sulfures disséminées soulignent ainsi les sites parcourus par le fluide hydrothermal minéralisateur.

L'altération la plus fréquente, autour des gîtes Casa-Berardi, est la carbonatation. Celle-ci se présente à deux échelles : (1) comme une enveloppe d'envergure régionale contenue principalement dans la schistosité Sc_1 et observée autour des gisements. Il y a alors zonation des carbonates en s'approchant des gîtes minéralisés — soit de calcite-dolomite à ankérite et finalement à calcite (Pattison *et al.*, 1986); (2) à l'échelle des veines, là où il y a une zonation séricite-chlorite. Ces observations suggèrent qu'une première phase d'altération hydrothermale (de grande envergure) en carbonates contenue dans les plans Sc_1 , est survenue avant la mise en place de la minéralisation aurifère. La partie de l'altération, bordant immédiatement les veines minéralisées et constituée de séricite, de chlorite et de carbonate de type ankérite, représente probablement les produits d'un second système hydrothermal plus tardif ou plus évolué que le premier. Les minéraux d'altération constituant ce système tardif semblent contemporains du développement du CCB puisqu'ils sont compris dans les éléments planaires Sc_2 , associés à l'évolution de la déformation pro-

gressive dans ce couloir. Les veines de tension de faible pendage et leur enveloppe de minéraux d'altération sont d'autre part reprises par des mouvements tardifs de type ductile-fragile à l'intérieur du CCB. Il apparaît ainsi que la minéralisation aurifère est synchronisée au développement progressif de certains mouvements d'âge relativement tardif à l'intérieur du CCB. Ces observations appuient l'idée que l'activité du CO_2 a contribué, durant une longue période, au développement de certains faciès d'altération ainsi qu'à la mise en place de l'or (Kerrich & Fyfe, 1981; Dubé *et al.*, 1987). Des zonation semblables, au niveau des minéraux carbonatés, ont été notées par Cameron (1988) sur d'autres terrains archéens. Il suggère un mécanisme où intervient l'action successive de deux fluides hydrothermaux d'âges différents. Un tel scénario peut probablement s'appliquer à la région de Casa-Berardi.

L'intensité, l'extension latérale et le type d'altération demeurent variables à l'échelle du gisement. Par contre, la séricitisation est généralement dominante immédiatement aux contacts des veines minéralisées ou au contact des zones contenant des sulfures disséminés. Ces différences peuvent s'expliquer de trois façons (Colvine *et al.*, 1988) :

- Premièrement, par la nature de l'altération dominante, directement liée à la composition locale et variable de la roche hôte encaissant le système minéralisé — toutefois, cette condition n'est pas toujours valide immédiatement aux contacts des veines, là où le rapport eau-roche est le plus grand et où le fluide contrôle directement le type d'altération;

- Deuxièmement, par la perméabilité de la roche encaissante;

- Troisièmement, par les conditions du métamorphisme régional et son synchronisme avec l'épisode minéralisateur principal.

La succession et l'évolution structurale des différentes générations de veines — de stériles (génération n° 1) à

minéralisées (génération n° 2) et finalement à stériles (générations n°s 3 et 4) —, et le niveau de déformation correspondant montré par chaque veine s'inscrivent dans l'évolution géodynamique du couloir de déformation de Casa-Berardi. Ce style de déformation et les minéralisations associées s'avèrent typiques du développement des couloirs de déformation archéens, d'importance régionale (Andrews *et al.*, 1986; Daigneault & Allard 1987).

Remerciements

Les travaux ayant servi à la rédaction de cette étude ont été réalisés par P. Pilote dans le cadre d'un doctorat à l'Université du Québec à Chicoutimi. Cet auteur tient à remercier la compagnie INCO Gold pour l'accès aux gisements Casa-Berardi, le soutien assuré et la collaboration obtenue des différents géologues impliqués dans la découverte et la mise en valeur de ces gîtes — entre autres, J. Hannila, L. Thompson et W. Peredery. Une aide financière a été accordée par le *Fonds action structurante* de l'Université du Québec à Chicoutimi et par le *Fonds pour la formation de chercheurs et l'aide à la recherche*.

Une version préliminaire de cet article a bénéficié des remarques et suggestions pertinentes de M. Gauthier et de G. Tourigny.

Références

- ANDREWS, A.J. — HUGON, H. — DUROCHER, M. — CORFU, F. — LAVIGNE, M.J., 1986 — The anatomy of a gold-bearing greenstone belt : Red Lake, Northwestern Ontario. *Dans Proceedings of Gold '86*. Édité par A.J. Macdonald, Toronto; pages 3-22.
- BELL, T.H., 1978 — Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone : the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*; 44, pages 285-320.
- _____ 1981 — Foliation development — the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*; 75, pages 273-296.
- BELL, T.H. — HAMMOND, R.L., 1984 — On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*; 92, pages 667-686.
- BERTHÉ, D. — BRUN, J.-P., 1980 — Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *Journal of Structural Geology*; 2, pages 127-133.
- CAMERON, E.M., 1988 — Archean gold : Relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*; 16, pages 109-112.
- COBBOLD, P. — QUINQUIS, H., 1980 — Development of sheath folds in shear regime. *Journal of Structural Geology*; 2, pages 119-126.
- COLVINE, A.C. — FYON, J.A. — HEATHER, K.B. — MARMONT, S. — SMITH, P.M. — TROOP, D.G., 1988 — Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey; MP 139, 136 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1989 — Déformation et cisaillement — concepts et applications. Congrès de l'APGGQ, Val-d'Or; 81 pages.
- DAIGNEAULT, R. — ALLARD, G.-O., 1987 — Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- DUBÉ, B. — GUHA, J. — ROCHELEAU, M., 1987 — Alteration patterns related to gold mineralization and their relation to CO₂/H₂O ratios. *Mineralogy and Petrology*; 37, pages 267-291.
- GOODWIN, A.-M. — RIDLER, R.H., 1970 — The Abitibi orogenic belt. *Dans Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield*. Édité par A.J. Bear. Geological Survey of Canada; Special Paper 70-40, pages 1-30.
- HOCQ, M., 1987 — Vers une lithostratigraphie de l'ouest de l'Abitibi : un essai. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 88-05; 7 pages.
- HODGSON, C.J., 1989 — The structure of shear-related, vein-type gold deposits : a review. *Ore Geology Review*; 4, pages 233-276.
- JOHNS, J.H., 1982 — Geology of the Burntbush — Detour Lake areas, district of Cochrane. Ontario Geological Survey; Report 199, 82 pages.
- KERRICH, R. — FYFE, W.S., 1981 — The gold-carbonate association: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. *Chemical Geology*; 33, pages 265-294.
- KISHIDA, A. — KERRICH, R., 1987 — Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*; 82, pages 649-690.
- LACROIX, S., 1986 — Le district minier de Casa-Berardi : cycles volcaniques et/ou une autre faille de Cadillac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Congrès annuel du CIM, Montréal, 1986, MB 86-63, 61 pages.
- LACROIX, S. — PILOTE, P. — SIMARD, A. — DUBÉ, L.-M., 1990 — Synthèse géologique de la bande Harricana - Grasset - Casa-Berardi - Turgeon. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*. Édité par M. Rive, P. Verpaelt, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute Mining Metallurgy; Special Volume, Rouyn-Noranda.
- McKINSTRY, H.E. — OHLE, E.L. Jr, 1949 — Ribbon structure in gold-quartz veins. *Economic Geology*; 44, pages 87-109.
- MRN, 1973 — Résultats d'un levé INPUT dans la région de la rivière Turgeon. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-760 (échelle 1 : 20 000) ou DP-260 (échelle 1 : 31 680).
- NORTHERN MINER, 1988 — Golden Pond project, success of Casa Berardi area. Northern Miner Press; Vol. 74, no. 30, 3 octobre 1988, page B8.
- _____ 1990 — Inco - Golden Knight drilling. Northern Miner Press; Vol. 75, no. 50, 19 février 1990, page 14.

- PATTISON, E.P. — SAUERBREI, J.A. — HANNILA, J.J. — CHURCH, J.H., 1986 — Gold mineralization in the Casa-Berardi area, Quebec, Canada. *Dans Proceedings of Gold '86. Édité par A.J. Macdonald, Toronto*; pages 170-183.
- PILOTE, P., 1987 — Géologie de la région de Dieppe - Casa-Berardi, district de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-17, carte annotée.
- 1988 — Géologie de la région de Casa-Berardi, Dieppe, Collet et Laberge. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-43, 20 pages.
- PILOTE, P. — GUHA, J. — DAIGNEAULT, R. — ROBERT, F. — GOLIGHTLY, J.P., (en préparation) — Contrasting deformation zones, regional stratigraphy and the Casa-Berardi deposits, Casa-Berardi township, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- PLATT, J.-P., 1983 — Progressive refolding in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; 5, pages 619-622.
- RAMSAY, J.G., 1980 — Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*; 2, pages 83-99.
- RAMSAY, J.G. — GRAHAM, R.H., 1970 — Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 7, pages 786-813.
- REMICK, J., 1969 — Géologie de la région d'Harricana-Turgeon. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-564, 255 pages.
- RIVE, M., 1987 — Compilations et interprétations géologiques préliminaires des secteurs Collet-Laberge (32 E/6) et de la rivière Turgeon (32 E/11). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; bureau du district de Rouyn-Noranda, cartes non publiées, échelle 1 : 50 000.
- ROBERT, F., 1989 — Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. *Canadian Journal Earth Sciences*; 26, pages 2661-2675.
- ROBERT, F. — BROWN, A.C., 1986a — Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I — Geologic relations and formations of the vein systems. *Economic Geology*; 81, pages 578-592.
- 1986b — Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part II — Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology*; 81, pages 593-616.
- ROBERTS, R.G., 1987 — Ore deposit models no. 11. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*; 14, pages 37-52.
- SAUERBREI, J.A. — PATTISON, E.F. — AVERILL, S.A., 1985. Till sampling in the Casa-Berardi area, Quebec : a case history in orientation and discovery. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-11, pages 115-116.
- SIBSON, R.H. — ROBERT, F. — POULSEN, K.H., 1988 — High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*; 16, pages 551-555.
- THOMSON, R., 1937 — Geology of the Burntbush River area. Ontario Department of Mines; Vol. 45, part 6, pages 49-63.
- VERRAULT, C., 1989 — Pétrologie et géochimie du gisement d'or Golden Pond East, Casa-Berardi, Abitibi, Québec, Canada. Mémoire de maîtrise non publié. Université de Montréal; 167 pages.

LE GROUPE DE BLAKE RIVER, ROUYN-NORANDA, QUÉBEC : SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

par

**A. Shirley Péloquin¹, Robin Potvin², Suzanne Paradis³,
Marc R. Laflèche⁴, Pierre Verpaelst⁵ et Harold L. Gibson⁶**

-
1. Unité de Recherche et de Service en Technologie minérale, Rouyn-Noranda, Québec, J9X 5E4.
 2. Cambior Exploration, Destor, Québec, J9X 5A3.
 3. Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario, K1S 5B6. Adresse actuelle : Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de Québec, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7.
 4. Cambior Exploration, Destor, Québec, J9X 5A3. Adresse actuelle : Centre national de la Recherche scientifique, CCG, Université de Montpellier, 2 place Eugène-Bataillon, 34060, Montpellier, France.
 5. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest, Rouyn-Noranda, Québec, J9X 6N5.
 6. Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario K1S 5B6. Adresse actuelle : Falconbridge Exploration Ltd., P.O. Box 40, Sudbury, Ontario, P0M 1S0.

RÉSUMÉ

Le Groupe de Blake River, d'âge archéen, est surtout connu pour son complexe volcanique central de la région de Rouyn-Noranda. Ce complexe correspond à une dépression volcanotectonique délimitée, au nord, par la faille de Hunter Creek et, au sud, par la faille de Horne Creek. Cette dépression de 20 km de diamètre environ est interprétée comme un chaudron. Ses limites est et ouest sont respectivement la zone de cisaillement de D'Alembert et le pluton de Flavrian. Le complexe a une épaisseur stratigraphique exposée de 10,5 km. Deux cycles complets sont observés dans le complexe. Chacun d'eux est composé d'une unité andésitique suivie d'une séquence bimodale d'unités andésitique et rhyolitique. Ces deux cycles sont surmontés d'une autre unité andésitique, considérée comme la base d'un troisième cycle.

Le secteur sud du groupe, au sud du complexe central, est considéré comme étant à l'extérieur du chaudron, mais en partie contemporain de la formation de ce dernier. Il y a au moins deux cycles volcaniques dans ce secteur. L'unité la plus ancienne, de composition andésitique à basaltique, antérieure au chaudron, n'affleure que dans la partie sud du secteur. Au nord, on observe deux cycles andésite - séquence bimodale, lesquels n'affleurent qu'en partie et seraient contemporains de la formation du chaudron.

Le secteur est du groupe semble stratigraphiquement au-dessus du complexe central. On y observe deux unités : une séquence bimodale inférieure qui, avec l'unité andésitique sommitale du complexe central, constitue le premier cycle; une épaisse unité andésitique, considérée comme l'unité sommitale du Groupe de Blake River. L'épaisseur stratigraphique du secteur est de 2,5 km.

Le secteur ouest, comprenant les unités au nord et à l'ouest du complexe central, est interprété comme l'équivalent latéral du complexe. Trois cycles andésite - séquence bimodale y affleurent pour donner une épaisseur stratigraphique totale de 9,5 km. Les deux cycles inférieurs correspondent directement aux cycles du complexe central; cette corrélation est rendue possible grâce à deux unités-repères qui affleurent de part et d'autre de la faille de Hunter Creek — la rhyolite de Fish-roe, à l'est du pluton de Flavrian, et un tuf à lapillis sphérolitiques de composition rhyolitique, à l'ouest du pluton.

Plusieurs gisements de sulfures volcanogènes du complexe volcanique central sont associés dans le temps et dans l'espace à des failles synvolcaniques, à des dômes et à des dykes nourriciers felsiques qui furent le site de volcanisme felsique dans les unités bimodales. Cependant, ces caractéristiques sont aussi présentes à l'extérieur du complexe central, et les ressemblances notées entre le complexe et les secteurs environnants suggèrent que ce type de dépôts n'est pas restreint au complexe volcanique central. L'occurrence de tels dépôts dans les secteurs environnants le confirme.

Introduction

Le Groupe de Blake River au Québec (figure E.1) a été étudié et exploré de façon intense dans le camp minier de Rouyn-Noranda. Ailleurs, peu de travaux ont été effectués dans cette unité. Toutefois, les travaux récents montrent que la stratigraphie de ce groupe est semblable à l'intérieur comme à l'extérieur du camp minier de Rouyn-Noranda.

Sept blocs structuraux ont été définis dans la région concernée. Ils sont délimités par des failles majeures (ou leur prolongement extrapolé) et par une intrusion, le pluton de Flavrian (figure E.2). Les blocs qui composent le Groupe de Blake River au Québec sont : les blocs de Hunter, d'Arnoux, de Flavrian, de Powell, de Horne, de Lac Rouyn et le bloc oriental. De plus, ces blocs sont regroupés en quatre secteurs dans cet article. Ces regroupements sont basés sur l'interprétation de la géologie de la région par de Rosen-Spence (1976) et sur les travaux des auteurs (figure E.2). Le *complexe volcanique central*, qui inclut les blocs de Flavrian et de Powell, est interprété comme une structure en forme de chaudron («cauldron»). Le *secteur sud*, composé des blocs de Horne et de Lac Rouyn, est interprété comme une séquence volcanique antérieure et contemporaine de la formation du chaudron (Potvin & Laflèche). Le *secteur est* comprend le bloc oriental et est considéré comme une séquence volcanique postérieure à la formation du chaudron (Potvin & Laflèche). On considère que le *secteur occidental*, comprenant les blocs de Hunter et d'Arnoux, inclut une séquence antérieure ainsi qu'une séquence contemporaine de la formation du chaudron — cette dernière séquence étant localisée à l'extérieur du chaudron — (Péloquin & Verpaelst, 1989). Ces quatre secteurs couvrent la plus grande partie du Blake River au Québec. Les régions extérieures à ces limites ne font pas l'objet de la présente étude (figure E.2).

Le complexe volcanique central et le secteur sud sont caractérisés par une séquence volcanique bimodale d'andésite et de rhyolite (de Rosen-Spence, 1976). Les andésites comptent pour 44 % du complexe central, et les rhyolites pour 56 %. Les travaux effectués dans les secteurs est et ouest présentent aussi un pareil assemblage bimodal. Ensemble, les quatre secteurs représentent trois cycles volcaniques, chacun composé d'une unité andésitique surmontée d'une séquence bimodale. Les séquences bimodales s'amincissent graduellement aux extrémités orientale et occidentale de la région étudiée; elles font place à des équivalents latéraux andésitiques. Des unités de composition essentiellement andésitique à basaltique se retrouvent en-dessous des unités cycliques dans les secteurs sud et ouest, et recouvrent ces mêmes unités dans le secteur est. L'épaisseur stratigraphique totale du Groupe de Blake River au Québec fait environ 14 km. Le Blake River peut être vu comme un complexe volcanique de composition andésitique à rhyolitique précédé et recouvert par des roches issues d'un volcanisme mafique à intermédiaire. De plus, à la périphérie du complexe se trouvent des roches issues d'un

volcanisme mafique à intermédiaire, contemporaines de la formation de ce dernier.

Le chaudron du complexe volcanique central s'est formé durant le premier cycle bimodal et son remplissage s'est effectué jusqu'à la fin du second cycle. La plupart des dépôts de sulfures massifs volcanogènes de la région de Rouyn-Noranda se sont mis en place durant les derniers stades du volcanisme du premier cycle à l'intérieur du chaudron. Une bonne compréhension de la stratigraphie volcanique et des structures synvolcaniques est importante pour la recherche de dépôts de sulfures massifs profonds. En effet, plusieurs des dépôts du complexe volcanique central montrent une association spatiale et temporelle marquée avec les failles synvolcaniques, les dômes felsiques et les dykes nourriciers (Spence & de Rosen Spence, 1975; Gibson, 1990). L'identification d'éléments semblables à l'extérieur du complexe indique un potentiel économique encore inexploité dans ces secteurs, potentiel confirmé par la présence d'indices minéralisés de sulfures massifs d'origine volcanique.

Les gisements d'or trouvés dans le Groupe de Blake River sont le produit d'un contrôle structural plutôt que stratigraphique, sauf là où ils sont associés à des sulfures massifs. Ils ne feront donc pas l'objet du présent article.

Géologie générale

Le Groupe de Blake River, d'âge archéen, est la séquence volcanique la plus jeune de la sous-province d'Abitibi dans la province du Supérieur du Bouclier canadien (MERQ-OGS, 1984). Il est le produit d'un volcanisme subaqueux (de Rosen-Spence, 1976); les coulées à coussins et les brèches hyaloclastiques sont fréquentes partout dans la partie québécoise du groupe. Le Blake River se superpose aux roches volcaniques du Groupe de Kinojévis et aux roches sédimentaires du Groupe de Kewagama; il est recouvert par les roches sédimentaires et volcaniques du Groupe de Timiskaming (Dimroth *et al.*, 1982; MERQ-OGS, 1984). Les contacts entre le Blake River et les groupes sous-jacents et susjacents correspondent approximativement à des zones de failles, des zones de déformation ou des zones tectoniques majeures : la faille de Duparquet-Destor-Porcupine, la faille de Lac Poufouru et la faille de Cadillac-Larder Lake (figure E.2).

Le métamorphisme régional a atteint le faciès schistes verts dans le Blake River, mais le faciès plus faible prehnite-pumpellyite a été observé, par endroits, au nord de la faille de Hunter Creek (Jolly, 1980; Dimroth *et al.*, 1983; Gélinas *et al.*, 1984). Des assemblages du faciès amphibolite ont été observés dans les auréoles de métamorphisme de contact autour des intrusions syntectoniques à tarditectoniques (Gélinas *et al.*, 1984).

Goodwin (1977) définit deux sous-groupes dans le Blake River au Québec, le Sous-groupe de Misema et le Sous-groupe de Noranda. Au point de vue lithologique, ces unités sont encore valides malgré l'incertitude quant à leur chronologie relative. Le Sous-groupe de Noranda

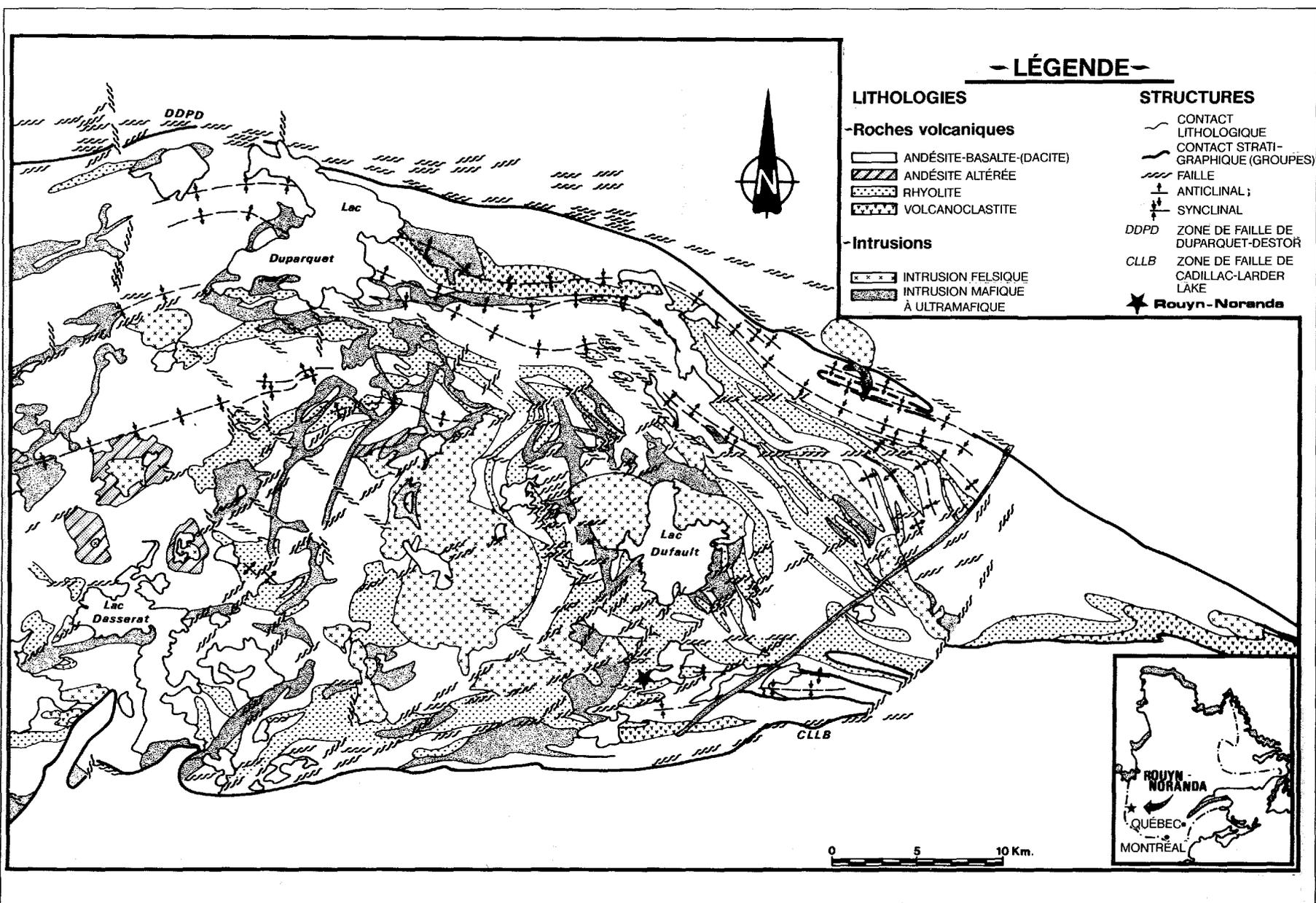


FIGURE E.1 — Carte géologique du Groupe de Blake River — compilation de Boivin, 1974; de Rosen-Spence, 1976; Trudel, 1978; MER, 1982; Hubert *et al.*, 1984; Rive, 1986; Leduc, 1986; Péloquin *et al.*, 1989, 1990 et en préparation; Potvin & Laffêche, données inédites.

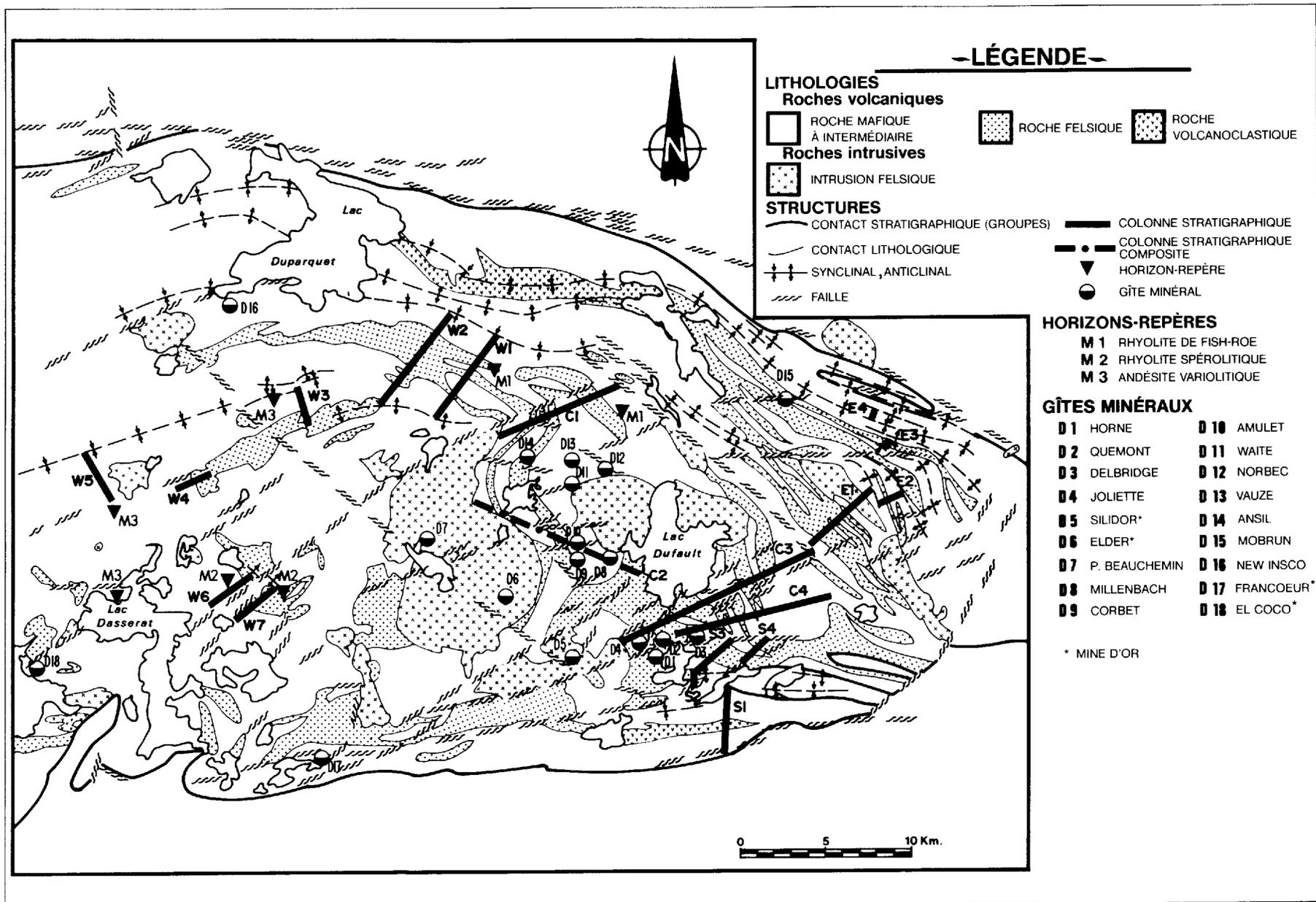


FIGURE E.2 — Carte de localisation des secteurs, blocs structuraux, structures et intrusions majeures, et horizons-repères du Groupe de Blake River (E.B.R. : pas de bloc; S.B.R. : blocs de Horne et de Lac Rouyn; C.V.C. : blocs de Powell et de Flavrian; W.B.R. : blocs de Hunter et d'Armoix).

inclut le complexe volcanique central, les secteurs sud et est, la moitié orientale du secteur ouest, et la moitié du Sous-groupe de Misema adjacente à la frontière ontarienne. Les deux sous-groupes ont une affinité calco-alcaline prépondérante : 76 % dans le Sous-groupe de Misema et 60 % dans le Sous-groupe de Noranda (Goodwin, 1977). Les roches volcaniques mafiques à intermédiaires constituent 90 % des roches subalcalines du Misema, tandis qu'elles forment 66 % des roches du Noranda. Au Québec, le Sous-groupe de Misema est composé d'une seule séquence à prédominance mafique, tholéiitique-calco-alcaline (Gélinas *et al.*, 1984); dans le Sous-groupe de Noranda, on a défini quatre séquences calco-alcalines bimodales (andésite-rhyolite) qui alternent avec cinq séquences tholéiitiques, surtout andésitiques (Gélinas *et al.*, 1984). Cette variation lithologique se manifeste par l'alternance caractéristique des unités andésitique et rhyolitique dans le Sous-groupe de Noranda. L'association spatiale et temporelle intime entre les volcanismes tholéiitique et calco-alcalin différencie le Groupe de Blake River du Groupe de Hunter Mine (calco-alcalin), du Groupe de Kinojévis (tholéiitique), du Groupe de Malartic (komatiitique). Peu de séquences métavolcaniques archéennes possèdent cette particularité.

Deux suites granitoïdes intrusives d'âge et de nature différents se retrouvent dans le Groupe de Blake River (Rive *et al.*, 1990). Les intrusions synvolcaniques, représentées par le pluton de Flavrian, le stock de Powell et le filon-couche de Cléricy (figure E.2), sont essentiellement trondhjémiques. La deuxième suite est synvolcanique à tardivolcanique. Elle inclut les granites-granodiorites de Colnet, de Rapids et de D'Alembert, ainsi que les syénites de Cléricy, de Nora, d'Aldermac et de Tarsac (figure E.2). L'âge de la granodiorite de Lac Dufault, considérée comme synvolcanique à tardivolcanique par de Rosen-Spence (1976), fait actuellement l'objet d'une réévaluation (Rive *et al.*, 1990). Enfin, les roches volcaniques sont aussi recoupées par de nombreux filons-couches et dykes de diorite-gabbro et par des dykes de diabase protérozoïques

Structures

Quatre phases de déformation ont été reconnues dans le Groupe de Blake River (Trudel, 1978; Hubert *et al.*, 1984). Les plis de première phase sont des plis fermés, droits, à flexure parallèle, avec une orientation originelle NNW. Les plis de deuxième phase sont des plis à flexure ouverts et asymétriques, avec une direction E-W qui réoriente dans cette direction les plis de première phase. Les éléments de troisième et de quatrième phases sont des structures mineures qui consistent en «kink bands». Cependant la controverse persiste à propos de l'histoire de la déformation — Dimroth *et al.* (1983a) ont interprété le premier stade de déformation comme résultant de la formation d'un synclinorium synvolcanique et de dômes volcaniques; ils n'ont pas reconnu la deuxième phase de déformation de Hubert *et al.* (1984). Dans le secteur est, la troisième stade de déformation de Trudel

(1978) est interprété par Laflèche (1989) comme un événement qui a réorienté les anciennes fractures NE et qui a produit des couloirs de déformation.

Dimroth *et al.* (1983 a) et Gibson (1990) considèrent le *complexe volcanique central* comme une séquence homoclinale. La stratigraphie du complexe central (blocs de Powell et de Flavrian) a une direction générale qui varie de NW à NE (figure E.1) et des pendages faibles avec des sommets vers l'est. Selon Gibson (1990), la variation des directions et des pendages des unités du complexe central est due aux déplacements le long de nombreuses failles ENE plutôt qu'à la présence des axes de plis E-W proposés par de Rosen-Spence (1976) et par Hubert *et al.* (1984). Dans le bloc de Powell, les pendages ont une attitude abrupte à modérée et deviennent de plus en plus faible vers l'est, alors que dans le bloc de Flavrian les pendages faibles deviennent de plus en plus inclinés d'ouest en est. Les failles majeures ont une attitude NE dans le complexe central. Bien que les première et deuxième phases de déformation affectent peu le complexe central, la troisième phase de déformation a réorienté plusieurs anciennes fractures NE dans le bloc de Powell et a produit des couloirs de déformation d'une puissance décimétrique, adjacents à des failles inverses ENE de faible pendage (Laflèche, 1989).

Le *secteur sud* (blocs de Horne et de Lac Rouyn) a été affecté surtout par la deuxième phase de déformation, particulièrement dans le bloc de Lac Rouyn. Les plis de première phase ont été réorientés E-W, et des plis de deuxième phase E-W sont aussi observés. De plus, la contrainte (compression) N-S de la deuxième phase a généré des couloirs de déformation adjacents à des failles inverses. Les strates ont une direction E-W dans ces couloirs. Les pendages sont modérés à abrupts dans les deux blocs.

Dans le *secteur est*, Trudel (1978) fut le premier à définir les quatre phases de déformation qu'on vient d'énumérer plus haut. Les plis de première phase de ce secteur, orientés NW-SE, sont généralement faillés — tout comme les contacts lithologiques, par endroits (Laflèche, 1989). Les failles E-W de la partie centrale du secteur sont interprétées comme des structures de deuxième phase (Laflèche, 1989); les autres structures de deuxième phase sont rares dans le secteur est. Selon Laflèche (1989), la troisième phase de déformation a produit des zones de cisaillement ENE subverticales et des failles inverses WSW anastomosées, associées au développement de failles majeures de décrochement dextres WNW et E-W. Cette phase de déformation provoqua aussi un décrochement dextre le long des trois failles majeures du secteur, la faille de Duparquet-Destor-Porcupine, la faille de Lac Parfouru et le cisaillement de D'Alembert.

Dans le secteur est, les strates ont une direction générale NW et un pendage subvertical. La direction devient E-W à proximité des zones de cisaillement E-W de la partie centrale du secteur et près de la faille de Cadillac-Larder Lake au sud.

Le *secteur ouest* (blocs de Hunter et d'Arnoux) ont été affectés par les mêmes phases de déformation que celles du secteur est (Trudel, 1978; Hubert *et al.*, 1984). Dans le

bloc de Hunter, les strates et les plis de 1^{ère} phase de la partie orientale du bloc ont une direction NW. Dans la partie occidentale, ils sont réorientés en direction NE par le pli de deuxième phase. Les axes de ces plis NE sont faillés par endroits (Verpaelst, 1980; Pélouquin *et al.*, 1990). Aux environs des anticlinaux de Rivière Kanasuta et de Lac Montbray, dans le bloc de Hunter, juste au nord et à l'ouest du pluton de Flavrian, la stratigraphie a un pendage généralement abrupt, sauf dans la zone axiale des plis où les pendages sont faibles à modérés. Partout dans la partie occidentale, près de la frontière ontarienne, les pendages sont faibles à modérés.

La faible partie du bloc d'Arnoux qui a été étudiée est localisée dans le nez de l'anticlinal de Lac Montbray, un pli NW de première phase. La direction des strates varie de NW à ENE, et les pendages sont modérés à abrupts.

Le complexe volcanique central

La stratigraphie et la volcanologie du complexe volcanique central ont été bien étudiées (de Rosen-Spence, 1974; Gibson, 1990; Paradis, en préparation). Le complexe consiste en deux cycles volcaniques corrélatifs dans les deux blocs structuraux du secteur, les blocs de Flavrian et de Powell (de Rosen-Spence, 1976; tableau E.1 et figures E.3 et E.4). Chaque cycle est caractérisé par une unité andésitique basale suivie, au-dessus, par une séquence bimodale d'unités rhyolitique et andésitique. Le premier cycle varie de 1,5 à 2,4 km en épaisseur, alors que le second a une épaisseur variant entre 2,8 et 4,5 km. Les deux cycles sont recouverts d'une épaisse unité andésitique de 3,7 km, qui est probablement l'unité basale d'un troisième cycle incomplet dans le complexe (figure E.4).

Les unités volcaniques du complexe volcanique central montrent un caractère calco-alcalin prédominant; seules l'andésite basale du premier cycle et l'andésite sommitale du complexe sont tholéïtiques (Gélinas *et al.*, 1984). Cette classification est cependant en voie de réévaluation (Pélouquin *et al.*, 1989).

Les andésites du complexe central se présentent surtout sous forme de coulées à coussins et de coulées bréchiques, alors que les coulées massives sont restreintes à la proximité des fissures volcaniques (Cousineau & Dimroth, 1982). Les andésites sont silicifiées par endroits, surtout dans les brèches. Les brèches sont alors composées de fragments silicifiés et albitisés, à des degrés variables, dans une mésostase chloritisée ou épidotisée. L'andésite sommitale du complexe est composée de coulées épaisses et coussinées, interstratifiées avec plusieurs bandes de volcanoclastites felsiques (Lafliche, 1989).

Les rhyolites du complexe forment des coulées tabulaires, qui reposent sur des pentes originales de moins de 20°, des dômes en relief et des dykes. Elles sont porphyriques, amygdalaires et sphérolitiques, et comptent quatre faciès distincts : des coulées massives, des coulées rubanées, des brèches et des lobes (de Rosen-Spence *et al.*, 1980). Les coulées individuelles, identifiées à partir des variations de la taille et de l'abondance des phéno-

cristaux de quartz et de plagioclase, ont fait éruption à partir de plusieurs sources éruptives subaqueuses à une profondeur de plus de 400 m sous le niveau de la mer (Gibson & Lichtblau, 1986). Les dômes de faible relief sont interprétés comme des sources éruptives, et les dykes felsiques comme des conduits nourriciers des coulées rhyolitiques (Paradis, en préparation). La silicification des parties lithiques des rhyolites, ainsi que la chloritisation et la séricitisation des parties vitreuses originales sont communes.

La rhyolite de Fish-roe du bloc de Flavrian (tableau E.1 et figure E.2) est une coulée massive qui diffère des autres rhyolites du complexe central par la présence de glomérôphénocristaux de plagioclase et de spérolites de cristallisation (Pélouquin & Verpaelst, 1989). On retrouve aussi cette unité dans le bloc de Hunter du secteur ouest du groupe (de Rosen-Spence, 1979; Pélouquin & Verpaelst, 1989) — cette observation supporte l'hypothèse selon laquelle le secteur ouest est l'équivalent latéral du complexe volcanique central.

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes sont dispersés dans la séquence volcanique du complexe volcanique central. Cependant la plupart des dépôts se trouvent au-dessus de la rhyolite d'Amulet du bloc de Flavrian, dans un niveau de 2 000 m d'épaisseur environ (Gibson *et al.*, 1984). Ils sont associés à des failles synvolcaniques et ils montrent un contrôle stratigraphique évident. On les retrouve généralement sur des dômes et dans des coulées et dykes nourriciers rhyolitiques, juste au contact entre les rhyolites et les andésites (Spence & de Rosen-Spence, 1975; Knuckey *et al.*, 1982; Dimroth *et al.*, 1985). Il y a toutefois des exceptions à ce modèle (Gibson & Watkinson, 1990; Chartrand & Cattalani, 1990).

Le secteur sud

Le secteur sud du Blake River (blocs de Horne et de Lac Rouyn, figure E.2) est considéré comme étant externe au chaudron du complexe volcanique central. Les unités situées dans le bloc de Horne sont interprétées malgré tout comme contemporaines du chaudron (de Rosen-Spence, 1976; tableau E.1). D'autre part, les unités comprises dans le bloc de Lac Rouyn sont considérées plus anciennes que les unités du complexe central (Gélinas *et al.*, 1984) — aucune succession andésite-séquence bimodale n'a été reconnue dans ce bloc. On retrouve des séquences calco-alcalines et tholéïtiques dans les deux blocs, mais les unités tholéïtiques sont plus abondantes dans le bloc de Lac Rouyn (50 %) (Gélinas *et al.*, 1984). Dans ce bloc, les basaltes prédominent sur une épaisseur exposée de 3,2 km (figures E.3 et E.5). La base de la séquence consiste en une alternance d'andésite massive et coussinée, et de coulées de basalte massif et coussiné; par endroits dans les basaltes, on a observé des varioles d'origine indéterminée (Gélinas *et al.*, 1976; Fowler *et al.*, 1987). Cette unité basale est recouverte par une épaisse séquence de tuf à lapillis et de brèche tufacée, elle-même surmontée en discordance par des coulées d'andésite massive, coussinée et bréchique. Des unités pyroclastiques

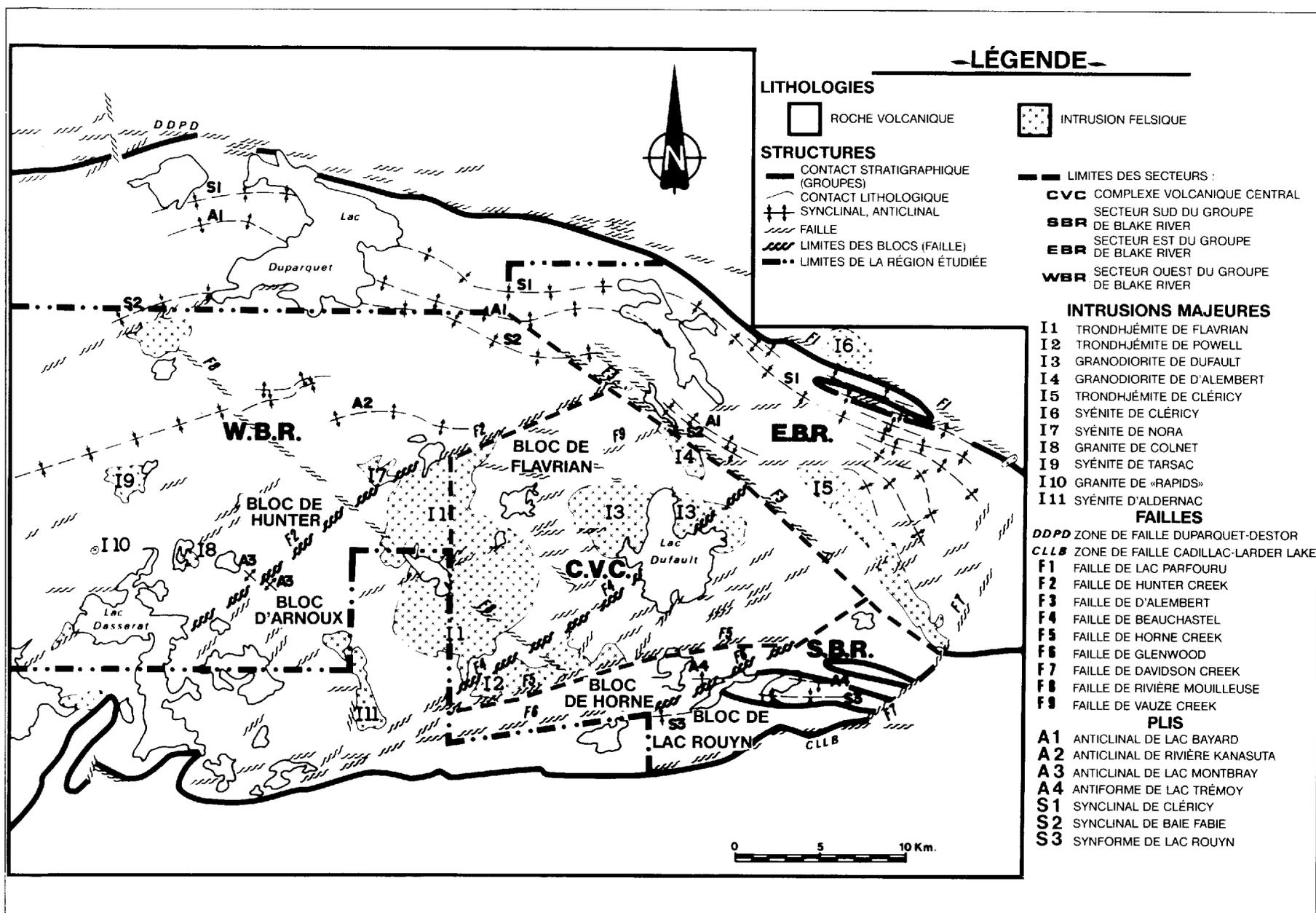


FIGURE E.3 — Carte de localisation des principaux gisements du Groupe de Blake River montrant aussi l'emplacement des colonnes stratigraphiques des figures E.4, E.5, E.6 et E.7.

TABLEAU E.1 — Stratigraphie du complexe volcanique central (blocs de Flavrian et de Powell) et du secteur sud (bloc de Horne) du Groupe de Blake River (source : de Rosen Spence, 1976) — les cycles volcaniques et le volcanisme de remplissage du chaudron sont indiqués d'après de Rosen-Spence (1976); les parenthèses indiquent les corrélations possibles entre le bloc de Horne et le complexe volcanique central.

	Bloc de Flavrian	Bloc de Powell	Bloc de Horne
XXIV	Andésite sommitale	Andésite sommitale	
	Fin du cycle		
XXIII	Rhyolite de Cyprus	Rhyolite de Cyprus	
XXII	Dacite/Andésite de Cyprus	Dacite/Andésite de Cyprus	
XXI	Rhyolite de d'Alembert	Rhyolite de South Dufault	
XX	Andésite de D'Alembert (membre supérieur)	Andésite de Mespí	Andésite de Wilco (et d'Osisko)
XIX		Rhyolite de Mespí	(Rhyolite de Wilco)
XVIII		Rhyolite de Deldona	
XVII		Rhyolite de Don	
XVI	Andésite de D'Alembert (membre inférieur)	Andésite de South Bay	
XV	Rhyolite de Fish-roe et de Norque	Rhyolite de Delbridge (inclut un membre andésitique)	
	Fin du volcanisme de remplissage du chaudron		
XIV	Rhyolite de Here Creek	Rhyolite de Here Creek	Rhyolite supérieure de Horne
XIII	Andésite de Newbec		
XII	Rhyolite d'Insko	Rhyolites d'Insko et de Quemont	
XI	Andésites de Despina et d'Amulet	Andésite de Powell	
	Fin du cycle		
X	Rhyolite de Waite et Millenbach (membre supérieur et inférieur)	Rhyolite de Joliet	
IX	Andésite de Waite		Rhyolite inférieure de Horne (et de Wilco)
VIII	Rhyolites de Bedford et d'Amulet	Rhyolite de Brownlee	
VII	Andésite de Rusty Ridge		
VI	Rhyolite de Northwest		
	Début de la subsidence du chaudron		
V	Andésite de Flavrian		
	Début de cycle		

rhyolitiques s'intercalent dans la séquence andésitique. Dans la partie orientale du bloc de Horne, une épaisse séquence de roches pyroclastiques rhyolitiques s'intercale dans un niveau d'andésite coussinée de plusieurs centaines de mètres. Des grauwackes et des argillites finement litées recouvrent en discordance le Groupe de Blake River dans ce secteur.

L'épaisseur stratigraphique exposée dans le bloc de Horne est aussi de 3,2 km. Les unités du bloc appartiennent à deux unités bimodales équivalentes à celles du complexe volcanique central (de Rosen-Spence, 1976; tableau E.1). Selon de Rosen-Spence (1976) (tableau E.1), il y a deux façons d'établir les corrélations entre le bloc de Horne et le complexe central. La stratigraphie du bloc est caractérisée par une unité inférieure rhyolitique suivie d'une séquence de coulées andésitiques, massives, coussinées et bréchifiées (figure E.3 et E.5). Cette unité pyroclastique felsique est corrélative avec celle décrite dans la partie orientale du bloc de Lac Rouyn (figure E.3).

On a trouvé moins de dépôts de sulfures massifs dans le secteur sud que dans le complexe central. Toutefois, le gisement Horne, le plus grand dépôt de sulfures massifs volcanogènes du Blake River, se trouve dans le bloc de Horne, près de la faille synvolcanique de Horne Creek

qui constitue la limite sud du complexe volcanique central (figure E.3).

Secteur est

Le secteur est du Blake River montre une alternance d'unités bimodales et rhyolitiques aux affinités calco-alcalines et tholéitiques, ainsi qu'une interdigitation de roches volcaniques avec de minces niveaux de roches sédimentaires. L'abondance accrue de roches basaltiques et d'unités tholéitiques différencie le secteur est du complexe volcanique central.

Un seul bloc structural forme le secteur est (figure E.2). La région à l'est de la faille de Davidson Creek, quoiqu'elle ne fasse pas l'objet de cette étude, est considérée comme l'équivalent latéral du secteur. Plusieurs plis isoclinaux et failles inverses de direction NW compliquent l'interprétation de la géologie du secteur en répétant la stratigraphie. Les colonnes stratigraphiques simplifiées de la figure E.6 montrent une alternance d'unités andésitiques et bimodales, alternance comparable à celle du complexe central. L'unité basale du secteur est bimodale; l'unité andésitique sommitale du complexe central constitue l'andésite basale de ce cycle. L'unité supérieure du secteur est également andésitique et serait l'unité la

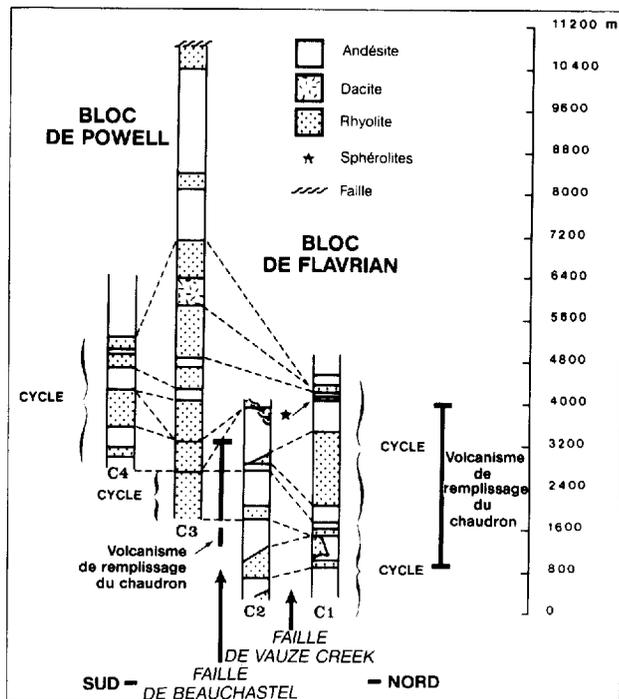


FIGURE E.4 — Colonnes stratigraphiques du complexe volcanique central (localisées sur la figure E.3) compilées à partir des données de de Rosen-Spence (1976), de Gibson (1990), et de Potvin & Laflèche (données inédites).

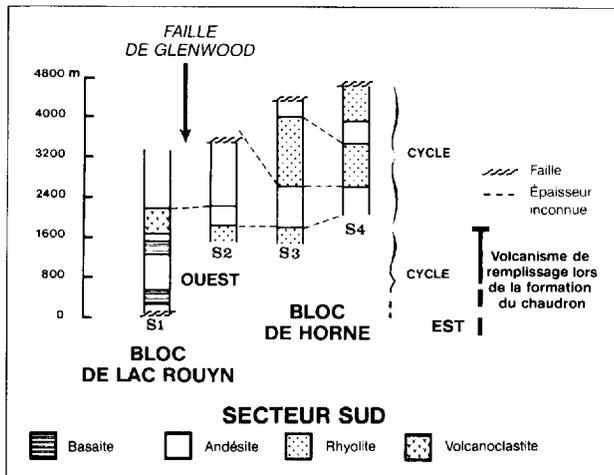


FIGURE E.5 — Colonnes stratigraphiques du secteur sud du Blake River (localisées sur la figure E.3) compilées à partir des données de de Rosen-Spence (1976) et de Potvin & Laflèche (données inédites).

plus jeune du Groupe de Blake River. Le secteur est montre aussi une diminution de l'abondance de rhyolite de l'ouest vers l'est (figure E.6); la partie méridionale est constituée d'une alternance de roches felsiques et mafiques pyroclastiques, alors que la partie septentrionale est formée surtout d'une épaisse séquence de coulées d'andésite à coussins. L'épaisseur stratigraphique exposée est de 1,4 km dans le SW; les rhyolites sont absentes dans la partie NW. L'andésite qui recouvre la séquence bimodale a une épaisseur de 1,1 km. L'épaisseur du sec-

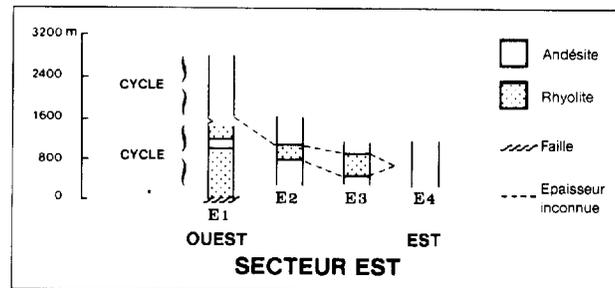


FIGURE E.6 — Colonnes stratigraphiques du secteur est (localisées sur la figure E.3) du Blake River compilées à partir des données de Potvin & Laflèche (données inédites).

teur est totalise 2,5 km. Un certain nombre d'indices de cuivre-zinc ont été reconnus dans le secteur est du Blake River. Toutefois, un seul gisement de sulfures massifs a été découvert à ce jour (Caumartin & Cailler, 1990).

Secteur ouest

Le secteur ouest du Blake River est caractérisé par une alternance d'unités andésitiques et bimodales, tout comme le complexe central et une partie du secteur est. Le secteur ouest est divisé en deux blocs structuraux : le bloc de Hunter et le bloc d'Arnoux (figure E.2). La limite SE du bloc de Hunter est la faille de Hunter Creek, à pendage abrupt vers le NW. La corrélation des unités lithologiques, immédiatement de part et d'autre de la faille de Hunter Creek, est rendue difficile par la présence d'une série de failles subparallèles à la faille de Hunter Creek, juste au nord de cette dernière (Deschamps & Chouteau, 1989). La position relative de la rhyolite de Fish-roe, qui affleure de part et d'autre de la faille, indique une composante senestre apparente. Une corrélation plus poussée de part et d'autre de la faille a été complétée récemment (Camiré, 1989).

L'épaisseur maximale de la séquence du secteur ouest est de 5,4 km dans la région de l'anticlinal de Rivière Kanasuta, ainsi que dans la région de l'anticlinal de Lac Montbray, respectivement au nord et à l'ouest du pluton de Flavrian (figures E.2 et E.3). Spence (1967) et de Rosen-Spence (1976) considèrent la région de l'anticlinal de Lac Montbray comme étant plus ancienne que la région de l'anticlinal de Rivière Kanasuta. Toutefois, le plissement de cette région (figures E.1 et E.2) suggère plutôt une répétition de la stratigraphie (figure E.7).

L'unité la plus inférieure de la séquence, dans la partie centrale du bloc de Hunter, est une andésite d'épaisseur incertaine (figures E.3 et E.7). Cette andésite basale est recouverte par les rhyolites et les andésites du complexe volcanique de Duprat-Montbray (Verpaelt, 1980), qui forment la composante bimodale de ce cycle. Les andésites de l'unité bimodale sont dominées par des brèches silicifiées semblables à celles déjà décrites dans le complexe volcanique central; les coulées d'andésite massive et coussinée ne comptent que pour une faible partie de cette unité. L'andésite basale du second cycle a une épaisseur minimale de 0,8 km et est constituée de coulées

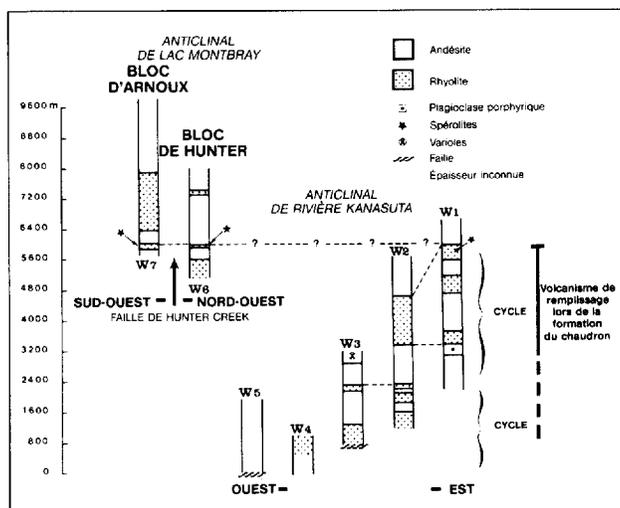


FIGURE E.7 — Colonnes stratigraphiques du secteur ouest (localisées sur la figure E.3) du Blake River compilées à partir des données de Pêloquin *et al.* (1990, sous presse et en préparation).

massives et coussinées. L'une de ces coulées exhibe des varioles de cristallisation bien développées (Pêloquin *et al.*, 1990). Une autre coulée, riche en phénocristaux de plagioclase, affleure par endroits au sommet de cette unité (Pêloquin *et al.*, 1989).

La deuxième séquence bimodale est une séquence de 1,2 à 2,1 km d'épaisseur composée de coulées andésitiques et rhyolitiques interlitées. La rhyolite de Fish-roe, déjà décrite dans le bloc de Flavrian du complexe central, est l'unité sommitale de ce cycle. Toutefois, dans le bloc de Hunter du secteur ouest, il s'agit d'une coulée à lobes et brèches plutôt que la coulée massive du complexe central. Les andésites de la séquence bimodale sont massives et coussinées. L'unité qui recouvre la séquence bimodale est aussi composée de coulées d'andésite massive et coussinée, interlitée par endroits avec de minces lits de tuf laminé.

Dans la région de Lac Montbray, l'unité inférieure est bimodale. Cette séquence bimodale est formée de deux unités rhyolitiques et d'une unité andésitique. La rhyolite inférieure est constituée d'un dôme, ainsi que d'un faciès à lobes et brèches, tandis que la rhyolite supérieure est pyroclastique et exhibe des sphérolites de cristallisation semblables à ceux observés dans la rhyolite de Fish-roe.

La partie occidentale du bloc de Hunter, considérée comme partie intégrante du Sous-groupe de Misema (Goodwin, 1977), est composée des roches les plus anciennes du secteur ouest du Blake River (W5), de même que des extensions latérales contemporaines (W6) des deux cycles décrits dans la partie orientale du bloc (figures E.3 et E.7). L'épaisseur stratigraphique minimale exposée est de 2 km dans cette région. Les rhyolites sont rares (< 10%) — elles sont présentes sous forme de petits dômes à joints polygonaux et sous forme de brèches d'effondrement de dômes. Les andésites sont surtout massives et coussinées; les brèches sont rares. On a observé deux minces coulées d'andésite variolitique dans la région

du bloc de Hunter. La silicification des coulées d'andésite coussinée a été observée à plusieurs endroits dans la partie nord-ouest du bloc de Hunter.

Seule une partie du bloc d'Arnoux, formé d'une séquence bimodale inférieure et d'une unité andésitique supérieure (figures E.3 et E.7), a été étudiée. Les andésites sont massives et coussinées avec des coussins fortement silicifiés par endroits. Les rhyolites montrent les faciès de dôme, de brèches d'effondrement de dôme, ainsi que des lobes et leurs brèches associées. Près de la faille de Hunter Creek, un mince niveau de tuf rhyolitique à lapillis affleure. Il correspond au tuf felsique sphérolitique décrit plus haut dans la région de l'anticlinal de Lac Montbray du bloc de Hunter. La corrélation de cette rhyolite, de part et d'autre de la faille Hunter Creek, indique un mouvement comprenant un décrochement senestre apparent (figure E.3). Comme dans le secteur est du Groupe de Blake River, il existe, dans le secteur ouest, un certain nombre d'indices de sulfures massifs volcanogènes. Toutefois, seul le gisement de New Insko y a été exploité au moment de la rédaction du présent article (figure E.3).

Discussion et conclusion

La partie québécoise du Groupe de Blake River est caractérisée par la présence d'un complexe volcanique central (chaudron) dans la région de Rouyn-Noranda, et par l'alternance d'unités andésitiques avec des séquences bimodales andésite-rhyolite. Dans la région étudiée, ces unités andésitiques et bimodales forment des cycles de la base au sommet de la stratigraphie.

En tenant compte de la stratigraphie des quatre secteurs étudiés, on évalue l'épaisseur totale du Blake River à 14 km. Cette épaisseur est comparable aux 12 à 15 km proposés par Baragar (1968) pour tout le groupe (unités québécoises et ontariennes).

Les unités les plus anciennes du groupe se trouvent dans la partie la plus méridionale du bloc de Lac Rouyn du secteur sud et dans le secteur ouest près de la frontière ontarienne. Ces unités sont en grande partie de composition mafique à intermédiaire et sont suivies par trois cycles d'andésite-séquence bimodale — les deux premiers cycles sont en grande partie contemporains du chaudron. Le troisième cycle est postérieur au chaudron. Il est recouvert d'une épaisse unité andésitique dans le secteur est du groupe. Les unités bimodales des secteurs est et ouest s'amincissent vers l'est et l'ouest respectivement — les équivalents latéraux de ces unités sont andésitiques. En résumé, le Groupe de Blake River au Québec est constitué d'un complexe volcanique central bimodal qui comprend un chaudron. Des roches mafiques et intermédiaires se retrouvent en dessous et au-dessus du complexe. On trouve aussi des unités andésitiques contemporaines du complexe à l'extérieur de ce dernier.

La plupart des dépôts de sulfures massifs volcanogènes, qui se trouvent à l'intérieur du complexe volcanique central, se sont formés durant la genèse et la subsidence du chaudron, et ont une relation spatiale évidente avec

des failles synvolcaniques (Spence et de Rosen-Spence, 1975; de Rosen-Spence, 1976; Gibson, 1990). Toutefois, la stratigraphie à l'extérieur et à l'intérieur du chaudron est semblable (avec les unités andésitiques basales et leurs séquences bimodales susjacentes). De façon particulière, les corrélations établies entre les secteurs sud et ouest du groupe et du complexe volcanique central suggèrent que ces deux secteurs sont au moins, en partie, contemporains de la séquence avec laquelle s'est effectuée le remplissage le chaudron. Le secteur sud comprend aussi l'important gisement de sulfures massifs de la mine Horne. La présence du gisement Mobrùn dans le secteur est du Blake River ainsi que l'occurrence de nombreux indices minéralisés dans les secteurs est et ouest infirment la théorie selon laquelle les gisements de sulfures massifs sont exclusifs au chaudron du complexe volcanique central. Les dômes de rhyolite identifiés dans ces secteurs signalent la présence de centres volcaniques felsiques à l'extérieur du complexe central — ce dernier étant, comme déjà mentionné, l'hôte de plusieurs gisements de sulfures. Aussi, compte tenu de l'importance accordée aux failles synvolcaniques dans la localisation des dépôts de SMV, la signification de la présence de failles semblables — extérieures au complexe mais parallèles aux failles synvolcaniques du complexe — devrait faire l'objet d'études plus poussées. L'occurrence possible de dépôts de SMV à l'extérieur de la séquence de remplissage du chaudron du complexe volcanique central mérite certainement une étude approfondie.

Remerciements

Le présent article est publié avec la permission du ministère de l'Énergie et des Ressources et de Cambior inc. Les études effectuées dans le secteur ouest du Blake River ont été entièrement financées par une commande du MER à l'URSTM. L'étude du secteur concerné fait partie du projet de doctorat de M.R. Laflèche et résulte d'une synthèse de plusieurs travaux de terrain effectués par les géologues de Cambior. Ainsi, nous désirons reconnaître les contributions de M. Gilbert, R. Laplante et T. Spiegel. L'étude de M.R. Laflèche a aussi été supportée financièrement par le FCAR (Québec) et par une subvention du Centre national de la recherche scientifique (France) au Docteur C. Dupuy. Minnova inc. (auparavant, Corporation Falconbridge Copper) a supporté la recherche dans le complexe volcanique central en permettant l'accès aux propriétés et aux données, et en supportant financièrement S. Paradis et H. Gibson. L'étude de S. Paradis a été partiellement financée par le CRSNG (subvention A7874) et par D.H. Watkinson de la Carleton University.

Les auteurs remercient particulièrement le Dr Lorne Ayres (University of Manitoba) et le Dr Pierre Cousineau (UQAC) pour les commentaires apportés après la lecture d'une version préliminaire de cet article, lesquels ont permis une amélioration significative du texte final. France Trépanier et Dominique Trottier ont participé à la compilation des cartes. Les cartes et les figures ont été dessinées par Serge Sigouin de Service Exploration.

Références

- BARAGAR, W.R.A., 1968 — Major element chemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 5, pages 773-790.
- BOIVIN, P., 1974 — Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de «schistes verts» de Noranda dans les cantons de Hébécourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Université de Clermont-Ferrand, Clermont, France; 133 pages.
- CAMIRÉ, G., 1989 — Volcanic stratigraphy in the Hunter Creek Fault area, east of the Flavrian Pluton, Rouyn-Noranda, Québec. Unpublished. M.Sc. thesis, Carleton University; 213 pages.
- CAUMARTIN, C. — CAILLER, M.F., 1990 — Volcanic stratigraphy and structure of the Maubrun Mine. *Dans Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43.*
- COUSINEAU, P. — DIMROTH, E., 1982 — Interpretation of the relations between massive, pillowed and brecciated facies in an Archean submarine volcano - Amulet Andesite, Rouyn Noranda, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; volume 13, pages 83-102.
- de ROSEN-SPENCE, A.F., 1976 — Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Québec. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Toronto, Ontario; 166 pages.
- de ROSEN-SPENCE, A.F. — PROVOST, G. — DIMROTH, E. — GOCHNAUER, K. — OWEN, V., 1980 — Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. *Precambrian Research*; volume 12, pages 43-77.
- DESCHAMPS, F. — CHOUTEAU, M., sous presse — Recherche et développement de modèles géophysiques et géologiques de la région de l'ouest de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — ROCHELEAU, M. — GOULET, N., 1982 — Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.
- 1983a — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- 1983b — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1374-1388.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — COUSINEAU, P. — LEDUC, M. — SANSCHAGRIN, Y., 1985 — Paleo-

- geographic analysis of mafic submarine flows and its use in the exploration for massive sulphide deposits. *Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Édité par L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber.* Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 203-220.
- FOWLER A.D. — JENSEN, L.S. — PÉLOQUIN, A.S., 1987 — Variolites in Archean basalts: Products of spherulitic crystallization. *Canadian Mineralogist*; volume 25, pages 275-289.
- GÉLINAS, L. — BROOKS, C. — TRZCIENSKI, W.E., 1976 — Archean variolites - quenched immiscible liquids. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 13, pages 210-230.
- GÉLINAS, L. — TRUDEL, P. — HUBERT, C., 1984 — Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-01, 41 pages.
- GIBSON, H.L., 1990 — The geology and reconstruction of the Mine sequence and Noranda cauldron of the Noranda complex, northwestern Quebec. Ph.D Thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario.
- GIBSON, H.L. — LICHTBLAU, A.P., 1986 — Subaqueous rhyolite flows of the Central Mine Sequence, Noranda, Quebec. Geological Association of Canada; Abstracts, volume 11, page 72.
- GIBSON H.L. — WALKER, S.D. — COAD, P.R., 1984 — Surface geology and volcanogenic base metal massive sulphide deposits and gold deposits of Noranda and Timmins. Geological Association of Canada; Field trip 14.
- GILBERT, M., 1989 — Cartographie du secteur Rouyn, observations et hypothèse de travail, été 1987-1989. Internal Report, Cambior inc., Exploration Division.
- GOODWIN, A.M., 1977 — Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. Édité par W.R.A. Baragar *et al.* Geological Association of Canada; Special paper no. 16, pages 205-241.
- HUBERT, C. — TRUDEL, P. — GÉLINAS, L., 1984 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 1024-1032.
- JOLLY, W.T., 1980 — Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry. *Journal of Petrology*; volume 21, pages 323-363.
- KNUCKEY, M.J. — COMBA, C.D.A. — RIVERIN, G., 1982 — Structure, metal zoning and alteration at the Millenback deposit, Noranda, Quebec. *Dans Precambrian Sulphide Deposits. Édité par R.W. Hutchinson et al.* Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 255-296.
- LAFLECHE, M.R., 1989 — Rapport géologique de la campagne d'exploration 1989. Synthèse géologique régionale et recommandations. Internal Report, Cambior inc., Exploration Division.
- LEDUC, M., 1986 — Géologie de la région du lac Dasserat, Abitibi (Group de Blake River). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-14, 179 pages.
- MER, 1982 — Cartes de compilation géoscientifique, 32D/6 203, 204, 303 et 304 (1 : 10 000).
- MERQ/OGS., 1984 — Carte lithostratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi. DV 83-16, 1 : 500 000.
- PARADIS, S., en préparation — Stratigraphy, volcanology and geochemistry of the New Vauze-Norbec area, Central Noranda Volcanic Complex, Quebec, Canada. Ph.D. Thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario.
- PÉLOQUIN, A.S. — VERPAELST, P., 1989 — Groupe de Blake River, région de Rouyn-Noranda, Québec : Correlation au nord et au sud de la faille de Hunter Creek. GAC/MAC annual meeting, Montréal. Program with Abstracts; volume 14, page A37.
- PÉLOQUIN, A.S. — VERPAELST, P. — PARADIS, S. — GAULIN, R. — COUSINEAU, P., 1989 — Projet Blake River ouest : cantons de Duprat et de Dufresnoy, SNRC 32/D6. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-02, 147 pages.
- PÉLOQUIN, A.S. — VERPAELST, P. — GAULIN, R., 1990 — Projet de Blake River ouest : cantons de Duprat, de Montbray, de Beauchastel et de Dasserat, SNRC 32/D6. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-64.
- PÉLOQUIN, A.S. — VERPAELST, P. — DEJOU, B. — GAULIN, R., (en préparation) — Projet de Blake River ouest : cantons de Dufresnoy, de Duprat, de Montbray, de Beauchastel et de Dasserat, SNRC 32/D6. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final.
- RIVE, M., 1986 — Carte de compilation synthèse des données géoscientifiques. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; feuillets 32/D2, 32/D3, 32/D6, 32/D7 et 32/D11 (1 : 50 000).
- RIVE, M. — PINTSON, H. — LUDDEN, J.N., 1990 — Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard.* Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43.
- ROBERT, F., 1990 — An overview of gold deposits in the eastern Abitibi Subprovince. *Dans Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard.* Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43.
- SPENCE, C.D., 1967 — The Noranda area. C.I.M. Centennial Field Excursion guidebook.
- SPENCE, C.D. — de Rosen-Spence, A.F., 1975 — The place of massive sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 70, pages 90-101.
- TRUDEL, P., 1978 — Géologie de la région de Cléricy, Abitibi-Ouest. Ministère des richesses naturelles, Québec; DP-598.
- VERPAELST, P., 1980 — Rhyolites et roches associées du complexe volcanique de Duprat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-752, 42 pages.

**CARACTÉRISTIQUES DES ROCHES PLUTONIQUES
ARCHÉENNES TARDIVES DES SOUS-PROVINCES
DE D'ABITIBI ET DU PONTIAC, PROVINCE DU SUPÉRIEUR, CANADA**

par

Maurice Rive¹, Hillar Pintson² et John Ludden²,

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest, Division de Rouyn-Noranda.
2. Institut de recherche en exploration minérale (IREM).

RÉSUMÉ

Quelque soixante-dix plutons, présents dans la sous-province de Pontiac et dans la partie centrale de la sous-province d'Abitibi, ont fait l'objet d'une reconnaissance systématique. Ils ont été regroupés en huit suites plutoniques majeures et en trois suites mineures à partir de critères géologiques et pétrologiques. Parmi les suites majeures, quatre représentent l'activité intrusive la plus ancienne de la région. L'une d'entre elles est représentée par deux complexes lités anorthosito-gabbroïques et les trois autres comprennent les orthogneiss dioritiques à leucotonalitiques et les intrusions dont la composition varie de dioritique et granodioritique à leucotonalitique. Leur mise en place peut être pré-tectonique à syntectonique ou tarditectonique — certains plutons sont synvolcaniques. Quelques datations U-Pb effectuées à propos de ces roches donnent des âges s'étalant entre 2 718 et 2 694 Ma. Les données géochimiques indiquent la présence des deux lignées magmatiques (tholéiitique et calco-alcaline), bien qu'il n'y ait aucune évidence de relations entre elles dans le temps et dans l'espace. Ces suites magmatiques différentes peuvent provenir soit d'une croûte tholéiitique impliquée dans un processus de subduction, soit directement du manteau.

Les trois autres suites majeures (comprenant des monzodiorites, des granodiorites et des monzonites) ainsi que les deux suites mineures (comprenant des syénites) correspondent à un événement intrusif plus jeune situé entre 2 694 et 2 680 Ma. Ces roches sont syntectoniques, tarditectoniques et post-tectoniques, et sont enrichies en alcalins, Ba, Sr et terres rares légères comparées aux quatre suites citées précédemment. De plus, leurs caractères chimiques propres suggèrent qu'elles proviennent d'une source différente.

La dernière suite plutonique majeure correspond à un monzogranite leucocrate (riche en pegmatite) également syntectonique à tarditectonique, dont l'âge n'est pas connu avec précision. Il représente le seul granite «vrai» de la région et dérive d'une anatexie, soit des métasédiments, soit des granodiorites-tonalites plus anciennes.

La troisième suite plutonique mineure correspond à quatre stocks de granodiorite porphyrique qui n'ont pas été étudiés en détail.

Introduction

La sous-province d'Abitibi (SPA) fait partie de la province du Supérieur qui représente l'une des ceintures volcanoplutoniques archéennes les plus vastes du monde. Elle contient de nombreux gisements de métaux usuels et de métaux précieux que l'on trouve essentiellement dans les roches volcaniques et les plutons de petite taille. Les intrusions plus importantes de la sous-province d'Abitibi (SPA) et de la sous-province du Pontiac (SPP), adjacente à la précédente, ne sont généralement pas minéralisées et, pour cette raison, ont été souvent négligées.

Des études métallogéniques récentes dans la SPA ont démontré que la mise en place des plutons peut jouer un rôle important dans la genèse et la mobilisation des fluides minéralisés (Burrows & Spooner, 1986; Jebrak, 1989). Les travaux effectués sur les batholites de Flavrian et de Bourlamaque ont montré que le premier est pauvre en or (Perrault *et al.*, 1987) alors que c'est l'inverse pour le second (Taner & Trudel, 1989), bien que tous les deux contiennent des mines d'or — le lien direct entre leur mise en place et la minéralisation aurifère n'a pas encore été clairement établi. En outre, il existe de plus en plus d'évidences que la minéralisation aurifère est postérieure au métamorphisme et à la mise en place des grands complexes plutoniques des SPA et SPP (Corfu *et al.*, 1989). Les pegmatites granitiques associées aux monzogranites sont reconnues comme une source éventuelle de métaux de «haute technologie» tels que Mo, Ta, Nb, Li, Be et les terres rares. Une évaluation du potentiel minéral de ces roches est en cours (Boily *et al.*, 1989 et 1990).

Le rôle des plutons dans la genèse des gîtes minéraux pourra être évalué plus sérieusement lorsque seront mieux connues leurs caractéristiques spatio-temporelles et géochimiques ainsi que leurs relations avec les suites volcaniques qui les entourent. Cet article présente une classification préliminaire des suites plutoniques basées sur les données de terrain et sur les données pétrographiques et géochimiques recueillies à partir d'une coupe transversale nord-sud, effectuée à travers les SPA et SPP (figure F.1). Le but de cet article est de fournir un ensemble structuré de données sur lequel pourront se greffer de futures études sur le plutonisme dans les deux sous-provinces.

Cadre géologique

Le secteur étudié comprend la totalité de la SPP et la partie orientale de la zone centrale de la SPA qui appartiennent, toutes les deux, à la province du Supérieur comme le montre la figure F.1. Ce secteur mesure 150 km de large (79°W à 77°W) et s'étend de la sous-province d'Opatica au nord jusqu'à la zone tectonique du front du Grenville au sud.

La SPA est une sous-province volcanique typique comme l'ont définie Card *et al.* (1986). Elle comprend essentiellement des roches supracrustales métavolcaniques, des roches métasédimentaires en quantité moindre et de nombreuses intrusions de roches ignées. En règle générale, ces structures plongent fortement par

suite d'un plissement isoclinal polyphasé; la déformation s'accroît, de façon marquée, à l'intérieur de plusieurs couloirs orientés E-W et NW-SE (Hubert *et al.*, 1984). Le métamorphisme correspond généralement au faciès schiste vert à schiste vert — le faciès amphibolite peut se développer parfois autour de certaines intrusions (Jolly, 1978).

La SPP est une sous-province métasédimentaire (Card *et al.*, 1986) comprenant des schistes, des paragneiss et des migmatites qui correspondent à d'anciens sédiments terrigènes. Une partie importante de cette sous-province est constituée par des granitoïdes (figure F.2). Au sud-ouest, la SPP contourne, vers l'est, le sillon volcanique de Baby-Belleterre qui représente soit un appendice de la SPA, soit un klippe de cette dernière. Ce sillon comprend surtout des roches volcaniques mafiques et des intrusions à prédominance tonalitique et leucotonalitique. Les directions structurales, à l'intérieur de la SPP, contrastent avec celles de la SPA et sont dominées par une fabrique planaire subhorizontale avec des plis à vergence sud, résultant probablement d'un chevauchement dirigé vers le sud (Dimroth *et al.*, 1983a; van de Walle, 1978). L'intensité du métamorphisme varie entre le faciès schiste vert, dans la partie nord de la SPP ou à proximité de la ceinture de Baby-Belleterre, et le faciès amphibolite supérieur dans la partie centrale de la SPP.

La limite entre la SPA et la SPP correspond à la faille de Cadillac-Larder Lake (FCL) qui passe au sud de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or (figure F.2). Les résultats des levés sismiques récents (Green *et al.*, 1990; Jackson *et al.*, 1990) montrent que la FCL est une structure à pen-

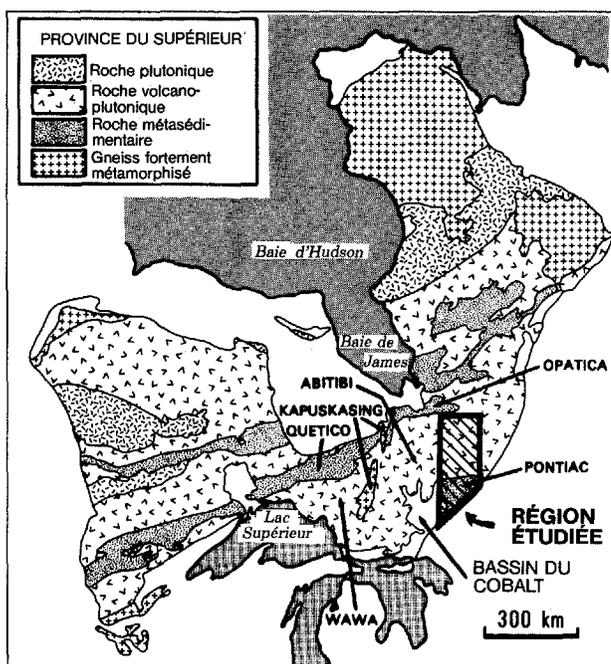


FIGURE F.1 — Localisation de la région étudiée à l'intérieur de la province du Supérieur. Les noms et les limites des sous-provinces sont d'après Card *et al.* (1986). Noter que la région étudiée comprend une partie de la ceinture volcanoplutonique de l'Abitibi et la province métasédimentaire du Pontiac.

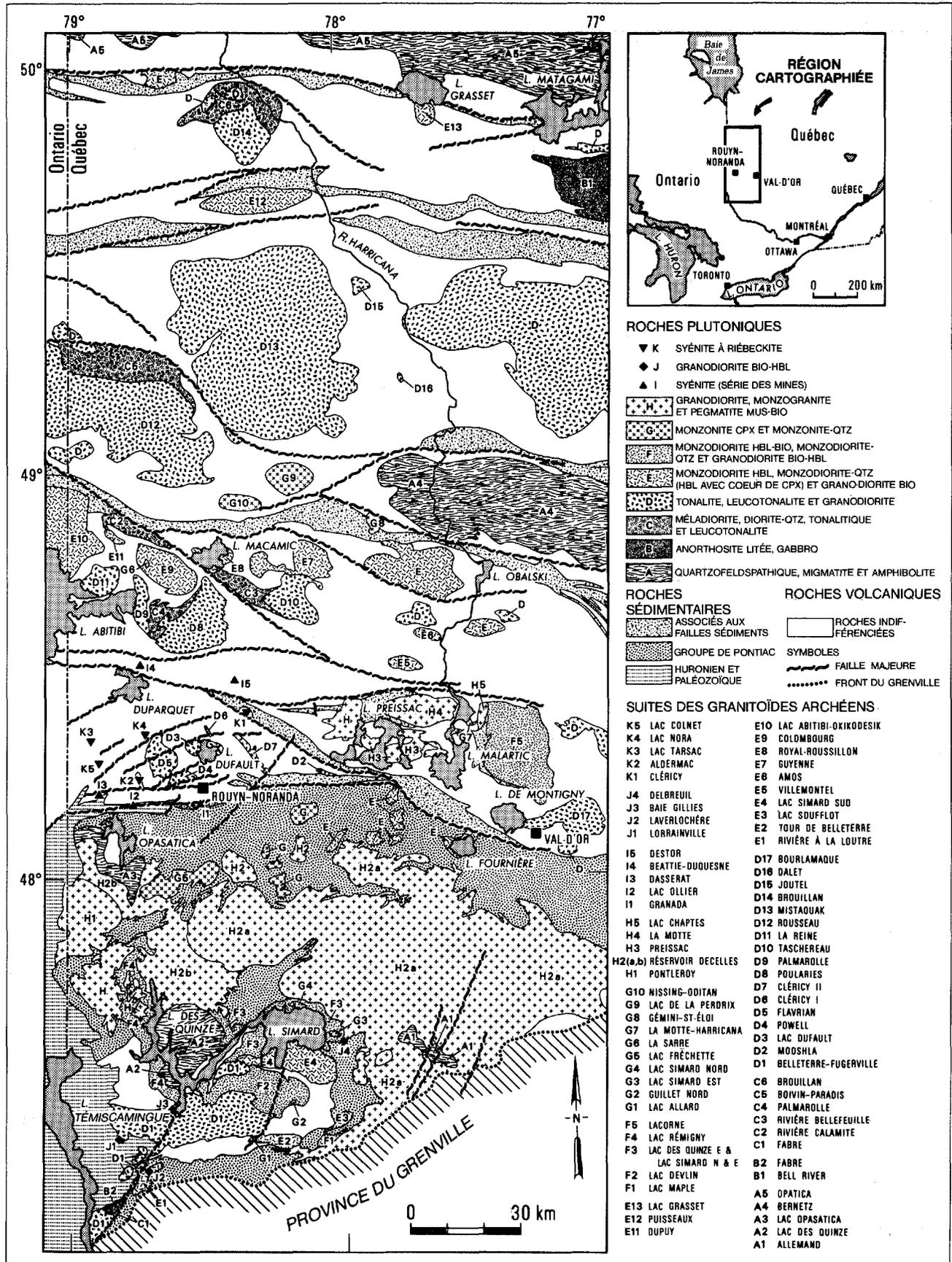


FIGURE F.2 — Carte géologique simplifiée montrant la répartition des plutons à l'intérieur de la région étudiée d'après Rive (sous presse). Les différentes suites plutoniques et leurs plutons sont indiqués dans la légende.

dage fort, incliné vers le nord, pouvant devenir listrique vers 12 à 15 km de profondeur. Cette faille sépare, en effet, des terrains à comportement sismique différent le long des 12 premiers kilomètres verticaux du profil. Il est donc évident que la FCL a été le siège d'un important mouvement de décrochement. Que ce mouvement latéral soit tardif et se soit surimposé à d'anciennes failles chevauchantes nord-sud (Jackson & Sutcliffe, 1990), ou que la SPA représente un collage de «terrane» accrétés par convergence oblique (Ludden & Hubert, 1986), demeure un point de controverse en ce qui concerne les modèles traitant de l'évolution géologique de cette partie de la province du Supérieur.

Les synthèses récentes concernant l'évolution géologique de régions spécifiques situées à l'intérieur des SPA et SPP (Dimroth *et al.*, 1983b; Mueller *et al.*, 1989), ou celles traitant de l'évolution globale de ces deux dernières (Ludden *et al.*, 1986) invoquent toutes des mécanismes semblables à celui des plaques tectoniques phanérozoïques pour expliquer le développement de la croûte archéenne. Or, bien que les granitoïdes fassent partie intégrante des modèles invoqués, l'information dont nous disposons à leur sujet demeure tout à fait modeste par rapport à leur abondance sur le terrain. D'autre part, la clarification des rapports entre le magmatisme de ces roches et l'environnement géotectonique, perçu à travers le contexte des plaques tectonique (Pitcher, 1983), devrait permettre d'améliorer les modèles concernant l'évolution géologique des SPA et SPP.

Caractères pétrographiques et structuraux des plutons

Les granitoïdes du secteur étudié ont été divisés en 11 suites plutoniques (figure F.2) : huit d'importance majeure (A à H) et trois d'importance mineure (I à K). Ces subdivisions reposent sur des levés géologiques à l'échelle de 1 : 125 000 (Rive, 1974, 1975 et 1976) et sur des cartes de compilation à la même échelle — basées sur d'anciennes cartes et rapports avec vérification sur le terrain pour ce qui concerne les granitoïdes (Rive, sous presse). La plupart des plutons identifiés sur la figure F.2 ont été reconnus et échantillonnés. Le choix des différents noms de roches suit la classification minéralogique I.U.G.S. (Streckeisen, 1976) des roches plutoniques. Les caractères pétrographiques détaillés de ces suites et leurs relations de terrain sont indiqués au tableau F.1. Certains parmi les plus importants sont présentés ci-dessous.

- Suite A : Cette suite comprend des orthogneiss dont la composition peut-être dioritique, tonalitique et leucotonalitique. Leur texture granolépido-blastique résulte d'une déformation polyphasée. Ces roches sont, en général, étroitement associées à des séquences métasédimentaires et des monzogranites de la suite H. Ils constituent le plus souvent des dômes. Les xénolithes d'amphibolite et de métasédiment sont rares.

- Suite B : Les termes appartenant à cette suite font partie de complexes lités anorthosito-gabbroïques comme celui de la rivière Bell (Sharpe, 1968) dans la

région de Matagami (figure F.2). Le seul autre complexe présent dans le secteur se trouve dans l'angle SW de la région, à quelque 15 km au sud de Ville-Marie. Ces complexes sont semblables à celui de Lac Doré (Allard, 1976) dans la région de Chibougamau (SPA). Ils sont étroitement associés avec des plutons syntectoniques de méladiorite-tonalite-leucotonalite (suite C) et peuvent être comagmatiques avec des assemblages volcaniques mafiques et intermédiaires, comme c'est le cas dans la région de Chibougamau (Ludden *et al.*, 1986). Ces complexes ont tous été affectés, à des degrés variables, par la tectonique et par le métamorphisme régional (faciès schiste vert).

- Suites C et D : Ces deux suites plutoniques constituent généralement de vastes plutons situés au coeur des blocs volcaniques lithotectoniques majeurs encadrés par les failles que l'on trouve dans la SPA. La suite C comprend des gabbros-méladiorites prédominants et des tonalites-leucotonalites subordonnées. Ils sont souvent localisés à la périphérie des batholites de la suite D. Cette suite, tardive par rapport à la précédente, est intrusive dans les termes de la suite C — elle comprend essentiellement des diorites et diorites quartziques, des tonalites, des leucotonalites et des granodiorites. Elle représente probablement un produit plus fractionné d'une série magmatique à évolution simple. Ces plutons sont syntectoniques à tarditectoniques; on a démontré qu'ils sont comagmatiques avec des séries volcaniques intermédiaires à felsiques (Ludden *et al.*, 1986; Paradis *et al.*, 1988). On doit noter que la taille des plutons de la suite D pourrait être exagérée, dans la partie nord du secteur, par suite de la rareté des affleurements.

- Suites E et F : Ces deux suites ont des compositions monzodioritiques à granodiorites. Elles se distinguent par la présence ou l'absence de clinopyroxène et par l'abondance relative des faciès plus felsiques. Les termes précoces de la suite E contiennent du clinopyroxène, soit en petits cristaux isolés, soit en inclusions au coeur des phénocristaux de hornblende. La suite E se caractérise également par l'abondance significative des granodiorites à biotite, mésocrates à leucocrates, par rapport aux faciès plus mafiques de la suite F (monzogranodiorites et monzodiorites quartziques à hornblende et biotite, granodiorites à hornblende et biotite). Les plutons de chacune de ces deux suites contiennent des xénolithes de hornblendite et montrent des faciès marginaux foliés ou bréchifiés. Ils sont syntectoniques à tarditectoniques.

- Suite G : Cette suite comprend surtout des monzonites à clinopyroxène et des monzonites quartziques en quantité mineure. Les granodiorites sont absentes, ce qui permet de différencier cette suite des deux précédentes. Les plutons de la suite G sont de petite taille, syntectoniques à tarditectoniques.

- Suite H : Cette suite comprend des monzogranites largement prédominants par rapport aux granodiorites qui sont généralement associées avec les roches sédimentaires. On les trouve, parfois, en contact avec les gneiss tonalitiques de la suite A et plus rarement avec les roches volcaniques (ex. : H4). Ces roches montrent un caractère leucocrate constant et ne contiennent pas de

TABLEAU F.1A — Caractéristiques des différentes suites granitoïdes des sous-provinces d'Abitibi du Nord-Ouest québécois et du Pontiac (tableau comparatif) (début)

Suite	Type d'intrusion Nature des phases intrusives	Caractères micrographiques
A	Massifs prétectoniques allongés parallèlement à foliation régionale, comprenant un cœur de gneiss; TOI plissée et remobilisée, recoupée par dykes; TO elle-même plissée, entourée par une zone de diatexites (gneiss gris hétérogène). Quelques xénolithes d'amphibolite et de métasédiments.	Minéraux principaux : qtz (25 %), oli (An ₁₉) (67 %), bio (2 %), hbl (1 %) Minéraux accessoires : épi, chl, apa, mus. Texture granoblastique, grain moyen, équigranulaire. Recristallisation de l'ensemble des minéraux qui ont un aspect frais.
B	Complexe stratifié prétectonique (plissé en anticlinal [?]) comprenant AN, ANG, GBA et lits de mag vanadifère. Rétroréaction des minéraux primaires au faciès schiste vert.	Minéraux principaux : pla entièrement saussurité; cpx pseudomorphosé par act et chl. Minéraux accessoires : épi, leu, car, ilm.
C	Massifs subvolcaniques, syntectoniques, allongés parallèlement aux intrusions «D» auxquelles ils sont associés (excepté C2). Mise en place en 2 phases : GB et DRm au cours de la première phase; DRQ, TO et TOI durant la seconde phase, ces dernières provenant probablement de «D». Massifs de GB et DRm, tantôt homogènes sur de longues distances (≈ 20 km pour C2 et C3), tantôt très hétérogènes par suite de la présence d'injections multiples et variées de DRQ, TO, TOI, sous forme de dykes, amas, sills et laccolites, à contacts nets ou diffus.	Minéraux principaux : hbl, bio, qtz, pla. Minéraux accessoires : épi, apa, sph. Texture grenue, à grain fin à moyen. cpx peut être abondant : (C5)
D	Batholites, plutons ou sills subvolcaniques, syntectoniques à tarditectoniques, situés au cœur des complexes volcaniques comprenant DR et DRQ à hbl et bio, TO, TOI et GD. Différenciation à tendance centripète. Plusieurs générations de porphyre feldspathique rhyolitique et dacitique, particulièrement abondant en bordure des intrusions. Les phases acides ont des compositions assez homogènes, mais montrent des textures variées, passant rapidement de l'une à l'autre (ex : grenue hypidiomorphe à granophyrique à grain fin).	Minéraux principaux : qtz, pla (An ₁₅), bio, hbl. Minéraux accessoires : épi, chl, apa, sph, mus. Texture grenue hypidiomorphe. pla en cristaux subautomorphes, parfois zonés, criblés de petits granules d'épidote lorsqu'ils sont altérés. mic s'insère le long des fractures ou en bordure des cristaux de pla.
E	Batholites et plutons comprenant une zone centrale de GD à bio, hbl homogène, porphyroïde par endroits, et zone de bordure relativement mince de MD (à hbl syntectonique, hétérogène) et de MDQ à bio. Différenciation centripète progressive. Enclaves centimétriques de HB aplaties parallèlement à la foliation. Pas de qtz visible à l'oeil nu, mais souvent cpx sous forme de taches de couleur rouille au cœur de certains cristaux de hbl.	Minéraux principaux : pla (An ₂₀), ort, qtz, hbl, bio. Minéraux accessoires : cpx, épi, chl, apa, sph, all. Texture grenue, porphyrique par endroits. Structure des pla parfois subautomorphe, mais toujours granulée. mic interstitiel ou en phénocristaux. Cœur de hbl, contenant ou non fragments de cpx, montre pléochroïsme plus clair que les bordures, mais extinction demeure synchrone; hbl entourée de liserés discontinus de cristaux d'épi et de bio.
F	Batholites et plutons syntectoniques à tarditectoniques comprenant, par ordre de mise en place, PY ou HB, MD et MDQ à hbl, GD à hbl et bio, et GD à bio. MD et GD peuvent être porphyriques. Nombreux dykes de MDQ et de GD recoupant les faciès basiques et intermédiaires, indiquant ainsi l'importance de la tectonique cassante lors de la mise en place. Automorphisme du pla et fraîcheur des minéraux mafiques.	Minéraux principaux : qtz, pla (An ₁₅₋₁₉), ort, hbl, bio. Minéraux accessoires : chl, épi, apa, sph, ilm, mag, zir. Texture grenue, hypidiomorphe, porphyroïde par endroits. pla automorphe ou subautomorphe, à zonation progressive. mic interstitiel ou phénocristaux perthitiques. cpx subautomorphe, parfois entouré de hbl, présent dans IPY, HB et MDm. Aspect frais de l'ensemble des minéraux.

Roches intrusives : (l) leuco; (m) méla; (AN) anorthosite; (ANG) anorthosite gabbroïque; (DR) diorite; (DRQ) diorite quartzique; (GB) gabbro; (GBA) gabbro anorthositique; (GD) granodiorite; (HB) hornblendite; (MD) monodiorite; (MG) monzogranite; (MZ) monzonite; (PY) pyroxénite; (SY) syénite; (TO) tonalite.

Minéraux : (act) actinote; (alb-oli) allbite-oligoclase; (all) allanite; (apa) apatite; (aug) augite; (aug-aeg) aegyrine-augite; (bio) biotite; (car) carbonate; (chl) chlorite; (cle) clevelandite; (clz) clinozoisite; (cpx) clinopyroxène; (épi) épidote; (hem) hématite; (hbl) hornblende; (ilm) ilménite; (leu) leucosène; (mag) magnétite; (mic) microcline; (mus) muscovite; (myr) myrmékite; (ort) orthose; (phl) phlogopite; (pla) plagioclase; (pyr) pyrite; (qtz) quartz; (rié) riébeckite; (rut) rutile; (sph) sphère; (zir) zircon; (zoi) zoisite.

TABLEAU F.1A — Caractéristiques des différentes suites granitoïdes des sous-provinces d'Abitibi du Nord-Ouest québécois et du Pontiac (tableau comparatif) (suite)

Suite	Type d'intrusion Nature des phases intrusives	Caractères micrographiques
G	Plutons syntectoniques à tarditectoniques comprenant PY-HB, MDm à cpx, MZQ-SYQ qui sont tardives. Tous ces faciès peuvent être porphyroïdes. cpx bien exprimé. Différenciation avec pulsations dont certaines tardives montrent une texture en lattes.	Minéraux principaux pla (An ₂₂), ort, cpx, hbl. Minéraux accessoires : qtz, bio, apa, sph, hem, épi. Texture grenue, hypidiomorphe, porphyrique par endroits. pla largement envahi par ort en veinules, souvent criblé par hem. ort très perthitique, interstitielle ou en phénocristaux de grande taille dans faciès porphyrique. cpx automorphe, finement ouralitisé sur pourtour. hbl parfois primaire, contenant des restes de cpx.
H	Batholite parfois de grande taille et plutons, syntectoniques à tarditectoniques, comprenant GD à bio, mus, MG à bio, mus, et MG à mus. MG à bio spécial «H3B» situé à l'ouest du batholite de Lac Decelles «H3A». Abondance des dykes de pegmatite dans toute la masse des intrusions, mais plus particulièrement dans leurs bordures et dans les roches encaissantes. Rôle prépondérant de la tectonique cassante lors de la mise en place. Caractère leucocrate de l'ensemble.	Minéraux principaux : qtz (20 à 30 %), pla (An ₆₋₁₆), mic (20 à 40 %), mus (jusqu'à 10 % dans H3A et supérieure à 5 % dans H3B). Minéraux accessoires : chl, épi, apa, sph, zir, mag, all, sil, gre. Texture allotriomorphe à hypidiomorphe. pla auto ou xénomorphe, rarement zoné, à mâcles polysynthétiques plus ou moins nettes avec liseré plus clair et inclusions de myr au contact de mic. mic tardif, interstitiel ou en phénocristaux envahi par perthite. qtz interstitiel. bio parfois pseudomorphosée par chl et rut. sil partiellement muscovitisée.
I	Plutons, amas, dykes, sills et «stockwerks» tarditectoniques comprenant essentiellement SYI, porphyrique ou non, à grain moyen à fin. Caractère leucocrate de l'ensemble. Différenciation avec pulsation. Mise en place sur une longue période, le long ou à proximité de grandes zones de cisaillement, certains faciès précoces étant déformés, d'autre plus tardifs ne l'étant pas.	Minéraux principaux : ort, pla, aug, hbl, bio. Minéraux accessoires : apa, qtz, ilm. Texture grenue à tendance porphyrique ou parfois franchement pophyrique. ort en petits cristaux xénomorphes dans la matrice ou en phénocristaux zonés et perthitiques. pla nettement subordonné par rapport à ort, souvent altéré et criblé par hem. aug de petite taille, partiellement ouralitisée, associée à hbl et parfois à bio.
J	Plutons subcirculaires comprenant essentiellement GD porphyrique à hbl, bio. Certaines intrusions (ex. : J4) montrent une phase à grain moyen à fin, peu ou pas porphyrique.	Minéraux principaux : qtz, pla, ort, bio, hbl Minéraux accessoires : apa, sph, zir, épi. Texture grenue à tendance porphyrique, porphyrique par endroits.
K	Plutons subcirculaires ou elliptiques comprenant par ordre de mise en place, PY et SY. PY peut constituer stock à part ou se trouver en amas et cumulats dans SY porphyrique ou non. Faciès tardifs (SYI aplitique ou non, SY légèrement quartzique) apparaissent en «ring-dykes» et dykes radiaux. Semblent s'être mis en place le long de linéaments nord-sud (K1, K2) affectant le groupe de Blake River.	Minéraux principaux : aug-aeg (90 % dans cas PY), ort perthitique (80 % pour SY), alb-oli. Minéraux accessoires : phl, apa, mag, ilm, sph, zir, rié (dans SY) Texture grenue, porphyrique par endroits. aug-aeg subautomorphe, zonée ouralitisée sur pourtour. ort en petits cristaux (constituant la majeure partie de la matrice) ou en phénocristaux riches en veinules de perthite et bordés parfois par de petits cristaux d'alb.

Roches intrusives : (l) leuco; (m) méla; (AN) anorthosite; (ANG) anorthosite gabbroïque; (DR) diorite; (DRQ) diorite quartzique; (GB) gabbro; (GBA) gabbro anorthositique; (GD) granodiorite; (HB) hornblendite; (MD) monodiorite; (MG) monzogranite; (MZ) monzonite; (PY) pyroxénite; (SY) syénite; (TO) tonalite.

Minéraux : (act) actinote; (alb-oli) albite-oligoclase; (all) allanite; (apa) apatite; (aug) augite; (aug-aeg) aegyrine-augite; (bio) biotite; (car) carbonate; (chl) chlorite; (cle) clevelandite; (clz) clinzoïsité; (cpx) clinopyroxène; (épi) épidote; (hem) hématite; (hbl) hornblende; (ilm) ilménite; (leu) leucoxène; (mag) magnétite; (mic) microcline; (mus) muscovite; (myr) myrmékite; (ort) orthose; (phl) phlogopite; (pla) plagioclase; (pyr) pyrite; (qtz) quartz; (rié) riébeckite; (rut) rutile; (sph) sphène; (zir) zircon; (zoi) zoïsité.

TABEAU F.1B — Caractéristiques des différentes suites granitoïdes des sous-provinces d'Abitibi du Nord-Ouest québécois et du Pontiac (tableau comparatif) (début)

Suite	Éléments structuraux	Relations chronologiques	Environnement géologique	Nature des contacts Métamorphisme	Associations métalliques
A	Foliation métamorphique. Rubanement d'origine tectonique. Minces lits de remobilisat (pression-solution). Linéation d'étirement dans A3 par endroits.	Prétectonique Antérieure à «F» et «H».	Généralement au sein ou en bordure des groupes sédimentaires.	Aplatissement considérable des métasédiments et des amphibolites encaissantes. Contacts masqués par de nombreuses venues aplitiques de compositions variées.	Aucune.
B	Litage magmatique encore bien visible.	Prétectonique. Antérieur à «C» et «D».	À la base ou intercalé au coeur de l'empilement volcanique de Fabre.	Contacts non observés.	Magnétite vanadifère. Hôte potentiel de gisements filoniens Cu-Au. Semblable au complexe de Lac Doré.
C	Foliation surtout visible dans les zones hétérogènes (C4 et C5), parfois déformée par plis asymétriques (C4) avec apparition d'une linéation minérale d'intersection.	Syntectonique. Antérieure à «D». Intrusive dans «B» : grande analogie avec le pluton de Chibougamau.	Se trouve généralement à proximité immédiate de «D», à l'intérieur des empilements de roches volcaniques.	Les contacts avec les roches volcaniques mafiques encaissantes sont nets et tranchés. Récurrence de panneaux de méladiorite dans la zone de contact. Recristallisation d'act de hbl dans les laves encaissantes sur une courte distance.	Pyrite et chalcopyrite disséminées.
D	Foliation primaire dans les faciès de bordure du batholite. Schistosité secondaire apparaissant dans les zones de cisaillement et s'accompagnant d'une épidotisation de hbl et chloritisation de bio.	Syntectonique à tarditectonique. Antérieure à «E», «F» (F2) et «G» (G1). Intrusive dans «C».	Située au coeur des complexes volcaniques, à proximité des laves acides.	Contacts nets, progressifs ou bréchiques avec les roches encaissantes à l'échelle métrique; concordants ou discordants, et plus ou moins sinueux à l'échelle décimétrique; concordants par rapport aux successions lithologiques à l'échelle régionale. Recristallisation des roches encaissantes sur une très courte distance (act-hbl).	Au, Ag, Cu, Mo, W. Or natif, visible ou non, associé à la pyrite ou non, présent dans des veines de qtz de tension, ou dans des zones de cisaillement silicifiées, carbonatisées, épidotisées et hématisées.
E	Foliation primaire développée dans le faciès de bordure. Schistosité secondaire développée à proximité et parallèlement aux zones de cisaillement, avec linéation d'étirement dans certains cas. Granulation des feldspaths dans l'ensemble des faciès.	Syntectonique à tarditectonique. Semble plus ou moins contemporaine de «F».	Localisée à proximité des grandes discontinuités régionales tels que les contacts entre les groupes sédimentaires et volcaniques (E2, E3, E4, E7, E8). N'est pas représentée dans le groupe de Blake River.	Contacts tranchés ou présence d'une brèche au contact des laves ou sédiments. Récurrence de sills méladiorite dans l'encaissant. Recristallisation des minéraux de la roche encaissante sur quelque 10 m.	Aucune

Roches intrusives : (l) leuco; (m) méla; (AN) anorthosite; (ANG) anorthosite gabbroïque; (DR) diorite; (DRQ) diorite quartzique; (GB) gabbro; (GBA) gabbro anorthositique; (GD) granodiorite; (HB) hornblendite; (MD) monodiorite; (MG) monzogranite; (MZ) monzonite; (PY) pyroxénite; (SY) syénite; (TO) tonalite.

Minéraux : (act) actinote; (alb-oli) allbite-oligoclase; (all) allanite; (apa) apatite; (aug) augite; (aug-aeg) aegyrine-augite; (bio) biotite; (car) carbonate; (chl) chlorite; (cle) clevelandite; (clz) clinozoïsite; (cpx) clinopyroxène; (épi) épidote; (hem) hématite; (hbl) hornblende; (ilm) ilménite; (leu) leucoxène; (mag) magnétite; (mic) microcline; (mus) muscovite; (myr) myrmékite; (ort) orthose; (phl) phlogopite; (pla) plagioclase; (pyr) pyrite; (qtz) quartz; (rié) riébeckite; (rut) rutile; (sph) sphène; (zir) zircon; (zo) zoïsite.

TABEAU F.1B — Caractéristiques des différentes suites granitoïdes des sous-provinces d'Abitibi du Nord-Ouest québécois et du Pontiac (tableau comparatif) (suite)

Suite	Éléments structuraux	Relations chronologiques	Environnement géologique	Nature des contacts Métamorphisme	Associations métalliques
F	Foliation primaire parallèle au contact, bien développée dans les faciès précoces. Schistosité secondaire et linéation apparaissant dans la zone d'étirement. Pla et ort moirée, rarement granulés.	Intrusive dans «D» (F3 dans D1). Antérieure à «H3B».	Située dans un environnement sédimentaire contenant des intercalations de laves ultramafiques et mafiques. (ex. : Pontiac et lac Caste)	Contacts tranchés ou progressifs ou masqués par brèche, tantôt concordants, tantôt discordants à l'échelle de l'affleurement, mais concordants à l'échelle régionale. Recristallisation des roches encaissantes dans le faciès amphibolite supérieur.	Aucune.
G	Foliation primaire dans les faciès marginaux. Schistosité secondaire et linéation dans les zones tectonisées. Granulation des feldspaths assez fréquente. Orientation d'origine magmatique dans certains porphyres en lattes.	Antérieure à «H3B».	Située, comme «E», à proximité ou le long des grandes discontinuités régionales. Ex. : contact entre groupe volcanique et groupe sédimentaire (M8, M9, H10).	Contacts tranchés ou masqués par brèche. Recristallisation des minéraux de la roche encaissante dans faciès amphibolite supérieur.	Au ± Cu ± Ag ± Mo ± W. Or natif, visible ou non, présent dans des veines de quartz de tension. Les autres éléments sont en quantité négligeable.
H	Foliation primaire plus ou moins développée dans les faciès de bordure et dans les faciès précoces.	Intrusive dans «E», «F» et «H».	Située, généralement, dans un environnement sédimentaire contenant des laves ultramafiques ou mafiques intercalées. Exception pour H4 car intrusif en partie dans le groupe de Malartic.	Contacts tranchés avec les méta-sédiments et les roches volcaniques encaissantes, concordants avec la foliation régionale. Recristallisation des roches encaissantes dans le faciès amphibolite supérieur.	Li, Be, Mo, Nb, Ta, Bi. Association présente dans les dykes de pegmatite répartis dans la zone périphérique des intrusions, à l'intérieur ou à l'extérieur de celles-ci. Ces dykes se sont mis en place dans des fractures.
I	Affectés par endroits par une forte schistosité parallèle à la direction de la zone de cisaillement, les faciès tardifs mis à part. Orientation des lattes de feldspath parallèlement aux épontes des dykes dans le cas des porphyres en lattes.	Pas d'information, mais probablement antérieure à «K»	Située à l'intérieur ou à proximité de couloirs de déformation importants ou de leurs subsidiaires. Intrusive dans les laves et les sédiments, y compris les sédiments du type Timiscaming.	Contacts nets, tranchés. Possibilité de brèche au contact des intrusions. Pas de recristallisation évidente dans les roches encaissantes.	Au, As ± Zn ± Pb. Or visible ou non; arsénopyrite, sphalérite et galène sont présentes à l'intérieur de veines de quartz de tension et de zones de cisaillement silicifiées et carbonatées.
J	Aucune foliation ou linéation minérale observée.	Représente la suite granitoïde archéenne la plus récente dans la région située entre Rouyn et le front du Grenville.	Variable : sédiments du Pontiac (J4), zone de contact laves-sédiments, intrusions de la suite «D».	N'ont pu être observés avec précision. Semblent provoquer une recristallisation des minéraux sur quelque 10 m.	Aucune.
K	Litage d'origine magmatique (texture en lattes) visible par endroits. Granulation des phénocristaux contemporaine de la mise en place.	Tardive par rapport à l'ensemble des roches granitoïdes archéennes de l'Abitibi. Type anorogénique.	Présente seulement à l'intérieur du groupe volcanique de Blake River.	Contacts tranchés avec les laves mafiques dont les minéraux recristallisent sur plusieurs centaines de mètres. Hybridation (fénitisation) des laves acides.	Au. Or natif, visible ou non, présent dans des veines de quartz de tension.

Roches intrusives : (I) leuco; (m) méla; (AN) anorthosite; (ANG) anorthosite gabbroïque; (DR) diorite; (DRQ) diorite quartzique; (GB) gabbro; (GBA) gabbro anorthositique; (GD) granodiorite; (HB) hornblendite; (MD) monodiorite; (MG) monzogranite; (MZ) monzonite; (PY) pyroxénite; (SY) syénite; (TO) tonalite.

Minéraux : (act) actinote; (alb-oli) allbite-oligoclase; (all) allanite; (apa) apatite; (aug) augite; (aug-aeg) aegyrine-augite; (bio) biotite; (car) carbonate; (chl) chlorite; (cle) clevelandite; (clz) clinozoïsite; (cpx) clinopyroxène; (épi) épidote; (hem) hématite; (hbl) hornblende; (ilm) ilménite; (leu) leucoxène; (mag) magnétite; (mic) microcline; (mus) muscovite; (myr) myrmékite; (ort) orthose; (phl) phlogopite; (pla) plagioclase; (pyr) pyrite; (qtz) quartz; (rié) riébeckite; (rut) rutile; (sph) sphène; (zir) zircon; (zoï) zoïsite.

faciès mafiques ou intermédiaires. La partie interne des plutons consiste en monzogranite à biotite et à biotite-muscovite tandis que les faciès marginaux contiennent surtout de la muscovite et plus rarement de la biotite. Les pegmatites sont abondantes à l'intérieur de ces intrusions. Elles ont des contacts flous dans les parties internes et contiennent de la biotite et plus rarement de la muscovite. Dans les bordures, ces pegmatites ont des contacts tranchés et sont riches en muscovite, sillimanite et grenat. Les aplites sont communes et recoupent les monzogranites et granodiorites. Les enclaves de métasédiments sont rares dans les parties internes mais sont très abondantes en bordure des plutons.

Le vaste batholite de Lac Décelles (H2a et H2b, figure E.2) représente un ensemble de plusieurs plutons contenant des panneaux de métasédiments et de nombreuses pegmatites. Ce vaste batholite est constitué de deux faciès granitiques qui sont : (1) un monzogranite, leucocrate, de teinte blanche (H2a), semblable à celui décrit précédemment; (2) un monzogranite homogène rose à biotite (H3b). Celui-ci contient des enclaves de roches appartenant à la suite F et quelques rares enclaves de métasédiments. La suite H est syntectonique à tardi-tectonique.

- Suites I et K : Les plutons de ces deux suites se ressemblent dans la mesure où ils sont constitués par des syénites et qu'ils apparaissent en petits stocks. Ils se distinguent, toutefois, par le fait que les syénites de la suite I sont souvent localisées à l'intérieur des couloirs de déformation qui délimitent les blocs lithotectoniques de la SPA. Les minéralisations aurifères sont souvent associées à ces plutons (Hodgson, 1983). Les syénites de la suite K sont restreintes au Groupe de Blake River, mais elles ne sont pas nécessairement liées aux zones de faille. Elles montrent des auréoles de métamorphisme de contact bien définies. Elles ne sont pas déstabilisées et représentent l'épisode plutonique archéen le plus récent dans la SPA.

- Suite J : Il n'existe que quatre plutons de cette suite, tous présents dans la partie SW du secteur étudié. Il s'agit d'une granodiorite porphyrique à biotite-hornblende qui constitue des stocks subcirculaires.

Relations chronologiques : datations U-Pb (zircon)

La seule datation disponible pour les complexes de tonalite gneissique de la suite A concerne les orthogneiss de Lac des Quinze (A2). L'âge de 2 695 Ma obtenu par Mortensen (1988) n'est pas compatible avec leur classification sous la rubrique «pré-tectoniques» et leur interprétation comme substratum éventuel des séquences supracrustales, dont les âges se succèdent entre 2 747 et 2 698 Ma (Corfu *et al.*, 1989). Un programme de datation plus détaillé a été entrepris sur ces complexes par N. Machado. Si l'âge de 2 695 Ma est confirmé, ces complexes devront être réinterprétés, à partir de leurs caractères structuraux, comme des parties éventuellement plus profondes et plissées des plutons de la suite D. À l'heure

actuelle, il existe cinq datations concernant ces derniers. Ainsi, le batholite de Taschereau (D10) a un âge de 2 718 ± 2 Ma (Frarey & Krogh, 1986). Cet âge se trouve à l'intérieur de l'intervalle 2 713 ± 2 Ma (Corfu *et al.*, 1989) et 2 730 ± 1,5 Ma (Mortensen, 1987) donné par 2 échantillons — le premier en Ontario, le second au Québec — prélevés dans le groupe de la Mine Hunter (GMH). Les résultats contradictoires de ces datations n'ont pas encore été expliqués, bien qu'ils soient la preuve d'une relation comagmatique évidente entre le batholite de Taschereau et le GMH. Le batholite de Flavrian (D5) a donné un âge de 2 701 ± 1,5 Ma (Mortensen, 1987) qui est semblable à celui de 2 701 ± 2 Ma obtenu (Corfu, 1989) pour les roches volcaniques du GBR qui l'entourent. De plus, les données géochimiques montrent également que le batholite de Flavrian est comagmatique avec les roches du GBR (Paradis *et al.*, 1988). Le batholite de Lac Dufault (D3) a donné un âge de 2 694 ± 8 Ma (Mortensen, 1987) et deux autres plutons situés à l'ouest de Rouyn-Noranda, en Ontario, appartenant probablement à la suite D, ont donné des âges de 2 699 ± 2 Ma (phase précoce du batholite de Watabeag; Frarey & Krogh, 1986) et 2 705 ± 10 Ma (diorite d'Aurius; Corfu *et al.*, 1989). Les rhyolites situées au sommet de la colonne lithostratigraphique du GBR ont donné un âge de 2 681 ± 1 Ma (Mortensen, 1987). Elles représentent les roches volcaniques les plus récentes de la région. Les âges ci-dessus indiquent donc une période relativement courte de 27 millions d'années pour le plutonisme de la suite D et de 4 millions d'années, entre la fin du volcanisme et l'emplacement du plus jeune pluton de cette même suite.

Les batholites de Colombourg (E9) et de Lac Abitibi-Okikodesik (E10) ont donné, respectivement, des âges de 2 694 ± 4 Ma et 2 689 ± 3 Ma (Mortensen, 1987). Des plutons semblables appartenant aux mêmes suites, mais situés en Ontario, ont donné des âges de 2 686 ± 3 Ma (Stock d'Adams) et de 2 681 ± 3 Ma à 2 676 ± 2 Ma (phases tardives de monzonite quartzique, batholite Watabeag; Frarey & Krogh, 1986). Le batholite de Lac Fréchette a donné un âge de 2 685 ± 8 Ma (Mortensen *et al.*, 1988) et deux autres intrusions situées en Ontario, appartenant probablement à la suite G, ont donné des âges de 2 678 ± 2 Ma (Stock de Garrison) et 2 677 ± 2 (Stock de Winnie Lake) (Frarey & Krogh, 1986; Corfu *et al.*, 1989). Le stock d'Otto, constitué d'une syénite et appartenant probablement à la suite K, a un âge de 2 680 ± 1 Ma (Corfu *et al.*, 1989). Les âges précédents indiquent clairement que les plutons des suites E, F, G et K sont tous postvolcaniques et confirment ainsi leur ordre géochronologique de mise en place comme il est présenté dans le tableau F.1 et la figure F.2.

En résumé, la mise en place des plutons, dans la partie centre-est de la SPA et dans la SPP qui lui est adjacente, s'étale sur une période de 40 à 50 millions d'années. Ce court intervalle de temps est un estimé minimal puisque les roches de la suite B sont plus anciennes que celles de la suite C. En effet, le pluton de Chibougamau (suite C), daté à 2 718 ± 2 Ma (Krogh, 1982) est intrusif dans le complexe de Lac Doré (suite B); en outre, il est possible que l'on trouve, pour les orthogneiss de la suite A, des

âges plus anciens que celui du complexe de Lac des Quinze. L'emplacement des plutons s'est poursuivi pendant 20 millions d'années (minimum) après celui des roches volcaniques qui donnent les âges les plus récents dans la région, alors que la composition des magmas devenait nettement plus potassique. Il est possible, cependant, que des séries de roches volcaniques associées aux plutons tardifs (suite E4) aient été érodées. La période de temps correspondant à la mise en place des monzogranites de la suite H représente une phase majeure de magmatisme, génératrice de croûte — elle demeure inconnue pour l'instant.

Caractéristiques géochimiques des suites plutoniques

Environ les deux-tiers des plutons identifiés dans la figure F.2 ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments traces, terres rares comprises (fluorescence X et activation neutronique). Des analyses additionnelles de terres rares et Nd isotopiques ont été réalisées pour l'évaluation géochimique et pétrologique détaillée de ces suites plutoniques. Les plutons des suites B et J n'ont pas été échantillonnés et ne sont pas considérés ci-dessous. La discussion suivante éclaire quelques-unes des caractéristiques géochimiques des suites plutoniques.

Sur un diagramme (non montré) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^1 - \text{MgO}$, il n'y a pas de distinction claire entre les membres felsiques terminaux des différentes suites plutoniques, puisque tous convergent vers le sommet A. Dans le cas des membres intermédiaires, cependant, il y a une progression depuis les roches des suites C et D, qui franchissent la limite des domaines tholéiitique et calco-alcalin, jusqu'aux roches des suites E et G, qui ont un FeO^1/MgO plus bas. Ainsi, ces dernières franchissent la limite entre les domaines calco-alcalin et alcalin et se poursuivent dans ce dernier (domaines d'après Barker & Arth, 1976).

La distinction géochimique entre les suites plutoniques est évidente grâce au diagramme silice-alcalins¹ (figure F.3). Les orthogneiss de la suite A sont généralement calco-alcalins mais comprennent également des termes felsiques leucotonalitiques tardifs, à caractère tholéiitique. Les roches des suites C et D définissent un champ compris entre la composition généralement tholéiitique des membres faiblement à moyennement siliceux et celle des membres terminaux felsiques, à caractère calco-alcalin (granodiorite) ou tholéiitique (leucotonalite). Les plutons définissant ces deux tendances n'ont pas encore été distingués — un des problèmes provient de l'échantillonnage incomplet des différents faciès de chaque intrusion, des termes mafiques aux termes felsiques. Les batholites de Flavrian et de Bourlamaque, dont chaque faciès possède une analyse chimique, illustrent la tendance tholéiitique des séries qui se terminent par les leucotonalites. Les plutons des suites E et F sont plus riches en alcalins que les plutons des suites A, C et D. Cette teneur plus élevée en alcalin est assez constante,

malgré les variations de leur teneur en silice. Cette caractéristique est montrée par les intrusions individuelles qui ont été échantillonnées (figure F.3) en grande quantité. L'étendue plus limitée de la silice (monzonite quartzique-granodiorite) des roches de la suite E est aussi évidente sur la figure F.3. Bien qu'il y ait un certain recouvrement entre les tonalites et granodiorites calco-alcalines des suites A, C et D, d'une part, et les granodiorites des suites E et F, d'autre part, les travaux antérieurs ont mis en évidence les teneurs plus faibles en Sr (de 25 à 800 ppm) et en Ba (de 200 à 600 ppm) par rapport à celles des secondes (teneurs en Sr de 500 à 1 500 ppm et en Ba de 6 500 à 2 200 ppm).

Les roches des suites G, I et K sont les plus riches en alcalin parmi les suites plutoniques, bien que leur teneur en silice soit comparable à celle des suites E et F et à celle des roches intermédiaires des suites A, C et D. Ces roches ont aussi les teneurs en Sr (G : 1 000 à 2 000 — I et K : 750 à 1 750) et en Ba (G : 1 200 à 3 100 — I et K : 1 400 à 5 500) les plus élevées de toutes les suites plutoniques.

La figure F.3 illustre, en outre, la nature distincte des granitoïdes de la suite H. Ces roches montrent un champ limité pour la teneur en silice et possèdent une teneur en

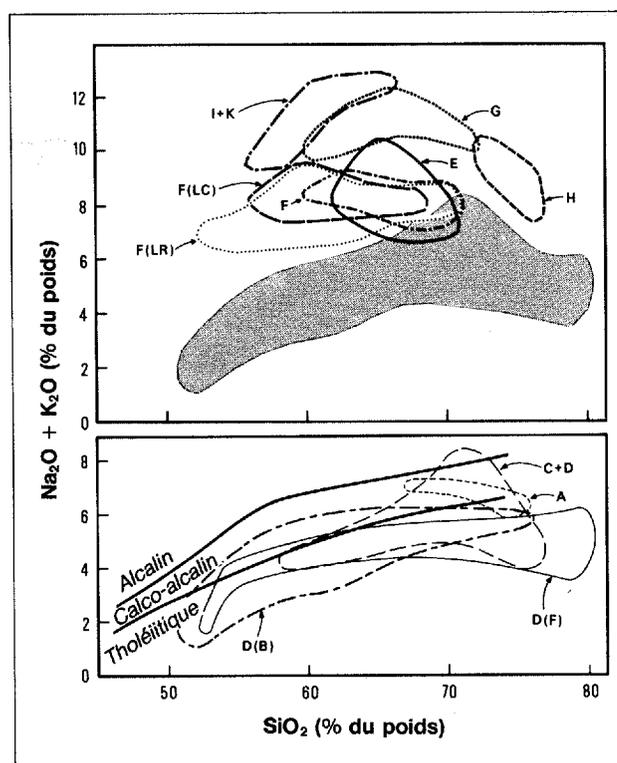


FIGURE F.3 — Diagramme montrant les variations de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ par rapport à SiO_2 pour les suites plutoniques et les intrusions individuelles. Les données pour les termes des suites A, C et D sont montrées séparément dans le diagramme inférieur et suivant un champ plus sombre dans le diagramme supérieur. Le nombre d'échantillons par champ se lit comme suit : A - 6; C - 3; D - 26; D(B) - 77 (Bourlamaque; Campiglio, 1977); D(F) - 20 (Flavrian; Paradis *et al.*, 1988); E - 15; F - 14; F(LC) - 12 (Lacorne; Bourne & Danis, 1987); F(LR) - 23 (Lac Rémigny; Larouche, 1979); G - 11 (4 de Lac Fréchette; Larouche, 1979); H - 20 (? de Lacorne); Bourne & Danis, 1987); I - 3; K - 3. Limites des domaines tholéiitique, calco-alcalin et alcalin d'après Barker & Arth (1976).

alcalin plus élevée que les roches felsiques calco-alcalines. De plus, elles montrent un champ plus étendu pour le Ba (20 à 1 100 ppm). Par contre, elles ont la teneur la plus basse en Sr (10 à 350 ppm) de toutes les suites plutoniques. La figure F.4 montre les champs de variation des terres rares normalisées par rapport aux chondrites pour les différentes suites plutoniques.

Évolution de la croûte archéenne récente à la lumière des résultats obtenus

La présente étude sur les roches plutoniques permet de mettre en évidence plusieurs problèmes fondamentaux concernant l'évolution des sous-provinces d'Abitibi et du Pontiac.

Les relations de terrain de la suite A indiquent que celle-ci représente la suite plutonique la plus ancienne dans la région, ce qui semble contradictoire avec la seule datation U-Pb dont elle ait fait l'objet. Les orthogneiss de la suite A et certains termes des suites C et D donnent des résultats semblables, que ce soit pour la chimie des éléments majeurs ou pour l'abondance des terres rares dans le cas des faciès hautement fractionnés. Ceci suggère que ces suites partagent une origine pétrogénétique *sensu lato* commune, mais qu'elles diffèrent grandement par les conditions structurales de leur mise en place. Les magmas parents de ces roches tirent leur origine probablement de la fusion partielle d'une amphibolite à grenat. Ceci veut dire qu'une ancienne croûte tholéitique, impliquée dans un processus de subduction, s'est transformée en amphibolite à grenat et que celle-ci, par la suite, a subi une fusion partielle. Les variations tardives à l'intérieur de ces suites sont probablement le fait d'une cristallisation fractionnée des assemblages à plagioclase, hornblende et minéraux accessoires. Le caractère du profil à tendance aplati des terres rares des orthogneiss de l'intrusion de Lac Opasatica peut s'expliquer par l'introduction d'une phase accessoire, comme l'allanite, dans les modèles de cristallisation fractionnée. La présence d'un groupe de terres rares faiblement fractionné (dans le cas de l'ensemble des faciès du pluton de Flavrian, qui fait partie de l'ensemble des suites C et D) contraste avec le groupe des terres rares hautement fractionné des autres roches de ces mêmes suites. Les membres mafiques de ces roches semblent provenir directement du manteau alors que les membres felsiques semblent représenter des termes différenciés plus récents (Ludden *et al.*, 1986; Paradis *et al.*, 1988).

Les deux séries magmatiques des suites C et D (incluant la suite A?) sont synvolcaniques et leur histoire se chevauche dans le temps et dans l'espace. Il est nécessaire, bien évidemment, de rassembler des données supplémentaires concernant l'âge, la filiation magmatique et les relations stratigraphiques et structurales de ces roches si l'on veut reconstituer les grands traits de l'environnement géologique qui présidaient à cet épisode du plutonisme.

Les roches des suites E, F, G et K ont en commun leur enrichissement en alcalins, Ba, Sr et terres rares légères.

Ce trait dominant est la caractéristique première de la suite «sanukitoïde» de roches semblables définies par Stern *et al.* Ces auteurs affirment que les magmas parents (monzodiorites) de ces roches sont dérivés directement d'une partie du manteau enrichie en éléments hygromagmatophiles par fusion partielle. Par la suite, la cristallisation fractionnée du clinopyroxène, du feldspath et de l'amphibole a produit les granodiorites associées. Les données concernant les roches des suites E et F sont compatibles avec cette interprétation voulant que les roches des suites G et K proviennent de sources qui ne sont pas forcément les mêmes, mais toutefois enrichies en éléments hygromagmatophiles, sous des conditions différentes de fusion partielle. À l'heure actuelle, on ne connaît pas la raison pour laquelle on observe un changement assez brutal dans les compositions à la source entre les plutons des suites A à D et ceux des suites I et K.

Les plutons de la suite H sont nettement différents par rapport à ceux des autres suites, ce qui suggère qu'ils proviennent d'une source à part, à la suite d'un événement tectonique qui reste encore à définir dans les sous-provinces d'Abitibi et du Pontiac. Les roches hautement fractionnées enrichies en terres rares légères peuvent être produites par fusion partielle des suites plus anciennes A, C ou D, hautement fractionnées et enrichies en terres rares légères (cf. Day & Weiblen, 1986). Les roches moins fractionnées peuvent résulter d'une anatexie des métasédiments environnants. Il peut s'agir également d'un magma complexe combinant les produits de fusion à partir de ces deux sources. Si les roches granodioritiques et tonalitiques plus anciennes ont été impliquées dans la genèse de la suite H, ceci implique qu'une partie considérable de la sous-province du Pontiac repose sur une croûte sialique. En fait, que le matériel à l'origine de ces roches soit d'origine infracrustale ou supracrustale, il n'en demeure pas moins que, par analogie avec les roches phanérozoïques du même type, leur formation est liée probablement à un événement provoquant un épaississement de la croûte significatif. Un tel événement pourrait être, par exemple, une faille de chevauchement d'extension régionale, ce qui n'a pas encore été signalé dans la région.

Conclusion

Les roches plutoniques des sous-provinces d'Abitibi et du Pontiac peuvent être regroupées en suites pétrographiques selon leurs caractères géologiques et pétrologiques. Ces suites pétrographiques sont les suivantes :

- Suite A : suite des orthogneiss dioritiques à tonalitiques et leucotonalitiques (pré-tectonique ou syntectoniques [?]);
- Suite B : suite des complexes lités anorthosito-gabbroïques (pré-tectonique);
- Suite C : suite gabbro - diorite - leucotonalite (syntectonique à tarditectonique);
- Suite D : suite tonalite - leucotonalite - granodiorite, (syntectonique à tarditectonique);

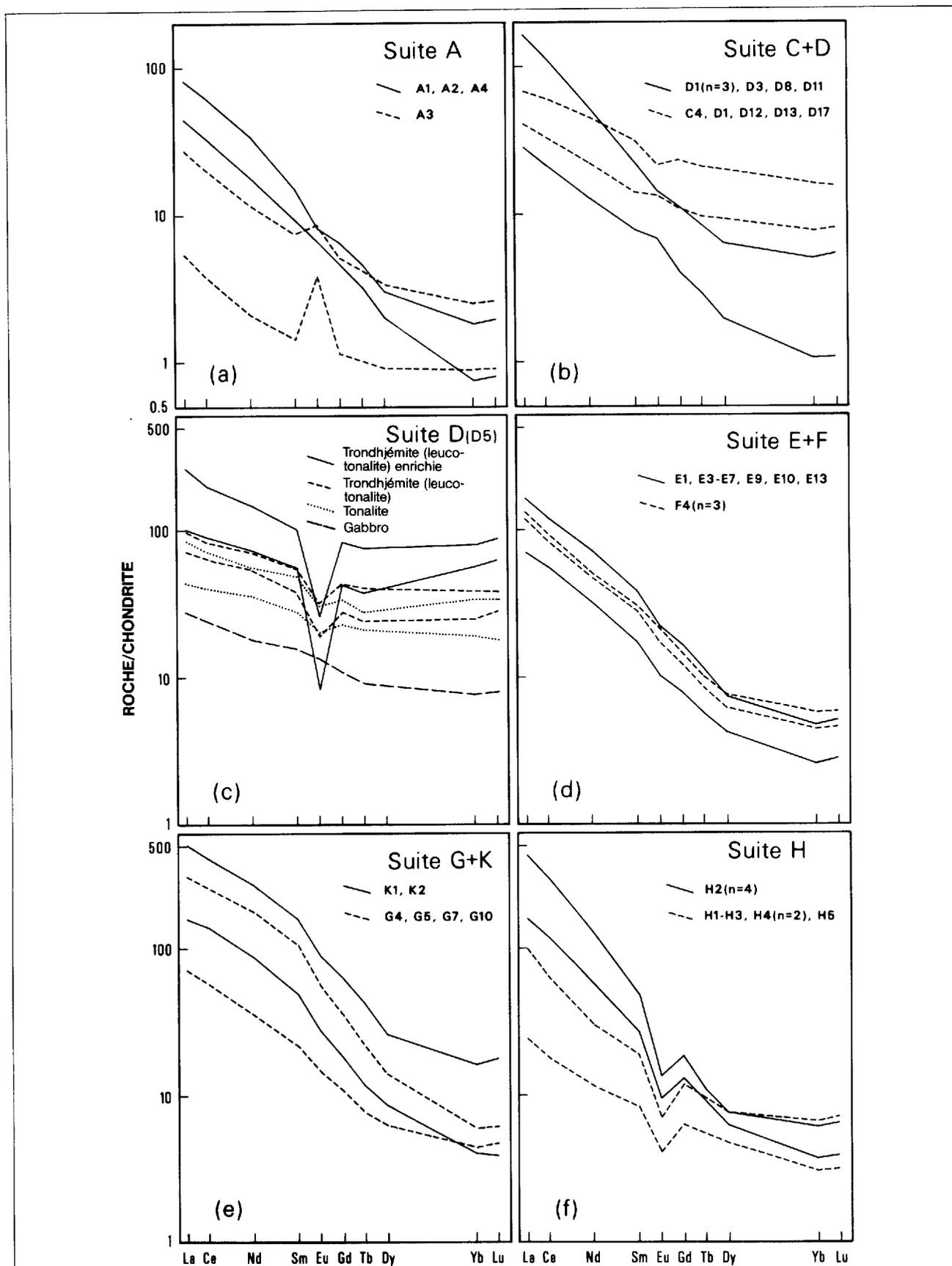


FIGURE F.4 — Champs de variation des terres rares normalisées par rapport aux chondrites pour les différentes suites plutoniques. Un seul échantillon fut analysé pour chaque pluton. Si plusieurs échantillons ont été analysés pour un pluton donné, leur nombre est alors indiqué entre parenthèses. Les données pour D5 proviennent de Paradis *et al.* (1988) et pour D17 de P. Trudel (communication personnelle, 1989).

- Suite E : suite monzodiorite à hornblende et clinopyroxène - granodiorite à biotite (syntectonique à tarditectonique);

- Suite F : suite monzodiorite à hornblende et biotite - monzodiorite quartzique - granodiorite (syntectonique à tarditectonique);

- Suite G : suite monzonite à pyroxène - monzonite quartzique (syntectonique à tarditectonique);

- Suite H : suite granodiorite à biotite et muscovite - monzogranite à biotite ou muscovite (syntectonique à tarditectonique);

- Suite I : suite syénite associée aux couloirs de déformation (tarditectonique);

- Suite J : suite granodiorite porphyrique à hornblende et biotite (post-tectonique);

- Suite K : suite syénite à riébeckite (post-tectonique).

Les plutons des suites A à D proviennent d'une fusion partielle, soit du manteau, soit de la croûte tholéiitique impliquée dans un processus de subduction et transformée en amphibolite à grenat. Les suites E, F, G, I et J ainsi que les plutons de la suite K proviennent d'une source située dans le manteau et enrichie en éléments hygromagmatophiles. Les plutons de la suite H proviennent d'une fusion partielle de plutons plus anciens des suites A à D ou d'une anatexie des métasédiments. Les âges U-Pb (zircon), actuellement disponibles, indiquent que dans la région étudiée le plutonisme s'est poursuivi de façon continue durant 40 à 50 millions d'années. L'étude des variations de composition du magma et de l'influence de l'environnement tectonique sur celles-ci se poursuit activement.

Références

- ALLARD, G.O., 1976 — Doré lake complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des richesses naturelles, Québec; DP-368, 446 pages.
- BARKER, F. — ARTH, J.G., 1976 — Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemitic-basalt suite. *Geology*; 4, pages 596-600.
- BOILY, M. — WILLIAMS-JONES, A.E. — PILOTE, P., 1989 — Metallogeny and petrology of the Li, Ta, Be bearing pegmatites associated with the monzogranites of the Preissac-Lacorne complex. *GAC/MAC abstracts*; 14, A1.
- BOILY, M. — WILLIAMS-JONES, A.E. — MULJA, T. — PILOTE, P., 1990 — Rare-element granitic pegmatites in the Abitibi Greenstone Belt: a case study of the Preissac-Lacorne Batholith. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43.*
- BOURNE, J. — DANIS, D., 1987 — A proposed model for the formation of reversely zoned plutons based on a study of the Lacorne Complex, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 24, pages 2506-2520.
- BURROWS, D.R. — SPOONER, E.T.C., 1986 — The McIntyre Cu-Au deposit, Timmins, Ontario, Canada. *Dans Proceedings of Gold'86, an international symposium of the geology of gold, Toronto, Ontario. Édité par A.J. Macdonald; pages 23-39.*
- CAMPIGLIO, G., 1977 — Bourlamaque batholith, Quebec. Department of Natural Resources; Special Study 26, 211 pages.
- CARD, K.D., 1989 — The Superior Province of the Canadian Shield; A product of Archean plate convergence. *GAC/MAC Program with Abstracts*; 14, page A 36.
- CARD, K.D. — CIESIELSKI, A., 1986 — Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; 13, pages 5-13.
- CORFU, F. — KROGH, T. — KWOK, Y.Y. — JENSEN, L.S., 1989 — U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 26, pages 1747-1763.
- DAY, W.C. — WEIBLEN, P.W., 1986 — Origin of Late Archean granite : geochemical evidence from the Vermilion Granitic Complex of northern Minnesota. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 93, pages 283- 296.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — GOULET, N. — ROCHELEAU, M., 1983a — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 20, pages 1355-1373.
- 1983b — Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III : Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 20, pages 1374-1388.
- FRAREY, M.J. — KROGH, T.E., 1986 — U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. *Dans Current research, part A. Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, pages 43-48.*
- GREEN, A.G. — MILKEREIT, B. — MAYRAND, L.J. — LUDDEN, J.N. — HUBERT, C. — JACKSON, S.L. — SUTCLIFFE, R.H. — WEST, G.F. — VERPAELST, P. — SIMARD, A., 1990 — Deep structure of an Archean Greenstone Terrane. *Soumis à Nature.*
- HODGSON, C.J., 1983 — The structure and geological development of the Porcupine camp — a re-evaluation. *Dans The geology of gold in Ontario. Édité par A.C. Colvine. Ontario geological Survey; Miscellaneous Paper 110, pages 1889-1906.*
- HUBERT, C. — TRUDEL, P. — GÉLINAS, L., 1984 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 21, pages 1024-1032.
- JACKSON, S. — SUTCLIFFE, R.H. — LUDDEN, J.N. — HUBERT, C. — GREEN, A. — MILKEREIT, B. — MAYRAND, L. — WEST, G. — VERPAELST, P.,

- 1990 — The Archean southern Abitibi greenstone belt : crustal structure from seismic reflection profiles. Soumis à *Geology*.
- JACKSON, S. — SUTCLIFFE, R.H., (sous presse) — Central Superior Province geology : evidence for an allochthonous, ensimatic, southern Abitibi Greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- JÉBRAK, M., 1989 — Gold deposits in tonalite from the S-E Abitibi, Quebec. GAC/MAC Program with Abstracts; 14, page A80.
- JOLLY, W.T., 1978 — Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. *Dans Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada; Paper 78-10, pages 63-78.
- KROGH, T.E., 1982 — Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 46, pages 637-469.
- LAROUCHE, C., 1979 — Archean granitoid intrusions into the Pontiac Group, Lac Remigny area, north-western Quebec. M.Sc. Thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario; 176 pages.
- LUDDEN, J.N. — HUBERT, C., 1986 — A model for the geological evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*; 14, pages 707-711.
- LUDDEN, J.N. — HUBERT, C. — GARIÉPY, C., 1986 — The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; 123, pages 153-166.
- MARTIN, H., 1987 — Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland : major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*; 28, pages 921-953.
- MERQ-OGS, 1983 — Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince. Ontario Geological Survey; carte 2484. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-16.
- MORTENSEN, J.K. — THÉRIAULT, R.J. — CARD, K.D., 1988 — U-Pb and Sr-Rb age constraints for plutonism and metamorphism in the Pontiac subprovince and adjacent Grenville subprovince. GAC/MAC Abstracts; 13, page A87.
- MORTENSEN, J.K., 1987 — Preliminary U-PB zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda — Lac Abitibi area, Abitibi subprovince, Quebec. *Dans Current research, Part A*. Geological Survey of Canada; Paper 87-1A, pages 581-590.
- MUELLER, W. — CHOWN, E.H. — SHARMA, K.N.M. — TAIT, L. — ROCHELEAU, M., 1989 — Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*; 97, pages 399-420.
- PARADIS, S. — LUDDEN, J.N. — GÉLINAS, L., 1988 — Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the Blake River Group, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 25, pages 134-144.
- PERRAULT, G. — SABOURIN, L. — TRUDEL, P., 1987 — La teneur en or du batholite de Flavrian, Rouyn-Noranda, Québec. *Canadian Mineralogist*; 25, pages 545-554.
- PITCHER, W.S., 1983 — Granite type and tectonic environment. *Dans Mountain building Processes*. Édité par K.J. Hsu, Academic Press, Toronto; pages 19-40.
- PINTSON, H., (en préparation) — The geochemistry of granitoid rocks of the central Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada : Implications for late Archean crustal evolution. Ph.D. Thesis, Université de Montréal, Montréal, Québec.
- RIVE, M., 1974 — Région de Belleterre et du lac Bay, comté de Témiscamingue. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-270.
- 1975 — Région des lacs Simard, Wanawlash et Decelles, comtés de Témiscamingue et de Pontiac. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-338.
- 1976 — Région des lacs Cawaschouane et Otanabi, comté de Gatineau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-491.
- (sous presse) — Rapport préliminaire concernant les roches granitoïdes de la partie nord-ouest de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- SHARPE, J.I., 1968 — Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-137, 130 pages.
- STERN, R.A. — HANSON, G.N. — SHIREY, S.B., 1989 — Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 26, pages 1688-1712.
- STRECKEISEN, A., 1976 — To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*; 12, pages 1-33.
- TANER, M.F. — TRUDEL, P., 1989 — Bourlamaque batholith and its gold potential, Val-d'Or, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; 82, pages 33-42.
- van de WALLE, M., 1978 — Canton de Montbeillard Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-188, 128 pages.

**LA PRODUCTION MINIÈRE DANS LA PARTIE QUÉBÉCOISE
DE LA SOUS-PROVINCE D'ABITIBI
1927 - 1988**

par

Denis Racicot¹

RÉSUMÉ

L'Abitibi québécois a produit essentiellement de l'or, du cuivre, du zinc et de l'argent, ainsi que de faibles quantités de nickel, de plomb, de molybdène, de bismuth, de lithium, de fer et d'amiante. Depuis l'ouverture de la mine Horne, en 1927, cent-cinquante mines ont contribué à la production de 1 420 tonnes d'or, 4,1 millions de tonnes de cuivre et 4,7 millions de tonnes de zinc. Les productions minières annuelles ont été d'importance variable : des records de production ont été établis en 1955 pour l'or avec 35 tonnes et, vers 1965, pour le cuivre, le zinc et la quantité globale de minerai extrait avec respectivement 130 000, 275 000 et 13 millions de tonnes. Deux dépressions généralisées ont eu lieu, l'une vers 1946 et l'autre à la fin des années soixante-dix. Des ralentissements de la production ont été observés pour le cuivre en 1953 et pour le zinc en 1959. Depuis le début des années quatre-vingt, l'or et, de façon plus irrégulière, le zinc sont en progression, tandis que le cuivre, malgré une hausse en 1983, poursuit son déclin.

La teneur de récupération des mines d'or est demeurée régulière et n'a subi qu'une faible diminution au cours des quarante dernières années. Celle du cuivre a diminué d'environ 50 % dans la même période, tandis que celle du zinc a subi d'importantes variations, aussi bien positives que négatives. Près des trois quarts des mines d'or ont une durée de vie inférieure à 12 ans et la distribution des tonnages de minerai extrait montre un maximum pour la classe de 100 000 à 1 million de tonnes. Du côté des mines de métaux de base, la durée de vie est plus étalée et les volumes de minerai ont une occurrence maximale dans la classe de 1 à 10 millions de tonnes.

Concernant la distribution géographique de la production minière dans l'Abitibi québécois, le camp minier de Rouyn-Noranda vient en tête pour l'extraction de minerai et la production d'or et de cuivre. Il est suivi par le camp de Val-d'Or pour le minerai et l'or, tandis que le camp de Chapais-Chibougamau occupe la deuxième place pour le cuivre avec une production équivalente à 60 % de celle de Rouyn-Noranda. Le camp de Cadillac-Malartic suit de très près celui de Val-d'Or pour ce qui est de l'or. Finalement, dans le cas du zinc, le camp minier de Joutel-Matagami domine largement avec une production qui a connu un développement accéléré depuis 1963. Une analyse préliminaire de ces données indique qu'il subsiste un potentiel encore élevé de production d'or, de cuivre et de zinc dans l'Abitibi québécois.

Introduction

La sous-province géologique d'Abitibi est l'une des ceintures archéennes les plus grandes et les mieux connues au monde grâce à son importante production de métaux de base et de métaux précieux, et aux excellentes possibilités d'observation des phénomènes géologiques archéens. Le présent article tentera de dresser un portrait quantitatif de la production minière dans la partie québécoise de la ceinture d'Abitibi.

Après un bref survol historique des premiers travaux d'exploration géologique et minière sur le territoire, nous examinerons le nombre et la diversité des mines exploitées. Puis, en termes successifs de tonnage de minerai extrait, de nombre de mines et de substances produites, nous présenterons l'évolution de la production pour la période qui s'étend de 1927 à 1988. Nous discuterons brièvement de la durée de vie et du volume de minerai extrait des mines d'or et des mines de métaux de base. Finalement, nous conclurons avec l'évolution et l'importance relative de la production minière dans les principaux camps miniers de l'Abitibi québécois.

Les données présentées dans le cadre de la présente étude proviennent des compilations annuelles effectuées par les géologues résidents des districts de Rouyn-Noranda, de Val-d'Or et de Chibougamau. Cette étude vise à présenter une information de base et ne prétend pas être une discussion statistique formelle.

Secteur étudié

Le secteur couvert par la présente étude comprend essentiellement la partie de la sous-province volcanosédimentaire d'Abitibi située à l'est de la frontière Ontario-Québec. Il comprend les camps miniers de Rouyn-Noranda, de Cadillac-Malartic, de Val-d'Or, de Joutel-Matagami (et Selbaie) et de Chapais-Chibougamau. Il englobe également les mines plus ou moins isolées, situées en périphérie des ces camps.

Survol historique

Les premières expéditions associées à l'histoire minière de l'Abitibi québécois furent menées par les Français au 17^e siècle dans le secteur du lac Témiscamingue (Valières, 1989). On y avait découvert un indice de plomb et, bien que jugé intéressant, il ne donna suite à aucun développement. Il fut redécouvert plus tard, vers 1890, pour devenir la mine Wright. Un intérêt minier véritable pour la région ne prendra naissance que vers 1870, suite aux grandes expéditions de la Commission géologique du Canada dans le Nord québécois.

Ces travaux incitèrent les prospecteurs à explorer la région et dès le début du 20^e siècle, plusieurs nouveaux indices étaient découverts, notamment dans le secteur du lac Chibougamau où dès 1903 des sociétés furent formées pour l'exploration et l'exploitation des indices de cuivre, d'or, de fer et d'amianté. Plus à l'ouest, dans la région proprement dite d'Abitibi-Témiscamingue, la

construction du chemin de fer vers 1906, ainsi que la découverte de gisements de cobalt près du lac Témiscamingue, amèneront une vague de prospection qui aboutira rapidement à des découvertes significatives : du molybdène dans le secteur du lac Préissac et de l'or dans le secteur du lac Francoeur, puis autour du lac De Montigny.

Après la Première Guerre mondiale, les camps miniers de la ceinture d'Abitibi en Ontario étaient déjà établis. La publication en 1922 d'un rapport géologique par l'Ontario Department of Mines, suggérant l'extension des ceintures minéralisées vers le Québec, déclencha un formidable «boum» minier dans le secteur de Rouyn. L'achat et le développement de l'indice de cuivre découvert par Edmund Horne, près du lac Trémoy, marque le véritable coup d'envoi de l'industrie minière en Abitibi. En moins de sept années, on assiste à la création d'une première ville minière d'importance en Abitibi, ainsi qu'à la naissance d'une industrie du cuivre, intégrée depuis l'extraction du minerai jusqu'à la production de métal.

La décennie des années vingt sera marquée par de très nombreux projets de mise en valeur de gisements de cuivre et de gisements d'or dans le secteur de Rouyn-Noranda. De son côté, la mise en valeur des indices aurifères du lac De Montigny sera un peu retardée et le camp minier de Val-d'Or ne prendra son essor qu'à partir des années trente. Bien que l'exploration minière s'y soit poursuivie et y ait donné des résultats positifs pendant les années trente, le camp minier de Chibougamau-Chapais ne prendra naissance qu'à partir de 1949, suite à la construction d'une route d'accès. À la fin des années cinquante, une vague d'exploration axée sur les métaux de base amènera, avec l'aide de la géophysique aéroportée, la découverte d'importants gisements de zinc et de cuivre dans les secteurs de Joutel et de Matagami. Enfin, les années quatre-vingt apportent des découvertes d'or et de métaux de base dans le secteur de Casa-Berardi, démontrant ainsi le potentiel minier toujours présent de la sous-province volcanique d'Abitibi.

Nombre et diversité des mines

Depuis la mise en production de la mine Horne en 1927 à Rouyn-Noranda, 150 mines ont été exploitées jusqu'en 1988. À ce nombre, on peut ajouter la mine Wright au Témiscamingue qui a produit une certaine quantité de plomb et de zinc de façon intermittente entre 1890 et 1902. Nous avons regroupé ces 150 mines en fonction du type de substance principale produite (figure G.1). Les mines ayant produit de l'or comme substance principale dominant avec un compte de 77: suivent de près celles qui ont produit des métaux de base (cuivre, zinc, plomb ou nickel) avec un nombre de 67. Un groupe de 6 mines a produit des substances diverses, dont du molybdène, du bismuth, du lithium, du fer et de l'amianté.

Si on examine la contribution des mines à la production des métaux, indépendamment de la substance principale exploitée, on constate que 131 mines ont participé

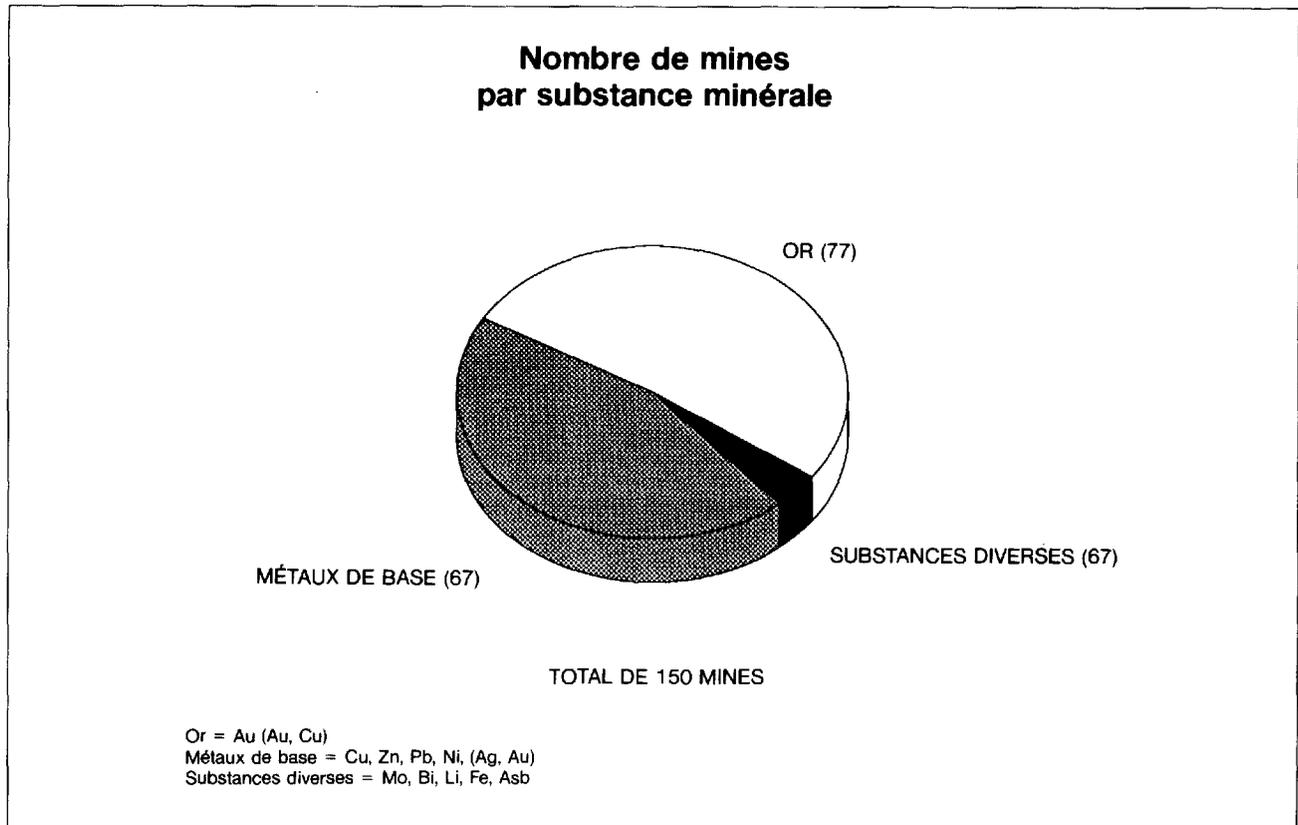


FIGURE G.1 — Nombre de mines par substance minérale.

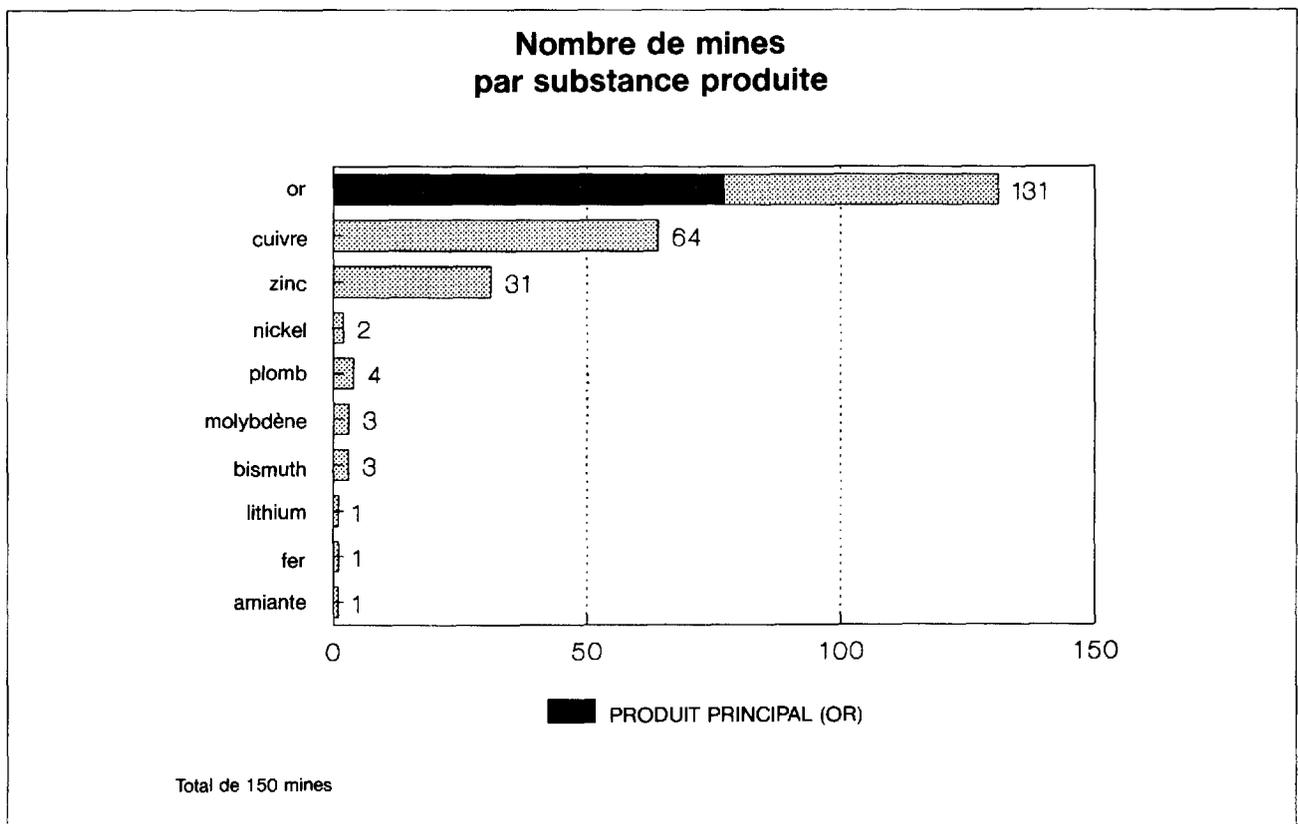


FIGURE G.2 — Nombre de mines par substance produite.

à la production d'or, 64 à celle du cuivre et 31 à celle du zinc (figure G.2). Le nickel a été récupéré par seulement 2 mines, le plomb par 4 et le molybdène ainsi que le bismuth par 3. Un seul producteur a été recensé pour chacune des substances suivantes : lithium, fer et amiante. Des données trop fragmentaires nous empêchent de fournir des statistiques valables pour l'argent. On peut cependant penser que la plupart des mines d'or et la plupart des mines de métaux de base ont contribué à la production d'argent.

Évolution annuelle de la production

TONNAGE ET NOMBRE DE MINES

L'extraction et l'usinage industriel de minerai a débuté en 1927 dans l'Abitibi québécois et s'est poursuivi sans interruption jusqu'à nos jours. L'histogramme des tonnages annuels extraits de l'ensemble des mines montre des variations irrégulières avec des crêtes en 1942, en 1955 et en 1966, et des creux en 1947, en 1959 et en 1978 (figure G.3). La production des mines d'or n'a débuté de façon continue qu'en 1929, alors que celle des mines de substances diverses a été intermittente entre 1942 et 1972. On note que les mines d'or et les mines de métaux de base ont contribué de manière dominante à la production totale de minerai dans des proportions variables, alors que la contribution des mines de substances diverses est demeurée marginale.

Jusqu'en 1955, la production de minerai des mines d'or et celle des mines de métaux de base ont évolué parallèlement, celle de l'or augmentant un peu plus rapidement entre 1933 et 1942 tandis que l'inverse se produisait pour la période de 1947 à 1955. Pendant que le tonnage des mines d'or diminuait graduellement entre 1954 et 1973, celui des mines de métaux de base connaissait une forte augmentation, culminant en 1966 avec un record inégalé de plus de 13 millions de tonnes pour tous les types de mines. Cette augmentation correspond à la mise en valeur des mines de métaux de base des camps miniers de Chapais-Chibougamau et de Joutel-Matagami. Par la suite, la production de minerai des mines de métaux de base a diminué de façon importante et s'est à peu près stabilisée en 1978. Celle des mines d'or est en croissance depuis la même époque.

L'évolution du nombre annuel de mines en exploitation suit une courbe à peu près identique à celle du tonnage, avec un record de 49 mines en 1965 (figure G.4). En 1988, 38 mines sont en opération. En additionnant les années de production de toutes les mines, on obtient un total de 1 695 années-mines, avec un tonnage total de 440 millions de tonnes de minerai usiné.

PRODUCTION D'OR

La production totale d'or de l'Abitibi québécois se situe autour de 1 420 tonnes (figure G.5), ce qui représenterait une valeur de plus de 24 milliards de dollars aux prix des métaux de 1988. L'évolution de la production totale d'or suit d'assez près celle du tonnage total, avec

des crêtes en 1942 et en 1955, et des creux en 1947 et pour la période de 1975 à 1979. La production d'or est en augmentation depuis 1979; elle a quasiment atteint, en 1988, le record de 1955 évalué à 35 tonnes. Notons que la mine Horne (Cu, Au) a été classée avec les mines de métaux de base, même s'il s'agit du plus important producteur québécois d'or.

Après une crête très marquée en 1931 et 1932, suivie d'une diminution rapide jusqu'en 1940, la teneur moyenne de récupération des mines d'or est demeurée très régulière et n'a subi qu'une légère diminution au fil des ans. Elle s'est maintenue aux environs de 5 g/t Au.

PRODUCTION DE CUIVRE

La production totale de cuivre s'élève à 4,16 millions de tonnes (figure G.6), ce qui représenterait une valeur de plus de 13 milliards de dollars aux prix des métaux de 1988. L'évolution de la production annuelle de zinc mime de façon générale celle du tonnage de minerai extrait des mines de métaux de base. On remarque une crête pour l'année 1943, suivie d'un creux prononcé en 1946, puis d'une remontée importante mais irrégulière jusqu'en 1965, où un record de 130 000 tonnes a été établi. Une diminution très rapide s'est par la suite manifestée jusqu'en 1976, suivie d'une diminution plus lente et irrégulière jusqu'à nos jours.

La teneur moyenne de récupération des producteurs de cuivre montre plusieurs irrégularités. Une tendance à la baisse d'environ 50 % s'est manifestée entre 1938 et 1988. Durant ces années, la teneur moyenne a oscillé entre 2,5 et 1 % Cu.

PRODUCTION DE ZINC

La production totale de zinc se situe à 4,74 millions de tonnes (figure G.7), ce qui représenterait une valeur de près de 8 milliards de dollars aux prix des métaux de 1988. La production de zinc a véritablement débuté en 1937 et, après une évolution en dents de scie entre 1943 et 1959, elle a pris une expansion considérable pour atteindre un sommet de 275 000 tonnes en 1966. La production de zinc a par la suite connu une diminution rapide jusqu'en 1983. Elle semble amorcer une légère reprise depuis ce temps.

La très forte augmentation observée entre 1959 et 1966 est liée à la mise en production de plusieurs mines riches en zinc dans le camp minier de Joutel-Matagami (voir plus loin la figure G.18). L'évolution de la teneur de récupération est très irrégulière et suit de façon curieuse celle de la production de métal. Pour les années 1949 à 1963, la teneur a varié entre 2 et 3 %. La période de 1964 à 1979 a vu la teneur grimper aux environs de 5 à 6 % pour redescendre à 2 à 3 % dans les années 1980.

PRODUCTION DE NICKEL ET DE PLOMB

La production totale de nickel demeure marginale à 16 115 tonnes (figure G.8) et provient essentiellement de deux mines : la mine Marbridge qui a produit du nickel (et un peu de cuivre) entre 1962 et 1968 et la mine Lor-

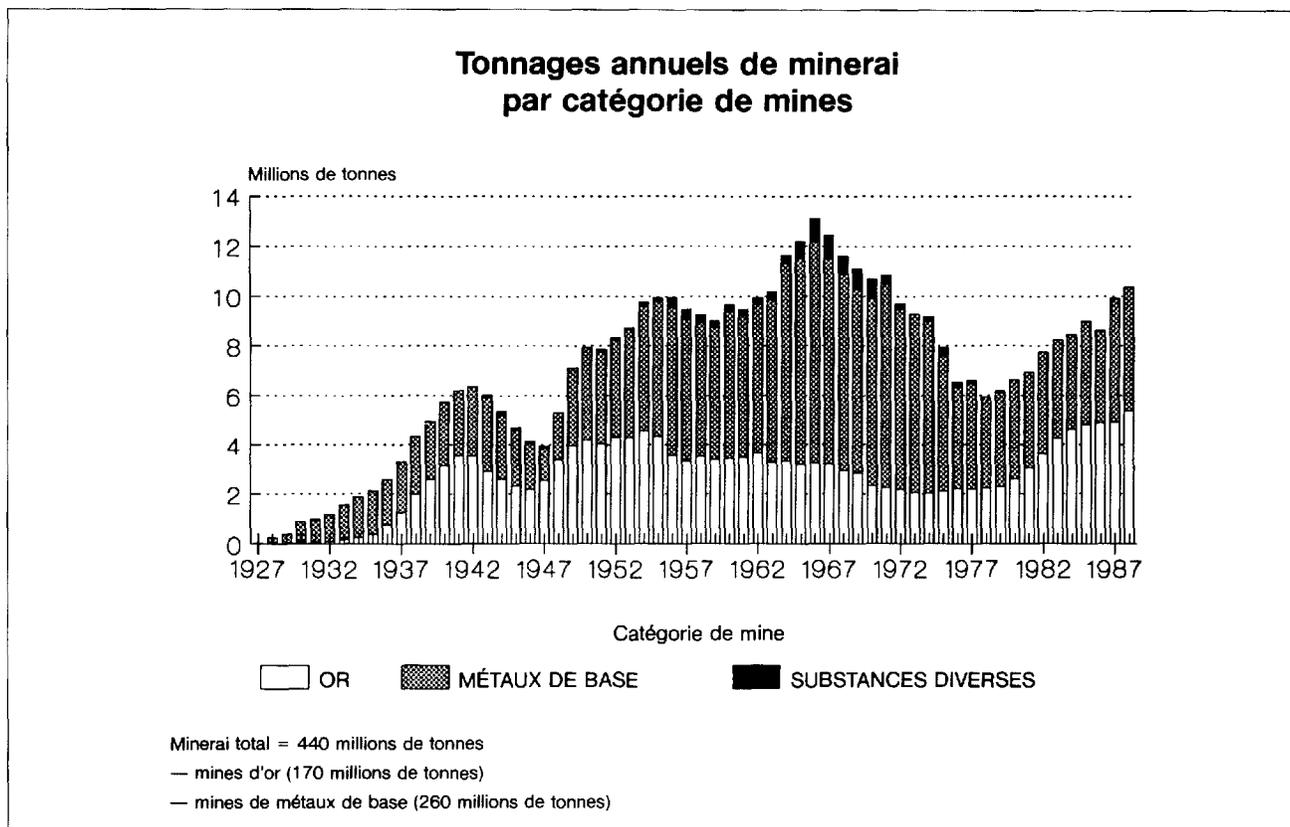


FIGURE G.3 — Tonnages annuels de minerai par catégorie de mines.

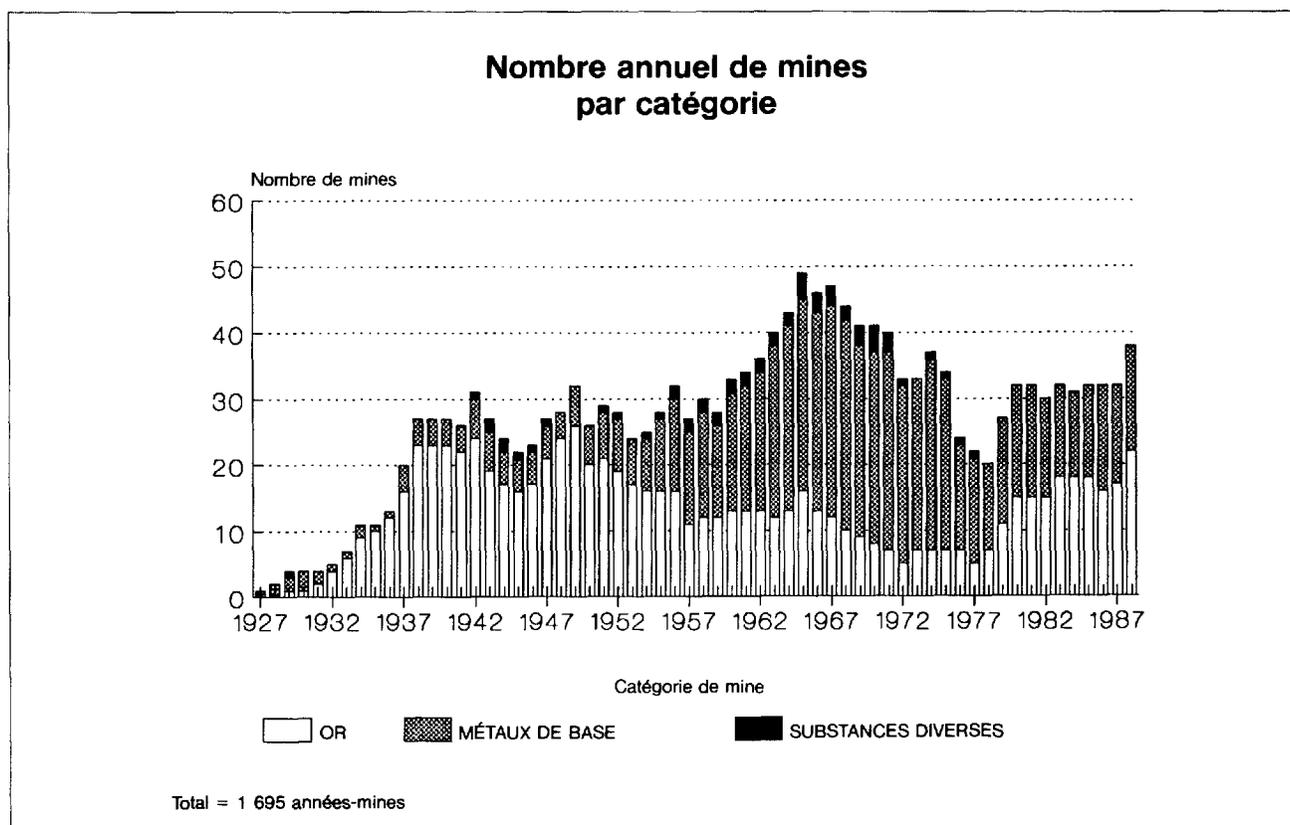


FIGURE G.4 — Nombre annuel de mines par catégorie.

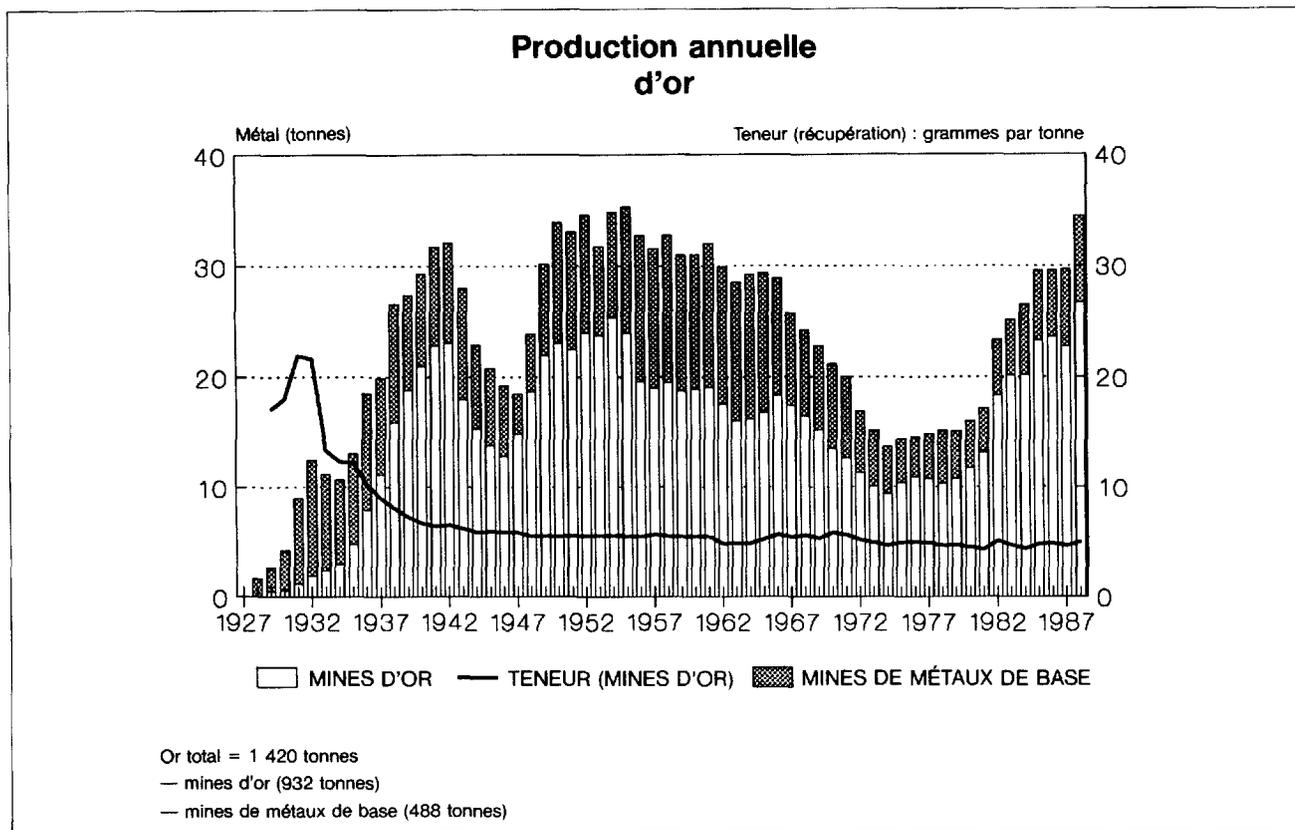


FIGURE G.5 — Production annuelle d'or.

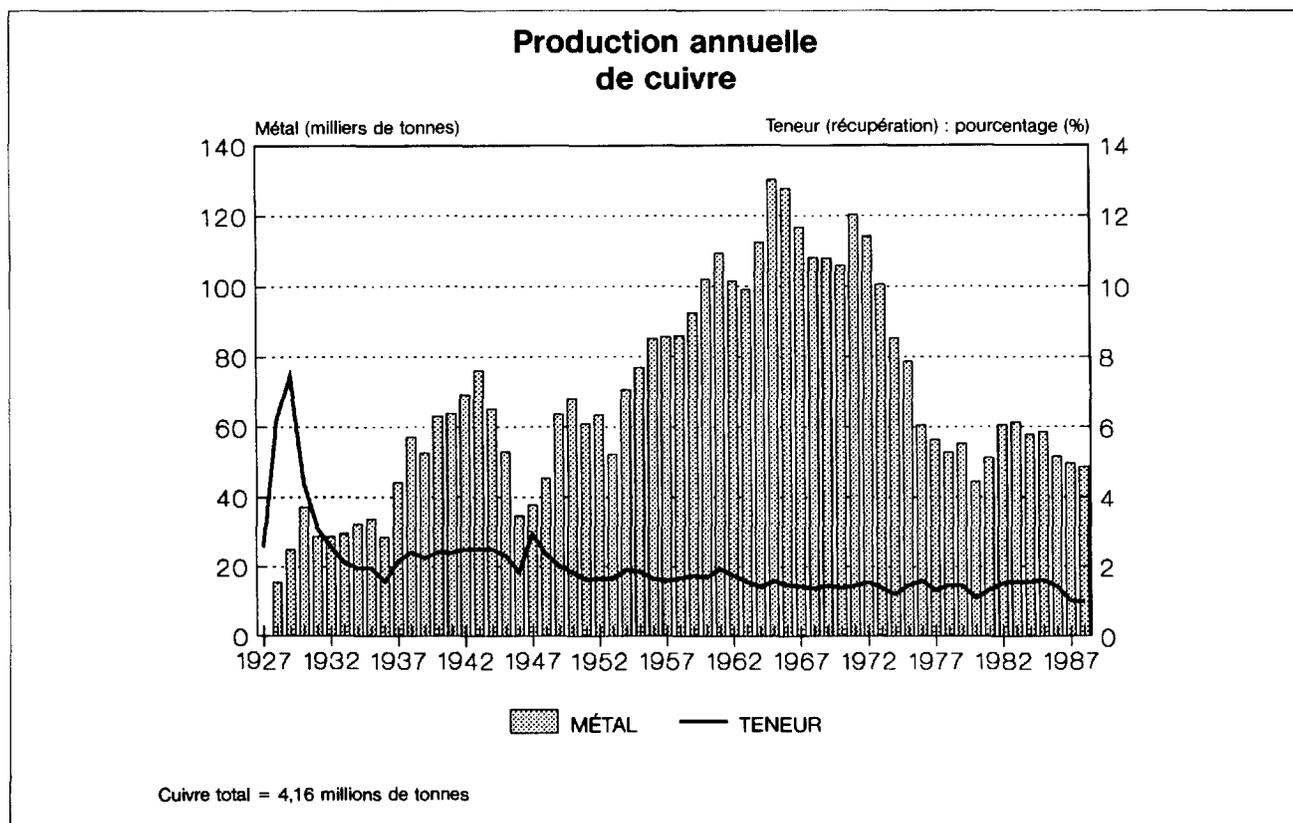


FIGURE G.6 — Production annuelle de cuivre.

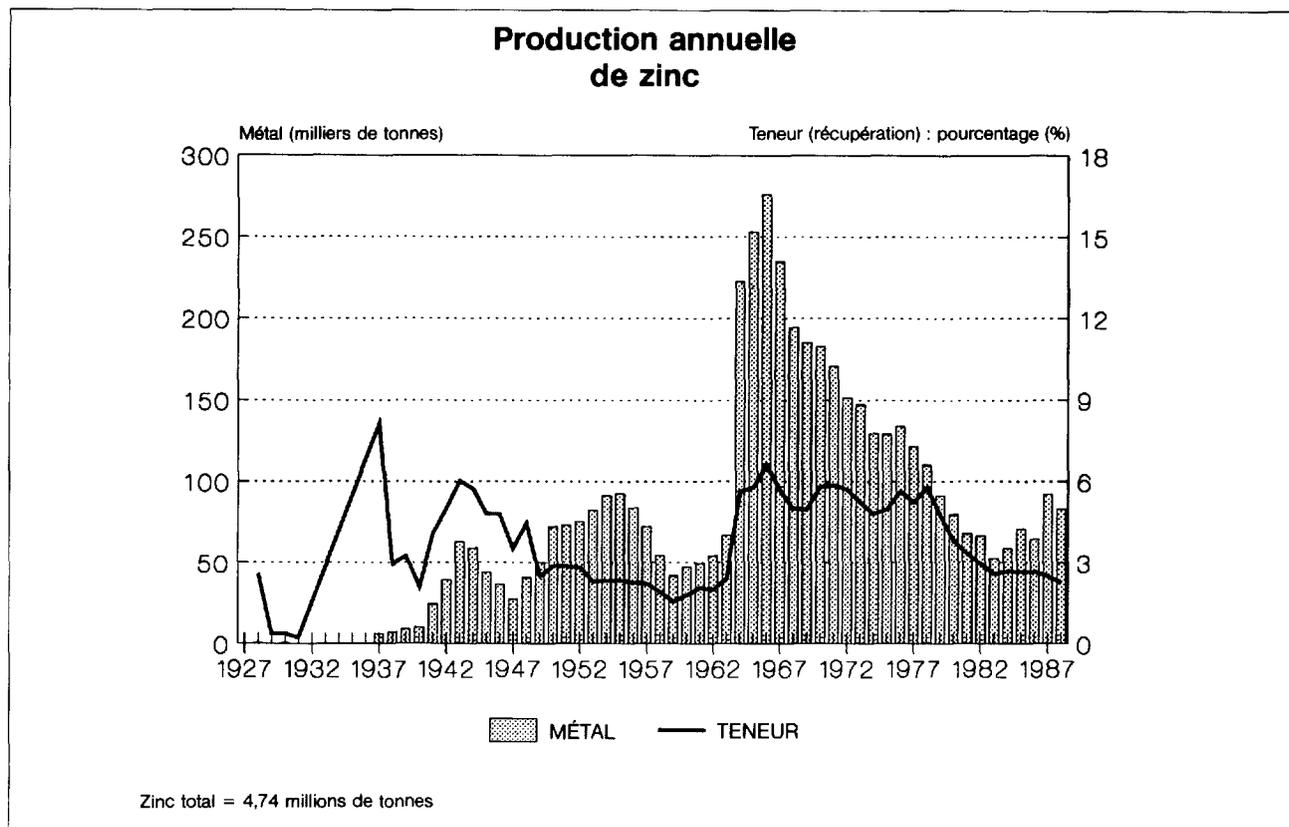


FIGURE G.7 — Production annuelle de zinc.

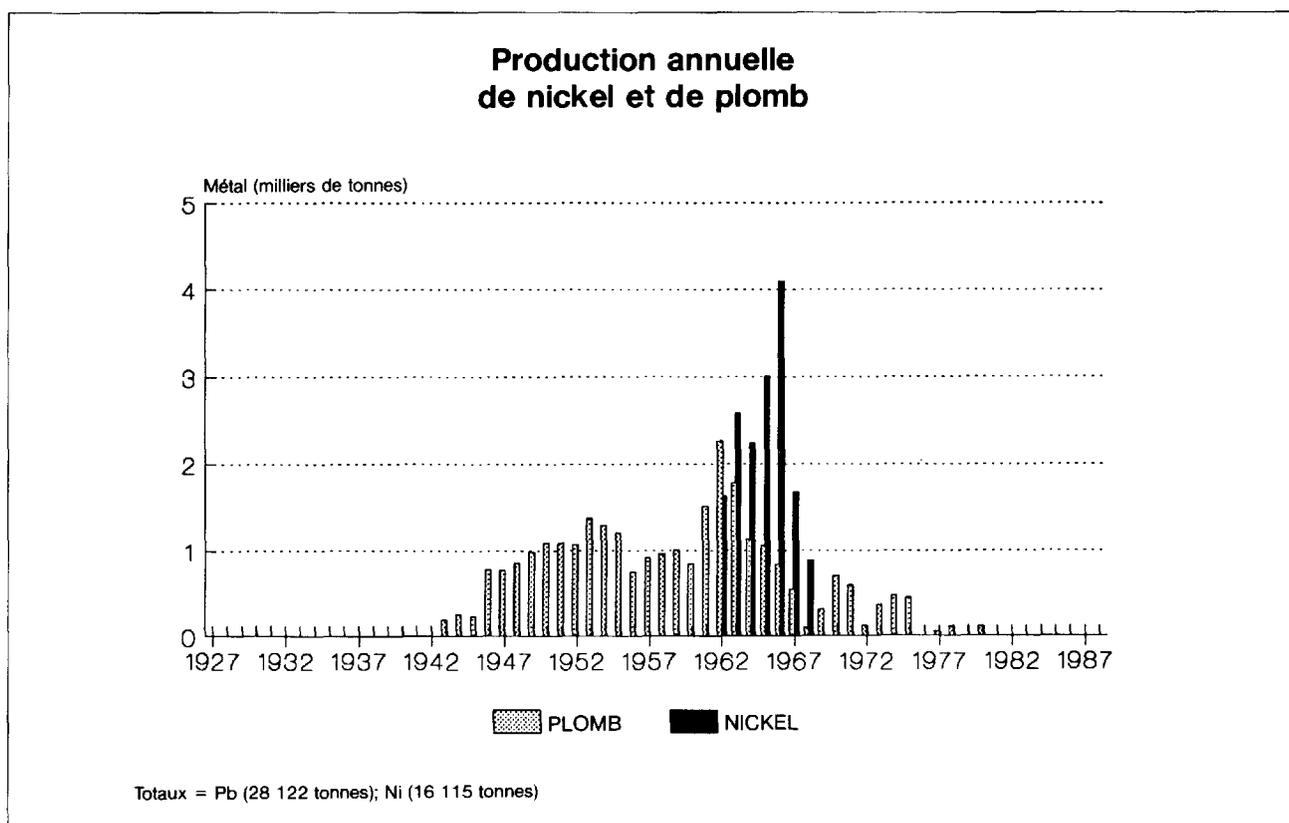


FIGURE G.8 — Production annuelle de nickel et de plomb.

rairie qui a produit du nickel et du cuivre entre 1965 et 1968. La production a atteint un maximum en 1967 avec un peu plus de 4 000 tonnes.

La production totale de plomb est également très marginale et s'élève à 28 122 tonnes (figure G.8). L'essentiel de cette production provient des mines Coniagas (Zn-Pb, 1961-1967) et Manitou-Barvue (Zn-Cu-Pb, 1943-1975). La production a atteint un maximum en 1962 avec un peu plus de 2 000 tonnes.

PRODUCTION DE MOLYBDÈNE ET DE BISMUTH

La production totale de molybdène sous forme de MoS_2 s'élève à 12 900 tonnes, alors que celle du bismuth, extrait comme sous-produit, se monte à 1 830 tonnes (figure G.9). Environ la moitié de cette production provient de la mine Corporation Molybdenite exploitée principalement pendant la période de 1943 à 1972. L'augmentation importante de la production entre 1965 et 1970 est due à l'arrivée sur scène des mines Cadillac Molybdene (1965-1970) et Preissac Molybdenite. Toute production a cessé en 1972.

PRODUCTION DE LITHIUM, DE FER ET D'AMIANTE

Toute la production de lithium sous forme de Li_2O provient de la mine Québec Lithium exploitée entre 1956 et 1965 avec un total de 9 200 tonnes (figure G.10). La mine Chesbar a produit un peu moins de 100 000 tonnes de concentré de magnétite entre 1970 et 1971. Finalement, la mine Bolduc a produit près de 750 000 tonnes de minerai amiantifère entre 1974 et 1977.

Durée de vie et taille des exploitations

MINES D'OR

L'histogramme de la durée d'exploitation des 77 mines d'or recensées (figure G.11) indique que 56 mines, soit 72 %, ont une durée de vie inférieure à 12 ans. Seulement 9 mines, soit 11 %, ont une durée de 25 ans et plus. La moyenne de vie de toutes les mines d'or se situe à 11 ans. Si l'on regroupe les durées d'exploitation en classes de deux ans, la classe principale devient celle de 4 à 6 ans, avec 16 mines (21 %).

L'histogramme des tonnages extraits pour des classes à progression logarithmique indique un maximum de 27 mines (35 %) dans la classe de 100 000 tonnes à 1 million de tonnes, suivi par un nombre de 26 mines (34 %) dans la classe de 1 à 10 millions de tonnes. Seulement 3 mines (4 %) ont eu une production supérieure à 10 millions de tonnes. Le tonnage moyen de toutes les mines d'or est de 2,2 millions de tonnes.

MINES DE MÉTAUX DE BASE

La durée de vie des 67 mines de métaux de base recensées semble un peu plus étalée que dans le cas des

mines d'or. Seulement 42 mines, soit 54 %, ont une durée de vie inférieure à 12 ans, alors que 10, soit 15 %, ont une durée de vie de plus de 25 ans. La durée moyenne de toutes les mines de métaux de base est de 12 ans. En classes de deux ans, on observe un maximum de 11 mines (16 %) dans la classe de 2 à 4 ans, suivi d'un nombre de 10 mines (15 %) dans la classe de 8 à 10 ans (figure G.13).

L'histogramme des tonnages extraits pour des classes à progression logarithmique indique un maximum de 28 mines (42 %) dans la classe de 1 à 10 millions de tonnes. Ce maximum est précédé par un nombre de 22 mines (32 %) dans la classe de 100 000 à 1 million de tonnes. Huit mines (12 %) ont eu une production supérieure à 10 millions de tonnes. La moyenne est de 3,9 millions de tonnes.

Évolution et importance relative des principaux camps miniers

Afin de présenter l'évolution et l'importance relative de la production minière des différents secteurs de l'Abitibi québécois, nous avons regroupé certaines mines en camps miniers (voir la figure A.1 de Simard *et al.* à la page 4 du présent document). Nous n'avons pas utilisé une définition rigoureuse de camp minier (se reporter aux cartes de Simard *et al.*, pages 4 et 11 du présent document). Aussi, afin de guider le lecteur, voici quelques précisions sur les regroupements effectués. Le camp minier de Rouyn-Noranda inclut toutes les mines depuis Rouyn-Noranda jusqu'à Duparquet. Sont exclues celles des secteurs de Belleterre au sud et de Normétal au nord. Le camp minier de Cadillac-Malartic regroupe les mines situées aux environs de la faille de Cadillac, depuis celle de Doyon à l'ouest jusqu'à la mine Camflo à l'est. Le camp minier de Val-d'Or exclut les mines du secteur d'Amos (ex. Géant Dormant) et Barraute (ex. Abcourt). Le camp minier de Joutel-Matagami regroupe également le secteur de Selbaie. Finalement, le camp de Chapais-Chibougamau exclut les mines du secteur de Desmaraisville-Waswanipi, de même que la mine Icon (secteur du lac Mistassini).

PRODUCTION DE MINERAI

Le camp minier de Rouyn-Noranda est le plus ancien (1927) et celui qui a produit le plus de minerai, avec un total de près de 120 millions de tonnes (figure G.15). Il a connu une évolution régulière jusqu'au milieu des années quarante, où l'on note un fléchissement. L'évolution reprend de façon régulière par la suite jusqu'au début des années soixante-dix, où il y a un autre ralentissement dû à l'épuisement du gisement de la mine Horne.

Le camp minier de Val-d'Or est à peine plus jeune (1929) que celui de Rouyn-Noranda, mais il a connu un développement beaucoup plus lent jusqu'à la fin des années quarante. Par la suite, l'évolution a suivi une courbe parallèle à celle de Rouyn-Noranda, avec toutefois un ralentissement moins prononcé depuis les années soixante-dix. Le camp de Val-d'Or a produit un peu plus de 100 millions de tonnes de minerai (figure G.15).

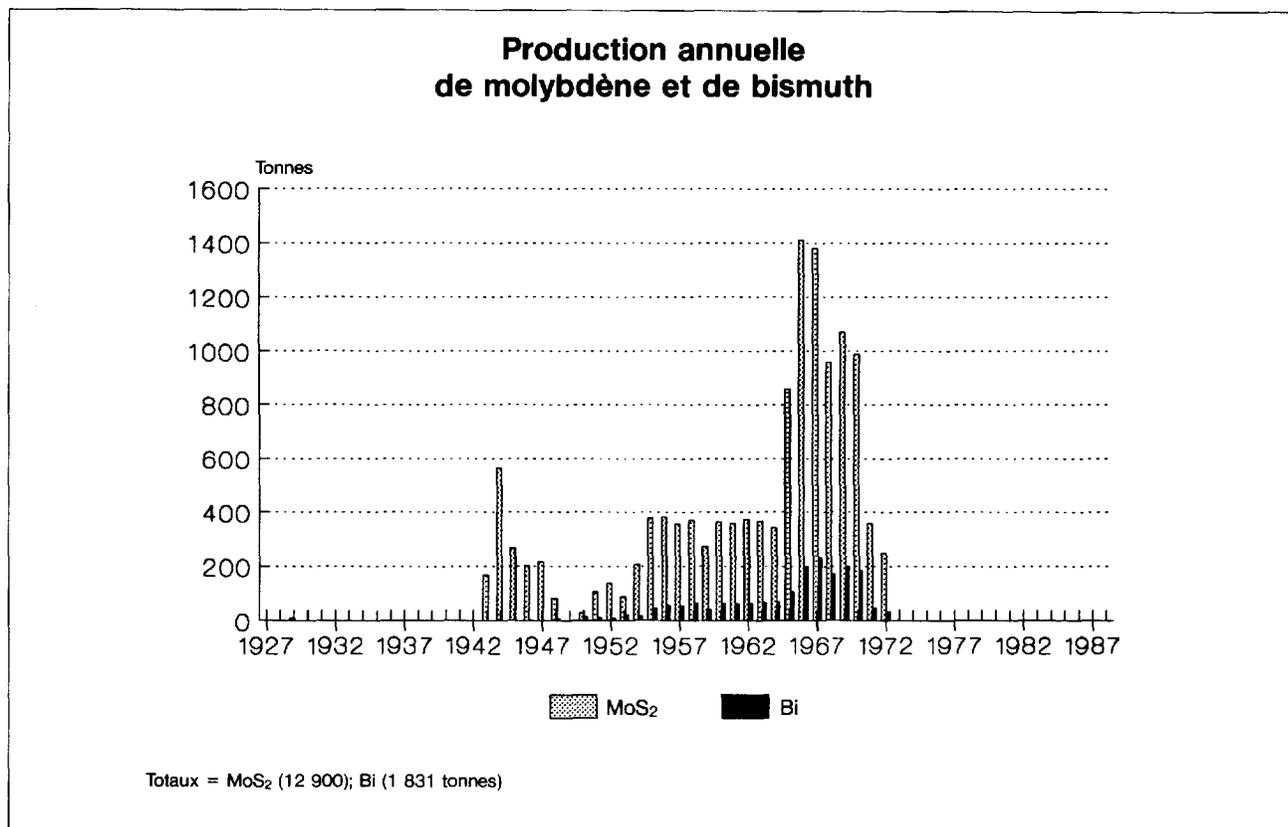


FIGURE G.9 — Production annuelle de molybdène et de bismuth.

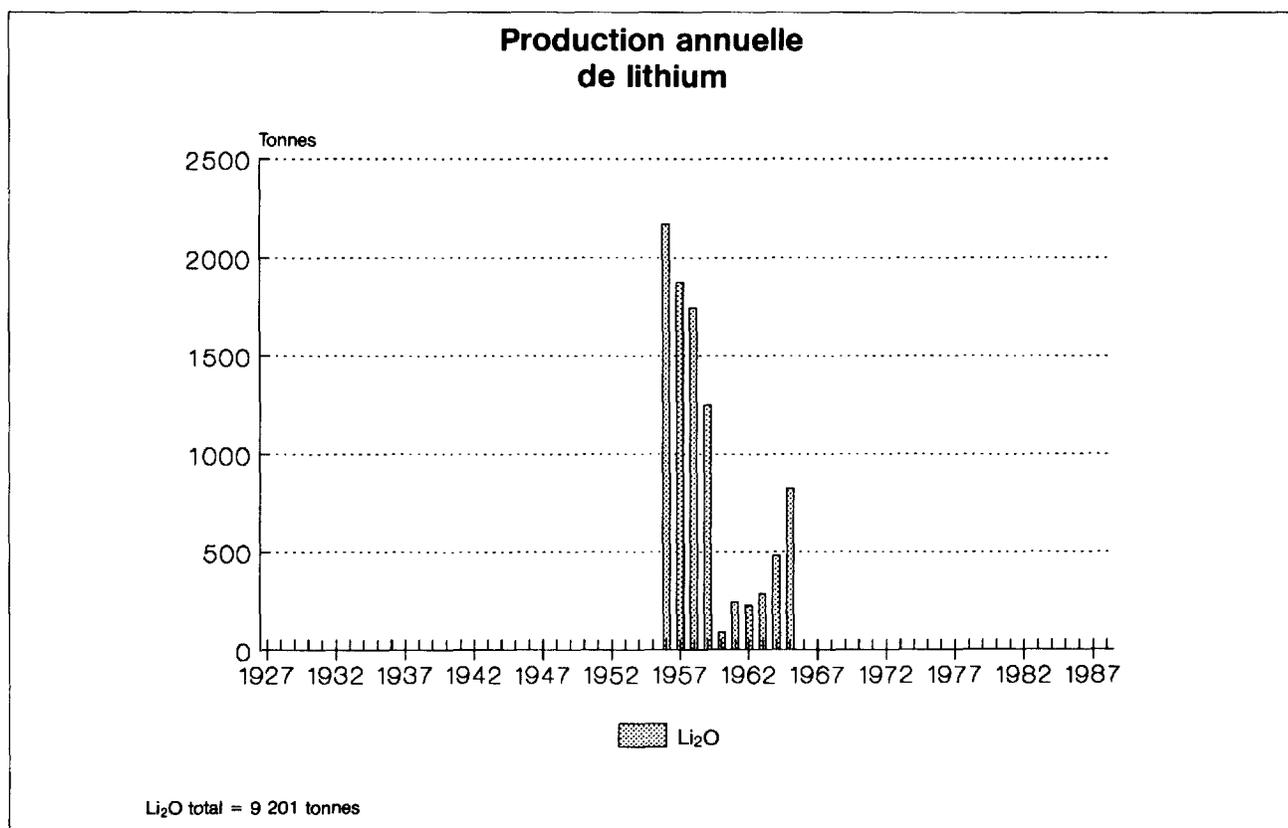
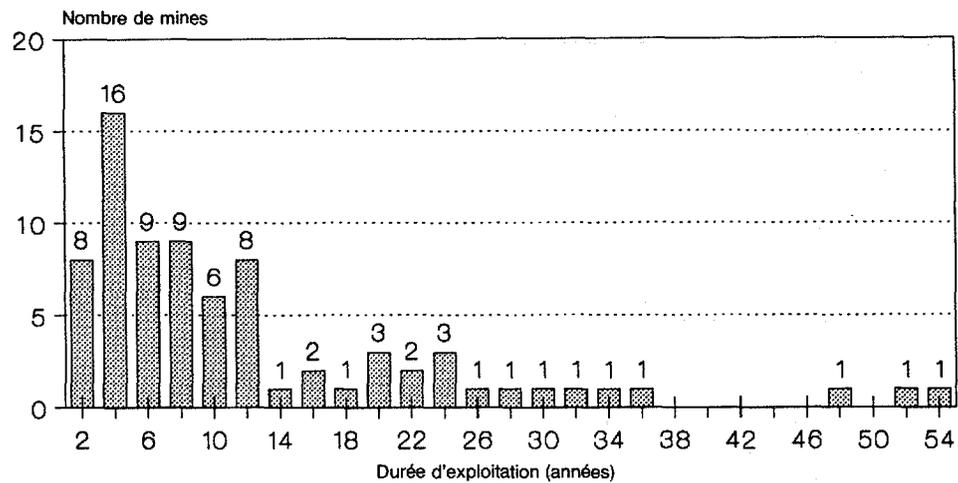


FIGURE G.10 — Production annuelle de lithium.

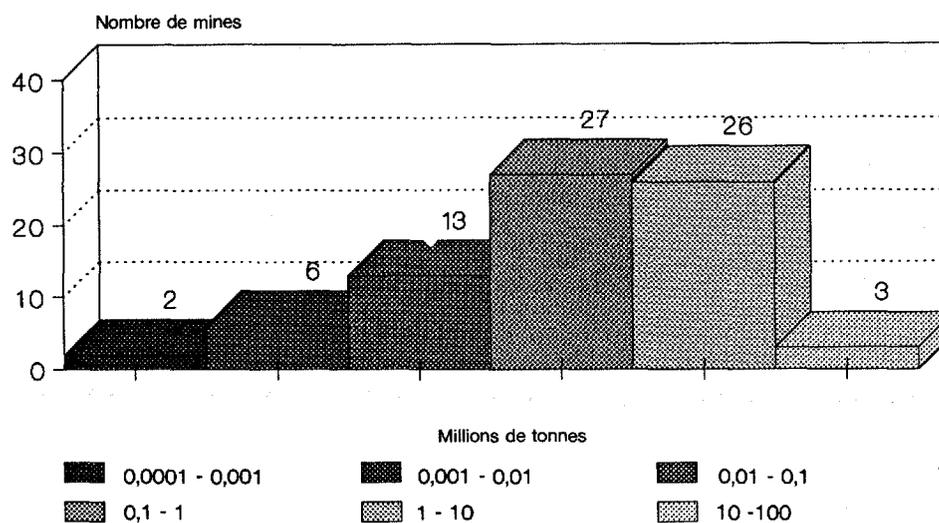
Distribution de la durée d'exploitation des mines d'or



Statistiques pour 77 mines : durée moyenne de 11 années

FIGURE G.11 — Distribution de la durée d'exploitation des mines d'or.

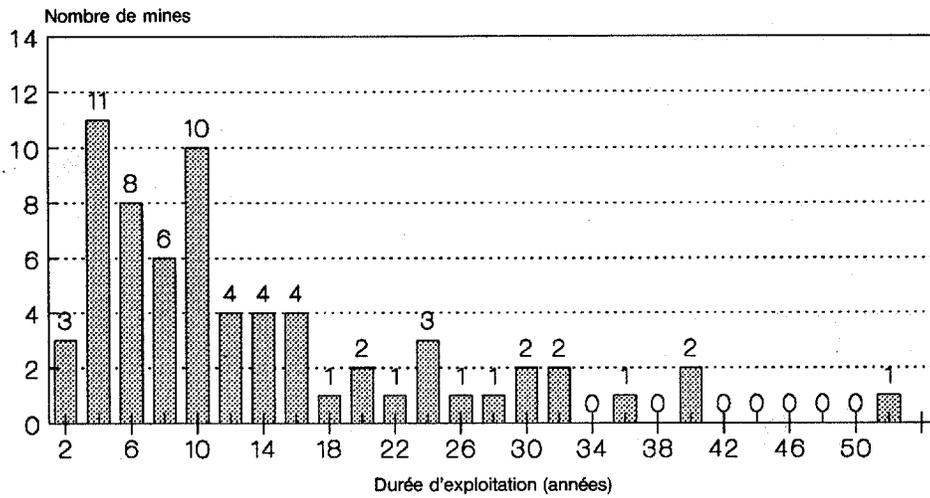
Distribution des tonnages extraits des mines d'or



Statistiques pour 77 mines : tonnage moyen de 2,2 millions

FIGURE G.12 — Distribution des tonnages extraits des mines d'or.

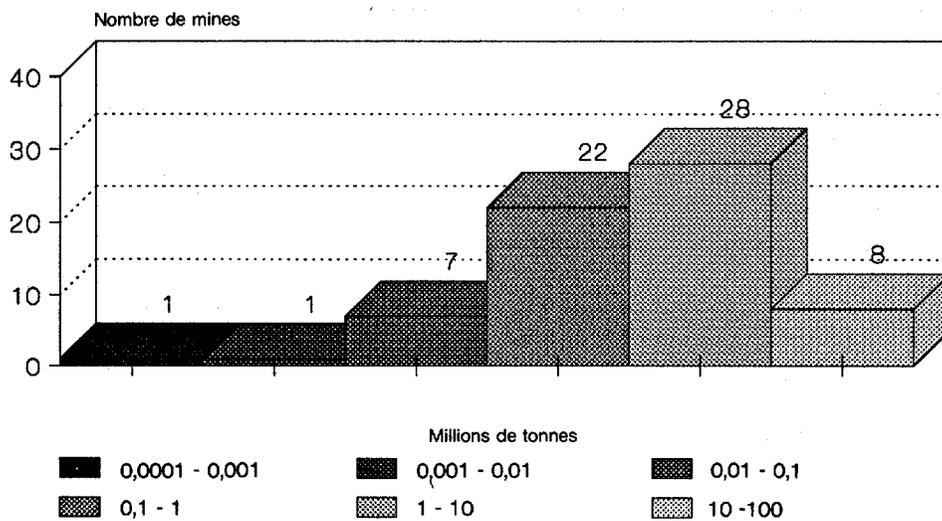
Distribution de la durée d'exploitation des mines de métaux de base



Statistiques pour 67 mines : durée moyenne de 12 années

FIGURE G.12 — Distribution de la durée d'exploitation des mines de métaux de base.

Distribution des tonnages extraits des mines de métaux de base



Statistiques pour 67 mines : tonnage moyen de 3,9 millions

FIGURE G.13 — Distribution des tonnages extraits des mines de métaux de base.

Le camp minier de Cadillac-Malartic a connu jusqu'à la fin des années quarante une évolution identique à celle de Val-d'Or. Il n'y a pas eu par la suite d'accélération comme dans les cas de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or. On note un fléchissement dans les années soixante-dix, suivi d'une reprise marquée dans les années quatre-vingt due à la mise en production des mines Bousquet et Doyon. Le camp de Cadillac-Malartic a produit un peu moins de 80 millions de tonnes de minerai (figure G.15).

Le camp minier de Chapais-Chibougamau est arrivé en scène en 1953 et a connu une évolution soutenue jusqu'au milieu des années soixante-dix, où il y a eu un ralentissement. Ce camp a produit environ 65 millions de tonnes de minerai (figure G.15).

Le camp de Joutel-Matagami, le plus jeune (1963), a connu une évolution parallèle à celle de Chibougamau, avec toutefois un ralentissement plus prononcé au milieu des années soixante-dix. Une forte reprise est apparue en 1984. Le camp a produit environ 55 millions de tonnes des minerai (figure G.15).

PRODUCTION D'OR

Le camp de Rouyn-Noranda vient encore en tête avec une production totale d'un peu plus de 450 tonnes d'or. La courbe d'évolution de la production d'or présente les mêmes caractéristiques que celle de la production de minerai (figure G.16).

Le camp de Val-d'Or connaît encore une fois un départ plus lent, mais présente par la suite les mêmes inflexions que Rouyn-Noranda. La croissance est cependant moins rapide de la fin des années quarante à la fin des années soixante. Par la suite, la production d'or augmente plus rapidement que dans le cas de Rouyn-Noranda, avec une légère accélération au début des années quatre-vingt. Le camp de Val-d'Or a produit près de 400 tonnes d'or (figure G.16).

Le camp de Cadillac-Malartic présente une évolution un peu plus lente que Val-d'Or jusqu'à la moitié des années quarante. À partir de là son évolution suivra celle de Val-d'Or jusqu'à la fin des années cinquante. Après un léger fléchissement, il y a une forte reprise au début des années quatre-vingt. La production aurifère du camp de Cadillac-Malartic a presque rejoint celle de Val-d'Or avec environ 375 tonnes (figure G.16).

Le camp de Chapais-Chibougamau a connu une évolution régulière de sa production avec une légère augmentation vers la fin des années soixante-dix. Sa production totale dépasse un peu les 100 tonnes (figure G.16). Celle du camp de Joutel-Matagami est devenue significative à partir de 1975 et a atteint depuis les 40 tonnes d'or (figure G.16).

PRODUCTION DE CUIVRE

Le camp de Rouyn-Noranda mérite son titre de «Capitale du cuivre» avec une production totale de plus de 2 millions de tonnes (figure G.17). La courbe d'évolution de la production montre les mêmes caractéristiques que celle du tonnage de minerai de toutes provenances, avec toutefois un plafonnement plus distinct depuis 1980.

Le camp de Chapais-Chibougamau vient en seconde place avec une production totale d'environ 1,2 million de tonnes (figure G.17). Sa courbe d'évolution montre un léger fléchissement à partir de la moitié des années soixante-dix.

Le camp de Joutel-Matagami montre une évolution qui fléchit un peu entre 1973 et 1980, pour ensuite reprendre et atteindre en 1988 le demi million de tonnes (figure G.17). La production de cuivre du camp de Val-d'Or a connu une évolution très lente jusqu'au début des années soixante-dix où elle est devenue stable à 200 000 tonnes (figure G.17). Finalement, la production du camp de Cadillac-Malartic est demeurée à peu près négligeable jusqu'à nos jours (figure G.17).

PRODUCTION DE ZINC

Le camp de Joutel-Matagami a connu une évolution fulgurante de sa production de zinc depuis ses débuts en 1963. Cette production a fléchi régulièrement, notamment à partir de 1975. Le total se situe actuellement à 2,6 millions de tonnes (figure G.18). La production de zinc du camp de Rouyn-Noranda ne s'amorce véritablement qu'à partir des années quarante. Elle connaît plusieurs fluctuations et devient presque stagnante à partir du milieu des années quatre-vingt. La production totale de Rouyn-Noranda dépasse un peu les 900 000 tonnes (figure G.18). Celle du camp de Val-d'Or a également connu plusieurs fluctuations et est devenue stable avec un peu moins de 600 000 tonnes (figure G.18) depuis la fin des années soixante-dix. Le camp de Chapais-Chibougamau a connu une légère production de zinc entre 1975 et 1983, production évaluée à environ 150 000 tonnes (figure G.18).

Conclusion

Après plus de soixante années d'exploitation, l'or, le cuivre et le zinc dominent largement parmi les substances minérales produites dans l'Abitibi québécois.

Pour l'or, deux éléments montrent que le potentiel est loin de s'épuiser dans les régions déjà productrices :

- d'une part, l'augmentation de la production cumulative est régulière, même dans les camps miniers exploités depuis de nombreuses années comme à Val-d'Or et à Cadillac-Malartic;

- d'autre part, les teneurs de récupération restent stables depuis plus de 40 ans. Le potentiel de découverte demeure élevé comme en témoigne la récente découverte du gisement de Silidor à Rouyn-Noranda. De plus, le grand secteur de Casa-Berardi pourrait présenter une évolution comparable aux secteurs plus anciens si l'on en juge par l'importance des découvertes de Golden Pond.

Pour les métaux de base, la taille généralement plus grande des gisements influence à chaque découverte le niveau de production à l'échelle régionale. Le plafonnement de la production de cuivre, dans les camps de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or, permet d'espérer de prochaines découvertes. Le gisement d'Aur-Louvem, derniè-

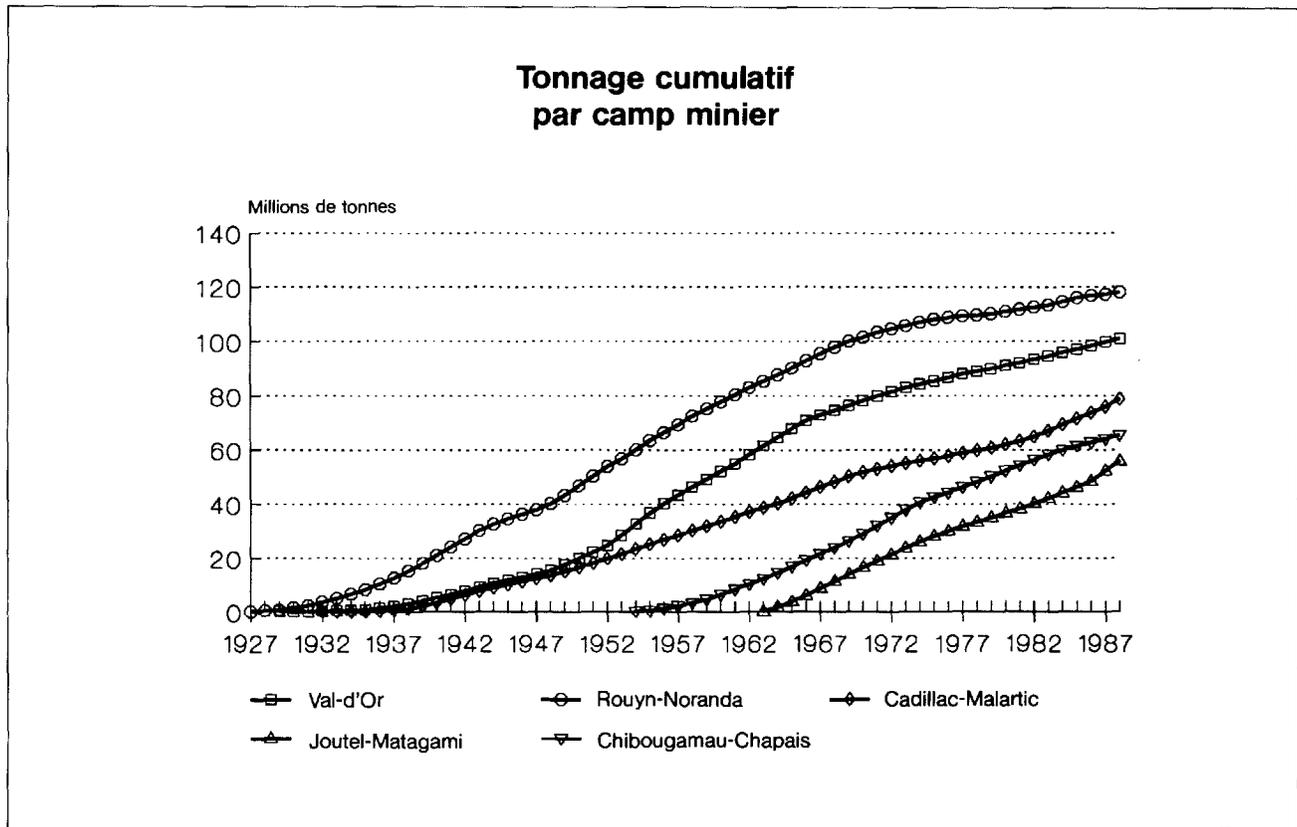


FIGURE G.15 — Tonnage cumulé par camp minier.

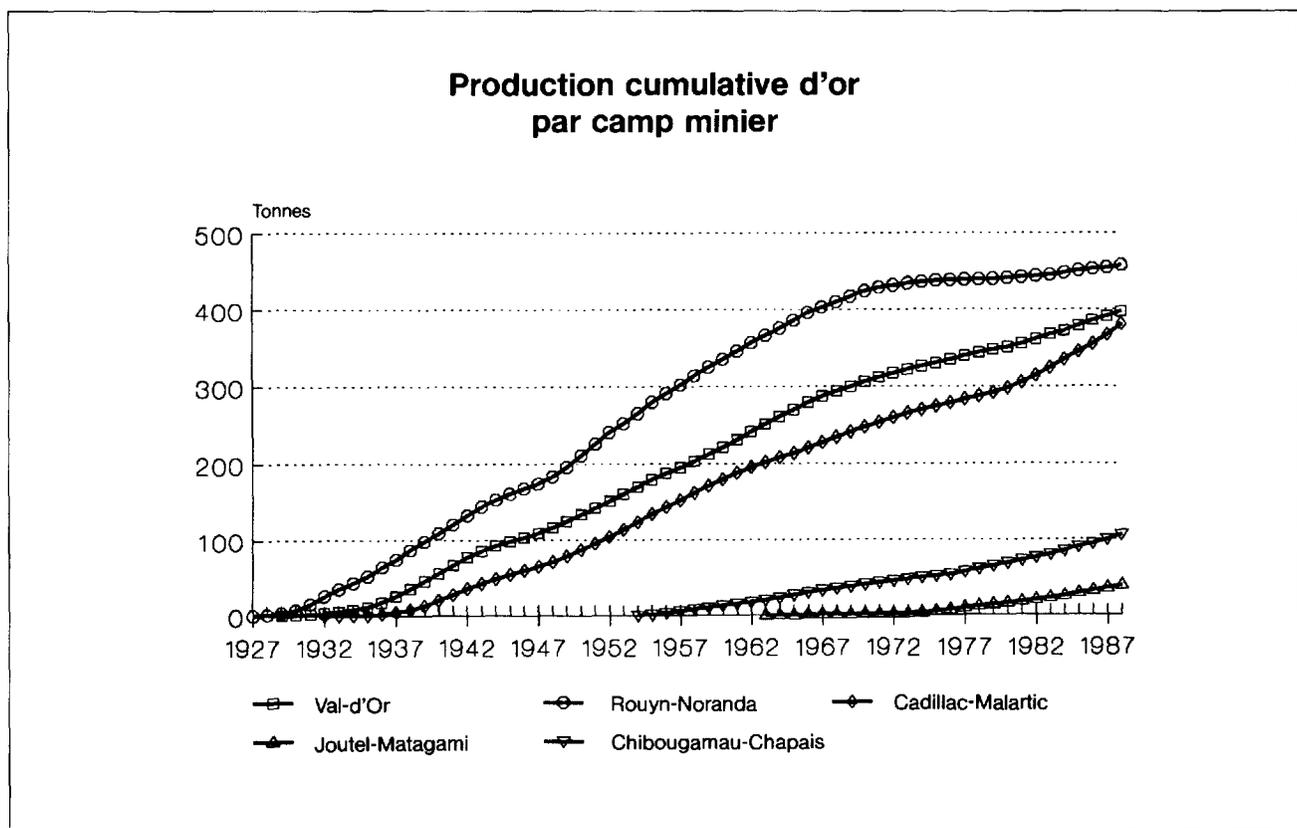


FIGURE G.16 — Production cumulative d'or par camp minier.

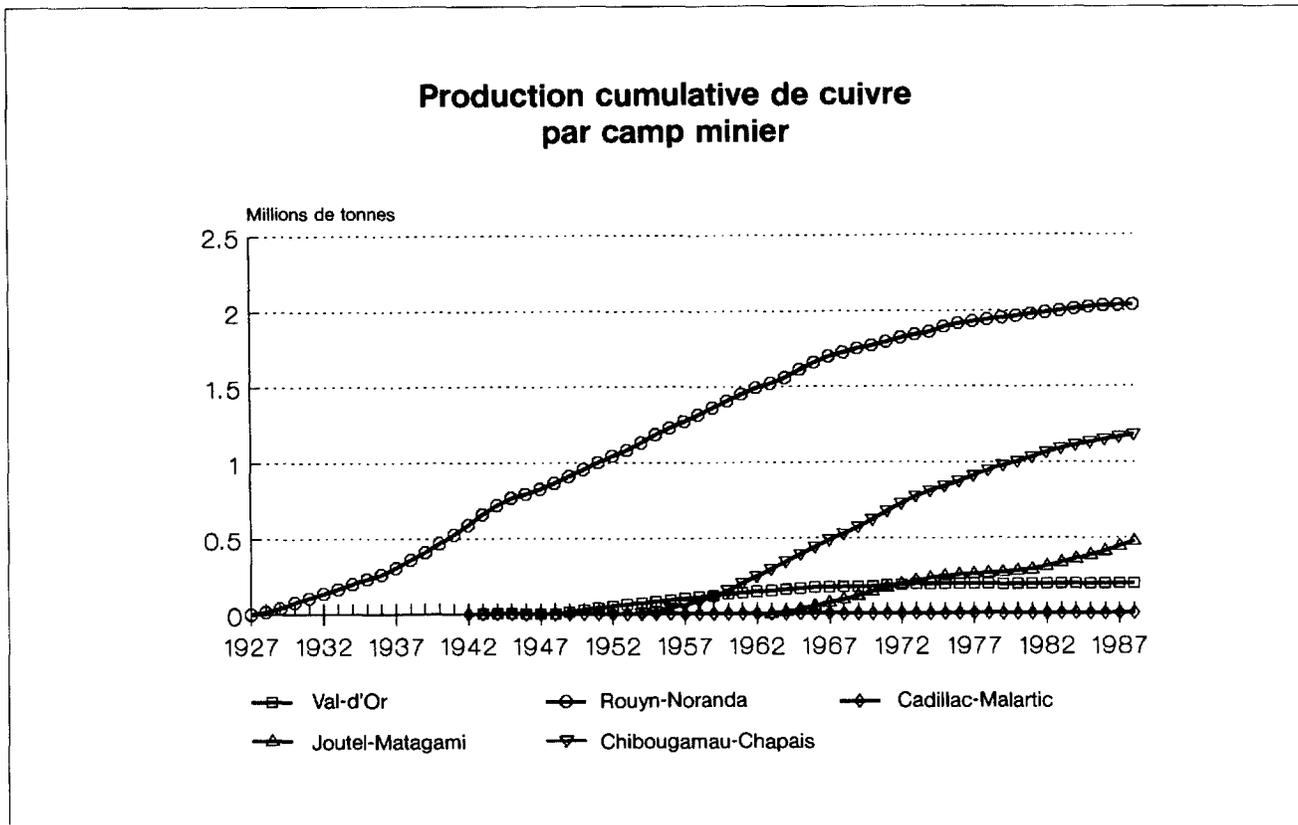


FIGURE G.17 — Production cumulative de cuivre par camp minier.

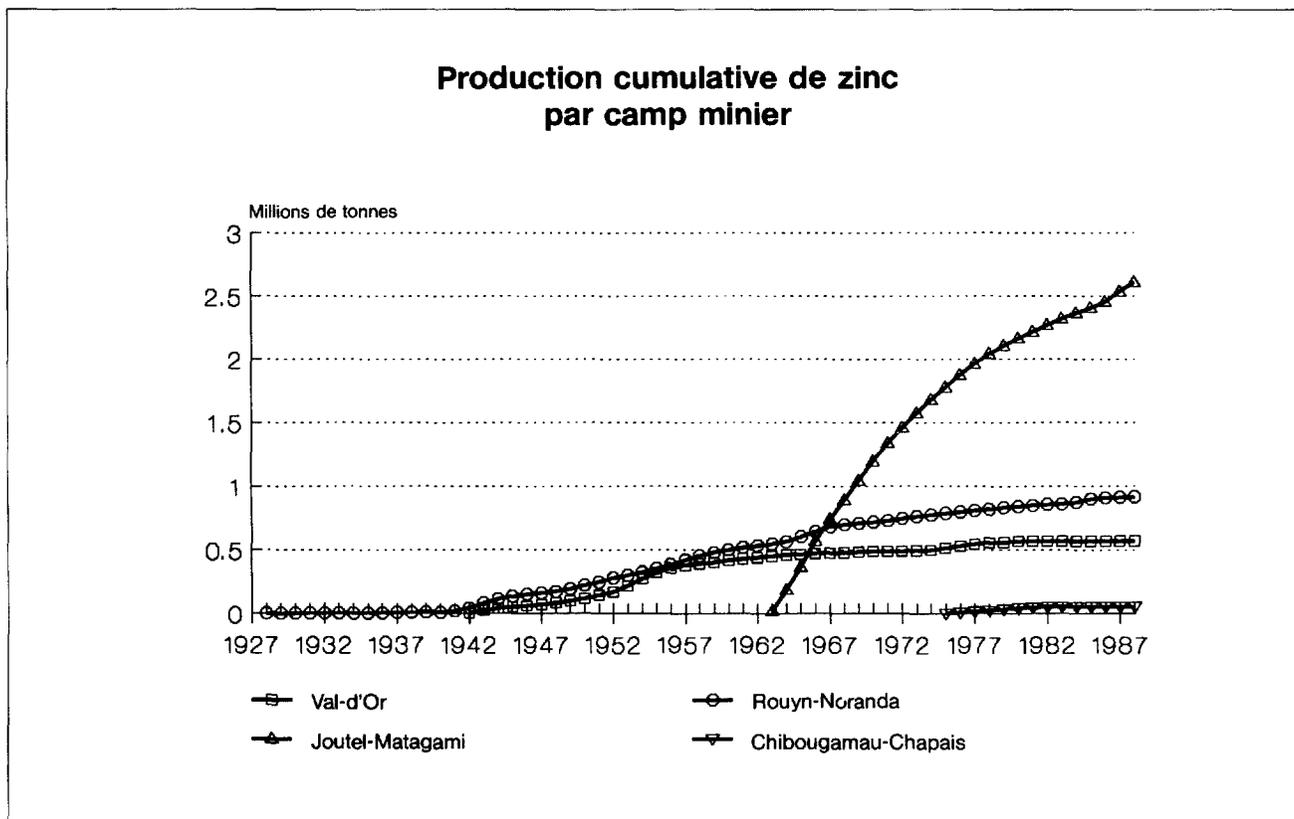


FIGURE G.18 — Production cumulative de zinc par camp minier.

rement mis en évidence, montre que l'exploration est un art difficile, même quand les gisements sont gros. Pour le zinc, la performance d'un jeune camp minier comme celui de Joutel-Matagami ouvre des perspectives intéressantes pour l'ensemble de ce secteur, ainsi que pour la région de Grevet.

Remerciements

L'auteur remercie particulièrement monsieur Maurice Latulippe qui a compilé, durant la période où il a occupé le poste de géologue résident du MER à Val-d'Or, la majeure partie des données concernant les productions annuelles qui ont servi de base à cet article. L'auteur remercie également messieurs André Gobeil et Maurice Rive pour les informations complémentaires fournies pour les districts de Chibougamau et de Rouyn-Noranda, ainsi que madame Isabelle Bouchard et monsieur Ronald Savard pour la réalisation de la base de données informatisée. L'auteur a apprécié les commen-

taires et suggestions de monsieur Jean-Marc Lulin lors de la lecture du manuscrit original.

Références

- MER, 1981 — Catalogue des gîtes minéraux. Service du potentiel minéral; DPV-744, 14 cartes, 98 pages.
- MER — Collection des Rapports des géologues résidents sur l'activité minière régionale.
- SIMARD, A. — GOBEIL, A. — VERPAELST, P. — RIVE, M. — LACROIX, S. — RACICOT, D., 1990 — Relationship between mineral deposits and geological domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of Northwestern Quebec. *Dans La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard.* Institut canadien de Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43.
- VALIÈRES, M., 1989 — Des mines et des hommes — Histoire de l'industrie minière québécoise. Les Publications du Québec; 434 pages.



Achévé d'imprimer
en mai 1990 sur les presses
des Ateliers Graphiques Marc Veilleux Inc.
Cap-Saint-Ignace, Qué.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Service géologique du Nord-Ouest

